Géovisions 40

UNIL | Université de Lausanne
Institut de géographie
et durabilité

Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin

Cristian Scapozza



Lausanne, 2013

UNIL | Université de Lausanne
Faculté des géosciences
et de l'environnement
Institut de géographie

Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin

THÈSE DE DOCTORAT

présentée à la Faculté des géosciences et de l'environnement
de l'Université de Lausanne par

Cristian Scapozza
Maîtrise ès Sciences en géographie (Lausanne)

JURY	
Président	Prof. Torsten Vennemann
Directeur de thèse	Prof. Emmanuel Reynard
Experts	Dr. Christophe Lambiel
	Prof. Marie-Françoise André
	Prof. Wilfried Haeberli
	Prof. Christian Hauck

Lausanne, 2012

UNIL | Université de Lausanne
Faculté des géosciences et de l'environnement
bâtiment Amphipôle
CH-1015 Lausanne

IMPRIMATUR

Vu le rapport présenté par le jury d'examen, composé de

Président de la séance publique :	M. le Professeur Torsten Vennemann
Président du colloque :	M. le Professeur Torsten Vennemann
Directeur de thèse :	M. le Professeur Emmanuel Reynard
Expert externe :	Mme la Professeure Marie-Françoise André
Expert externe :	M. le Professeur Wilfried Haeberli
Expert externe :	M. le Professeur Christian Hauck
Expert interne :	M. le Docteur Christophe Lambiel

Le Doyen de la Faculté des géosciences et de l'environnement autorise l'impression de la thèse de

Monsieur Cristian SCAPOZZA

Maîtrise ès Sciences (MSc) en géographie
Spécialisation « Environnements alpins »
Université de Lausanne

intitulée

STRATIGRAPHIE, MORPHODYNAMIQUE, PALEOENVIRONNEMENTS DES TERRAINS SEDIMENTAIRES MEUBLES A FORTE DECLIVITE DU DOMAINE PERIGLACIAIRE ALPIN

Lausanne, le 19 janvier 2012

Pour le Doyen de la Faculté des géosciences et de l'environnement

Professeur Torsten Vennemann, Vice-Doyen

Impressum

Manière de citer cet ouvrage :

Scapozza, C. (2013). *Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin* (Géovisions n°40). Lausanne : Université, Institut de géographie et durabilité.

Directeur de la publication :

Christophe Lambiel

Image page de couverture :

Le petit lac périglaciaire de Gana Bianca, au Val Blenio, alimenté par une source qui prend naissance au front du glacier rocheux actif de Gana. Au deuxième plan, le sommet de l'Adula. Dessin: Valerio Scapozza, 2011.

Maquette, mise en page et graphisme :

Cristian Scapozza, Gaston Clivaz

Impression :

Multiprint SA
Avenue Beauregard
CH-1700 Fribourg

Publié par :

Institut de géographie et durabilité
Université de Lausanne
Géopolis
1015 Lausanne

http://www.unil.ch/igd

Publié avec le soutien de :

La Fondazione Felix Leemann, Lugano et de la Fondazione Carlo e Albina Cavargna, Biasca.

© Université de Lausanne
2013 Institut de géographie et durabilité – UNIL

ISBN : 978-2-940368-16-7

A Georgia

Table des matières

Résumé XVII
Abstract XVIII
Riassunto XIX
Abréviations XXI
Remerciements XXIII

PARTIE I : INTRODUCTION ET NOTIONS GENERALES

1 Introduction générale 3

1.1 Problématique générale 3
1.1.1 Contexte de l'étude 3
1.1.2 Objectifs généraux 5
1.1.3 Organisation de la thèse 5

1.2 Les sites d'étude 6
1.2.1 Critère de sélection des sites d'étude 6
1.2.2 La région du Mont Gelé – Mont Fort (Verbier/Nendaz) 7
1.2.3 La région des Fontanesses (Val d'Arolla) 9
1.2.4 Le versant nord de la Pointé du Tsaté et la région de Chamosentse 10
1.2.5 Le Massif de la Cima di Gana Bianca 10

2 Notions générales 12

2.1 Le pergélisol 12
2.1.1 Définition et stratigraphie 12
2.1.2 Facteurs de contrôle et répartition du pergélisol 13
2.1.2.1 Echelle continentale 13
2.1.2.2 Echelle régionale 14
2.1.2.3 Echelle locale 14
2.1.2.4 Echelle de l'objet 15
2.1.3 Le concept de « limite inférieure du pergélisol » 15

2.2 Les formes de fluage du pergélisol 15
2.2.1 Typologie et déformations 15
2.2.2 Morphologie et facteurs de contrôle 17

PARTIE II : REPARTITION ET STRATIGRAPHIE DU PERGELISOL DANS LES EBOULIS PERIGLACIAIRES DE HAUTE ALTITUDE

3 Introduction et problématique 23

3.1 Les éboulis 23
3.1.1 Notions théoriques générales 23
3.1.2 La stratification des éboulis 26
3.1.3 Le pergélisol dans les éboulis 28
3.1.4 Ventilation interne par effet de cheminée d'un éboulis froid 30
3.1.5 Répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude et facteurs de contrôle 33
3.1.5.1 Redistribution de la neige par le vent et les avalanches 35
3.1.5.2 Augmentation de la granulométrie en direction de l'aval 35
3.1.5.3 Enfouissement de plaques de glace 36
3.1.5.4 Ventilation ascendante (effet de cheminée) 36
3.1.6 Synthèse 38

3.2 Objectifs principaux 39

4 Méthodes d'étude de la répartition du pergélisol 41

4.1 Techniques de prospection et d'interprétation 41

4.2 Forages dans le pergélisol 44
4.2.1 Généralités 44
4.2.2 Mise ne œuvre et appareillage 45
4.2.3 Fonctionnement de la caméra de diagraphie 50

4.3 Monitoring des températures du sous-sol en forage 51
4.3.1 Principes et application 51
4.3.2 Mise en œuvre et appareillage 53

4.4 Monitoring des températures de la surface du sol 55
4.4.1 Principes et application 55
4.4.2 Phases du comportement thermique annuel de la surface du sol 56

4.5 La prospection géophysique 59
4.5.1 Introduction 59
4.5.2 Principes de la prospection géophysique 59
4.5.3 Propriétés physiques étudiées 61
4.5.3.1 La résistivité électrique 61
4.5.3.2 La vitesse des ondes sismiques de compression (ondes P) 64

4.6 Tomographie des résistivités électriques (ERT) 67
4.6.1 Principes de la méthode 67
4.6.2 Acquisition des données et appareillage 70
4.6.3 Traitement des données 72
4.6.3.1 Modélisation directe 72
4.6.3.2 Modélisation inverse 74
4.6.3.3 Méthodes d'inversion 75
4.6.3.4 Critères de convergence 77
4.6.3.5 Intégration de la topographie 78
4.6.3.6 Affinage du modèle (model refinement) 80
4.6.3.7 Projection des profils ERT perpendiculaires à la pente 80

4.7 Tomographie de sismique réfraction (RST) 81
4.7.1 Principes de la méthode 81
4.7.1 Acquisition des données et appareillage 84
4.7.3 Traitement des données 85

4.8 Diagraphies dans le pergélisol 89
4.8.1 Généralités 89
4.8.2 Le log gamma-ray naturel 90
4.8.3 Le log gamma-gamma 91
4.8.4 Le log neutron-neutron 93
4.8.5 Mise en œuvre et appareillage 95

4.9 Autres méthodes 96
4.9.1 Granulométrie de la surface du sol 96
4.9.2 Monitoring photographique à l'aide de caméras automatiques 97
4.9.3 Calcul de la radiation solaire directe potentielle 98
4.9.4 Le GPS différentiel 99

5 Etudes de cas : résultats et interprétation 101

5.1 Eboulis des Attelas 101
5.1.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées 101
5.1.2 Structure sédimentaire et thermo-stratigraphie des forages 106
5.1.2.1 Stratigraphie des forages 106
5.1.2.2 Thermo-stratigraphie de l'éboulis des Attelas 110
5.1.2.3 Synthèse sur la structure et la thermo-stratigraphie des forages 110
5.1.3 Propriétés nucléaires du pergélisol 111
5.1.3.1 Le log gamma-ray naturel 111
5.1.3.2 Le log gamma-gamma 111
5.1.3.3 Le log neutron-neutron 113

5.1.3.4 Stratigraphie nucléaire *115*
5.1.3.5 Synthèse sur les propriétés nucléaires du pergélisol *115*
5.1.4 Prospection géoélectrique 116
5.1.4.1 Modélisation inverse *116*
5.1.4.2 Relations résistivité–teneur en glace/air/porosité *121*
5.1.4.3 Modélisation directe *123*
5.1.4.4 Synthèse sur la prospection géoélectrique *125*
5.1.5 Monitoring de la répartition des résistivités électriques 126
5.1.5.1 Variations par rapport à juillet 2008 *126*
5.1.5.2 Variations annuelles *130*
5.1.5.3 Relations entre les résistivités et les températures *132*
5.1.5.4 Synthèse sur les variations de résistivité électrique *133*
5.1.6 Prospection sismique 135
5.1.6.1 Vitesses des ondes sismiques de compression (ondes P) *135*
5.1.6.2 Comparaison avec la prospection géoélectrique *136*
5.1.7 Extension spatiale du pergélisol 139
5.1.8 Processus de surface 140
5.1.8.1 Effet de la radiation solaire *140*
5.1.8.2 Régime thermique de surface *141*
5.1.8.3 Evolution du manteau neigeux *148*
5.1.9 Processus internes à la formation sédimentaire 151
5.1.9.1 Régime thermique de l'éboulis *151*
5.1.9.2 Indices d'un effet de cheminée ? *153*
5.1.10 Synthèse générale 154

5.2 Eboulis du Lac des Vaux 157
5.2.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées 157
5.2.2 Prospection géoélectrique 161
5.2.2.1 Modélisation inverse *161*
5.2.2.2 Géométrie des mesures et variations de résistivité *165*
5.2.2.3 Modélisation directe *167*
5.2.2.4 Synthèse sur la prospection géoélectrique et sur l'extension du pergélisol *170*
5.2.3 Processus de surface 172
5.2.3.1 Effet de la radiations solaire *172*
5.2.3.2 Régime thermique de surface *173*
5.2.3.3 Epaisseur du manteau neigeux *177*
5.2.4 Synthèse générale 179

5.3 Eboulis des Lapires 181
5.3.1 Caractéristiques du site 181
5.3.2 Historique des recherches et mesures effectuées 184
5.3.3 Structure sédimentaire et thermo-stratigraphie des forages 187

5.3.3.1 Stratigraphie des forages *187*
5.3.3.2 Thermo-stratigraphie de l'éboulis des Lapires *191*
5.3.3.3 Synthèse sur la structure et la thermo-stratigraphie des forages *192*
5.3.4 Propriétés nucléaires du pergélisol 192
5.3.4.1 La log gamma-ray naturel *193*
5.3.4.2 Le log gamma-gamma *194*
5.3.4.3 Le log neutron-neutron *195*
5.3.4.4 Stratigraphie nucléaire *196*
5.3.4.5 Synthèse sur les propriétés nucléaires du pergélisol *197*
5.3.5 Prospection géoélectrique 198
5.3.5.1 Modélisation inverse : secteur ouest de l'éboulis *198*
5.3.5.2 Relations résistivité – température – teneur en glace – porosité *201*
5.3.5.3 Modélisation inverse : secteur est (et central) de l'éboulis *205*
5.3.5.4 Modélisation directe *207*
5.3.5.5 Synthèse sur la prospection géoélectrique *208*
5.3.6 Prospection sismique 211
5.3.6.1 Vitesses des ondes sismiques de compression (ondes P) *211*
5.3.6.2 Comparaison avec la prospection géoélectrique *213*
5.3.7 Processus de surface 215
5.3.7.1 Effet de la radiation solaire *215*
5.3.7.2 Régime thermique de surface *216*
5.3.7.3 Evolution du manteau neigeux *221*
5.3.8 Processus internes à la formation sédimentaire 223
5.3.8.1 Régime thermique de l'éboulis *223*
5.3.8.2 Les preuves d'un effet de cheminée ! *225*
5.3.9 Synthèse générale 229

5.4 Eboulis du Petit Mont Rouge 233
5.4.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées 233
5.4.2 Structure sédimentaire et thermo-stratigraphie des forages 237
5.4.2.1 Stratigraphie des forages *237*
5.4.2.2 Thermo-stratigraphie de l'éboulis du Petit Mont Rouge *240*
5.4.2.3 Synthèse sur la structure et la thermo-stratigraphie des forages *241*
5.4.3 Propriétés nucléaires du pergélisol 241
5.4.3.1 La log gamma-ray naturel *242*
5.4.3.2 Le log gamma-gamma *243*
5.4.3.3 Le log neutron-neutron *244*
5.4.3.4 Stratigraphie nucléaire *246*
5.4.3.5 Synthèse sur les propriétés nucléaires du pergélisol *246*
5.4.4 Prospection géoélectrique 247
5.4.4.1 Modélisation inverse *247*
5.4.4.2 Relations résistivité – température – teneur en glace/air *250*

5.4.4.3 Modélisation directe *254*
5.4.4.4 Synthèse sur la prospection géoélectrique *256*
5.4.5 Prospection sismique 257
5.4.5.1 Vitesses des ondes sismiques de compression (ondes P) *257*
5.4.5.2 Comparaison avec la prospection géoélectrique *260*
5.4.6 Extension spatiale du pergélisol 262
5.4.7 Processus de surface 263
5.4.7.1 Effet de la radiation solaire *263*
5.4.7.2 Régime thermique de surface *264*
5.4.7.3 Evolution du manteau neigeux *267*
5.4.8 Processus internes à la formation sédimentaire 271
5.4.8.1 Régime thermique de l'éboulis *271*
5.4.8.2 Fonctionnement du système de ventilation *272*
5.4.9 Synthèse générale 277

5.5 Eboulis de Tsaté–Moiry 281
5.5.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées 281
5.5.2 Prospection géoélectrique 284
5.5.2.1 Le glacier rocheux de Tsaté–Moiry 2 *284*
5.5.2.2 L'éboulis de Tsaté–Moiry *287*
5.5.2.3 Synthèse sur la prospection géoélectrique *288*
5.5.3 Processus du surface 290
5.5.3.1 Effet de la radiation solaire *290*
5.5.3.2 Régime thermique de surface *291*
5.5.4 Synthèse générale 294

6 Le pergélisol dans les éboulis : discussion générale 296

6.1 Répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude 296

6.2 Caractéristiques physiques des éboulis 302
6.2.1 Propriétés nucléaires du pergélisol 302
6.2.2 Propriétés électriques et sismiques du pergélisol 304
6.2.2.1 Résistivités électriques *304*
6.2.2.2 Relations résistivité – température *307*
6.2.2.3 Vitesses des ondes sismiques de compression (ondes P) *309*
6.2.3 Intégration des différentes données géophysiques disponibles 310

6.3 Facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol 313
6.3.1 Situation générale 313
6.3.2 La ventilation ascendante 314
6.3.2.1 Vérification du modèle de la ventilation ascendante *314*

6.3.2.2 Teneur en glace et efficacité de la ventilation ascendante 314
6.3.2.3 Réversibilité du système 318
6.3.3 L'augmentation de la granulométrie en direction de l'aval 318
6.3.4 La redistribution de la neige par le vent et les avalanches 321
6.3.5 Synthèse sur les facteurs de contrôle 322

6.4 La structure des éboulis périglaciaires de haute altitude 323
6.4.1 Sur l'origine des protalus rampart 323
6.4.2 Signification paléoclimatique des éboulis périglaciaires 324
6.4.3 Sur la présence de niveaux poreux sous la base du pergélisol 328

6.5 Quelques remarques méthodologiques 331
6.5.1 Apport des diagraphies 331
6.5.2 La prospection géoélectrique bidimensionnelle 333

PARTIE III : HISTOIRE PALEOENVIRONNEMENTALE DU DOMAINE PERIGLACIAIRE ALPIN

7 Introduction et problématique 339

7.1 Signification paléoclimatique des formes périglaciaires 339
7.1.1 Evolution d'un système morphogénétique périglaciaire alpin 339
7.1.2 Cadre chrono-stratigraphique de référence 342
7.1.3 Signification paléoclimatique des glaciers rocheux 347
7.1.3.1 Datations numériques 347
7.1.3.2 Datations relatives 352
7.1.3.3 Signification paléoclimatique des glaciers rocheux fossiles 354
7.1.4 Synthèse 355

7.2 Objectifs principaux 356

8 Méthodes d'étude de l'histoire paléoenvironnementale du domaine périglaciaire alpin 359

8.1 La méthode paléogéographique 359
8.1.1 Principes généraux 359
8.1.2 Nomenclature des stades glaciaires et calcul de la DLEG 359
8.1.3 DLEG, DP et datation relative des glaciers rocheux (et éboulis) 362
8.1.4 Calcul des paléo-précipitations à l'aide du modèle de la cryosphère 364

8.2 Le marteau de Schmidt 368

8.2.1 Principes de la méthode 368
8.2.2 Mise en œuvre et appareillage 369
8.2.3 Traitement et interprétation des données 374

8.3 Calcul de taux d'érosion des parois rocheuses 376

9 Datations relatives : résultats et interprétations 379

9.1 La région du Mont Gelé – Mont Fort 379
9.1.1 Chronologie du retrait glaciaire 379
9.1.1.1 Historique des recherches 379
9.1.1.2 Les dépôts glaciaires et périglaciaires de la région 385
9.1.1.3 Définition des niveaux de référence pour la fin du Petit Age Glaciaire 385
9.1.1.4 Le Val de Nendaz : référence pour la définition des stades glaciaires 387
9.1.1.5 Le retrait glaciaire dans le secteur Les Attelas – Combe de Médran 393
9.1.1.6 Le retrait glaciaire dans la Combe de la Chaux 394
9.1.1.7 Synthèse sur le retrait glaciaire dans la région 396
9.1.1.8 La place des glaciers rocheux 398
9.1.2 Datation relative à l'aide du marteau de Schmidt 401
9.1.2.1 Considérations générales 401
9.1.2.2 Mesures effectuées dans le Vallon de Tortin 402
9.1.2.3 Mesures effectuées sur le versant occidental du Mont Gelé 409
9.1.2.4 Mesures effectuées dans la Combe de la Chaux 412
9.1.3 Chrono-stratigraphie par calibration des âges d'exposition 413
9.1.3.1 Datations effectuées dans le Vallon de Tortin 413
9.1.3.2 Datations effectuées sur le versant occidental du Mont Gelé 417
9.1.3.3 Datations effectuées dans la Combe de la Chaux 421
9.1.4 Synthèse générale 422

9.2 La région des Fontanesses 424
9.2.1 Introduction et caractéristiques géomorphologiques 424
9.2.2 Chronologie du retrait glaciaire 425
9.2.2.1 Définition des stades tardiglaciaires 425
9.2.2.2 Les récurrences glaciaires holocènes 428
9.2.3 Datation relative à l'aide du marteau de Schmidt 432
9.2.3.1 Le secteur du Petit Mont Rouge (Série du Mont Dolin) 433
9.2.3.2 Le secteur de Tsena Réfien (Série d'Arolla) 434
9.2.4 Chrono-stratigraphie par calibration des âges d'exposition 435
9.2.5 Synthèse générale 436

9.3 La région de Chamosentse 439
9.3.1 Introduction et choix des sites à dater 439

9.3.2 Essai de datation relative et synthèse générale 442
9.4 Le Massif de la Cima di Gana Bianca 444
9.4.1 Introduction et caractéristiques géomorphologiques 444
9.4.2 Chronologie de la déglaciation 446
9.4.2.1 Définition des stades tardiglaciaires régionaux 446
9.4.2.2 Définition des stades régionaux et corrélation de la séquence composite 447
9.4.3 Datation relative à l'aide du marteau de Schmidt 449
9.4.3.1 Considérations générales 449
9.4.3.2 Glaciers rocheux de Stabbio di Largario et de l'Alpe Pièi 451
9.4.3.3 Mesures effectuées dans les Gane di Terra Rossa 452
9.4.3.4 Mesures effectuées dans la Valle di Sceru 454
9.4.4 Chrono-stratigraphie par calibration des âges d'exposition 455
9.4.4.1 Glaciers rocheux de Stabbio di Largario et de l'Alpe Pièi 455
9.4.4.2 Datations effectuées dans les Gane di Terra Rossa 455
9.4.4.3 Datations effectuées dans la Valle di Sceru 455
9.4.5 Synthèse générale 458

10 Paléoenvironnements périglaciaires : discussion générale 461

10.1 Signification paléoclimatique des glaciers rocheux étudiés 461
10.1.1 Interprétation des datations effectuées 461
10.1.2 Les glaciers rocheux actifs 462
10.1.3 Les glaciers rocheux inactifs/fossiles 465
10.1.4 Glaciers rocheux et (paléo)climat 466
10.1.5 Vitesses à long terme des glaciers rocheux 471

10.2 Signification paléoclimatique des éboulis étudiés 475
10.2.1 Age des éboulis périglaciaires étudiés 475
10.2.2 Taux d'éboulisation de quatre éboulis périglaciaires 476
10.2.3 Evolution du taux d'érosion des parois rocheuses dans le temps 478
10.2.4 Synthèse sur l'éboulisation dans le domaine périglaciaire alpin 481

10.3 Evolution de l'environnement périglaciaire alpin pendant le Quaternaire récent 485
10.3.1 Le Tardiglaciaire 485
10.3.1.1 Début du Dryas ancien – déglaciation rapide et stade de Gschnitz 485
10.3.1.2 Fin du Dryas ancien et interstade tardiglaciaire du Bølling/Allerød 486
10.3.1.3 Dryas récent – le retour des glaciers 487
10.3.2 L'Holocène 488
10.3.2.1 Du Préboréal à la fin de l'Atlantique récent 488
10.3.2.2 Du Subboréal à la fin du Petit Age Glaciaire 489
10.3.2.3 De la fin du Petit Age Glaciaire à nos jours 489

10.4 Quelques remarques méthodologiques 491
10.4.1 Reconstitutions de l'altitude de la ligne d'équilibre (LEG) 491
10.4.2 Remarques méthodologiques sur le marteau de Schmidt 492
10.4.2.1 Relation entre la valeur-R *et la lithologie* *492*
10.4.2.2 Relation entre la valeur-R *et l'altitude* *494*
10.4.3 Utilisation conjointe de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt 495

PARTIE IV : CONCLUSIONS GENERALES

11 Conclusions générales et perspectives de recherche 501

11.1 Le pergélisol dans les éboulis de haute altitude 501
11.1.1 Répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude 501
11.1.2 Caractéristiques physiques des éboulis 502
11.1.3 Facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol dans un éboulis 503
11.1.4 Structure des éboulis périglaciaires de haute altitude 504
11.1.5 Enseignements méthodologiques 505
11.1.6 Perspectives de recherche et développements futurs 506

11.2 Histoire paléoenvironnementale de domaine périglaciaire alpin 507
11.2.1 Signification paléoclimatique des glaciers rocheux 507
11.2.2 Signification paléoclimatique des éboulis périglaciaires 508
11.2.3 Evolution de l'environnement périglaciaire alpin 509
11.2.4 Enseignements méthodologiques 509
11.2.5 Perspectives de recherche et développements futurs 510

11.3 En termes de changements climatiques 511

Références bibliographiques 515

Curriculum vitae 547

Annexe I : Lieux-dits de la région du Mont Gelé – Mont Fort 551

Résumé

Dans le contexte d'un climat de plus en plus chaud, une étude « géosystémique » de la répartition du pergélisol dans l'ensemble d'un versant périglaciaire alpin, de la paroi rocheuse jusqu'au glacier rocheux, s'avère primordiale. S'insérant dans cette problématique, ce travail de thèse vise comme objectif général l'étude des versants d'éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu selon deux volets de recherche différents : une étude de la stratigraphie et de la répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude et des processus qui lui sont associés ; une reconstitution de l'histoire paléoenvironnementale du domaine périglaciaire alpin pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

La stratigraphie et la répartition spatiale du pergélisol a été étudiée dans cinq éboulis des Alpes Valaisannes (Suisse), dont trois ont fait l'objet de forages profonds, grâce à la prospection géophysique de détail effectuée à l'aide de méthodes thermiques, de résistivité, sismiques et nucléaires. Les mesures effectuées ont permis de mettre en évidence que, dans les cinq éboulis étudiés, la répartition du pergélisol est discontinue et aucun des versants n'est intégralement occupé par du pergélisol. En particulier, il a été possible de prouver de manière directe que, dans un éboulis, le pergélisol est présent dans les parties inférieures du versant et absent dans les parties supérieures. Trois facteurs de contrôle principaux de la répartition du pergélisol déterminée au sein des éboulis étudiés ont été individualisés, pouvant agir seuls ou de manière combinée : la ventilation ascendante, l'augmentation de la granulométrie en direction de l'aval et la redistribution de la neige par le vent et les avalanches. Parmi ceux-ci, la relation ventilation–granulométrie semble être le facteur de contrôle principal permettant d'expliquer la présence de pergélisol dans les parties inférieures d'un éboulis et son absence dans les parties supérieures. Enfin, l'analyse de la structure des éboulis périglaciaires de haute altitude a permis de montrer que la stratigraphie du pergélisol peut être un élément important pour l'interprétation de la signification paléoclimatique de ce type de formes.

Pour le deuxième volet de la recherche, grâce aux datations relatives effectuées à l'aide de l'utilisation conjointe de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt, il a été possible de définir la chrono-stratigraphie du retrait glaciaire et du développement des glaciers rocheux et des versants d'éboulis des quatre régions des Alpes suisses étudiées (régions du Mont Gelé – Mont Fort, des Fontanesses et de Chamosentse, dans les Alpes Valaisannes, et Massif de la Cima di Gana Bianca, dans les Alpes Tessinoises). La compilation de toutes les datations effectuées a permis de montrer que la plupart des glaciers rocheux actifs étudiés se seraient développés soit juste avant et/ou pendant l'Optimum Climatique Holocène de 9.5–6.3 ka cal BP, soit au plus tard juste après cet évènement climatique majeur du dernier interglaciaire. Parmi les glaciers rocheux fossiles datés, la plupart aurait commencé à se former dans la deuxième moitié du Tardiglaciaire et se serait inactivé dans la première partie de l'Optimum Climatique Holocène. Pour les éboulis étudiés, les datations effectuées ont permis d'observer que leur surface date de la période entre le Boréal et l'Atlantique récent, indiquant que les taux d'éboulisation après la fin de l'Optimum Climatique Holocène ont dû être faibles, et que l'intervalle entre l'âge maximal et l'âge minimal est dans la plupart des cas relativement court (4–6 millénaires), indiquant que les taux d'éboulisation durant la période de formation des éboulis ont dû être importants. Grâce au calcul des taux d'érosion des parois rocheuses sur la base du volume de matériaux rocheux pour quatre des éboulis étudiés, il a été possible mettre en évidence l'existence d'une « éboulisation parapériglaciaire » liée à la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses, fonctionnant principalement durant les périodes de réchauffement climatique rapide comme cela a été le cas au début du Bølling, du Préboréal à la fin de l'Atlantique récent et, peut-être, à partir des années 1980.

Abstract

In the context of a warmer climate, a « geosystemical » study of the permafrost distribution in a whole alpine periglacial hillslope, from the rockwall to the rockglacier, is of great importance. With respect to this problem, the general objective of this PhD thesis is the global study of talus slopes located within the alpine periglacial belt following two different research axes: the analysis of the internal structure and of the permafrost distribution of high altitude talus slopes and of the related processes; the reconstruction of the palaeoenvironmental history of the alpine periglacial belt during the Lateglacial and the Holocene.

The stratigraphy and the permafrost distribution were studied in five talus slopes of the Valais Alps (Switzerland) with the analysis of borehole data (on three of the five talus slopes) and other methods of permafrost prospecting: Electrical Resistivity Tomography (ERT), Refraction Seismic Tomography (RST) and nuclear well logging. The collected data shows that, in all of the studied talus slopes, permafrost distribution is discontinuous and that neither of the hillslopes is integrally characterised by permafrost. In particular, this data proves by direct investigations that, in talus slopes, permafrost is present in the lower parts of the hillslope, whereas it is absent in the upper parts. Permafrost distribution in alpine talus slopes is depending of the combination of almost three controlling factors, whose respective importance is variable: the chimney effect, the increase of grain size downslope and the redistribution of snow by avalanches. Depending on the size of the talus and on topographical and geomorphological heterogeneities, various cases are possible: one dominant controlling factor or the combination of various factors. Nevertheless, it would be an error to consider each controlling factor independently, without considering their relationships. Between these controlling factors, the relationship chimney effect/grain size seems to be the most important factor controlling the presence of permafrost in the lowest part of periglacial talus slopes, and its absence in the upper parts. Finally, the analysis of the talus structure shows that the permafrost stratigraphy may be an important element of interpretation of the palaeoclimatic significance of an alpine talus slope.

The second research axe focused on the establishment of a chronology of the Lateglacial glacier retreat and the dating of rockglaciers and talus slopes development in four studied regions of the Swiss Alps (Mont Gelé – Mont Fort, Fontanesses and Chamosentse regions, in the Valais Alps, and the Cima di Gana Bianca Massif, in the Ticino Alps). The compilation of the dates acquired through the combination of the palaeogeographical method and of the Schmidt hammer indicates that most of the investigated active rockglaciers started to evolve during the early phases of the Holocene or, at the latest, after the early-to-mid Holocene Climatic Optimum (ending around 6.3 ka cal BP). For the dated relict rockglaciers, most of them started to evolve in the second half of the Lateglacial, and probably became inactive at the beginning of the Holocene Climatic Optimum. For the investigated talus slopes, the relative dating carried out allowed to show that their surface date from the period included between the Boreal and the end of the Atlantic, pointing out that the rockwall retreat after the end of the Holocene Climatic Optimum was weak, and that the interval between maximal and minimal ages is in most cases relatively short (4–6 millennia). Therefore, the rockwall retreat during the development period of the talus slopes must has been considerable. Thanks to the calculation of rockwall erosion rates based on the volume of talus accumulations for four of the investigated hillslopes, it was possible to find evidences of the existence of "paraperiglacial rockfall phases" related to the permafrost degradation in rockwalls. These phases coincide with rapid climate warming periods, as at the beginning of the Bølling, during the Preboreal or, maybe, since 1980.

Riassunto

Nel contesto di un clima sempre più caldo, la realizzazione di uno studio "geosistemico" della ripartizione del permafrost nell'insieme di un versante periglaciale alpino, dalla parete rocciosa fino al rock glacier, si rivela di importanza primordiale. Inserendosi in questa problematica, questa tesi di dottorato ha come obiettivo generale lo studio dei versanti detritici situati all'interno della cintura del permafrost discontinuo secondo due assi di ricerca distinti: uno studio della stratigrafia e della ripartizione del permafrost nelle falde di detrito di alta altitudine e dei processi che ne sono associati; una ricostituzione della storia paleoambientale della zona periglaciale alpina durante il Tardoglaciale e l'Olocene.

La stratigrafia e la ripartizione spaziale del permafrost sono state studiate in cinque falde di detrito delle Alpi Vallesane (Svizzera), di cui tre sono state oggetto di perforazioni profonde, grazie alla prospezione geofisica di dettaglio effettuata tramite metodi termici, di resistività, sismici e nucleari. Le misure effettuate hanno permesso di evidenziare che, nelle cinque falde detritiche studiate, la ripartizione del permafrost è discontinua e nessuno dei versanti è occupato integralmente dal permafrost. In particolare, è stato possibile dimostrare grazie a misure dirette che, in una falda di detrito, il permafrost è presente nelle parti inferiori del versante e assente nelle parti superiori. Tre fattori di controllo principali della ripartizione del permafrost determinata all'interno delle falde di detrito studiate sono stati individuati, potendo agire soli o in maniera combinata: la ventilazione ascendente, l'aumento della granulometria verso valle e la ridistribuzione della neve a causa del vento e delle valanghe. Tra loro, la relazione ventilazione–granulometria sembra essere il fattore di controllo principale che permette di spiegare la presenza di permafrost nelle parti inferiori di una falda di detrito e la sua assenza nelle parti superiori. L'analisi della struttura delle falde di detrito periglaciali di alta altitudine ha infine permesso di mostrare che la stratigrafia del permafrost può costituire un elemento importante per l'interpretazione del significato paleoclimatico di questo tipo di forme.

Nel secondo asse di ricerca di questa tesi, grazie alle datazioni relative effettuate mediante l'impiego congiunto del metodo paleogeografico e del martello di Schmidt, è stato possibile definire la cronostratigrafia del ritiro glaciale e dello sviluppo dei rock glacier e dei versanti detritici delle quattro regioni delle Alpi svizzere studiate (regioni del Mont Gelé – Mont Fort, delle Fontanesses, di Chamosentse e Massiccio della Cima di Gana Bianca). La compilazione di tutte le datazioni effettuate ha permesso di mostrare che la maggior parte dei rock glacier attivi studiati si sarebbe sviluppata, o subito prima e/o durante l'Optimum Climatico Olocenico di 9.5–6.3 ka cal BP, o al più tardi subito dopo questo evento climatico maggiore dell'ultimo interglaciale. Tra i rock glacier fossili datati, la maggior parte avrebbe cominciato a formarsi durante la seconda metà del Tardoglaciale e si sarebbe inattivata nel corso della prima parte dell'Optimum Climatico Olocenico. Per quanto riguarda le falde di detrito studiate, le datazioni effettuate hanno permesso di osservare che la loro superficie data del periodo compreso tra il Boreale e l'Atlantico recente, ciò che indica che i tassi di denudazione dopo la fine dell'Optimum Climatico Olocenico devono essere stati deboli, mentre l'intervallo tra l'età massima e l'età minima è nella maggioranza dei casi relativamente corto (quattro–seimila anni), ciò che indica che i tassi di denudazione durante il periodo di formazione delle falde di detrito devono essere stati importanti. Grazie al calcolo dei tassi di denudazione delle pareti rocciose sulla base del volume di detriti rocciosi di quattro delle falde di detrito studiate, è stato possibile evidenziare l'esistenza di una "denudazione paraperiglaciale" legata alla degradazione del permafrost nelle pareti rocciose, che caratterizzerebbe principalmente i periodi di riscaldamento climatico rapido come quelli che hanno avuto luogo al Bølling, dal Preboreale alla fine dell'Atlantico recente e, forse, a partire dagli anni '80.

Abréviations

4PM	*4-Phase Model* (modèle à 4 phases)
AAR	*Accumulation Area Ratio*
AD	*Anno Domini*
BP	*Before Presen*t (c'est-à-dire avant 1950 AD)
BTS	*Bottom Temperature of the winter Snow cover* (température hivernale à la base de la couverture neigeuse)
DLEG	Dépression de la Ligne d'Equilibre des Glaciers
DP	Dépression du Pergélisol discontinu
ERT	*Electrical Resistivity Tomography* (tomographie des résistivités électriques)
FrezInd	*Ground Freezing Index* (indice de gel du sol)
GI	*Greenland Interstadial* (interstade isotopique groenlandais)
GR	Génération de glaciers rocheux
GS	*Greenland Stadial* (stade isotopique groenlandais)
GST	*Ground Surface Temperature* (température de la surface du sol)
GSTM	*Ground Surface Temperature Monitoring* (enregistrement en continu de la température de la surface du sol)
MAAT	*Mean Annual Air Temperature* (température moyenne annuelle de l'air)
MAGST	*Mean Annual Ground Surface Temperature* (température moyenne annuelle de la surface du sol)
MAP	*Mean Annual Precipitations* (précipitations moyennes annuelles)
MAPT	*Mean Annual Permafrost Temperature* (température moyenne annuelle du pergélisol)
MART	*Mean Annual Rock Temperature* (température moyenne annuelle de la roche)
LEG	Ligne d'Equilibre des Glaciers
LGM	*Last Glacial Maximum* (dernier maximum glaciaire)
LIP	Limite Inférieure du Pergélisol discontinu
PACE	*Permafrost And Climate in Europe*
PAG	Petit Age Glaciaire
PERMOS	*PERmafrost MOnitoring in Switzerland*
RST	*Refraction Seismic Tomography* (tomographie de sismique réfraction)
TCND	*Terrestrial Cosmogenic Nuclides Dating* (datation aux isotopes cosmogéniques terrestres)
WEqT	*Winter Equilibrium Temperature* (température d'équilibre hivernale)

Remerciements

J'aimerais remercier tout d'abord le Prof. Emmanuel Reynard et le Dr. Christophe Lambiel, qui m'ont enseigné la géomorphologie alpine et qui ont dirigé ce travail, et la Prof. Marie-Françoise André, le Prof. Wilfried Haeberli, le Prof. Christian Hauck et le Prof. Torsten Vennemann pour avoir accepté de faire partie du jury et donc d'avoir le « plaisir » de lire ce volumineux manuscrit.

Des remerciements particuliers vont à mes parents et à tous les collègues, amis et étudiants qui, d'une manière ou d'une autre, ont rendu possible la réalisation de cette thèse : Damien Abbet, Dr. Christian Ambrosi, Marco Antognini, Dr. Daniela Balin, Dr. Ludovic Baron, Edo Beretta, Laura Bernasconi, Sabine Bertolani, Mariano Bonriposi, Jean-Baptiste Bosson, Dominique Cheseaux, Sébastien Cheseaux, Gaston Clivaz, Monica Constandache, Dr. Sylvain Coutterand, Marcia Curchod, Prof. Reynald Delaloye, Nicola Deluigi, Jonathan Dorthe, Claire-Anne Dvorak, Dr. Jean-Michel Fallot, Dr. Markus Felber, Alida e Ivan Fontana, Agnese et Patrizio Frusetta, Nicolas Gendre, Dr. Pierre Gex, Laurent Gignoux, Dr. Christin Hilbich, Prof. Klaus Holliger, Mathieu Humbert, Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer, Lenka Kozlik, Laetitia Laigre, Philippe Logean, Roxane Maeder, Benoît Maillard, Dr. Laurent Marescot, Stefano Mari, Prof. Michel Marthaler, Simon Martin, Dr. Sébastien Morard, François Moreau, Virgile Nanchen, Andrea Pedrazzini, toute la communauté PERMOS, Amandine Perret, Kim Pieracci, Giulia Ramelli, Franck Raphaël, Géraldine Regolini, Manon Rosset, Arialda et Gabriele Scapozza, Barbara Scapozza, Eliano Scapozza, Livia et Valerio Scapozza, Stefano Scapozza, Prof. Philippe Schoeneich, Prof. Silvio Seno, Sabine Stäuble, Dr. Tazio Strozzi, Dr. David Theler, Dr. Luzius Thomi, Guy Udriot, Giorgio Valenti, Lucie Vuilleumier, Antoine Vullioud, Marie-Hélène Weissen, Gabriela Werren, Thomas Zufferey.

Un travail de thèse nécessite également un soutien au niveau logistique, technique et financier. Les recherches menées dans cette étude ont été possibles grâce au soutien financier du Fonds national suisse de la recherche scientifique (FNS) (projet n° 200021–119854), de l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne, du fonds d'investissement de la Faculté des géosciences et de l'environnement, des communes de Bagnes, de Nendaz et d'Evolène, ainsi que des sociétés de remontées mécaniques Téléverbier SA et Télénendaz SA. Pour leur soutien technique et logistique, j'aimerais remercier les personnes et institutions suivantes : l'entreprise Sébastien Cheseaux PARAVALANCHES Sàrl (Leytron), le Studio di Architettura Ivan Fontana (Claro), les Remontées Mécaniques des Fontanesses SA (Arolla), MADD Technologies Sàrl (Yverdon-les-Bains), ID electronic SA (Massongex), toute l'équipe de la Cabane du Mont Fort (Verbier), la famille Jean-Paul Bornatici (Hôtel de l'Aiguille de la Tza, Arolla), Christian Buchs (Les Louerettes, Siviez–Nendaz), Fabienne et Clément Salamin (Gîte du Barrage de Moiry, Grimentz).

Enfin, le remerciement le plus chaleureux va à ma femme Georgia et à mon fils Felice, pour leur soutien sans faille dans les moments difficiles et pour la joie qu'ils me transmettent en chaque instant de ma vie.

I. Introduction et notions générales

Qualsiasi via è solo una via, e non c'è nessun affronto, a se stessi o agli altri, nell'abbandonarla, se questo è ciò che il tuo cuore ti dice di fare... Esamina ogni via con accuratezza e ponderazione. Provala tutte le volte che ritieni necessario. Quindi poni a te stesso, e a te stesso soltanto, una domanda... Questa via ha un cuore? Se lo ha, la via è buona. Se non lo ha, non serve a niente.

Carlos Castaneda, *Gli insegnamenti di don Juan*, 1968.

1 Introduction générale

1.1 Problématique générale

1.1.1 Contexte de l'étude

« *La littérature consacrée aux éboulis a souvent insisté sur le rôle médiocre de l'éboulis comme indicateur pour les reconstitutions paléoclimatiques* » (FRANCOU 1988a : 630). Sur la base de ce constat, Bernard Francou, l'un des pères des études en géomorphologie dynamique moderne traitant des éboulis de haute montagne, a consacré plusieurs années à arpenter des nombreux talus d'éboulis des Alpes et des Andes, en essayant de démontrer que « *la signification climatique de l'éboulis n'est pas aussi médiocre qu'on l'a souvent dit* » (FRANCOU 1988a : 631). Les résultats de ses recherches, publiés en deux volumineux tomes, sont remarquables, mais force est de constater que, plus de 20 ans après, peu de chercheurs ont décidé de poursuivre la voie ouverte à la fin des années 1970 et de se lancer dans l'étude de ces terrains, à première vue scabreux et peu dignes d'intérêt.

Si l'on restreint le champ au domaine périglaciaire alpin, bien qu'ils constituent la forme géomorphologique à haute déclivité la plus répandue dans ce type d'environnement, les versants d'éboulis ont été très peu étudiés jusqu'à aujourd'hui (BERTRAN 2004, LAMBIEL 2006, SCAPOZZA *et al*. 2011a). Plus d'intérêt a été accordé a leur prolongement direct, le glacier rocheux (voir la synthèse des études les plus récentes proposée par HAEBERLI *et al*. 2006), mais étonnamment on a rarement remonté entièrement les dépôts sédimentaires jusqu'aux parois rocheuses, afin d'avoir une vision « géosystémique » d'un versant périglaciaire alpin. Pourtant, dans le contexte actuel d'un climat de plus en plus chaud, ce type d'étude revêtirait un double intérêt : d'une part, il serait important de mieux connaître les processus régissant la répartition du pergélisol au sein de ces formes et leur évolution, ce qui constituerait une base fondamentale pour produire des modèles de répartition potentielle du pergélisol dans les dépôts meubles valables également à grande échelle (< 1 km^2) ; d'autre part, une meilleure compréhension de la signification climatique de l'éboulis périglaciaire devrait conduire à des reconstitutions plus fiables de l'histoire paléoenvironnementale récente du domaine périglaciaire alpin, ce qui contribuerait à une meilleure connaissance des changements climatiques et des principales crises morphogénétiques qui ont eu lieu pendant le Quaternaire récent dans les environnements de haute montagne. Dans les deux cas, de meilleurs connaissances relatives à la modélisation de la répartition actuelle et passée du pergélisol et à la réponse morphosédimentaire des formes périglaciaires alpines aux changements environnementaux permettraient de mieux calibrer et de mieux consolider les scénarios d'évolution des environnements de haute montagne face au réchauffement climatique en cours (cf. BENISTON & HAEBERLI 2001, HAEBERLI & BURN 2002, HARRIS & HAEBERLI 2003, KÄÄB *et al*. 2007a).

Cette vision « géosystémique » d'un versant périglaciaire alpin permettrait donc de combler des lacunes dans la compréhension des réaction de l'environnement périglaciaire de haute montagne face aux changements climatiques, et ceci autant du point de vue spatial que temporel.

Du point de vue spatial, la dégradation thermique des terrains gelés en permanence semble être globale et touche autant les sédiments meubles que la roche en place. L'augmentation des températures induit en effet une augmentation de la plasticité de la glace présente dans les sédiments meubles (KÄÄB *et al*. 2007b) et diminue la stabilité des parois rocheuses gelées (DAVIES *et al*. 2001), ce qui conduit à une exacerbation des mouvements de terrain qui semble caractériser l'ensemble de la zone périglaciaire alpine (HAEBERLI *et al*. 1997, HAEBERLI & BENISTON 1998, KÄÄB *et al*. 2005, ROER *et al*. 2008). Dans ce contexte, **un versant périglaciaire n'est pas seulement le résultat de dynamiques climatiques et morphosédimentaires locales ou régionales, mais permet d'enregistrer des changements environnementaux qui ont lieu à l'échelle suprarégionale (échelle de la chaîne alpine) ou même à l'échelle globale (échelle de la planète Terre)**.

Du point de vue temporel, dans les études consacrées aux environnements périglaciaires alpins il y a eu le plus souvent une séparation relativement nette entre l'**approche processuelle**, basée sur l'étude et sur le monitoring de variations morphoclimatiques et morphodynamiques à l'échelle saisonnière, annuelle ou décennale, et l'**approche paléoenvironnementale** (ou approche historique), basée sur l'étude des changements environnementaux à l'échelle glaciaire/interglaciaire (par exemple Tardiglaciaire – Postglaciaire) ou à l'échelle stade/interstade (par exemple Petit Age Glaciaire – période récente). Dans ce contexte, **afin de mieux caractériser la signification paléoclimatique de l'éboulis périglaciaire alpin, il est nécessaire de tenir compte de l'ensemble de l'histoire (quaternaire) du relief, des héritages laissés par les glaciations aux changements récents dans les processus induits par le réchauffement climatique en cours** (cf. ANDRÉ 2003).

Une compréhension vraiment globale d'un versant périglaciaire alpin, permettant de l'interpréter non seulement comme « livre ouvert de la nature », mais également comme « archive naturelle[1] », pour la compréhension des changements environnementaux passés, présents et futurs de haute montagne, doit donc être fondée sur une approche holistique reposant sur l'intégration de plusieurs échelles spatiales et temporelles (et donc de l'approche processuelle et historique), comme cela est le cas actuellement pour d'autres sujets d'étude propres à la géomorphologie périglaciaire, ou plus généralement, à la géomorphologie dynamique (par ex. DE BOER 1992, CHURCH 1996, DIXON 2006, HALL 2006, ANDRÉ 2009).

[1] Avec la notion de « livre ouvert de la nature », nous voulons souligner la lisibilité en temps réel (par analogie avec un livre qui est en train de s'écrire) de la forme et, surtout, des processus qui agissent à sa surface ou à son intérieur, tandis qu'avec la notion d' « archive naturelle », nous voulons souligner l'importance de la forme et de sa structure comme enregistrement des faits historiques qui ont porté à sa construction (ou à sa destruction).

1.1.2 Objectifs généraux

Comme on a pu le constater dans le chapitre précédent, cette étude s'inscrit dans la problématique des réactions de la cryosphère alpine face aux changements climatiques à travers l'étude des versants d'éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu. Elle comprend deux volets de recherche principaux, combinant l'approche processuelle et l'approche paléoenvironnementale. Les objectifs généraux pour chacun des deux volets de recherche sont les suivants :

1. l'étude de la stratigraphie et de la répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude et des processus qui lui sont associés ;
2. la reconstitution de l'histoire paléoenvironnementale du domaine périglaciaire alpin pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

Il est important de préciser que les deux volets de recherche sont intimement liés et que les résultats obtenus à travers l'étude processuelle des versants d'éboulis (objectif 1) devraient permettre d'apporter des éléments de compréhension de l'évolution du domaine périglaciaire alpin au cours du Quaternaire récent (objectif 2). Les deux objectifs généraux sont donc en étroite relation par le fait que **l'étude des processus actuels devrait donner des informations fondamentales pour la compréhension de l'évolution des versants étudiés** ; vice-versa, **l'étude paléoenvironnementale devrait permettre de reconstituer les étapes qui ont conditionné la morphogenèse et la mise en place des processus agissant actuellement au sein des versants d'éboulis étudiés** (avec l'accent qui sera mis sur les processus contrôlant l'aggradation, le maintien et la dégradation du pergélisol).

1.1.3 Organisation de la thèse

Après cette présentation de la problématique générale de la thèse (**chap. 1.1**), la première partie de la thèse se poursuivra par une brève description des terrains d'étude (**chap. 1.2**), suivie d'une présentation des notions théoriques générales relatives au domaine périglaciaire alpin (**chap. 2**). En tenant compte de la double problématique processuelle et paléoenvironnementale, la suite de la thèse sera divisée en deux parties relativement indépendantes, dédiées respectivement à la répartition et à la stratigraphie du pergélisol dans les éboulis périglaciaires de haute altitude (**partie II**) et à l'histoire paléoenvironnementale du domaine périglaciaire alpin (**partie III**). La structure de chacune des deux parties sera identique et présentera une introduction et une problématique spécifique à chacune des deux thématiques traitées (**chap. 3** et **chap. 7**), les méthodes qui seront utilisées pour répondre aux objectifs fixés (**chap. 4** et **chap. 8**), une présentation des résultats obtenus sur les différents sites d'étude et leur interprétation (**chap. 5** et **chap. 9**) et une discussion des résultats obtenus (**chap. 6** et **chap. 10**). Enfin, la partie IV comprendra une conclusion générale et proposera des perspectives de recherche futures (**chap. 11**).

1.2 Les sites d'étude

1.2.1 Critères de sélection des sites d'étude

Les études réalisées dans cette thèse se sont concentrées dans cinq sites, dont trois dans les Alpes Valaisannes, un dans les Hautes Alpes calcaires et un dans les Alpes Tessinoises (fig. I.1). Le choix des sites a été dicté par quatre critères principaux :

- la présence d'une géomorphologie complexe et diversifiée, permettant de trouver, dans une portion d'espace limitée, une grande variété de terrains à prospecter du point de vue morphologique et topographique ;
- une certaine facilité d'accès, en particulier pour les cinq éboulis étudiés dans les détails dans la deuxième partie de la thèse ;
- la présence de données existantes, ce qui devrait faciliter le travail d'interprétation des nouvelles données récoltées et ce qui devrait permettre d'insérer les recherches menées dans cette étude dans le sillon d'autres études déjà effectuées sur les sites d'étude choisis ;
- une certaine diversité au niveau lithologique, granulométrique et climatique, ce qui rendu nécessaire de sélectionner des sites dans différents domaines tectoniques et biogéographiques des Alpes suisses.

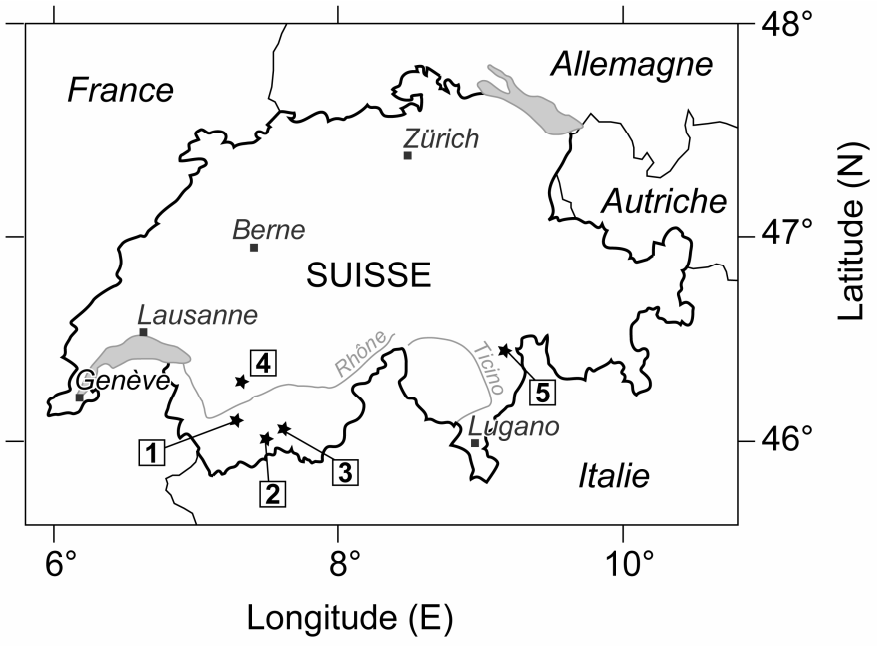


Fig. I.1 *– Localisation des cinq régions étudiées dans les Alpes suisses. 1) Région du Mont Gelé – Mont Fort (Verbier/Nendaz) ; 2) Région des Fontanesses (Val d'Arolla) ; 3) Versant nord de la Pointe du Tsaté (Val de Moiry) ; 4) Région de Chamosentse (Chamoson) ; 5) Massif de la Cima di Gana Bianca (Val Blenio).*

1.2.2 La région du Mont Gelé – Mont Fort (Verbier/Nendaz)

La région du Mont Gelé – Mont Fort, du nom de ses deux sommets principaux, se situe à cheval entre le Val de Bagnes, le Vallon de la Fare et le Val de Nendaz (fig. I.2) et constitue le site d'étude principal de cette thèse. Véritable laboratoire à ciel ouvert dans le champ de la géomorphologie glaciaire et périglaciaire de haute montagne, cette région est étudiée du point de vue de l'histoire glaciaire depuis la deuxième moitié du XIXe siècle (voir chap. 9.1.1.1).

Dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire, des recherches y sont conduites par des membres de l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne depuis 1992. Au niveau de l'ensemble de la région ou de ses secteurs principaux, plusieurs travaux ont été menés sur la cartographie géomorphologique et sur la description des glaciers rocheux (LAMBIEL 1999, GENTIZON *et al*. 2000, LAMBIEL & REYNARD 2003a, b), sur la cartographie et modélisation de la répartition du pergélisol (REYNARD 1996, REYNARD & WENKER 1997, WENKER 1997, WENKER & REYNARD 1997, LAMBIEL & REYNARD 2001, DELUIGI 2011) et sur les relations entre le pergélisol et la végétation (BRETZ-GUBY 1994) ou les paramètres météorologiques (BOCHUD 1998).
Depuis 1998, les recherches sont passées, au niveau spatial, de l'échelle régionale ou subrégionale à l'échelle du versant ou de la forme géomorphologique, et au niveau conceptuel, de l'analyse géomorphologique à la compréhension des processus (voir LAMBIEL *et al*. 2005). En étroite collaboration avec des chercheurs du Département des Géosciences de l'Université de Fribourg, plusieurs études ont été menées principalement sur la répartition du pergélisol au niveau local et sur ses facteurs de contrôle (REYNARD *et al*. 1999, DELALOYE *et al*. 2000, TURATTI 2002, DELALOYE *et al*. 2003a, MARESCOT *et al*. 2003, REYNARD *et al*. 2003, DELALOYE 2004, DELALOYE & LAMBIEL 2005, LAMBIEL 2006, LAMBIEL & PIERACCI 2008, HILBICH *et al*. 2008a, HILBICH 2009, 2010) et sur la dynamique des mouvements de terrain dans les dépôts sédimentaires (LAMBIEL *et al*. 2003, LAMBIEL & DELALOYE 2004, SCHÜTZ 2007, LAMBIEL & SCHÜTZ 2008, RIFF 2008, RIFF *et al*. 2008, DELALOYE *et al*. 2008, 2010).

Du point de vue structural, la région est comprise dans la Nappe du Mont Fort, faisant partie du domaine Pennique moyen (STECK *et al*. 1999). La lithologie présente des gneiss chlorito-albitiques, des micaschistes, des prasinites et des métabasaltes dans le socle antépermien de la Formation du Métailler, et des métaconglomérats et des métarhyolithes dans la couverture permo-triasique de la Formation du Col de Chassoure (SARTORI *et al*. 2006).

Du point de vue climatique, cette région bénéficie d'un climat continental intra-alpin, caractérisé par un régime saisonnier des précipitations présentant une faible amplitude annuelle typique du Valais central (BAERISWYL & REBETEZ 1997). Les précipitations annuelles moyennes au-dessus de 2000 m d'altitude sont globalement comprises entre 1200 et 1500 mm/an (REYNARD 2000). En ce qui concerne les températures de l'air, la moyenne annuelle à 2500 m d'altitude est d'environ -1°C (cf. tab. III.36).

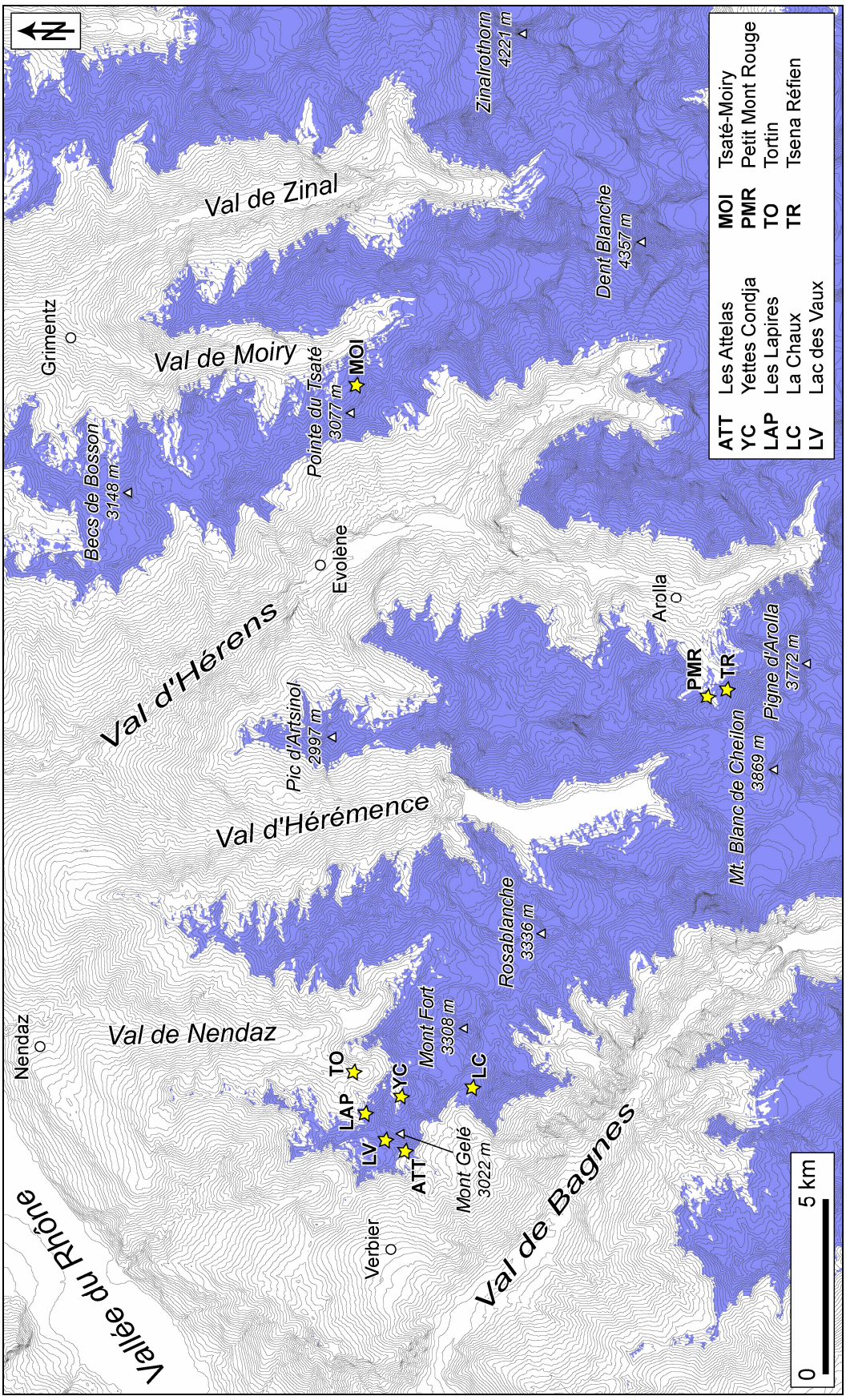

N
Val de Zinal
Zinalrothorn 4221 m
Dent Blanche 4357 m
Grimentz
Val de Moiry
Becs de Bosson 3148 m
Pointe du Tsaté 3077 m
MOI
Evolène
Val d'Hérens
Arolla
Pic d'Artsinol 2997 m
Val d'Hérémence
PMR
TR
Pigne d'Arolla 3772 m
Mt. Blanc de Cheilon 3869 m
Rosablanche 3336 m
Nendaz
Val de Nendaz
TO
LAP
YC
Mont Fort 3308 m
LC
LV
ATT
Mont Gelé 3022 m
Verbier
Vallée du Rhône
Val de Bagnes
0
5 km
ATT Les Attelas
YC Yettes Condja
LAP Les Lapires
LC La Chaux
LV Lac des Vaux
MOI Tsaté-Moiry
PMR Petit Mont Rouge
TO Tortin
TR Tsena Réfien

Fig. I.2 *(page précédente) – Localisation des sites d'étude dans les Alpes valaisannes et répartition potentielle du pergélisol discontinu basée sur le modèle empirique régional Bagnes – Hérémence (LAMBIEL 1999, LAMBIEL & REYNARD 2003a).*

Dans le cadre de ce travail, trois éboulis de la région ont été étudiés dans les détails dans la partie II : il s'agit des versants d'éboulis des Attelas (chap. 5.1), du Lac des Vaux (chap. 5.2) et des Lapires (chap. 5.3), tous situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu (fig. I.2). Dans la partie III, en plus de ces trois versants d'éboulis, l'étude paléoenvironnementale a été élargie à pratiquement toute la région, en particulier à l'ensemble du Vallon de Tortin et des Yettes Condja et à la Combe de la Chaux (chap. 9.1).

1.2.3 La région des Fontanesses (Val d'Arolla)

La région des Fontanesses constitue un vaste cirque glaciaire orienté globalement vers le sud, se situant en amont de la localité d'Arolla et au nord du Pigne d'Arolla (fig. I.2). Les formes périglaciaires et la répartition du pergélisol y sont étudiées depuis le milieu des années 1990 par des chercheurs des Universités de Fribourg et de Lausanne. Les premières études ont été ciblées essentiellement sur la description des glaciers rocheux et sur la détermination de leur contenu en glace (GARDAZ *et al*. 1995, GARDAZ 1997, 1999, MORAND 2000), tandis qu'à partir des années 2000, on s'est plutôt intéressés à la répartition du pergélisol dans les éboulis et aux processus agissant au sein de ces formes (DELALOYE 2004, DELALOYE & LAMBIEL 2005, LAMBIEL 2006, 2007, LAMBIEL & PIERACCI 2008).

Du point de vue tectonique, la région fait partie de la Nappe de la Dent Blanche (domaine Austroalpin). Les deux versants d'éboulis étudiés, celui du Petit Mont Rouge et celui de Tsena Réfien, sont constitués respectivement de dolomies, marbres et brèches du Trias supérieur – Jurassique moyen de la Série du Mont Dolin, et par les gneiss granitiques de la Série d'Arolla (STECK *et al*. 1999). Dans ces deux versants, la stratigraphie de l'éboulis et la répartition du pergélisol ont été étudiés dans les détails seulement sur le site du Petit Mont Rouge (chap. 5.4). Les deux sites ont par contre fait l'objet de datations des âges d'exposition à l'aide du marteau de Schmidt (chap. 9.2).

Du point de vue climatique, la région des Fontanesses est relativement semblable à celle du Mont Gelé – Mont Fort. Un pluviomètre totalisateur situé à 2800 m d'altitude au fond du vallon y a enregistré des précipitations annuelles moyennes de 1260 mm/an durant la période 1961–1990 (données MétéoSuisse). Cette valeur a été corrigée à 1510 mm/an par REYNARD (2000) afin de tenir compte de la sous-estimation de la mesure à cause de l'effet du vent et de l'accumulation sous forme de neige. Les deux versants d'éboulis étudiés sont situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu (fig. I.2), même si le fond du vallon est caractérisé par des glaciers rocheux morphologiquement fossiles (cf. chap. 9.2.1).

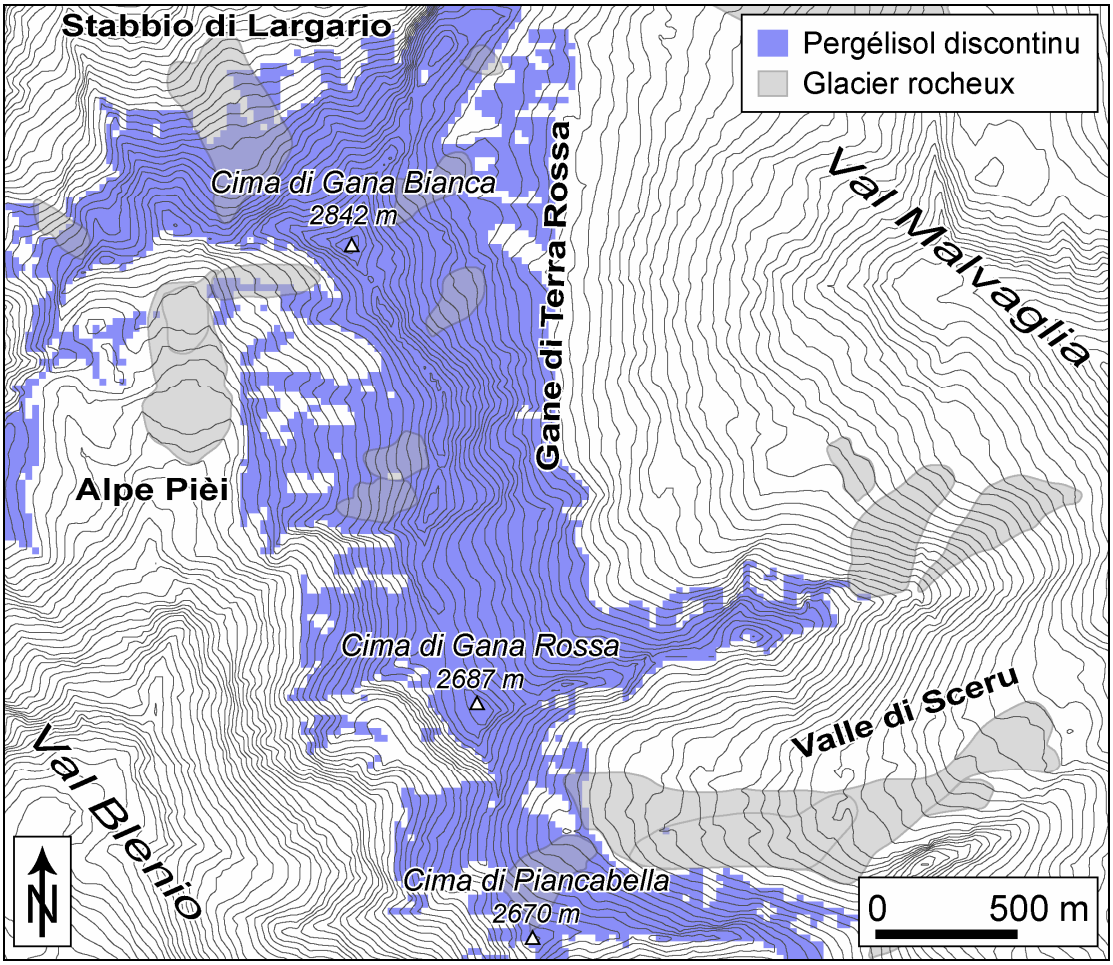


Fig. I.3 *– Localisation des sites d'étude dans le Massif de la Cima du Gana Bianca (Alpes Tessinoises) et répartition potentielle du pergélisol discontinu basée sur le modèle empirique régional PERMABLENIO (SCAPOZZA 2008, SCAPOZZA & FONTANA 2009).*

1.2.4 Le versant nord de la Pointe du Tsaté et la région de Chamosentse

Le versant nord de la Pointe du Tsaté (Val de Moiry) et la région de Chamosentse ont été étudiés de manière moins systématique que les régions du Mont Gelé – Mont Fort et des Fontanesses. Ils ont été choisis pour leur lithologie particulière. Le versant d'éboulis de la Pointe de Tsaté (chap. 5.5.), constitué principalement de calcschistes du Jurassique – Crétacé et de serpentinites du Jurassique de la Nappe du Tsaté (domaine Pennique supérieur) (STECK *et al*. 1999), a été étudié pour définir la répartition du pergélisol et ses facteurs de contrôle dans un versant à granulométrie moyenne à fine. La région de Chamosentse (chap. 9.3), appartenant au domaine tectonique Helvétique, a été étudiée pour y effectuer des datations ponctuelles au marteau de Schmidt sur les calcaires siliceux du Bajocien inférieur de la Nappe de Morcles. Pour la présentation détaillée des ces deux zones d'étude, nous renvoyons aux chapitres respectifs.

1.2.5 Le Massif de la Cima di Gana Bianca

Le Massif de la Cima di Gana Bianca, du nom de son sommet principal, se situe dans les Alpes Tessinoises orientales, à cheval entre le Val Blenio et le Val Malvaglia (fig. I.3). Mis à part l'étude pionnière de ZELLER (1964), qui a été le premier à décrire les glaciers rocheux de la région, la géomorphologie périglaciaire de ce massif a été étudiée de manière systématique seulement à partir du milieu des années 2000, sous l'impulsion de chercheurs de l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne. Aujourd'hui, on peut considérer que le Massif de la Cima di Gana Bianca constitue probablement le site le mieux étudié de toutes les Alpes méridionales suisses en ce qui concerne la répartition du pergélisol.
Des recherches y ont été menées essentiellement dans quatre domaines : la prospection géophysique du pergélisol au niveau local (VALENTI 2006, SCAPOZZA 2008, SCAPOZZA *et al*. 2008a, SCAPOZZA 2009a, b, SCAPOZZA *et al*. 2011b), la description des glaciers rocheux et l'étude de leur signification paléoclimatique (SCAPOZZA & REYNARD 2007, SCAPOZZA & ANTOGNINI 2009, SCAPOZZA & FONTANA 2009, SCAPOZZA *et al*. 2008b, 2010a), la modélisation de la répartition du pergélisol à l'échelle régionale (SCAPOZZA *et al*. 2008b, SCAPOZZA & MARI 2010) et l'étude de la dynamique des mouvements de versant (RAMELLI 2010, RAMELLI *et al*. 2011).

Du point de vue structural, toute la région est comprise dans la Nappe du Simano, qui fait partie du domaine Pennique inférieur, et les roches sont principalement des gneiss granitiques à deux micas, des paragneiss semi-pélitiques et pélitiques et des micaschistes à deux micas d'origine méta-sédimentaire, avec parfois des intercalations marbreuses (BERGER *et al*. 2005, 2006, RÜTTI *et al*. 2005).

Le climat est à caractère semi-continental, caractérisé par des hautes températures en été accompagnées d'une relative sécheresse et deux maxima de précipitations au printemps et en automne (SCAPOZZA 2008). Bien que cette région soit la plus sèche de tout le canton du Tessin, elle est nettement plus arrosée que celles étudiées dans les Alpes Valaisannes. A 2500 m d'altitude, les précipitations annuelles moyennes sont en effet d'environ 2270 mm/an (SCAPOZZA & FONTANA 2009). En ce qui concerne les températures de l'air, la moyenne annuelle à 2500 m d'altitude est d'environ -0.6°C (cf. tab. III.36).

Dans le cadre de cette thèse, le Massif de la Cima di Gana Bianca a été étudié exclusivement du point de vue de l'histoire paléoenvironnementale du domaine périglaciaire alpin (chap. 9.4). Les informations relatives à la répartition du pergélisol dans les glaciers rocheux et les éboulis datés dans la partie III seront donc tirées principalement des travaux de SCAPOZZA (2008) et SCAPOZZA *et al*. (2011b).

2 Notions générales

2.1 Le pergélisol

2.1.1 Définition et stratigraphie

Selon « la terminologie du pergélisol et notions connexes », le terme **pergélisol** (*permafrost* en anglais) est défini tout simplement comme un sol (ou roche) qui se maintient à une température égale ou au-dessous de 0°C pendant au-moins deux ans (HARRIS *et al*. 1988 : 56). Cette définition est exclusivement thermique, et n'implique pas nécessairement la présence de glace (en tant qu'eau ou neige gelées). Si le pergélisol est totalement dépourvu de glace, on parle de **pergélisol sec** (HARRIS *et al*. 1988 : 60). La présence de glace est possible dès que les matériaux de subsurface présentent une certaine porosité, ce qui permet le regel des eaux qui s'y infiltrent. On obtient alors un **pergélisol cimenté par la glace** (HARRIS *et al*. 1988 : 57). Selon le degré de saturation en glace, on distingue un **pergélisol sous-saturé** si la glace ne remplit pas complètement les interstices, un **pergélisol saturé** si le volume de la glace est égal à celui des interstices et un **pergélisol sursaturé** si le volume de la glace est supérieur à celui des interstices. Par rapport à la surface occupée par le pergélisol, on utilise le plus souvent le terme de **pergélisol discontinu**, ce qui signifie que le pergélisol couvre certaines parties du sous-sol d'une région où l'on trouve également des zones non pergélisolées (HARRIS *et al*. 1988 : 58). Lorsque ces zones non pergélisolées sont très dispersées, on parle de **pergélisol continu**.

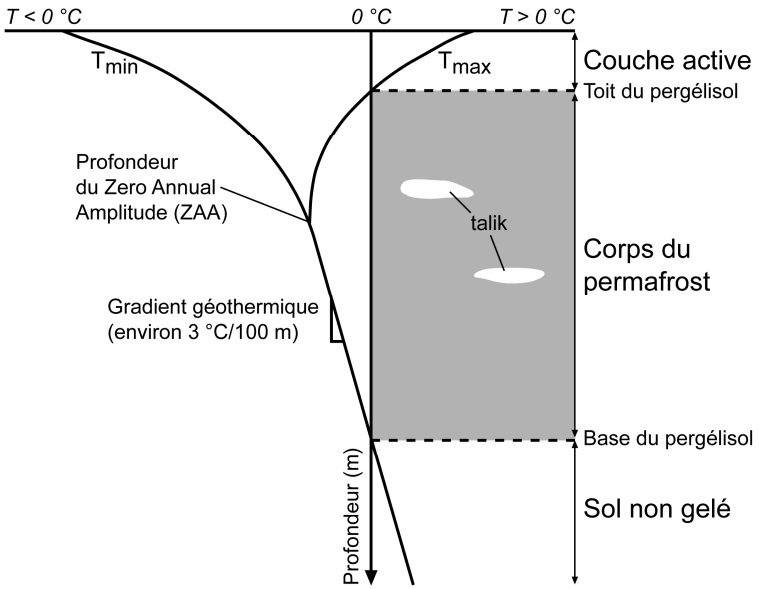


Fig. I.4 *– Stratigraphie typique d'un pergélisol et caractéristiques thermiques à la surface du sol et dans le sous-sol en présence de pergélisol. Modifié d'après FRENCH (1996 : 53).*

La stratigraphie d'un pergélisol alpin se présente le plus souvent selon la succession de niveaux suivante (fig. I.4) :

- la **couche active**, qui est le niveau superficiel d'un pergélisol. Ce niveau dégèle au cours du printemps et de l'été et regèle entre la fin de l'automne et le début de l'hiver. Dans les Alpes, l'épaisseur de la couche active varie généralement entre 3 et 5 mètres ;
- le **corps du pergélisol** (pergélisol au sens strict), séparé de la couche active par le **toit du pergélisol**, qui constitue le niveau gelé en permanence. Des niveaux non gelés peuvent cependant exister également à l'intérieur du corps du pergélisol : ce sont les **taliks** ;
- la **base du pergélisol**, qui sépare le corps du pergélisol du terrain non gelé sous-jacent. Dans les Alpes, la profondeur de la base du pergélisol est en général de quelques décamètres.

2.1.2 Facteurs de contrôle et répartition du pergélisol

Il est communément admis que, dans les Alpes, la limite inférieure du pergélisol est contrôlée par la température moyenne annuelle de l'air (MAAT – *Mean Annual Air Temperature*). Ainsi, la limite inférieure du pergélisol discontinu suit l'isotherme -1/-2°C (HAEBERLI 1985), tandis que le pergélisol continu se retrouve dans les terrains où les températures sont inférieures à -6/-8°C (FRENCH 1996). Dans la réalité, la répartition du pergélisol est contrôlée par une multitude d'autres facteurs, tels que la variabilité de l'épaisseur de la couverture neigeuse, l'orientation des versants, la nature de la roche (lithologie, granulométrie, albédo) et la configuration géomorphologique à la micro- et à la méso-échelle. L'ensemble de ces différents facteurs détermine les flux d'énergie à la surface du sol, dont le bilan énergétique va dicter la présence où l'absence de pergélisol à l'échelle locale (cf. STOCKER-MITTAZ *et al*. 2002). Une évaluation de la répartition du pergélisol doit donc tenir compte des facteurs d'échelle spatiale (fig. I.5). Au fur et à mesure que l'on passe du domaine bioclimatique à la forme géomorphologique, les facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol s'additionnent (cf. GRUBER 2005, LAMBIEL 2006).

2.1.2.1 Echelle continentale

A l'échelle de la planète Terre, le pergélisol est présent dans les régions de haute latitude (pergélisol arctique) et de haute altitude (pergélisol alpin ou pergélisol de montagne). Cela résulte du flux énergétique atteignant la surface terrestre qui détermine les régions bioclimatiques. Lorsque la répartition du pergélisol est **zonale** (zones bioclimatiques polaire et subpolaire), le bilan énergétique est déterminé principalement par les paramètres astronomiques (révolution et rotation de la Terre, inclinaison de l'axe terrestre par rapport au plan de l'écliptique). Au contraire, lorsque la répartition du pergélisol est **azonale** (pergélisol de montagne), le facteur de contrôle principal est la diminution de la température avec l'altitude.

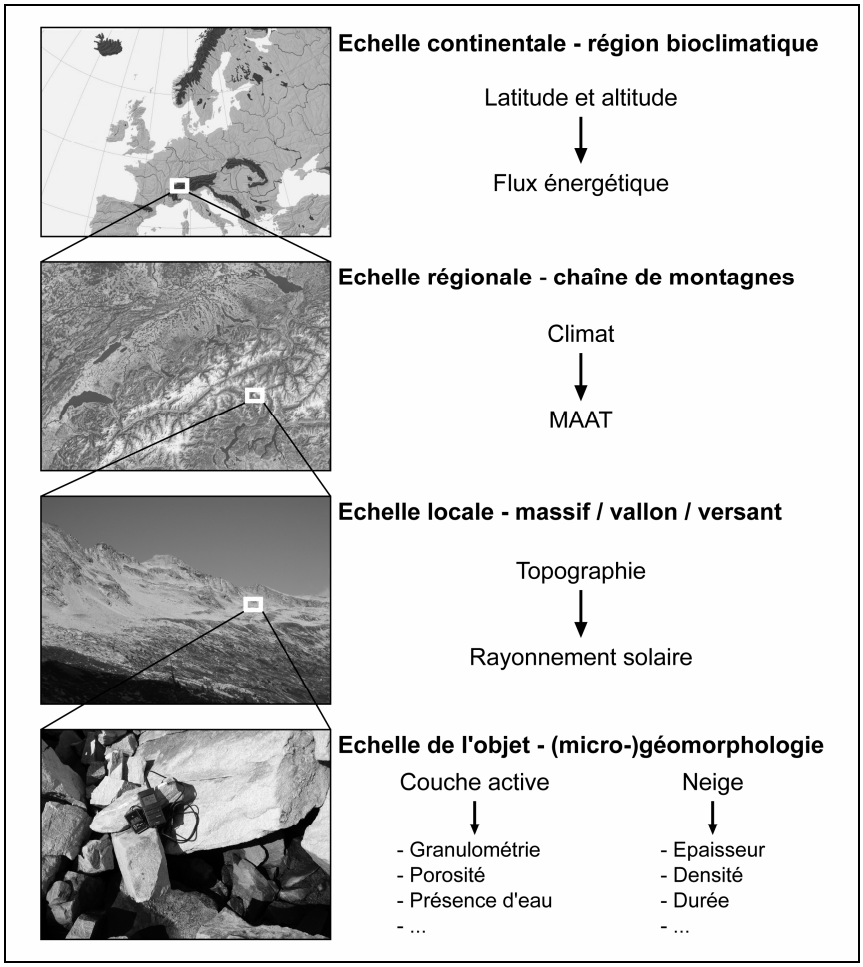


Fig. I.5 *– Facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol selon le niveau d'échelle spatiale. Inspiré de* GRUBER *(2005 : 8) et* LAMBIEL *(2006 : 14).*

2.1.2.2 Echelle régionale

A l'échelle des Alpes, le facteur de contrôle principal de la répartition du pergélisol est la diminution de la température avec l'altitude (la latitude peut être négligée). La température étant une composante avant tout climatique, elle est influencée par l'altitude et par la continentalité du climat (cf. GUODONG & DRAMIS 1992) et elle peut évoluer du point de vue temporel en fonction des changements climatiques.

2.1.2.3 Echelle locale

A l'échelle locale, MAAT régionale ne permet plus d'expliquer la répartition du pergélisol (cf. HOELZLE *et al*. 2001). Les variations de rayonnement solaire dues à la topographie (orientation et pente d'un versant, présence de parois rocheuses, inversions de température) influencent en effet plutôt la température annuelle moyenne de la surface du sol (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*) que la température de l'air. A l'échelle locale, c'est donc principalement MAGST qui permet d'apprécier la répartition du pergélisol.

2.1.2.4 Echelle de l'objet

A cette échelle spatiale, il est indispensable de considérer le **décalage thermique** (*thermal offset*) entre la température annuelle moyenne de la surface du sol (MAGST) et du toit du pergélisol (MAPT – *Mean Annual Permafrost Temperature*) (cf. DELALOYE 2004). Ce décalage provient des perturbations du flux d'énergie entre l'atmosphère et le pergélisol dues à la couverture neigeuse et à ses caractéristiques (épaisseur, densité, date de mise en place et de disparition, durée, etc.), aux caractéristiques de la surface du terrain (albédo, rugosité, perméabilité, etc.) et aux caractéristiques de la couche active (lithologie, granulométrie, porosité, etc.) (HOELZLE *et al*. 2001, STOCKER-MITTAZ *et al*. 2002). Ainsi, le transfert de chaleur entre l'atmosphère et le sous-sol se fera de manière complètement différente dans une parois rocheuse, où l'échange thermique se fait directement entre l'air et le rocher, et dans des dépôts sédimentaires grossiers, où le flux énergétique devra traverser la neige (en hiver) et la couche active constituée de gros blocs et de vides.

2.1.3 Le concept de « limite inférieure du pergélisol »

La limite en dessous de laquelle le pergélisol discontinu est généralement absent est nommée **limite inférieure du pergélisol discontinu** (LIP). Cette limite théorique permet de se faire une idée de la répartition du pergélisol dans une région sur la base de seuls arguments topoclimatiques (altitude et exposition du versant). En première approximation, la limite inférieure du pergélisol discontinu correspond à la limite inférieure des glaciers rocheux actifs/inactifs (par ex. HAEBERLI 1985, EVIN 1987, BARSCH 1996). Beaucoup de modèles empiriques de la répartition potentielle du pergélisol discontinu à l'échelle régionale (comme ceux utilisés dans les figures I.2 et I.3), sont donc le plus souvent fondés sur l'analyse spatiale d'inventaires de glaciers rocheux actifs/inactifs. Sur la base de l'altitude et de la distribution des glaciers rocheux fossiles, il est également possible de désigner la LIP pour l'époque à laquelle les ces glaciers rocheux se sont inactivés. Nous ferons assez souvent référence à ce concept de LIP actuelle et LIP passée pour désigner l'altitude en dessus de laquelle la présence de pergélisol discontinu est et était possible.

2.2 Les formes de fluage du pergélisol

2.2.1 Typologie et déformations

Le pergélisol alpin, s'il est de caractère discontinu et sursaturé en glace, s'il concerne des matériaux meubles tels que des éboulis ou de la moraine et si les conditions topographiques le permettent (en particulier la pente), peut commencer à fluer vers l'aval sous l'effet de la déformation lente et continue (*steady-state creep*) de la glace qu'il contient (HAEBERLI 1985). Parmi les formes géomorphologiques résultant de la reptation du pergélisol, la plus spectaculaire est sans doute le **glacier rocheux**. Les différentes caractéristiques présentées ci-dessus permettent d'établir

une taxonomie descriptive des glaciers rocheux, en particulier selon l'origine des matériaux meubles, leur forme et leur degré d'activité (BARSCH 1996) :

- selon l'origine des matériaux meubles, on distingue les **glaciers rocheux de pied de versant** (*talus rockglaciers*), alimentés par un éboulis, et les **glaciers rocheux de débris morainiques** (*debris rockglaciers*), alimentés par une moraine frontale ou latérale ;
- selon leur forme générale, on distingue les **glaciers rocheux de vallée** (*tongue-shaped rockglaciers*) et les **glaciers rocheux lobés** (*lobate rockglaciers*) ;
- selon le degré d'activité, la typologie triphasique classique distingue les **glaciers rocheux actifs**, qui contiennent de la glace et qui ont des vitesses de déplacement superficielles de l'ordre de 0.1 à 2 m/an, les **glaciers rocheux inactifs**, qui contiennent encore de la glace mais qui ne se déforment plus et les **glaciers rocheux fossiles ou reliques**, dans lesquels la glace a complètement fondu. Dans le cas d'un glacier rocheux inactif, il faut distinguer entre **inactivité climatique**, due à une fonte partielle de la glace qui n'est plus en mesure de se déformer pour assurer un mouvement au corps sédimentaire, et **inactivité dynamique**, où le déplacement est empêché par un obstacle ou une contre-pente.

Pour des vitesses de déplacement superficielles supérieures à 2 m/an, DELALOYE *et al*. (2005) et LAMBIEL *et al*. (2008b) distinguent le **glacier rocheux en crue** (*Surging rockglacier*), présentant des vitesses de surface supérieures à 3 m/an et des signes de déstabilisation récente (crevasses, surface instable, etc.) et le **glacier rocheux à mouvement rapide** (*Rapidly moving rockglacier*), présentant des vitesses de surface jusqu'à 3 m/an et des signes de déstabilisation moins marqués que sur le glacier rocheux en crue. Ils proposent également la catégorie de **glacier rocheux réactivé** (*Reactivated rockglacier*) pour les formes qui étaient apparemment (pseudo-)inactives (abondance de lichens, végétation arbustive au front, etc.) mais qui présentent aujourd'hui des signes de déstabilisation et des mouvements de surface de plusieurs dm/an.

D'après les caractéristiques générales d'un glacier rocheux, on peut considérer que ce terme peut désigner n'importe quel dépôt sédimentaire présentant une forme en langue due au fluage de la glace de pergélisol qu'il contient. Ainsi, en fonction de la présence d'une forme de fluage plus ou moins marquée, on a au-moins deux formes de transition entre l'éboulis et le glacier rocheux proprement dit, qui sont l'éboulis fluant et le protalus rampart. Un **éboulis fluant** est un éboulis remanié par le fluage du pergélisol et il présente, dans sa partie distale, une morphologie à bourrelets parfois arqués (cf. chap. 3.1.1). Un **protalus rampart** constitue une forme embryonnaire de glacier rocheux actif de versant ; il s'agit donc d'une forme de transition entre l'éboulis fluant et le glacier rocheux proprement dit. **Du point de vue fonctionnel, dans cette thèse, nous utiliserons le terme de glacier rocheux à partir du moment où la région frontale ne peut plus être atteinte par les chutes de blocs provenant de la paroi rocheuse** (cf. FRANCOU 1988a).

Aux glaciers rocheux, qui sont des formes relativement simples, on peut ajouter des formes complexes qui sont également indicatrices du fluage d'un pergélisol de montagne. Parmi celles-ci, nous considérons en particulier les **moraines de poussée** (*push-moraines*), qui sont des sédiments gelés en permanence qui ont été glaci-tectoniquement déformés par l'avancée d'une langue d'un glacier froid à sa base, pouvant constituer une forme de transition entre des moraines gelées et des glaciers rocheux proprement dits (HAEBERLI 1979), et les **glaciers rocheux hybrides**, où de la glace massive d'origine glaciaire est superposée à de la glace de congélation d'origine périglaciaire (pergélisol) (EVIN *et al*. 1997, LUGON *et al*. 2004).

2.2.2 Morphologie et facteurs de contrôle

La surface d'un glacier rocheux actif ou inactif est souvent marquée par la présence de rides et de sillons. Cette morphologie en arcs perpendiculaires à la direction d'écoulement du corps sédimentaire résulte d'une compression longitudinale dans le fluage du pergélisol (WAHRHAFTIG & COX 1959). Cet indice, associé à d'autres observations morphologiques, comme la situation à l'aval d'une zone d'alimentation en débris rocheux, le front raide et bien délimité, la surface de la partie dorsale couverte d'un chaos de gros blocs et l'absence de drainage superficiel, permet de différencier un glacier rocheux d'autres formes géomorphologiques de la zone périglaciaire alpine (SCHOENEICH 1992).

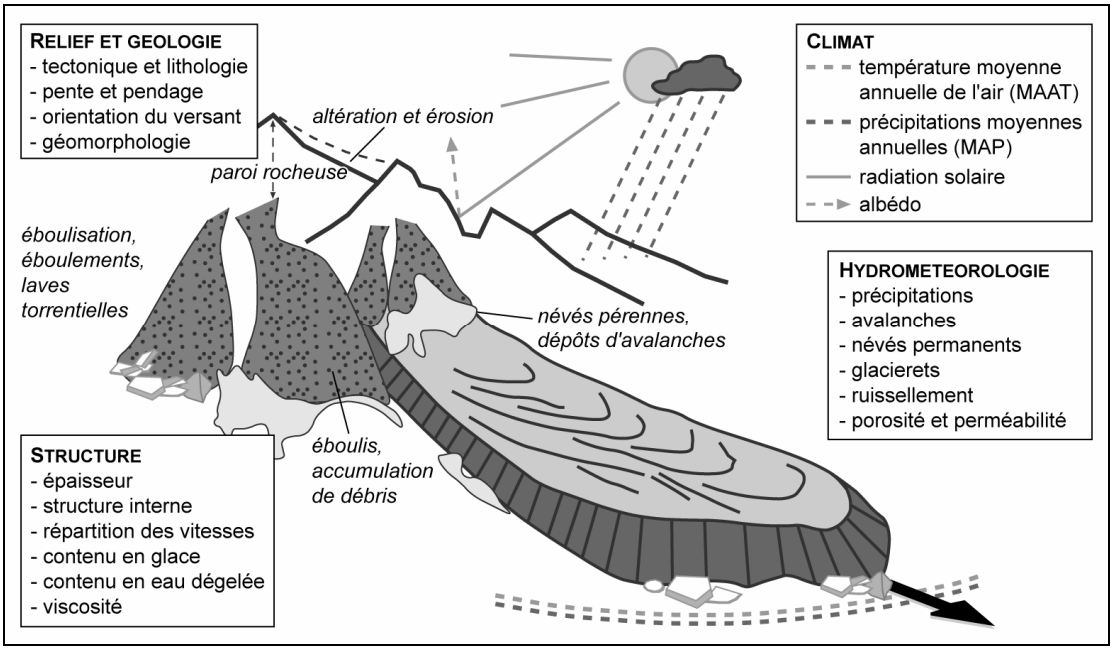


Fig. I.6 *– Caractéristiques structurales, climatiques et hydrométéorologiques favorisant la formation, le développement et l'inactivation– fossilisation d'un glacier rocheux. Modifié d'après FRAUENFELDER (2005 : 7).*

La morphologie des glaciers rocheux est également importante pour leur classification. Si l'origine des matériaux meubles et la forme peuvent être déterminées à partir de l'analyse du contexte topographique, le degré d'activité nécessite des observations plus détaillées. Ainsi, par exemple, la pente et la sédimentologie du talus frontal, la couverture par la végétation ou la morphologie de surface permettent de distinguer (morphologiquement) un glacier rocheux actif/inactif d'un glacier rocheux fossile (tab. I.1) (voir également HAEBERLI 1985, BARSCH 1988, 1996, IKEDA & MATSUOKA 2002, SCAPOZZA & FONTANA 2009).

	Caractéristiques des différents types de glaciers rocheux (HAEBERLI 1985, BARSCH 1988)	**Observations dans le Massif de la Cima di Gana Bianca (SCAPOZZA & REYNARD 2007)**
Glaciers rocheux actifs/inactifs	Talus frontal raide : 40–45° si actif ; entre 35 et 40° si inactif	Pente du talus frontal : entre 35 et 41°
	Relief bombé	Relief bombé. Présence de rides et sillons
	Sources au front (0–2°C)	Sources au front (0–2°C)
	Pergélisol probable/possible	Pergélisol probable/possible
	Lichens rares et matériel fin au front si actif, lichens et matériel fin plus rares si inactif	Absence ou présence de lichens (ø < 5 cm) sur le front et parfois sur le corps. Rarement, touffes de rhododendrons et de myrtilles. Matériel fin au front plus rare si inactif.
Glaciers rocheux fossiles	Absence d'évidence de mouvement	Couverture par la végétation continue sous forme de lande à éricacées et parfois d'essences ligneuses (en particulier mélèze)
	Surface marquée par des dépressions thermokarstiques	Surface caractérisée par des dépressions thermokarstiques bien évidentes
	Pente du talus frontal < 35°	Pente du talus frontal entre 28 et 32°
	Sources au front > 2°C	Sources au front > 2°C

Tab. I.1 *– Caractéristiques morphologiques des glaciers rocheux selon leur degré d'activité et exemple des glaciers rocheux du Massif de la Cima di Gana Bianca (modifié d'après SCAPOZZA & FONTANA 2009 : 28).*

Les facteurs de contrôle pour la formation, le développement et l'inactivation/fossilisation d'un glacier rocheux sont présentés à la figure I.6. La topographie, la géologie, le climat et l'hydrométéorologie influencent de manière directe la structure du glacier rocheux (FRAUENFELDER 2005). Ainsi, selon la géologie des parois rocheuses, nous pouvons de distinguer des **glaciers rocheux « à blocs »** (*bouldery rock glacier*), si la lithologie est constituée de roches cristallines ou de calcaires massifs, et des **glaciers rocheux « à galets »** (*pebbly rock glaciers*), si la lithologie est plus schisteuse ou si les calcaires sont fortement marneux (IKEDA & MATSUOKA 2006). La présence de névés ou de dépôts d'avalanche pouvant être enterrés par le glacier rocheux influencent par contre le type de glace du pergélisol et donc la structure interne du glacier rocheux (cf. chap. 4.5.3.1).

II. Répartition et stratigraphie du pergélisol dans les éboulis périglaciaires de haute altitude

La montagna è selettiva. Se non sei ancorato bene, se non stringi forte l'appiglio, ti scrolla giù e ti fa rotolare verso il mare. Opera una selezione severa: chi resiste agli scossoni resta lassù, chi si stacca scivola via. Ma forse è solo una questione di sensibilità. Se osservate i conoidi nei ghiaioni di montagna, noterete che le pietre più grosse e grezze, quelle dalle forme più grossolane, stanno in fondo, sono rotolate giù, mentre la ghiaia fine, quella sottile e raffinata, è rimasta in alto, dove nasce la roccia.

M. Corona, *Le voci del bosco*, 1998.

3 Introduction et problématique

Les éboulis sont probablement la forme géomorphologique la plus commune de l'environnement de montagne. Malgré l'importance de l'emprise spatiale de ces dépôts de pente continentaux dans l'étage périglaciaire alpin, relativement peu d'études ont été consacrées aux éboulis en général et aux éboulis périglaciaires en particulier (FRANCOU 1988a, BERTRAN 2004).
Au cours des décennies récentes, en effet, la plupart des études de terrain dans le domaine périglaciaire alpin se sont concentrées presque exclusivement sur la structure, la dynamique et l'âge des glaciers rocheux (par ex. BARSCH 1996, HAEBERLI *et al*. 2006). Concernant les éboulis, bien que plusieurs recherches géomorphologiques et sédimentologiques se soient attachées à leur morphologie, structure et origine (par ex. FRANCOU 1988b, VAN STEIJN *et al*. 2002, SASS 2006), peu d'intérêt a été porté à la répartition et la stratigraphie du pergélisol dans ces formes (par ex. LÜTSCHG *et al*. 2004, LAMBIEL & PIERACCI 2008, PHILLIPS *et al*. 2009) ou à l'interprétation de la signification paléoclimatique de leur contenu en glace (par ex. FRANCOU 1977, BERTHLING *et al*. 2000).
Cette partie sera donc consacrée à l'étude de cette forme périglaciaire alpine, en particulier en ce qui concerne sa structure, la répartition du pergélisol en son sein et les facteurs qui contrôlent cette répartition. Après une partie introductive dédiée à l'objet d'étude (3.1), où quelques brèves notions théoriques sur les éboulis et l'état des connaissances actuelles sur la structure et la stratigraphie du pergélisol dans les éboulis de haute altitude seront présentées, on verra de manière détaillée quels sont les objectifs spécifiques de cette recherche (3.2).

3.1 Les éboulis

3.1.1 Notions théoriques générales

Entre l'éphémère et le perpétuel – lieu de transit et au même temps lieu de stockage – l'éboulis est, aux yeux de la temporalité humaine, une forme qui peut paraître quelque peu ambiguë : il a été construit – et il se construit toujours – par des phénomènes qui sont la plupart du temps très rapides, comme la chute d'une pierre ou le passage d'une lave torrentielle et, en même temps, il est constitué de débris de roche qui peuvent être déposés en pied de versant depuis des millénaires. Il s'agit également d'une forme de transition, comme le sont toutes les formes dotées d'une certaine instabilité, qui ne sont plus parois rocheuses mais qui ne sont pas encore des formes stables, condamnées à être des simples « tas de cailloux » inclinés relégués aux pieds de la roche qui les ont générés.

Après ces lignes quelque peu « géo-poétiques », voyons plus dans les détails ce qu'est un éboulis. La définition classique de FRANCOU & HÉTU (1989 : 17) le présente comme « *une formation détritique mise en place progressivement sur un*

versant par suite du détachement successif et de la chute de fragments rocheux d'une paroi rocheuse ou de toute pente inclinée à plus de 40–45° ».
Nous avons donc déjà, dans cette définition, plusieurs informations concernant le type de forme (formation détrique sur un versant), la source des débris (paroi rocheuse ou toute pente inclinée à plus de 40–45°) et le **processus** principal de mise en place d'un éboulis (la chute de fragments rocheux, appelée également **éboulisation**). Plus en détail, l'éboulisation « *désigne la chute et la sédimentation au pied d'une paroi de débris rocheux isolés ou de groupes de débris au sein desquels les interactions dues aux collisions sont faibles* » (BERTRAN 2004 : 29). En voulant être précis, ce terme devrait être limité à la chute de fragments rocheux dont le volume n'excède pas 1 m^3 (WHALLEY 1984) : pour des volumes supérieurs, on utilise le terme d'**éboulement** pour des volumes compris entre 1 et 100 m^3 et d'**écroulement** pour des volumes supérieurs à 100 m^3 (BERTRAN 2004).
Mais l'éboulisation n'est pas le seul processus de mise en place d'un éboulis : dans la zone périglaciaire alpine, il ne faut pas négliger l'apport en débris par les **coulées de débris** (comprenant les coulées sèches, les laves torrentielles et le charriage torrentiel hyperconcentré) et par les **avalanches**. Concernant la **source des débris**, elle peut correspondre à de la roche en place (paroi plus ou moins verticale ou segment rocheux régularisé) ou à des matériaux meubles très raides, comme le front d'un glacier rocheux ou une moraine glaciaire (FRANCOU & HÉTU 1989).
La **production des débris**, enfin, est liée à de nombreux facteurs qui, du point de vue mécanique, agissent le plus souvent soit en diminuant la résistance de la source des débris, soit en augmentant la contrainte exercée sur celle-ci (pour plus d'informations, voir BERTRAN 2004). Le facteur le plus important dans les milieux froids reste cependant la **gélifraction** (ou **cryoclastie**), liée au gel/dégel de l'eau contenue dans la roche, qui fait varier la pression en fonction de l'augmentation de volume induite par le changement de phase de l'eau en glace (LE BER & OTER-DUTHOIT 1987). Quand le gel de l'eau contenue dans les joints de la roche entraîne le délogement de gros éléments dont la forme est déterminée par la fissuration préexistante de la paroi, on parle de **macrogélivation** (TRICART 1956), tandis que le gel de l'eau contenue dans le reste de la porosité, et qui forme de la glace de ségrégation, est responsable de la **microgélivation** (LAUTRIDOU 1988). Du point de vue thermique, la macrogélivation se produit avec des températures situées juste en dessous de 0°C, tandis que pour la microgélivation, la température varie de manière significative avec la lithologie et est comprise entre -1°C pour des roches très poreuses et -4/-6 °C pour des roches faiblement poreuses (MATSUOKA 2001).

En conclusion, un éboulis de la zone périglaciaire alpine est donc une forme d'origine cryo-gravitaire qui se développe par l'accumulation lente d'éléments rocheux provenant de l'érosion des parois rocheuses ou des matériaux meubles sus-jacentes par des phases de gel/dégel. Le profil typique d'un éboulis présente une pente d'environ 30–35° et les éléments rocheux sont distribués de manière hétérogène selon leur taille (FRANCOU 1991), avec un granoclassement longitudinal (avec la taille des éléments qui croît avec la distance de l'apex – le sommet de l'éboulis) et la surface qui est souvent marquée par des traces d'érosion et de dépôt dues au passage de laves torrentielles ou d'avalanches de neige.

Toutes ces caractéristiques (forme, source des débris, processus) sont à la base de l'originalité de chaque éboulis par rapport à un autre. Une taxonomie descriptive établie par FRANCOU & HÉTU (1989) permet d'en distinguer six catégories :

- **Eboulis de gravité** : ils se distinguent par leur forme concave et leur profil en long régulier, marqué par un granoclassement longitudinal net. Le mécanisme dominant de mise en place de l'éboulis est la gravité. Cette catégorie d'éboulis correspond aux *rockfall-dominated talus slopes* de SASS & KRAUTBLATTER (2007) ;
- **Eboulis à avalanches** : les éboulis à avalanches sont marqués par une importante extension de leur concavité distale (la partie inférieure de l'éboulis) et par un granoclassement des éléments plus chaotique dans la partie inférieure de l'éboulis, dû en partie aux dépôts rocheux d'avalanche qui peuvent être constitués par une importante part de fines ;
- **Eboulis ruisselés** : ils sont marqués par des petits systèmes torrentiels, en particulier par des ravins dans la partie proximale et des cônes de débris dans la partie distale. Cette catégorie d'éboulis correspond aux *debris flow-dominated talus slopes* de SASS & KRAUTBLATTER (2007) ;
- **Eboulis soliflués/géliflués** : ils se distinguent par la présence de loupes de solifluxion/gélifluxion[1] qui contribuent au remaniement des éléments vers l'aval. Les loupes de solifluxion/gélifluxion se présentent souvent comme des lobes de matériel fin imbibés d'eau (sol saturé en eau) à front pierreux ;
- **Eboulis fluants** : les éboulis fluants constituent le stade embryonnaire d'un protalus rampart et donc d'un glacier rocheux. Le mouvement est attribué principalement à la déformation et au fluage de la glace présente dans le corps sédimentaire, ce qui donne à l'éboulis une morphologie à bourrelets, parfois arqués, de plus en plus marqués vers la partie distale de l'éboulis. Le granoclassement est souvent oblitéré par le fluage ;
- **Eboulis stratifiés** : ils se distinguent par une importante stratification, c'est-à-dire une alternance nette et régulière de couches aux caractéristiques sédimentologiques différentes.

Il est évident que, dans la réalité, les éboulis résultent d'interactions complexes entre les processus qui sont à la base de leur développement, ce qui fait qu'il demeure parfois difficile de les classer uniquement dans une des catégories présentées ci-dessus. Les éboulis stratifiés, par exemple, résultent le plus souvent d'une

[1] La distinction entre solifluxion et gélifluxion est souvent mal définie. Selon les auteurs, la gélifluxion désigne à la fois la solifluxion qui s'opère sur un sol gelé (pergélisol) (WASHBURN 1979, SUMMERFIELD 1991) ou la solifluxion associée à une percolation d'eau contrainte par un sol (saisonnièrement) gelé pendant la période de dégel (FRENCH 1996). Pour cet auteur (FRENCH 1996 : 151), la gélifluxion serait donc la composante printanière de la solifluxion *sensu lato*, alors que la solifluxion *sensu stricto* résulterait du « frost creep » pendant la période de gel. Conformément à l'approche proposée par LAMBIEL (2006), seul le terme « solifluxion » sera utilisé dans cette étude, et il désignera des loupes de taille décamétriques, de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur, composées de matériaux fins et parfois végétalisées et qui se trouvent à la surface d'un éboulis.

superposition au cours du temps de l'un ou l'autre type d'éboulis, en fonction des changements dans les processus dominants de mise en place du dépôt. Il vaut donc la peine de consacrer quelques lignes à la description de cette catégorie.

3.1.2 La stratification des éboulis

Un éboulis stratifié se reconnaît parce qu'il présente, en coupe sédimentologique ou géophysique, une nette alternance plus ou moins régulière de couches de caractéristiques sédimentologiques (texture, morphométrie des débris, structure, fabrique) ou physiques (vitesses, conductivités, résistivités, permittivités) bien distinctes, s'exprimant dans la presque totalité du dépôt (FRANCOU & HÉTU 1989, SASS & KRAUTBLATTER 2007). Généralement, la stratification présente une alternance à lits[2] à structure ouverte (*openworks*) et des lits plus riches en matrice, d'épaisseur d'ordre décimétrique à métrique (FRANCOU 1988b), générés par une alternance de plusieurs processus et/ou par des changements dans l'intensité des chutes de blocs au cours du temps (GARCÌA-RUIZ *et al*. 2001, VAN STEIJN *et al*. 2002).
Ce type de dépôt n'est pas à confondre avec les **grèzes litées**, qui comme les éboulis sont des dépôts de pied de versant, mais qui ont une pente moins importante (< à 26°) due à l'origine autochtone par gélifraction des éléments qui les constituent, qui sont généralement assez fins (sables et graviers), et qui excluent donc une genèse par l'action directe de la gravité (GUILLIEN 1964, VAN STEIJN *et al*. 1984, FRANCOU 1988b).
Si l'origine des lits à structure ouverte est par convention attribuée à l'action des chutes de blocs, l'origine des lits supportés par la matrice est encore controversée, et met en jeu plusieurs processus, comme par exemple l'aggradation de loupes de solifluxion (BERTRAN *et al*. 1993), les coulées sèches (HETU *et al*. 1995), les coulées de pierres glacées (HETU *et al*. 1994), les laves torrentielles (VAN STEIJN 1988) ou les nappes-coulées (FRANCOU 1988b), avec une périodicité qui peut varier entre le rythme saisonnier (VAN STEIJN *et al*. 1984) et le rythme pluriannuel (SASS & KRAUTBLATTER 2007). A tout cela il faut également ajouter que, même une différenciation *in situ* du dépôt originel, par enrichissement ou appauvrissement en matrice, n'est pas à exclure (LLIBOUTRY 1961).
Si l'on tient compte d'une périodicité pluriannuelle, selon SASS & KRAUTBLATTER (2007) la stratification de nombreux éboulis de l'étage montagnard et nival de la zone alpine pourrait résulter d'une alternance de périodes à dominance de chute de blocs avec des périodes à dominance de laves torrentielle. Selon ces auteurs, l'alternance pourrait avoir une signification paléoclimatique, et reflèterait donc les fluctuations climatiques qui ont eu lieu pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène : les périodes « à chutes de blocs » seraient caractéristiques de périodes avec un climat frais caractérisés par une activité marquée de la cryoclastie (comme par exemple le Petit Age Glaciaire), alors que les périodes « à laves torrentielles » reflèteraient des périodes avec un climat plus chaud et humide (comme l'actuel) marquées par une

[2] Un lit est une couche ou niveau d'épaisseur comprise entre quelques centimètres et quelques décimètres (FOUCAULT & RAOULT 2001).

importante activité orageuse, permettant l'alimentation de l'éboulis par des sédiments très fins qui iraient constituer la matrice entre les débris rocheux.

La stratification d'un éboulis en niveaux plus ou moins riches en glace, par contre, a été très peu étudiée. Du point de vue terminologique, dans le cas de ces éboulis gelés on parle de **pseudo-stratification** (FRANCOU & HÉTU 1989) car la stratification est souvent localisée et peu continue. Dans ces éboulis pseudo-stratifiés, l'alternance sédimentologique est liée principalement à une différence d'incorporation de la glace dans l'éboulis.
Concernant cet aspect, les travaux pionniers de LLIBOUTRY (1955a) et FRANCOU (1977) montrent que les éboulis périglaciaire ont une dynamique complexe se distinguant de celle des glaciers et des glaciers rocheux.
LLIBOUTRY (1955a), sur la base d'observations menées dans les Andes de Santiago (Chili central), a distingué des formes qu'il appelle, probablement en raison de sa formation de glaciologue, **glacier d'éboulis**, mais qu'il reconnaît être une forme cryo-nivale plutôt que glaciaire : « *chaque année se superpose une nouvelle couche de névé (qui se transforme en glace), et une couche de débris, parallèles à la pente et discordant avec les strates antérieurs. L'absence d'un cirque et de moraines marginales prouve que le glacier d'éboulis n'est pas le résidu d'un glacier ordinaire en voie de disparition : c'est un glacier en voie de formation, ou en équilibre, ou de vie éphémère* » (LLIBOUTRY 1955a : 1624).
FRANCOU (1977) a montré, quand à lui, que dans les éboulis fluants de l'étage périglaciaire du Briançonnais qu'il a étudiés, la glace résulterait d'une conservation du névé saisonnier par enfouissement sous une couverture de débris rocheux ou par la formation d'un sol gelé saisonnier avant les fortes chutes de neige de fin d'hiver[3], avec une importance de l'enfouissement de la glace variant en fonction de la lithologie (importante pour les quartzites, les calcaires dolomitiques et le granite, et médiocre pour les calcschistes et les schistes).
Plus récemment, une pseudo-stratification du pergélisol a pu être mise en évidence par prospection géophysique, en particulier dans des glaciers rocheux.
REYNARD *et al*. (1999), grâce à la prospection géoélectrique, ont observé que les glaciers rocheux à glace sédimentaire qu'ils ont étudiés dans les Alpes suisses occidentales se composent d'une alternance de véritables langues de glace enterrées et des niveaux à prédominance rocheuse. Cette structure en « mille-feuilles » résulterait de l'alternance, tout le long de l'Holocène, de périodes froides et humides favorables à la formation de glace sédimentaire (comme par exemple le Petit Age Glaciaire) et de phases plus favorables à l'accumulation de débris rocheux (comme par exemple la période actuelle).
Une structure en couches parallèles à la surface a été observée également par BERTHLING *et al.* (2000) grâce au radar géologique (GPR – *Ground Penetrating Radar*) dans la partie supérieure des cônes d'éboulis surmontant des glaciers rocheux de l'île du Prins Karls Forland (Spitzberg occidental). Cette pseudo-stratification résulterait de l'alternance de niveaux sursaturés en glace et de niveaux

[3] Il faut se rappeler que les conditions climatiques auxquelles FRANCOU (1977) fait référence sont celles de sa zone d'étude, le Briançonnais (Hautes-Alpes, France).

pauvres en glace dans un pergélisol, découlant de périodes de lente accumulation de débris permettant la formation de lentilles de glace assez épaisses à la base de la couche active, respectivement de périodes de forte accumulation de débris consentant l'enfouissement rapide de la couche active dans le pergélisol et donc la création de niveaux pauvres en glace.
Ces exemples montrent que, pour comprendre la pseudo-stratification des éboulis périglaciaires il est fondamental de comprendre le fonctionnement de leur cryosphère interne et de leur relations avec l'atmosphère externe : il s'agit donc d'étudier la structure, la répartition et la microclimatologie du pergélisol dans les éboulis de haute altitude.

3.1.3 Le pergélisol dans les éboulis

On vient donc de voir que, dans les régions périglaciaires, les éboulis peuvent présenter un certain stock de glace. Si cette glace interstitielle est présente en quantité suffisante pour sursaturer les débris rocheux, l'éboulis peut commencer à fluer, devenant un **éboulis fluant**. Ces formes particulières ont été étudiées à partir de la fin des années 1970 notamment par Bernard Francou (FRANCOU 1977) qui, une décennie plus tard, a publié un premier ouvrage de référence (FRANCOU 1988a). A cette époque, les premières études modernes concernant les glaciers rocheux n'ont débuté que depuis quelques années, tout d'abord en essayant de définir les particularités et la formation de ces formes dans une optique plutôt glaciaire (LLIBOUTRY 1955a,b, WAHRAFTIG & COX 1959, CORTE 1976a), et ensuite en donnant une véritable origine « périglaciaire » à ces formes, ce qui a été proposé notamment par les chercheurs de l'école suisse (BARSCH 1969, 1971, HAEBERLI 1975) ; il ne faut donc pas s'étonner si les premières études relatives aux éboulis fluants se situent dans le prolongement direct des recherches consacrées aux glaciers rocheux, mettant l'accent sur les conditions de formation de la glace et sur la dynamique de ces formes, qui sont étudiées surtout du point de vue théorique (par ex. JOHNSON 1974, HAEBERLI 1985, OLYPHANT 1987).
La question de la présence, de l'origine et de la répartition de la glace dans les éboulis au sens strict (éboulis qui ne sont pas fluants et/ou éboulis qui surplombent les glaciers rocheux) n'est donc pas directement abordée, comme en témoigne FRANCOU (1988a : 565–566), qui affirme que « *les travaux récents ont malheureusement rarement porté sur les éboulis qui forment la zone radicale des glaciers rocheux. Pour des raisons techniques (contraintes de l'application des méthodes de la géophysique) ou pratiques, on a fait porter l'étude sur le glacier rocheux lui-même, mais compte-tenu de la continuité qui existe entre le talus et le glacier rocheux, il y a cependant peu de chance que la structure interne soit bien différente entre la base du talus fluant et le corps du glacier rocheux* ». Des différences, pourtant, existent, comme on le verra dans les prochaines lignes.

Une des premières études pionnières sur la répartition du pergélisol dans un éboulis fut menée par Wilfried Haeberli au début des années 1970 sur un éboulis du Col de la Flüela (Grisons), d'exposition nord-est et compris entre 2380 et 2600 m d'altitude

en amont du lac du Schottensee (HAEBERLI 1975). Des excavations réalisées pendant les années 1960 pour la construction d'une route et des prospections par sismique réfraction menées en 1972 ont permis de conclure que de la glace était présente dans la partie inférieure de la pente, alors qu'elle était absente dans les parties supérieures (HAEBERLI 1975). Plus en détail, un corps gelé a été mis en évidence dans les 100 m inférieurs de la pente, avec un épaississement de la couche active en direction de l'amont (de 4 m de profondeur près du lac jusqu'à 10 m de profondeur dans la partie supérieure de la couche gelée) et, en parallèle, un amincissement de l'épaisseur de la couche gelée. Cette répartition spatiale particulière du pergélisol a été expliquée par l'effet de la redistribution de la neige par le vent et les avalanches. La neige, en effet, s'accumulerait dans la partie basse de la pente, ce qui induirait sa fonte tardive et prolongerait son effet isolant, permettant de maintenir le sous-sol plus froid.
L'étude de cet éboulis est reprise par LERJEN (2001) et LERJEN *et al*. (2003) un quart de siècle plus tard afin d'essayer de déterminer les facteurs qui contrôlent la répartition du pergélisol. Ces auteurs concluent que la présence tardive de la neige n'est pas un bon indicateur de la présence de pergélisol et que d'autres facteurs doivent avoir une influence décisive sur la répartition du pergélisol dans l'éboulis, en particulier la granulométrie de la surface, qui varie entre des fines dans la partie supérieure de la pente et des gros blocs au pied de la pente.
La réalisation de deux forages dans la pente en 2002 permettra de confirmer la répartition particulière du pergélisol déterminée par HAEBERLI (1975) et LERJEN (2001). LÜTSCHG *et al*. (2004) étudient le régime thermique de ce même éboulis grâce aux deux forages et en lui appliquant une extension du modèle SNOWPACK[4], permettant des simulations des interactions de température entre l'atmosphère, la couverture neigeuse et le pergélisol (LÜTSCHG *et al*. 2003). Le but était de montrer qu'un facteur de contrôle important du régime thermique d'un éboulis est sa granulométrie. Toutefois, dans la partie amont de cette pente, les températures simulées sont plus froides que les températures mesurées, tandis que, dans la partie inférieure, c'est l'inverse qui se vérifie. Il faut donc en conclure que des facteurs de contrôle autres que la redistribution de la neige et la granulométrie contribuent à créer l'inversion thermique au sein d'un éboulis.

L'étude systématique de plusieurs dizaines d'éboulis de haute altitude dans les Alpes occidentales et méridionales suisses entreprise par les Institut de géographie des Universités de Lausanne et de Fribourg ces dernières années, a permis de confirmer cette répartition inhomogène du pergélisol dans les éboulis (par ex. REYNARD *et al*. 1999, DELALOYE *et al*. 2000, DELALOYE 2004, DELALOYE & LAMBIEL 2005, LAMBIEL 2006, LAMBIEL & PIERACCI 2008, PIERACCI *et al*. 2008, SCAPOZZA 2008, SCAPOZZA 2009a, SCAPOZZA *et al*. 2011b). Aujourd'hui, on admet donc que **le pergélisol caractérise seulement la partie inférieure d'un éboulis, tandis que la partie supérieure de la pente en est généralement dépourvue**.

[4] Ce modèle à été développé à l'Institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches de Davos (SLF) pour effectuer des simulations des caractéristiques locales du manteau neigeux (LEHNING *et al*. 1999).

Les nombreuses recherches effectuées également sur des **éboulis froids** situés jusqu'à 1000 m plus bas que la limite inférieure du pergélisol discontinu à l'échelle régionale (par ex. DELALOYE *et al*. 2003b, DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006, MORARD *et al*. 2008a, 2010), montrent qu'un facteur de contrôle particulier semble jouer un rôle important dans la répartition du pergélisol dans un éboulis : la **ventilation interne par effet de cheminée**.

3.1.4 Ventilation interne par effet de cheminée d'un éboulis froid

Comme on l'a vu au chapitre précédent, les premières recherches consacrées aux glaciers rocheux s'intéressaient également à l'origine de la glace dans les éboulis fluants. Selon JOHNSON (1974), en effet, l'occurrence de glace dans les éboulis, en dehors de la glace de glacier, est à attribuer à l'enterrement de plaques de neige ou au regel d'eau de fusion de la neige ou d'eau météorique. Concernant la préservation de la glace dans les interstice d'un matériel poreux à gros blocs, THOMPSON (1962 : 214) propose déjà un processus de ventilation par effet de Balch, mais on ne sait pas s'il fait référence à la convection d'air due à la différence de densité entre l'air froid et l'air plus chaud – le *Balch effect* au sens strict, décrit par BALCH (1900) – ou à l'effet de cheminée ; cependant, il en décrit dans les détails le fonctionnement saisonnier :

« *in localities having even moderately severe winters, caves and crevices opening upward are subject to heat loss by convection in winter (Balch ventilation). At that season in such places, air warmed even slightly by contact with crevice walls necessarily rises and is lost, often being replaced by air severely chilled by radiation cooling on nearby rock and snow surfaces.*
In Summer, on the other hand, air outside such crevices is consistently warmer and lighter than that within. Except in occasional instances where a cavity has a lower as wall as an upper exit, air in caves and crevices with upward openings is then stable and resists ventilation, thus insulating, in Summer, the adjacent soil and rock chilled by Balch ventilation in Winter. The net effect is freezing of the ground beneath creviced surfaces and, in regions having really severe winters, the formation and preservation of soil-ice derived mostly from meltwater draining downward in the Spring ».

Mais ces considérations restent toujours théoriques. Ce sont les biologistes, en particulier, qui sont les premiers a faire des observations sur le développement anormal de végétation azonale dans le bas de certaines formations détritiques de pente, associé à des conditions de sol froides et à de la glace (par ex. BERTINELLI *et al*. 1993, RUZICKA 1999, MÖSELER & WUNDER 1999, ZACHARDA *et al*. 2005).
Ces formations particulières, connues sous le nom d' « *éboulis froids* », « *unterkühlte Schutthalden* » ou encore « *cold scree (talus) slope* », peuvent présenter dans leur partie inférieure des anomalies thermiques négatives de 3 à 7°C par rapport à MAAT, pouvant conduire à la formation et au maintien de conditions de **pergélisol sporadique** à basse altitude (par ex. WAKONNIG 1996, DELALOYE *et*

al. 2003b, GUDE *et al*. 2003, SAWADA *et al*. 2003, ZACHARDA *et al*. 2007, HAUCK & KNEISEL 2008a, MORARD *et al*. 2008a, 2010).

D'après les recherches conduites par LAMBERT (1967), WAKONNIG (1996), RUZICKA (1999), DELALOYE (2004) et LAMBIEL (2006), on peut affirmer que le mécanisme qui conduit à la formation de l'anomalie thermique négative au bas des éboulis investigués est une circulation d'air ascendante, ou **effet de cheminée**, fonctionnant grâce à « *l'élévation d'air interne relativement chaud durant l'hiver, mouvement ascendant qui provoque l'aspiration d'air froid à l'intérieur de la partie basse de l'éboulis* » (DELALOYE 2004 : 225).

Le fonctionnement de la ventilation mise en évidence dans les éboulis froids peut être séparé en deux phases principales (fig. II.1) : le régime hivernal (ascendant) et estival (descendant) (DELALOYE & LAMBIEL 2005, MORARD *et al*. 2010) :

- **Régime hivernal**. En hiver, l'air situé à l'intérieur de l'éboulis a une température plus élevée que l'air externe (il est donc moins dense) : une circulation ascendante d'air relativement chaud se met donc en place. Ce mécanisme crée une dépression d'air au bas de la pente qui provoque une aspiration d'air froid dans la partie inférieure de l'éboulis. Ce mécanisme permet la création d'un important réservoir d'air froid au sein de l'éboulis, même en présence d'une couverture neigeuse de 2 à 3 mètres d'épaisseur. Le mécanisme étant dicté par la différence de température entre l'air interne et externe de l'éboulis, plus l'anomalie thermique est grande et plus le mécanisme de ventilation est efficace.
- **Régime estival**. En été, également en raison du refroidissement hivernal, l'air situé dans l'éboulis est plus froid que l'air externe. La conséquence est la mise en place par décharge gravitaire d'une circulation descendante d'air froid et dense.

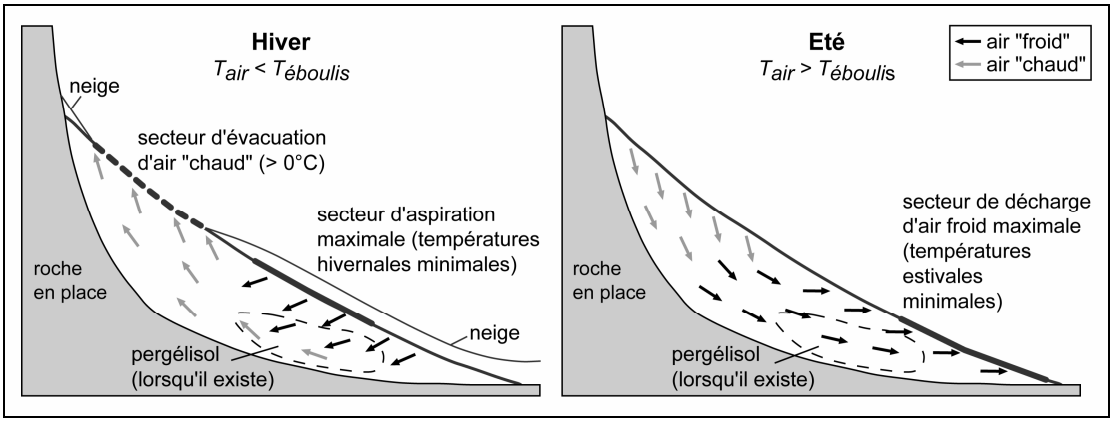


Fig. II.1 *– Modèle du fonctionnement du système de ventilation par effet de cheminée dans un éboulis froid en hiver (à gauche) et en été (à droite). Pour les explications, voir le texte. Modifié d'après DELALOYE & LAMBIEL (2005 : 195) et MORARD* et al. *(2010 : 125).*

Dans les deux cas, le processus de ventilation induit un refroidissement saisonnier ou annuel de la partie inférieure de l'éboulis, ce qui permet le maintien de conditions froides permanentes (et éventuellement la présence de pergélisol sporadique).

Un certain nombre d'indices de fonctionnement du système de ventilation ont été listés par DELALOYE (2004), LAMBIEL (2006) et MORARD *et al*. (2008b). Ces indices ont été classés en deux catégories : les indices qui peuvent être identifiés de **manière visuelle** et les indices qui sont mis en évidence de **manière thermique**. Ces indices varient selon la saison et selon que l'on considère la partie supérieure ou inférieure de l'éboulis.

De manière visuelle

- **Automne/hiver** : une fonte basale de la couverture neigeuse est possible, en raison de l'évacuation d'air relativement chaud dans la partie amont de l'éboulis. La poursuite de la fonte (si de nouvelles précipitations ne viennent pas épaissir le manteau neigeux) peut créer des cheminées de fonte (*funnels*) qui dégagent la surface de l'éboulis. Ces cheminées de fonte peuvent évoluer en fenêtres de fonte précoce libres de neige.
- **Printemps/été** : à l'étage forestier, la partie inférieure de l'éboulis peut être caractérisée par la présence de végétation azonale, par des manifestations de nanisme de la couche arbustive et par la présence de végétation hygrophile. Leur présence témoigne d'un sol présentant une anomalie thermique négative. Le courant d'air froid descendant est également responsable du gel de l'eau de fonte du manteau neigeux et de la présence de glace à la surface du sol au printemps. Lors des journées estivales chaudes, si le courant d'air est concentré, il est possible de ressentir un fort courant d'air froid expulsif dans la partie inférieure de l'éboulis.

De manière thermique

- **Hiver** : la température du sol dans la partie haute de l'éboulis demeure positive, ce qui empêche le sol de geler. Un refroidissement marqué s'opère au même moment au bas de l'éboulis en raison de l'aspiration d'air froid. Sur un transect amont-aval, on peut passer en une vingtaine de mètres de températures du sol positives dans la partie supérieure de l'éboulis à des températures inférieures à -10°C dans la partie inférieure.
- **Eté** : la température du sol dans la partie basse de l'éboulis demeure largement inférieure à celle de l'air environnant. Des températures du sol de l'ordre de 0°C sont possibles même avec une température de l'air externe pouvant atteindre 25 à 30°C.

3.1.5 Répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude et facteurs de contrôle

Revenons aux éboulis de haute altitude. LAMBIEL (2006), par l'étude systématique, à l'aide de méthodes thermiques et de la géoélectrique, de 17 éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu, a mis en évidence que la répartition du pergélisol y était le plus souvent hétérogène. L'analyse des 17 cas étudiés a permis de montrer que (LAMBIEL 2006 : 175–176) :

- pratiquement aucun éboulis n'est intégralement occupé par du pergélisol ;
- dans la majorité des cas étudiés, le pergélisol est localisé en premier lieu dans la partie inférieure de l'éboulis ;
- dans plusieurs cas, les températures de surface et parfois les résistivités électriques témoignent de la présence possible de pergélisol dans la partie sommitale de l'accumulation sédimentaire ;
- les secteurs amont et aval sont, dans la plupart des cas, séparés par une bande à l'intérieur de laquelle le pergélisol est absent ;
- l'hétérogénéité de la répartition du pergélisol va souvent de pair avec la taille de l'éboulis.

Des résultats semblables ont été obtenus par SASS (2006) dans les Lechtaler Alpen (Autriche), par OTTO & SASS (2006) dans le Turtmanntal (Suisse), par PIERACCI (2006) et PIERACCI *et al*. (2008) dans le massif de la Dent de Morcles (Suisse occidentale) et par SCAPOZZA (2008) et SCAPOZZA *et al*. (2011b) dans les Alpes Tessinoises orientales, sans oublier l'éboulis du Col de la Flüela présenté précédemment (voir LÜTSCHG *et al*. 2004, PHILLIPS *et al*. 2009).
C'est donc **dans la partie inférieure des éboulis que la probabilité d'occurrence de pergélisol est la plus élevée** (résistivités électriques les plus élevées et températures du sol les plus froides). Les secteurs situés à l'amont sont souvent dégelés, ce qui reflète une distribution spatiale que DELALOYE (2004) avait définie comme **atypique**, mais qui, suite aux recherches de LAMBIEL (2006), peut être considérée comme **typique** pour les éboulis.

Si l'on se réfère au tableau II.1, dans la pluspart des cas où la présence de pergélisol a été attestée en pied de pente, les conditions topoclimatiques (altitude, exposition) étaient favorables à la préservation de glace au sein de l'éboulis. Concernant les facteurs de contrôle, d'une part, étant donné que la déclivité de la partie inférieure d'un versant d'éboulis diminue graduellement, la granulométrie plus grossière et l'accumulation importante de neige par le vent et les avalanches favorisent également le refroidissement ou le maintien de conditions froides du sous-sol. D'autre part, en raison de l'absence de pergélisol dans la partie médiane-supérieure de beaucoup des éboulis présentés, les échanges thermiques advectifs semblent prévaloir sur les échanges thermiques conductifs et/ou convectifs, au moins dans cette partie de la pente.

Site	Alt. base	Exp.	Pergélisol partie inf.	Pergélisol partie méd.	Pergélisol partie sup.	Ventilation ascendante	Source
Lapires	2380	NE	Oui	Improbable	Probable	Probable	1,2
Attelas	2620	W	Probable	Improbable	Possible	Probable	1,3
Lac des Vaux	2720	NW	Probable	Probable	Probable	Possible	1
Yettes Cond. 1	2600	NE	Probable	Probable	Probable	Possible	1
Yettes Cond. 2	2730	E	Probable	Improbable	Probable	Possible	1
Mont Gelé S	2500	SW	Possible	Improbable	Improbable	Certaine	1
Monts de Cion	2500	WSW	Probable	?	?	?	1
Pt Mt Rouge	2600	E	Probable	Improbable	Possible	Certaine	1,2,3
Tsena Refien	2620	NE	Probable	Improbable	Possible	Possible	1,3
Mont Gitsa	2870	SSW	Probable	Improbable	Probable	Probable	1,3
Mont Dolin W	2760	W	Probable	Probable	Improbable	Possible	1,3
Mont Dolin E	2650	E	Probable	Improbable	Probable	Possible	1,3
Tsarmine	2620	WNW	Probable	?	Possible	Possible	1,3
Dent de Perroc	2600	W	Probable	?	Possible	?	1
Creux du Boui	2240	ENE	Possible	Improbable	Improbable	Certaine	1,3,4,5
Charmettes	2500	NE	Probable	Probable	Probable	Improbable	1,3,4,5
Six d. Orgues	2150	NE	?	?	?	Certaine	1
Chavalard 1	2200	NE	Improbable	?	?	Certaine	4
Chavalard 2	2200	NE	Probable	Possible	Improbable	Certaine	4
La Basse	2590	N	Probable	Probable	Probable	Improbable	4,5
Petit Château	2400	SE	Possible	Improbable	Improbable	Probable	4
Grand Château	2250	N	Probable	Possible	Improbable	Possible	4
C. Fenestral	2370	NW	Possible	Improbable	Improbable	Improbable	4,6
Blettes d'Euloi	2350	SE	Probable	Improbable	Improbable	Possible	4
S. di Luzzone	2060	N	Improbable	Improbable	Improbable	Certaine	7
Piancabella	2350	NNE	Possible	Improbable	Improbable	Probable	7
Gana Rossa	2460	E	Probable	Possible	Improbable	Possible	7
Ganna Rossa	2440	SE	Possible	?	?	?	7
Flüela Pass	2380	NE	Oui	Possible	Non	Certaine	8,9
Parzinn	2070	NNW	Probable	Improbable	Improbable	?	10
Hungerli 1	2480	NW	Possible	Possible	Improbable	?	11
Hungerli 2	2500	N	Possible	Improbable	Improbable	?	11

Tab. II.1 *– Compilation des résultats de plusieurs études concernant la répartition du pergélisol dans des éboulis de l'étage périglaciaire. Oui/non : présence de pergélisol vérifiée à l'aide de forages. Pergélisol probable/possible/improbable : présence de pergélisol déterminée à l'aide de mesures indirectes. La ventilation ascendante est certaine seulement lorsque des cheminées de fonte ont été observées (cf. texte). Sources des données : (1)* LAMBIEL *(2006) ; (2)* DELALOYE & LAMBIEL *(2005) ; (3)* LAMBIEL & PIERACCI *(2008) ; (4)* PIERACCI *(2006) ; (5)* PIERACCI & LAMBIEL *(2008) ; (6)* PIERACCI et al. *(2008) ; (7)* SCAPOZZA et al. *(2011b) ; (8)* LÜTSCHG et al. *(2004) ; (9)* PHILLIPS et al. *(2009) ; (10)* SASS *(2006) ; (11)* OTTO & SASS *(2006).*

En plus de la **redistribution de la neige par le vent et les avalanches** et de l'**augmentation de la granulométrie en direction de l'aval**, la **ventilation interne par effet de cheminée** semble donc être l'un des facteurs de contrôle principaux de cette répartition du pergélisol typique des éboulis (LAMBIEL & PIERACCI 2008, PIERACCI *et al*. 2008, SCAPOZZA *et al*. 2011b), comme cela est mis en évidence dans le tableau II-1 où, sur 32 éboulis, au moins 23 sites sont potentiellement ventilés. A ces différents facteurs, il faut ajouter également l'**enfouissement de plaques de glace** (*ice patches*) et/ou de névés permanents. Il est important de préciser que ces facteurs peuvent fortement varier d'un éboulis à l'autre et qu'ils peuvent agir seuls ou de manière combinée.

3.1.5.1 Redistribution de la neige par le vent et les avalanches

La neige agit comme isolant à cause de sa faible conductivité thermique. Son effet isolant varie selon l'épaisseur, la densité et la durée de la couverture neigeuse (cf. KELLER & GUBLER 1993, ISHIKAWA 2003, LÜTSCHG *et al*. 2003). La couverture neigeuse agit sur la température de la surface du sol (GST – *Ground Surface Temperature*) d'une façon ambivalente : d'une part, la date de mise en place du manteau neigeux et son épaisseur influencent la perte de chaleur du sol vers l'atmosphère à la fin de l'automne et au début de l'hiver, d'autre part, le moment de sa fonte influence le réchauffement du sol à la fin du printemps et au début de l'été. Un enneigement précoce a l'effet de réduire la perte de chaleur du sol (GST restera donc plus « chaude »), alors qu'un déneigement tardif retarde le réchauffement du sol (ce qui permettra à GST de rester plus « froide ») (ZHANG *et al*. 2001).
Il s'ensuit que, par transport d'importantes quantités de neige vers la partie basse des pentes, le vent et les avalanches peuvent retarder le réchauffement du sol dans ces zones. Cet effet est particulièrement important surtout dans la partie distale des versants, ce qui ne permet pas d'expliquer la répartition du pergélisol typique d'un éboulis, où toute la moitié médiane-inférieure de la pente peut être gelée (LERJEN *et al*. 2003, LAMBIEL & PIERACCI 2008). L'effet de la neige, par contre, peut être particulièrement marqué en présence d'éboulis fortement concaves, avec une partie distale très plate qui en favorise la persistance (SCAPOZZA *et al*. 2011b).

3.1.5.2 Augmentation de la granulométrie en direction de l'aval

La granulométrie influence les caractéristiques de la surface du terrain et de la couche active.
La **surface du terrain** influence les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la couche active (STOCKER-MITTAZ *et al.* 2002). Elle a une influence sur le bilan radiatif (en particulier en raison de l'albédo, de l'inclinaison et de l'orientation du terrain), sur le flux de chaleur sensible (chaleur transmise dans l'atmosphère depuis le sol), sur le flux de chaleur latente (lié aux changements de phase de l'eau – la fonte et l'évaporation consomment de l'énergie sous forme de chaleur, alors que la condensation et la solidification en libèrent) et sur le flux de chaleur du sol (chaleur transmise dans le sol).
La **couche active** est souvent composée de blocs de taille variable et d'une proportion importante de vides qui sont progressivement comblés en profondeur par des matériaux fins et par de l'eau. Les fines (argiles, limons) ont la propriété de pouvoir retenir de l'eau. Lors du gel et du dégel de cette eau, d'importants flux d'énergie liés, respectivement, à la libération et à la consommation de chaleur latente, peuvent perturber l'état thermique de la base de la couche active. Une couche active à gros blocs joue un triple rôle dans le maintien du décalage thermique entre le toit du pergélisol et la surface du sol : (1) lorsque le manteau neigeux est peu épais, elle permet un contact direct entre l'atmosphère et la surface du sol (HUMLUM 1997) ; (2) en raison de sa mauvaise conductivité thermique, l'air « froid » qui stagne dans la couche active en été protège le toit du pergélisol du réchauffement par son effet isolant (DELALOYE 2004) ; (3) la convection d'air à l'intérieur de la couche active, due à l'effet de Balch, permet une homogénéisation des températures lorsque

l'échange d'air avec l'atmosphère est encore possible à travers la couverture neigeuse, ce qui a pour effet de refroidir la base de la couche active (HARRIS & PEDERSEN 1998).
Etant donné que dans les éboulis, la granulométrie augmente généralement en direction de l'aval, la partie inférieure des pentes présente un potentiel de refroidissement important en raison de la taille des blocs plus grossière. Il faut également considérer que, lorsque le manteau neigeux est bien développé, ce qui est le cas en fin d'hiver, les échanges thermiques par convection ou conduction peuvent être fortement réduits ou inexistants (LAMBIEL & PIERACCI 2008).

3.1.5.3 Enfouissement de plaques de glace

L'enfouissement de plaques de glace est souvent à l'origine de la présence de pergélisol dans la totalité du versant, comme cela est le cas, des éboulis des Charmettes (voir LAMBIEL 2006, LAMBIEL & PIERACCI 2008, PIERACCI *et al*. 2008) et du Basse (PIERACCI & LAMBIEL 2008) (tab. II.1). L'incorporation de telles quantités de glace serait due à la formation, lors de l'oscillation froide du Petit Age Glaciaire, d'un petit glacier tempéré de cirque, d'un glacieret ou d'un névé permanent conduisant au recouvrement de la formation sédimentaire. Les plaques de glace auraient été enfouies par la suite sous une couche de gélifracts tombés des parois rocheuses. Le sous-sol étant probablement sursaturé en glace, l'advection d'air dans ces pentes complètement occupées par du pergélisol est fortement limitée (LAMBIEL 2006, PIERACCI *et al*. 2008).

3.1.5.4 Ventilation ascendante (effet de cheminée)

Le seul indice visuel de fonctionnement d'un système de ventilation à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu, en dehors de mesures de type thermique (en forage ou à la surface du sol), est la présence de cheminées de fonte en hiver. La formation des cheminées de fonte est possible seulement du moment que l'air évacué dans la partie supérieure de l'éboulis a une température supérieure à 0°C, ce qui provoque la fusion du manteau neigeux. La présence de cheminées de fonte indique donc que la température moyenne de l'éboulis est supérieure à 0°C, ce qui réduit la probabilité d'avoir du pergélisol (même si cela ne l'exclut pas). Si la température moyenne de l'éboulis est inférieure ou égale à 0°C, la circulation d'air ascendante n'engendrera pas de fonte du manteau neigeux.
L'efficacité de l'effet de cheminée est fortement dépendante de la macro-porosité de l'éboulis (PIERACCI *et al*. 2008). En effet, la circulation d'air par advection est plus facile dans une granulométrie grossière que dans une granulométrie plus fine. Deux facteurs, influençant fortement la granulométrie, jouent donc un rôle majeur dans le fonctionnement de l'effet de cheminée : (1) la lithologie, qui influence directement la macro-porosité de la formation, les roches livrant des fragments plus grossiers comme les granites, les gneiss ou les calcaires massifs étant plus favorables à la ventilation que les roches marneuses, gréseuses ou schisteuses ; (2) les structures constituées par des matériaux fins à la surface de l'éboulis (par exemple les loupes de solifluxion), qui remanient la granulométrie issue de processus purement gravitaires.

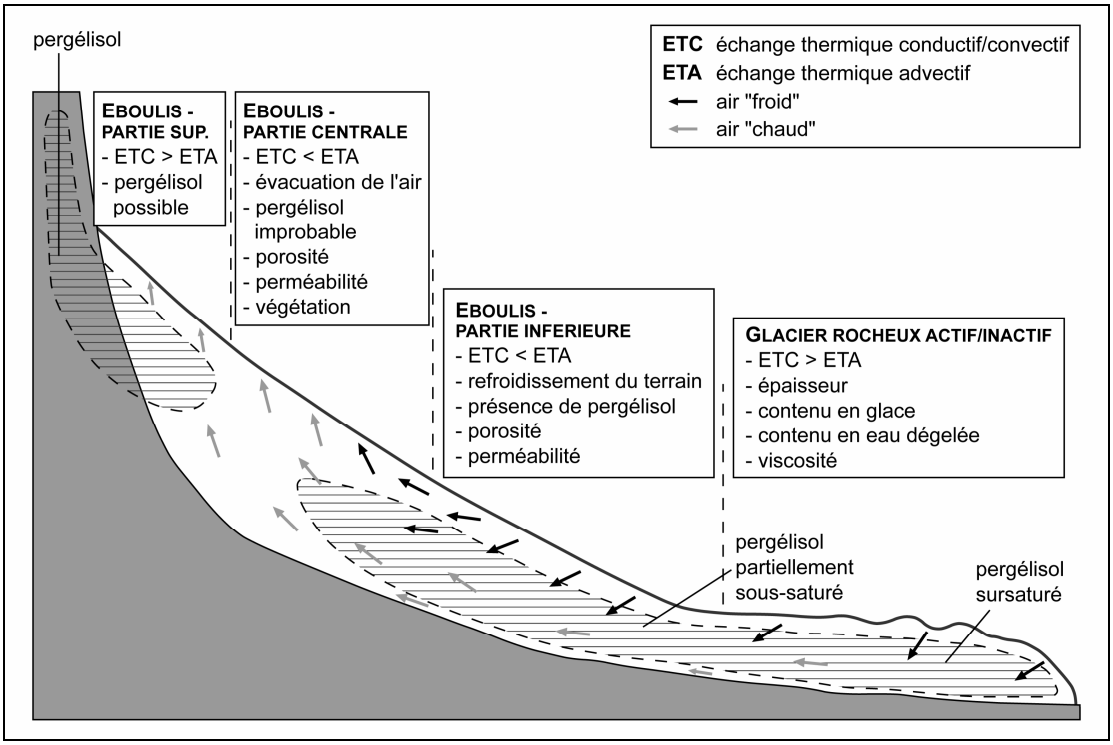


Fig. II.2 *– Modèle de la circulation d'air ascendante dans un éboulis situé à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu. Modifié d'après* LAMBIEL *(2006 : 179).*

Un modèle conceptuel de la circulation de l'air à l'intérieur d'un éboulis situé en zone de pergélisol discontinu a été proposé par LAMBIEL (2006). Les conditions de base pour le fonctionnement de ce modèle sont : (1) des conditions atmosphériques froides, avec une température de l'air inférieure à la température de l'éboulis ; (2) un éboulis non saturé en glace, de façon que l'air puisse se déplacer. Les caractéristiques de chaque zone du modèle de la figure II.2 sont les suivantes :

- **Glacier rocheux actif/inactif**. Le sous-sol sursaturé en glace entrave la circulation profonde de l'air. Néanmoins, une circulation profonde d'air et d'eau à la base du glacier rocheux de Murtèl a été suspectée par VONDER MÜHLL (1992) et VONDER MÜHLL *et al*. (2003). En la théorie, moins la teneur en glace est importante, plus la porosité augmente, ce qui augmente la capacité de l'air à se déplacer. La ventilation d'un glacier rocheux partiellement sous-saturé en glace est donc théoriquement possible, comme l'ont mis en évidence DELALOYE & LAMBIEL (2005). Le pergélisol dans le glacier rocheux résulte d'un échange thermique conductif et convectif, dicté essentiellement par l'altitude, la porosité et la granulométrie de la formation sédimentaire.
- **Eboulis – partie inférieure**. La partie inférieure d'un éboulis correspond à la zone d'aspiration d'air. Le pergélisol résulte du cumul d'échanges thermiques conductifs/convectifs et advectifs (circulation d'air). Les

échanges thermiques advectifs semblent être prédominants, ce qui permet d'expliquer l'anomalie thermique négative qui caractérise cette partie de l'éboulis. Le pergélisol dans la partie inférieure d'un éboulis est souvent sous-saturé ou, au maximum, saturé en glace, d'où des résistivités apparentes généralement inférieures à 50 kΩm.

- **Eboulis – partie centrale**. La partie centrale correspond à la zone d'évacuation de l'air qui circule dans l'éboulis. Dans la plupart des cas le pergélisol est absent dans cette partie, ce qui signifie que les échanges thermiques advectifs l'emportent sur les échanges thermiques conductifs/convectifs, ce qui permet le « réchauffement » du sous-sol à cet endroit, empêchant la formation et/ou le maintien de sédiments gelés.
- **Eboulis – partie supérieure**. Dans le cas d'une ventilation profonde, de l'air peut également s'évacuer dans la partie supérieure de l'éboulis. Cependant, étant données l'altitude et la diminution du rayonnement solaire incident au pied des parois rocheuses (si l'éboulis n'est pas orienté au sud), les échanges thermiques conductifs/convectifs l'emportent sur les échanges thermiques advectifs, ce qui rend possible la présence de pergélisol si le bilan thermique est négatif.

3.1.6 Synthèse

Pour résumer, les études de cas présentées permettent de tirer deux conclusions concernant la répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude et ses facteurs de contrôle :

1. la présence de pergélisol est probable dans les parties inférieures des éboulis et généralement improbable dans les parties supérieures ;
2. les facteurs de contrôle principaux de cette répartition semblent être la ventilation interne, l'augmentation de la granulométrie vers l'aval et la redistribution de la neige par le vent et les avalanches. Ces facteurs peuvent fortement varier d'un éboulis à l'autre et ils peuvent agir seuls ou de manière combinée.

Concernant l'effet des ces facteurs de contrôle sur le régime thermique des éboulis, la redistribution de la neige par le vent et les avalanches et l'augmentation de la granulométrie vers l'aval engendrent uniquement une anomalie thermique négative (refroidissement) au pied de la pente, tandis que la ventilation ascendante par effet de cheminée induit une anomalie thermique négative dans la partie médiane-inférieure et une anomalie thermique positive (réchauffement) dans la partie médiane-supérieure d'un éboulis, probablement responsable de l'absence de sédiments gelés dans ces secteurs.

3.2 Objectifs principaux

La synthèse des études concernant le pergélisol dans les éboulis de haute altitude a permis de dresser l'état des questions qui restent encore non résolues aujourd'hui. Si, suite aux recherches menées notamment par Christophe Lambiel et ses collaborateurs, il a été possible de proposer un modèle de la répartition du pergélisol dans un éboulis de la zone périglaciaire alpine (cf. LAMBIEL & PIERACCI 2008), ce modèle reste cependant encore très théorique, n'ayant jamais été vérifié de manière directe *in situ* (exception faite de l'éboulis de la Flüela, où l'objectif n'était pas directement de vérifier ce modèle).
Deux types d'informations manquent encore sur ce type de formes : **des informations ponctuelles directes sur la structure interne des éboulis**, disponibles seulement via la réalisation de forages, et **des informations indirectes sur la structure et la répartition du pergélisol dans les trois dimensions**. Des forages réalisés dans des éboulis de haute altitude y ont attesté la présence de pergélisol – par exemple dans les éboulis de Muot da Barba Peider (GR) et du Mont Dolin (VS) (PHILLIPS 2000) et dans l'éboulis de la Flüela (LÜTSCHG *et al.* 2004) – et des prospections géophysiques 2D ont porté sur ces formes (par ex. BERTHLING *et al*. 2000, DELALOYE *et al*. 2000, MARESCOT *et al*. 2003, DELALOYE 2004, OTTO & SASS 2006, SASS 2006, 2008, HILBICH *et al*. 2008a, HILBICH 2009, 2010) ; cependant, le but principal n'était jamais d'étudier la répartition du pergélisol dans les trois dimensions.

Cette partie de la recherche se propose donc de combler une importante lacune dans la connaissance de la répartition et de la structure du pergélisol dans les éboulis situés dans le domaine périglaciaire alpin. Deux objectifs principaux peuvent être définis :

1. Analyser la stratigraphie des éboulis étudiés et déterminer l'extension verticale et latérale du pergélisol dans ces formes

Il s'agit de l'objectif majeur de cette recherche, qui vise à répondre aux questions suivantes. Quelle est la stratigraphie d'un éboulis de haute altitude ? Quelles sont la répartition et la structure du pergélisol dans les éboulis étudiés ? Quelle est l'origine de la glace que l'on retrouve incorporée dans le pergélisol d'un éboulis de haute altitude ? Quelle est la signification paléoclimatique d'un éboulis ? Peut-on lire la stratigraphie d'un éboulis d'un point de vue paléoclimatique ?

2. Caractériser et évaluer les processus qui contrôlent la répartition et les caractéristiques du pergélisol dans les éboulis

Il s'agit en particulier de déterminer les processus qui sont à la base de la répartition du pergélisol dans un éboulis et leur importance relative. Les questions de recherche sont les suivantes. Quels sont les processus qui contrôlent la répartition du pergélisol dans un éboulis ? Quelle est l'importance des échanges thermiques advectifs (ventilation) par rapport aux échanges thermiques conductifs ? Quel est le rôle joué par la redistribution de la neige par le vent et les avalanches ? Quel est le rôle joué

par la granulométrie ? Quelle est l'évolution de l'importance des différents processus par rapport à l'évolution de paramètres climatiques comme les températures de l'air ou l'enneigement ?

Afin d'atteindre les objectifs fixés, une combinaison de plusieurs méthodes d'étude a été nécessaire.
Pour **l'analyse de la stratigraphie des éboulis de haute altitude**, les méthodes se sont concentrées principalement sur la collecte d'informations de type visuel, thermique et géophysique dans des forages de 15 à 40 m de profondeur, et dans la prospection géophysique de surface bi- et tridimensionnelle. Afin de pouvoir couvrir les trois parties principales d'un éboulis, sur trois des cinq sites d'étude trois forages longitudinaux à la pente – un dans la partie inférieure, un dans la partie médiane et un dans la partie supérieure – ont été réalisés. Pour la prospection géophysique, la tomographie des résistivités électriques (ERT – *Electrical Resistivity Tomography*), la tomographie de sismique réfraction (RST – *Refraction Seismic Tomography*) et les diagraphies nucléaires ont été utilisées de manière combinée.
L'**étude des processus** a été basée essentiellement sur le monitoring des températures du sol (en forage) et de la surface du sol (à l'aide de petits capteurs autonomes de température), sur l'étude de la granulométrie (à la surface du sol et dans des coupes naturelles) et de la neige. L'étude de la redistribution de la neige par les avalanches et le déneigement des pentes (ainsi que des autres processus qui ont lieu à la surface du sol, comme les chutes de blocs importantes et le passage de laves torrentielles) a été basée sur un monitoring photographique à l'aide de caméras automatiques (cf. LERJEN *et al*. 2003, PHILLIPS *et al*. 2009).

Le but principal de cette étude est donc d'ouvrir de nouvelles perspectives et de combler certaines lacunes dans l'étude de la structure et de la répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude. Nous nous proposons également d'améliorer les connaissances à propos de l'application des méthodes géophysiques à l'étude du pergélisol de montagne, en contribuant à un domaine de recherche qui est à l'heure actuelle en plein développement.

***

La suite de cette partie se subdivise en trois chapitres. Le premier (**chap. 4**) traite les méthodes et le matériel utilisé pour répondre aux objectifs fixés ; l'accent sera mis également sur certaines questions méthodologiques liées aux caractéristiques et aux potentialités des différentes méthodes appliquées sur le terrain. Par la suite, deux chapitres seront consacrés à la partie empirique proprement dite, dédiés respectivement aux résultats et à leur interprétation (**chap. 5**) et à la discussion des mesures empiriques réalisées sur les cinq éboulis étudiés (**chap. 6**).

4 Méthodes d'étude de la répartition du pergélisol

Ce chapitre a pour objectif la présentation des méthodes utilisées au cours de cette étude. La problématique étudiée, par son double caractère géomorphologique et méthodologique, nécessite une vaste palette de méthodes diverses, qui peuvent être quantitatives, semi-quantitatives et/ou qualitatives. Le chapitre s'ouvre avec une introduction sur la stratégie d'étude adoptée (4.1) et une partie dédiée à la réalisation de forages dans le pergélisol (4.2). Par la suite, l'accent sera mis sur les méthodes thermiques – mesure de la température du sol (4.3) et de la surface du sol (4.4) – et géophysiques – prospection géophysique (4.5), résistivités électriques (4.6), sismique réfraction (4.7) et diagraphies nucléaires (4.8). Les autres méthodes utilisées pour l'acquisition de données ne concernant pas directement la répartition du pergélisol et ses caractéristiques (4.9) seront enfin présentées.

4.1 Techniques de prospection et d'interprétation

Une stratégie d'étude de la répartition du pergélisol et de ses facteurs de contrôle devrait toujours tenir compte des caractéristiques des méthodes utilisées et, dans la mesure du possible, être basée sur une approche multi-méthodes (HAUCK 2001, VONDER MÜHLL *et al*. 2002, KNEISEL *et al*. 2008, SCAPOZZA *et al*. 2011b). Pour les caractéristiques des méthodes, une distinction peut être opérée entre **méthodes directes et semi-directes** et selon la **dimensionnalité**, c'est-à-dire l'emprise spatiale d'une méthode sur l'espace environnant.

En dehors d'excavations manuelles ou mécaniques, la seule méthode directe peu destructive permettant de s'assurer de la présence de pergélisol et de pouvoir étudier « directement » ses caractéristiques stratigraphiques et thermiques est le forage traversant le corps gelé. Cette méthode permet donc de déterminer avec précision la variation verticale d'une propriété physique, qui peut être la température ou d'autres propriétés physiques étudiées par la géophysique en forage (diagraphies). Bien évidemment, malgré les énormes renseignements et la grande précision fournie pas un forage, l'information reste **unidimensionnelle** (1D), c'est-à-dire qu'elle permet de connaître seulement les caractéristiques en un seul point de l'espace étudié. La multiplication de forages permet certes d'améliorer cette résolution spatiale – en corrélant les informations d'un forage à l'autre, il est possible d'obtenir des informations en pseudo-2D – mais les exigences financières et logistiques assez élevées limitent la réalisation de forages à un faible nombre d'emplacements.

Il est donc nécessaire de pouvoir **spatialiser l'information** en appliquant au terrain d'étude des méthodes semi-directes pluridimensionnelles. Cette spatialisation se fait le plus souvent de deux manières : par cartographie et par imagerie.
La **cartographie** permet de déterminer des variations latérales de la propriété physique prospectée, indépendamment de la profondeur. Elle est basée sur la

répétition de la même mesure le long d'une ligne ou d'une grille traversant la structure à étudier. Malgré le fait qu'elle est basée sur des mesures ponctuelles, la prospection de la température de la surface du sol à l'aide d'un grand nombre de mini capteurs autonomes (loggers UTL) s'apparente à la cartographie.
L'**imagerie** (ou pseudo-section) combine les propriétés de la cartographie et du sondage (étude semi-directe de la variation verticale d'une propriété physique) et permet de déterminer les variations de la propriété physique prospectée dans les deux dimensions. L'imagerie est semi-quantitative et est basée sur la représentation des données ; elle se différencie de la **tomographie**, qui est quantitative, et qui est basée sur le problème inverse. Dans cette étude, mis a part les méthodes géophysiques utilisées en forage, des méthodes tomographiques ont été appliquées : la tomographie des résistivités électriques (ERT) et la tomographie de sismique réfraction (RST). Ceci a permis d'obtenir des informations **bidimensionnelles** (2D) sur la subsurface. Grâce à la réalisation de plusieurs profils de résistivité électrique parallèles et perpendiculaires entre eux, il a été possible d'obtenir des informations **pseudo-tridimensionnelles** (2.5D).

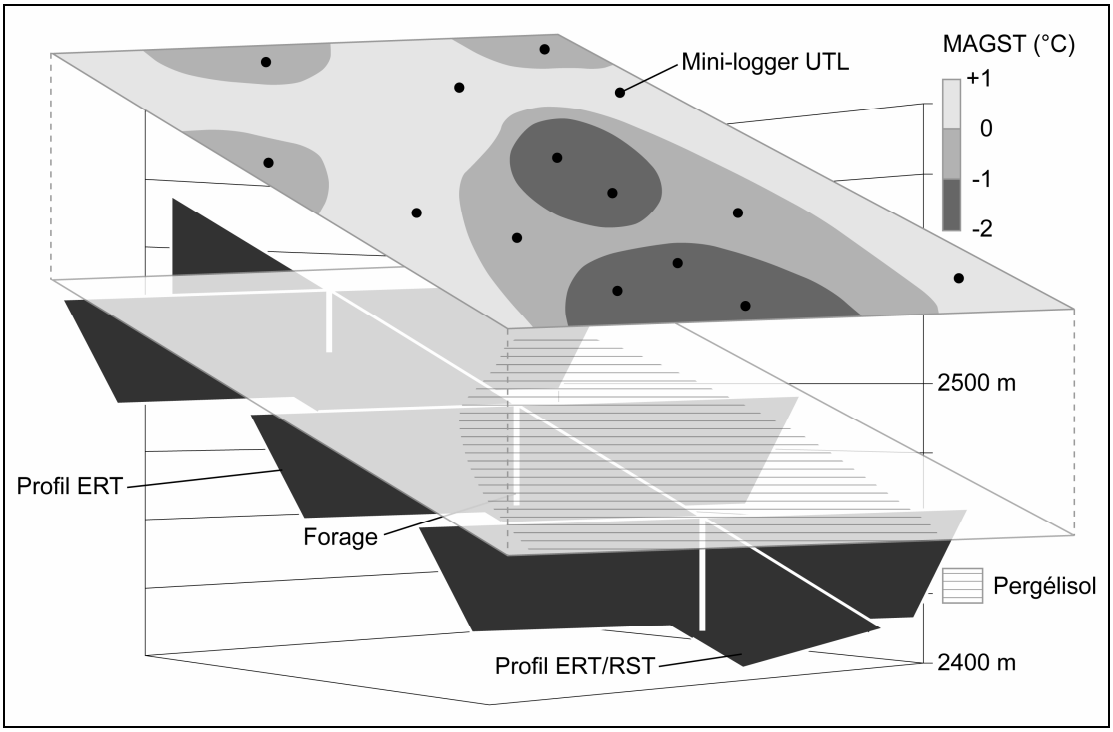


Fig. II.3 *– Stratégie de prospection d'un éboulis dans le cas idéal d'une pente inclinée à 35°, avec 3 forages, plusieurs profils géophysiques croisés et une bonne couverture spatiale en capteurs de la température de la surface du sol. La température moyenne de la surface du terrain (MAGST) reflète le cas réel que l'on essaie de documenter avec les techniques de mesure thermique du pergélisol, tandis que la répartition du pergélisol (ici représentée en 2D et projetée à la surface du sol) est étudiée grâce à la prospection géophysique. On remarque notamment, à l'échelle de ce cas fictif que, conformément au modèle de la répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude, les zones les plus froides se situent dans la partie médiane-inférieure de la pente.*

La stratégie de prospection a été basée avant tout sur l'obtention de données semi-directes par prospection thermique et géophysique de surface afin de déterminer l'endroit le plus intéressant où placer les forages, en privilégiant pour ceux-ci des secteurs aux caractéristiques géomorphologiques, thermiques et physiques différentes. Par la suite, les données thermiques et géophysiques ont été réévaluées (et parfois réinterprétées) sur la base des données issues des forages. La relation entre les différentes techniques de prospection du pergélisol utilisées est présentée à la figure II.3.

Et la quatrième dimension ? La prise en considération du temps (ou **représentativité temporelle**) varie d'une méthode à l'autre. Une très bonne représentativité temporelle est assurée grâce au monitoring, qui permet d'avoir une très haute fréquence de mesures. Ceci est notamment le cas de la mesure de la température du sol et de la surface du sol. La prospection géophysique, au contraire, a une très faible représentativité temporelle : les informations sont en effet représentatives du seul moment où les mesures ont été effectuées. Afin d'augmenter la fréquence temporelle de ce type d'informations, des profils fixes de tomographie des résistivités électriques ont été installés sur certains sites afin de pouvoir suivre l'évolution de ce paramètre physique au cours du temps (cf. HILBICH 2009). Le tableau II.2 permet de résumer les techniques de prospection et d'interprétation et les caractéristiques des méthodes utilisées dans cette recherche.

	Méthodes de prospection du pergélisol					
Technique de prospection	**Forage (structure)**	**Forage (GTM)**	**GSTM**	**Dia-graphies**	**ERT/ RST**	**Interprétation**
Cartographie						Qualitative
Sondage						Semi-quantitative
Imagerie						Semi-quantitative
Tomographie						Quantitative (inversion)
Représentativité spatiale						Dépend de la méthode
Représentativité temporelle						Quantitative (comparaison)

Forte	Moyenne	Faible	Nulle

Tab. II.2 *– Techniques de prospection et d'interprétation des méthodes utilisées dans le cadre de cette recherche et leur représentativité spatiale et temporelle. GTM : Ground Temperature Monitoring ; GSTM : Ground Surface Temperature Monitoring ; ERT : Electrical Resistivity Tomography ; RST : Refraction Seismic Tomography.*

4.2 Forages dans le pergélisol

4.2.1 Généralités

La réalisation de forages est la seule manière d'obtenir des informations directes sur la stratigraphie d'un pergélisol jusqu'à une certaine profondeur et de pouvoir suivre les températures du sous-sol à long terme. Plusieurs forages pour la recherche scientifique ont été exécutés dans les régions de montagne afin d'étudier les caractéristiques du pergélisol. Ceux-ci ont été réalisés notamment dans le cadre des programmes PACE (*Permafrost and Climate in Europe*, cf. HARRIS & VONDER MÜHLL 2001, HARRIS *et al.* 2001a, 2003) et PERMOS (*Permafrost Monitoring Switzerland*, cf. PERMOS 2010), qui ont pour objectif le monitoring du pergélisol du point de vue morphoclimatique, la modélisation numérique et la simulation géotechnique. Ces forages couvrent pratiquement tous les types de surfaces potentiellement favorables au pergélisol, comme les glaciers rocheux (par ex. HAEBERLI *et al*. 1988, VONDER MÜHLL 1996, ARENSON *et al*. 2002), les éboulis (par ex. PHILLIPS 2000, DELALOYE 2004, LÜTSCHG *et al*. 2004), les moraines de poussée (par ex. BARSCH *et al*. 1979, LAMBIEL 2006) et la roche en place (par ex. ISAKSEN *et al*. 2001, HARRIS *et al*. 2003, GRUBER *et al*. 2004a).
Du point de vue technique, certains de ces forages ont été carottés, c'est-à-dire qu'une carotte de sédiments a été extraite du trou de forage, surtout quand le sous-sol était composé de matériaux fins ou présentait une haute teneur en glace (ARENSON 2002). Mais, comme il est difficile de formuler des recommandations détaillées et définitives sur le carottage dans des sols gelés (JUUR HVORSLEV & GOODE 1963), pour des raisons logistiques et de coût, dans beaucoup de cas, les forages ont été réalisés de manière destructive avec un marteau de fond de trou, avec extraction des matériaux broyés par soufflage d'air comprimé (BOMMER *et al*. 2010).

Dans le cas particulier des éboulis, qui sont composés par définition de débris rocheux hétérogènes et peu cimentés entre eux, de granulométrie variable et présentant de la glace interstitielle, trois difficultés majeures se présentent lors de travaux de forage carotté (MELLOR & SELLMANN 1975, ARENSON 2002) : la pénétration du marteau-carotteur dans le terrain, l'enlèvement des matériaux carottés (à cause de leur porosité variable) et la stabilisation des parois du forage. A ces problèmes, il faut ajouter les évidentes difficultés techniques et logistiques liées aux travaux de forage dans des pentes inclinées à 30–35° à des altitudes supérieures à 2500 m (fig. II.4).
Pour ces raisons, tous les forages réalisés dans cette étude ont été forés de manière destructive. Pendant le forage, les trous ont été nettoyés à l'aide d'air comprimé sec, sans l'utilisation d'aucun liquide pouvant geler au contact avec le pergélisol. Quand il n'était pas nécessaire de stabiliser les parois du trou, normalement à partir d'une profondeur de 5–6 m (quand la glace rendait les parois des forages relativement stables), il a été possible de filmer l'intérieur des forages avec une caméra de diagraphie (cf. plus bas). D'autres informations sur la stratigraphie des forages ont été obtenues grâce à l'expérience des foreurs lors de la progression de la foreuse et grâce à l'analyse des propriétés des fragments de matériaux expulsés.

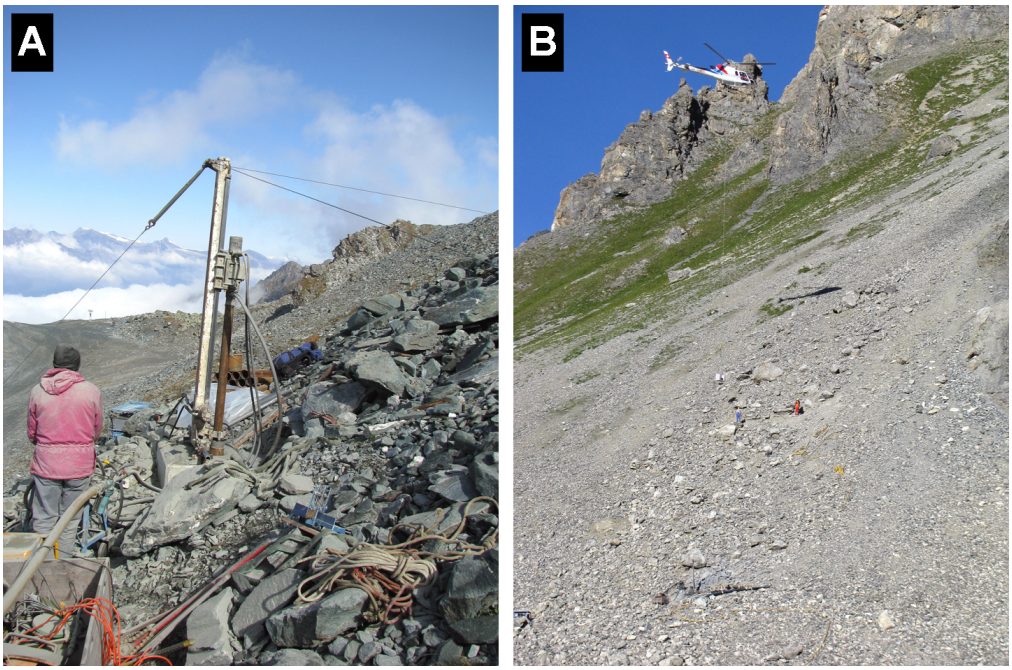


Fig. II.4 *– (A) Matériel pour la réalisation du forage 3/2008 sur l'éboulis des Attelas. (B) installation du chantier pour le forage 03/2009 sur l'éboulis du Petit Mont Rouge à l'aide de l'hélicoptère. Dans les deux cas, on peut noter les importantes difficultés logistiques et techniques liées à l'installation d'un chantier de forage sur une pente de débris inclinée à plus de 30° située à haute altitude.*

Comme les forages ont été réalisés de manière destructive et n'ont pas été carottés, il n'a pas été possible de quantifier la teneur en glace des sédiments gelés traversés. Malgré cela, grâce à l'analyse des fragments de matériaux expulsés, il a été possible de déterminer de manière qualitative la teneur en glace (teneur faible ou forte) sur la base de la quantité d'éclats de glace provenant du trou. Cette estimation a été confirmée également par les variations de la vitesse d'avancement du marteau dans le trou, qui baisse notablement en fonction de la teneur en glace (communication orale de Dominique Cheseaux ; voir également BOMMER *et al*. 2010). Dans certains cas particuliers, étant donné qu'au moment des travaux de forage les températures de l'air étaient inférieures à 0°C, il a été possible d'estimer de façon semi-quantitative la teneur en glace en calculant une proportion par pesée du volume d'eau généré par la fusion des éclats de glace échantillonnés et du volume des fragments de roche expulsés. Bien évidemment, ce système ne permet pas d'estimer le volume d'air : pour cette raison, il a été utilisé seulement lorsque la quantité d'éclats de glace était importante.

4.2.2 Mise en œuvre et appareillage

Tout l'appareillage a été assemblé directement sur le site. Afin de perturber le moins possible le lieu du forage du point de vue mécanique et thermique, une partie du

matériel a été disposé à une certaine distance de la foreuse. La figure II.5 présente de manière schématique l'appareillage utilisé et sa disposition sur le terrain. L'air utilisé pour nettoyer les forages est compressé à plus de 10 bars par un compresseur thermique diesel Atlas Copco, type XAHS 237+, qui se trouve en bas de la pente. L'air comprimé arrive au module de contrôle hydraulique (120 kg), permettant d'en contrôler le débit et de manœuvrer la foreuse, grâce à 200–300 m de tuyaux. La foreuse et le module de contrôle hydraulique sont alimentés par une centrale hydraulique type 93 H de la firme suisse LUMESA (560 kg), dotée d'un moteur Diesel Lombardini 4 cylindres, 33 kW (max.), refroidi à l'eau, avec une capacité hydraulique maximale de 100 l/min et 200 bars de pression (fig. II.7-E)

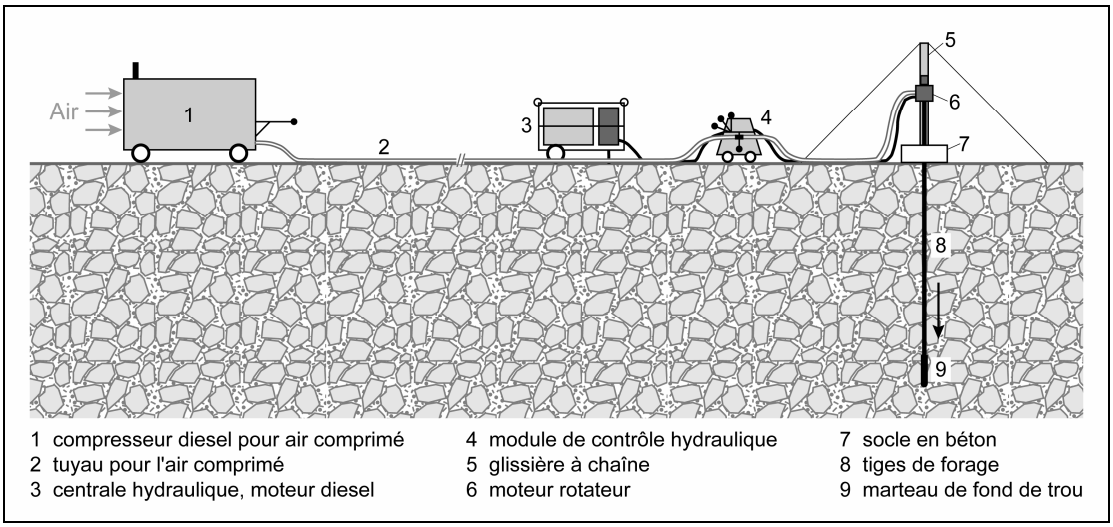


Fig. II.5 *– Schéma explicatif de la méthodologie de forage dans le pergélisol adoptée dans cette étude.*

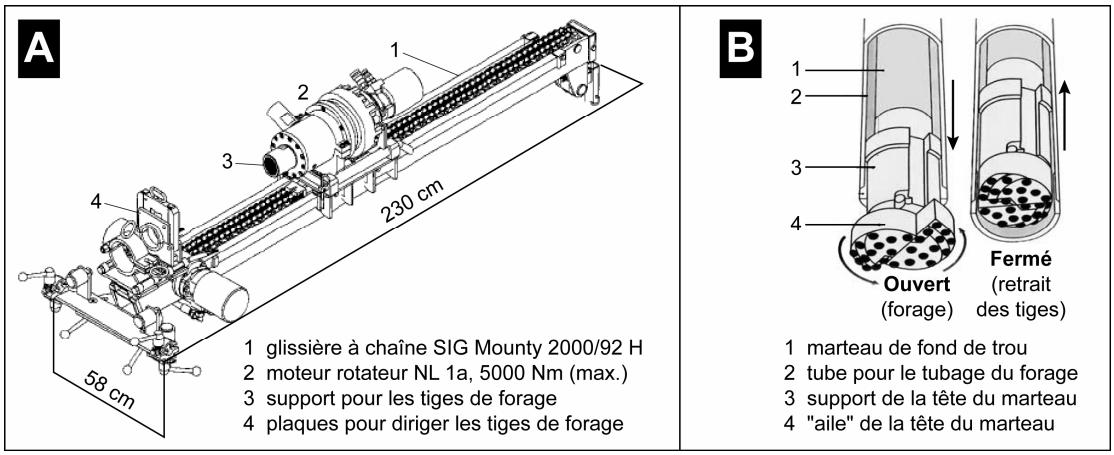


Fig. II.6 *– (A) Foreuse SIG Mounty 2000/92 H, composée d'une glissière à chaîne (140 kg) et du moteur rotateur moteur rotateur NL1a (85 kg), 5000 Nm (max.), avec fixation pour les tiges de forage Swivel API 2 3/8. (B) Principe de fonctionnement du marteau de fond de trou Bulroc XL 4, permettant de tuber les parois du trou pendant le forage. Modifié d'après* LUMESA *SA (2003).*

La foreuse utilisée, du type SIG Mounty 2000/92 H de LUMESA (fig. II.6-A), est installée sur un socle en béton de 800 kg (qui est enlevé après le forage) et comporte une glissière à chaîne de 2.3 m de hauteur équipée d'un moteur rotateur et d'une pince hydraulique HZ 180 de 180 kN de force (fig. II.7-A).



Fig. II.7 *– (A) Installation d'une tige de forage avec le tube sur la glissière. (B) Palette avec les tiges de forage et les deux marteaux de fond de trou utilisés. (C) Palette avec les tubes de forage. (D) Tubage définitif du forage avec des tubes PVC. (E) Centrale hydraulique 93 H. (F) Extracteur hydraulique HZV 15-400, avec plaque de fixation des tubes (50 kg) et piston d'extraction hydraulique (80 kg).*

Pour le forage lui-même, deux techniques ont été utilisées de manière combinée. Lorsqu'il était nécessaire de tuber les parois du trou à cause de l'instabilité du forage, un système de tubage temporaire de type Lumetrix 115, avec marteau de fond de trou Bulroc XL 4 (fig. II.6-B et II.7-B), tube du marteau (Ø 139.7 x 7.1 mm, 1.08 m de longueur) et tubes des tiges de forage (Ø 139.7 x 7.1 mm, 1.50 m de longueur) (fig. II.7-C) a été utilisé. La progression du forage est assurée grâce à des tiges de forage (Ø 76 mm, prise API 2 3/8) de 1.50 m de longueur, qui sont installées sur la foreuse au fur et à mesure de l'avancement du marteau.
Lorsque les parois du trou deviennent stables, toute la colonne des tiges de forage est désinstallée et le percuteur est remplacé par un marteau de fond de trou Zimmermann THZ aL 85 API 2 3/8 (Ø 120 mm) (fig. II.7-B), ne permettant plus de tuber le trou lors du forage mais consentant d'avancer plus rapidement qu'avec le marteau de fond de trou Bulroc XL 4.
Lorsque le forage est terminé, la colonne des tiges de forage est démontée et le trou est tubé de manière définitive avec des tubes PVC de 10 cm de diamètre et 5 m de longueur, soudés avec une plaque à souder alimentée par une petite génératrice 12 V (fig. II.7-D). Le système de tubage temporaire est finalement retiré grâce à un extracteur hydraulique composé d'une plaque de fixation des tubes et d'un piston d'extraction hydraulique (fig. II.7-F).
Le reste du matériel est composé d'une palette avec appareillage divers (clés, scies, tirs forts, estagnons d'essence et de diesel, etc.). Le poids total du matériel à installer sur l'éboulis (en excluant le compresseur) peut atteindre 4 tonnes.

Les variations de vitesse d'avancement de la foreuse et l'efficacité dans l'expulsion des matériaux donnent des informations importantes sur la nature du sous-sol. Ainsi, dans des gros blocs, du rocher ou des sédiments riches en glace, l'avancement de la foreuse est relativement lent, mais l'expulsion des matériaux est bonne parce que les parois du trou sont compactes. Au contraire, quand la porosité est importante, la progression du marteau peut être extrêmement rapide (de l'ordre de 1.5 m/min), mais l'instabilité des parois oblige le plus souvent à « ramoner » le trou (comme on le dit en jargon de foreur) afin de nettoyer le forage. Quand la porosité est particulièrement importante, l'air comprimé n'arrive plus à expulser les matériaux broyés par le marteau car ceux-ci ont tendance à se loger dans les interstices entre les blocs. Il faut donc nettoyer le trou plusieurs fois afin de colmater les vides avec les matériaux broyés. Dans les roches calcaires ou dolomitiques (cas des forages réalisés sur l'éboulis du Petit Mont Rouge), le broyage des débris rocheux produit une poussière de roche très fine. L'eau de fusion de la glace réchauffée par l'action mécanique du marteau percuteur peut donc se mélanger avec cette poussière pour former un ciment boueux qui peut bloquer le marteau, comme cela a été le cas pour le forage 2/2009 sur le site du Petit Mont Rouge.

Les caractéristiques techniques des 9 forages réalisés dans cette étude sont présentées dans le tableau II.3. Tous les forages ont été réalisés par l'entreprise *Sébastien Cheseaux paravalanches Sàrl* de Leytron, en Valais.

EBOULIS DES ATTELAS (VERBIER, BAGNES)			
Forage	1/2008	2/2008	3/2008
Réalisation	25 septembre – 1 octobre 2008		
Coordonnées	587'196/105'043	587'243/105'040	587'339/105'023
Altitude (m)	2661	2689	2741
Profondeur (m)	26.0	21.0	15.2
Tubage temp. (m)	5.0	5.5	5.0
Monitoring des températures	10.11.2008 –	10.11.2008 –	10.11.2008 –
Observations techniques	–	–	Ramonage pour expulser les matériaux à partir de 6 m.

EBOULIS DES LAPIRES (SIVIEZ, NENDAZ)			
Forage	11/2008	12/2008	13/2008
Réalisation	03 – 13 octobre 2008		
Coordonnées	588'099/106'092	588'028/106'027	587'985/105'967
Altitude (m)	2500	2535	2571
Profondeur (m)	40.0	35.0	15.5
Tubage temp. (m)	18.0	5.0	11.0
Monitoring des températures	28.08.2009 –	12.01.2009 – 18.09.2009 / 10.10.2009 –	12.01.2009 – 18.09.2009 / 10.10.2009 –
Observations techniques	–	Grosses difficultés techniques à partir de 20 m (éboulis très poreux et instable).	Tubage nécessaire jusqu'à 11 m à cause de difficultés d'expulsion des matériaux (vides).

EBOULIS DU PETIT MONT ROUGE (AROLLA, EVOLENE)			
Forage	1/2009	2/2009	3/2009
Réalisation	18 – 21 août 2009		
Coordonnées	600'452/96'279	600'400/96'279	600'368/96'279
Altitude (m)	2608	2635	2659
Profondeur (m)	25.0	26.5	15.0
Tubage temp. (m)	16.0	21.0	15.0
Monitoring des températures	21.10.2009 –	21.10.2009 –	21.10.2009 –
Observations techniques	Tubage nécessaire jusqu'à 16 m car parois du trou très instables. Marteau qui reste bloqué dans la couche gelée.	Tubage coincé à 21 m. Marteau qui descend jusqu'à 26.5 m, mais éboulisation des parois du forage qui le colmatent. Trou re-foré plusieurs fois, mais tubage définitif bloqué à 22 m.	Tubage de l'ensemble du trou nécessaire en raison de l'instabilité des parois. Matériaux fins très humides (marteau qui reste bloqué).

Tab. II.3 *– Caractéristiques techniques des neuf forages réalisés dans cette étude. Pour les caractéristiques des capteurs de température, voir le tableau II.4.*

4.2.3 Fonctionnement de la caméra de diagraphie

La seule façon d'obtenir des informations visuelles des parois du trou et de la stratigraphie du forage (quand des carottes ne sont pas disponibles) est l'utilisation d'une caméra de diagraphie. Cet outil permet en effet de visualiser directement la présence de couches de glace ou la granulométrie des débris qui composent le sous-sol (cf. VONDER MÜHLL 1996, HARRIS *et al*. 2001b, ARENSON *et al*. 2002). La prospection visuelle est possible seulement quand le trou n'a pas été tubé lors du forage ; dans ce cas, elle doit être effectuée avant le tubage définitif en PVC.
Une caméra de diagraphie « faite maison » a été utilisée dans cette étude (fig. II.8-A). Elle se compose d'un module caméra à grand angle (modèle C6915 S, disponible chez Conrad Electronic AG), de petites dimensions (32 x 16 x 19 mm), à haute résolution (366 x 288 pixels), avec un objectif de 2.8 mm à faible distance focale (4.9 mm), une mise au point et une balance des blancs automatique, un filtre IR intégré, alimenté par une pile 9V. L'éclairage est garanti dans l'axe du forage par deux petites lampes de poches installées de chaque côté du module caméra (fig. II.8-B). L'acquisition des images est contrôlée à distance à l'aide d'un PC. La liaison entre le PC et la caméra est assurée grâce à un câble coaxial TV (modèle BK75 OHMS), permettant de contrôler la caméra et de transmettre les images acquises au PC. Le câble coaxial est gradué chaque 50 cm afin de connaître la profondeur de la caméra dans le forage. L'acquisition des images est contrôlée grâce à l'application amcap.exe, version 1.00, du logiciel WinTV2000. La structure de la caméra a été rendue plus robuste grâce à l'application d'un ski en plastique, permettant aussi de guider la caméra dans le forage et de la garder au centre du trou.

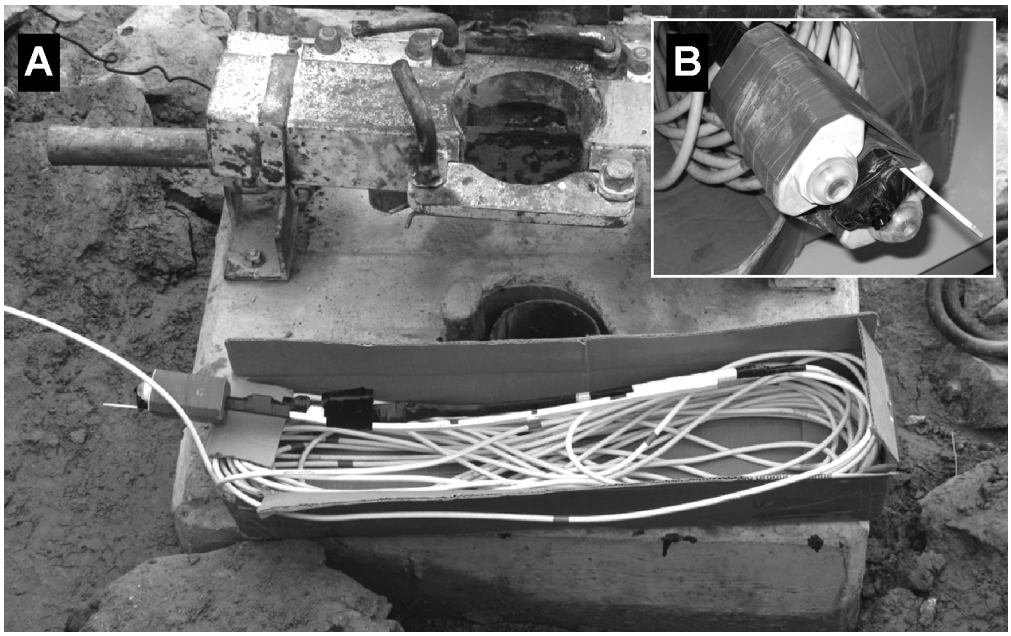


Fig. II.8 *– (A) Caméra de diagraphie utilisée dans cette étude. A noter le ski en plastique permettant de guider la caméra dans le forage. (B) Détail de la tête de la caméra de diagraphie, avec le dispositif d'éclairage (aux bords) et le module caméra au centre.*

4.3 Monitoring des températures du sous-sol en forage

4.3.1 Principes et application

Le monitoring des températures du terrain en forage permet de cerner le profil thermique d'un pergélisol et d'étudier l'évolution de la température moyenne annuelle du sol/pergélisol (MAGT ou MAPT – *Mean Annual Ground / Permafrost Temperature*). Sur la base de MAPT, il est possible de différencier plusieurs états thermiques du pergélisol. DELALOYE (2004 : 24) propose les trois catégories suivantes :

- **Pergélisol froid** : lorsque MAPT est distinctement inférieure à ~0 °C (< ~0,5 °C) et qu'aucune valeur instantanée n'est égale à ~0 °C (fig. II.9-A).
- **Pergélisol tempéré** : lorsque MAPT est invariablement égale à ~0 °C (fig. II.9-B).
- **Pergélisol semi-tempéré** : lorsque MAPT est proche de ~0 °C (> ~0,5 °C) ou lorsque des valeurs de ~0 °C sont occasionnellement enregistrées.

La disparition d'un pergélisol doit passer forcément par l'état « tempéré ». Dans ce type de situation thermique, le flux de chaleur latente provoqué par le changement de phase entre la glace et l'eau augmente considérablement l'inertie thermique du pergélisol – en particulier si sa teneur en glace est importante – qui, dans cet état, pourrait se maintenir encore pendant des décennies, voire des siècles (DELALOYE *et al*. 2003c).

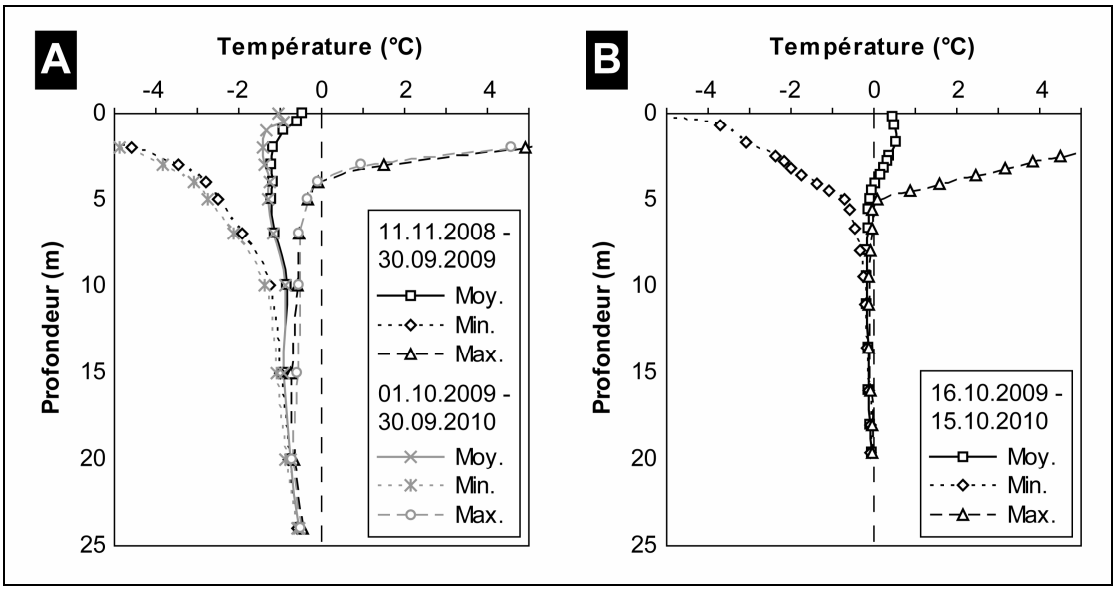


Fig. II.9 *– Profils thermiques du pergélisol froid du forage 1/2008 sur l'éboulis des Attelas (A) et du pergélisol tempéré du forage 1/1998 sur l'éboulis des Lapires (B). A noter que les variations thermiques en profondeur sont plus importantes dans un pergélisol froid.*

Cette inertie se manifeste également dans les variations saisonnières des températures : comme on peut le voir à la figure II.9, les variations thermiques observées entre l'été et l'hiver à partir de 5 m de profondeur dans le forage 1/1998 sur l'éboulis des Lapires sont beaucoup moins marquées que dans le cas du pergélisol plus froid du forage 1/2008 sur l'éboulis des Attelas.

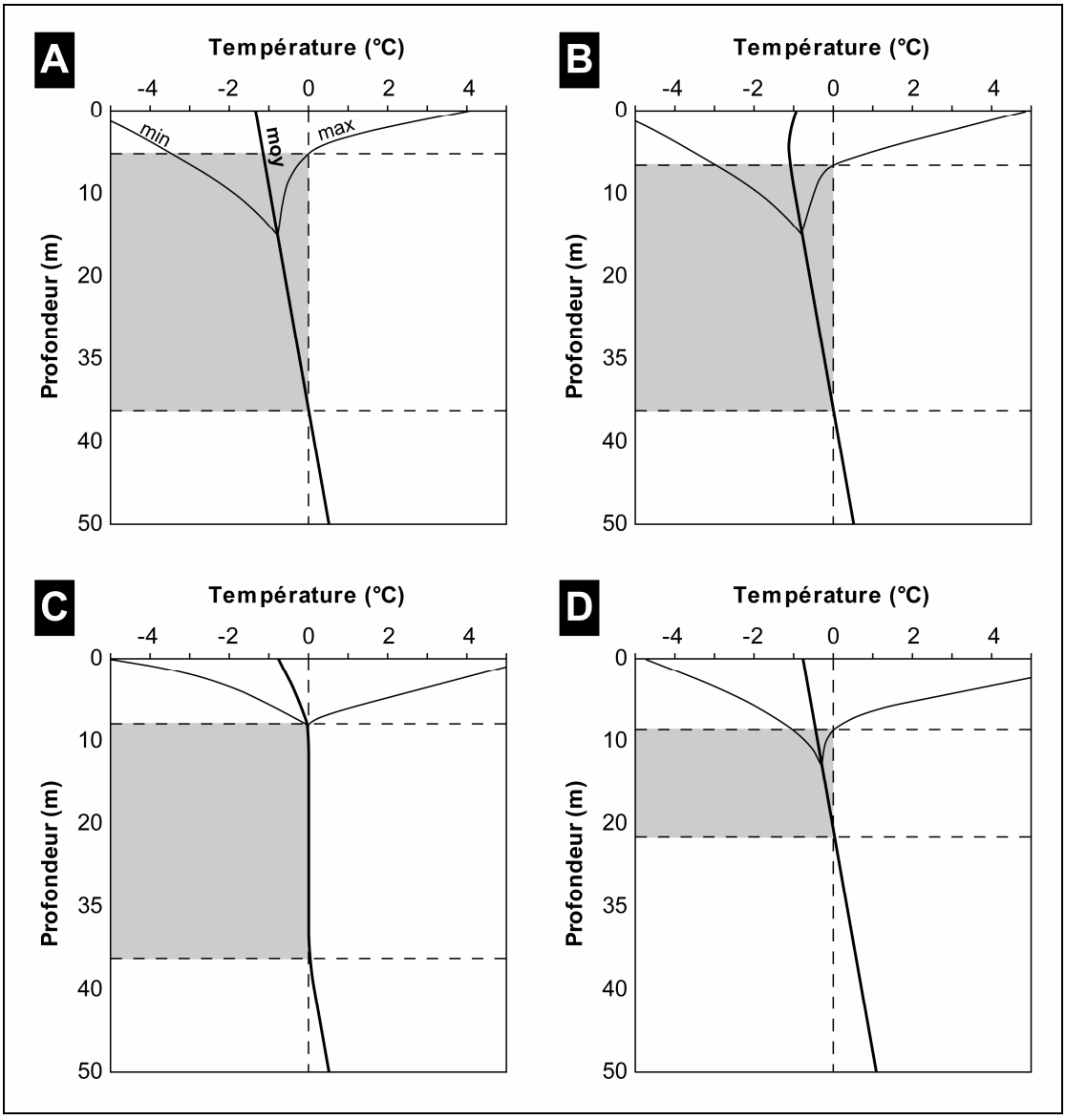


Fig. II.10 *– Réaction du profil thermique d'un pergélisol à une augmentation de température sur le long terme. (A) Profil thermique d'un pergélisol alpin à l'équilibre. (B) Epaississement de la couche active (temps de réponse de quelques années à quelques décennies). (C) Incurvation (redressement) du profil thermique ; pergélisol passant à l'état tempéré (temps de réponse de quelques décennies à quelques siècles). (D) Déplacement vertical (remontée) de la base du pergélisol ; nouvel état d'équilibre aux conditions climatiques (temps de réponse de quelques siècles à quelques millénaires). Dans la réalité, malgré l'emprise temporelle différente, ces phases se superposent l'une à l'autre. En gris, la présence de pergélisol.*

Pour un pergélisol en équilibre avec les conditions climatiques, la pente de son profil thermique vertical devrait suivre le gradient géothermique de la lithosphère (fig. II.10-A). Pratiquement tous les profils thermiques relevés dans les forages des programmes PACE et PERMOS, au contraire, présentent une incurvation systématique des courbes vers des températures plus élevées, ce qui témoigne d'un réchauffement progressif du pergélisol (cf. HARRIS *et al*. 2003). Une augmentation à long terme des températures de l'air entraîne un épaississement de la couche active (fig. II.10-B), suivie d'une incurvation du profil thermique (fig. II.10-C) et enfin d'un déplacement vertical de la base du pergélisol (fig. II.10-D) (HAEBERLI *et al*. 1993). Le profil thermique vertical d'un pergélisol peut également être perturbé par la topographie (GRUBER *et al.* 2004a). L'effet qui en résulte est une modification du flux de chaleur qui aura tendance à se propager d'un versant chaud vers les zones les plus froides (NÖTZLI *et al.* 2007). Dans le cas d'un profil thermique non perturbé, la profondeur d'un pergélisol peut être estimée sur la base du gradient géothermique et de la température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST).

4.3.2 Mise en œuvre et appareillage

Pour le monitoring des températures du sous-sol, les forages ont été équipés avec des chaînes de thermistors calibrés individuellement, d'une précision de ± 0.1°C, connectés à un module d'enregistrement (data logger) situé à la surface du sol. Les data loggers sont placés dans une boîte en métal, permettant de les protéger du rayonnement solaire et des intempéries, à son tour insérée dans un socle en béton permettant de protéger le tout des chutes de blocs et des avalanches (fig. II.11). Les caractéristiques techniques relatives à l'acquisition des mesures de température pour chaque forage sont présentées dans le tableau II.4.



Fig. II.11 *– Installation de capteurs de température de type MADD dans le forage 2/2008 aux Attelas (A) (10.11.2008) et dans le forage 12/2008 aux Lapires (B) (12.01.2009).*

EBOULIS DES ATTELAS (VERBIER, BAGNES)			
Forage	1/2008	2/2008	3/2008
Nombre de capteurs	12	11 + 1 (air)	12
Type de capteur	MADD Technologies Sàrl. Data logger Multi-MADD		
Profondeur des capteurs (m)	0/0.5/1/2/3/4/5/7/ 10/15/20/24	0/0.5/1/2/3/4/5/7/ 10/15/20	0/0.3/0.6/1/1.5/2/4/ 6/8/10/12/15
Accès aux données	Sur le site		
Dernière calibration	2011		

EBOULIS DES LAPIRES (SIVIEZ, NENDAZ)				
Forage	1/1998	11/2008	12/2008	13/2008
Nombre de capteurs	19	27 + 1 (air)	18	10
Type de capteur	Campbell Scientific CR1000 GSM data logger			
Profondeur des capteurs (m)	0.2/0.7/2.45/ 2.8/3.15/3.6/ 4.05/4.5/5/5.6/ 6.7/8/9.5/11.1/ 13.5/16/18/ 19.6	0.2/0.7/1.7/ 2.4/3/3.5/4/4.5 /5/5.6/6.2/6.8/ 8/9.5/11/13.5/ 16.5/19.5/21.5/ 23.5/25.5/28.5/ 31.5/34.5/36/ 37.5/39	0.3/1/2/3/4/ 4.75/5.5/6.5/ 8.5/11/14/18 /20/22/25/28 /31/34	0.3/1/2/3/4/ 6/8/10/12/ 14.5
Accès aux données	GSM (réseau de téléphonie sans fils)			
Dernière calibration	2009			

EBOULIS DU PETIT MONT ROUGE (AROLLA, EVOLENE)			
Forage	1/2009	2/2009	3/2009
Nombre de capteurs	12	12	12
Type de capteur	MADD Technologies Sàrl. Data logger Multi-MADD		
Profondeur des capteurs (m)	0/0.5/1/2/3/4/5/7/ 10/15/20/25	0/0.3/0.6/1/2/3/4/5/ 7/10/15/20	0.0/0.0/0.3/0.7/1.2/ 1.7/3.7/5.7/7.7/9.7/ 11.7/14.7
Accès aux données	Sur le site		
Dernière calibration	2011		

Tab. II.4 *– Caractéristiques des capteurs de température installés dans les 9 forages réalisés dans cette étude et dans le forage 1/1998 sur l'éboulis des Lapires (cf. fig. II.9-A). Pour le forage 1/1998 aux Lapires, les données entre 1998 et 2009 sont aussi disponibles. Pour les forages 12/2008 et 13/2008 aux Lapires, des données de températures ont été acquises avec des capteurs MADD sur la période 12.01.2009 – 18.09.2009, mais elles sont malheureusement peu exploitables à cause de la dérive de plusieurs capteurs, qui étaient mal calibrés. L'appareillage sur l'éboulis des Lapires appartient à l'Université de Fribourg. Pour les caractéristiques techniques des forages, voir le tableau II.3.*

4.4 Monitoring des températures de la surface du sol

4.4.1 Principes et application

L'enregistrement en continu à intervalles réguliers de la température de la surface du sol (GSTM – *Ground Surface Temperature Monitoring*) à l'aide de petits capteurs autonomes (mini loggers), permet d'obtenir des informations sur l'état thermique de la surface du sol (reflétant en partie celui du sous-sol) à haute résolution temporelle sur le long terme ; cela consiste donc à étudier l'évolution hivernale de la température du sol et l'influence de la saison estivale sur le régime thermique (HOELZLE *et al*. 2003, DELALOYE 2004).

A partir des enregistrements de la température, il est possible de calculer plusieurs paramètres divers, comme par exemple la température annuelle moyenne de la surface du sol (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*), la température mensuelle moyenne, la température d'équilibre hivernal (WEqT – *Winter Equilibrium Temperature* : il s'agit de la température du sol en deuxième partie d'hiver, lorsqu'il n'y a plus de variations significatives de la température), la somme des degrés-jours négatifs (FrezInd – *Freezing Index* ou indice de gel) ou la durée de la phase de *zero curtain* (période de mise en place ou de fonte du manteau neigeux durant laquelle la température est invariablement égale à 0°C), ce qui fait qu'aujourd'hui cette méthode a été abondamment utilisée, non seulement dans les terrains sédimentaires (par ex. HOELZLE *et al*. 1999, ISHIKAWA 2003, LAMBIEL 2006, SCAPOZZA 2009a), mais également dans les parois rocheuses (par ex. GRUBER *et al*. 2003).

Dans le cadre de cette étude, des capteurs autonomes de température du type UTL (Universal Temperature Logger, modèles UTL-1 et UTL-3, de la firme suisse Geotest AG ; voir : http://www.utl.ch, KRUMMENACHER 1997, HOELZLE *et al*. 1999) et du type i-button (modèle DS1922L-F5, de Fairbridge Technologies) ont été utilisés. La résolution des capteurs UTL est de ± 0.25°C, tandis que celle des capteurs i-button est de ± 0.0625°C. Tous les capteurs ont été programmés avec un intervalle de mesure de 2 heures et ils ont été placés immédiatement sous la surface du sol, à l'abri du rayonnement solaire, à une profondeur variant entre 10 et 50 cm selon les caractéristiques du terrain. Afin d'éviter que les capteurs ne disparaissent dans la profondeur lorsque le terrain présentait un niveau à gros blocs aéré, ils ont été attachés par une ficelle à un bloc situé en surface (ce qui a permis, d'ailleurs, de les repérer plus facilement au moment de leur remplacement).

Les deux caractéristiques principales de GST sont sa **variabilité interannuelle** et sa **variabilité spatiale** (HOELZLE *et al*. 2003, DELALOYE 2004, SCAPOZZA 2009a). La variabilité interannuelle est liée aux perturbations du flux énergétique entre l'atmosphère et le pergélisol, dues à la couverture neigeuse (épaisseur, densité, durée), aux caractéristiques de la surface du terrain (albédo, rugosité, perméabilité) et aux caractéristiques de la couche active (lithologie, granulométrie, porosité) (HOELZLE *et al*. 2001, STOCKER-MITTAZ *et al*. 2002). Elle peut conduire à une

différence de MAGST de plus de 2°C d'une année à l'autre. La variabilité spatiale est particulièrement prononcée dans le cas d'un régime thermique advectif, avec des différences de GST qui peuvent dépasser 5 à 10°C en l'espace de quelques dizaines de mètres (par ex. LAMBIEL & PIERACCI 2008, SCAPOZZA 2009a).

4.4.2 Phases du comportement thermique annuel de la surface du sol

L'analyse des courbes de température enregistrées par les capteurs autonomes sur des terrains sédimentaires en zone périglaciaire a permis à HOELZLE *et al*. (2003), ISHIKAWA (2003), DELALOYE (2004) et LAMBIEL (2006) de déceler un comportement typique caractérisé par une succession de cinq phases caractéristiques pour chaque moment de l'année (fig. II.12 et tab. II.5) :

- **Phase 1 – conditions estivales**. Elle débute dès que la neige disparaît. Elle correspond à la saison estivale, période durant laquelle le manteau neigeux est généralement absent et le terrain dégelé. Pendant cette phase, un apport de chaleur important est transmis au sol.
- **Phase 2 – gel automnal**. Elle correspond à la période de gel du terrain, liée au refroidissement de l'air dû au raccourcissement des journées (diminution de l'apport diurne de chaleur par le soleil et augmentation de la perte nocturne de chaleur par rayonnement). Durant cette période, qui est généralement assez courte, la perte de chaleur du sol est importante, notamment si les chutes de neige sont faibles ou absentes.
- **Phase 3 – gel hivernal précoce intense**. Elle correspond au début de la période où le terrain est complètement gelé. Elle se différencie de la phase précédente par la présence définitive du manteau neigeux qui, lorsqu'il n'est pas encore trop épais, permet un refroidissement considérable du sol. Les conditions de l'enneigement (date, épaisseur) pendant cette phase sont déterminantes pour un refroidissement du sol plus ou moins marqué.
- **Phase 4 – équilibrage thermique hivernal**. Elle correspond toujours à la période gelée et se différencie de la phase 3 par la présence d'un manteau neigeux épais permettant d'isoler le sol de façon conséquente. La **phase 4a** correspond à la période d'équilibrage thermique du sol – elle peut coïncider soit avec un refroidissement du sol, soit avec son réchauffement – en fonction de la température initiale du sol au début de la phase 4. La **phase 4b** représente la phase d'équilibre hivernal, quand la température du sol se stabilise (WEqT) pendant plusieurs semaines.
- **Phase 5 – fonte des neiges**. Au moment de l'humidification complète du manteau neigeux, la percolation de l'eau de fonte produit une élévation de la température jusqu'à 0°C. La température demeure ensuite stable à 0°C jusqu'à la disparition de la neige (phase de **zero curtain**). Le dégel du terrain commence après le début de la phase de zero curtain, voire à la fin de celle-ci. Avant le dégel, l'eau de fonte du manteau neigeux peut encore geler dans le terrain, formant de la glace de regel dans la couche active (SAWADA 2003, LAMBIEL 2006, SCAPOZZA 2009a).

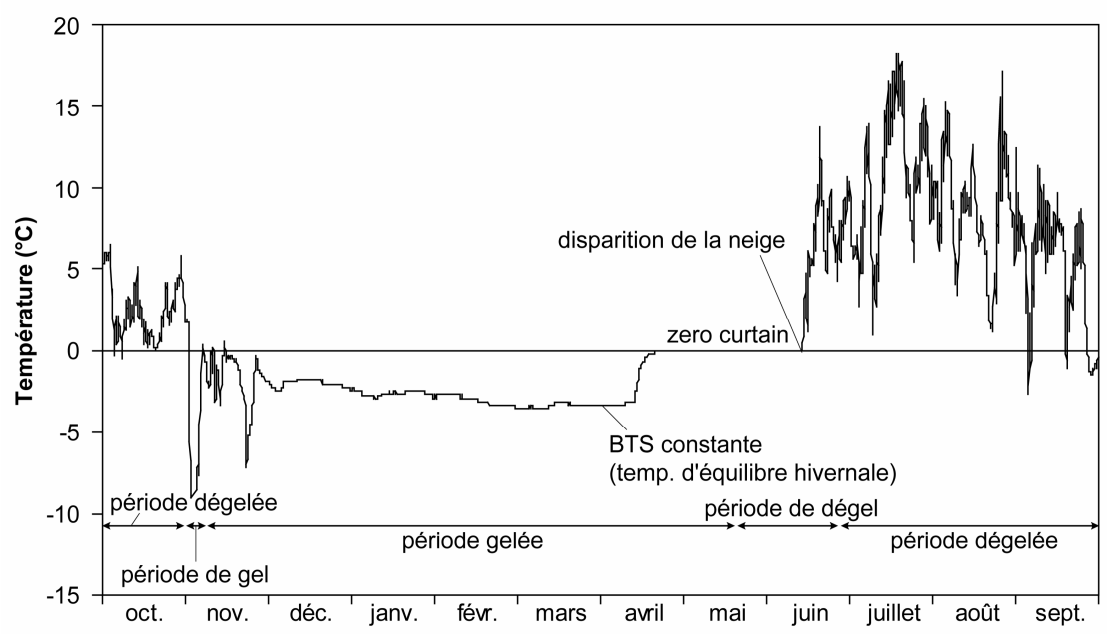


Fig. II.12 *– Courbe de température typique enregistrée par un mini logger sur un terrain sédimentaire meuble saturé en glace dans la partie inférieure d'un éboulis de haute altitude (éboulis de Piancabella, Alpes Tessinoises orientales, cf.* SCAPOZZA et al. *2011b). BTS : température à la base du manteau neigeux (Bottom Temperature of the Snow cover). Modifié d'après* SCAPOZZA *(2009a : 57), inspiré de* LAMBIEL *(2006 : 23).*

Phase	Période (1)	Couvert neigeux	Flux de chaleur	Période de gel-dégel (2)
1	V-VII jusqu'à IX-X	En général absent	+	Période dégelée
2	(fin XVIII) – IX-X	Discontinu dans le temps et l'espace	–	Période de gel
3	(de IX) – XI-XII – (I)	Peu épais/mauvaise capacité d'isolation, discontinu	–	Période gelée
4a	(de IX) – I-II – (III)	Épais, très bonne capacité d'isolation, couverture continue	(–)	
4b	(II) – III – moitié-IV – (moitié-V)			
5	de IV-V	État de fonte	(+)	Période de dégel

Tab. II.5 *– Caractéristiques principales de chaque phase de comportement de GST sur un terrain sédimentaire meuble contenant du pergélisol. Ces phases sont valables seulement pour des capteurs de température situés au-dessus de la limite supérieure de la forêt (vers 2000-2200 m), où la probabilité d'avoir une humidification du manteau neigeux par la pluie au cours de la période qui va de fin novembre jusqu'à début mars est très faible. Modifié d'après* DELALOYE *(2004 : 46) et* SCAPOZZA *(2009a : 57). (1) I : Janvier ; XII : Décembre. (2) D'après* HOELZLE et al. *(2003). + : flux de chaleur de la surface vers le pergélisol ; – : flux de chaleur du pergélisol vers la surface.*

Le modèle présenté ci-dessus peut varier considérablement dans le temps (d'une année à l'autre) et dans l'espace. En fonction des conditions d'enneigement, certaines phases peuvent êtres plus longues ou plus réduites, voire ne pas exister du tout dans les cas extrêmes. Ces caractéristiques rendent extrêmement difficile l'interprétation des courbes de température pour déceler la présence de pergélisol. Le plus souvent, il est nécessaire de disposer de plusieurs années de mesure afin de comprendre dans les détails le comportement thermique du terrain. Selon LAMBIEL (2006), **dans le cas d'un monitoring de plusieurs années, des températures de 0°C tout au long de l'hiver peuvent cependant être interprétées comme indicatrices de l'absence de pergélisol, alors que des périodes prolongées avec des températures inférieures à -2/-3°C indiquent que la présence de pergélisol est probable**. Conformément à DELALOYE (2004) et LAMBIEL (2006), néanmoins, **les importantes variations de GST dans l'espace et dans le temps font que l'application de la méthode GSTM vise de préférence l'étude du régime thermique de la surface du sol et de ses anomalies, plutôt que la prospection même du pergélisol**.

4.5 La prospection géophysique

4.5.1 Introduction

Au cours des dernières décennies, d'importants progrès ont été réalisés pour développer le potentiel et le champ d'application de diverses méthodes géophysiques dans le domaine de la géomorphologie (par ex. GILBERT 1999, HECHT 2003, SCHROTT *et al.* 2003, SCHROTT & SASS 2008). Ainsi, de nombreuses recherches ont eu recours aux méthodes géophysiques pour l'étude de l'épaisseur et de la structure d'éboulis (par ex. SASS & WOLLNY 2001, SASS 2006, OTTO & SASS 2006), pour la prospection de cônes de déjection et de plaines alluviales (par ex. LECLERC & HICKIN 1997, BERES *et al.* 1999, HOFFMANN & SCHROTT 2003) ou pour l'étude de glissements de terrain (par ex. BOGOSLOVKY & OGILVY 1977, BICHLER *et al.* 2004, JONGMANS & GARAMBOIS 2007).
L'étude de la répartition et des caractéristiques du pergélisol alpin a fait également un large usage des méthodes géophysiques (par ex. VONDER MÜHLL *et al*. 2001, 2002, HAUCK & VONDER MÜHLL 2003a, b, HAUCK & KNEISEL 2008b, KNEISEL *et al*. 2008). Dans ce domaine, de nombreux efforts ont été réalisés dans la prospection géophysique multi-méthodes, avec pour objectif de tester la complémentarité des méthodes, d'identifier la structure interne du pergélisol et de cartographier l'étendue spatiale bi- et tri-dimensionnelle de corps gelés à partir de mesures de surface (par ex. ISHIKAWA & HIRAKAWA 2000, MARESCOT *et al*. 2003, LUGON *et al*. 2004, FARBROT *et al*. 2005, IKEDA 2006, LAMBIEL & PIERACCI 2008, PIERACCI *et al.* 2008, RIBOLINI *et al*. 2010, SCAPOZZA *et al*. 2011b).

4.5.2 Principes de la prospection géophysique

La prospection géophysique est basée sur la mesure de différences et de contrastes dans les propriétés physiques des composantes du sous-sol. Son but est de déduire la nature et les caractéristiques du terrain prospecté sur la base des observations (mesures et interprétations) effectuées (MEYER DE STADELHOFEN 1991, REYNOLDS 1997, DUBOIS & DIAMENT 2005).
La prospection géophysique est essentiellement basée sur l'application de méthodes. Ces méthodes peuvent être **passives**, c'est-à-dire qu'elles détectent des variations des champs naturels de la Terre, comme le champ gravifique ou le champ magnétique, ou **actives**, pour lesquelles la mesure est basée sur un signal artificiel qui est transmis dans le sous-sol (REYNOLDS 1997). Une autre distinction sépare les méthodes **de potentiel**, reposant sur l'étude des champs de pesanteur, magnétique, électrique ou électromagnétique, et les méthodes basées sur la **propagation des ondes**, comme la sismique ou le radar géologique (DUBOIS & DIAMENT 2005).
Chaque méthode géophysique a ses caractéristiques propres et est basée sur la prospection d'une propriété physique bien déterminée. Toutes les méthodes de prospection sont basées sur la mise en évidence de structures anormales (**anomalie**) par rapport à une structure théorique de référence (**modèle**) de la propriété physique concernée (CHAPELLIER 1975). Une anomalie peut donc être définie comme un écart

plus ou moins marqué par rapport au modèle théorique de référence. Sachant qu'idéalement ces modèles théoriques peuvent être presque infinis, dans la pratique leur nombre est limité par des contraintes de cohérence géo(morpho)logique et géophysique. Toute interprétation géophysique doit donc être soumise à une mise à l'épreuve des résultats de la prospection avec la véridicité (supposée) géo(morpho)logique ou géophysique.

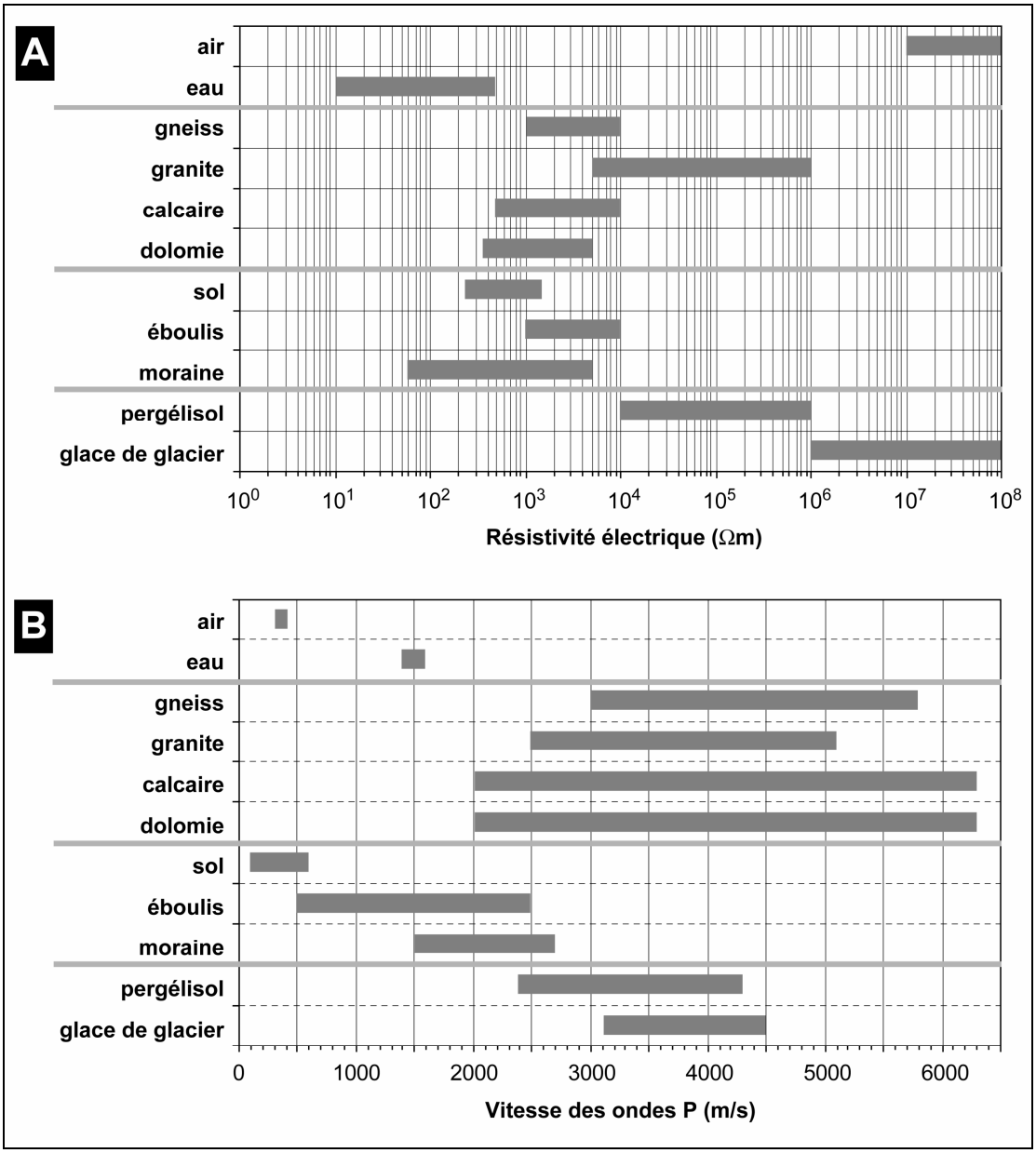


Fig. II.13. *– Intervalles des valeurs de résistivité électrique (A) et de vitesse des ondes P (B) pour certains matériaux communs dans les environnements de haute montagne. Valeurs de résistivité électrique d'après* TELFORD et al. *(1990),* REYNOLDS *(1997) et* HAUCK & KNEISEL *(2008b), valeurs de vitesse des ondes P d'après* HECHT *(2000).*

4.5.3 Propriétés physiques étudiées

Les deux propriétés physiques principales étudiées dans ce travail sont la **résistivité électrique** et la **vitesse des ondes sismiques de compression** (ou ondes P), dont les intervalles de valeurs pour des matériaux communs dans les environnements de haute montagne sont présentés à la figure II.13. Les propriétés physiques étudiées en diagraphie seront présentées dans le chapitre 4.8.

4.5.3.1 La résistivité électrique

La résistivité électrique (ρ) est définie comme la résistance (R) d'un cube unité (1 m^3) pour un courant d'intensité I et de potentiel U s'écoulant entre deux faces opposées du cube. En accord avec la loi d'Ohm :

$$U = R * I \Leftrightarrow R = U / I \qquad \text{(II.1)}$$

avec U en Volt (V), R en Ohm (Ω) et I en Ampères (A) ; la résistance R (Ω) est le rapport entre le potentiel électrique U (V) et l'intensité de courant I (A). La résistivité d'un corps solide peut donc être exprimée en fonction de la résistance comme suit :

$$\rho = R * (s / l) \qquad \text{(II.2)}$$

avec : ρ = résistivité [Ωm] ; R = résistance [Ω] ; s = section du corps [m^2] ; l = longueur du corps [m].

Un terrain dans lequel on injecte un courant électrique se comporte comme une résistance. A l'aide de mesures des caractéristiques du champ électrique opérées à sa surface (ou dans des forages), il est donc possible de connaître sa résistivité. La résistivité d'une roche dépend de la résistivité du fluide d'imbibition (qui, dans le cas d'un pergélisol, peut être de la glace), de la porosité et de la saturation. Cette relation est exprimée par la loi d'Archie, qui est une loi empirique mise au point d'après des essais de laboratoire (ARCHIE 1942) :

$$\rho_r = a * \rho_w * \Phi^{-m} * S^{-n} \qquad \text{(II.3)}$$

avec : ρ_r = résistivité de la roche [Ωm] ; a = coefficient voisin de 1 ; ρ_w = résistivité du fluide d'imbibition [Ωm] ; Φ = porosité [comprise entre 0 et 1] ; m = coefficient voisin de 2 ; S^{-n} = saturation [comprise entre 0 et 1 ; avec n qui est souvent égal à 2].

En fonction d'un degré de saturation différent et de la présence d'un fluide d'imbibition, la résistivité change même si la roche ou les matériaux meubles restent de la même nature. C'est exactement le cas d'un pergélisol, où la couche active et le corps du pergélisol peuvent être de même nature (roche en place ou matériaux meubles) et avoir des résistivités complètement différentes en raison de la présence de glace dans la deuxième couche. Dans ce cas où le sous-sol est composé de

plusieurs couches, la résistivité mesurée n'est plus une résistivité vraie (ou résistivité spécifique), mais devient une **résistivité apparente** (ρ_a), dans le sens où elle intègre toutes les résistivités des couches traversées par le champ électrique. Les résistivités spécifiques sont alors calculées sur la base des résistivités apparentes par inversion des données (cf. chap. 4.6.2).

La résistivité électrique est un paramètre physique important dans la prospection du pergélisol car elle s'élève avec l'augmentation de la teneur en glace et la diminution de la température au-dessous de 0°C (SCOTT *et al*. 1990, HAEBERLI & VONDER MÜHLL 1996, HAUCK 2001). Dans un pergélisol, la résistivité électrique est donc influencée par la teneur en glace, le type de glace, son origine, sa température et la quantité d'eau non gelée contenue dans le sol (HOEKSTRA & MCNEILL 1973, HAUCK & VONDER MÜHLL 2003a). Bien évidemment, les caractéristiques de la glace constituent seulement un des paramètres qui influencent la résistivité d'un pergélisol. Cependant, si l'on considère la résistivité de la roche et la porosité comme constantes (ce qui est rarement le cas dans un éboulis), les variations de résistivité sont dépendantes de la température, du type de glace et de la teneur en glace du pergélisol. La relation entre la résistivité électrique d'un matériel et la température est linéaire lorsque la température demeure positive, et devient exponentielle une fois que les températures passent en dessous de 0°C. SCOTT *et al*. (1990) ont proposé la relation empirique suivante entre température et résistivité :

$$\rho_t = \rho_{18} / [1 + \alpha * (t - 18)] \qquad \text{(II.4)}$$

avec : ρ_t = résistivité à la température t [Ωm] ; ρ_{18} = résistivité à 18°C [Ωm] ; t = température (°C) ; α = coefficient voisin à 0.025.

Cette relation entre résistivité électrique et température est présentée à la figure II.14, qui illustre l'exemple des gneiss chlorito-albitiques (Formation du Métailler, Nappe du Mont Fort ; cf. SARTORI *et al*. 2006) dans le secteur du Lac des Vaux. La résistivité électrique du bedrock dans ce secteur est connue grâce à deux sondages électriques verticaux paramétriques effectués par LAMBIEL (2006), qui donnent des valeurs comprises entre 5 et 8.5 kΩm, typiques pour les gneiss (cf. HOEKSTRA & MCNEILL 1973). Il est intéressant de noter l'importante variation de résistivité avec la température. A 0°C, la résistivité électrique moyenne est déjà de 12.3 kΩm, correspondant à un gradient linéaire de -0.28 kΩm/°C. Au-dessous de 0°C, l'augmentation de résistivité avec la diminution de température devient exponentielle : à -10°C, la résistivité des gneiss chlorito-albitiques du Lac des Vaux est de 22.5 kΩm, alors qu'à -20°C elle est de 135.0 kΩm !

Le type de glace (et donc son origine) peut influencer significativement la résistivité d'un mélange de matériaux (roche) et de glace (*ice/rock mixture*). La résistivité électrique d'une couche de sédiments gelés permet donc de faire des hypothèses sur le type de glace contenu dans le mélange (HAEBERLI & VONDER MÜHLL 1996, DELALOYE 2004) :

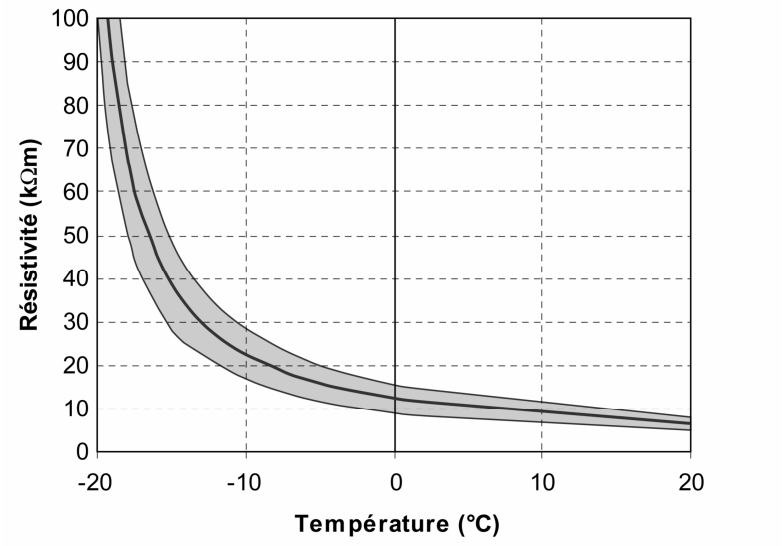


Fig. II.14 *– Relation entre la résistivité et la température pour les gneiss chlorito-albitiques de la Formation du Métailler (Nappe du Mont Fort) dans la région du Lac des Vaux, calculée à partir de l'équation II.4 (résistivité électrique à 18°C comprise entre 5 et 8.5 kΩm; ligne noire centrale pour une valeur moyenne de 6.75 kΩm). A noter que la variation de résistivité est linéaire au-dessus de 0°C et exponentielle au-dessous.*

- **Résistivité extrême** (> 5000 – 10'000 kΩm) : caractérise les glaciers de montagne tempérés ; la glace est donc de type sédimentaire et métamorphique[5]. Ce type de glace est rarement incorporé dans le pergélisol d'un glacier rocheux ou d'un éboulis (moins de 5% des cas reportés dans la littérature).
- **Résistivité très élevée** (2500 – 5000 kΩm) : typique des corps de glace massive qui se trouvent dans les lambeaux de petits glacierets, de cônes d'avalanches ou de plaques de glace (*ice patches*) enfouis.
- **Résistivité élevée** (1000 – 2500 kΩm) : caractérise la glace de congélation[6] qui se forme au toit du pergélisol et la glace de la zone d'accumulation froide d'un glacier de montagne.

[5] La glace sédimentaire (*sedimentary ice*) résulte du processus de « firnification » de la neige. Elle se forme par lente compaction de la neige qui se transforme en glace en passant par l'état de névé (*firn*). Il s'agit de la glace typique d'un glacier. La glace métamorphique (*metamorphic ice*) est de la glace sédimentaire déformée ou métamorphisée par l'écoulement glaciaire.

[6] La glace de congélation (*congelation ice*), également appelée glace magmatique, se forme par (re)gel d'eau liquide. Le processus de congélation se déroule préférentiellement dans la couche active, en particulier au contact avec le toit du pergélisol. Dans des cas particuliers, la formation de glace de congélation peut se faire aussi à proximité immédiate de la surface (si le drainage du sol est insuffisant) ou à la base du pergélisol. Dans un pergélisol, la glace de congélation est le type principal de glace que l'on retrouve. Quand la température de la surface du sol est inférieure à 0°C, le regel d'eau de fonte d'un névé permanent peut se produire à la base de la couche de neige et former des plaques de glace (*ice patches*).

- **Résistivité peu élevée** (100 – 500 kΩm) : résistivité typique de la glace de congélation d'un glacier rocheux (pergélisol relativement froid sursaturé en glace).
- **Résistivité faible** (10 – 100 kΩm) **et très faible** (< 10 kΩm) : se retrouve dans la partie frontale des glaciers rocheux et dans la partie inférieure des éboulis et caractérise un mélange glace/sédiments saturé ou sous-saturé en glace et/ou un pergélisol semi-tempéré à tempéré proche de la température de fusion avec un contenu en eau liquide important.

4.5.3.2 La vitesse des ondes sismiques de compression (ondes P)

Lorsque on produit une contrainte *S* (*stress*) par l'application d'une force externe *F* sur une superficie *A* de la surface du sol, on génère une déformation ε (*strain*) des particules qui composent le sous-sol sous forme de propagation d'une onde sismique de vitesse *v* [m/s] – dépendante des propriétés élastiques et des densités de ces particules – définie comme le rapport entre la longueur d'onde λ [m] et la période *T* [s] :

$$v = \lambda / T \qquad \text{(II.5)}$$

La contrainte *S* est définie comme le rapport d'une force ΔF exercée uniformément sur une surface ΔA d'un solide quelconque :

$$S = \Delta F / \Delta A \qquad \text{(II.6)}$$

Les ondes sismiques, quand les forces de déformation en jeu restent petites par rapport au volume de sol, se comportent comme des ondes élastiques, c'est-à-dire qu'elles laissent le sous-sol inchangé après leur passage (SCHROTT & HOFFMANN 2008). Cela veut dire que la déformation est réversible et que les relations entre contraintes et déformations sont proportionnelles (loi de Hooke ; voir DUBOIS & DIAMENT 2005) ; en supprimant la contrainte, on revient donc à l'état initial.

Les ondes sismiques sont principalement de deux types, correspondant respectivement aux propagations de mouvements longitudinaux et transversaux : les **ondes de compression ou ondes P** (du latin *Primae*) et les **ondes de cisaillement ou ondes S** (de *Secondae*). Comme leur nom l'indique, dans un sismogramme les ondes P sont celles qui arrivent en premier, suivies des ondes S. La vitesse de ces ondes s'exprime de la manière suivante :

$$V_P = (\alpha / \delta)^{1/2} \quad \text{et} \quad V_S = (\mu / \delta)^{1/2} \qquad \text{(II.7)}$$

avec : V_P = vitesse des ondes P ; V_S = vitesse des ondes S ; $\alpha = K + 4\mu/3$; K = module d'incompressibilité (exprime la résistance à la compression) ; μ = module de cisaillement (exprime la résistance au cisaillement) ; δ = densité. Comme pour $K > 0$, α est toujours plus grand que μ, dans un même milieu, la vitesse des ondes P sera toujours plus grande que la vitesse des ondes S. Pour cette raison, la méthode

sismique réfraction est toujours basée sur l'étude des premières ondes qui arrivent aux capteurs, c'est-à-dire les ondes P. Les équations de vitesse des ondes sismiques suggèrent également que les vitesses diminuent avec une augmentation de la densité.

Par analogie avec la loi d'Archie présentée dans l'équation II.3, il existe une relation empirique entre la vitesse de propagation des ondes et la porosité (WYLLIE *et al*. 1958, REYNOLDS 1997) :

$$1/V = (\Phi / V_f) + (1-\Phi / V_m) \quad \text{(II.8)}$$

avec : Φ = porosité ; V_f = vitesse du fluide d'imbibition ; V_m = vitesse de la matrice.

Comme la vitesse des ondes P dans une roche est, d'habitude, plus importante que dans un fluide d'imbibition (donc $V_m > V_f$), elle diminue de manière proportionnelle en fonction de la porosité (ZIMMERMANN & KING 1986). Dans le cas d'un pergélisol, le fluide d'imbibition peut être constitué de glace, d'eau ou d'air (selon la saturation du pergélisol et la présence ou non de taliks), faisant varier la vitesse des ondes P (KING *et al*. 1988). La vitesse des ondes P dans la glace est beaucoup plus rapide que dans l'eau non gelée ou dans l'air (fig. II.13-B) : pour ces modèles à 2 phases, des variations de vitesse dans un dépôt meuble de lithologie et porosité constante témoignent donc d'un rapport glace/eau ou glace/air différent. Il faut également tenir compte de l'augmentation de la vitesse des ondes P avec la diminution de la température, et ceci autant dans l'eau non gelée que dans la glace (TIMUR 1968).
Plusieurs modèles à 3 phases, traitant des relations entre la glace, l'eau et la roche, sont présentés dans la littérature (voir une compilation dans CARCIONE & SERIANI 1998). A la base de tous ces modèles, une densité composite δ (utilisée pour calculer la vitesse des ondes P) résulte d'une pondération linéaire entre les fractions respectives de porosité Φ de l'eau (Φ_w), de la glace (Φ_i) ou de la roche (Φ_s) et leurs densités respectives δ_w, δ_i et δ_s (CARCIONE & SERIANI 1998, HILBICH 2010) :

$$\delta = \Phi_w\delta_w + \Phi_i\delta_i + \Phi_s\delta_s \quad \text{(II.9)}$$

avec $\Phi_w + \Phi_i + \Phi_s = 1$. Selon HILBICH (2010), l'équation II.9 pourrait être élargie (de manière théorique) également à l'air (de porosité Φ_a et de densité δ_a), pour donner un modèle à 4 phases comprenant toutes les composantes de la subsurface :

$$\delta = \Phi_w\delta_w + \Phi_i\delta_i + \Phi_s\delta_s + \Phi_a\delta_a \quad \text{(II.10)}$$

Un développement empirique de ce modèle à 4 phases, intégrant également la géoélectrique (et donc la loi d'Archie) à la sismique réfraction, a été proposé par HAUCK *et al.* (2008, 2011). Cette intégration des deux méthodes est très intéressante parce qu'elle permet de combler les « zones d'ombre » laissées par l'utilisation de l'une ou l'autre méthode et de leur résolution des caractéristiques de la subsurface. Cette intégration des deux méthodes peut donc être quantitative, avec la détermination des fractions volumétriques de chaque composante du sous-sol (par

ex. HAUCK & KNEISEL 2008a, HAUCK *et al*. 2008, 2011, HILBICH 2009) ou semi-quantitative, voire qualitative, par comparaison numérique ou visuelle des résultats obtenus avec les deux méthodes (par ex. KNEISEL & HAUCK 2003, IKEDA & MATSUOKA 2002, 2006, IKEDA 2006, 2008, HILBICH 2010).

Etant donnée la différence importante des vitesses des ondes P dans l'air (~330 m/s) et dans la glace (~3500 m/s), cette méthode devrait permettre, dans le cas des éboulis, de déterminer si les anomalies de haute résistivité que l'on retrouve très souvent dans la partie inférieure des pentes (cf. LAMBIEL 2006, OTTO & SASS 2006, LAMBIEL & PIERACCI 2008) sont dues à la grande porosité induite par une granulométrie plus grossière ou à la présence de sédiments gelés (les deux répondant à la géoélectrique par des résistivités très élevées, cf. fig. II.13-A). L'utilisation conjointe de la géoélectrique et de la sismique réfraction devrait également permettre de détecter avec plus de précision la roche en place: dans un éboulis gelé, celle-ci est souvent difficile à détecter avec la géoélectrique car elle constitue le plus souvent une couche relativement conductrice à grande profondeur sous une couche très résistante (le pergélisol), tandis qu'en sismique réfraction, les vitesses des ondes P dans la roche en place peu fracturée sont le plus souvent supérieures aux vitesses dans le pergélisol.

4.6 Tomographie des résistivités électriques (ERT)

La tomographie des résistivités électriques (ERT – *Electrical Resistivity Tomography*) est désormais devenue une méthode « classique » dans les études sur le pergélisol alpin. Développée à partir de la fin des années 1970 (voir EDWARDS 1977, BARKER 1981, GRIFFITHS *et al*. 1990, DAHLIN 2001), l'ERT a rapidement remplacé la géoélectrique unidimensionnelle (sondage vertical et traîné ; cf. FISCH *et al*. 1977, VONDER MÜHLL 1993, ASSIER *et al*. 1996, DELALOYE & LAMBIEL 2008) dès le début du XXI siècle, en s'affirmant comme la méthode d'étude par excellence des sols gelés en permanence (par ex. HAUCK 2001, 2002, HAUCK & VONDER MÜHLL 2003a, b, HAUCK *et al.* 2003, MARESCOT *et al*. 2003, KNEISEL 2003, 2004, 2006, KRAUTBLATTER & HAUCK 2007, ISHIKAWA 2008, HILBICH *et al.* 2009). En effet, grâce à leur capacité à estimer la répartition des résistivités électriques dans les deux dimensions et comme la résistivité électrique est un paramètre physique qui varie énormément selon la température et la teneur en glace, les profils ERT constituent une méthode particulièrement adaptée à la prospection du pergélisol.

4.6.1 Principes de la méthode

Lorsqu'un courant électrique continu d'intensité I est généré entre deux électrodes de courant A et B – A étant l'électrode d'injection (positif) et B l'électrode de réception (négatif) – placées à la surface d'un sol théoriquement homogène et de surface plane (appelé demi-espace), il se crée un champ électrique demi-sphérique caractérisé par des filets de courant allant de plus en plus en profondeur à mesure que l'écartement entre A et B s'agrandit et par des lignes équipotentielles perpendiculaires aux filets de courant (fig. II.15). Si on ajoute à ces deux électrodes de courant deux électrodes de potentiel M et N, permettant de mesurer la différence de potentiel (ΔV) due à l'action conjuguée de A et B, il est alors possible, avec le quadripôle résultant, de mesurer la résistivité apparente du sous-sol à l'aide de l'équation suivante (KUNETZ 1966) :

$$\rho_a = (\Delta V / I) * k \qquad \text{(II.11)}$$

avec : ρ_a = résistivité apparente [Ωm] ; ΔV = différence de potentiel [mV] ; I = intensité de courant [mA] ; k = facteur géométrique [m]. Le facteur géométrique *k* dépend de la disposition des électrodes sur le terrain. Pour n'importe quel quadripôle avec les électrodes qui se suivent sur une même ligne, il vaut :

$$k = [(AM * AN) / MN] * \pi \qquad \text{(II.12)}$$

La disposition du quadripôle à la surface du sol varie en fonction de la configuration du dispositif des électrodes. En théorie, il existe plusieurs dispositifs possibles (REYNOLDS 1997, MARESCOT 2006) ; dans la pratique, les plus utilisés dans la prospection du pergélisol sont les dispositifs Wenner, Wenner-Schlumberger et dipôle-dipôle (KNEISEL & HAUCK 2008) (fig. II.16).

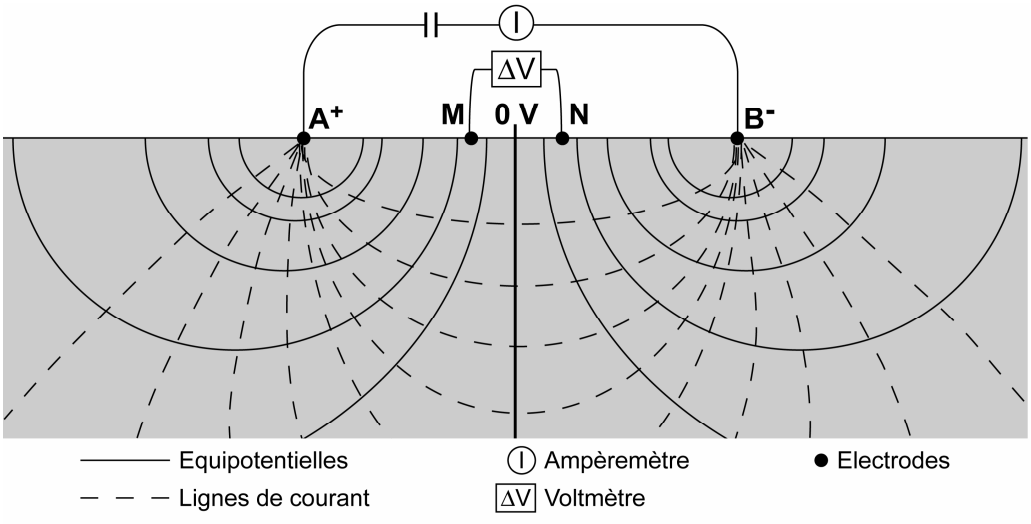


Fig. II.15 *– Répartition des filets de courant et des équipotentielles dans le sous-sol et disposition d'un quadripôle (composé de deux électrodes de courant A et B et de deux électrodes de potentiel M et N) à la surface du sol. Modifié d'après* MEYER DE STADELHOFEN *(1991).*

La qualité de ces trois dispositifs a été testée en faisant une pseudo-acquisition sur un modèle conceptuel reflétant une réalité physique connue (fig. II.17). Pour le dispositif Wenner, les électrodes se suivent sur une même ligne et l'intervalle inter-électrodes (*a*) est constant (fig. II.16). Ce dispositif a une bonne profondeur d'investigation et une bonne résolution verticale des structures du sous-sol (BARKER 1979). Le dispositif Wenner-Schlumberger est une combinaison des dispositifs Wenner et Schlumberger. Dans ce dernier, la distance MN est normalement inférieure à 1/5 de la distance AB, alors que les distances AM et NB sont égales. Le dispositif Wenner-Schlumberger a une profondeur d'investigation légèrement plus faible par rapport au dispositif Wenner, mais il permet par contre d'obtenir une meilleure résolution horizontale des structures du sous-sol. Le dispositif dipôle-dipôle, enfin, comprend deux dipôles, constitués respectivement par les électrodes de courant et les électrodes de potentiel. Ce dispositif est celui qui a la meilleure résolution horizontale des trois et le meilleur rapport signal/bruit (cf. MARESCOT 2006, KNEISEL & HAUCK 2008) ; par contre, la profondeur d'investigation est de loin la plus limitée.

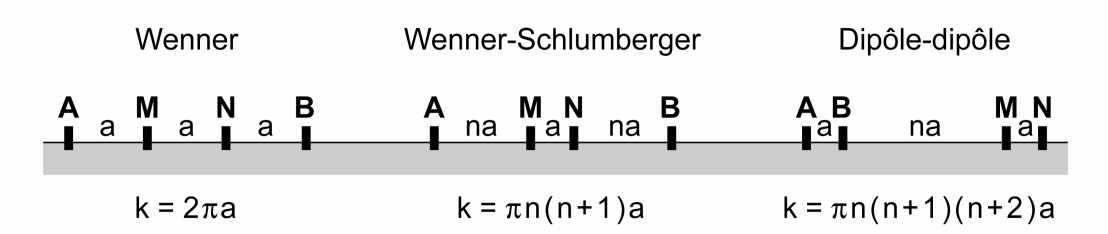


Fig. II.16 *– Les dispositifs utilisés le plus communément dans la prospection géoélectrique du pergélisol et le facteur géométrique correspondant. Modifié d'après* MARESCOT *(2006 : 27).*

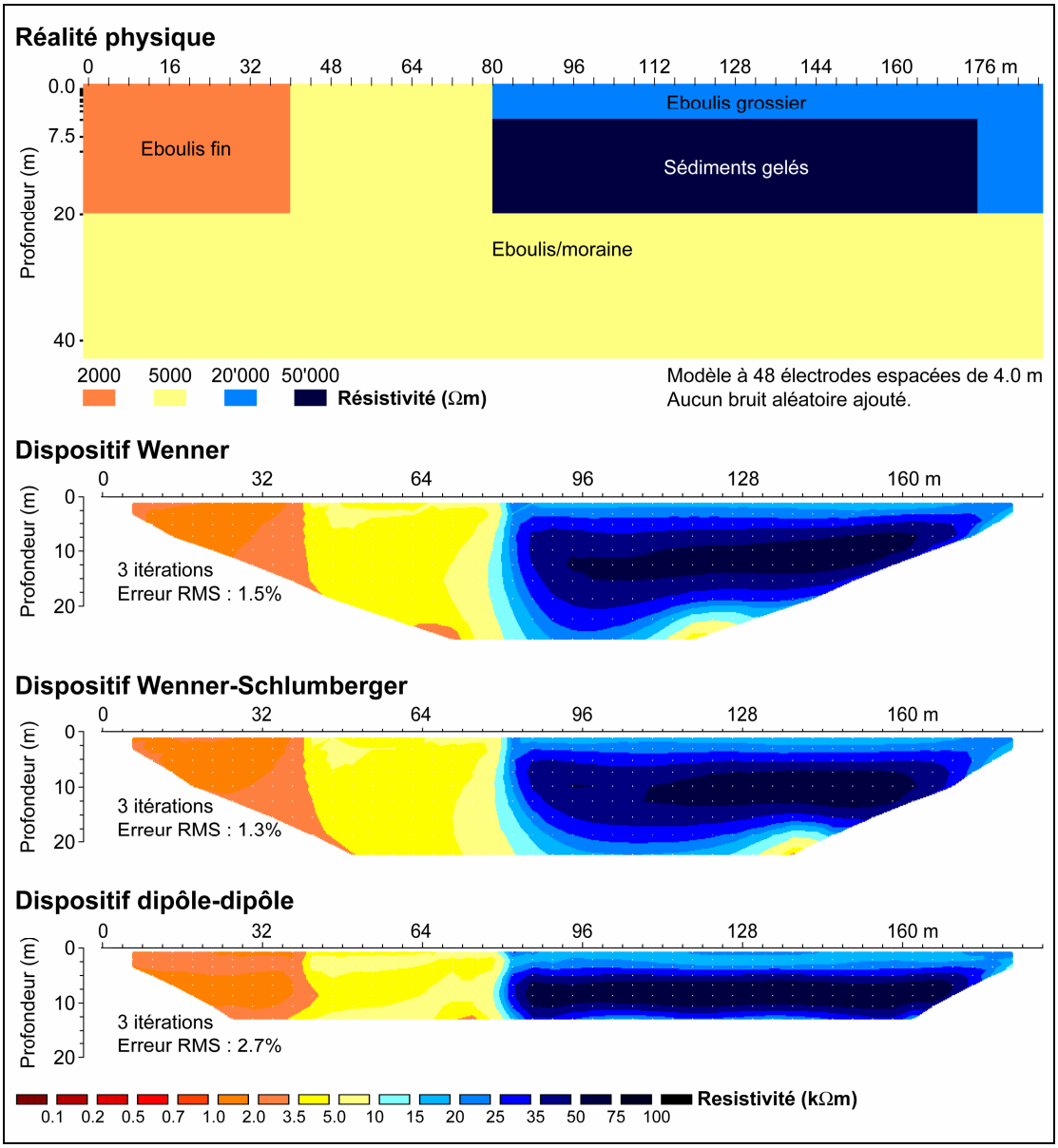


Fig. II.17 *– Inversion de données de résistivité apparente créées par pseudo-acquisition à l'aide de différents dispositifs sur un modèle conceptuel (réalité physique) d'un éboulis périglaciaire. Explications dans le texte.*

On peut considérer que la résolution globale de chaque dispositif dépend du nombre de mesures qu'il est possible faire sur le même volume de terrain, et donc de la densité de mesures dont sera composée la tomographie électrique. Ce paramètre a bien évidemment une influence directe sur la durée d'acquisition des données. Dans notre test de la figure II.17, pour les dispositifs Wenner, Wenner-Schlumberger et dipôle-dipôle, ce sont respectivement 384, 551 et 982 mesures qui ont été effectuées. En tenant compte de la résolution globale, du nombre de mesures à acquérir et à traiter et de la profondeur d'investigation, le dispositif Wenner-Schlumberger constitue le meilleur compromis entre les dispositifs Wenner et dipôle-dipôle

(MARESCOT 2006, KNEISEL & HAUCK 2008). Des informations plus détaillées sur la sensibilité bidimensionnelle des différents dispositifs sont présentées par LOKE (2004).
La profondeur d'investigation (*d*) varie selon le type de dispositif, selon les distances *a* et *na* (cf. fig. II.16) et donc selon la distance maximale entre les deux électrodes de courant (*L*). Dans le cas d'un dispositif Wenner, où $L = 3a$, *d* vaut $0.173L$ (LOKE 2004) ; dans le cas de l'acquisition théorique de la figure II.17, avec 48 électrodes espacées de 4 m, *d* est égale à 0.173*188 m, soit environ 32.5 m. Pour les dispositifs Wenner-Schlumberger et dipôle-dipôle, il existe des tableaux qui permettent de calculer la profondeur d'investigation sur la base de *a*, *n* et *L* (voir par exemple LOKE 2004 : 27).

4.6.2 Acquisition des données et appareillage

L'acquisition des données permet d'obtenir une pseudo-section en résistivité apparente. Le long de la ligne d'acquisition des données, la mesure de la résistivité apparente est en effet répétée automatiquement pour chaque combinaison possible d'un quadripôle sur la base du dispositif choisi. Ainsi, pour un dispositif Wenner, la première mesure du fichier d'acquisition va se faire à l'aide des électrodes 1, 2, 3 et 4, séparées d'une distance *a*, avec les électrodes 1 et 4 qui servent à l'injection du courant (électrodes A et B) et les électrodes 2 et 3 permettant la mesure de la différence de potentiel (électrodes M et N). Pour la mesure suivante, le dispositif sera déplacé d'une distance *a*, et il utilisera les électrodes 2, 3, 4 et 5. Une fois que toutes les combinaisons possibles avec un intervalle inter-électrodes de *a* auront été mesurées, l'acquisition va passer à un deuxième niveau, caractérisé par une distance inter-électrode égale à *2a*. Etant donné que l'espacement entre les électrodes a été augmenté, ce deuxième niveau d'acquisition sera représenté dans la pseudo-section à une profondeur plus importante que le premier. Une fois l'acquisition du deuxième niveau terminée, les mesures des niveaux d'acquisition 3, 4, …, *n* sont alors effectuées, avec des distances inter-électrodes égales à *3a*, *4a*, …, *na*, et ceci jusqu'à la fin des niveaux d'acquisition possibles (variant selon le nombre d'électrodes déployées à la surface du sol). Des exemples plus développés de la procédure d'acquisition selon le dispositif sont présentés par LOKE (2004) et MARESCOT (2006).
Dans la pseudo-section en résistivité apparente, les points de mesure sont reportés à l'aplomb du centre du quadripôle utilisé (point 0 de la figure II.15) à une pseudo-profondeur proportionnelle à la distance entre les électrodes A et B. Les niveaux d'acquisition constituent donc des séries de mesures reportées à la même profondeur d'investigation en fonction de l'intervalle inter-électrode *a*. D'habitude, le positionnement vertical des points est effectué avec la méthode de la profondeur médiane d'investigation du dispositif utilisé (EDWARDS 1977) qui, dans un milieu homogène, peut être considérée comme la profondeur à laquelle la partie de sous-sol située au-dessus de cette limite a la même influence que la partie de sous-sol située au-dessous (MARESCOT 2006). Une représentation graphique de la procédure d'acquisition pour le dispositif de Wenner est présentée à la figure II.18.

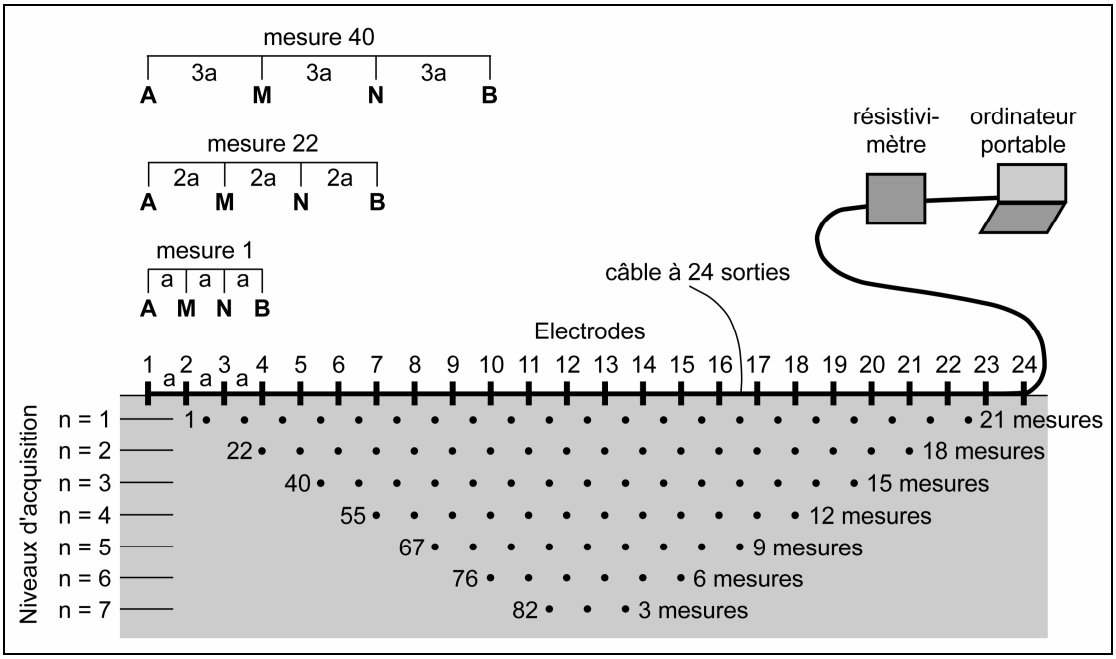


Fig. II.18 *– Procédure d'acquisition avec le dispositif de Wenner d'une pseudo-section en résistivité apparente. Modifié d'après* LOKE *(2004 : 17) et* MARESCOT *(2006 : 29).*

Dans cette recherche, l'acquisition des données de résistivité apparente a été effectuée avec un système multi-électrodes automatique piloté par ordinateur et connecté à une boîte de commutation et à un résistivimètre, avec un à quatre câbles à 24 sorties (avec 24 électrodes par câble) selon la longueur des structures prospectées (fig. II.19). Un intervalle inter-électrode de 4 m a été utilisé. Selon le nombre d'électrodes utilisées à chaque fois (24, 48, 72 ou 96), les profils obtenus mesurent 92, 188, 284 ou 380 m de longueur. Le courant électrique a été injecté dans le terrain à l'aide de piquets métalliques en acier inoxydable de 30 à 60 cm de longueur placés le plus profondément possible. Lorsque la surface du sol était composée de gros blocs et de vides, le contact galvanique a été assuré à l'aide d'éponges imbibées d'eau légèrement salée (MARESCOT *et al*. 2003). Les coordonnées de chaque électrode ont été finalement mesurées à l'aide d'un GPS différentiel (DGPS), afin de connaître l'emplacement spatial exact de chaque profil ERT et de pouvoir corriger les effets induits par la topographie. Selon la disponibilité du matériel, les mesures ont été effectuées soit avec un résistivimètre modèle « Syscal R1+ Switch 48 » soit avec un « Syscal Pro Switch 96 », de la firme française IRIS Instruments (fig. II.19).

Comme en imagerie électrique 2D on suppose que la résistivité ne varie pas dans la direction perpendiculaire au profil (MARESCOT 2006), les profils ont été placés de préférence perpendiculairement aux formes géomorphologiques étudiées. Des profils latéraux ont également été levés afin de pouvoir étudier l'extension des structures prospectées et de pouvoir évaluer les effets latéraux sur les profils ERT perpendiculaires.

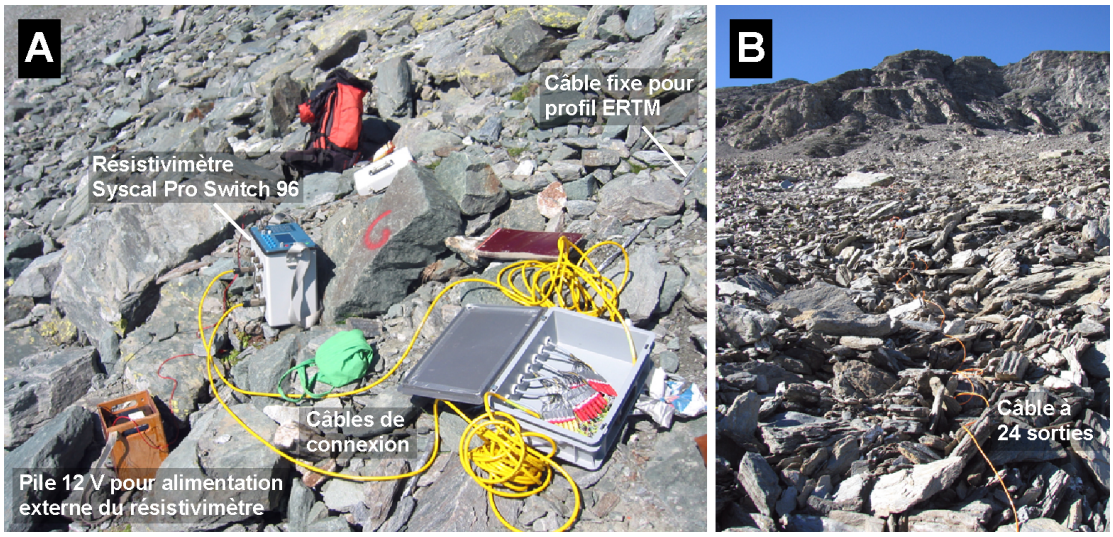


Fig. II.19 *– (A) Emplacement de mesure du profil ERTM fixe sur l'éboulis des Attelas, avec le matériel utilisé. (B) Câble à 24 sorties pour profil ERT sur l'éboulis de Tsaté-Moiry.*

4.6.3 Traitement des données

4.6.3.1 Modélisation directe

L'image donnée par la pseudo-section en résistivité apparente présente seulement une approximation grossière de la répartition des résistivités électriques dans un terrain, car elle est déformée par cette répartition et par le dispositif utilisé pour la mesurer (MARESCOT 2006). Afin d'obtenir une répartition des résistivités la plus proche de la réalité, et donc de pouvoir calculer les résistivités électriques spécifiques, il est nécessaire d'inverser la pseudo-section. On utilise le terme d'inversion car ce processus consiste en une **modélisation inverse** des données qui, comme son nom l'indique, est le processus inverse de la **modélisation directe**.

La **modélisation directe** consiste en la reproduction des données observées (d^{syn}) à partir d'un modèle (g) dans lequel on fait varier les paramètres du modèle (m). Cela constitue la résolution du **problème direct**. La relation entre le modèle conceptuel et les données est la suivante : $m \rightarrow g \rightarrow d^{syn}$. Ce propos est illustré à la figure II.20, où des données de résistivité apparente ont été créées par simulation à partir d'un modèle conceptuel de la répartition des résistivités électriques dans un éboulis périglaciaire, reflétant le modèle de la répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude présenté à la figure II.2. Ce modèle a été créé en construisant une grille de blocs rectangulaires de résistivité homogène. On peut par la suite modifier la grille en affectant des valeurs de résistivité spécifique à chaque cellule du modèle afin de construire un modèle physique pour lequel la « vraie » géométrie du sous-sol est connue. Il est intéressant de noter que la pseudo-section en résistivités apparentes mesurées ne reflète que très grossièrement les structures de l'éboulis. En particulier, le corps résistant constitué par les sédiments gelés n'apparaît pas clairement et on n'arrive pas à distinguer l'éboulis grossier des sédiments gelés.

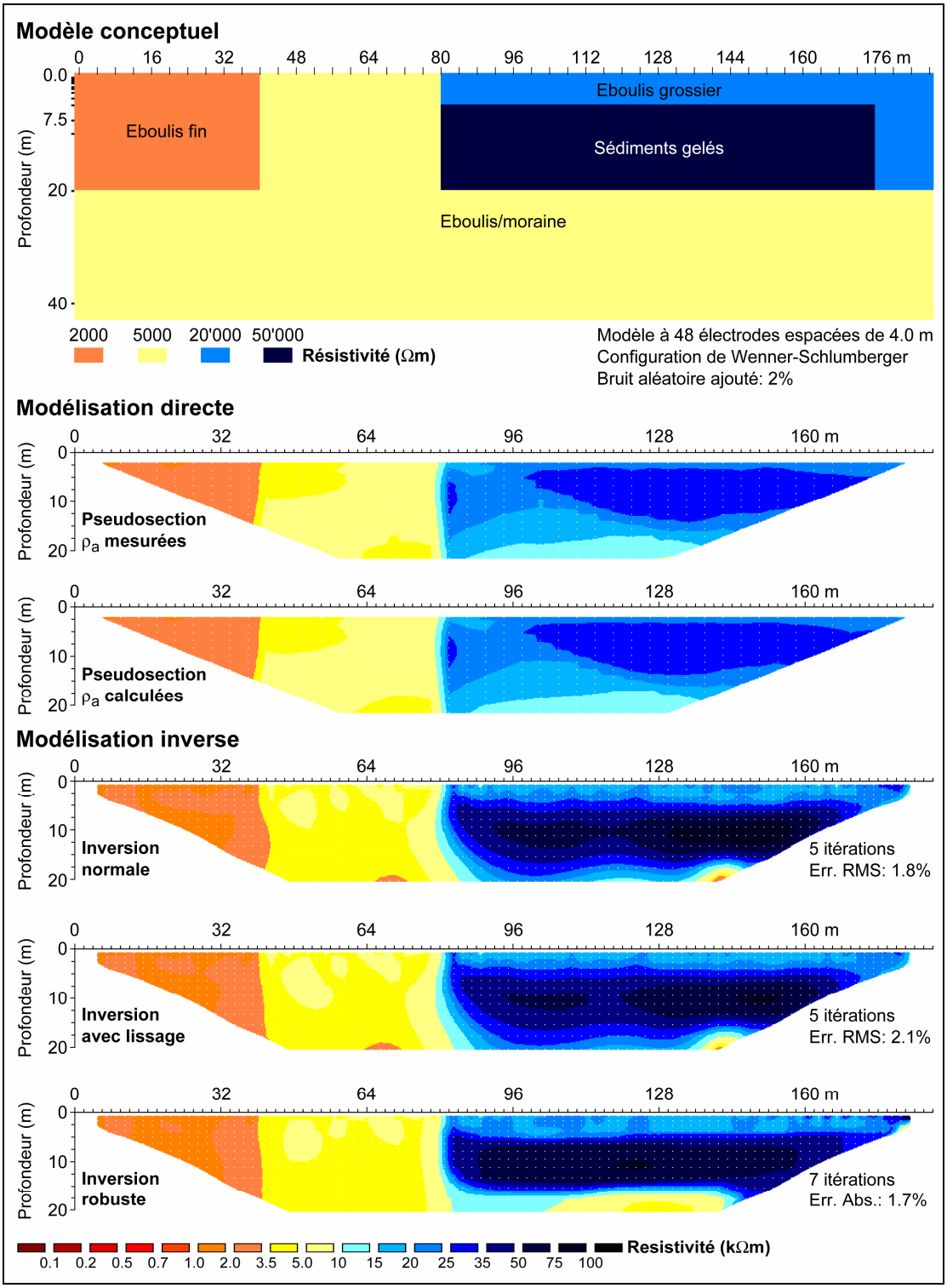


Fig. II.20 *– Modélisation directe et inverse de résistivités électriques à partir d'un modèle conceptuel d'un éboulis périglaciaire de haute altitude. A noter que la pseudo-section en résistivités apparentes mesurées ne reflète que très grossièrement les structures de l'éboulis. En particulier, le corps résistant constitué par les sédiments gelés n'apparaît pas clairement. A noter également que les images obtenues varient en fonction de la méthode d'inversion choisie.*

Le modèle conceptuel de la réalité physique et la simulation des données de terrain ont été réalisées à l'aide du logiciel Res2DMod, permettant d'effectuer des modélisation directes à l'aide de la méthode des différences finies ou des éléments finis (LOKE 2002, 2004). La pseudo-acquisition des résistivités apparentes a été mesurées avec un dispositif Wenner-Schlumberger à 48 électrodes espacées de 4 m. Afin d'approcher les conditions de terrain, un bruit aléatoire gaussien de 2% a été ajouté aux données (cf. HILBICH *et al*. 2009).

4.6.3.2 Modélisation inverse

Afin de retrouver un modèle fiable reflétant notre modèle conceptuel de la réalité, il a été nécessaire d'inverser les données observées théoriques comme s'il s'agissait de données observées mesurées. Le processus d'inversion est également présenté à la figure II.20. L'**inversion**, qui constitue la résolution du **problème inverse**, consiste en l'interprétation quantitative des données observées (d^{obs}) qui, à travers une procédure itérative automatique, permet d'ajuster le plus possible un modèle (g^{-1}) aux données observées en variant les paramètres estimés (m^{est}) du modèle. La relation entre les données et le modèle est la suivante : $d^{obs} \rightarrow g^{-1} \rightarrow m^{est}$. En d'autres termes, l'inversion en géophysique consiste en la construction d'un modèle physique de la subsurface permettant de retrouver les paramètres du modèle du sous-sol (résistivités inversées, qui doivent être proches des résistivités « vraies ») correspondant le mieux possible aux données mesurées sur le terrain (résistivités apparentes) (HAUCK 2001, MARESCOT 2006). La relation mathématique entre problème direct et problème inverse est donc la suivante :

$$d^{syn} = g(m) \Leftrightarrow m^{est} = g^{-1}(d^{obs}) \qquad \text{(II.13)}$$

indiquant que la résolution du problème direct est la première étape pour la résolution du problème inverse. Un modèle de base est alors créé sous forme de cellules de résistivité constante, sur lequel l'algorithme d'inversion calcule des résistivités apparentes (résistivités apparentes calculées à la figure II.20) à partir des résistivités des cellules du modèle. L'algorithme effectue alors une comparaison entre les résistivités apparentes mesurées et calculées. Le modèle de base est ensuite modifié afin de minimiser la différence entre les données de résistivité apparente mesurées et calculées. Cette opération est répétée de manière itérative plusieurs fois, jusqu'à ce que la différence entre les résistivités apparentes calculées et mesurées ne diminue plus de manière significative. Une mesure de cette différence est donnée par l'erreur RMS (*root-mean-square*). Le modèle final constitue donc une bonne approximation de la réalité physique car il permet de générer des résistivités apparentes calculées très proches de celles mesurées. L'inversion des données de résistivité apparente mesurées dans cette recherche a été faite à l'aide du logiciel Res2DInv (LOKE & BARKER 1996, LOKE & DAHLIN 2002), en calculant le modèle direct par éléments finis et en utilisant une technique d'inversion Gauss-Newton qui, malgré sa lenteur dans le calcul des modèles inversés, est plus appropriée que la technique classique d'inversion quasi-Newton (nettement plus rapide) pour des très forts contrastes de résistivité (supérieurs à 10:1) (DAHLIN & LOKE 1998).

4.6.3.3 Méthodes d'inversion

Le logiciel Res2DInv propose plusieurs méthodes d'inversion, toujours basées sur une inversion par moindres carrés (*least-squares inversion*), permettant de minimiser l'erreur de la somme des écarts au carré entre les résistivités apparentes mesurées sur le terrain et les résistivités calculées par un algorithme.
La méthode d'inversion par défaut (appelée ici **inversion normale**) est basée sur une contrainte adoucie (*smoothness-constrained*), forçant les valeurs de résistivité du modèle à changer « en douceur » mais ne donnant pas la garantie que le changement se fasse de cette manière :

$$(J^T J + \lambda F)\, \Delta q = J^T g \qquad \text{(II.14)}$$

Avec *J* qui est la matrice jacobienne des dérivées partielles (matrice qui comprend la sensibilité de chacune des données par rapport à un paramètre particulier du modèle) recalculée après chaque itération, λ le facteur d'amortissement (*damping factor*), *F* la matrice d'adoucissement (*flatness filter matrix*) – permettant de contraindre les perturbations appliquées aux paramètres du modèle à une valeur constante et de forcer les modèles d'inversion à être lissés – *q* le vecteur de correction (*model perturbation vector*), qui représente la correction à apporter au modèle de résistivité apparente calculée à la prochaine itération et *g* le vecteur d'anomalie (*discrepancy vector*), permettant de contraindre les différences entre les résistivités apparentes calculées et mesurées. Pour finir, ^{T} est simplement le transposant de la matrice.
Une autre option permet une **inversion adoucie ou inversion avec lissage** *(inversion including smoothing of model resistivity*) en appliquant un lissage contraint non seulement aux valeurs de résistivité du modèle (Δq), mais directement au vecteur de correction *q* :

$$(J^T J + \lambda F)\Delta q = J^T g - \lambda F q \qquad \text{(II.15)}$$

L'option permettant une **inversion robuste** (*robust inversion*), enfin, modifie l'équation II.15 de la façon suivante :

$$(J^T J + \lambda F_R)\Delta q_k = J^T R_d\, g - \lambda F_R\, q_k \qquad \text{(II.16)}$$

avec Δq_k qui est le changement dans les paramètres du modèle pour l'itération *k*, et R_d qui est une matrice de poids (*weighting matrice*) introduite afin de pondérer dans le processus d'inversion plusieurs éléments du vecteur d'anomalie *g* et de la matrice jacobienne des dérivées partielles *J* (voir MARESCOT *et al*. 2003).
La particularité de l'inversion robuste est qu'elle n'est plus basée sur la minimisation de l'erreur de la somme des écarts au carré entre les résistivités apparentes mesurées et calculées (erreur RMS), mais sur la **minimisation de la différence absolue entre les résistivités apparentes mesurées et calculées** (d'où le terme d'erreur abs. = erreur absolue, pour les tomographies créées par inversion robuste). Pour les formulations mathématiques complètes des algorithmes d'inversion utilisées dans Res2DInv, on se réfèrera aux travaux de LOKE (2004).

Les résultats de l'inversion du même jeu de données inversé selon la méthode d'inversion normale, avec lissage ou robuste sont présentés à la figure II.20. Si l'on regarde en particulier le corps formé par des sédiments gelés, l'inversion avec lissage donne un résultat assez arrondi qui ne correspond pas aux limites abruptes du modèle conceptuel. Cette méthode d'inversion produit en effet un modèle avec des variations lissées des valeurs de résistivité. Elle est donc conseillée lorsque les résistivités dans le sous-sol changent de manière adoucie, comme cela est par exemple le cas de panaches de polluants. Lorsque les transitions de résistivité sont abruptes, la méthode permettant de visualiser au mieux les structures du sous-sol est l'inversion robuste, qui produit des modèles de la répartition des résistivités dans le sous-sol avec des limites très nettes et linéaires. Cette méthode permet également de mieux résoudre de très grands contrastes de résistivité (> 10 kΩm), qui sont typiques de la zone périglaciaire alpine.

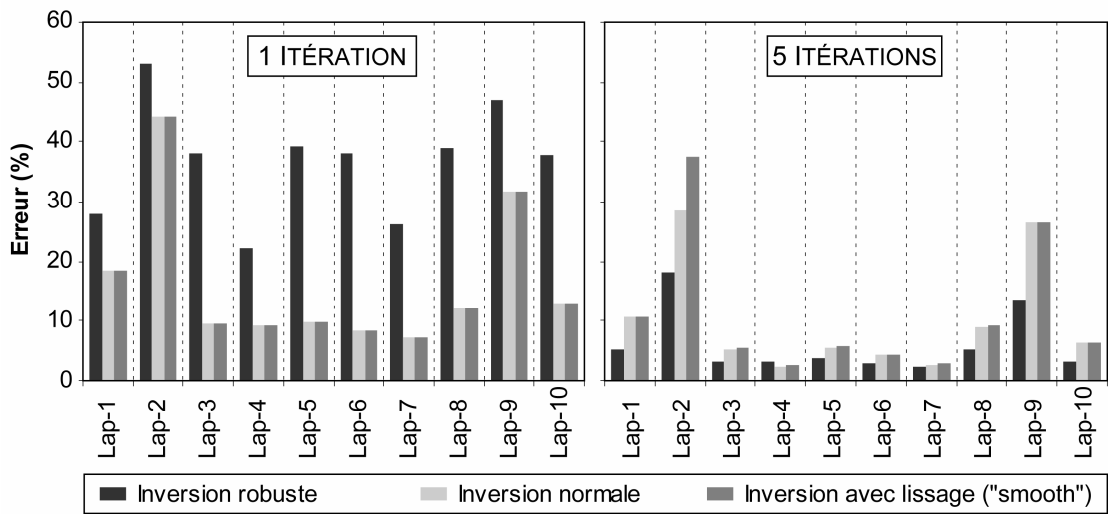


Fig. II.21 *– Evolution de l'erreur en fonction de la méthode d'inversion choisie et du nombre d'itérations. Exemple des 10 profils ERT mesurés sur l'éboulis des Lapires.*

La puissance de la méthode d'inversion robuste dans la résolution de forts contrastes de résistivité est également présentée à la figure II.21. Dans la totalité des 10 profils ERT mesurés sur l'éboulis des Lapires, après une itération, la méthode d'inversion robuste présente toujours l'erreur la plus grande que l'inversion normale et l'inversion avec lissage. Cette différence d'erreur est même très importante, comme on peut le voir sur certains profils ERT (notamment Lap-5, Lap-6 et Lap-8). La situation après 5 itérations, au contraire, est complètement différente : dans ce cas, c'est l'inversion robuste qui donne systématiquement l'erreur la plus faible. Cette méthode d'inversion est donc la plus adaptée pour faire converger les résistivités apparentes calculées et mesurées lorsque des variations très importantes de résistivité et des transitions très abruptes de celle-ci sont présentes dans le sous-sol.

4.6.3.4 Critères de convergence

La multiplication des itérations a pour effet de chercher un modèle toujours plus complexe du sous-sol afin de diminuer au maximum la différence entre les résistivités apparentes mesurées et calculées. Comme ce modèle n'est jamais unique, en multipliant le nombre d'itérations, on n'augmente pas forcément la qualité du modèle résultant (et donc on ne diminue pas forcément toujours l'erreur). A la figure II.22, on peut observer l'évolution de l'erreur absolue lors de l'inversion robuste de données réelles. L'erreur diminue de manière significative lors des 6 premières itérations, en passant de 40 à 3 %. A ce moment là, on peut considérer que la convergence est terminée, car dans les 7 itérations suivantes l'erreur diminue très peu (la fonction d'erreur touche son minimum à l'itération 13, avec 2.34% d'erreur absolue). A partir de l'itération 14, l'erreur recommence à augmenter, pour atteindre presque 17% à l'itération 25. Dans des terrains très bruités et avec des contrastes de résistivité très marqués, comme cela est le cas des formes périglaciaires, on peut considérer que le processus d'inversion a trouvé un modèle de la subsurface optimal lorsque l'erreur est inférieure à 5%. Dans cette recherche, nous considérons comme exploitable un profil ERT avec une erreur inférieure à 10%.
Un nombre d'itérations trop élevé aura tendance à sur-ajuster (*overfit*) les données, avec des artefacts qui peuvent être produits par l'inversion de données erronées. Les forts contrastes de résistivité ont tendance a être augmentés, en causant des variations de résistivité importantes sans que l'erreur soit diminuée (HAUCK & VONDER MÜHLL 2003a, KNEISEL & HAUCK 2008). Ceci est bien visible à la figure II.22, où la résistivité apparente maximale calculée augmente de manière importante en fonction du nombre d'itérations pour les 10 premières itérations, en passant de 21 kΩm (itération 1) à 34 kΩm (itération 10). A la différence de l'exemple reporté par HAUCK & VONDER MÜHLL (2003a : 312), l'augmentation de résistivité reportée ici (sur l'inversion de données réelles) n'est pas linéaire.

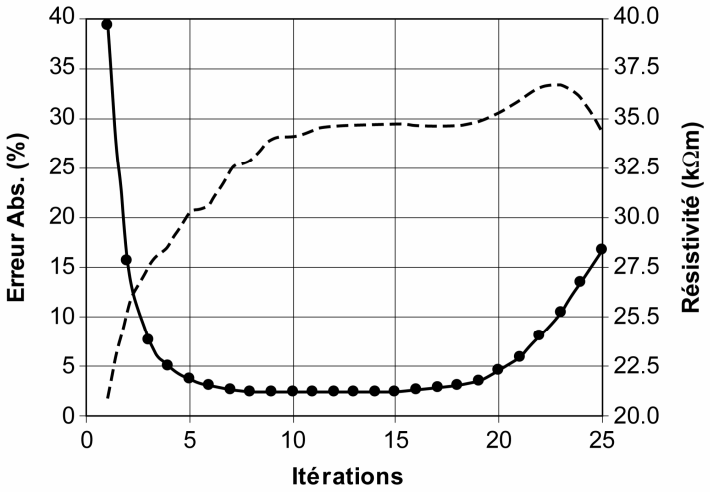


Fig. II.22 *– Evolution de l'erreur absolue (points) et de la résistivité apparente maximale calculée (en trait tillé) en fonction du nombre d'itérations lors du processus d'inversion robuste. Exemple du profil ERT Lap-5 sur l'éboulis des Lapires.*

4.6.3.5. Intégration de la topographie

Lorsque l'on travaille dans des milieux à forte déclivité, comme cela est le cas des éboulis, il faut tenir compte des distorsions induites par la topographie de surface, qui peut avoir un effet significatif sur les résistivités apparentes mesurées (TSOURLES *et al*. 1999). La pente, en effet, peut canaliser les filets de courant et perturber la circulation de ceux-ci dans le sous-sol.
Il existe plusieurs méthodes pour effectuer des corrections topographiques. Certaines méthodes sont basées sur des modèles homogènes qui multiplient les valeurs de résistivité apparente par un certain facteur en fonction de la topographie (par ex. FOX *et al*. 1990). D'autres méthodes intègrent directement la topographie dans le processus d'inversion, en éliminant la nécessité d'effectuer des corrections topographiques sur les données (par ex. TONG & YANG 1990). Le logiciel Res2DInv dispose de trois méthodes différentes pour intégrer la topographie dans le modèle d'inversion (LOKE 2000, 2004), toutes utilisant une maille distordue à éléments finis (*distorted finite-element mesh*).
Dans cette recherche, pour l'intégration de la topographie, c'est la méthode de transformation inverse de Schwartz-Christoffel (LOKE 2000) qui a été privilégiée. La transformation de Schwartz-Christoffel a été mise au point pour transformer un modèle avec la topographie dans un équivalent avec une surface plane (SPIEGEL *et al*. 1980). La transformation inverse de Schwartz-Christoffel, comme son nom l'indique, permet au contraire de transformer un modèle originel avec une surface plane en un modèle intégrant la topographie (LOKE 2000). Celle-ci est probablement la meilleure méthode pour produire un modèle reflétant la réalité dans le cas de profils ERT avec des fortes variations d'altitude (comme cela est le cas dans un éboulis) et des rayons de courbure de la topographie très prononcés (comme cela est le cas dans le front d'un glacier rocheux) (LOKE 2000, 2004).

L'importance de l'intégration de la topographie est présentée à la figure II.23, qui montre l'exemple du profil ERT Att-1 sur l'éboulis des Attelas, avec une différence d'altitude entre l'électrode 1 (haut de la pente) et 48 (bas de la pente) de 85.5 m pour une longueur du profil de 188 m. Déjà au niveau visuel, on peut observer le changement entre l'image résultant de l'inversion des données de résistivité apparente mesurées avec ou sans intégration de la topographie.
Une représentation quantitative de la variation de résistivité avec ou sans topographie a été obtenue en effectuant une inversion *time-lapse* (*time-lapse inversion*), produisant un tomogramme illustrant le pourcentage de changement de résistivité entre deux jeux de données. La méthode d'inversion time-lapse effectue une inversion jointe de plusieurs séquences de jeux de données sur la base d'un modèle de référence commun (LOKE 1999). Cette approche permet de minimiser les artefacts produits par les données erronées lors de l'inversion individuelle de chaque jeu de données. Cette technique a été passablement utilisée dans les études sur le pergélisol pour visualiser quantitativement les changements des caractéristiques du sous-sol (résistivité du pergélisol, teneur en glace, en eau liquide, en air) en fonction du temps sur des profils fixes de tomographie électrique (voir par exemple HILBICH *et al*. 2008b, 2009).

La figure II.23 permet d'observer que le changement de résistivité sans ou avec topographie est très important (et ceci également en tenant compte de l'erreur RMS assez grande) dans les résultats de l'inversion time-lapse, avec des pourcentages de changement supérieurs à 50%, en particulier dans la structure résistante (> 10 kΩm) qui se situe dans la moitié inférieure de la pente dans les vingt premiers mètres de l'éboulis. Le changement important de résistivité à grande profondeur vers le centre du profil est probablement dû à un artefact d'inversion, qui a produit un corps conducteur à partir de 30 m de profondeur au centre du tomogramme sur l'inversion des données sans intégration de la topographie.

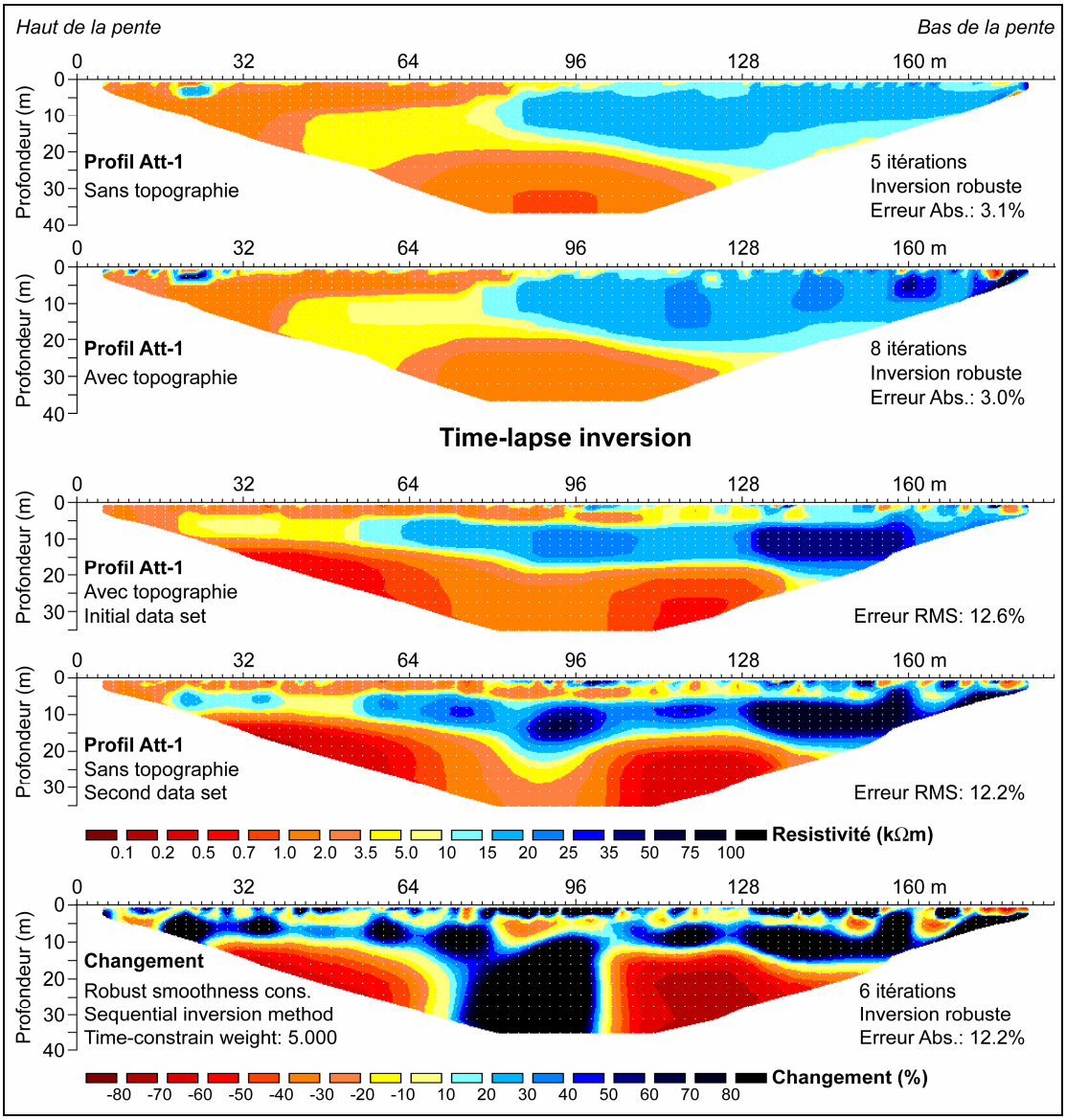


Fig. II.23 *– Effet de la topographie sur un profil de tomographie électrique. Il s'agit du même jeu de données, sans et avec l'introduction de la topographie de surface. Exemple du profil ERT Att-1 sur l'éboulis des Attelas. Le dénivelé entre l'électrode 1 (haut de la pente) et l'électrode 48 (bas de la pente) est de 85.5 m.*

Pour le moment, il n'est pas possible de dire si les changements dans les résistivités inversées avec ou sans la correction des effets dus à la topographie sont liés à la différence d'altitude entre les deux bouts du profil, aux irrégularités de la topographie de surface de l'éboulis ou à un effet conjugué de ces deux facteurs. Des tests supplémentaires sont nécessaires pour déterminer quelle est exactement la source de l'effet topographique. Dans tous les cas, néanmoins, le résultat de ce petit test indique que l'intégration de la topographie de surface dans le processus d'inversion des résistivités apparentes est indispensable, et cela afin d'obtenir des résistivités spécifiques reflétant au mieux les conditions réelles du terrain prospecté.

4.6.3.6 Affinage du modèle (model refinement)

Normalement, le logiciel Res2DInv utilise un modèle dans lequel la taille des cellules correspond à l'intervalle inter-électrodes. Lorsque des variations de résistivité importantes se produisent à proximité de la surface du sol, ce type de modèle peut induire des distorsions significatives dans les sections plus basses du modèle d'inversion (LOKE 2004). La taille des cellules qui composent le modèle est en effet trop grossière pour modéliser ces anomalies dues à des inhomogénéités à faible profondeur. Pour pallier à ce problème, un affinage du modèle (*model refinement*) a donc toujours été effectué en utilisant un modèle où la taille des cellules correspond à la moitié de l'intervalle inter-électrodes. Cela a l'effet de multiplier par quatre le nombre de cellules du modèle (quatre cellules au lieu de une), ce qui permet de réduire de trois quarts le mauvais ajustement maximal (*maximum misfit*) (LOKE 2004).

4.6.3.7 Projection des profils ERT perpendiculaires à la pente

Une dernière correction à effectuer concerne la profondeur des profils ERT réalisés perpendiculairement à une pente à forte déclivité, comme cela est le cas des profils horizontaux réalisés sur les éboulis. Etant donné que dans ce type de profil ERT, le résultat de l'inversion n'est pas vertical mais perpendiculaire à la pente, il est nécessaire de projeter les profils ERT inversés sur l'axe vertical, afin de pouvoir comparer la profondeur des structures représentées sur les tomogrammes avec les données issues des forages. La projection a été effectuée en utilisant l'équation :

$$H = Z / \cos(\alpha) \qquad \text{(II.17)}$$

avec H qui est la profondeur calculée du profil ERT inversé projeté sur l'axe vertical [m], Z qui est la profondeur du profil ERT inversé [m] et α et qui est l'angle entre la surface du sol et l'axe horizontal [°], correspondant à l'angle entre le profil ERT inversé et l'axe vertical.

4.7 Tomographie de sismique réfraction (RST)

Les méthodes sismiques sont appliquées depuis longtemps à la prospection du pergélisol alpin (SCHROTT & HOFFMANN 2008). A partir des études pionnières du début des années 1970 (par ex. BARSCH 1973, HAEBERLI 1975, KING 1976) et jusqu'à la fin des années 1990, c'est surtout la sismique réfraction monocanal avec production d'ondes avec une masse (micro sismique) qui a été utilisée (par ex. VAN TATENHOVE & DIKAU 1990, WAGNER 1996, IKEDA 2006, 2008). Depuis lors, les développements dans la puissance de calcul des ordinateurs et le fait de pouvoir disposer de dispositifs multicanaux, ont permis le développement de la tomographie de sismique réfraction (RST – *Refraction Seismic Tomography*) (par ex. VONDER MÜHLL 1993, HAUCK 2001, MUSIL *et al*. 2002, KNEISEL & HAUCK 2003, HAUCK *et al*. 2004, MAURER & HAUCK 2007, HILBICH 2009, 2010), permettant d'obtenir une image bidimensionnelle de la répartition des vitesses des ondes P dans le sous-sol.

4.7.1 Principes de la méthode

La sismique réfraction permet de **mesurer la vitesse des ondes dans les différentes couches qui composent le sous-sol et la profondeur des discontinuités qui les séparent**. Ces deux informations (vitesse et profondeur) sont calculées sur la base de la mesure du temps de propagation d'ondes (provoquées artificiellement à la surface du sol) qui reviennent à la surface. Les ondes sont créées à partir d'une source située à la surface du sol (coup de masse, explosion, vibrations créées par des camions, etc.), et leurs vitesses sont calculées sur la base du temps qu'elles emploient à arriver à des détecteurs placés à des distances toujours plus grandes, appelés géophones. La propagation des ondes sismiques se fait selon un front d'onde composé par la surface où les différents points du terrain sont affectés par une même discontinuité cinématique à un même instant t (DUBOIS & DIAMENT 2005). Les trajectoires orthogonales du front d'onde – appelées **rais sismiques** – sont des droites dans un milieux homogène et des courbes dans un milieu quelconque.

Lorsqu'elles arrivent sur une discontinuité de vitesse, le comportement des ondes sismiques est gouverné par la loi de Snell/Descartes, qui permet de connaître la direction de propagation du front d'onde à travers la discontinuité (fig. II.24) :

$$\sin(i_1) / v_1 = \sin(i_2) / v_2 \qquad \text{(II.18)}$$

Si $v_1 < v_2$, alors $i_1 < i_2$. Lorsque i_1 atteint une certaine limite, alors i_2 devient égal à 90°. Dans ce cas, on dit que le rayon incident arrive à l'angle critique (i_c). Dans ce cas, le rayon réfracté se propage le long de la discontinuité à une vitesse v_2 et provoque de nouvelles ondes, appelées ondes coniques, qui se propagent en direction de la surface. Pour la réfaction à l'angle critique, l'équation II.18 devient (toujours selon les paramètres de la figure II.24, avec v_3 au lieu de v_2) :

$$\sin(i_c) / v_1 = \sin(90°) / v_3 \Leftrightarrow \sin(i_c) / v_1 = 1 / v_3 \Leftrightarrow \sin(i_c) = v_1 / v_3 \qquad \text{(II.19)}$$

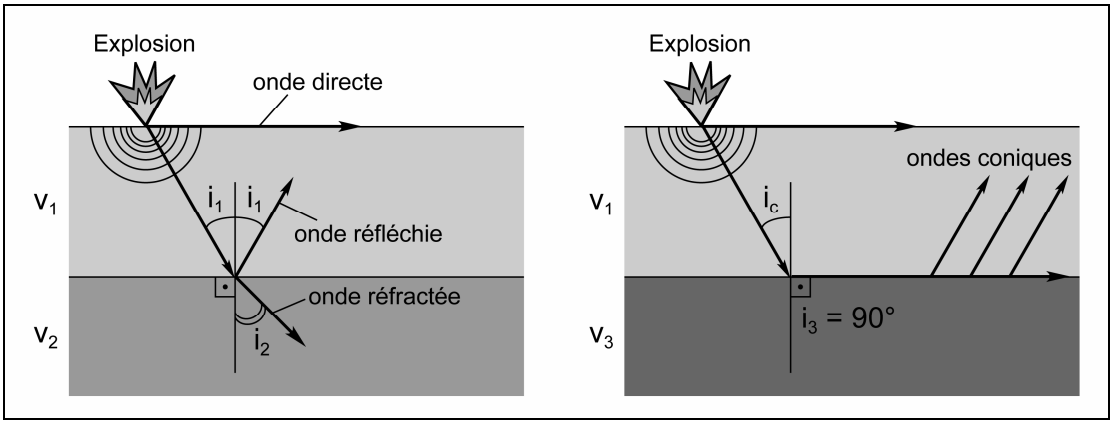


Fig. II.24 *– Propagation d'une onde sismique à l'interface des deux milieux. $V_1 < V_2 < V_3$.*

Etant donné que selon l'équation II.19, $sin(i_c) \leq 1$, il s'ensuit que v_1 doit être toujours plus petit de v_{i+n}. En effet, la condition de base de la sismique réfraction est une augmentation des vitesses sismiques en fonction de la profondeur, ce qui est normalement le cas pour un terrain couche active/corps du pergélisol/bedrock.

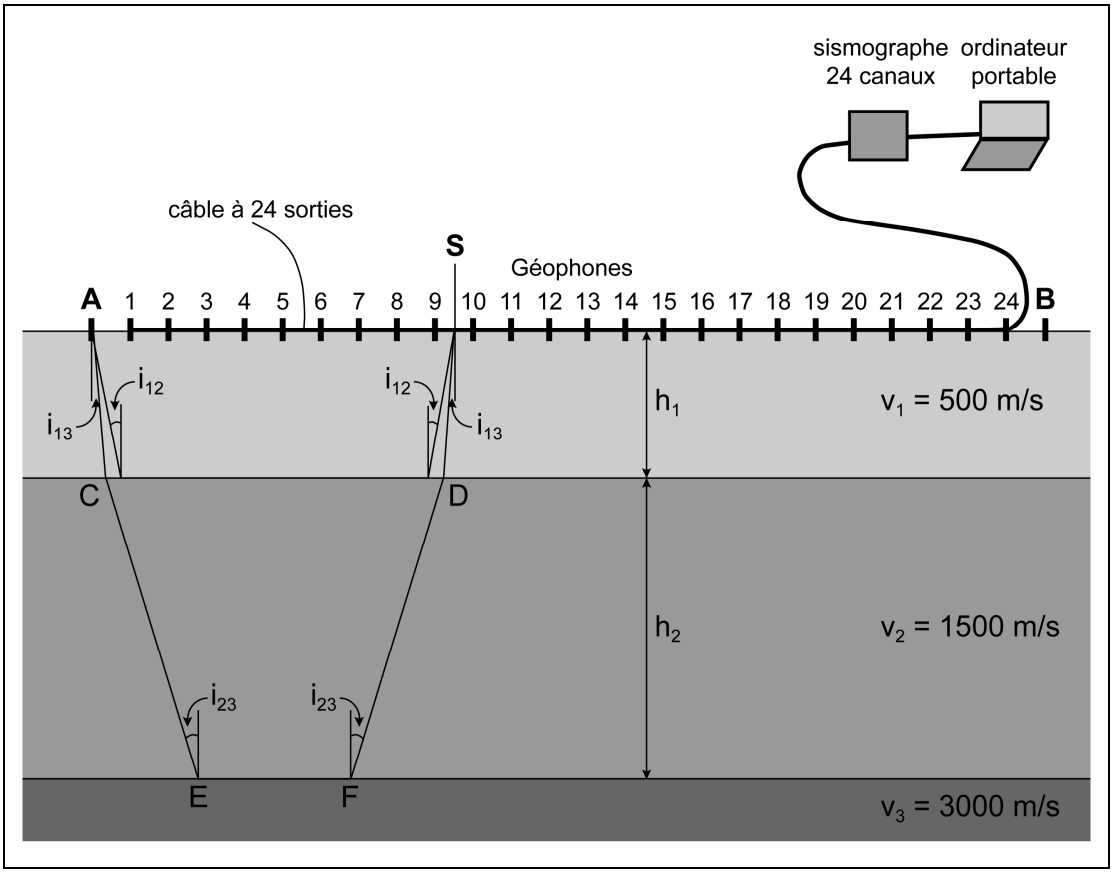


Fig. II.25 *– Représentation schématique de la procédure d'acquisition en sismique réfraction et des rais sismiques pour un terrain composé de trois couches horizontales.*

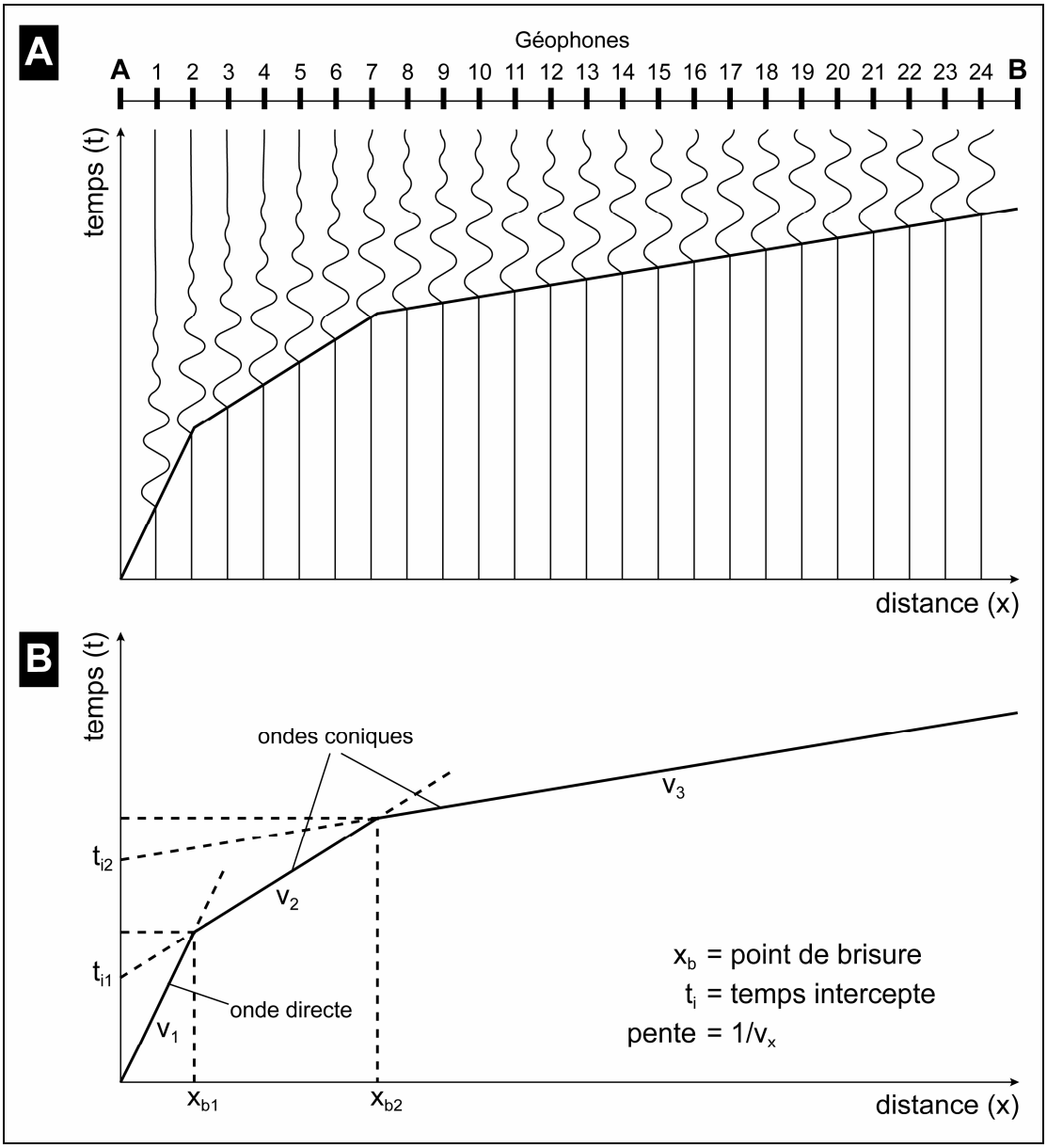


Fig. II.26 *– (A) Sismogramme schématique découlant de l'acquisition en sismique réfraction présentée à la figure II.25. L'image correspond à un tir effectué à l'emplacement A, c'est-à-dire à proximité du premier géophone. (B) Représentation des droites hodochrones des ondes directe et coniques (ou réfractées) extraites du sismogramme présenté en dessus.*

Dans le cas d'un terrain à trois couches horizontales, les mêmes principes que pour un terrain à deux couches sont valables, avec des angles critiques qui seront différents selon la différence de vitesse entre les couches (à la figure II.25, i_{12} entre les couches de vitesse v_1 et v_2 et i_{23} entre les couches de vitesse v_2 et v_3). Etant donné que $v_3 > v_2 > v_1$, à une certaine distance de la source (distance x_{b1} à la figure II.26), les ondes coniques de vitesse v_2 arriveront au géophone de surface avant l'onde directe, qui se propage à une vitesse v_1. Il en sera de même avec les ondes coniques

de vitesse v_3 qui, étant plus rapides que les ondes de vitesse v_2, arriveront en premier au géophone à partir de la distance x_{b2}. Le temps de propagation de chaque onde est calculé en tenant compte de la première onde qui arrive à chaque géophone sur le sismogramme correspondant à chaque capteur (fig. II.26-A). La représentation du temps d'arrivée de la première onde en fonction de la distance se fait grâce à des droites hodochrones (fig. II.26-B). Le nombre de droites hodochrones correspond au nombre de couches de la subsurface. La droite correspondant à l'onde directe a une pente de $1/v_1$, tandis que les droites des ondes coniques ont une pente de $1/v_2$ et $1/v_3$. Etant donné que le temps et la distance sont connus, la mesure de la pente de ces droites permet donc de calculer les vitesses des milieux 1, 2 et 3.

Si les discontinuités sont horizontales, il est alors possible de déterminer l'épaisseur des couches sur la base de la distance du point de brisure (x_b), qui correspond à un changement de pente des droites hodochrones, à l'aide de l'équation suivante (exemple de la couche 1) :

$$h_1 = x_{b1} / 2 * [(v_2 - v_1) / (v_2 + v_1)]^{1/2} \qquad \text{(II.20)}$$

Une autre méthode pour calculer h est basée sur le temps intercepte (t_i), qui a été déterminé en prolongeant la droite de l'onde conique jusqu'à l'axe du temps :

$$h_1 = t_i * v_1 / 2 * \cos(i_c) \qquad \text{(II.21)}$$

avec : h = épaisseur de la couche [m] ; x_b = point de brisure [m] ; t_i = temps intercepte [s] ; v = vitesse de l'onde sismique [m/s] ; i_c = angle critique [°] : sur la base de l'équation II.19, $i_c = \sin^{-1}(v_1 / v_2)$.

Dans le cas de discontinuités inclinées, il faut également ajouter à ces paramètres le pendage des interfaces. Dans ce cas, il est nécessaire de réaliser deux profils, l'un direct et l'autre inverse, afin de pouvoir estimer l'inclinaison des discontinuités. Les développements mathématiques des équations présentées ici, dans le cas de discontinuités inclinées, sont discutés par REYNOLDS (1997 : 289).

4.7.2 Acquisition des données et appareillage

L'acquisition des données a été effectuée à l'aide de 24 géophones placés le long d'une ligne, espacés de 4 à 8 m selon le site d'étude (fig. II.27-A/B), et reliés à un sismographe à 24 canaux (fig. II.27-C). Comme source des ondes de choc, une masse équipée d'un interrupteur à pression, déclenchant le chronomètre permettant de connaître le temps écoulé entre l'impact de la masse avec le sol et l'arrivée des ondes aux géophones, a été utilisée (fig. II.27-D). Les géophones ont été installés à la surface du sol, soit directement dans les matériaux meubles (fig. II.27-E), soit entre les blocs (fig. II.27-F) ou dans leur fissures. Sur l'éboulis des Lapires, les géophones ont été installés dans des trous préparés à l'aide d'une perceuse

électrique. Pour ce site, en effet, l'emplacement des géophones est fixe afin de pouvoir effectuer du monitoring RST (cf. HILBICH 2009, 2010).

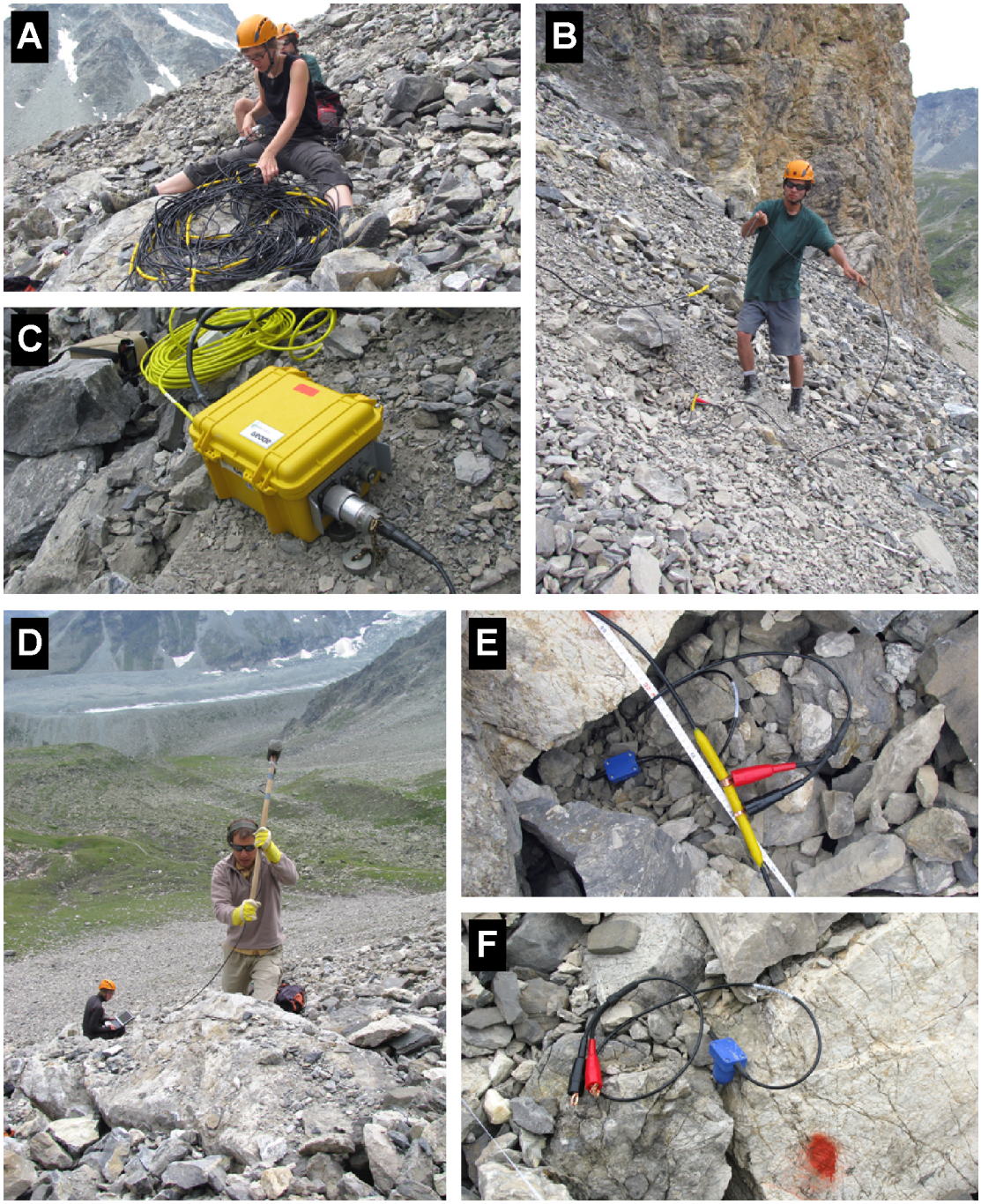


Fig. II.27 *– Prospection par sismique réfraction de l'éboulis du Petit Mont Rouge (30.07.2009). Préparation (A) et installation à la surface de l'éboulis (B) du câble à 24 sorties permettant de relier les géophones. (C) Le sismographe « Geode » de Geometrics, contrôlé par ordinateur, où arrivent le câble des géophones et le câble de la source (masse). (D) Impacts à la surface de l'éboulis avec une masse reliée à la « géode ». Installation d'un géophone dans des matériaux meubles (E) et entre deux blocs (F).*

Au moins 20 impacts par station de mesure ont été mesurés et additionnés l'un à l'autre afin d'augmenter le rapport signal/bruit. Les impacts ont été effectués entre chaque paire de géophones et en *offset* des deux côtés de la ligne d'acquisition afin de garantir une haute résolution spatiale nécessaire à l'inversion tomographique. Afin de garantir cela, la densité des sources devrait être dans le même ordre de mesure que celle des géophones (MAURER & HAUCK 2007).
Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un sismographe à 24 canaux du modèle « Geode » de la firme étasunienne Geometrics, alimenté par une pile interne à 12 V et contrôlé par ordinateur (fig. II.27-C). Les géophones utilisés sont du type GS-20DX, avec une fréquence de 14 Hz, de la firme étasunienne Oyo Geospace. Afin de pouvoir comparer les résultats de la sismique réfraction avec ceux issus de la géoélectrique, les profils RST ont toujours été placés le long d'un profil ERT.

4.7.3 Traitement des données

Les données acquises sur le terrain ont été traitées à l'aide du logiciel REFLEXW (SANDMEIER 2010). La première étape consiste à pointer les premières arrivées sur l'enregistrement de terrain des ondes sismiques. Ce procédé permet d'obtenir les droites hodochrones pour chaque tir effectué. Le pointage des premières ondes arrivées aux géophones est le passage le plus délicat de tout le processus de traitement des données sismiques. En effet, selon le rapport signal/bruit des données, ce procédé peut introduire des erreurs significatives et est soumis à la subjectivité de l'opérateur (SCHROTT & HOFMANN 2008). La nature très variable des sismogrammes et l'atténuation du signal en fonction de la distance des géophones font qu'il est conseillé de ne pas utiliser les algorithmes de pointage automatique des premières arrivées : il est donc nécessaire d'effectuer cette opération manuellement, ce qui permet d'obtenir normalement une précision d'environ 1–4 ms (HEINCKE *et al*. 2006)
Comme pour l'inversion des données de résistivité électrique, la modélisation du comportement des vitesses sismiques dans le sous-sol est basée sur une procédure itérative automatique calculant des droites hodochrones synthétiques (basée sur une modélisation directe) correspondant aux droites hodochrones observées (données mesurées). L'inversion tomographique dans le logiciel REFLEXW est basée sur un algorithme SIRT (pour *Simultaneous Iterative Reconstruction Technique*) fonctionnant par adaptation itérative des données synthétiques aux données mesurées (SANDMEIER 2010).
L'inversion des données est basée sur un modèle initial (*starting model*) composé d'une vitesse initiale et d'un gradient constant d'augmentation des vitesses avec la profondeur reflétant grossièrement la structure du terrain étudié. La vitesse au-dessus de la surface du sol est fixée normalement à 300 m/s (vitesse des ondes P dans l'air), tandis que le gradient dépend des conditions du site. Ainsi, par exemple, HILBICH (2010) propose un gradient de 400 m/s par mètre pour l'éboulis des Lapires, composé en surface de blocs et de vides, et un gradient plus important de 600 m/s par mètre pour le site du Schilthorn, où le profil RST se situe directement sur la roche en place, avec des vitesses sismiques qui sont plus rapides que dans des débris rocheux.

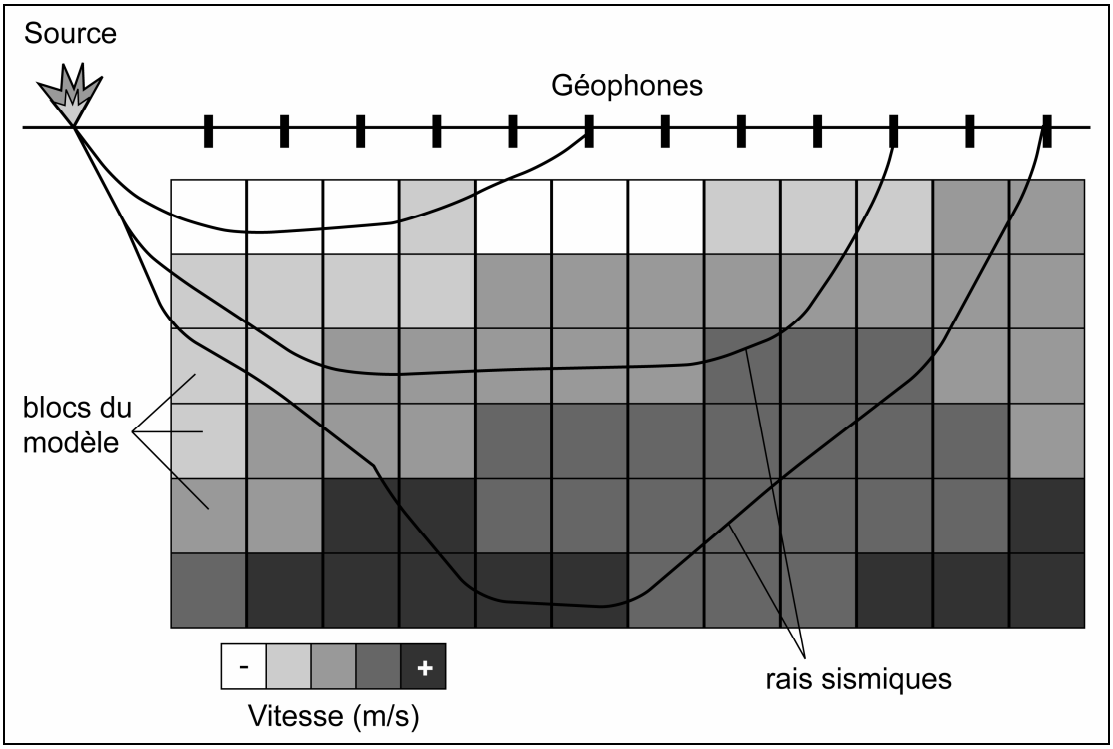


Fig. II.28 *– Principe de la tomographie de sismique réfraction (RST). La propagation des ondes sismiques est modélisée le long des rais sismiques et la vitesse des ondes P de chaque bloc du modèle est déterminée pendant le processus d'inversion. Le temps de transit entre la source et chaque géophone est calculé à l'aide de la somme des temps de transit dans chaque bloc et dépend de la vitesse des ondes P du bloc respectif du modèle. Modifié d'après* HAUCK *(2001 : 51) et* VONDER MÜHLL et al. *(2001 : 35).*

L'importance du modèle initial n'est pas fondamentale. Plusieurs tests (par ex. LANZ *et al*. 1998) ont montré que la vitesse de base et le gradient de vitesse ne sont pas fondamentaux et que des modèles de base variés produisent des tomogrammes finaux comparables (HEINCKE *et al*. 2006). Tous ces modèles fonctionnent par blocs de taille variable, dépendant de l'intervalle entre les géophones et du nombre de tirs effectués. A partir du modèle initial, des vitesses synthétiques pour chaque bloc du modèle sont calculées par modélisation directe et sont comparées avec les vitesses observées. La modélisation de la propagation des ondes sismiques se fait le long des rais sismiques, produisant une valeur de vitesse des ondes P pour chaque bloc du modèle (fig. II.28). Par la suite, le modèle initial est adapté sur la base de la différence entre les vitesses calculées et mesurées et un nouveau modèle des vitesses calculées est produit. Ce processus itératif continue jusqu'à ce que l'erreur RMS entre les données synthétiques et mesurées devient inférieur à la précision de pointage des premières arrivées (1–4 ms), ou le changement du modèle d'une itération à l'autre est inférieur à 1%, ou le nombre maximal d'itérations a été atteint (MUSIL *et al.* 2002). Normalement, la convergence de l'inversion tomographique demande un grand nombre d'itérations, généralement compris entre 10 et 15 (LANZ *et al*. 1998, MUSIL *et al*. 2002, HILBICH 2009).

La topographie de surface a été incorporée dans le graphique des hodochrones en replaçant la position des sources et des géophones sur la base de leur altitude. Dans l'inversion tomographique, la topographie a été intégrée en attribuant la vitesse des ondes P dans l'air aux blocs du modèle situés par-dessus la surface topographique et en gardant les valeurs de ces blocs fixes pendant l'inversion (SANDMEIER 2010).

La qualité du modèle final issu du processus d'inversion peut être jugée qualitativement sur la base de la distribution des rais sismiques obtenue grâce à un traçage des rais (*ray tracing*), permettant d'estimer la résolution spatiale du tomogramme obtenu (MUSIL *et al*. 2002, HEINCKE *et al*. 2006, HILBICH 2009). Ce traçage des rais est déterminé sur la base du trajet le plus court des rais sismiques entre toutes les combinaisons source–géophone. La densité des rais sismiques et le nombre de rais qui se croisent dans un même bloc du modèle décroissent avec la profondeur. Sur la base des hétérogénéités et des vitesses dans la proche subsurface, la couverture exercée par les rais dans le modèle final peut être très variable ; cette couverture peut être traduite en un indice de confiance des vitesses calculées (LANZ *et al*. 1998). Une nombre insuffisant d'intersections entre les rais – qui dans les parties profondes du sous-sol ont tendance à être subhorizontaux, avec une résolution spatiale bonne perpendiculairement, mais mauvaise parallèlement aux rais (HEINCKE *et al*. 2006) – prétérite la capacité à résoudre des variations latérales de vitesse. Les vitesses déterminées doivent donc être considérées comme des vitesses moyennes de ces régions profondes traversées (MUSIL *et al*. 2002).
Pour terminer, le logiciel REFLEXW permet une évaluation quantitative de la qualité des tomogrammes, basée sur la différence de temps totale absolue (*total absolute time difference*) et sur la différence de temps totale (*total time difference*) entre les temps de transit calculés et mesurés (SANDMEIER 2008). La différence de temps totale absolue est définie par la somme des différences de temps absolues indépendamment du signe (différence positive ou négative), et donne une estimation de la qualité globale du tomogramme. La différence de temps totale, par contre, tient compte du signe des différences et permet d'estimer si le modèle moyen conduit à des temps de transit trop faibles ou trop élevés par rapport aux données mesurées, c'est-à-dire si une interface est trop peu profonde ou trop profonde dans le tomogramme inversé par rapport aux profondeurs « réelles » (HILBICH 2009).

***

La prospection sismique a été faite en collaboration avec la Dr. Christin Hilbich, de l'Institut de Géographie de l'Université de Zurich. Le traitement des données a bénéficié de l'apport de Frank Raphael, de l'Institut de Géographie de l'Université de Jena, en Allemagne.

4.8 Diagraphies dans le pergélisol

4.8.1 Généralités

Une diagraphie [du grec *dia*, à travers, et *graphein*, écrire ; en anglais (*well*) *logging* ou (*well*) *log*] consiste en l'enregistrement en continu d'un paramètre physique dans un forage. De manière générale, on appelle diagraphie tout enregistrement d'une caractéristique du sous-sol traversé par un forage en fonction de la profondeur. Selon les objectifs de l'étude et les caractéristiques du forage, plusieurs méthodes de diagraphie ont été développées dans les années 1950 et 1960, comme par exemple les logs électriques, soniques, nucléaires ou magnétiques (voir par ex. DAKHNOV 1959, PIRSON 1963, GUYOD & SHANE 1969, KEYS & MACCARY 1971).
Ces méthodes ont été développées principalement pour la recherche pétrolière et minière et leur application a été pensée avant tout pour des régions soumises à des conditions climatiques tempérées, où le sous-sol n'est pas gelé. A partir des années 1970, cependant, pas mal d'efforts ont été entrepris dans la prospection de gisements de ressources géologiques situées dans les régions arctiques et subarctiques de la planète, avec pour conséquence le développement de méthodes de diagraphie adaptées à la prospection du sous-sol dans des conditions de pergélisol (FERRIANS & HOBSON 1973, SCOTT *et al*. 1978, OSTERKAMP & PAYNE 1981, PETERSEN *et al*. 1985). La présence de glace dans le terrain, en effet, peut changer drastiquement les propriétés physiques des roches, ce qui a nécessité d'adapter les procédures d'interprétation de diagraphies réalisées dans le pergélisol (SCOTT *et al*. 1986).

En ce qui concerne le pergélisol alpin, comme les régions de haute montagne sont pauvres en ressources pétrolières ou minières à prospecter, le développement des diagraphies a été exclusivement appliqué à la recherche scientifique. Une première étude pionnière de diagraphies dans le pergélisol alpin a été menée par Dietrich Barsch, Henry Fierz et Wilfried Haeberli dans un forage réalisé pendant le mois de juin 1976 sur le glacier rocheux actif de Gruben, dans la Vallée de Saas (Alpes Valaisannes), en effectuant des logs nucléaires (BARSCH *et al*. 1979). Un décennie plus tard, la réalisation en Haute Engadine des forages 2/1987 sur le glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch et 1/1990 à Pontresina-Schafberg entre la fin des années 1980 et le début des années 1990, a donné l'occasion d'effectuer une série presque complète de diagraphies, avec l'utilisation de logs nucléaires, électriques et soniques (HAEBERLI *et al.* 1988, VONDER MÜHLL & HAEBERLI 1990, VONDER MÜHLL & HOLUB 1992, VONDER MÜHLL 1993, 1996, VONDER MÜHLL *et al*. 2000). Plus récemment, la réalisation de diagraphies a été fortement encouragée dans les forages profonds du programme PACE (par ex. HARRIS *et al*. 2001b). Des diagraphies dans le pergélisol ont enfin été effectuées à nouveau en Haute Engadine dans les forages réalisés dans les glaciers rocheux de Muragl (forages 1–4/1999) (ARENSON 2002, ARENSON *et al*. 2002, MAURER *et al*. 2003, MUSIL *et al*. 2006).

Le type de méthodes de diagraphie qu'il est possible d'employer dépend des caractéristiques du forage. Ainsi, des méthodes telles que les logs électriques ou soniques nécessitent que le forage soit rempli d'eau (VONDER MÜHLL & HOLUB

1992). Comme cela n'était pas possible, pour des raisons techniques et logistiques, sur les trois sites de forage dans les éboulis étudiés dans cette étude (transport de l'eau sur le site, forte porosité des éboulis, forages déjà tubés avec tubage PVC), nous nous sommes limités aux méthodes de diagraphie qui nécessitaient d'un faible support technique et logistique, à savoir les logs gamma-ray naturel, gamma-gamma et neutron-neutron.

4.8.2 Le log gamma-ray naturel

Le log gamma-ray naturel permet de mesurer la radioactivité naturelle des roches due à la présence d'isotopes d'uranium (surtout ^{238}U), de thorium (^{232}Th) ou de potassium (^{40}K). Ces trois isotopes sont les trois éléments radioactifs les plus importants, en géophysique d'exploration, lors d'une prospection de type radiométrique. Du point de vue pétrographique, ce sont les roches acides (granites, pegmatites, grès et sables d'origine granitiques) et les argiles qui présentent en général la radioactivité naturelle la plus élevée (tab. II.6). L'isotope ^{40}K est le plus abondant puisqu'il forme souvent un des constituants des feldspaths, qui sont des minéraux très répandus. La teneur en thorium est par contre en moyenne quatre fois plus élevée de celle de l'uranium.

Type de matériel	Emission de rayons gamma (A.P.I)
Dolomie	10 – 100
Calcaire	10 – 110 (220)
Grès	50 – 120 (350)
Grès argileux	80 – 300 (350)
Sable	30 – 80
Sable argileux	100 – 220 (350)
Argile	80 – 320 (500)
Air	0
Glace	0

Tab. II.6 *– Radioactivité naturelle des principales roches sédimentaires et d'autres matériaux présents dans un pergélisol. L'unité A.P.I (American Petroleum Institute) permet de calculer la concentration d'éléments radioactifs d'un matériel. 16.5 unités A.P.I. correspondent à 1 μg de radium par tonne. D'après* HILCHIE *(1978) et* CHAPELLIER *(1987).*

Le log gamma-ray naturel peut donc être utilisé pour estimer le type de lithologie. Dans les matériaux meubles, le log gamma-ray naturel permet également de se faire une idée de la granulométrie, sachant que les argiles et les limons sont normalement plus radioactifs que les sables. Etant donné que la radioactivité naturelle de la glace est nulle, dans une lithologie homogène la présence de glace massive peut être détectée par son manque de radioactivité (SCOTT *et al*. 1986). Dans un log gamma-ray naturel, les anomalies négatives mesurées correspondent donc à la présence de glace massive (PETERSEN *et al.* 1985). Cependant, comme l'air a également une

radioactivité naturelle nulle, le log gamma-ray naturel devrait permettre de détecter uniquement la présence d'un pergélisol sursaturé en glace, où le manque de radioactivité produit par la présence de glace massive est prépondérant par rapport à la radioactivité de la matrice rocheuse.
Dans cette étude, la radioactivité naturelle des roches a été mesurée grâce à un compteur à scintillation, donnant une réponse en unités relatives non calibrées en coups par secondes (CPS) de l'ensemble des émissions gamma produites par la formation traversée. L'interprétation des variations de radioactivité est donc qualitative. D'autres sondes permettent également de discriminer le rayonnement dû au potassium, à l'uranium ou au thorium par spectrométrie gamma. Le volume d'investigation de la sonde correspond à une sphère centrée sur le détecteur dont proviennent 99% des rayons gamma détectés. Ce volume n'a pas de limites bien marquées et il peut varier entre 20 et 90 cm en fonction de la formation traversée, de l'instrument, du diamètre du trou et du type de tubage (CHAPELLIER 1987).

4.8.3 Le log gamma-gamma

Le log gamma-gamma, appelé également log densité, est sensible à la densité d'électrons d'une formation, qui dépend de sa masse volumique (*bulk density* en anglais, avec comme unité de mesure dans le système international le kg/m^3). La densité électronique est pratiquement proportionnelle à la masse atomique. Comme la densité de la formation dépend de la densité de la matrice, de la porosité et du fluide remplissant les pores, dans un pergélisol avec une matrice de lithologie homogène les variations de densité sont dues à la teneur en air (porosité) ou à la teneur en glace. Pour une porosité nulle, la sonde mesurera la densité de la matrice : plus la porosité augmentera, plus la densité diminuera. Un pergélisol riche en glace et de la glace massive peuvent donc être détectés par leur effet sur la densité (SCOTT *et al*. 1978, 1986).
La méthode fonctionne par bombardement de la formation avec un faisceau de rayons gamma d'énergie constante (0.1 à 1 MeV = mégaélectronvolts) et par la mesure à l'aide d'un compteur à scintillation, à une certaine distance de la source, des rayons gamma diffusés en coups par seconde (CPS). Le rayon de pénétration des rayons gamma émis est d'environ 15 cm (CHAPELLIER 1987, VONDER MÜHLL & HOLUB 1992). Plus la densité électronique est grande (c'est-à-dire plus la densité de la formation est grande), et plus l'énergie du faisceau incident est atténuée. Au contraire du log gamma-ray naturel, dans le log gamma-gamma la présence de glace massive correspond donc aux anomalies positives. La sonde gamma-gamma répond de manière exponentielle à la masse volumique, qui décroît avec l'augmentation des CPS mesurés. Par conséquent, le log gamma-gamma est très sensible à des variations de masse volumique dans des valeurs inférieures à 2000 kg/m^3 (VONDER MÜHLL & HOLUB 1992). La conversion entre les CPS et la masse volumique est donnée par une courbe de calibration, qui doit être créée à partir de valeurs de masse volumique connues. En l'absence de carottes permettant de mesurer la masse volumique de chaque partie des éboulis étudiés, il est très difficile de pouvoir établir une courbe de calibration.

Pour l'éboulis des Attelas, cependant, un essai de calibration a été tenté sur la base des valeurs mesurées dans la roche en place. L'intensité de la sonde gamma-gamma minimale (1200 CPS) a été en effet mesurée au fond du forage 2/2008 qui, selon la stratigraphie du trou, se situe dans la roche en place (cf. chap. 5.1.2). Une valeur moyenne de 2700 kg/m^3 a été retenue pour les micaschistes et gneiss chloriteux de la Nappe du Mont Fort, (CHAPELLIER 1987). La pente de la courbe de calibration a été déterminée par comparaison avec des courbes de calibration calculées de manière empirique sur la base d'essais en laboratoire réalisés par l'Institut de géophysique de l'Université de Lausanne dans un tubage PVC (voir http://www-ig.unil.ch/cours/c_diaf.htm, section « logs nucléaires / traitement / logs gamma-gamma »). La courbe de calibration obtenue est la suivante (fig. II.29) :

$$\delta_b = -0.0008 * I_{GG} + 3.66 \qquad \text{(II.22)}$$

avec : δ_b = masse volumique de la formation [g/cm^3] ; I_{GG} = intensité de la sonde gamma-gamma [CPS]. Etant donnée la lithologie similaire, la courbe de calibration établie pour les Attelas peut être considérée comme valable également pour le site des Lapires.

Pour l'éboulis du Petit Mont Rouge, aucune valeur d'intensité de la sonde gamma-gamma dans la roche en place n'est disponible. Comme valeur de référence pour les dolomies et calcaires de la série du Mont Dolin, la valeur de I_{GG} la plus faible mesurée (1320 CPS) a été choisie, correspondant à des zones où la stratigraphie des forages présente des gros blocs, avec une densité moyenne de 2800 kg/m^3. Etant donné le faible rayon de pénétration des rayons gamma émis par la sonde, nous pouvons considérer un gros bloc comme une bonne approximation de la roche en place. La courbe de calibration résultante est la suivante (fig. II.29) :

$$\delta_b = -0.0008 * I_{GG} + 3.86 \qquad \text{(II.23)}$$

Les deux courbes de calibration sont parallèles car les caractéristiques des forages (diamètre, tubage) et de la sonde gamma-gamma pour les deux sites d'étude sont les mêmes. La courbe de calibration pour le Petit Mont Rouge est par contre placée plus haut car la densité électronique des dolomies est supérieure à celle des gneiss (voir CHAPELLIER 1987).

Sur la base de δ_b, il est alors possible de déterminer la teneur en glace Φ [%] avec l'équation II.24, en considérant une masse volumique de la matrice δ_m de 2.7 g/cm^3 et de la glace δ_i de 0.9 g/cm^3 (SCOTT *et al.* 1986, VONDER MÜHLL & HOLUB 1992) :

$$\Phi = (\delta_m - \delta_b) / (\delta_m - \delta_i) * 100 \qquad \text{(II.24)}$$

Dans les zones qui ne présentent pas de glace, l'équation II.24 permet d'estimer la porosité (teneur en air) en considérant une masse volumique de l'air (pratiquement) nulle (la masse volumique de l'air est de 1.2 kg/m^3 à 20°C au niveau de la mer, soit 0.0012 g/cm^3).

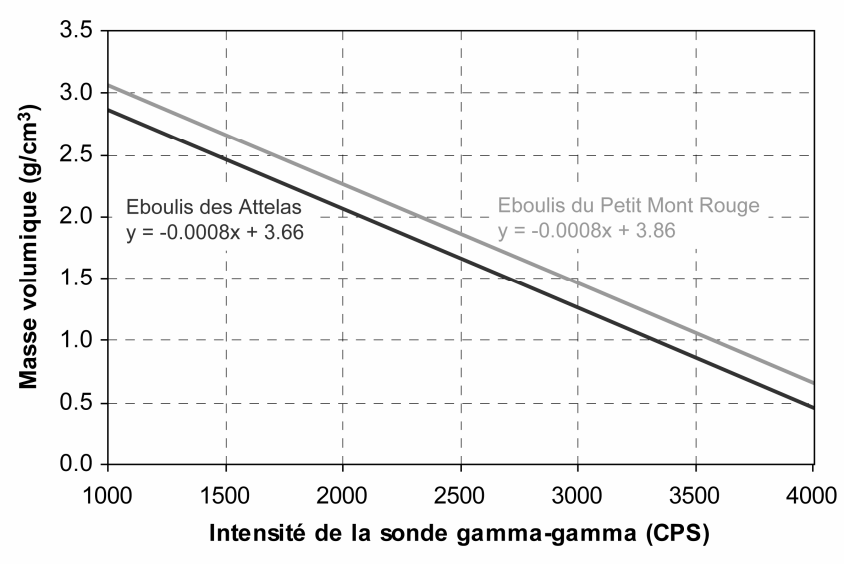


Fig. II.29 *– Calibration de la sonde gamma-gamma.*

4.8.4 Le log neutron-neutron

Le log neutron-neutron, appelé également log hydrogène, est effectué à l'aide d'une sonde contenant une source de neutrons rapides et d'un détecteur permettant de mesurer le flux de neutrons thermalisés existant à une certaine distance de la source. Le bombardement d'une formation par des neutrons rapides produit deux effets consécutifs complémentaires (CHAPELLIER 1987) : tout d'abord, un ralentissement dû aux collisions avec les atomes rencontrés, qui sera d'autant plus efficace lorsque l'atome rencontré aura une masse similaire à celle d'un neutron, comme cela est le cas des atomes d'hydrogène ; par la suite, une perte d'énergie des neutrons qui, au-dessous de 0.025 eV, permet leur thermalisation et donc leur capture par le détecteur à neutrons. Le rayon de pénétration des neutrons émis est d'environ 15 cm (VONDER MÜHLL & HOLUB 1992).
Le flux de neutrons dépend directement de la concentration en atomes d'hydrogène, qui est lié à la saturation en eau ou en glace (SCOTT *et al.* 1978, 1986). Le nombre de neutrons arrivant au détecteur augmente de manière exponentielle quand la concentration en hydrogène décroît, et vice versa (ELLIS 1986). Au contraire du log gamma-gamma, dans le log neutron-neutron la présence d'eau ou de glace correspond donc aux anomalies négatives. L'utilisation conjointe des deux logs devrait donc permettre de déterminer la stratigraphie des niveaux relativement riches en glace sur la base d'anomalies positives dans le log gamma-gamma contemporaines aux anomalies négatives dans le log neutron-neutron.
Dans des formations saturées, le log neutron-neutron permet de mesurer la porosité (CHAPELLIER 1987, VONDER MÜHLL & HOLUB 1992). L'outil ne répond pas seulement aux atomes d'hydrogène de l'eau liquide ou solide, mais également à l'hydrogène contenu dans le réseau cristallin des minéraux qui composent la roche. La valeur de porosité mesurée est donc définie comme porosité apparente ou

porosité neutron. Le log neutron-neutron est particulièrement sensible à de faibles variations de porosité pour des teneurs en eau ou en glace inférieures à 30% (VONDER MÜHLL & HOLUB 1992). Pour l'éboulis des Attelas, une calibration empirique a été tentée sur la base de valeurs de porosité estimées dans les forages. Pour une porosité nulle, une valeur de 1300 CPS a été choisie, correspondant à la valeur maximale mesurée par le log neutron-neutron dans la partie gelée des forages 1/2008 (fig. II.42) et 2/2008 (fig. II.44), tandis que pour une porosité de 50%, une valeur de 650 CPS a été choisie, correspondant à la valeur moyenne mesurée vers 11–12 m de profondeur dans le forage 1/2008, où une teneur en glace de 50% a été déterminée sur la base de l'analyse des propriétés des matériaux expulsés (cf. fig. II.41-A/B). Enfin, une valeur de 400 CPS a été choisie pour une porosité de 80% sur la base des données reportées par VONDER MÜHLL & HOLUB (1992). La courbe de calibration obtenue est la suivante (fig. II.30) :

$$\Phi_a = -0.0865 * I_{NN} + 111.08 \qquad \text{(II.25)}$$

Avec : Φ_a = porosité apparente [%] ; I_{NN} = intensité de la sonde neutron-neutron [CPS].

Cette relation donne des valeurs de porosité qui doivent être considérées de manière approximative parce qu'il s'agit d'une porosité apparente présumée sur la base d'une matrice homogène et de porosité absolue nulle, ce qui n'est évidemment pas le cas car les minéraux qui constituent les gneiss contiennent des atomes d'hydrogène. Comme pour le log gamma-gamma, la courbe de calibration établie pour les Attelas peut être considérée comme valable également pour le site des Lapires. Pour l'éboulis du Petit Mont Rouge, par contre, en raison de l'absence d'estimations de la teneur en glace dans les zones saturées, il n'a pas été possible de calibrer les mesures effectuées avec la sonde neutron-neutron pour obtenir la porosité.

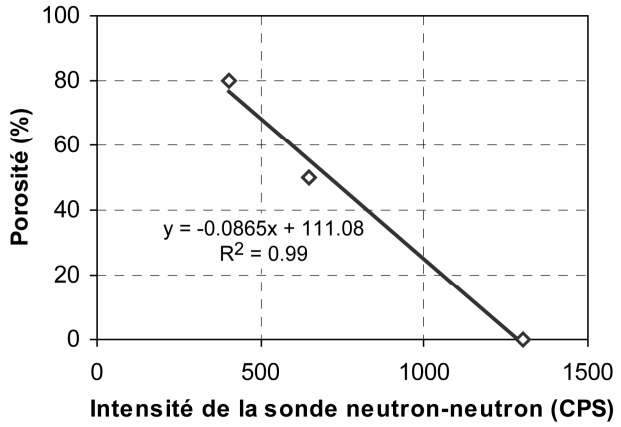


Fig. II.30 *– Calibration de la sonde neutron-neutron pour l'éboulis des Attelas.*

4.8.5 Mise en œuvre et appareillage

L'acquisition des données a été effectuée à l'aide d'un système portable de diagraphie de la firme étasunienne Mount Sopris Instrument Company Inc., composé d'un treuil MGX-II et d'un data logger digital MATRIX contrôlé par ordinateur portable (fig. II.31). Le câble ne permet pas seulement la liaison mécanique entre le treuil et la sonde et la mesure de la profondeur de celle-ci, mais également une liaison électrique permettant d'alimenter les détecteurs et de transmettre les données vers la surface. L'alimentation électrique est assurée grâce à une génératrice portable à essence. Les sondes gamma-gamma et neutron-neutron sont constituées d'une source au ^{137}Cs (activité de 0.185 GBq = gigabecquerels), respectivement une combinaison américium-béryllium (^{241}Am – ^{9}Be). La sonde gamma-ray naturel et le détecteur de la sonde gamma-gamma sont composés d'un compteur à scintillation permettant de mesurer les rayons gamma. Le détecteur de la sonde neutron-neutron fonctionne à l'helium-3 (^{3}He).
Pour limiter l'effet des variations de diamètre du trou, toutes les diagraphies ont été effectuées dans le tubage des forages un à deux ans après la réalisation de ceux-ci, afin de permettre à la partie de sous-sol adjacente aux tubes PVC de se colmater par apport en matériaux ou par déformation de la glace du pergélisol.



Fig. II.31 *– (A) Introduction de la sonde neutron-neutron dans le forage 2/2008 sur l'éboulis des Attelas (20.07.2009). Au premier plan, la boule de plomb pour l'écrantage de la source nucléaire de la sonde neutron-neutron. (B) Détails de l'acquisition des diagraphies dans le forage 12/2008 sur l'éboulis des Lapires (30.09.2010), avec le treuil portable MGX-II et le data logger digital MATRIX (sous l'ordinateur portable). Sur la droite de l'image, la caisse en bois avec l'écrantage au plomb de la source nucléaire de la sonde gamma-gamma.*

4.9 Autres méthodes

4.9.1 Granulométrie de la surface du sol

Les conditions de dépôt d'un sédiment peuvent être étudiées grâce à l'analyse granulométrique, permettant de déterminer la distribution statistique des tailles d'une population d'éléments d'un sédiment meuble. Dans cette étude, seule la fraction grossière des sédiments a été quantifiée. Des informations concernant les sables et les fines (limons et argiles) ne sont donc pas disponibles. La nomenclature des classes granulométriques de CAILLEUX & TRICART (1959), avec séparation des cailloux selon la classification de WENTWORTH (1922), a été utilisée :

- blocs (*boulders*) : > 200 mm
- gros cailloux (*cobbles*) : 64 – 200 mm
- petits cailloux (*pebbles*) : 20 – 64 mm
- graviers (*granules*) : 2 – 20 mm

Pour chaque station de mesure, la largeur d'au moins 100 éléments a été mesurée. Le classes de largeur retenues sont les suivantes (en cm) : <1 / 1–2 / 2–3 / 3–4 / 4–5 / 5–6 / 6–7 / 7–8 / 8–10 / 10–12 / 12–14 / 16–18 / 18–20 / 20–24 / 24–28 / 28–32 / 32–36 / 36–40 / 40–50 / 50–100 / > 100. Les analyses granulométriques sont représentées en courbes des fréquences cumulées semi-logarithmiques (fig. II.32). Les tailles sont représentées sur l'axe des abscisses en échelle logarithmique de base 10 en centimètres, et les ordonnées en échelle arithmétique de 0 à 100%. Les profils des courbes les plus caractéristiques sont au nombre de trois, et renvoient chacune à un type de dépôt différent (CUBIZOLLE 2009) :

- **Courbe logarithmique** : elle est presque droite et peut présenter des irrégularités, comme cela est le cas sur la figure II.32. Plus la courbe est redressée et plus la proportion des éléments fins est faible. Elle indique des matériaux peu triés (chaque fraction étant représentée en proportions similaires), dont le dépôt s'est effectué en vrac.
- **Courbe parabolique** : elle caractérise des accumulations forcées, dues à un ralentissement brutal et au dépôt rapide de la partie plus fine du matériel, alors que les éléments plus grossiers continuent leur chemin.
- **Courbe sigmoïde ou en S** : elle implique une variation modeste de la capacité de transport, avec l'agent de transport qui abandonne seulement une partie des sédiments transportés (accumulation sélective). La section droite de la courbe matérialise les classes granulométriques déposées.

D'autres paramètres utiles à la caractérisation du sédiment sont les quantiles (Q), en particulier la médiane (Q2), taille correspondant à 50% des éléments sur la courbe cumulative, et le diamètre maximal, caractérisant l'élément de plus grande taille pour chaque analyse granulométrique. Médiane et diamètre maximal reflètent l'énergie cinétique moyenne, respectivement maximale (COJAN & RENARD 2006).

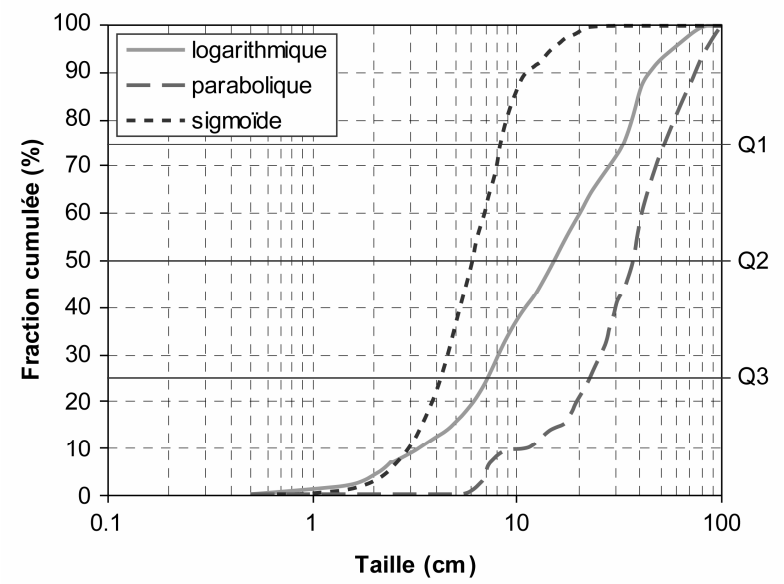


Fig. II.32 *– Exemple d'analyses granulométriques correspondant à la partie distale de trois éboulis de haute altitude. La courbe logarithmique a été obtenue sur le site des Attelas (cf. fig. II.37), la courbe parabolique sur le site des Lapires (cf. fig. II.83) et la courbe sigmoïde sur la partie sud de l'éboulis du Petit Mont Rouge (cf. fig. II.113-B). Pour l'explication, nous renvoyons aux trois figures citées. L'utilisation des quartiles (Q1, Q2, Q3) permet de calculer plusieurs indices ou coefficients (qui ne seront pas utilisés dans cette recherche) pour caractériser de façon quantitative le sédiment (voir* COJAN & RENARD *2006,* CUBIZOLLE *2009).*

4.9.2 Monitoring photographique à l'aide de caméras automatiques

Deux caméras automatiques ont été installées sur les sites des Attelas et du Petit Mont Rouge afin de pouvoir suivre l'évolution du manteau neigeux dans le temps (cf. LERJEN *et al*. 2003, PHILLIPS *et al*. 2009). Les caméras étant programmées pour prendre une à plusieurs photos par jour, les images issues des caméras permettent d'étudier la mise en place, l'évolution et les modalités de disparition du manteau neigeux. Ces images permettent également d'obtenir des informations sur les processus qui ont lieu à la surface des éboulis, comme le passage des avalanches, les chutes de blocs importantes ou la création de ravines dues à l'érosion torrentielle.
Sur le site des Attelas, une caméra semi-automatique a été installée le 31 mars 2009 (fig. II.33-A). Il s'agit d'un appareil photo reflex digital CANON avec mise au point automatique placé dans un boîtier en acier. La prise des photos se fait à l'aide d'une télécommande de minuterie dotée d'un retardateur (permettant de régler l'heure de la première photo) et d'un intervallomètre (permettant de régler l'intervalle entre chaque photo, dans notre cas 24 heures). Le nombre d'expositions maximal est de 99, ce qui nécessite d'aller télécharger les photos chaque trois mois environ. La caméra est programmée pour s'allumer deux minutes avant la prise de la photo, et se mettre automatiquement en veille deux minutes après. Pendant l'hiver, un mécanisme de dégivrage avec serpentine chauffante se met en fonction dix minutes avant la prise des photos pour permettre de nettoyer et sécher la vitre du boîtier en acier.

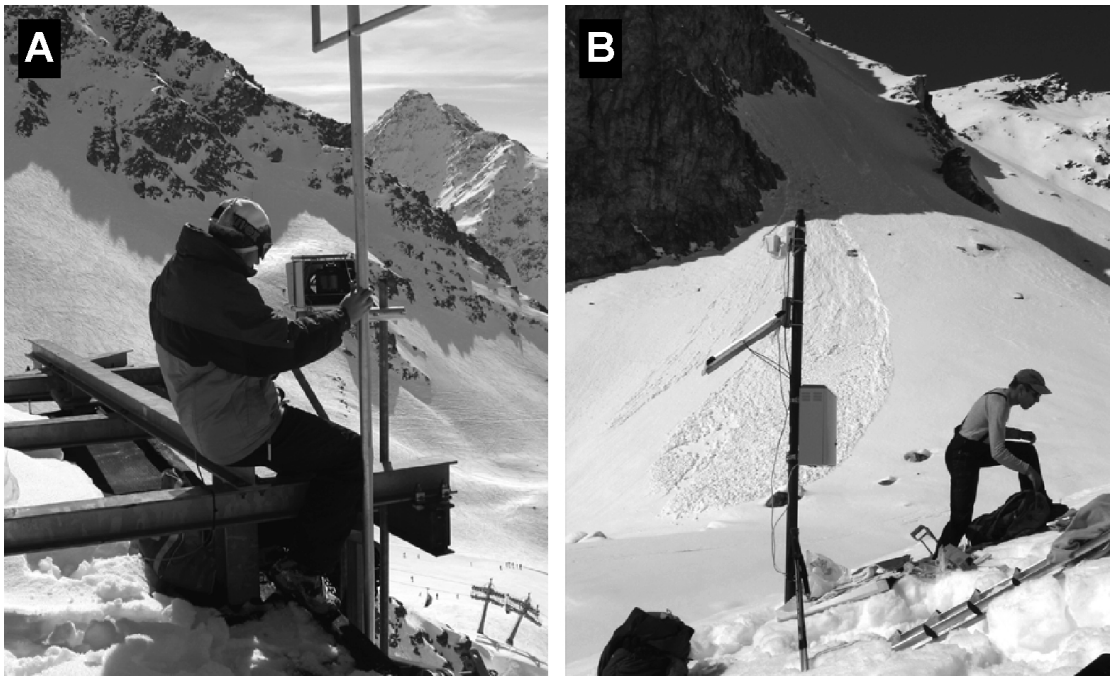


Fig. II.33 *– Installation des caméras automatiques sur les sites des Attelas (A) et du Petit Mont Rouge (B). Photo A : Christophe Lambiel.*

Au Petit Mont Rouge, une Webcam automatique alimentée par cellules photovoltaïques (panneau solaire) a été installée le 23 mars 2010 (fig. II.33-B). Il s'agit d'une caméra Mobotix MX-M12D-Sec-D22D135 avec double objectif de 22 mm et 135 mm avec mémoire flash de 16 Gb, fournie par la firme suisse ID electronic S.A. Elle est programmée pour prendre plusieurs photos par jour, qui doivent être téléchargées manuellement chaque 4–6 mois.

4.9.3 Calcul de la radiation solaire directe potentielle

La radiation solaire est un facteur important dans le bilan énergétique d'un pergélisol (FUNK & HOELZLE 1992, HOELZLE *et al*. 2001). La radiation solaire directe, en particulier, qui est dépendante de l'orientation, de la pente et de l'horizon, est très importante afin de quantifier l'input énergétique à la surface de la Terre, et peut avoir un impact important sur le pergélisol notamment pendant l'été (HOELZLE 1992). Elle peut être déterminée empiriquement grâce à un compas solaire (KRUMMENACHER *et al*. 2003) ou peut être calculée sur un modèle numérique de terrain (MNT) grâce à un système d'information géographique (SIG) (FUNK & HOELZLE 1992). C'est cette deuxième approche qui a été privilégiée dans cette recherche : l'objectif n'est pas d'avoir des informations ponctuelles permettant de calculer un bilan radiatif, mais plutôt d'avoir des informations concernant la répartition de la radiation solaire directe potentielle sur les différentes parties des éboulis étudiés. On parle de radiation potentielle car ces modèles donnent des valeurs sous des conditions de ciel clair (FUNK & HOELZLE 1992).

Le calcul de la radiation solaire directe a été réalisé grâce à l'outil « *Area solar radiation* » du logiciel ArcGIS sur la base d'un modèle numérique de terrain à 25 m fourni par SwissTopo (MNT25). Etant donné que l'influence de la radiation solaire sur un sol couvert par de la neige est minimale (HOELZLE 1992), le calcul (basé sur la latitude) a été fait sur la période comprise entre le 1er juillet et le 31 octobre afin d'avoir seulement la radiation solaire directe totale pendant la période sans neige. Le calcul a pris en considération un ciel uniforme, divisé en pixels de 200 m, et a été fait dans 32 directions selon les 8 orientations principales pour chaque demi-heure de la période considérée. Les résultats sont représentés sous forme de cartes de la radiation solaire directe potentielle totale pour l'ensemble de la période de calcul.

4.9.4 Le GPS différentiel

Le système de positionnement satellitaire GPS (*Global Positioning System*), développé par le Département de la défense étasunien, est basé sur un réseau de 24 satellites situés à 20'200 km de la surface de la Terre qui font le tour de la planète deux fois par jour (HOFFMANN-WELLENHOF *et al*. 2001). En mesurant le temps de parcours d'un signal émis par au moins quatre de ces satellites vers un récepteur satellitaire, il est possible de déterminer le positionnement spatial tridimensionnel de celui-ci avec la méthode de la triangulation. En raison des imprécisions liées à l'orbite des satellites, à la synchronisation entre les satellites et les récepteurs et à la déviation des signaux à travers la haute atmosphère, la précision du positionnement GPS est de l'ordre de 5–20 m (LAMBIEL & DELALOYE 2004).

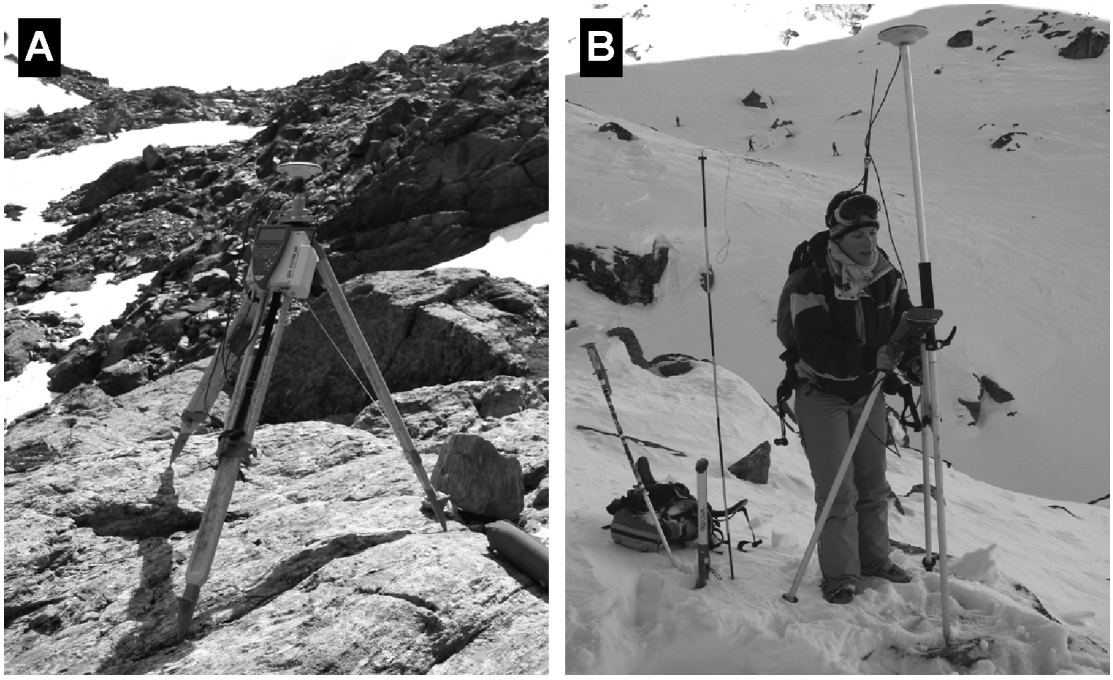


Fig. II.34 *– Antenne GPS de base fixe (A) et antenne GPS mobile permettant d'effectuer les mesures sur le terrain, vallon des Yettes Condjà (versant est du Mont Gelé).*

Pour pallier à ce problème, la technique du GPS différentiel (DGPS), permettant d'effectuer des mesures de déplacement avec une précision centimétrique (BERTHLING *et al*. 1998, MALET *et al*. 2002, LITTLE *et al*. 2003), a été développée. Cette technique nécessite l'utilisation de deux antennes réceptrices : une antenne de base fixe, nommée *reference* (fig. II.34-A) et une antenne mobile permettant d'effectuer les mesures de terrain, nommée *rover* (fig. II.34-B). L'antenne de base fixe est placée toujours au même endroit, de coordonnées connues, et permet de corriger en temps réel les valeurs mesurées à l'aide de l'antenne mobile (technique du RTK-GPS ; *Real-Time Kinematics* GPS, voir LAMBIEL & DELALOYE 2004). L'antenne mobile, connectée à l'antenne de base par liaison radio, permet de lever la position des points de mesure avec une précision le plus souvent inférieure à 5 cm. Comme le temps durant laquelle une mesure est effectuée est de quelques dizaines de secondes (positionnement de l'antenne et mesure) et tenant compte du temps de déplacement d'un point de mesure à l'autre et de la topographie, il est possible de lever entre 100 et 150 points de mesure par jour. Des anomalies dans la position de l'antenne de base d'une campagne de mesure à l'autre peuvent être détectées à l'aide de plusieurs points de contrôle (idéalement entre 3 et 5), situés sur des affleurements rocheux considérés comme stables (LAMBIEL 2006).
Dans cette étude, un équipement du type SR 530 de Leica Geosystems a été utilisé. Pour plus d'informations sur la mise en œuvre, l'interprétation des données et les potentialités de la technique DGPS dans le contexte périglaciaire alpin, voir les travaux de LAMBIEL & DELALOYE (2004) et LAMBIEL (2006).

5 Etudes de cas : résultats et interprétation

Cette partie est dédiée à la présentation des résultats des mesures effectuées sur les différents sites d'étude et à leur interprétation en termes de répartition du pergélisol, de stratigraphie des éboulis étudiés et d'apport des méthodes d'investigation utilisées. Cinq éboulis ont fait l'objet de mesures (cf. fig. I.2), dont trois ont été étudiés également via la réalisation de forages profonds. Trois d'entre eux occupent les versants nord-occidentaux du Mont Gelé, dans la région de Verbier–Nendaz : il s'agit des éboulis des Attelas (5.1), du Lac des Vaux (5.2) et des Lapires (5.3), tous constitués par les micaschistes et gneiss chloriteux de la Nappe du Mont Fort. Pour les deux autres sites, l'éboulis du Petit Mont Rouge (5.4) est constitué par les dolomies avec des alternances calcaires de la Série du Mont Dolin (Nappe de la Dent Blanche) et se situe dans la région d'Arolla, dans le secteur des Fontanesses, tandis que l'éboulis de Tsaté-Moiry (5.5), constitué par les calcschistes et serpentinites de la Nappe du Tsaté, se situe sur le versant septentrional de la Pointe du Tsaté, dans le Val de Moiry. Une discussion et une synthèse des principaux enseignements à retenir seront présentées dans le chapitre 6.

5.1 Eboulis des Attelas

5.1.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées

L'éboulis des Attelas se situe entre 2620 et 2800 m sur le versant ouest du Mont Gelé (3022.8 m) et constitue une vaste accumulation sédimentaire meuble de morphologie assez complexe (fig. II.35-A). Du nord vers le sud, nous trouvons un cône d'éboulis gravitaire (nommé « cône nord »), caractérisé dans sa partie distale par trois bourrelets constitués de blocs grossiers dont l'aspect laisserait penser à un fluage relativement profond (LAMBIEL 2006). Le cône principal, coalescent avec le cône nord, est constitué d'un grand éboulis de gravité remanié dans sa partie médiane-supérieure par des lobes de solifluxion et dans sa partie basale par des bourrelets de fluage. La partie sud du versant, enfin, présente un protalus rampart (fig. II.35-B), dont les caractéristiques morphologiques (aspect bombé, absence de végétation et de lichens, front très raide laissant apparaître des fines) suggèrent la présence de glace en profondeur. Une carte géomorphologique simplifiée du site est présentée à la figure II.36. Seul le cône principal a été analysé dans cette étude.
L'éboulis est dominé par une paroi rocheuse de 200 m de haut assez fracturée et délitée. Actuellement, les chutes de blocs sont relativement peu fréquentes, mais ont toujours lieu. C'était le cas, par exemple, le 14 juillet 2010 vers 14h30, quand deux blocs d'environ un m^3 se sont détachés de la paroi au-dessus du couloir sud de l'éboulis et se sont arrêtés dans le secteur du forage 1/2008 (fig. II.35-E). Ces blocs étaient recouverts, sur l'une de leurs faces, d'une mince patine de glace qui a tout de suite fondu. Malheureusement, il n'a pas été possible de déterminer s'il s'agissait de glace pérenne ou saisonnière.

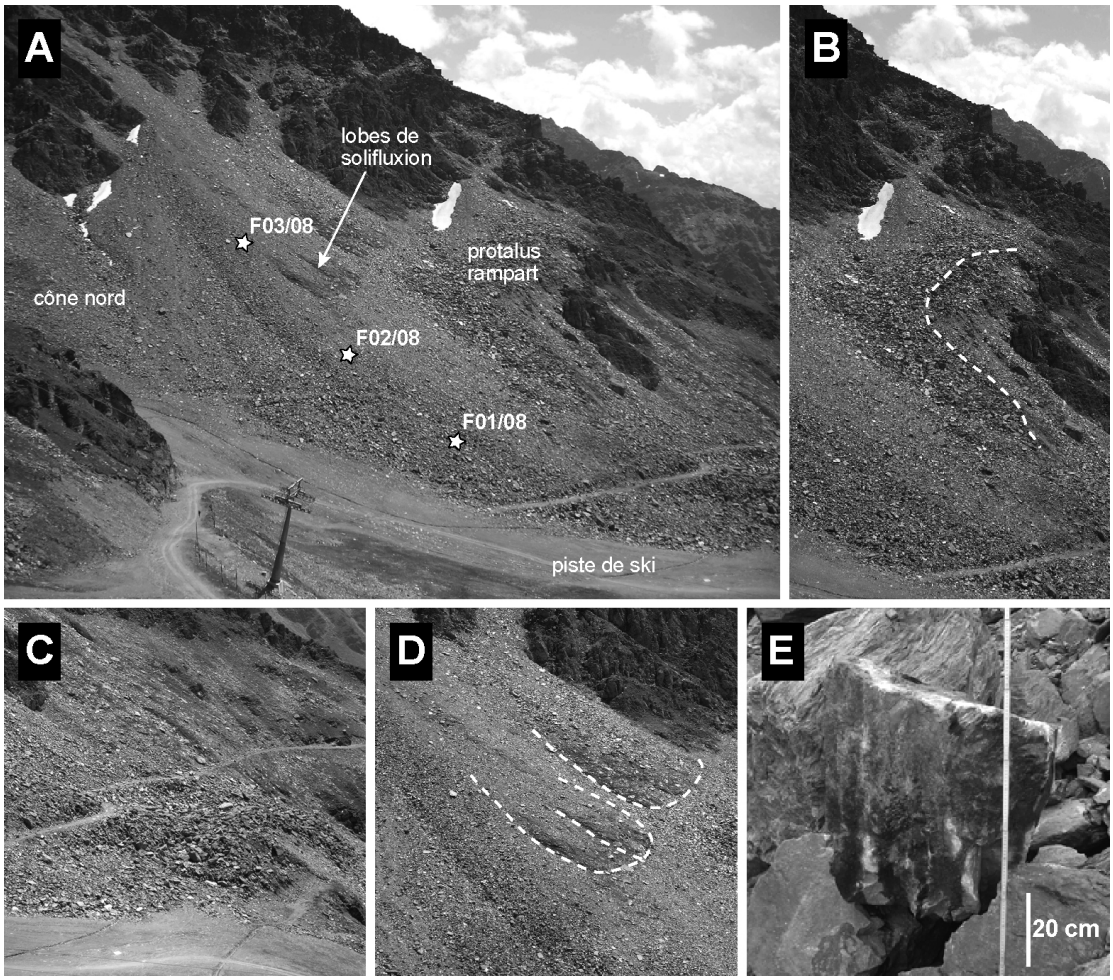


Fig. II.35 *– (A) Vue du cône principal de l'éboulis des Attelas, avec l'emplacement des trois forages réalisés en automne 2008. (B) Vue en détail du protalus rampart dans la partie sud de l'éboulis. En trait tillé, la partie supérieure du front. (C) Vue en détail du petit glacier rocheux qui prolonge les bourrelets de fluage relativement profond dans la partie inférieure sud de la pente. (D) Vue en détail des lobes de solifluxion dans la partie médiane de l'éboulis. (E) Bloc s'étant éboulé le 14 juillet 2010 à 14h30 sur l'éboulis des Attelas. La face qui donne vers l'observateur est humide en raison de la fonte d'une patine de glace qui recouvrait le bloc.*

Le cône principal a une pente moyenne de 29° et peut être divisé en trois secteurs. La granulométrie de surface est connue grâce à sept stations de mesure réparties sur un profil amont-aval (fig. II.36 et II.37). Le secteur supérieur de l'éboulis est constitué de quelques petits blocs (< 40 cm) et gros cailloux dans une matrice de petits cailloux et graviers, comme le témoigne la forme sigmoïde du profil G7. Légèrement plus bas (profil G6), la répartition granulométrique est similaire, avec plus de gros cailloux. Le secteur médian de la pente présente, dans la partie nord (profils granulométriques G3 et G4), des blocs de taille inférieure à 50 cm et des cailloux de toute taille, avec une prédominance de petits cailloux et de graviers dans la zone du profil G3, qui présente ça et là une végétation éparse.

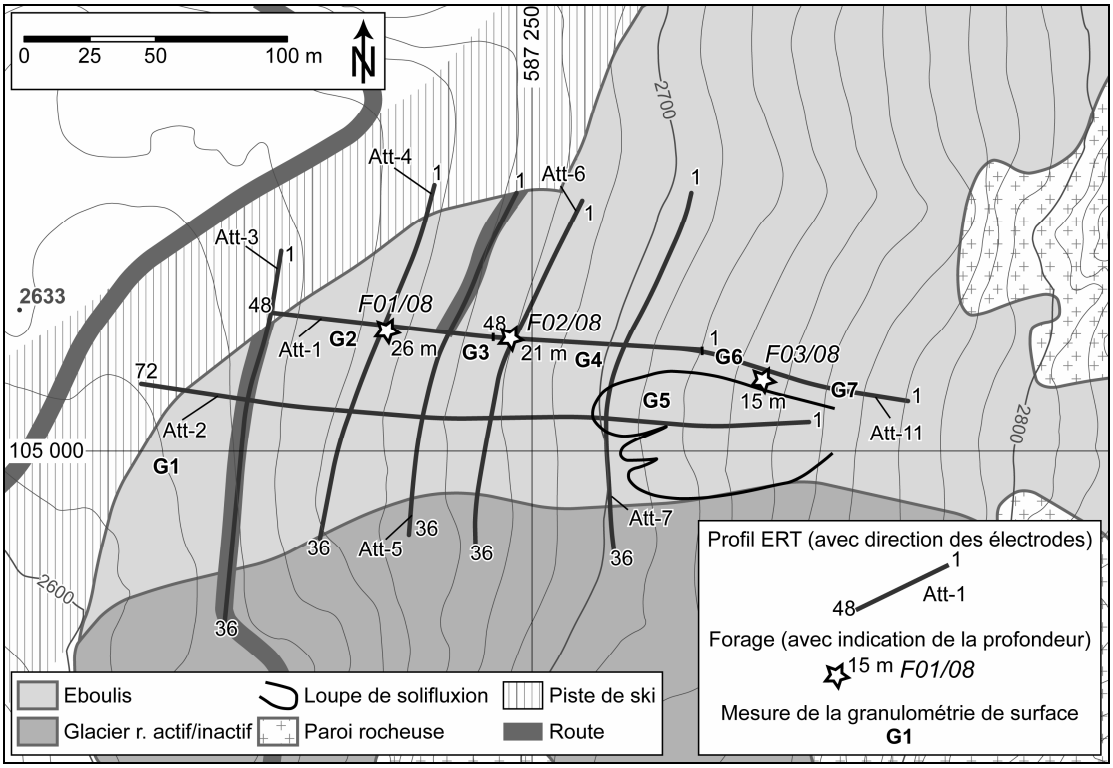


Fig. II.36 *– Carte géomorphologique simplifiée de l'éboulis des Attelas avec localisation des forages, des profils ERT et des stations de mesure de la granulométrie de surface.*

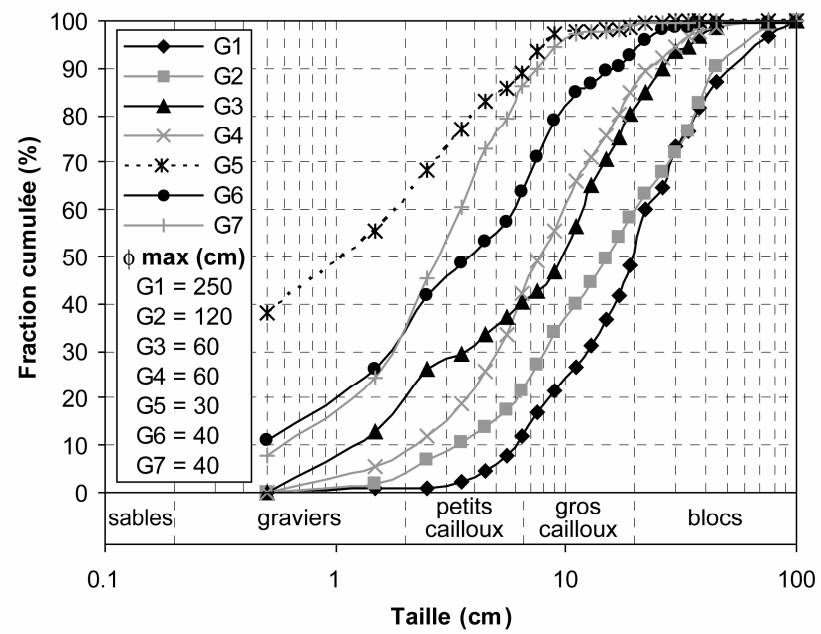


Fig. II.37 *– Courbes granulométriques mesurées à la surface de l'éboulis des Attelas. Pour l'emplacement des stations de mesure, voir la figure II.36. A noter le déplacement presque en parallèle des courbes granulométriques (exception faite du profil G5), traduisant une diminution de la taille des éléments de l'aval vers l'amont.*

La partie la plus méridionale du secteur médian est occupée par de grandes loupes de solifluxion, partiellement couvertes par une mince couverture pédologique et par de la végétation sous forme de pelouse alpine (fig. II.35-D). La granulométrie de surface des loupes présente quelques (rares) blocs de taille inférieure à 30 cm et gros cailloux dans une matrice composée à plus de 60% par des graviers (profil G5). La partie constituée par les sables et les fines n'a pas été quantifiée. Le secteur inférieur, complètement dépourvu de plantes vasculaires, est constitué par une répartition assez homogène de blocs décimétriques à métriques (~40%), de gros cailloux (~36%) et de petits cailloux (~10–20%), d'où la forme presque logarithmique des courbes granulométriques G1 et G2. Les graviers sont pratiquement absents. Dans ce secteur, la partie la plus distale de l'éboulis (G1) est la plus grossière, avec des blocs qui peuvent dépasser 200 cm de largeur.

Des bourrelets bien développés dans la partie distale sud de la pente suggèrent un fluage relativement profond du pergélisol. Ces bourrelets sont prolongés vers l'aval par un petit glacier rocheux (fig. II.35-C), qui est également coalescent avec le protalus rampart de la partie sud du versant. L'aspect bombé et intact de ce glacier rocheux laisse penser qu'il contient encore de la glace. Des analyses d'images obtenues par interférométrie radar par satellite (InSAR) (DELALOYE *et al*. 2005), par DGPS et par Laser Scanner 3D (RIFF 2008), montrent que le protalus rampart est probablement actif, avec un ordre de grandeur des déplacements mesurées de quelques cm/mois, tandis que le reste du versant présente des mouvements d'au maximum quelques cm/an, confirmant que, du point de vue dynamique, les différents bourrelets de fluage et le petit glacier rocheux en pied de versant sont peu actifs.

Si l'on ne tient pas compte des loupes de solifluxion, qui ont pour effet de remanier la granulométrie de la surface de l'éboulis, on a une pente où la taille des éléments augmente vers l'aval de manière presque linéaire, comme le prouve l'allure presque parallèle des courbes granulométriques (exception faite pour le profil G5) sur la figure II.37, avec un déplacement vers les tailles plus petites en fonction de l'altitude. Ces données confirment donc que l'éboulis des Attelas est un éboulis de gravité en partie soliflué dans sa partie médiane-supérieure.

Dans la partie basse du versant d'éboulis, la morphologie originelle a été perturbée par deux tronçons de route et par des travaux de terrassement effectués pour l'aménagement d'une piste de ski (fig. II.36). Ces travaux ont, entre autre, nivelé presque complètement la couverture morainique et un grand glacier rocheux fossile s'étendant sur plusieurs centaines de mètres dans la combe de Médran (glacier rocheux « Comba Médran 2 », voir LAMBIEL 1999), alimenté par le versant ouest du Mont Gelé et donc prolongeant l'éboulis des Attelas (LAMBIEL & REYNARD 2003b).

Ce site a déjà fait l'objet de plusieurs études. LAMBIEL (1999) et LAMBIEL & REYNARD (2003b) ont décrit et cartographié les glaciers rocheux et les éboulis de la combe de Médran. La répartition du pergélisol et le régime thermique de l'éboulis des Attelas ont été étudiés par LAMBIEL (2006) et LAMBIEL & PIERACCI (2008) sur la base d'investigations géoélectriques (sondages et traînés) et thermiques

(campagnes BTS et monitoring des températures de la surface du sol) menées depuis 2001. Une synthèse des résultats obtenus par LAMBIEL (2006) est présentée à la figure II.38.

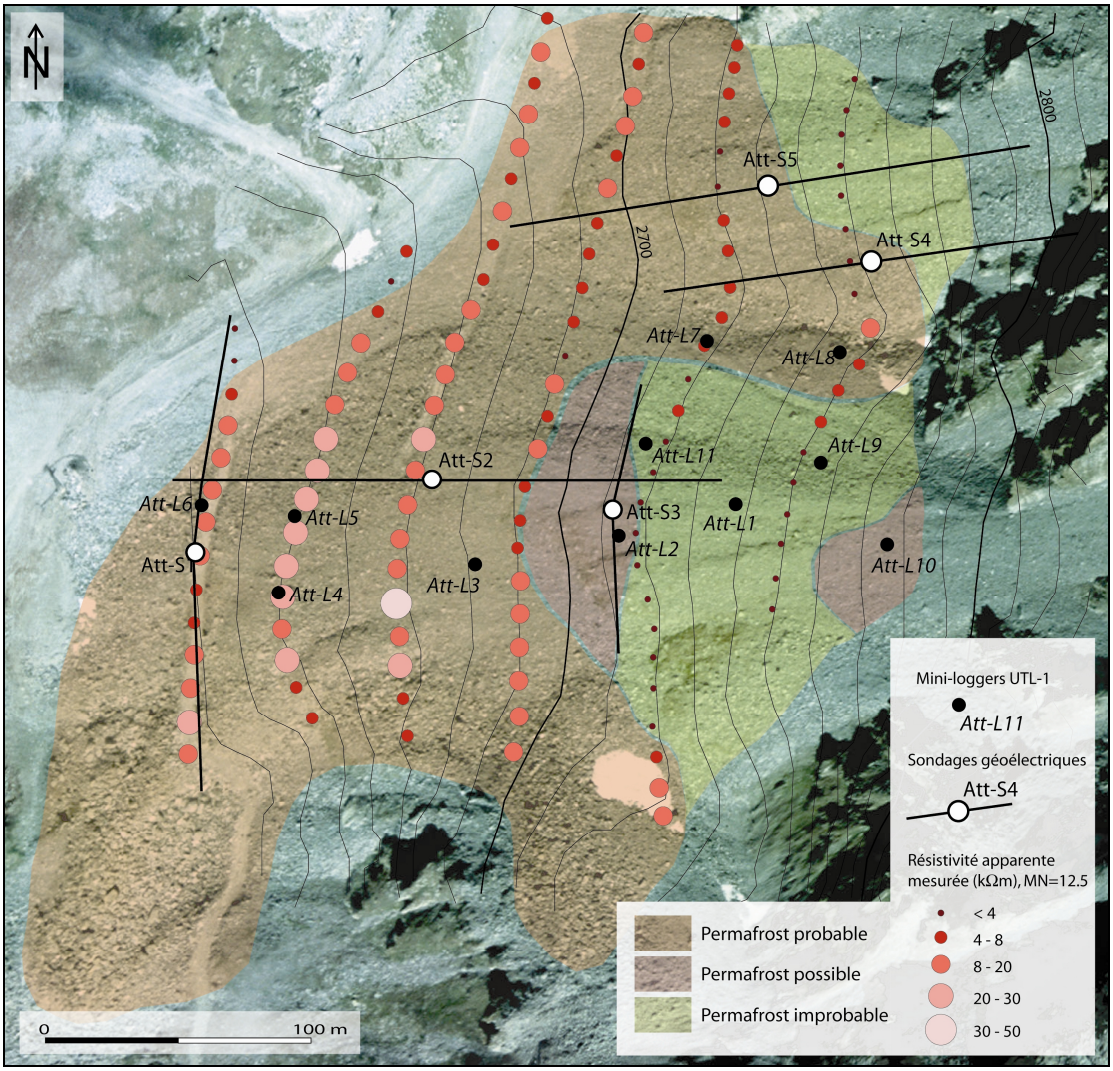


Fig. II.38 *– Répartition supposée du pergélisol dans les deux cônes d'éboulis des Attelas en fonction des différentes mesures effectuées sur le site jusqu'en 2006. Source : LAMBIEL (2006 : 95). Reproduit avec l'autorisation de l'auteur.*

Selon cet auteur, le pergélisol est probablement présent seulement dans la partie inférieure de la pente, en aval de l'actuel forage 2/2008. Etant données les résistivités électriques mesurées relativement faibles, il en conclut qu'il doit s'agir d'un pergélisol au maximum saturé en glace. Une zone où le pergélisol est possible est présente à la base des loupes de solifluxion et dans la partie apicale de l'éboulis, tandis que dans le reste de la partie supérieure, la présence de pergélisol est improbable. Sur la base des mesures thermiques, LAMBIEL (2006) suspecte la

présence d'un effet de cheminée, ce qui expliquerait l'absence de pergélisol dans la partie supérieure de l'éboulis. Dans le secteur supérieur, en effet, les mesures thermiques montrent que les zones à blocs sont moins froides que les zones à granulométrie plus fine, témoignant d'une advection ascendante d'air qui opérerait préférentiellement dans les terrains poreux et qui se ferait difficilement dans les zones plus fines comme les loupes de solifluxion (faible porosité), ce qui aurait pour conséquence de ne pas les réchauffer autant que les zones plus grossières.

Plus récemment, la dynamique du site a été étudiée par RIFF (2008) à l'aide du DGPS et de deux scannages par Laser terrestre 3D (Lidar) effectués pendant l'été 2007, montrant que les formes de fluage dans la partie inférieure de l'éboulis sont inactives et que les chutes de blocs sont peu fréquentes. Une synthèse des recherches menées sur ce site est présentée par LAMBIEL & DELALOYE (2005) pour la période 2004–2005 et par LAMBIEL *et al.* (2009a) pour la période 2006–2009. Les résultats préliminaires de cette étude ont été présentés par LAMBIEL *et al*. (2008a), LAMBIEL & SCAPOZZA (2009), DELALOYE *et al*. (2009) et SCAPOZZA *et al*. (2009a, 2010b, c, 2011a). Depuis 2008, le site des Attelas fait également partie du réseau suisse de monitoring du pergélisol PERMOS (voir PERMOS 2010).

Les données à ce jour inédites à disposition pour cet éboulis sont les suivantes : la stratigraphie et les profils de température dans 3 forages ; les températures de l'air à 2 m du sol au milieu de l'éboulis ; les données de diagraphies nucléaires dans les 2 forages inférieurs ; 7 profils ERT, dont 2 longitudinaux et 5 transversaux à la pente, pour un total de 348 électrodes espacées de 4 m. Pour un de ces profils, des données enregistrées à 7 dates différentes entre août 2007 et juillet 2010 sont disponibles (profil ERTM) ; 1 profil RST longitudinal à la pente à 24 géophones espacés de 6 m ; des enregistrements en continu de GST en une douzaine d'emplacements ; des photos journalières du versant depuis le 31 mars 2009.

5.1.2 Structure sédimentaire et thermo-stratigraphie des forages

5.1.2.1 Stratigraphie des forages

Trois forages ont été réalisés sur un profil amont-aval sur l'éboulis des Attelas pendant le mois de septembre 2008 (fig. II.35-A ; pour les caractéristiques techniques, voir le tableau II.3). Leur stratigraphie est présentée à la figure II.39.

Le premier forage (01/2008), atteignant une profondeur de 26.0 m, a été réalisé dans la partie inférieure de la pente (2661 m). La proche subsurface est composée d'un niveau de sédiments non gelés de 3.4 m d'épaisseur, avec des blocs décimétriques à métriques sans matrice, reposant sur le toit des sédiments gelés, qui présente une certaine quantité de glace avec peu de fragments de roche. Au-dessous du toit des sédiments gelés, des niveaux composés de blocs et de gros cailloux peu compacts, étant en alternance plus pauvres ou plus riches en glace, sont présents (éboulis typique) (fig. II.40).

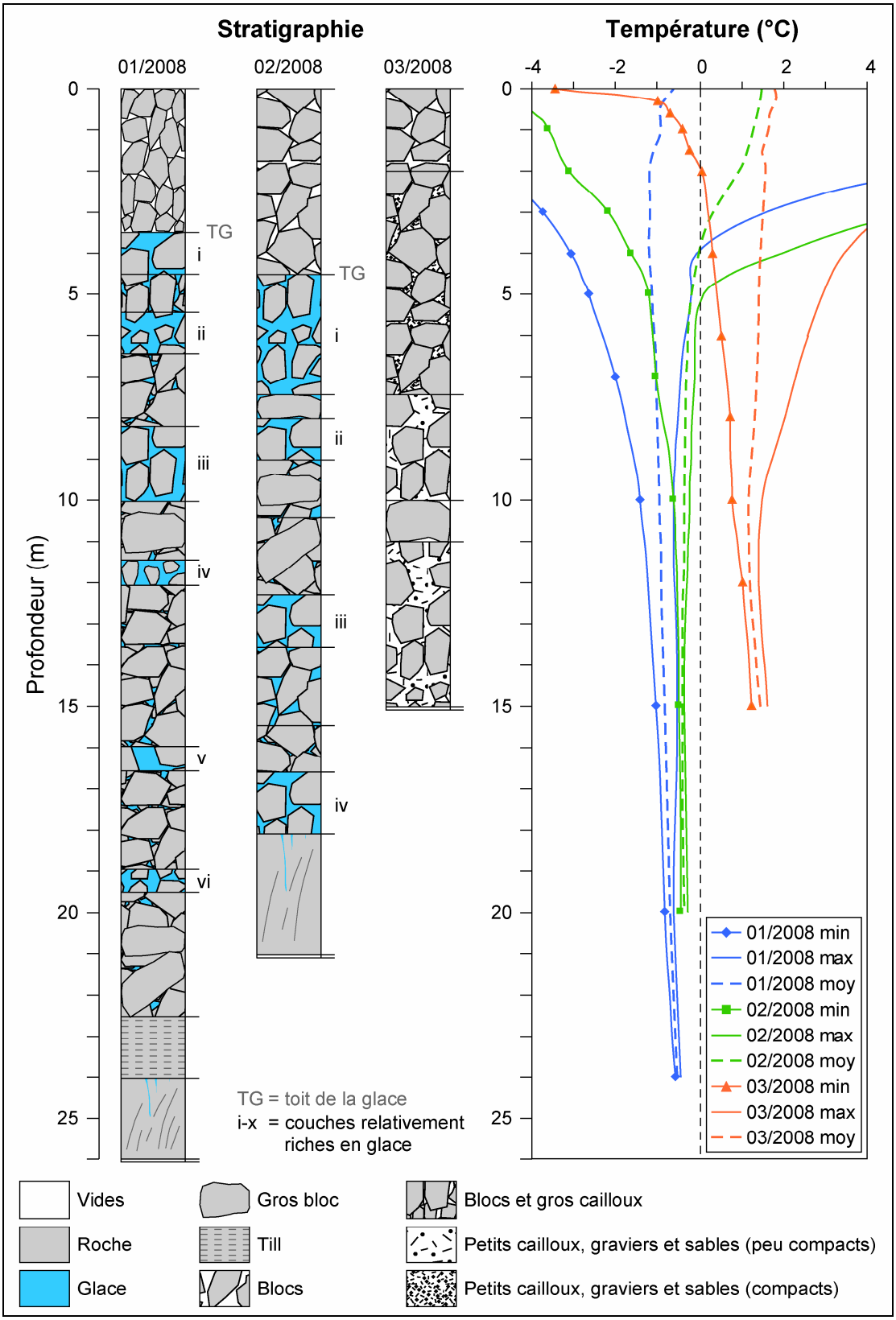


Fig. II.39 *– Stratigraphie et profils thermiques pour la période comprise entre le 11 novembre 2008 et le 30 septembre 2010 pour les trois forages de l'éboulis des Attelas.*

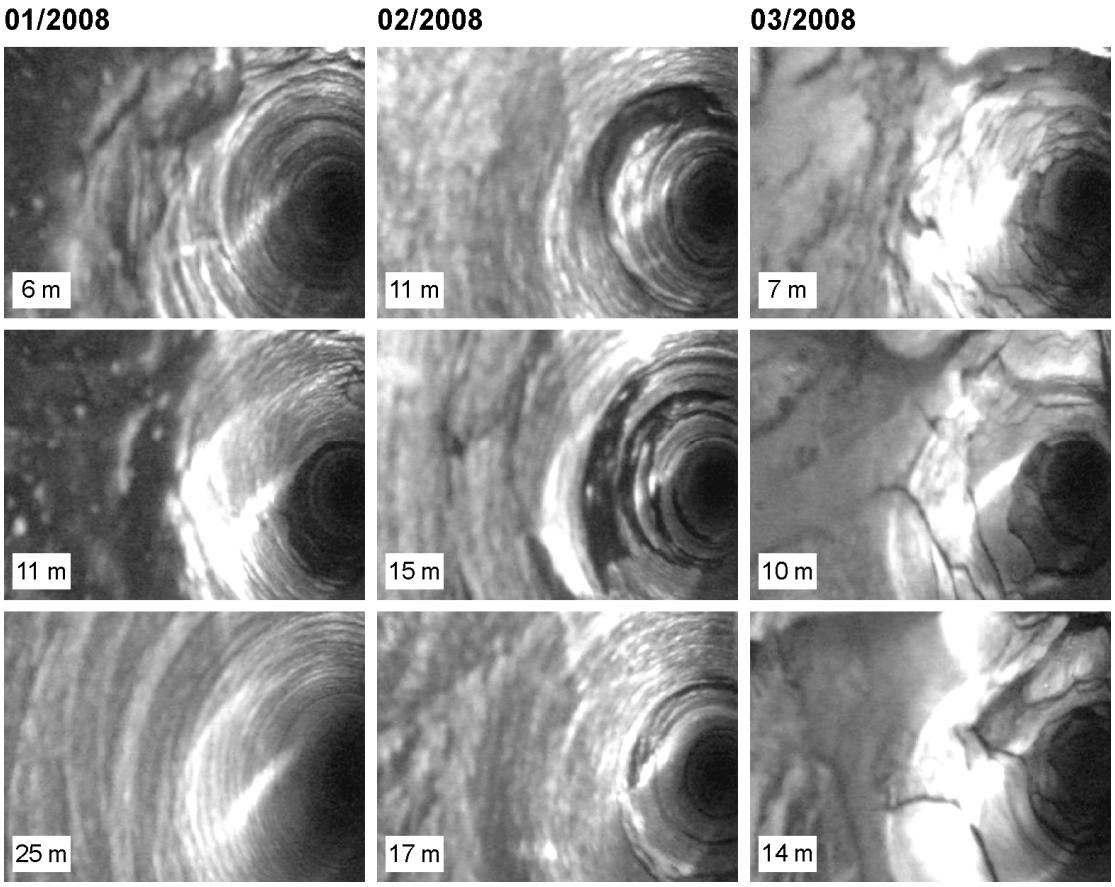


Fig. II.40 *– Photographies réalisées à l'aide de la caméra de diagraphie à l'intérieur des forages de l'éboulis des Attelas. A noter la différence entre les clichés issus des forages 1/2008 et 2/2008, où des sédiments gelés sont présents, et le forage 3/2008, où la glace est absente.*

La teneur en glace n'est pas homogène ; entre 3.4 et 19.5 m de profondeur, six couches relativement riches en glace sont présentes. La teneur en glace a été estimée entre 10 et 50% ; cette dernière valeur est basée sur un prélèvement de matériaux éjectés du forage vers 11.5–12.0 m de profondeur (fig. II.41-A/B). Des niveaux avec très peu, voire pas de glace, sont présents à 12.0–16.0, 16.5–19.0 et 19.5–22.5 m de profondeur. Entre 22.5 et 24.0 m de profondeur, une couche composée de très peu de fragments de roche dans une matrice très abondante, de granulométrie allant des sables fins aux limons, a été interprétée comme du till (de fond ?). La roche en place a été atteinte vers 24.0 m de profondeur (fig. II.40), tandis que la base des sédiments gelés n'a pas été atteinte.

Le trou 2/2008 a été foré dans le secteur intermédiaire de l'éboulis (2689 m) et fait 21.0 m de profondeur. Au-dessous d'une couche de 4.5 m d'épaisseur, composée de blocs décimétriques sans matrice (éboulis poreux de surface), 13.5 m de « béton de glace » sont présentes (fig. II.40). Cette section est constituée par une alternance de niveaux de petits blocs et gros cailloux, peu compacts, avec au-moins quatre couches relativement riches en glace. Sur la base des fragments de roche et de glace

expulsés du trou lors de la perforation, la teneur en glace à 4.5–5.0 m (fig. II.41-C/D) et à 16.5–17.0 m de profondeur a été estimée à environ 10%. La roche en place se situe vers 18.0 m de profondeur, tandis que, comme pour le forage 1/2008, la base des sédiments gelés n'a pas été atteinte.

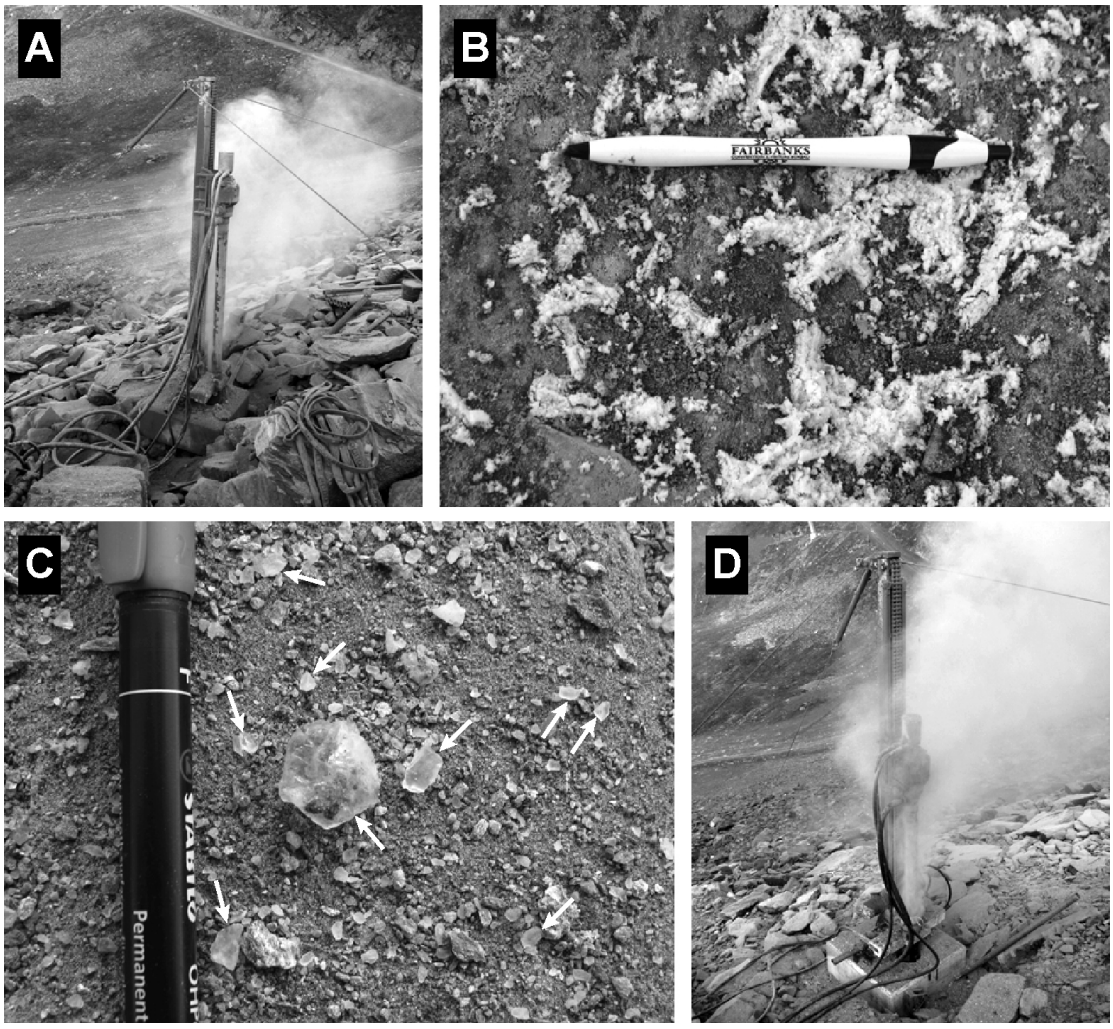


Fig. II.41 *– Eboulis des Attelas : pulvérisation de quantités assez importantes de glace de congélation (A) qui retombent sous forme de « neige » (B) pendant la réalisation du forage 1/2008 quand le marteau se situait vers 11.5–12.0 m de profondeur (30.09.2008) et fragments de glace de congélation (flèches pour les fragments plus grands) (C) issus du forage 2/2008 (D) quand le marteau se situait vers 4.5–5.0 m de profondeur (26.09.2008).*

Le forage 3/2008, enfin, a été effectué dans le secteur supérieur de l'éboulis, en amont des loupes de solifluxion, à une altitude de 2741 m. Ce trou a une profondeur de 15.2 m et ne présente pas de sédiments gelés (fig. II.40). Au-dessous d'une couche poreuse de surface, composée de blocs décimétriques et de gros cailloux sans matrice, une couche de 5.5 m d'épaisseur, moins poreuse, constituée de cailloux et petits blocs supportés par les éléments dans une matrice compacte en

alternance sableuse fine à graveleuse, a été trouvée. La deuxième moitié du trou, entre 7.5 et 15.2 m de profondeur, est plus poreuse, avec des blocs décimétriques à métriques avec peu de matrice, constituée par des sables grossiers et des graviers. Deux prélèvements de fragments de roche réalisés vers 5.0–5.2 et 11.5 m de profondeur ont montré que les sédiments de la partie supérieure de l'éboulis étaient, au moment du forage, complètement secs, confirmant ainsi l'absence de glace. Dans ce forage, la roche en place n'a pas été atteinte.

5.1.2.2 Thermo-stratigraphie de l'éboulis des Attelas

Les profils thermiques présentés à la figure II.39 sont basés sur les mesures effectuées entre le 11 novembre 2008 et le 30 septembre 2010, soit à peu près sur deux années hydrologiques complètes. La différence dans le régime des températures entre les trois forages est évidente. Les températures mesurées dans les deux forages aval (1/2008 et 2/2008) sont en permanence négatives au-dessous d'une couche gelée de manière saisonnière, indiquant la présence de pergélisol. La base du pergélisol n'a pas été atteinte. Les températures dans le forage 3/2008 sont toujours positives (exception faite des températures minimales dans les deux premiers mètres du terrain), indiquant l'absence de pergélisol.
Les températures moyennes sont toujours négatives dans la partie basse de l'éboulis (1/2008), positives dans les 4.0 premiers mètres du sous-sol au forage 2/2008 et toujours positives dans la partie haute de la pente (3/2008). Le pergélisol est de type froid dans le forage 1/2008 et semi-tempéré dans le forage 2/2008. Les profils thermiques indiquent un pergélisol qui n'est pas à l'équilibre avec les conditions climatiques : les courbes sont nettement incurvées vers les températures positives et le gradient géothermique à partir de 10.0 m de profondeur est sub-normal pour 1/2008 (2.3 °C/100m) et très faible pour 2/2008 (1.0 °C/100m). Le gradient géothermique pour le forage 3/2008 est par contre le plus important (2.6 °C/100m).
L'épaisseur de la couche active est connue grâce aux températures maximales. Elle augmente du secteur inférieur vers le secteur intermédiaire de l'éboulis, avec 3.8 m pour le forage 1/2008 (pratiquement invariée pour 2008/2009 et 2009/2010) et 5.5 m pour le forage 2/2008 (où elle est passée de 5.2 m en 2008/2009 à 5.8 m en 2009/2010) (voir aussi la figure II.66).
Les températures moyennes les plus basses se situent à la base de la couche active entre 2.0 et 4.0 m de profondeur pour le forage 1/2008 (-1.2°C). Le forage 2/2008 est moins froid, avec une température moyenne minimale de -0.4°C entre 10.0 et 20.0 m de profondeur. La température moyenne minimale dans le forage 3/2008, pour terminer, est de +1.1°C (+1.0°C pour 2008/2009 et +1.3°C pour 2009/2010), enregistrée à 10.0 m de profondeur.

5.1.2.3 Synthèse sur la structure et la thermo-stratigraphie des forages

La structure sédimentaire et la thermo-stratigraphie des trois forages sur le site des Attelas indiquent qu'**un pergélisol est présent dans les forages 1/2008 et 2/2008 et absent dans le forage 3/2008**, avec une augmentation des températures du terrain et de l'épaisseur de la couche active du secteur inférieur vers le secteur supérieur de l'éboulis.

5.1.3 Propriétés nucléaires du pergélisol

Des diagraphies nucléaires (logs gamma-ray naturel, gamma-gamma et neutron-neutron) ont été effectuées le 20 juillet 2009 dans les deux forages inférieurs de l'éboulis des Attelas. Les résultats des diagraphies sont présentés aux figures II.42 et II.44, tandis que leur interprétation en termes de teneur en glace, porosité et stratigraphie « nucléaire » de l'éboulis est présentée aux figures II.43 et II.45. La sonde gamma-gamma a été calibrée à l'aide de l'équation II.22 pour obtenir la masse volumique. La teneur en air (porosité) et en glace a été calculée sur la base de l'intensité de la sonde gamma-gamma à l'aide de l'équation II.24, tandis que la porosité a été calculée sur la base de l'intensité de la sonde neutron-neutron à l'aide de l'équation II.25. Les profils de température présentés aux figures II.43 et II.45 sont basés sur la moyenne journalière du 19 juillet 2009, jour précédant celui où les diagraphies ont été réalisées. Les données du 20 juillet 2009 n'ont pas été utilisées en raison des perturbations thermiques induites par les sondes de diagraphie et par le fait que la chaîne de capteurs de température a dû être sortie du forage. Toutes les données ont été filtrées à l'aide d'une moyenne mobile sur 10 périodes.

5.1.3.1 Le log gamma-ray naturel

Dans les deux forages, l'enregistrement des variations des rayons gamma présente plusieurs anomalies bien marquées. Globalement, le log du forage 1/2008 présente une tendance à l'augmentation de l'intensité des rayons gamma entre 2.0 et 20.0 m, ce qui pourrait traduire une diminution de la porosité avec la profondeur du fait de la matrice plus abondante entre les éléments. Etant donné que la matrice est constituée principalement de particules issues de l'érosion mécanique des blocs éboulés, elle devrait avoir les mêmes propriétés minéralogiques, et donc nucléaires, que celle des débris de roche. Cette tendance n'est pas présente dans le log mesuré dans le forage 2/2008, qui présente des anomalies de plusieurs dizaines de CPS bien marquées. Le passage dans la roche en place est marqué par une anomalie positive plus importante (150 CPS), avec une diminution des valeurs par la suite.
L'éboulis n'étant probablement pas sursaturé en glace, il est difficile de détecter des couches qui en sont particulièrement riches ; cela pourrait être le cas des niveaux riches en glace *ii*, *iii* et *v* dans le forage 1/2008 et (*i*), *ii* et *iv* dans le forage 2/2008, mais il est difficile de savoir si la diminution de l'intensité d'émission de rayons gamma est liée à la présence de plus de glace ou a des changements dans la quantité de débris rocheux et de matrice interstitielle.

5.1.3.2 Le log gamma-gamma

Le passage entre la couche active et le corps du pergélisol est visible dans les deux forages par une importante diminution dans l'intensité de la sonde gamma-gamma. Ce comportement est particulièrement évident dans le forage 2/2008, où l'on passe d'environ 3500 CPS à moins de 2000 CPS en l'espace de quelques mètres. Comme on peut le voir sur le profil de la teneur en air (fig. II.45), les valeurs élevées enregistrées par la sonde gamma-gamma dans la première partie de la couche active traduisent une porosité importante, assez typique pour cette partie superficielle de l'éboulis.

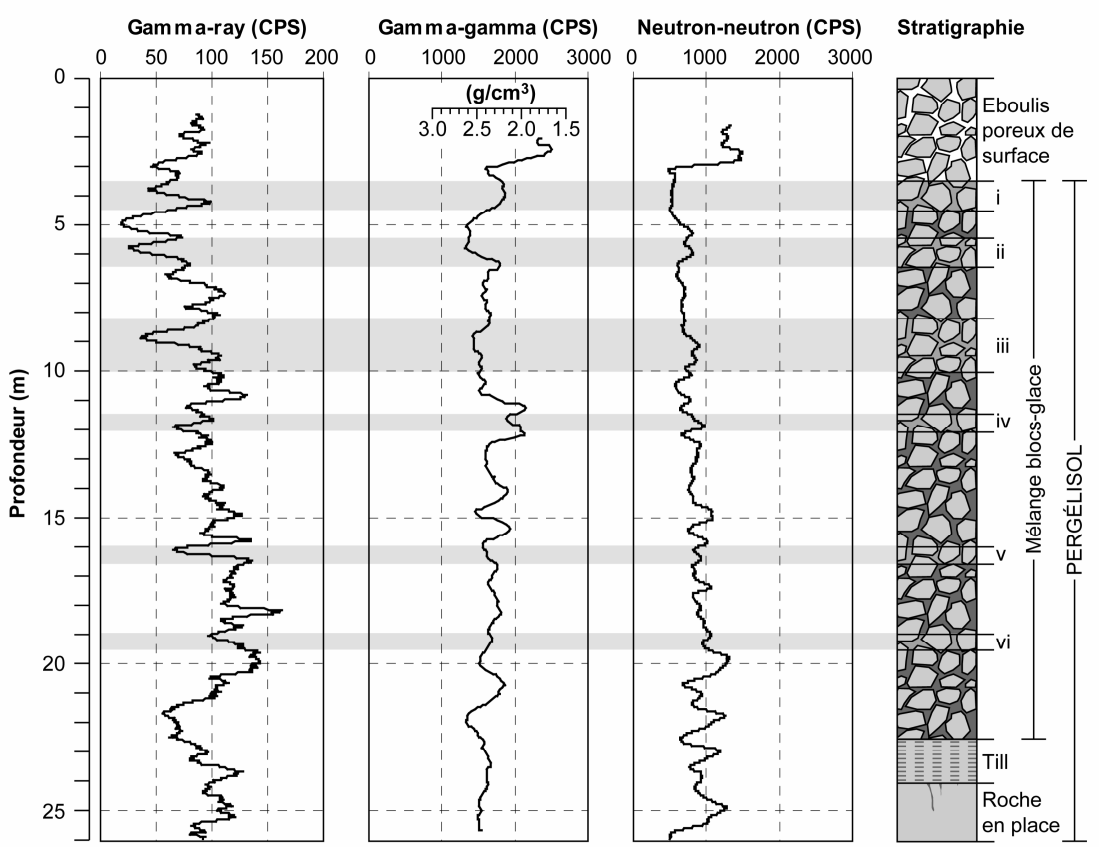


Fig. II.42 *– Résultats des diagraphies effectuées le 20 juillet 2009 dans le forage 1/2008 sur l'éboulis des Attelas. i–vi : couches relativement riches en glace.*

La base de la couche active à l'emplacement du forage 2/2008 présente une masse volumique importante et une teneur en air (porosité) pratiquement nulle : il est vraisemblable que cette partie est colmatée par des fines qui ne peuvent pas être lavées plus en profondeur en raison de la présence du toit du pergélisol. Ce comportement est moins évident pour le forage 1/2008, où les blocs de plus grande taille favorisent peut-être moins le colmatage des vides en profondeur, avec une teneur en air (porosité) de 12% au minimum. Vers le fond des deux forages, les variations d'intensité de la sonde gamma-gamma deviennent plus faibles (diminution de la porosité), traduisant une compaction de l'éboulis par augmentation de la matrice interstitielle et le passage dans la roche en place.

L'interprétation en termes de teneur en glace est particulièrement intéressante : elle permet de déceler plusieurs niveaux où la teneur en glace est supérieure à 20%, avec des pics atteignant 40% (voir plus bas, chapitre 5.1.3.4). Globalement, cette information confirme qu'à l'emplacement des deux forages l'éboulis est sous-saturé en glace sur toute son épaisseur (la teneur en glace est en effet pratiquement toujours inférieure à la porosité apparente). Les anomalies négatives avec des intensités inférieures à 1500 CPS (masse volumique supérieure à 2.5 g/cm^3) correspondent probablement à la présence de gros blocs, se traduisant par une augmentation de la masse volumique et par une diminution de la teneur en glace.

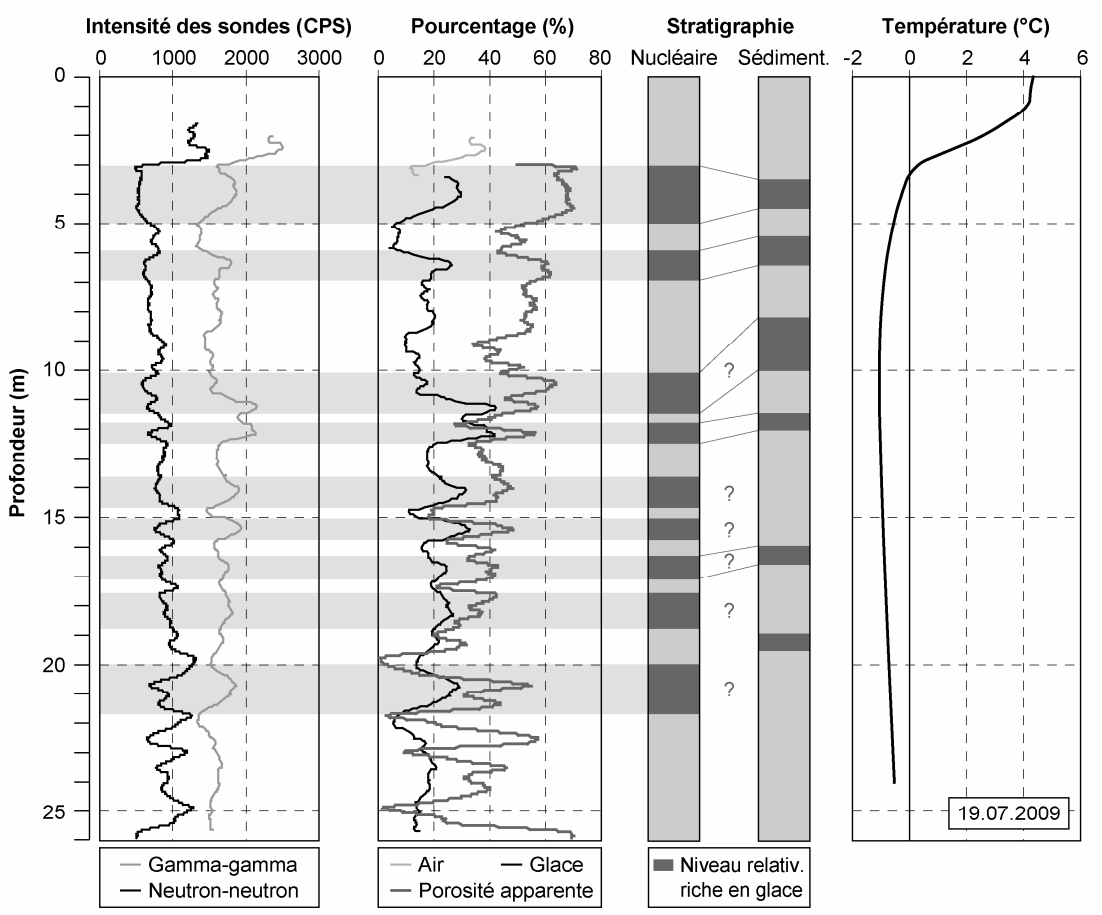


Fig. II.43 *– Interprétation en termes de teneur en glace, de porosité et stratigraphique des diagraphies effectuées le 20 juillet 2009 dans le forage 1/2008 sur l'éboulis des Attelas. La stratigraphie sédimentaire est celle déterminée au moment des forages (cf. fig. II.39).*

5.1.3.3 Le log neutron-neutron

Comme pour le log gamma-gamma, le passage entre la couche active et le corps du pergélisol est bien marqué par une diminution importante de l'intensité de la sonde neutron-neutron. Dans le corps du pergélisol, cette sonde présente des anomalies de faible ampleur, qui peuvent être difficilement interprétées sans une calibration des valeurs en porosité. La courbe des porosités apparentes, par contre, permet d'observer que la porosité de l'éboulis diminue globalement avec la profondeur dans les deux forages, confirmant la tendance manifestée par le log gamma-ray naturel dans le forage 1/2008.

D'importantes variations de porosité sont présentes en dessous que 22.0 m dans le forage 1/2008, traduisant probablement les changements de milieu, avec la présence de dépôts d'éboulis relativement grossiers, d'un till de fond à matrice fine abondante et de la partie supérieure, probablement assez fracturée, de la roche en place.

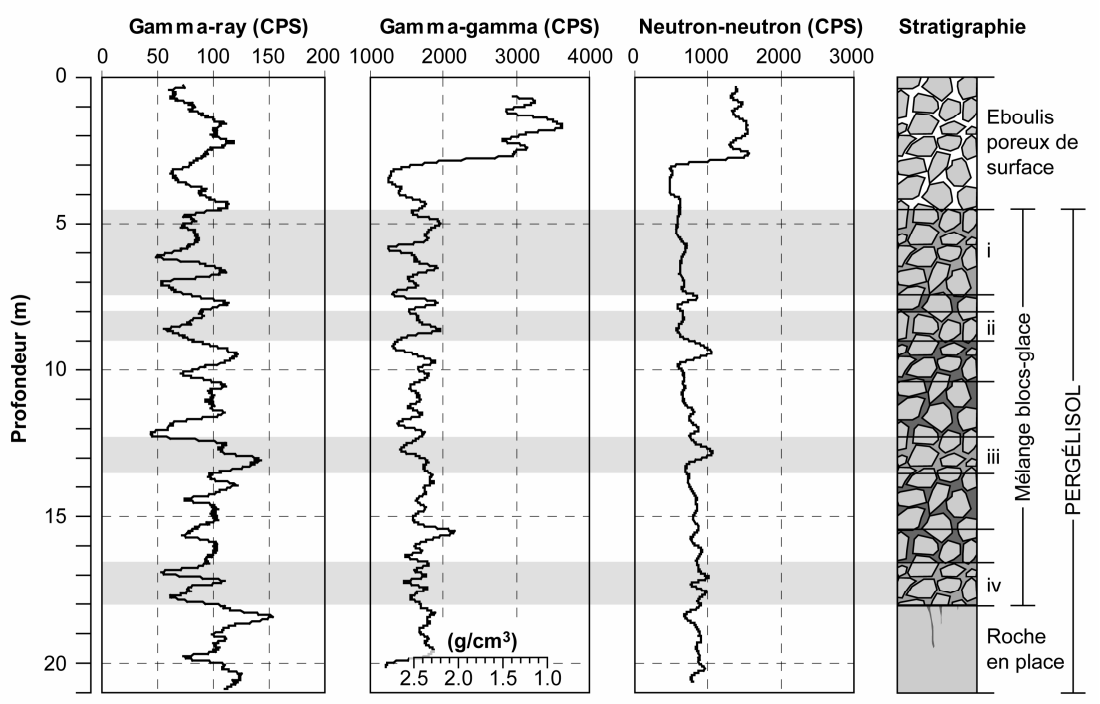


Fig. II.44 *– Résultats des diagraphies effectuées le 20 juillet 2009 dans le forage 2/2008 sur l'éboulis des Attelas. i–iv : couches relativement riches en glace.*

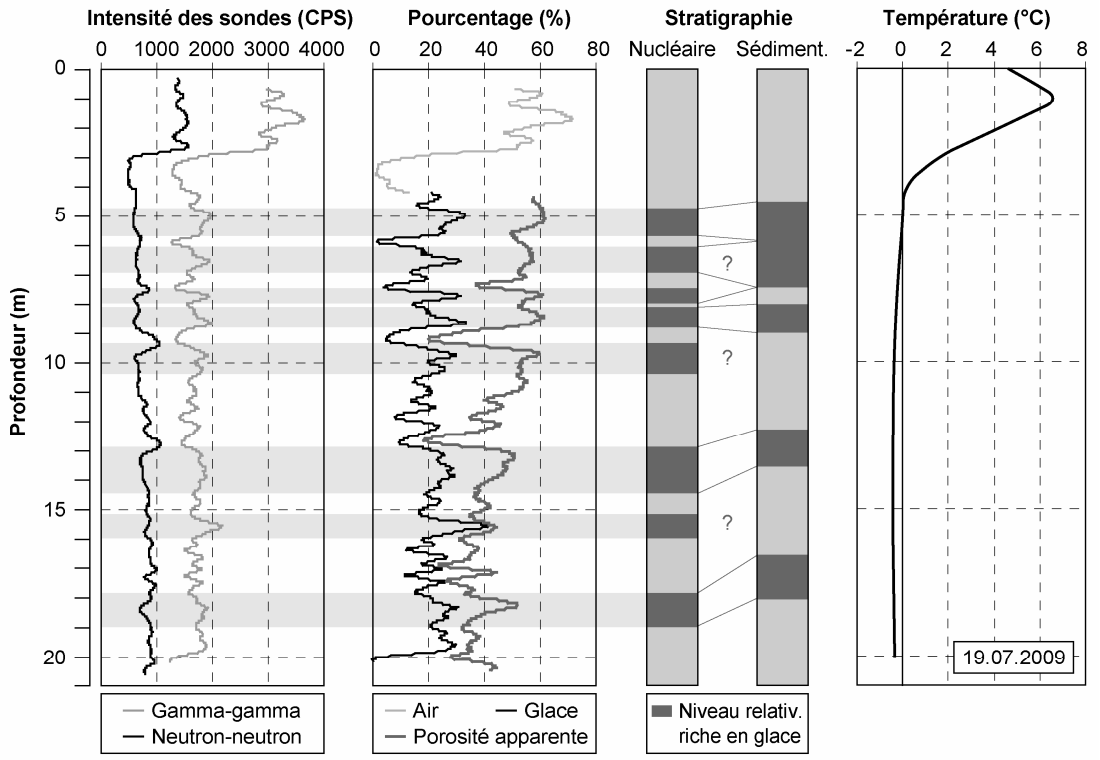


Fig. II.45 *– Interprétation en termes de teneur en glace, de porosité et stratigraphique des diagraphies effectuées le 20 juillet 2009 dans le forage 2/2008 sur l'éboulis des Attelas.*

5.1.3.4 Stratigraphie nucléaire

La calibration de la sonde gamma-gamma en termes de masse volumique et de la sonde neutron-neutron en termes de porosité apparente permet de visualiser les changements de teneur en glace de l'éboulis. En particulier, les porosités apparentes déterminées sur la base de la sonde neutron-neutron traduisent les variations de quantités de glace dans les interstices de la matrice rocheuse, avec les porosités importantes qui correspondent aux niveaux plus riches en glace et vice versa. L'interprétation conjointe des logs gamma-gamma et neutron-neutron permet donc de déterminer la présence de niveaux plus ou moins riches en glace. Cette approche devrait être *a priori* assez robuste, parce que les calibrations des deux sondes, effectuées de manière indépendante, donnent des résultats comparables, avec les variations de teneur en glace et de porosité aux figures II.43 et II.45 qui sont presque parallèles et qui dessinent les mêmes anomalies. Cependant, la sonde gamma-gamma a montré que l'éboulis n'est jamais saturé en glace et les valeurs de porosité doivent être considérées de manière approximative parce qu'il s'agit d'une porosité apparente (tenant compte également de l'eau stockée dans le réseau cristallin des minéraux) ; il n'est ainsi pas possible d'interpréter de manière quantitative la différence entre la teneur en glace déterminée à l'aide de la sonde gamma-gamma et la porosité déterminée par la sonde neutron-neutron comme une teneur en air.
Une stratigraphie nucléaire des variations de teneur en glace de l'éboulis a donc été obtenue sur la base d'anomalies positives du log gamma-gamma synchrones à des anomalies négatives du log neutron-neutron. Les zones mises en évidence correspondent le plus souvent à des teneurs en glace supérieures à 20%, ce qui permet de les qualifier comme des niveaux relativement riches en glace. Dans les forages 1/2008 et 2/2008 neuf, respectivement huit, de ces niveaux ont été déterminés. Il est intéressant de noter que la stratigraphie des niveaux riches en glace déterminée avec cette approche donne des informations plus précises que la stratigraphie sédimentaire déterminée visuellement (fig. II.43 et II.45). En particulier, certains niveaux riches en glace de la stratigraphie sédimentaire correspondent à plusieurs niveaux dans la stratigraphie nucléaire. Dans d'autres cas, il n'est pas possible d'établir des correspondances entre les deux stratigraphies. Dans l'interprétation des ces différences, il faut tenir compte des problèmes de la détermination visuelle des couches relativement riches en glace lors du forage, en particulier des difficultés dans l'estimation de la profondeur du marteau et de la caméra de diagraphie et dans l'impossibilité d'interpréter ce qui est au-delà de la surface de l'image (paroi du trou). La profondeur des sondes de diagraphie, contrôlée par un treuil, est en effet plus précise, tandis que le champ d'investigation des sondes ne se limite pas aux seules parois du trou mais concerne une sphère de plusieurs dizaines de centimètres de rayon.

5.1.3.5 Synthèse sur les propriétés nucléaires du pergélisol

Les diagraphies réalisées dans les forages 1/2008 et 2/2008 sur l'éboulis des Attelas permettent de confirmer la stratigraphie sédimentaire dérivée des observations directes et des profils thermiques : des sédiments gelés sont présents sous une couche superficielle non gelée (couche active). Plus en détail, **les trois logs montrent tous une diminution de la porosité avec la profondeur**, due

vraisemblablement à une compaction des débris rocheux et à la matrice plus abondante qui remplit les interstices. La calibration du log gamma-gamma en termes de teneur en glace montre qu'**à l'emplacement des forages, l'éboulis est toujours sous-saturé en glace (la teneur en glace est toujours inférieure à la porosité totale), avec des teneurs en glace maximales d'environ 40%**. Enfin, **l'interprétation conjointe des anomalies positives du log gamma-gamma et des anomalies négatives du log neutron-neutron a permis de déterminer une stratigraphie nucléaire à haute résolution de la pseudo-stratification de l'éboulis**, avec neuf niveaux relativement riches en glace (teneur en glace > 20%) dans le forage 1/2008 et huit dans le forage 2/2008.

5.1.4 Prospection géoélectrique

5.1.4.1 Modélisation inverse

Huit profils ERT ont été mesurés sur l'éboulis des Attelas pendant l'été 2009 (fig. II.36, II.46 et II.49). Trois profils (Att-1, Att-2 et Att-11) ont été mesurés sur des transects amont-aval, entre la partie supérieure de l'éboulis (en amont des loupes de solifluxion) et la piste de ski aux pieds de la pente (fig. II.47). Att-1 et Att-11 sont alignés le long du même profil afin de couvrir une plus grande distance. Le transect couvert par les profils Att-1 et Att-11 est parallèle au profil Att-2, et croise les trois forages. Cinq autres profils ERT parallèles entre eux et perpendiculaires au versant croisent les profils amont-aval. Ces cinq profils traversent tout l'éboulis et ont été effectués dans le but de déterminer l'extension latérale des structures prospectées.

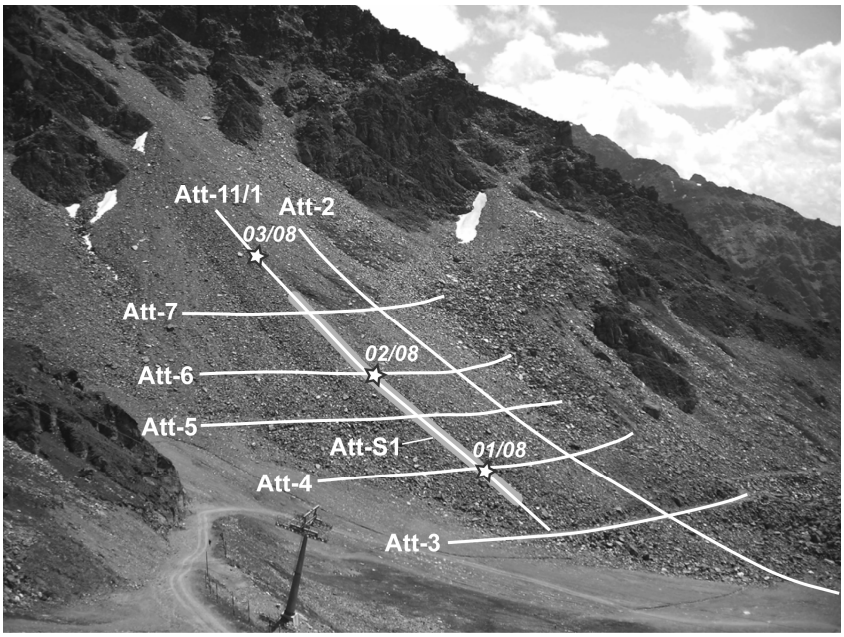


Fig. II.46 *– Position des profils ERT et du profil de sismique réfraction (Att-S1, en gris) mesurés sur l'éboulis des Attelas. Les étoiles indiquent l'emplacement des trois forages.*

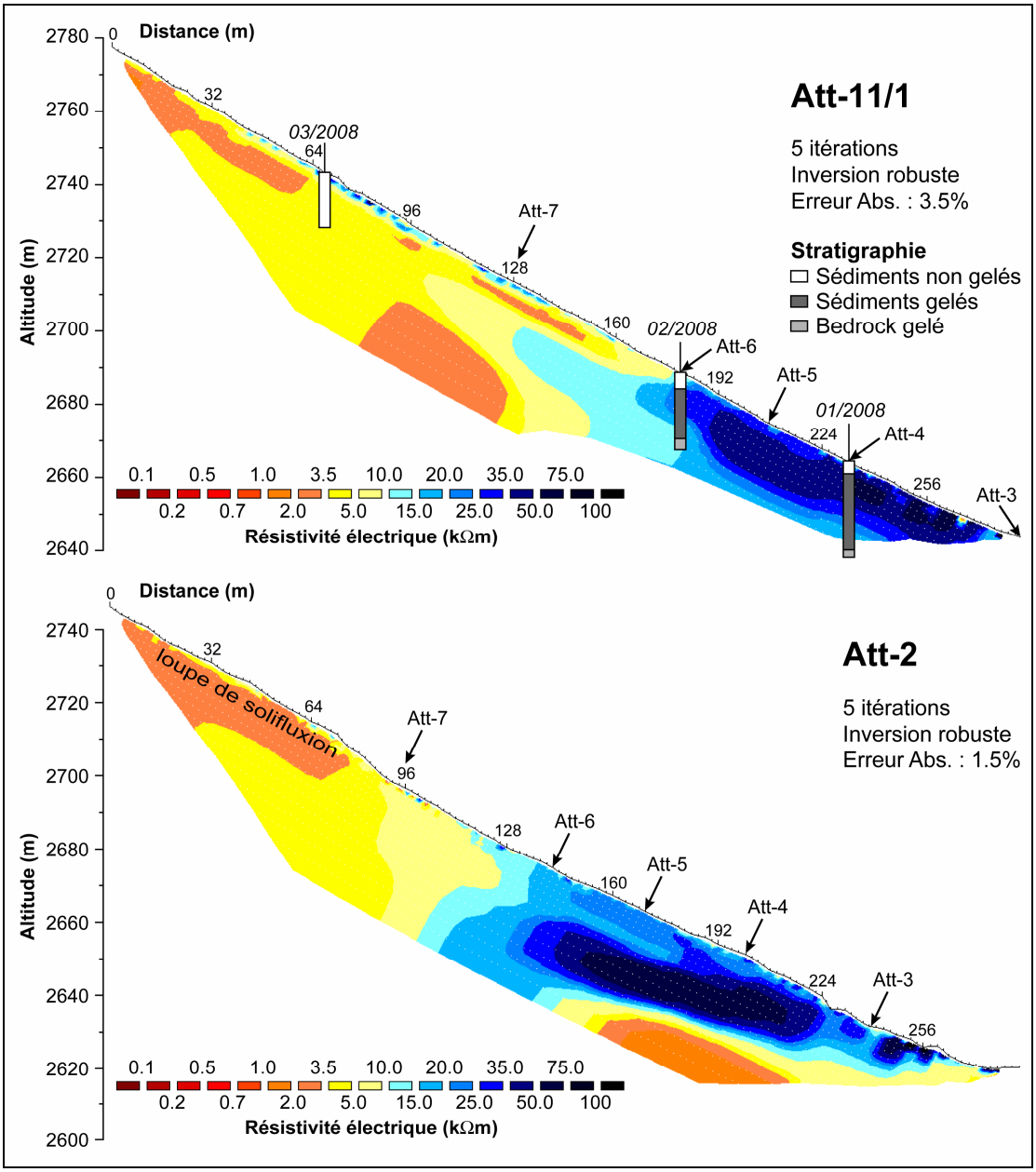


Fig. II.47 *– Profils ERT inversés longitudinaux à la pente sur l'éboulis des Attelas. Les forages avec une stratigraphie simplifiée sont superposés au profil ERT Att-11/1.*

Les profils amont-aval (fig. II.47 – pour simplifier, les profils Att-1 et Att-11, qui se superposent sur 24 électrodes, ont été inversés de manière conjointe pour donner le profil Att-11/1) présentent une différence importante dans les résistivités calculées entre le secteur inférieur et le secteur supérieur de l'éboulis.

Un corps résistant de 15–20 m d'épaisseur avec des résistivités supérieures à 15 kΩm (avec des résistivités maximales supérieures à 50 kΩm) est présent dans la partie inférieure du versant, avec les résistivités électriques qui diminuent en direction de l'amont. **En accord avec la stratigraphie et les températures des**

forages 1/2008 et 2/2008, ce corps résistant peut être interprété comme une lentille de sédiments gelés. Au-dessous de cette couche gelée, les résistivités diminuent jusqu'à environ 2–10 kΩm, indiquant que la roche en place ou des sédiments non gelés sont présents (on rappelle que, selon LAMBIEL 2006, les gneiss chlorito-albitiques de la Formation du Métailler ont une résistivité électrique spécifique de 5–8.5 kΩm).
Dans la partie centrale du profil Att-11/1, une couche de 5–10 m d'épaisseur avec des résistivités très faibles (< 5 kΩm) recouvre un corps plus résistant (10–15 kΩm) situé en profondeur (fig. II.47). Ce deuxième corps résistant peut être interprété comme un pergélisol faiblement résistant ou comme des sédiments poreux. Dans cette partie de l'éboulis la présence de pergélisol est donc possible. La discrimination entre ces deux types de matériaux devrait être possible grâce à la tomographie de sismique réfraction.
Enfin, la partie la plus en amont des deux profils présente des résistivités électriques homogènes, avec des valeurs inférieures à 5 kΩm indiquant que la présence de sédiments gelés dans cette partie de la pente est improbable. Cette analyse est confirmée par la stratigraphie et les températures du forage 3/2008, où le pergélisol est absent sur toute la profondeur. Par analogie avec l'interprétation du profil Att-11/1, malgré l'absence de forages sur le profil Att-2, les faibles résistivités mesurées dans la partie amont de la tomographie indiquent que la présence de pergélisol est improbable. Le parallélisme dans la répartition des résistivités électriques calculées dans les profils Att-11/1 et Att-2 est d'ailleurs très bien visible dans la représentation tridimensionnelle de la figure II.49.

Les cinq profils ERT parallèles entre eux et perpendiculaires à la pente couvrent les secteurs médian et inférieur de l'éboulis, juste en aval des loupes de solifluxion (fig. II.36 et II.46). Ils sont interprétés sur la base des valeurs de résistivités déterminées sur les profils ERT amont-aval et en fonction de la stratigraphie et des températures des forages.
Le profil plus en aval (Att-3 – fig. II.48) présente un corps de sédiments gelés entre 30 et 76 m de distance avec des résistivités supérieures à 15 kΩm et une épaisseur de 10–15 m. Ce corps résistant correspond à la partie inférieure de la lentille de sédiments gelés présente dans le profil Att-2. Au-dessous et autour à ce corps résistant, les résistivités électriques inférieures à 5 kΩm indiquent que les sédiments gelés sont ici absents, comme cela est également le cas dans la partie terminale du profil Att-11/1. Le corps de sédiments gelés devient plus large en amont, à l'altitude du forage 01/2008, comme le montre le profil Att-4 (fig. II.48). La seule zone où des sédiments gelés sont probablement absents correspond à la première partie du profil, où les électrodes ont été installées sur la piste de ski.
Au niveau du profil Att-2, une légère diminution dans les résistivités électriques calculées (avec des valeurs comprises entre 20 et 35 kΩm) peut être interprétée comme une zone de transition entre le corps gelé à l'emplacement du forage 1/2008 et un autre corps gelé situé dans la partie terminale des profils Att-4 et Att-5, correspondant au glacier rocheux inactif qui se situe au sud de l'éboulis (fig. II.36). La continuité latérale de cette zone résistante entre les profils Att-4 et Att-5 est bien visible dans le bloc-diagramme de la figure II.49. Cette zone de transition entre le

corps résistant dans le secteur du profil Att-11/1 et le glacier rocheux inactif présente des résistivités comprises entre 15 et 35 kΩm.

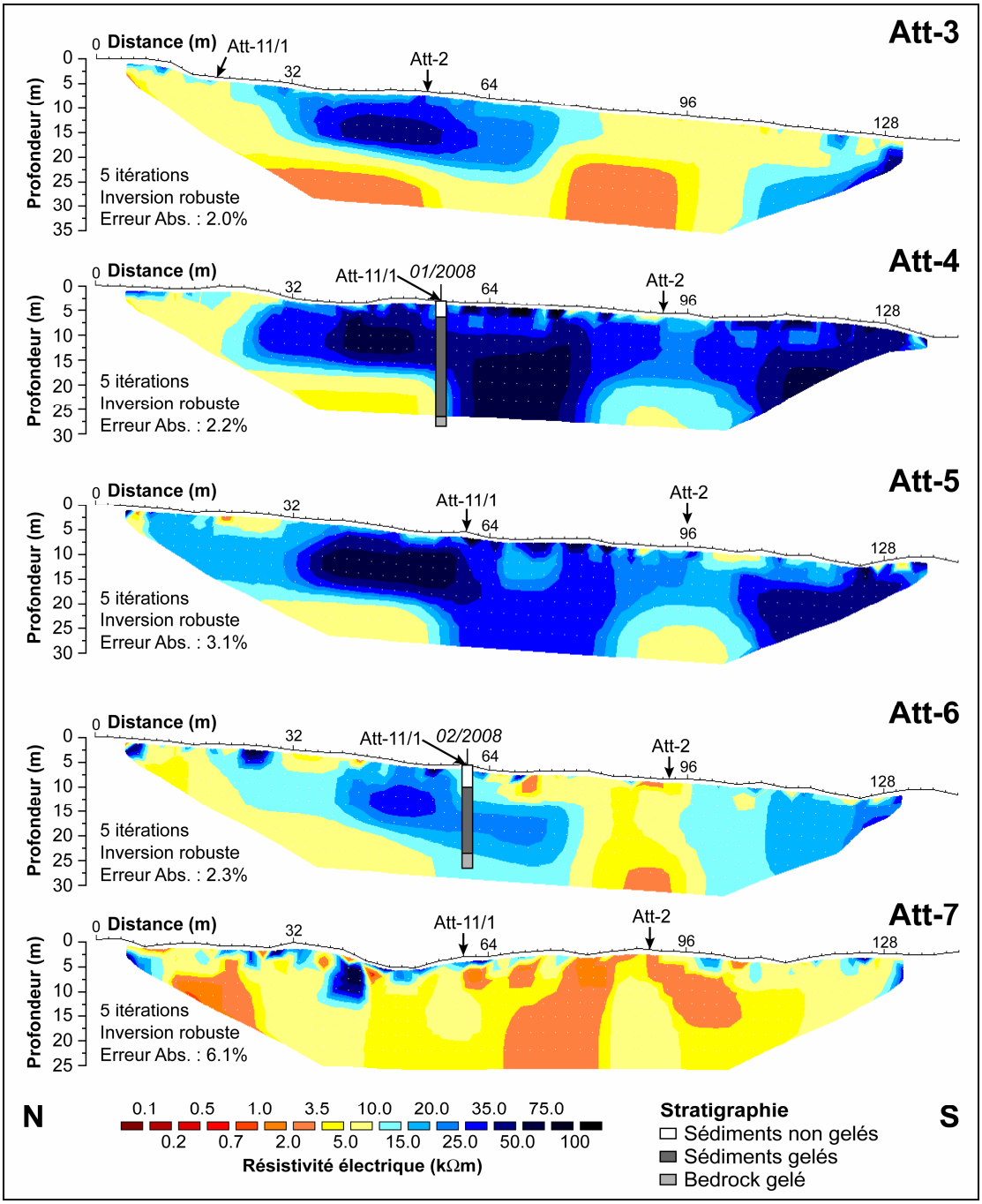


Fig. II.48 *– Profils ERT inversés transversaux à la pente sur l'éboulis des Attelas. Les forages avec une stratigraphie simplifiée sont superposés aux profils ERT Att-4 et Att-6. La profondeur des profils ERT a été corrigée à l'aide de l'équation II.17. A noter la présence de deux corps résistants, l'un vers le centre des profils, l'autre dans la partie terminale (bien visibles aussi sur le bloc-diagramme de la figure II.49), et la position centrale par rapport à ces deux corps résistants du profil Att-2 (explications dans le texte).*

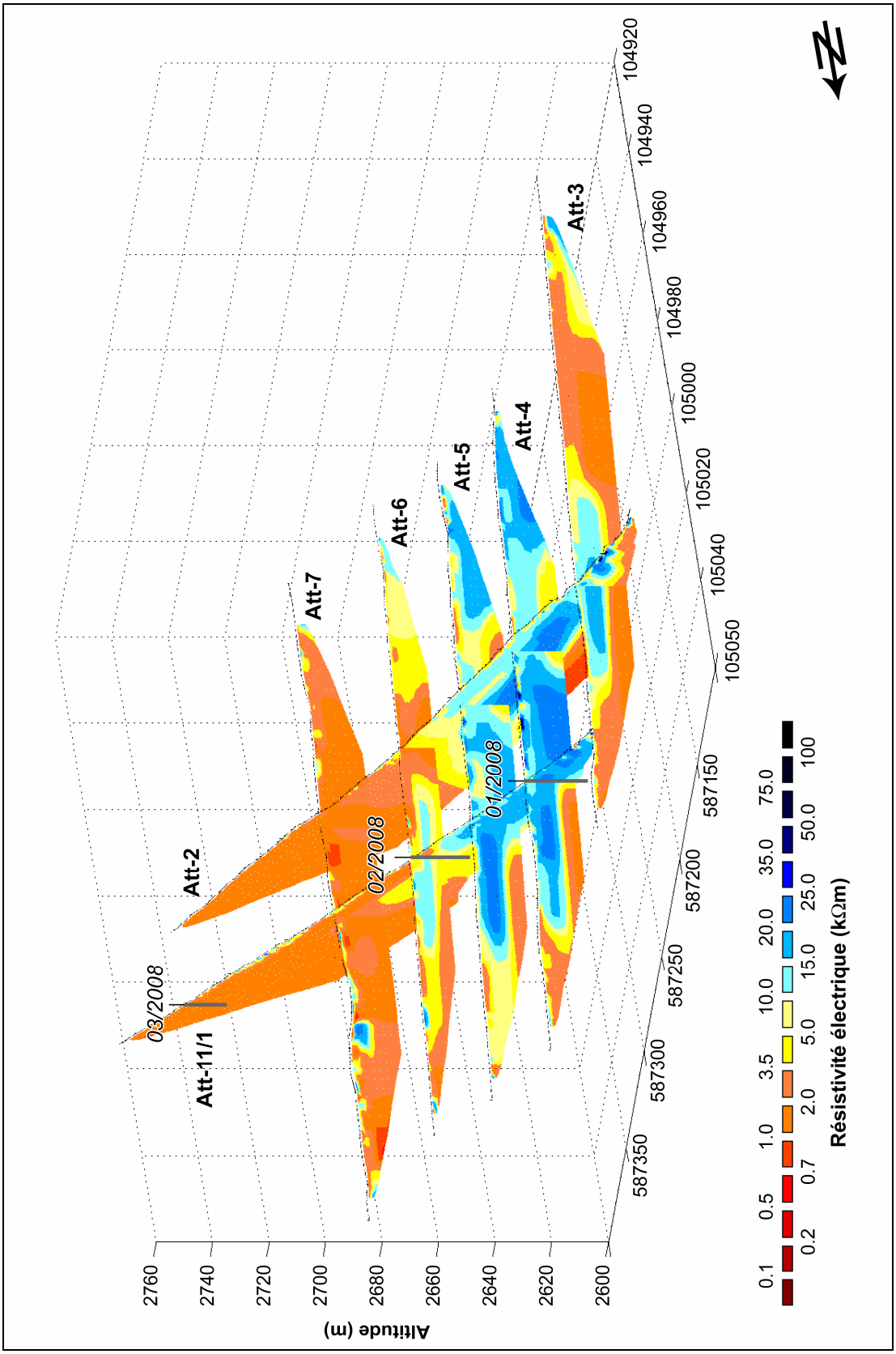


Fig. II.49 *– Bloc-diagramme avec tous les profils ERT réalisés sur l'éboulis des Attelas.*

Une différence importante est visible dans les résistivités calculées dans le profil Att-2 et Att-5 au même emplacement (fig. II.49). Cette différence est probablement due au fait que le profil Att-2 a été mesuré dans la zone de transition entre deux corps résistants, produisant un effet latéral dû à la projection des deux corps latéraux de part et d'autre du profil ERT sur les résistivités mesurées (et donc inversées). L'inversion bidimensionnelle de données de résistivité électrique mesurées est en effet basée sur la supposition qu'il n'y a pas de changements perpendiculaires au profil (continuité latérale qui, en théorie, devrait être infinie), ce qui n'est visiblement pas le cas pour le profil Att-2 qui, au niveau des profils transversaux Att-4, Att-5 et Att-6, est placé entre deux corps résistants, comme on peut le voir sur les figures II.48 et II.49. A cet emplacement, le processus d'inversion considère probablement les deux corps résistants comme continus.
Le profil Att-6 présente une diminution des résistivités du corps de sédiments gelés, avec des résistivités maximales comprises entre 25 et 35 kΩm. Au-dessous du forage 02/2008, il y a une bonne correspondance entre les résistivités calculées des profils Att-11/1 et Att-6, tandis qu'une différence importante existe avec les valeurs de résistivité calculées dans le profil Att-2. Comme dans le profil Att-5, cette différence est probablement due à l'effet latéral produit par les deux corps résistants situés au-dessous du forage 2/2008 et à la fin du profil, due encore une fois à la présence du glacier rocheux inactif. On peut en effet supposer la présence d'un seul corps gelé relativement continu situé au sud de l'éboulis, comme le confirmerait la continuité amont-aval de la structure résistante présente à la fin des profils Att-3, Att-4, Att-5 et Att-6 (fig. II.49). Comme les deux lentilles de sédiments gelés sont allongées dans le sens de la pente, seul le profil Att-2 présente des effets latéraux, comme on peut le voir à la figure II.49. Ce profil coupe en effet dans sa partie terminale (zone du profil Att-3) le corps résistant de l'éboulis qui, dans la partie inférieure de la pente, s'allonge vers le sud, tandis que plus à l'amont il a été placé entre ce corps résistant et celui du glacier rocheux inactif, situé plus au sud.
Pour terminer, le profil plus en amont (Att-7 – fig. II.48), placé juste en aval du front des loupes de solifluxion (fig. II.46), présente des résistivités électriques très faibles (1 à 10 kΩm), indiquant que la présence de sédiments gelés est ici improbable. Les résistivités calculées de ce profil correspondent parfaitement aux résistivités calculées des profils Att-11/1 et Att-2 aux intersections entre les différentes tomographies (fig. II.49).

5.1.4.2 Relations résistivité–teneur en glace/air/porosité

Une comparaison avec la teneur en glace (déterminée à l'aide du log gamma-gamma) et avec la porosité apparente (déterminée à l'aide du log neutron-neutron), a été effectuée avec les profils de résistivité dans des forages « virtuels » à l'emplacement des forages 1/2008 et 2/2008 (fig. II.50). Ces données concernent les valeurs de résistivité d'après le modèle inverse : il s'agit donc de résistivités spécifiques (= résistivités « réelles »). La teneur en air a été déterminée en soustrayant la teneur en glace à la porosité apparente. Cependant, tenant compte des considérations présentées dans le chapitre 5.1.3.4, la teneur en air doit être interprétée qualitativement de manière relative, et non pas quantitativement.

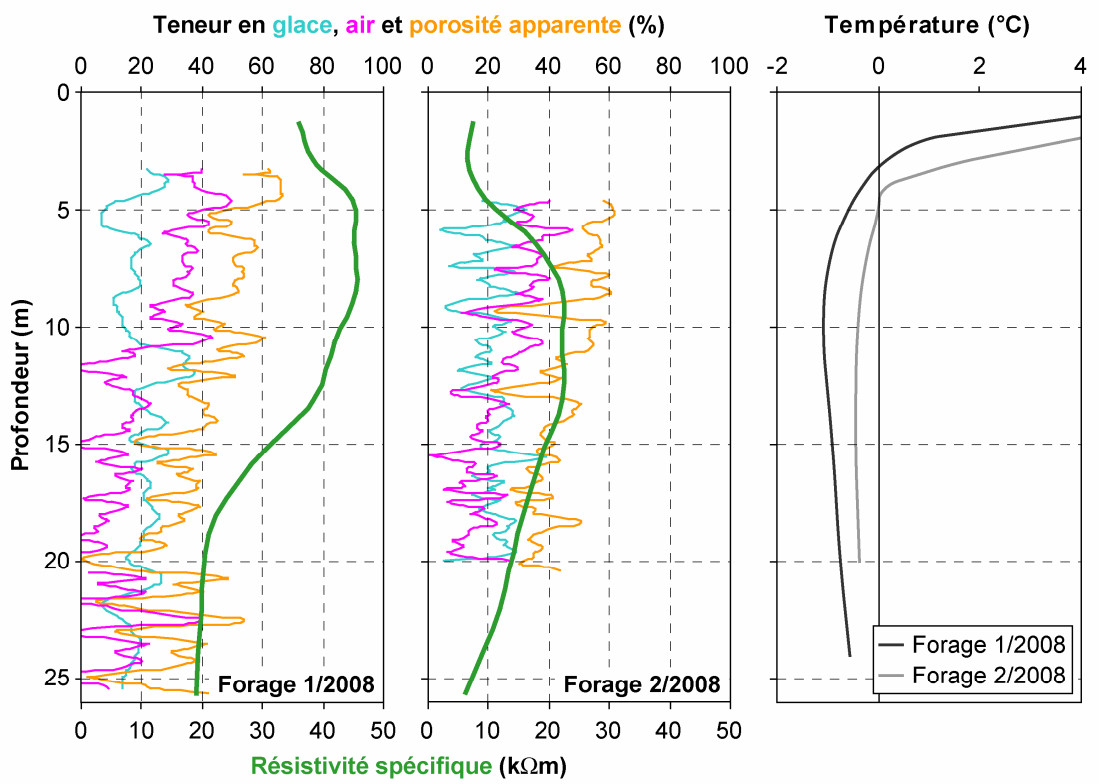


Fig. II.50 *– Relations entre la résistivité spécifique mesurée le 13 juillet 2009 (profil ERT Att-1), la teneur en glace, en air et la porosité déterminées à l'aide des diagraphies effectuées le 20 juillet 2009 et les températures du 13 juillet 2009 (détails dans le texte).*

Le profil des résistivités spécifiques donne une information lissée des variations de teneur en glace/air ou de porosité ; il n'est donc pas possible d'interpréter les variations de deuxième ordre présentes dans les courbes. **Dans les deux forages, le profil des résistivités spécifiques semble être peu affecté par la teneur en glace, qui fluctue de ± 15–20% autour d'une valeur moyenne d'environ 20%. Plus importante semble être la relation avec la température de la glace, avec les résistivités maximales qui sont mesurées à la profondeur où les températures sont les plus froides**.

Une relation existe entre la teneur en air et la porosité apparente, qui diminuent en fonction de la profondeur, et entre ces deux paramètres et la résistivité spécifique. Si l'on trace une courbe idéale synthétisant la teneur en glace et la porosité, on obtient un comportement qui est presque parallèle à la courbe des résistivités, ce qui montre qu'il y a une bonne relation entre ces trois paramètres. Il est en effet envisageable que la diminution de la porosité avec la profondeur (et donc également de la teneur en air, étant donné que la teneur en glace fluctue peu) est due à un colmatage progressif de l'éboulis en éléments fins, ce qui permet un meilleur passage du courant électrique et donc une diminution de la résistivité spécifique. **Dans l'éboulis des Attelas, les variations de résistivité électriques en profondeur semblent donc être contrôlées principalement par deux facteurs, l'un structural et l'autre**

microclimatique : le colmatage progressif de l'éboulis par les fines en profondeur (facteur structural) et la température du pergélisol (facteur microclimatique). Il est par contre très difficile, à ce stade, de pouvoir pondérer l'importance relative des deux facteurs de contrôle : on essayera d'y répondre dans le chapitre 5.1.5, où les variations saisonnières et pluriannuelles de résistivités seront étudiées. Etant donné qu'un éboulis est par définition sous-saturé ou au maximum saturé en glace (autrement on aurait un glacier rocheux), les variations de la teneur en glace semblent ne pas être décisives dans l'explication (même partielle) des variations de résistivité en fonction de la profondeur observées.

5.1.4.3 Modélisation directe

A partir du profil ERT Att-11/1, interprété sur la base des données des forages (structure, thermo-stratigraphie et diagraphies), il a été possible de proposer un modèle synthétique de la répartition des résistivités électriques dans l'éboulis des Attelas. Des données de résistivité apparente correspondant à ce modèle synthétique ont ensuite été calculées (cf. chap. 4.6.2.1). Ces données simulées ont été ensuite inversées avec la même procédure que pour des données mesurées sur le terrain afin d'obtenir une modélisation des résistivité spécifiques (fig. II.51). Plus le modèle obtenu sera proche du modèle des données mesurées et plus le modèle synthétique correspondra à la réalité physique du terrain.

Le modèle synthétique de l'éboulis des Attelas a été construit en tenant compte des paramètres suivants :

- un corps gelé de 15–20 m d'épaisseur (jusqu'à 20–25 m de profondeur) dans la partie inférieure de l'éboulis, de résistivité décroissante de l'aval vers l'amont (de 50 kΩm dans le secteur du forage 1/2008 à 20 kΩm dans le secteur du forage 2/2008) ;
- une augmentation de l'épaisseur et une diminution de la résistivité électrique de la couche active en direction de l'amont (tenant compte de la granulométrie grossière de surface, elle est de 20 kΩm dans la partie inférieure de la pente, pour passer à 10 kΩm plus en amont) ;
- une structure devenant plus étroite prolongeant le corps gelé vers l'amont, avec une résistivité de 10 kΩm, correspondant à des sédiments gelés faiblement résistants et/ou à des dépôts très poreux ;
- une résistivité de l'éboulis non gelé et de la roche en place qui forme le soubassement de l'éboulis de 5 kΩm ;
- une loupe de solifluxion dans la partie supérieure de la pente, avec une résistivité inférieure à 2 kΩm.

Les données simulées ont été calculées avec le même dispositif d'acquisition utilisé sur le terrain (dispositif Wenner-Schlumberger à 72 électrodes espacées de 4 m). Un bruit aléatoire de 2% a été ajouté pour s'approcher des conditions de terrain.

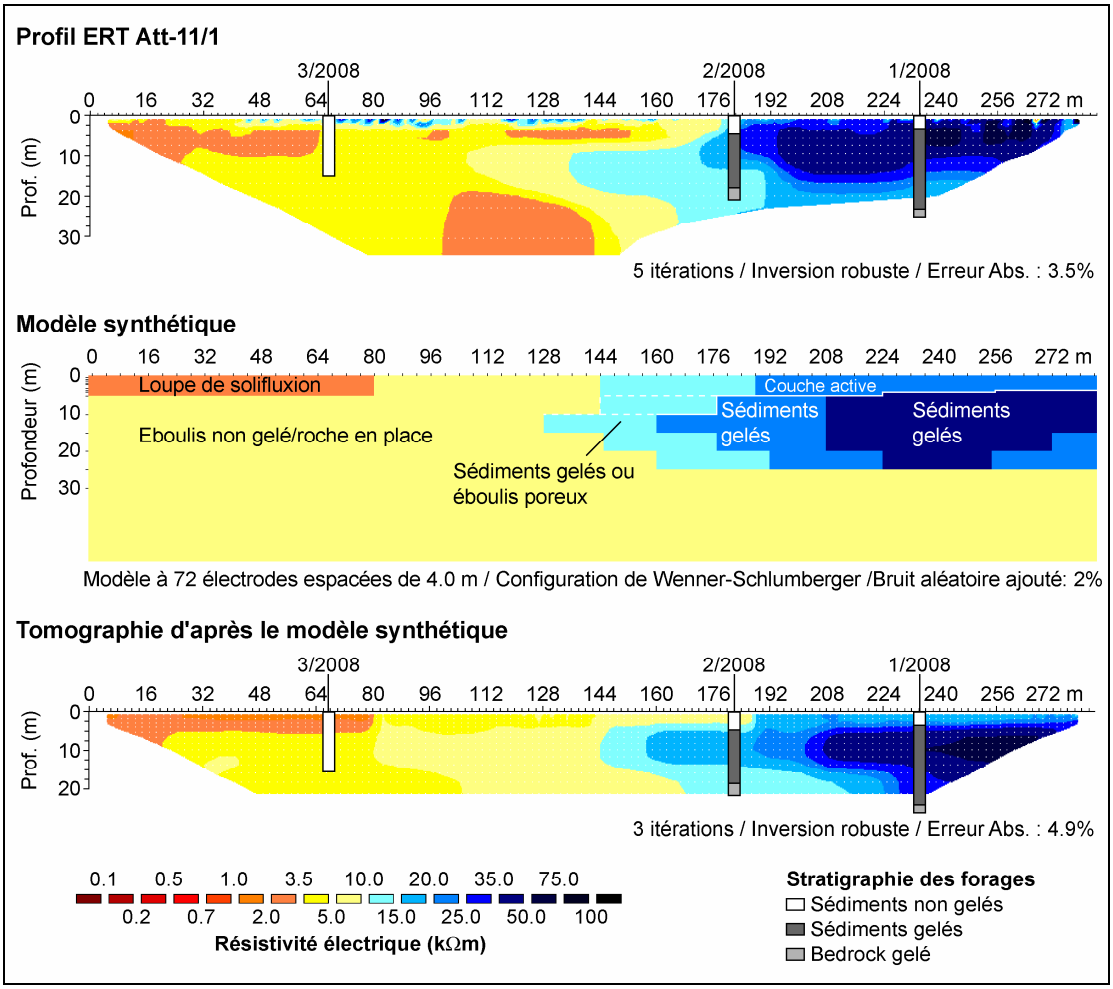


Fig. II.51 *– Construction d'un modèle synthétique de l'éboulis des Attelas à partir du profil ERT Att-11/1, interprété à l'aide des données des forages (structure, thermo-stratigraphie et diagraphies) et tomographie résultant de l'inversion de données de résistivité apparente calculées par pseudo-acquisistion sur le modèle synthétique.*

La construction du modèle synthétique a été faite de manière itérative. Un modèle très simple de l'éboulis a tout d'abord été construit et la tomographie résultante a été confrontée (visuellement) avec les données de terrain. Sur la base des discordances, le modèle synthétique a été par la suite modifié pour obtenir une nouvelle tomographie de comparaison. Cette procédure a été réitérée jusqu'à ce que la tomographie des données de résistivité apparente simulées s'approche au profil ERT de référence. Dans ce cas précis, plusieurs itérations ont été nécessaires afin d'ajuster le modèle synthétique, en raison de la géométrie assez complexe du corps de sédiments gelés. Le modèle synthétique final présenté à la figure II.51 peut donc être considéré comme une représentation possible de la subsurface de l'éboulis des Attelas. Bien évidemment, la complexité du terrain empêche la construction d'un modèle synthétique reflétant parfaitement les données mesurées. Cependant, l'établissement d'un modèle plus ou moins complexe peut servir de modèle interprétatif de toutes les mesures de géoélectrique réalisées sur le site d'étude.

5.1.4.4 Synthèse sur la prospection géoélectrique

L'interprétation des tomographies électriques réalisées sur l'éboulis des Attelas à l'aide des données des forages a permis de montrer qu'**une lentille de sédiments gelés, de 15–20 m d'épaisseur et avec des résistivités électriques supérieures à 15 kΩm diminuant en direction de l'amont, est présente dans la partie inférieure de l'éboulis**. Cette formation est prolongée en direction de l'amont par un corps situé à 10–15 m de profondeur avec des résistivités de 10–15 kΩm qui peut être interprété comme un pergélisol faiblement résistant ou comme des sédiments poreux. La partie supérieure de l'éboulis présente des résistivités électriques homogènes (< 5 kΩm) indiquant que la présence de pergélisol est improbable. La géométrie des structures composant l'éboulis a été confirmée à l'aide d'un modèle synthétique de la répartition des résistivités électriques dans l'éboulis. Les profils ERT perpendiculaires à la pente ont permis de déterminer l'étendue latérale du corps gelé situé dans le secteur inférieur de la pente et de montrer que **la présence de pergélisol dans le glacier rocheux situé au sud de l'éboulis est probable**.

Du point de vue méthodologique, la réalisation de plusieurs profils ERT perpendiculaires entre eux a permis de discriminer les effets latéraux produits sur le profil Att-2 par deux corps résistants subparallèles par rapport aux structures réelles de la subsurface, ce qui a permis d'affiner l'interprétation de la géométrie tridimensionnelle des corps gelés présents dans le secteur étudié.

La comparaison entre la teneur en glace et la porosité apparente déterminées à l'aide des diagraphies, les profils thermiques et les profils de résistivité spécifique dans des forages virtuels a permis de montrer que, pour l'éboulis des Attelas :

- étant données les faibles fluctuations de teneur en glace (± 15–20%) et la faible teneur en glace moyenne de l'éboulis (~20%), **la teneur en glace semble avoir peu d'influence sur les résistivités électriques observées** ;
- une relation existe entre la température du pergélisol et les résistivités spécifiques, avec **les résistivités maximales qui sont mesurées à la profondeur où les températures sont les plus froides** ;
- une relation existe entre la teneur en air et la porosité apparente et entre ces deux paramètres et la résistivité spécifique, montrant **un colmatage progressif de l'éboulis par les fines en fonction de la profondeur** ;
- **les variations de résistivité semblent être contrôlées principalement par le colmatage progressif de l'éboulis par les fines en profondeur** (facteur structural) **et par la température du pergélisol** (facteur microclimatique).

Enfin, le recours à la modélisation directe de la répartition des résistivités électriques a permis de valider l'interprétation des profils ERT et de proposer un modèle synthétique relativement complexe de la structure de l'éboulis pouvant servir de modèle de référence pour l'interprétation de toutes les mesures géophysiques réalisées dans cet éboulis.

5.1.5 Monitoring de la répartition des résistivités électriques

Le profil ERT Att-1 est constitué de 48 électrodes fixes installées en août 2007, permettant de répéter la mesure des résistivités du terrain à des intervalles de temps voulus (technique du ERTM – *Electrical Resistivity Tomography Monitoring*). Les comparaisons, permettant de visualiser les pourcentages de changement des résistivités spécifiques, sont toujours effectuées à partir d'un modèle de référence (inversion *time-lapse*). Du point de vue méthodologique, le fait d'utiliser un modèle de référence commun pour l'inversion des différents jeux de données permet de minimiser les artefacts dus aux imprécisions numériques liées à des inversions individuelles (HILBICH *et al*. 2008b). Cette démarche devrait garantir que la différence dans les valeurs de résistivité d'une tomographie à l'autre devraient en théorie être dues seulement aux changements de résistivité de la subsurface en fonction du temps (LOKE 1999).
Deux comparaisons sont présentées ici, permettant d'étudier l'évolution saisonnière (par rapport au 16 juillet 2008 ; fig. II.52) et annuelle (par rapport au 25 août 2007 ; fig. II.53) des résistivités électriques. Une évaluation du pourcentage de changement des résistivités à environ 10 m de profondeur par rapport au 25 août 2007 est aussi présentée (fig. II.55-C). Les inversions time-lapse ont toujours été effectuées en séquence (un modèle après l'autre) et avec une contrainte de lissage robuste (CLAERBOUT & MUIR 1973), permettant de minimiser les changements absolus du modèle des résistivités calculées (LOKE 1999).

5.1.5.1 Variations par rapport à juillet 2008

Des données sont disponibles pour la fin de la période de déneigement (23 juin 2009), pour l'automne (premières chutes de neige : 10 novembre 2008) et pour le cœur de l'été (13 juillet 2009 et 14 juillet 2010). Malheureusement, nous ne disposons pas de données hivernales.
La tomographie effectuée le 16 juillet 2008 a été choisie comme modèle de référence car elle constitue celle avec l'erreur absolue la plus faible parmi tous les profils ERTM mesurés (fig. II.52). Les inversions time-lapse présentent cependant toujours des erreurs absolues assez importantes, supérieures à 10%. La convergence a par contre toujours été assez rapide, avec une erreur absolue minimale après deux itérations et augmentant par la suite. Etant donnée cette erreur assez importante, il faut faire attention à ne pas sur-interpréter les changements de résistivité se situant à l'intérieur de la marge d'erreur. Dans notre cas, seuls des changements de résistivité globalement supérieures à 10–15% seront considérés comme significatifs. Tous les profils présentent une importante anomalie positive subverticale dans la partie centrale des tomogrammes, probablement due à un artefact d'inversion étant donné que des changements aussi significatifs ne sont pas présents sur les profils ERT inversés. Cette zone est particulièrement sensible parce qu'un important gradient de résistivité est présent, ce qui pourrait poser des problèmes au moment de l'inversion des données. Les anomalies proches de la surface du sol sont également à considérer avec précaution, parce qu'elles pourraient être liées à des différences dans la résistivité de contact des électrodes d'une mesure à l'autre.

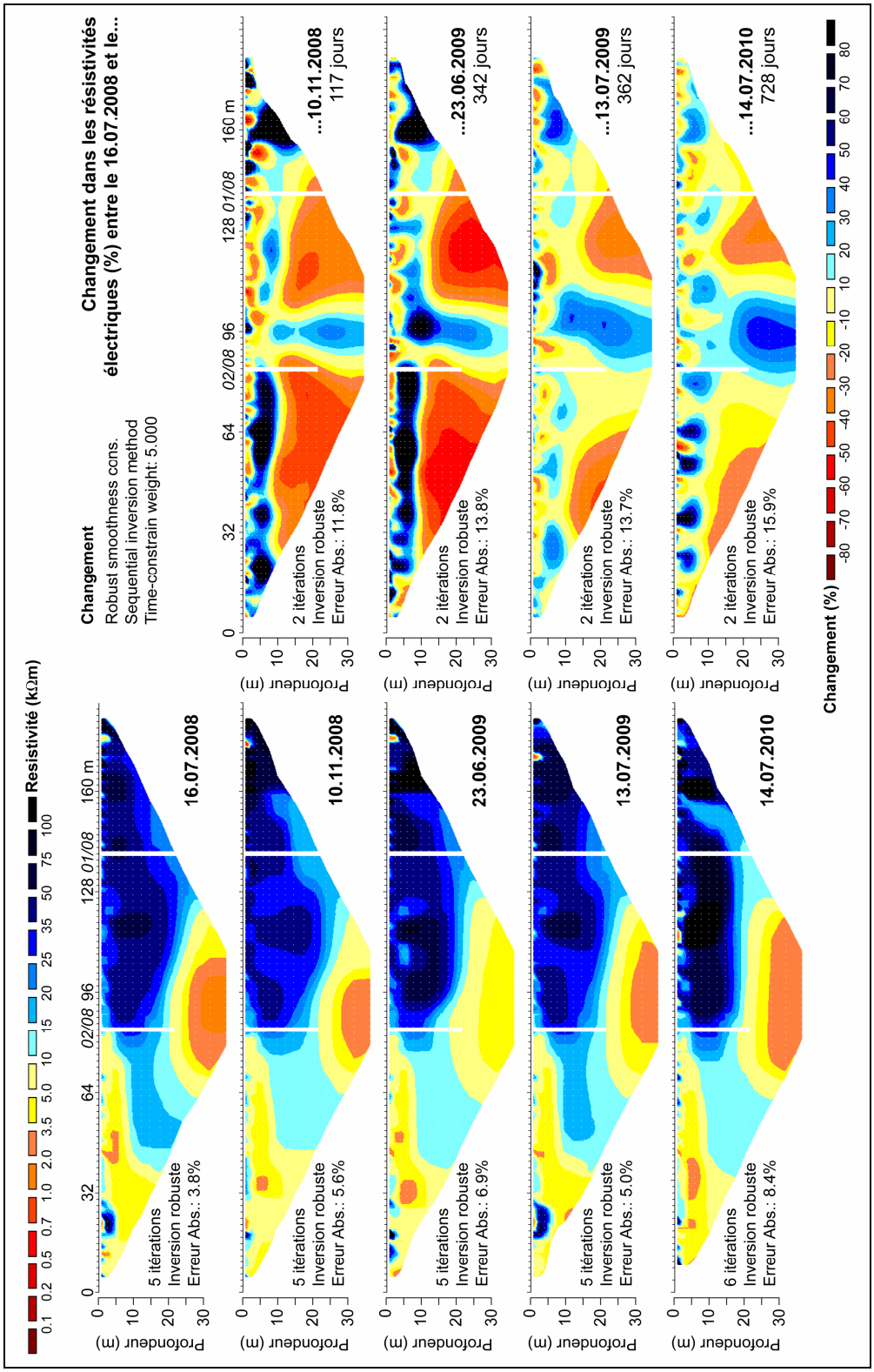


Fig. II.52 *– Tomogrammes du profil ERT Att-1 répété à différents intervalles de temps entre juillet 2008 et juillet 2010 (à gauche) et changement (%) dans les résistivités spécifiques par rapport au modèle de référence du 16 juillet 2008 (à droite). La position des forages 1/2008 et 2/2008 est marquée par une ligne blanche.*

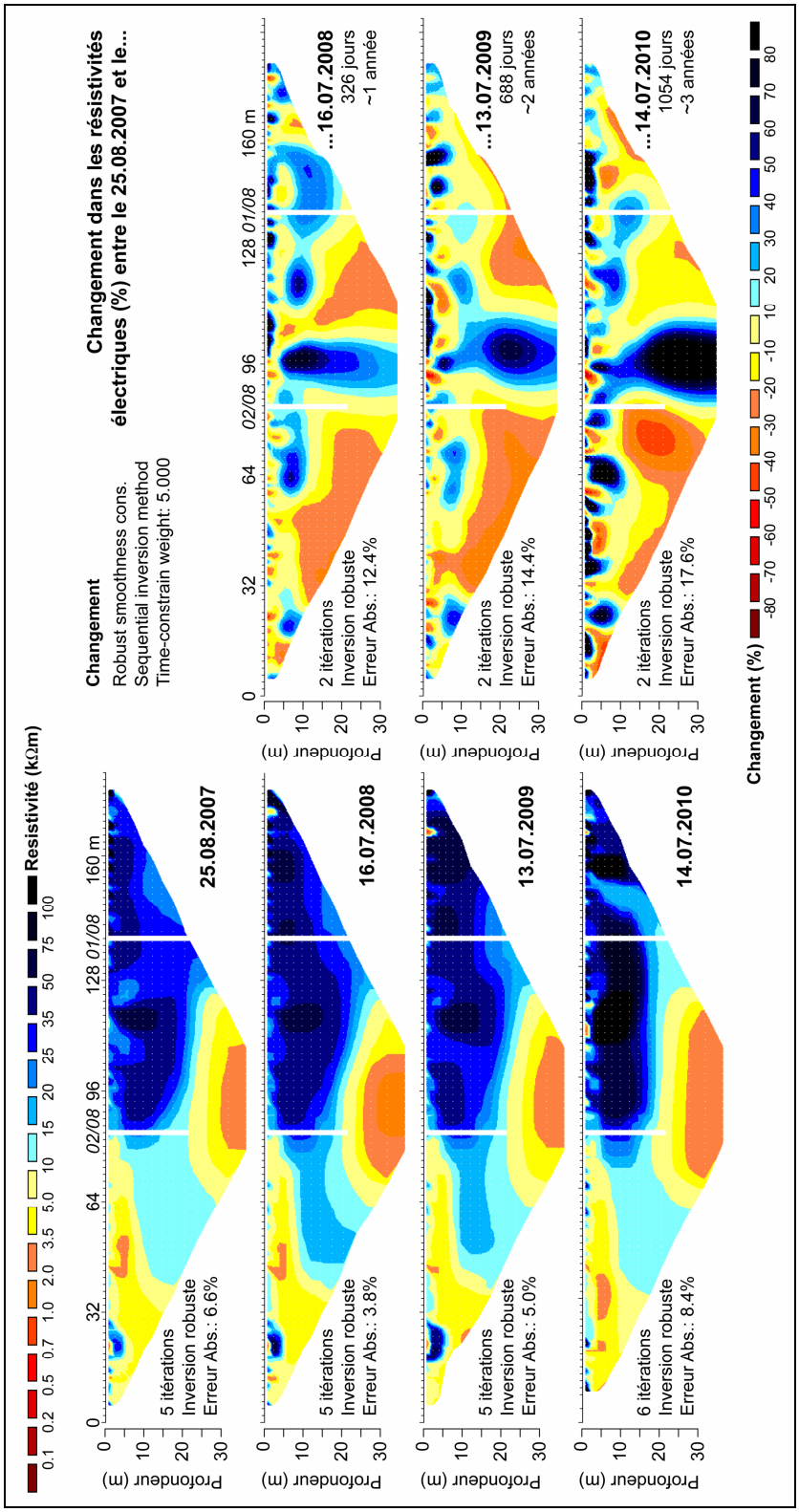


Fig. II.53 *– Tomogrammes du profil ERT Att-1 répété à un intervalle annuel entre juillet 2007 et juillet 2010 (à gauche) et changement (%) dans les résistivités spécifiques par rapport au modèle de référence du 25 août 2007 (à droite). La position des forages 1/2008 et 2/2008 est marquée par une ligne blanche.*

Des augmentations assez importantes de la résistivité, supérieures à 30%, sont présentes le 10 novembre 2008 et le 23 juin 2009 dans les 10 premiers mètres du sous-sol dans la première moitié du profil (partie amont de la tomographie) et dans sa partie terminale. Les changements dans le corps gelé, présent globalement à partir d'environ 70 m de distance et jusqu'à une profondeur de 20–25 m, sont par contre plus faibles, et sont compris entre -30% et +30%. Les changements mesurés le 13 juillet 2009 et le 14 juillet 2010 sont plus contenus, et sont compris globalement dans la marge d'erreur de ± 10–15 %.

Les profils du 10 novembre 2008 et du 23 juin 2009 ont été mesurés avec des conditions climatiques radicalement différentes. Les températures du sol mesurées dans les forages le jour de la mesure du profil ERTM indiquent que, le 10 novembre 2008, les températures du sol à 5–10 m de profondeur dans le forage 1/2008 étaient de 0.25°C plus chaudes, sous l'effet du réchauffement estival, qui aux autres dates présentées à la figure II.54. A la surface du sol (déjà couverte par la neige), par contre, la pénétration du froid est évidente. Ce comportement se reflète également sur les résistivités à l'emplacement du forage 1/2008 qui, par rapport aux autres dates, sont les plus élevées dans les 5 premiers mètres du sol et les plus faibles entre 5 et 18 m de profondeur (fig. II.54). Plus haut dans la pente, à l'emplacement du forage 2/2008, les différences de température à partir de 5 m de profondeur sont moins marquées et les résistivités sont similaires à celles mesurées le 16 juillet 2008. Le 23 juin 2009, la surface du terrain présentait encore de la neige à l'emplacement des capteurs de température Att-L3 et Att-L5 (fig. II.55-B), tandis qu'à l'emplacement des forages le sol commençait déjà à se réchauffer (fig. II.54). Les températures en profondeur à partir de 7 m sont similaires à celles mesurées vers la mi-juillet 2009 et 2010, tandis qu'elles sont légèrement plus froides au-dessus en raison du froid emmagasiné pendant l'hiver. Cette différence est moins nette dans le profil des résistivité mesurés à l'emplacement du forage 1/2008, tandis qu'à l'emplacement du forage 2/2008 les résistivités en profondeur sont les plus faibles, probablement en raison de l'important apport en eau à l'intérieur de l'éboulis par fusion de la couverture neigeuse.

Globalement, l'augmentation des résistivités électriques dans les 10 premiers mètres du sol dans la partie supérieure des inversions time-lapse du 10 novembre 2008 et du 23 juin 2009 par rapport au 16 juillet 2008 peut s'expliquer par le refroidissement automnal et hivernal de cette partie de l'éboulis, qui ne présente pas de sédiments gelés et qui est relativement poreuse. Ce comportement est par contre moins évident à l'intérieur du corps gelé en raison de l'inertie thermique de la glace, qui retarde la pénétration du froid en profondeur. Le refroidissement maximal se présente au moment du début du réchauffement du sol en été (cf. fig. II.66), comme l'indiquent les résistivités moyennes du corps gelé supérieures de 36% le 23 juin 2009 qu'au mois d'août 2007 (fig. II.55-C).

Les profils du 16 juillet 2008, 13 juillet 2009 et 14 juillet 2010 ont été mesurés dans des conditions climatiques similaires, 1–2 semaines après le dégel du terrain et la disparition complète de la neige dans la partie médiane-inférieure de l'éboulis, comme on peut le voir sur les courbes de température présentées à la figure II.55-B. Cependant, les résistivités mesurées le 14 juillet 2010 présentent la plus grande augmentation des résistivités du corps gelé par rapport au 16 juillet 2008. Bien que

les températures dans les forages ne soient pas les plus froides à ce moment là, les résistivités à l'emplacement des forages 1/2008 et 2/2008 sont les plus importantes entre 7–15 m, respectivement 1–15 m de profondeur, (fig. II.54). Cette différence correspond à une augmentation de la résistivité de la couche gelée à environ 10 m de profondeur de 206% par rapport au 25 août 2007 (fig. II.55-C). Etant donné que cette augmentation de résistivité ne coïncide pas avec un refroidissement particulièrement marqué des températures en profondeur par rapport aux autres dates où le profil ERT a été mesuré, il est envisageable d'expliquer cette variation avec **l'augmentation de la teneur en glace par regel de l'eau de fusion de la neige qui pénètre dans le sous-sol sur-refroidi après l'hiver**, comme envisagé par HILBICH *et al*. (2008a) pour l'éboulis des Lapires. La pénétration de l'eau de fusion de la neige a été probablement favorisée par le déneigement très rapide qui a eu lieu pendant le mois de juin 2010, qui a été le sixième mois de juillet le plus chaud jamais enregistré (PAUL *et al*. 2011). Au 31 mai 2010, en effet, les quantités de neige mesurées aux Attelas étaient les plus importantes, pour cette date, de toute la période 2003–2010 (données MétéoSuisse).

5.1.5.2 Variations annuelles

Afin d'étudier les variations (pluri)annuelles des résistivités électriques sur l'éboulis des Attelas, des inversions time-lapse ont été effectuées en utilisant comme modèle de référence le profil ERTM mesuré le 25 août 2007 (fig. II.53). Ici aussi, les inversions time-lapse présentent une importante anomalie positive subverticale dans la partie centrale des tomogrammes (voir ci-dessus). Exception faite du profil mesuré le 14 juillet 2010, les résistivités mesurées entre la surface et dix mètres de profondeur pour les 60 premiers mètres des tomogrammes, présentent des variations assez faibles. Les résistivités de la couche gelée, par contre, présentent une augmentation plus ou moins marquée selon l'année. Le profil mesuré en 2010 présente une augmentation des résistivités dans toute la première partie du terrain. A 10 m de profondeur (fig. II.55-C), les résistivités moyennes du corps gelé augmentent de 17 à 24% en 2008 et 2009 par rapport à 2007, tandis que l'augmentation en 2010 est nettement plus importante (+206%). La variation entre 2008/2009 et 2007 peut s'expliquer par un facteur saisonnier, étant donné qu'à la fin août, les températures du sous-sol sont plus chaudes qu'à la mi-juillet. En profondeur, cette situation est similaire à celle attestée le 10 novembre 2008, comme le prouvent les très faibles différences dans la résistivité moyenne à 10 m de profondeur (3–5%). Les conditions entre 2008 et 2009 sont également très similaires, avec une augmentation de résistivité de seulement 7%. Pour 2010, sont valables les mêmes considérations concernant les variations par rapport à juillet 2008 (voir ci-dessus).

Si l'on tient compte des variations de MAGST dans la partie médiane-inférieure de l'éboulis des Attelas présentées à la figure II.55-A, le profil ERTM de référence a été mesuré à la fin d'une période de réchauffement des températures de la surface du sol débutée pendant l'été 2006, suivant une période de refroidissement postérieure à la canicule de l'été 2003 (voir les données pour la période 1999–2008 dans les Alpes Valaisannes dans PERMOS 2010 : 16). A partir de l'hiver 2007/2008, on observe un

léger refroidissement (plus marqué sur Att-L3), avec le minimum des températures au début de l'été 2008. Depuis, MAGST s'est réchauffée de presque 2°C (avec un intervalle plus froid pendant l'été 2009), pour se stabiliser vers +1.7°C à partir de la fin du mois d'octobre 2009.

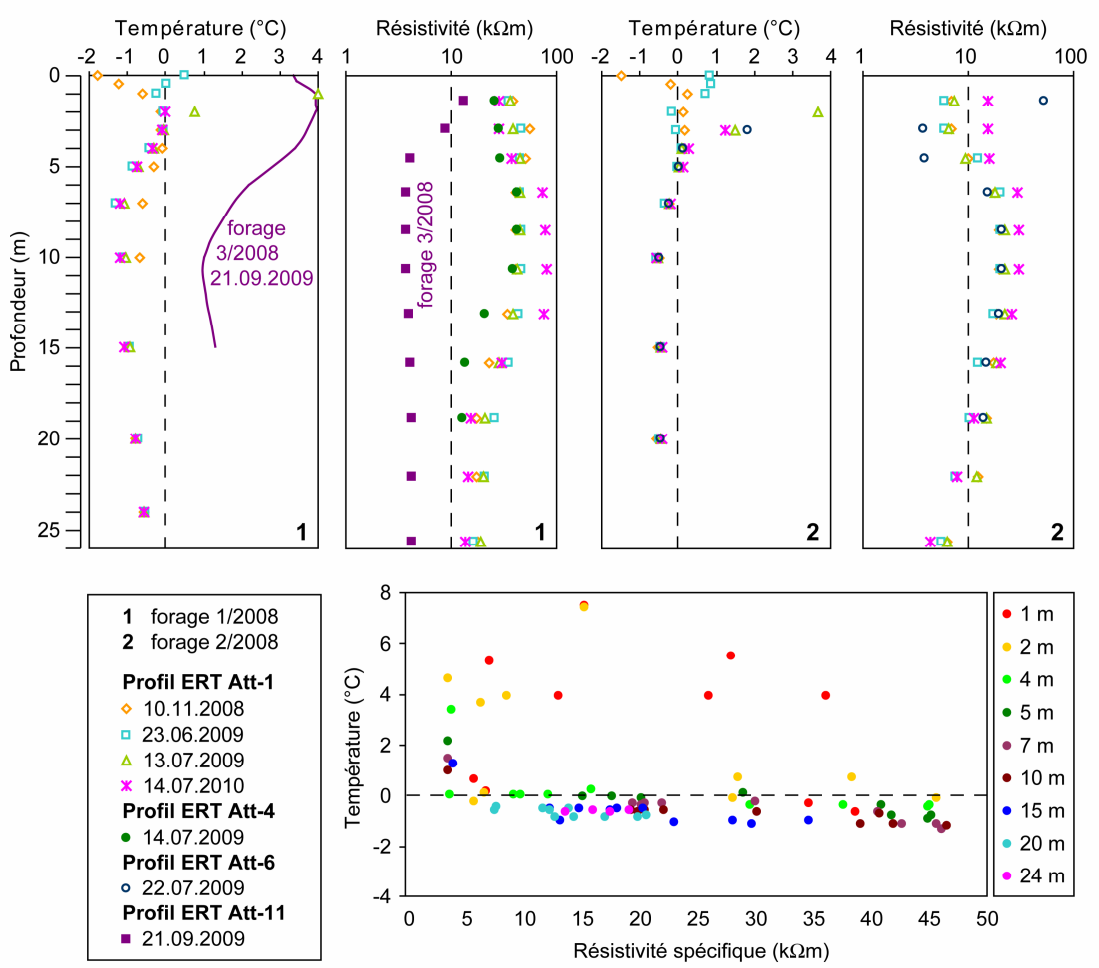


Fig. II.54 *– Profils de température et de résistivité sur l'éboulis des Attelas à l'emplacement des forages 1/2008 et 2/2008 au moment de la mesure du profil ERTM (en haut) et relation entre les températures et les résistivités spécifiques mesurées (en bas).*

Le seul profil ERT suivant cette tendance est celui mesuré en juillet 2008, qui présente une augmentation des résistivités par rapport à 2007, peut-être en raison du refroidissement de MAGST. En juillet 2009, la situation par rapport à 2008 varie très peu (résistivités plus élevées de 7%), et ceci malgré un réchauffement de MAGST qui atteint à peu près les valeurs enregistrées en 2007. Enfin, pour 2010, l'augmentation très importante des résistivité n'a probablement rien à voir avec les fluctuations de MAGST, qui est environ 1°C plus chaude par rapport à 2007 (malgré le fait que, sur l'ensemble de la Suisse, l'hiver 2009/2009 a été le plus froid depuis

23 ans ; cf. PAUL *et al*. 2011), mais est plutôt liée à l'augmentation de la teneur en glace par regel d'importantes quantités d'eau de fusion de la neige issues du déneigement très rapide du mois de juin 2010.

Il est important de signaler que les conditions climatiques pendant l'hiver 2006/2007 ont été particulièrement exceptionnelles, ce qui aurait pu modifier les conditions du terrain pendant l'été 2007 sans forcément causer une anomalie positive extrême de MAGST comme ce fut le cas pendant l'été 2003. L'automne 2006 et l'hiver 2007 ont été particulièrement doux dans toute la Suisse, avec des températures de 3–4°C au-dessus de la moyenne 1961–1990, un enneigement très tardif et moins abondant que la norme (PERMOS 2010). Selon LUTERBACHER *et al*. (2007), les températures de l'air pendant cette période ont été probablement les plus chaudes des 500 dernières années ! Dans les Alpes Valaisannes, l'hiver 2006/2007 a été le deuxième plus chaud en absolu (après l'hiver 1989/1990) depuis 1864. Comme on peut le voir sur le graphique des températures enregistrées par le logger Att-L3 (fig. II.55-B), le déneigement de la partie inférieure de l'éboulis en 2007 s'est terminé 1–2 semaines plus tôt par rapport à 2009 et 2010. Il est donc probable que cet hiver particulièrement doux ait eu une certaine influence sur les résistivités du terrain mesurées en août 2007 (comme le montrent également les autres profils ERT mesurés en Suisse, voir PERMOS 2010), et que l'augmentation des résistivités dans les années suivantes corresponde à un rééquilibrage thermique du terrain se superposant aux fluctuations pluriannuelles de MAGST.

5.1.5.3 Relations entre les résistivités et les températures

Les relations entre les résistivités spécifiques mesurées sur le profil ERTM à différentes dates à l'emplacement des forages 1/2008 et 2/2008 et les températures sont présentées à la figure II.54 (en bas). A ces données, présentées sous forme de profils à la figure II.54 (en haut), s'ajoutent les relations résistivité–température mesurées le 14 juillet 2009 sur le profil ERT Att-4 (forage 1/2008), le 22 juillet 2009 sur le profil ERT Att-6 (forage 2/2008) (voir fig. II.48) et le 21 septembre 2009 sur le profil ERT Att-1 (forage 3/2008) (voir fig. II.47). **Au-dessus du point de fusion de la glace, les résistivités électriques présentent une augmentation très faible mais continue avec le refroidissement des températures, tandis que pour des températures négatives l'effet inverse est visible, avec les résistivités qui augmentent de manière exponentielle avec de (très) faibles diminutions de température**. Ce comportement se manifeste également pour des profondeurs définies, où, à parité de profondeur, la résistivité spécifique augmente pour de faibles refroidissements, comme le montrent les lignes de points de même couleur parallèles entre elles à la figure II.54 (en bas).

En général, ce comportement correspond avec la théorie (cf. chap. 4.5.3.1) et avec d'autres cas d'étude présentés par exemple par HILBICH *et al*. (2008a), avec la relation entre la résistivité et la température qui, au-dessus du point de fusion, suit l'équation II.4 et qui, au-dessus de 0°C, est de la forme (TELFORD *et al*. 1990) :

$$\rho_t = \rho_0 * e^{-b(t)} \quad \text{(II.26)}$$

avec : ρ_t = résistivité à la température t [Ωm] ; ρ_0 = résistivité à la température de référence [Ωm] ; t = température (°C) ; b = facteur contrôlant le gradient de croissance des résistivités.

Les valeurs aberrantes se réfèrent toujours aux deux premiers mètres de profondeur. Il est donc probable que les résistivités élevées liées aux hautes températures reflètent plutôt la résistivité de contact des électrodes que la réelle résistivité spécifique de cette partie du terrain. Il est intéressant de constater que la limite de résistivité entre le terrain gelé et non gelé est d'environ 5–6 kΩm, reflétant probablement une couche active très poreuse. Normalement, avec ces valeurs, la présence de pergélisol devrait être improbable, comme montré lors de l'interprétation des profils ERT inversés (cf. chap. 5.1.4.1). D'ailleurs, dans le profil des résistivités électrique mesuré le 21 septembre 2009 à l'emplacement du forage 3/2009, où les sédiments gelés sont absents (températures toujours positives), les valeurs à partir de 3 m de profondeur sont toujours nettement inférieures à 10 kΩm (fig. II.54). Tenant compte de cette clé d'interprétation, les résistivités de 5–6 kΩm enregistrées à plus de 25 m de profondeur à l'aplomb du forage 2/2008 indiqueraient que cette zone ne serait pas gelée. Cependant, comme à cet endroit on se situe vraisemblablement dans la roche en place (cf. fig. II.39), il faut être très prudent dans l'application de valeurs déterminées dans des sédiments gelés poreux par rapport à de la roche qui, avec des résistivités supérieures à 5 kΩm, pourrait encore être gelée.

5.1.5.4 Synthèse sur les variations de résistivité électrique

Les deux comparaisons présentées ici ont permis d'étudier l'évolution saisonnière et pluriannuelle des résistivités électriques de l'éboulis des Attelas. En particulier, il a été possible d'observer que le refroidissement automnal et hivernal se faisait plus rapidement dans la partie haute de l'éboulis, qui ne présente pas de sédiments gelés et qui est relativement poreuse, que dans le corps gelé, où la pénétration du froid est retardée en raison de l'inertie de la glace. Une forte augmentation des résistivités spécifiques ne trouvant pas correspondance dans le refroidissement des températures du terrain (exemple de juillet 2010) a d'ailleurs été interprétée comme étant liée à une augmentation de la teneur en glace suite au regel d'eau de fusion nivale pénétrant dans l'éboulis.
Avec les comparaisons avec la tomographie du 25 août 2007, par contre, on a essayé d'étudier le comportement pluriannuel en fonction de MAGST. Bien que l'inversion time-lapse ait permis d'obtenir des tomogrammes des variations de résistivité avec le temps de manière numérique, la simple comparaison de profils verticaux de résistivité à l'emplacement des forages a également permis d'avoir des informations très détaillées sur les relations entre ces deux paramètres et sur leur évolution temporelle. En particulier, il a été possible de montrer que **les résistivités diminuent faiblement et linéairement avec une augmentation des températures au-dessus de 0°C et qu'elles augmentent de manières exponentielle avec de très faibles diminutions de température au-dessous de 0°C**.

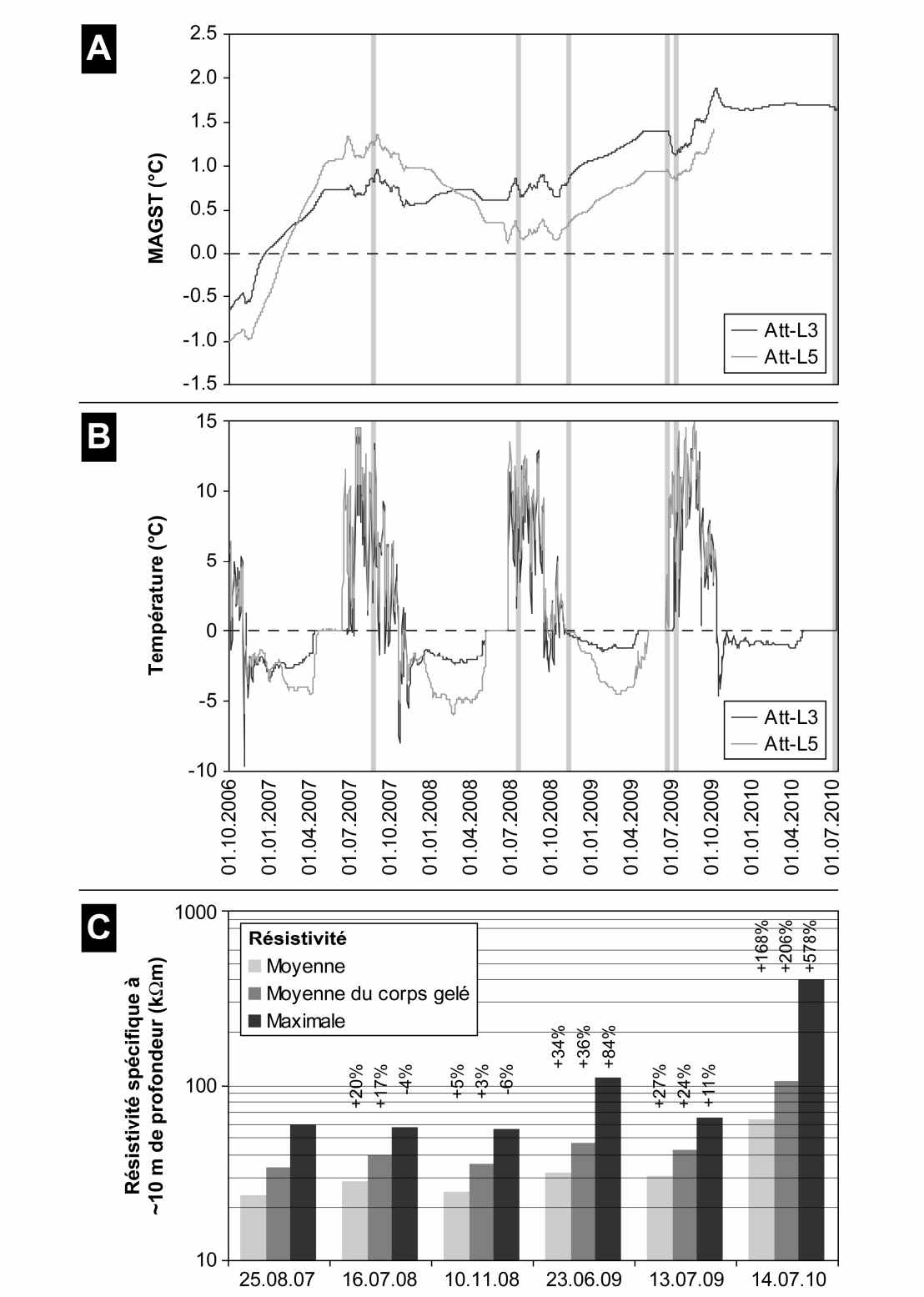


Fig. II.55 *– Evolution de MAGST (A) et de la température de la surface du sol (B) dans la partie médiane inférieure de l'éboulis des Attelas. Pour la position des capteurs de température, voir la figure II.58. Les lignes grises verticales indiquent la date où le profil ERTM a été mesuré. (C) Evolution de la résistivité moyenne et maximale des profils ERTM.*

5.1.6 Prospection sismique

5.1.6.1 Vitesses des ondes sismiques de compression (ondes P)

Un profil de tomographie de sismique réfraction (RST) (Att-S1 ; fig. II.56) a été réalisé le 20 septembre 2010 sur un transect amont-aval couvrant une partie du profil ERT Att-1 (fig. II.46). L'emplacement du profil RST a été choisi afin de croiser les deux forages du bas de la pente et de couvrir la partie de l'éboulis située entre le forage 2/2008 et le profil ERT Att-7, où les résistivités électriques ne permettent pas de s'exprimer avec certitude sur la présence ou non de sédiments gelés (résistivités comprises entre 10 et 15 kΩm). Le dispositif de mesure du profil RST Att-S1 était composé de 24 géophones espacés de 6 m. Le géophone 1 a été placé à l'emplacement de l'électrode 5 du profil ERT Att-1, tandis que le géophone 24 était à l'emplacement de l'électrode 40. Deux tirs décalés (tirs en *offset*) ont été effectués dans la partie supérieure du profil afin de gagner en résolution pour la première partie du tomogramme.

Comme pour les tomographies ERT amont-aval, le profil Att-S1 présente une différence entre le secteur inférieur et supérieur de l'éboulis. Globalement, dans tout le tomogramme, la vitesse des ondes P augmente avec la profondeur et diminue en direction du haut de la pente. La qualité globale du tomogramme est très bonne, comme l'indiquent la petite déviation RMS et la différence de temps totale absolue de 1.72 ms. La différence de temps totale de +0.02 ms indique que la différence entre les temps de trajet mesurés et calculés est très faible. La profondeur des structures modélisées correspond donc aux données mesurées. On rappelle que le signe positif de la différence de temps totale indique que, dans le modèle des données calculées, la profondeur des structures du sous-sol a été sous-estimée par rapport aux données mesurées (en d'autres termes, « temps de trajets mesurés – calculés = valeur positive »). Mis à part le début et la fin du profil, la distribution des rais sismiques dans le sous-sol est uniforme (fig. II.56, en bas), indiquant une haute qualité des vitesses calculées.

La proche surface est composée d'un niveau avec des vitesses inférieures à 1000 m/s, témoignant d'une porosité élevée (présence d'air entre les blocs). Ce niveau s'épaissit au fur et à mesure que l'on remonte la pente, pour dépasser 20 m dans la partie supérieure du profil. En accord avec la stratigraphie des forages, ce niveau est interprété comme étant la couche poreuse de surface de l'éboulis, correspondant à la première partie de la couche active dans les secteurs à pergélisol. Des vitesses plus importantes (1000–2000 m/s) indiquent un colmatage progressif des vides entre les blocs et le passage dans une couche gelée (vitesses supérieures à 2000–2500 m/s) dans la partie médiane-inférieure du profil. En particulier, **un corps avec des vitesses comprises entre 2500 et 4000 m/s est présent à partir de 10–15 m de profondeur entre 20 m de distance et le forage 2/2008, indiquant clairement que des sédiments gelés sont présents à cet endroit**. La partie plus profonde du profil RST dans sa partie inférieure présente des vitesses très élevées (> 4500 m/s), indiquant la présence de la roche en place, comme l'indique la bonne

correspondance avec la stratigraphie du forage 2/2008. Pour le forage 1/2008, par contre, les vitesses élevées dans sa deuxième moitié ne peuvent pas être expliquées par la présence de la roche en place, qui se trouve ici à partir de 24 m de profondeur. Comme la teneur en glace n'augmente pas de manière importante dans cette zone (cf. fig. II.43), il est vraisemblable que les vitesses élevées soient dues à une importante diminution de la porosité avec la profondeur (comme le montrent les diagraphies), liée au colmatage progressif de l'éboulis (cf. fig. II.39).

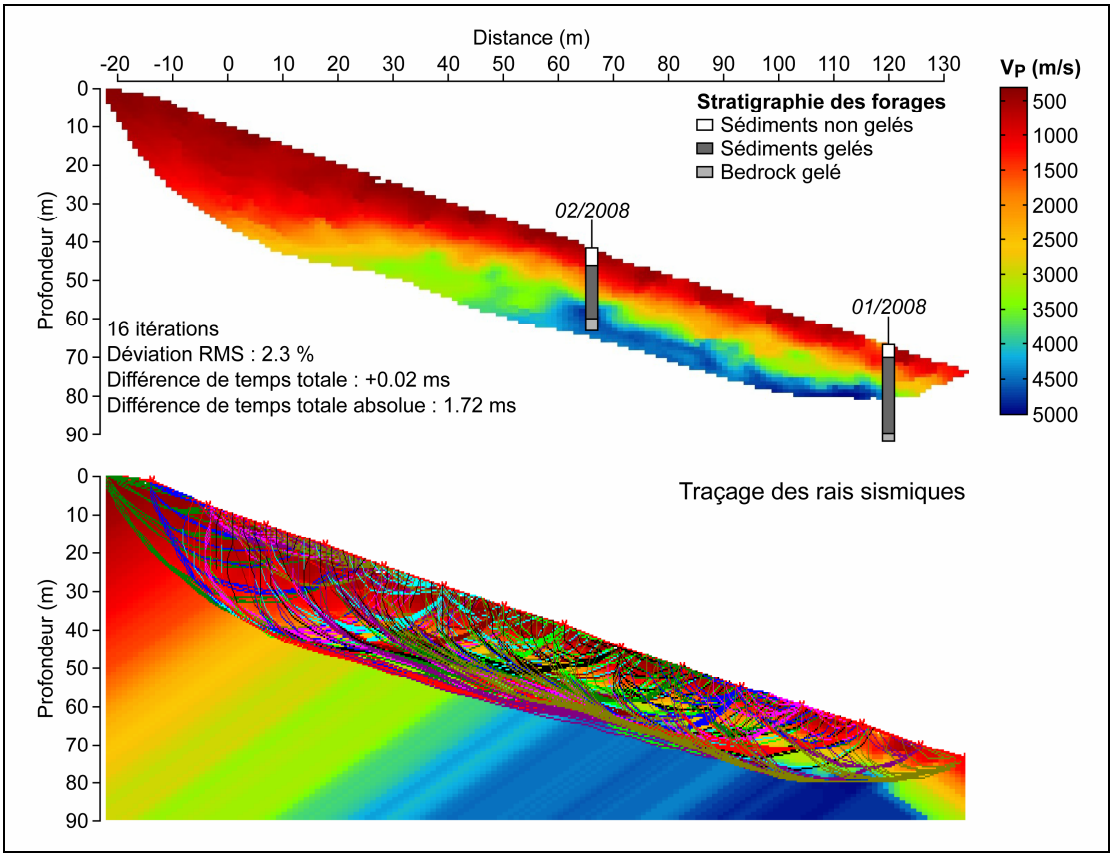


Fig. II.56 *– Le profil de sismique réfraction (RST) Att-S1 mesuré le 20 septembre 2010 sur l'éboulis des Attelas. Pour la position du profil, voir la figure II.46.*

5.1.6.2 Comparaison avec la prospection géoélectrique

La comparaison entre le profil ERT Att-1 mesuré le 14 juillet 2010 et le profil RST Att-S1 est présentée à la figure II.57. Les résultats issus des deux méthodes concordent très bien. Pour aider à l'interprétation, dans le profil RST les vitesses de 2500 et 4500 m/s, délimitant la plage de valeurs typiques du pergélisol (cf. fig. II.13-B), ont été soulignées. La structure de la subsurface peut être synthétisée comme suit (les lettres A-D désignant les mêmes secteurs dans les deux tomogrammes) :

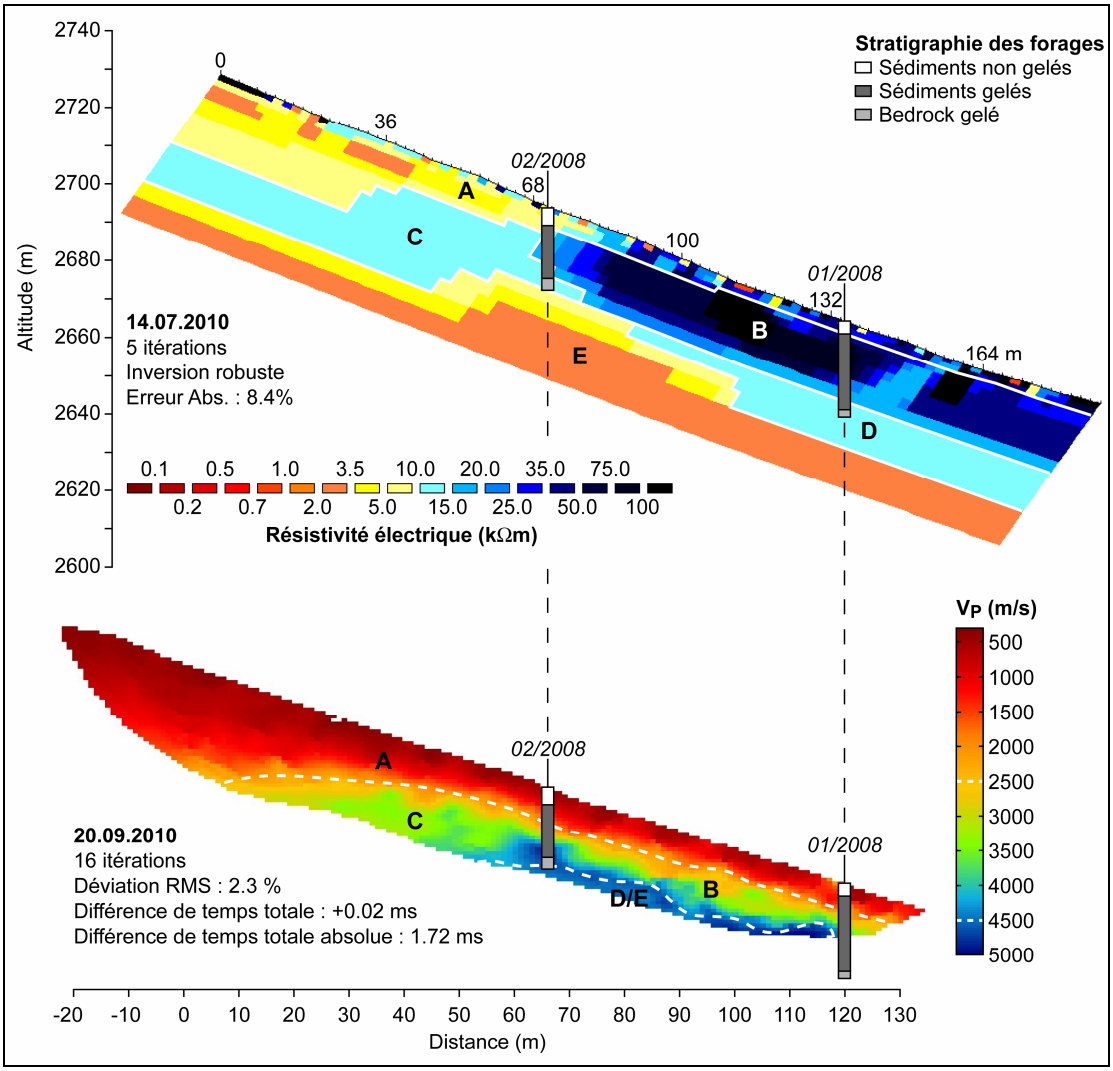


Fig. II.57 *– Comparaison entre le profil ERT Att-1 et le profil RST Att-S1 mesurés au même emplacement pendant l'été 2010. Explications dans le texte.*

- La **couche active** (secteur A) est caractérisée par des vitesses sismiques de 500–2000 m/s, dues à la présence d'air entre les blocs (porosité élevée). Les résistivités électriques sont très variables et reflètent la granulométrie. Dans le secteur médian-supérieur, à granulométrie plus fine, elles sont relativement homogènes et inférieures à 10 kΩm, tandis que plus à l'aval elles sont plus discontinues et peuvent dépasser les 50 kΩm à cause de présence de gros blocs et de vides. La couche active est plus épaisse sur le profil RST que sur le profil ERT parce que la prospection sismique a été effectuée à la fin de l'été, quand le front de dégel de la glace saisonnière est plus profond. Dans le forage 1/2008, le 14 juillet 2010 la couche active faisait 2 m d'épaisseur, tandis que le 20 septembre 2010 elle mesurait 4 m.
- Le **corps gelé** (secteurs B et C) peut être séparé en deux parties. Dans le secteur inférieur de la pente (secteur B), les vitesses sismiques élevées

(comprises entre 2500 et 4500 m/s) et les hautes résistivités (supérieures à 15 kΩm, avec des résistivités maximales dépassant 50 kΩm) concordent et indiquent la présence d'un pergélisol relativement riche en glace. Dans le secteur C, malgré les résistivités électriques relativement faibles (10–15 kΩm), les vitesses sismiques moyennes autour de 3000–3500 m/s confirment la présence d'un pergélisol relativement riche en glace. Le mélange glace/sédiments faiblement résistant et la température enregistrée dans le forage 2/2008 indiquent qu'il s'agit d'un pergélisol semi-tempéré à tempéré proche de la température de fusion, avec un contenu en eau non gelée qui peut être important.

- La **roche en place** (secteurs D et E) présente des vitesses sismiques supérieures à 4500 m/s. Sur la base des résistivités électriques, elle peut également être séparée en deux parties. Le secteur D, avec des résistivités comprises entre 10 et 15 kΩm, correspond vraisemblablement à la **roche en place gelée** (pergélisol). Cette interprétation est en accord avec les températures moyennes du forage 1/2008 (fig. II.39), qui indiquent que la base du pergélisol pourrait se situer 10–15 m plus bas que le fond du trou. Les résistivités comprises entre 13 et 20 kΩm dans la partie profonde du forage virtuel de la figure II.54 (en haut) confirment également que la couche gelée devrait se poursuivre sous le fond du forage 1/2008. Le secteur E, avec des résistivités inférieures à 10 kΩm, correspond probablement à la **roche en place non gelée**. En effet, malgré les températures moyennes dans le forage 2/2008 permettent difficilement d'estimer la profondeur de la base du pergélisol, les résistivités comprises entre 4.5 et 6 kΩm à plus de 25 m de profondeur dans le forage virtuel de la figure II.54 (en haut) laissent penser que ce secteur n'est plus gelé. Tenant compte qu'à 22 m les résistivités sont comprises entre 8 et 12 kΩm selon la saison, la base du pergélisol à l'aplomb du forage 2/2008 se situerait donc quelque part entre 22 et 25 m de profondeur.

Malgré une distance entre les géophones de 6 m pour le profil RST par rapport à une intervalle inter-électrode de 4 m pour le profil ERT, la résolution de la tomographie sismique est remarquable, tenant compte que pour la tomographie électrique un affinage du modèle a été effectué (cf. chap. 4.6.2.6). La profondeur d'investigation est par contre plus faible dans le profil RST. Ceci est dû principalement à l'important contraste de vitesse entre la couche active et le toit du pergélisol, qui induit un angle de réfraction relativement grand et qui empêche donc une bonne pénétration des ondes de compression dans les parties plus profondes (il faut toujours se rappeler que les ondes sont créées manuellement à l'aide d'une masse). Pour cette raison, afin de maximiser la profondeur de pénétration des ondes, conformément aux recommandations faites par HILBICH (2010), la prospection sismique a été effectuée à la fin de l'été, quand l'épaisseur de la couche active est maximale.

5.1.7 Extension spatiale du pergélisol

Sur la base de la prospection géophysique de surface et des données issues des forages, qui ont permis d'obtenir des informations *in situ* à l'intérieur de la formation sédimentaire et de calibrer l'interprétation des données géophysiques, il est possible de proposer une cartographie de la répartition du pergélisol dans l'éboulis des Attelas (fig. II.58 et fig. II.59).

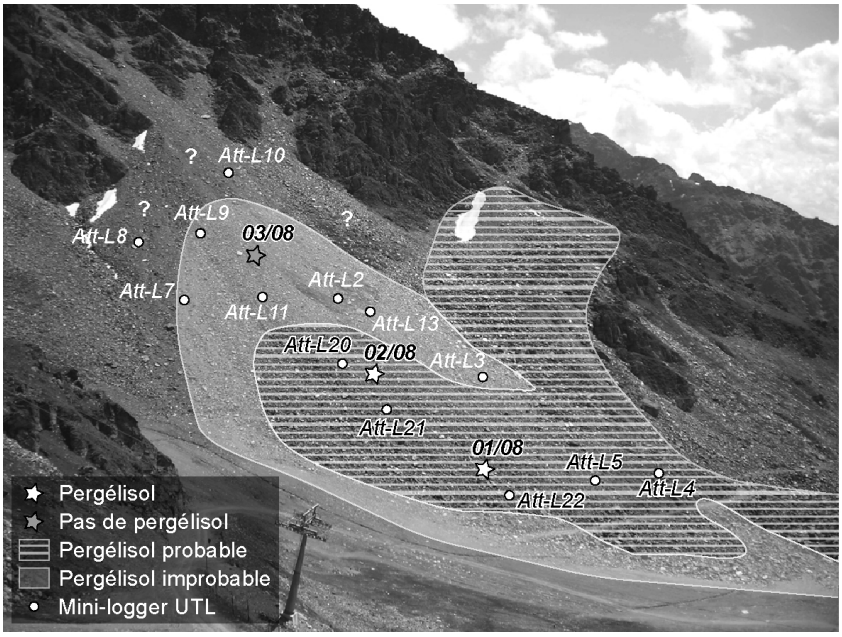


Fig. II.58 *– Répartition du pergélisol dans l'éboulis des Attelas en fonction des différentes mesures et observations effectuées sur le site et localisation des mini-loggers UTL.*

Les différentes mesures effectuées permettent globalement de confirmer les conclusions présentées par LAMBIEL (2006) et LAMBIEL & PIERACCI (2008), à savoir que **le pergélisol occupe une surface importante dans la partie médiane-inférieure du cône, tandis que la partie supérieure en est dépourvue**. Par rapport aux études précédentes, il a été possible de prouver cette différence amont-aval et de préciser l'extension du corps gelé dans les trois dimensions. De plus, **grâce à l'utilisation conjointe de la géoélectrique et de la sismique, il a été possible de confirmer que la présence de pergélisol est probable dans les zones où elle était considérée seulement comme possible**.
La cartographie proposée comprend également le système protalus rampart–glacier rocheux qui se situe au sud de l'éboulis, qui a été considéré dans cette analyse comme un seul glacier rocheux. Les caractéristiques morphologiques (aspect intact, topographie bombée, front raide avec des fines), la dynamique active (cf. chap. 5.1.1) et les résistivités importantes mesurées dans la partie terminale des profils ERT Att-3, Att-4 Att-5 et Att-6 (voir fig. II.48) indiquent que la présence de pergélisol dans ce glacier rocheux est probable.

Il s'agit maintenant d'étudier les processus qui permettent d'expliquer cette répartition particulière du pergélisol dans l'éboulis des Attelas, en se focalisant sur la surface et le cœur de la formation sédimentaire.

5.1.8 Processus de surface

5.1.8.1 Effet de la radiation solaire

Du point de vue topoclimatique, tout l'éboulis des Attelas se situe dans un secteur qui, par son altitude et son exposition, est potentiellement favorable à la présence de pergélisol discontinu (cf. fig. I.2). Mais un modèle régional simulant la limite inférieure du pergélisol discontinu ne donne pas d'informations sur la discontinuité du pergélisol en elle-même. Il est donc important de passer à une échelle d'analyse plus détaillée afin d'évaluer si la pente, l'orientation et l'éventuel écran orographiques peuvent jouer un rôle dans la discontinuité du pergélisol déterminée dans ce site. Pour répondre à ces questions, la radiation solaire directe potentielle pour la période comprise entre le 1er juillet et le 31 octobre a été calculée à l'aide d'un SIG sur la base d'un modèle numérique d'altitude (fig. II.59).

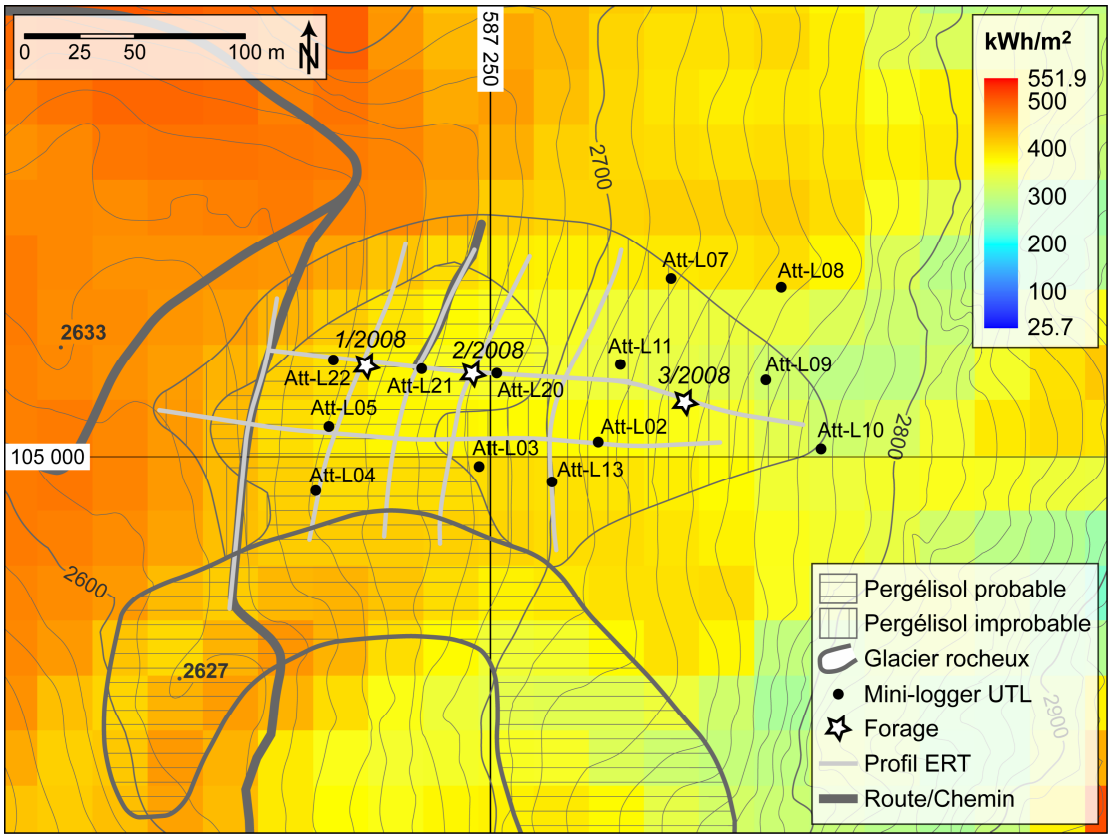


Fig. II.59 *– Calcul de la radiation solaire directe potentielle pour la période entre le 1er juillet et le 31 octobre sur l'éboulis des Attelas et cartographie de la répartition du pergélisol en fonction des différentes mesures effectuées sur le site.*

Globalement, le cône principal présente un gradient négatif dans la radiation solaire directe, avec des valeurs d'environ 450 kWh/m^2 dans la partie inférieure de la pente sur la piste de ski, de 365–400 kWh/m^2 dans le secteur des forages 1/2008 et 2/2008 et de 340–360 kWh/m^2 dans les environs du forage 3/2008. La valeur la plus faible (~300 kWh/m^2) se trouve dans la partie sommitale de l'éboulis, en contrebas des parois rocheuses. **Etant donné que la radiation solaire directe est plus importante dans les zones où la présence de pergélisol est probable par rapport aux zones où elle est improbable, ce paramètre a peu d'importance sur la répartition du pergélisol dans l'éboulis**, au-moins dans la partie qui a été étudiée. Plus en amont (au-dessus de 2770 m), en effet, étant donné que l'énergie solaire à la surface du sol est un tiers inférieure qu'à la base de la pente et que cette zone se situe 150 m plus haut, la présence de pergélisol pourrait être possible. Des valeurs inférieures à 350 kWh/m^2 sont présentes également dans la zone supérieure du glacier rocheux. La radiation solaire, ainsi que l'altitude, pourraient donc jouer un rôle dans la présence de pergélisol dans cette forme – qui exporterait des conditions froides vers l'aval par fluage – laissant penser que la répartition du pergélisol dans ce glacier rocheux est contrôlée par un régime thermique essentiellement conductif.

5.1.8.2 Régime thermique de surface

Afin d'étudier le régime thermique de la surface de l'éboulis des Attelas, les données de 13 capteurs autonomes de température du type UTL-1 ont été utilisées (fig. II.58 et fig. II.59). Ces capteurs sont répartis assez uniformément sur la pente, afin de couvrir tous les secteurs de l'éboulis. Dans l'analyse des données de température, il est intéressant de tenir compte non seulement de la position du capteur en fonction de l'altitude, mais aussi par rapport à la répartition du pergélisol déterminée par la prospection géophysique et les forages.

La figure II.60 permet de visualiser l'évolution de GST sur deux profils amont-aval situés respectivement à peu près le long des deux profils ERT Att-11/1 et Att-2. Dans les deux cas, il est possible d'observer un comportement thermique hivernal très différent selon le secteur de l'éboulis où le capteur de température est placé. Le profil des loggers Att-L9-11-20-21-22 présente une augmentation de GST plus ou moins graduelle du bas vers le haut de la pente, avec un contraste thermique de plusieurs degrés. En particulier, à l'emplacement du capteur Att-L9 (partie haute de l'éboulis), on assiste pendant les hivers 2008/2009 et 2009/2010 à des réchauffements de la surface du sol, avec des températures positives, synchrones à des refroidissements de la partie basse de l'éboulis (Att-L21-22). Ce comportement opposé se manifeste lorsqu'un refroidissement important des températures de l'air a lieu, comme ce fut le cas au début du mois de mars 2009 ou en début janvier et début mars 2010. Dans le profil des loggers Att-L10-2-13-3-5, par contre, GST les plus chaudes sont mesurées plus bas dans la pente, à l'emplacement du capteur Att-L13, qui se situe à la base des loupes de solifluxion. Pendant la vague de froid de la deuxième partie du mois de décembre 2009, les températures à cet emplacement sont demeurées largement positives. Le réchauffement s'est manifesté aussi pour Att-L3, bien que les températures soient restées négatives. Les données ne sont pas

disponibles pour Att-L5, mais les températures dans la partie basse de la pente à ce moment ont présenté un important refroidissement, comme l'indiquent les températures enregistrées par Att-L22 et Att-L4 (voir fig. II.61). Plus haut dans la pente, à l'emplacement de Att-L10, on observe à nouveau un refroidissement de GST, avec une température d'équilibre hivernal enregistrée entre février et avril 2009 de -2.5°C.

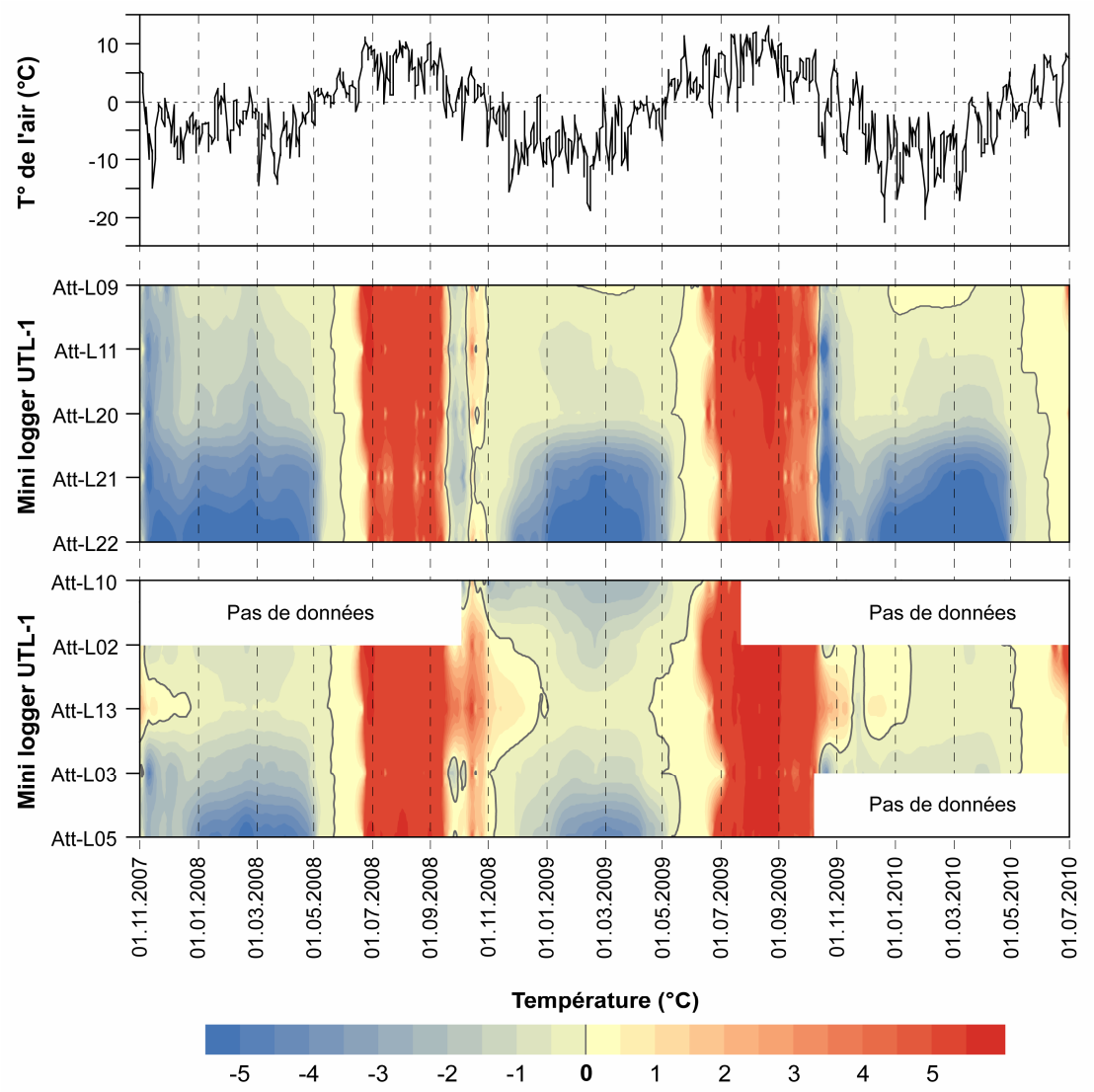


Fig. II.60 *– Evolution de GST (moyenne journalière) sur deux profils longitudinaux à la pente de l'éboulis des Attelas de novembre 2007 à juillet 2010. Les températures de l'air à partir du 11 novembre 2008 sont celles mesurées à 2 m du sol à l'emplacement du forage 2/2008 [T°-IGUL]. Pour la période précédente, elles ont été calculées par régression linéaire sur la base des données de température mesurées par la station ENET des Attelas (2545 m) de l'Institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches (SLF) de Davos [T°-SLF]. La relation est la suivante : T°-IGUL = 0.90 * T°-SLF + 0.68 ; R^2 = 0.84. Pour la localisation des capteurs de température, voir la figure II.59.*

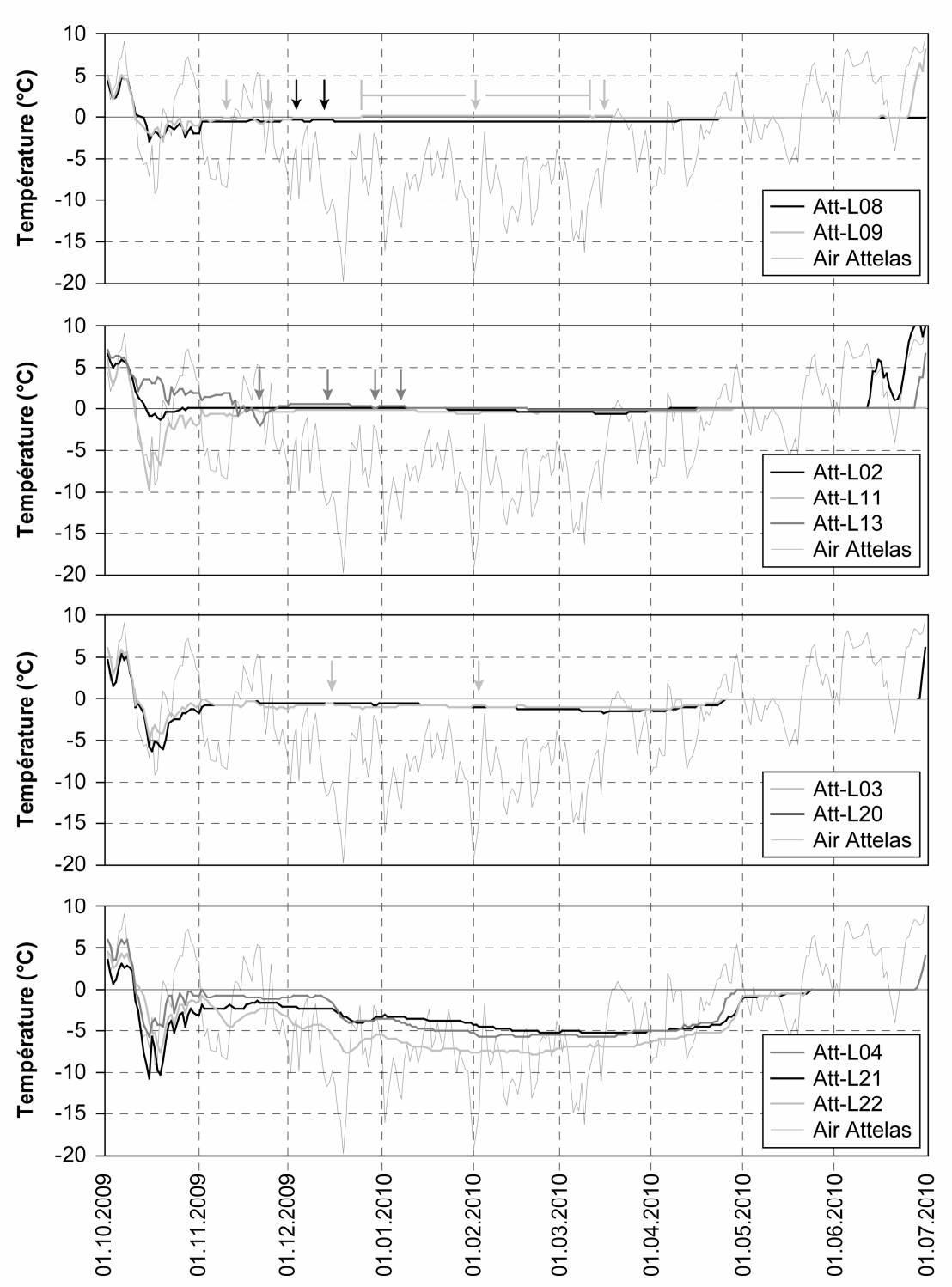


Fig. II.61 *– Températures enregistrées durant l'année 2009/2010 dans les différents secteurs de l'éboulis des Attelas (du haut vers le bas : du secteur supérieur vers le secteur inférieur de la pente). Les flèches indiquent les variations de GST inverses à celles de la température de l'air sur la courbe de température de même couleur. Pour la localisation des capteurs de température, voir la figure II.59.*

Ce comportement opposé lors des vagues de froid entre le bas et le haut de la pente (pour le profil Att-L9-11-20-21-22) **et entre le bas de la pente et le secteur à la base des loupes de solifluxion** (pour le profil Att-L10-2-13-3-5) **indique qu'une ventilation ascendante au sein de l'éboulis des Attelas pourrait être possible** (cf. LAMBIEL 2006, LAMBIEL & PIERACCI 2008). L'étude du régime thermique de l'éboulis par tranches d'altitude basée sur les données de l'année hydrologique 2009/2010 devrait permette une meilleure compréhension des transferts de chaleur au sein de la pente et de la relation entre GST et la granulométrie.

Les capteurs Att-L8 et Att-L9, situés dans la partie haute de la pente, dans un secteur où la présence de pergélisol est improbable, présentent des températures hivernales proches de 0°C. Pour Att-L9, les températures sont même très légèrement positives de la fin du mois de décembre jusqu'à la mi-mars. Des variations secondaires sont observables de temps à autre de manière inverse à celles de la température de l'air, marquant une évacuation d'air relativement chaud en début d'hiver pour Att-L8 et pendant tout l'hiver pour Att-L9. Ce comportement se repère également plus bas dans la pente, au niveau du capteur Att-L13, qui se situe à la base des loupes de solifluxion. Ce comportement n'est par contre visible ni sur Att-L2 ni sur Att-L11. De manière globale, Att-L2 est plus froid que Att-L13, bien qu'il se situe plus en amont (voir fig. II.60), tandis que Att-L1 peut présenter des réchauffements liés à un refroidissement des températures de l'air, ce qui n'était pas le cas pendant l'hiver 2009/2010 mais qui s'est passé à la fin février 2009, comme on peut l'observer sur la figure II.60. Plus bas dans la pente, des variations de GST inverses à celles de la température de l'air sont également visibles sur Att-L3, tandis qu'elles sont absentes sur Att-L20. Dans le secteur inférieur, enfin, les températures hivernales sont toujours relativement froides, avec la zone la plus froide se situant aux alentours du logger Att-L22, plus froid que Att-L4 (situé à la même altitude mais plus au sud dans la pente) et que Att-L21 (situé plus en amont).

Les données présentées aux figures II.60 et II.61 permettent donc de voir qu'**il existe un décalage des zones plus froides, respectivement plus chaudes, entre la partie centrale** (profil des loggers Att-L9-11-20-21-22) **et la partie sud de l'éboulis** (profil des loggers Att-L10-2-13-3-5). **Ce même décalage est présent dans la répartition du pergélisol, qui est probable aux alentours de Att-L20 et improbable dans les environs de Att-L3 à la même altitude**. Pour expliquer cette différence, il faut considérer le rôle joué par la granulométrie du terrain dans le secteur médian-supérieur de l'éboulis. L'évacuation d'air relativement chaud dans le haut de la pente se fait de manière préférentielle dans les secteurs où la granulométrie est plus grossière, comme cela est le cas pour les zones situées dans les environs des capteurs Att-9, Att-13 et (partiellement) Att-11. Cette advection semble ne pas fonctionner dans les secteurs plus fins, comme cela est la cas de la partie la plus haute de la pente (Att-L10) et des loupes de solifluxion (Att-L2) (voir profils granulométriques G5 et G7, chap. 5.1.1). Cela confirme le constat fait par LAMBIEL (2006), à savoir que **dans la partie haute de l'éboulis les zones à granulométrie plus grossière sont moins froides que celles à granulométrie plus fine**. Cette remarque impose un double constat : d'une part, ce contraste thermique

entre des zones à granulométrie (de surface) différente indique que l'advection d'air joue un rôle plus important que la convection/conduction, sinon les zones à granulométrie plus grossière seraient les plus froides (voir HARRIS & PEDERSEN 1998) ; d'autre part, étant donné que l'air relativement chaud arrive à s'échapper seulement dans les secteurs où la proche subsurface n'est pas colmatée par les fines, la granulométrie de la surface du sol est déterminante dans la désignation des zones qui peuvent être potentiellement « réchauffées » par la ventilation ascendante.

Si l'on tient compte du décalage présent au niveau de la répartition du pergélisol entre le secteur central et le secteur sud de l'éboulis, il est possible de proposer une relation entre la ventilation ascendante par effet de cheminée et la répartition du pergélisol. En effet, **il est probable que la descente en altitude de la limite entre pergélisol probable et improbable dans la zone du logger Att-L3 soit due à la présence des loupes de solifluxion plus à l'amont (éboulis peu poreux), qui contraignent l'air relativement chaud à s'évacuer à leur base, comme l'indique le comportement des loggers Att-L13 et Att-L03**. Au nord des loupes de solifluxion, au contraire, l'évacuation d'air relativement chaud se ferait plus haut dans la pente, avec une intensité croissante entre Att-L11 et Att-L9, où l'air serait contraint d'être expulsé de l'éboulis par la présence de fines dans le secteur du capteur Att-L10. **La ventilation ascendante dans le secteur médian-supérieur de la pente, elle-même dépendante de la sédimentologie de surface, semble donc avoir pour effet d'empêcher la formation et la préservation de pergélisol dans les secteurs d'expulsion d'air chaud**, comme l'indiquerait la position de ces secteurs par rapport aux zones où la présence de pergélisol est improbable. **Le fait d'avoir un effet sur l'absence de pergélisol indique également que la ventilation ascendante devrait concerner une bonne partie (ou l'intégralité) de l'épaisseur de l'éboulis**. Si elle était limitée à la couche active, en effet, on comprendrait mal comment elle pourrait empêcher la formation et la préservation de pergélisol. L'analyse des données de température des forages devrait permettre de mieux préciser ce point.

S'il est possible de comprendre l'effet de la circulation d'air à l'intérieur de l'éboulis sur les températures de la surface du sol mesurées dans le secteur médian et supérieur de la pente, il est plus difficile de discerner son influence dans la partie inférieure de la pente. Le refroidissement est plus important au niveau de Att-L22 qu'à Att-L4 et Att-L5 situés à la même altitude. Cette différence s'explique difficilement par la granulométrie, étant donné qu'au niveau de Att-L4-5 (situés sur un bourrelet de la partie inférieure de l'éboulis), la granulométrie est légèrement plus grossière qu'à Att-L22. Il est donc vraisemblable que Att-L22 se situe dans la zone de refroidissement maximal de la partie centrale de l'éboulis (plus en aval, on passe dans le secteur où le pergélisol est improbable), tandis que pour la partie sud de l'éboulis, cette zone se situerait à l'aval des capteurs Att-L4-5, au niveau de la route qui traverse l'éboulis (voir fig. II.59) ou plus bas, dans la zone plus grossière de l'éboulis (zone du profil G1, voir la figure II.36). **Cela confirmerait, d'une part, le décalage de la ventilation ascendante entre la partie centrale et la partie sud de l'éboulis, et d'autre part, que dans la partie inférieure de l'éboulis, la**

granulométrie a moins d'influence sur l'état thermique de la surface du sol que dans la partie supérieure. On peut en effet envisager que, au-delà d'une certaine valeur, la taille des blocs n'ait plus d'influence sur les échanges thermiques entre l'atmosphère et la couche active.

Une confirmation des propos exprimés ci-dessus est donnée par la comparaison entre les températures à la base du manteau neigeux (BTS) mesurées le 12 mars 2007 et la répartition du pergélisol déterminée à l'aide de la géophysique (fig. II.62). Bien qu'un léger décalage soit présent, **la zone où la présence de pergélisol est probable correspond presque parfaitement au secteur des températures les plus froides**. Le décalage mis en évidence entre le profil central et la partie sud de l'éboulis est aussi évident, avec les températures à la base des loupes de solifluxion qui sont comprises entre -1 et -2 °C, alors qu'elles sont plus froides, à la même altitude, plus au nord. L'effet limitant dû à l'évacuation d'air relativement chaud exercé par les zones à granulométrie fine permet également d'expliquer la position de la zone la plus chaude en absolu (températures positives), qui se trouve décalée vers le sud à cause de la présence des loupes de solifluxion. Pour le bas de la pente, le secteur le plus froid est bien celui situé à l'aval du forage 1/2008 (zone du logger Att-L22 et du profil granulométrique G2), confirmant que la granulométrie, ici, ne joue pas un rôle prépondérant. A l'emplacement du profil granulométrique G1 (vers 2620 m d'altitude), où la taille des blocs est plus grande qu'à G2, les températures sont en effet plus chaudes de 1–3°C.

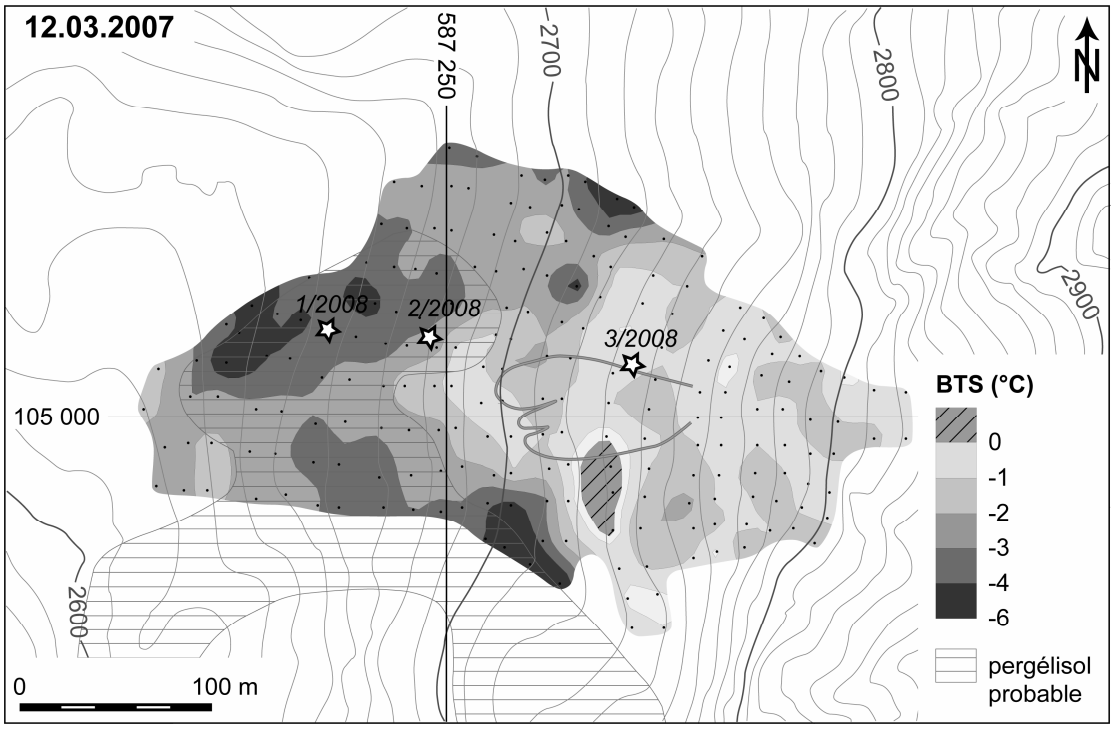


Fig. II.62 *– Interpolation par krigeage ordinaire des mesures BTS effectuées sur l'éboulis des Attelas le 12 mars 2007. Elaboration et traitement des données BTS par C. Lambiel.*

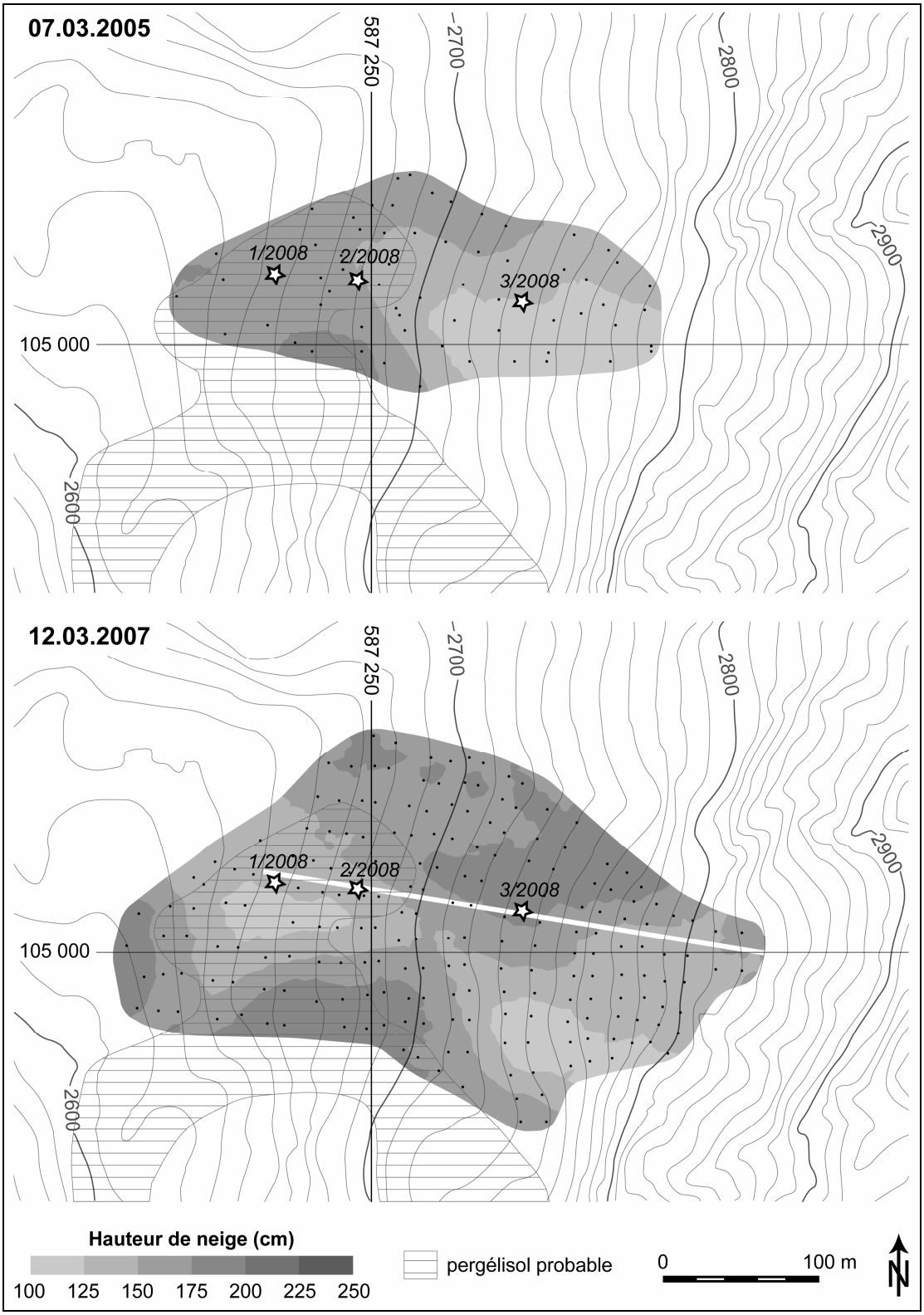


Fig. II.63 *– Interpolation par krigeage ordinaire des hauteurs de neige mesurées sur l'éboulis des Attelas pendant les mois de mars 2005 et 2007 lors de campagnes de mesures BTS (données : C. Lambiel). La ligne blanche sur la figure du 12 mars 2007 correspond au profil de neige présenté à la figure II.64.*

5.1.8.3 Evolution du manteau neigeux

Les campagnes de mesures BTS effectuées sur l'éboulis des Attelas fournissent un certain nombre de données relatives à l'épaisseur de la neige pendant le mois de mars (fig. II.63). Les mesures effectuées le 7 mars 2005 montrent que, globalement, l'épaisseur de la neige diminuait du bas de la pente vers le haut. La zone où la présence de pergélisol est probable correspond donc à celle où les hauteurs de neige étaient les plus importantes. La zone avec moins de neige était celle des loupes de solifluxion, où la topographie bombée favorise probablement la déflation de la neige par le vent. La configuration deux ans plus tard est quelque peu différente. Le 12 mars 2007, la zone des forages 1/2008 et 2/2008 présentait des épaisseurs de neige relativement faibles, alors qu'elles étaient plus importantes au niveau du forage 3/2008. Il est important de rappeler que l'hiver 2006/2007 a été particulièrement doux et peu enneigé.

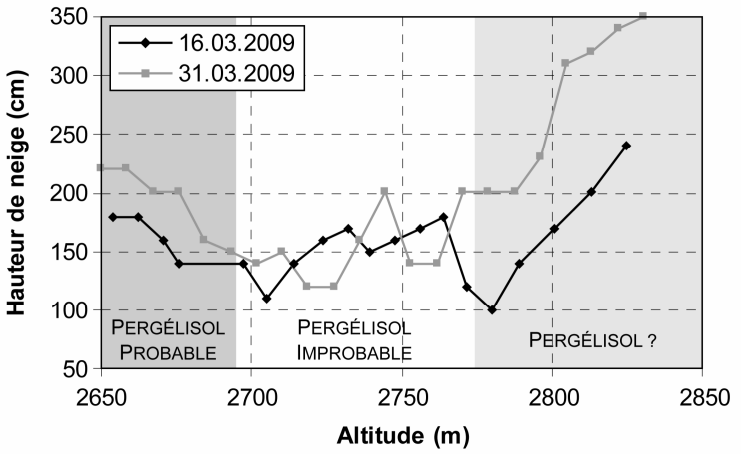


Fig. II.64 *– Hauteurs de neige mesurées dans la deuxième moitié du mois de mars le long d'un profil longitudinal à la pente sur l'éboulis des Attelas.*

L'épaisseur de la neige sur un profil longitudinal à la pente a été mesurée également dans la deuxième moitié du mois de mars 2009 (fig. II.64). Ici aussi, on peut constater un amincissement de la couverture neigeuse du bas de la pente vers la zone du forage 3/2008 (vers 2740 m), et un important épaississement plus en amont, dans le couloir central de l'éboulis et à la base des parois rocheuses. Les données de 2005 et de 2009 confirment donc que **le secteur où la présence de pergélisol est probable bénéficie d'un apport en neige plus important que le secteur où la présence de pergélisol est improbable**. Plus haut dans la pente, la radiation solaire directe potentielle et les températures enregistrées par Att-L10 indiquent que la présence de pergélisol pourrait être possible. Les hauteurs de neige mesurées en mars 2009 confirment que cette zone bénéficie potentiellement d'un apport en neige assez conséquent à cause du vent et des petites avalanches s'arrêtant dans le haut du versant qui favorisent son dépôt au pied des parois, permettant de bien isoler thermiquement le sol.

La caméra fixe installée sur le site des Attelas en mars 2009 permet de suivre l'évolution du manteau neigeux, surtout pendant la phase de déneigement, et d'étudier également la fréquence d'autres processus de surface, comme les laves torrentielles ou les avalanches. Une sélection de photos pour les années 2009 et 2010, basée également sur leur qualité globale qui peut varier en fonction des conditions météorologiques, est présentée à la figure II.50. En ce qui concerne les avalanches, on peut noter des petites coulées de neige restreintes à la partie supérieure de l'éboulis sur les photos du 17 mai 2009 et du 17 novembre 2009. Des événements plus importants peuvent également atteindre la base de l'éboulis, comme ce fut le cas des avalanches de neige humide de printemps du 26 mai 2010. Il est donc probable que les avalanches jouent un rôle dans la redistribution de la neige sur l'éboulis, surtout au printemps.

Si l'on se concentre sur le déneigement de l'éboulis, on constate que le comportement est similaire entre 2009 et 2010 au niveau spatial. **Le premier secteur à être déneigé correspond à la partie frontale des loupes de solifluxion de la partie médiane-supérieure de la pente** (25 mai 2009 et 26 mai 2010). La topographie légèrement bombée des loupes de solifluxion favorise la déflation de la neige par le vent pendant l'hiver, comme l'indiquent aussi les profils de neige présentés auparavant, permettant un déneigement plus rapide de ces zones. Ce ne sont donc pas les secteurs les plus chauds qui sont déneigés en premier. D'ailleurs, l'analyse des photos de l'hiver 2009/2010 n'a jamais permis de détecter des cheminées de fonte du manteau neigeux, seul indice visuel du fonctionnement d'une ventilation ascendante, même si des températures positives ont été enregistrées par les loggers Att-L9 et Att-L13 (fig. II.60). La partie frontale des bourrelets de fluage profond au pied de l'éboulis (surtout en 2009), ainsi que le front du glacier rocheux au sud de l'éboulis, sont déneigées en même temps que les loupes de solifluxion ; dans ces deux secteurs, la disparition de la neige est probablement favorisée par la pente plus raide. Au cœur de l'éboulis, le déneigement se propage en quelques semaines de la partie frontale des loupes de solifluxion vers l'amont (1er juin 2009 et 23 juin 2010), pour se propager ensuite à la zone à la base des loupes (8 juin 2009 et 29 juin 2010). Cette propagation vers l'amont et l'aval continue pour aboutir à un déneigement complet de la partie centrale de l'éboulis entre la fin juin et le début juillet (29 juin 2009 et 6 juillet 2010). Vers la mi-juillet (12 juillet 2009 et 13 juillet 2010), on peut estimer que le déneigement de l'éboulis est presque complet.

En résumé, la partie médiane-supérieure de l'éboulis est la première à être déneigée, suivie par le secteur situé entre le forage 2/2008 et la base des loupes de solifluxion, tandis que la partie inférieure de la pente, en particulier le secteur situé en aval du forage 1/2008 (qui est le secteur le plus froid), est déneigé en dernier. Le décalage temporel entre la partie médiane-supérieure et la partie inférieure de la pente est de 2–3 semaines, ce qui a pour effet de retarder de manière importante le réchauffement du pied de l'éboulis par rapport aux secteurs situés à l'amont. Ce comportement est bien visible également à la figure II.60, où il existe un léger décalage dans le passage des températures de la surface du sol de négatives à positives, témoignant de la disparition de la neige, entre la partie inférieure et supérieure de l'éboulis.

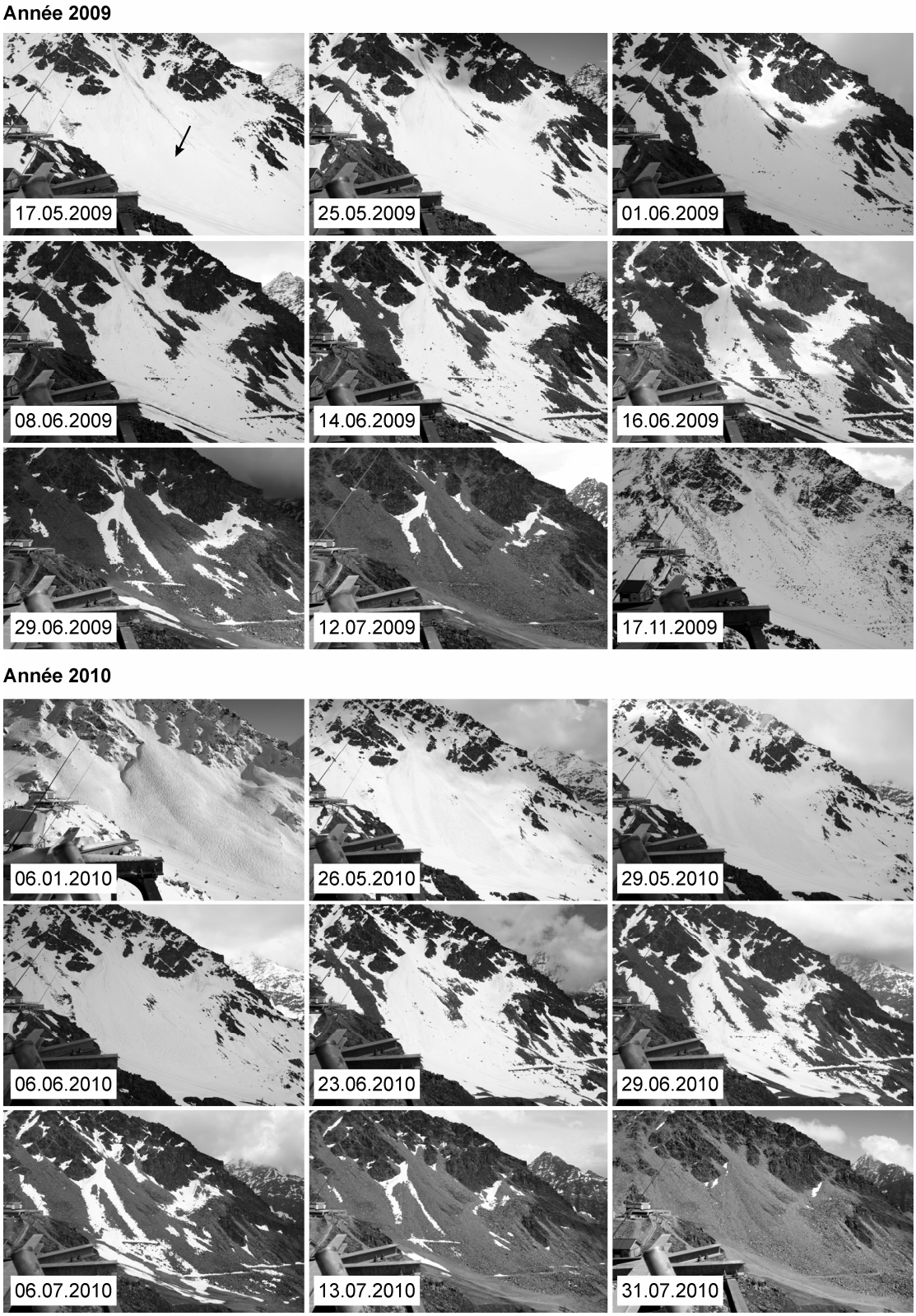


Fig. II.65 *– Sélection de clichés effectués par la caméra fixe installée aux Attelas pour suivre l'évolution du manteau neigeux et d'autres processus de surface sur l'éboulis. La flèche sur la photo du 15 mai 2009 indique la position du forage 2/2008.*

Il faut également tenir compte d'un facteur anthropique dans l'analyse des températures de la surface du sol en lien avec l'enneigement. Comme on peut le constater sur la photo du 6 janvier 2010 sur la figure II.65, la partie en aval du forage 2/2008, qui est aussi la partie la plus froide de l'éboulis (cf. fig. II.62), est très fréquentée par les skieurs. Il est donc possible qu'ici, en raison de la compaction du manteau neigeux suite au passage répété des skieurs, le rôle isolant de la neige soit moins important que plus à l'amont, contribuant ainsi à un refroidissement de la surface du sol (cf. LAMBIEL & REYNARD 2003b). A l'heure actuelle, nous n'avons pas assez de données pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.
Une dernière considération concerne la différence dans la date du déneigement entre les printemps 2009 et 2010, probablement due à une différence dans les températures de printemps. Du côté de l'enneigement, en effet, les hauteurs de neige à 2500 m dans la région à la fin du printemps (météorologique[1]) étaient, respectivement, de 100–150 cm le 20 mai 2009 et de 80–120 cm le 20 mai 2010 (données de l'Institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches (SLF) de Davos). Le déneigement en début d'été aurait donc dû être plus rapide en 2010 qu'en 2009. Si l'on regarde du côté des températures, par contre, malgré le fait que le printemps 2010 ait été de 1°C plus chaud que la norme 1961–1990 en Valais, le printemps 2009 a été encore plus chaud, avec un excédent thermique moyen de 2.5° qui en fait le 2ème printemps le plus chaud depuis 1864 (données MétéoSuisse). En début d'été, par contre, les conditions du mois de juin ont été comparables pour les deux années, avec des températures en Valais de 1.5 à 2°C plus chaudes que la norme de référence 1961–1990. Cette similitude est bien visible sur la vitesse de déneigement, qui est semblable entre les deux années, bien que tout le processus soit décalé de 1 à 2 semaines en 2010 par rapport à 2009.

5.1.9 Processus internes à la formation sédimentaire

5.1.9.1 Régime thermique de l'éboulis

La figure II.66 permet d'observer l'évolution de la température du sol dans les trois forages de l'éboulis des Attelas, qui se fait de manière graduelle avec la profondeur. Il existe un décalage temporel entre les fluctuations des températures de l'air et les fluctuations des températures du sol en profondeur qui, à 10 m, est d'environ 6 mois.

Tous ces indices indiquent que le régime thermique à l'intérieur de l'éboulis est essentiellement de type conductif/convectif.

Dans les forages 1/2008 et 2/2008 il est possible d'observer l'évolution de l'épaisseur de la couche active, qui s'approfondit graduellement à partir de début juin pour atteindre son maximum vers la fin du mois d'octobre, moment où elle gèle assez rapidement, en particulier dans le forage 1/2008. Dans le forage 2/2008, la partie dégelée de la couche active qui persiste jusqu'à la fin du mois de janvier 2010

[1] Les saisons météorologiques, au contraire des saisons astronomiques, comprennent les mois en entier. Ainsi, le printemps météorologique est constitué des mois de mars, avril et mai.

est probablement due à la marge d'erreur du capteur de température, qui malgré la calibration des températures effectuée au moment de la fonte de la neige (période de *zero curtain),* affiche ici des valeurs de 0.01–0.02°C

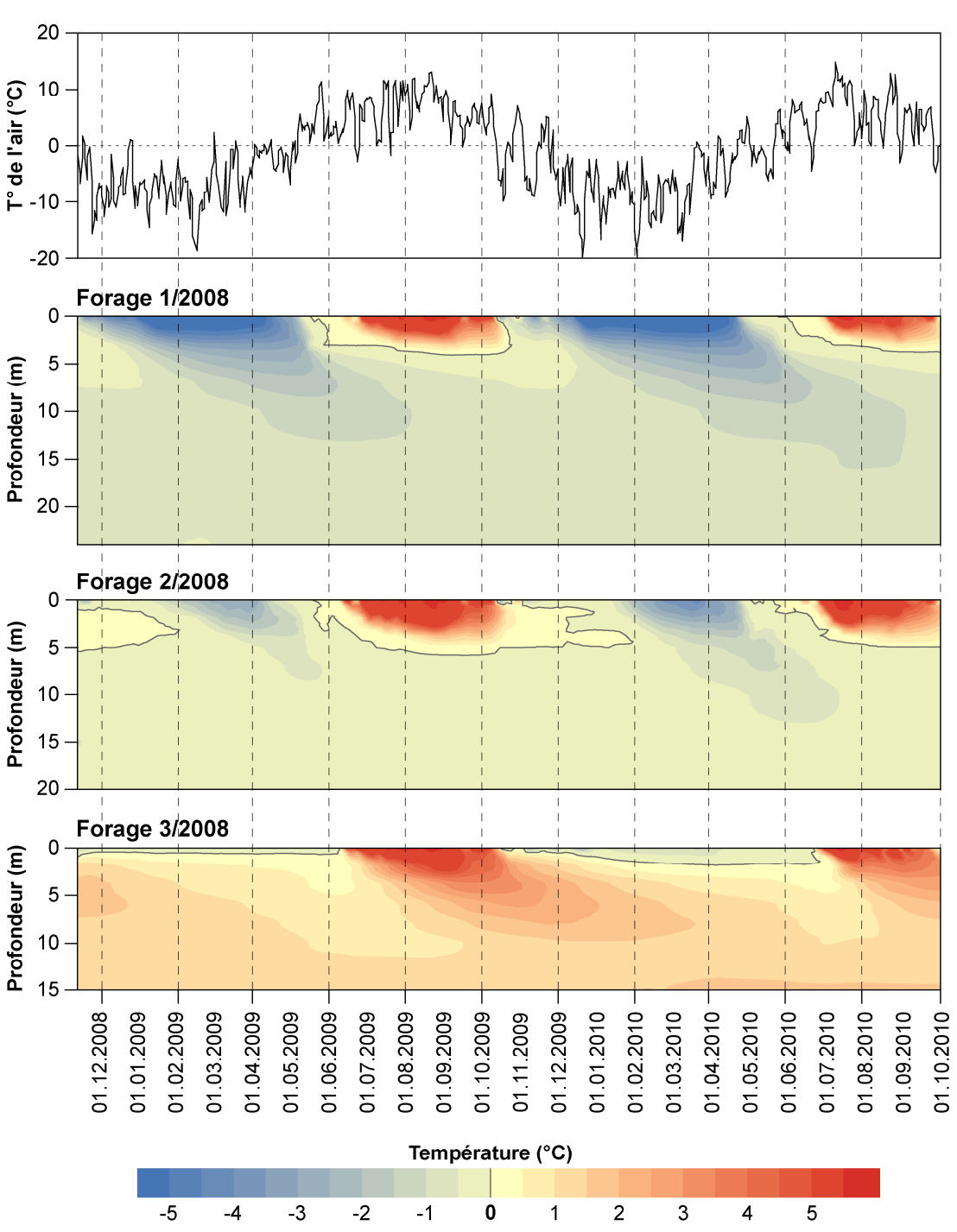


Fig. II.66 *– Evolution des températures du sol (moyennes journalières) dans les trois forages de l'éboulis des Attelas entre le 11 novembre 2008 et le 30 septembre 2010.*

5.1.9.2 Indices d'un effet de cheminée ?

Les températures enregistrées dans les forages parlent peu à faveur d'un régime thermique advectif à l'intérieur de l'éboulis des Attelas, surtout dans ses parties plus profondes. Par contre, des indices ponctuels du fonctionnement d'une ventilation interne sont présents en analysant plus dans le détail les courbes de température des forages, surtout dans leur partie plus superficielle (fig. II.67).

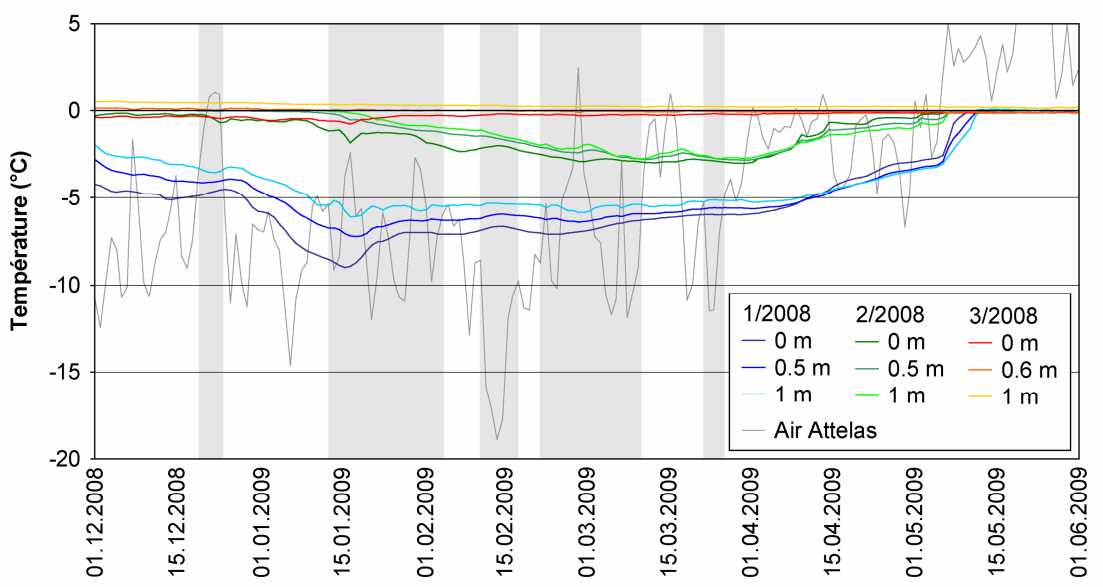


Fig. II.67 *– Températures enregistrées pendant l'hiver 2008/2009 et le printemps 2009 dans la partie superficielle des forages de l'éboulis des Attelas. En gris, les périodes où certaines courbes de température affichent un comportement opposé par rapport aux températures de l'air. Explications dans le texte.*

Des variations de la température du sol inverses à celles de la température de l'air sont présentes à plusieurs reprises, surtout dans la partie inférieure de la pente (forage 1/2008). Celles-ci sont visibles soit quand il y a un refroidissement important des températures de l'air (par exemple, le 13 février 2009), soit, au contraire, quand celles-ci se réchauffent (par exemple, le 28 février 2009). Ce comportement est le plus évident pour la courbe enregistrée à 1 m de profondeur dans le forage 1/2008, et n'est plus visible plus profondément (données non reportées ici). Plus haut dans la pente (forage 2/2008), ces variations inverses caractérisent par contre seulement la surface du sol et sont rarement visibles plus en profondeur (par exemple, cas du 17 janvier 2009). Plus étonnamment, ce comportement inverse entre les températures du sol et de l'air ne se rencontre pratiquement jamais dans les températures du forage 3/2008, sauf peut-être avec le réchauffement des températures de l'air du 18 janvier 2009, marqué par un (très) très faible refroidissement des températures mesurées jusqu'à 0.6 m de profondeur (qui par son ampleur limitée pourrait être dû également à des raisons instrumentales).

Que nous disent ces informations sur le fonctionnement d'une ventilation interne de l'éboulis ? Premièrement, **les forages ne montrent pas de modifications importantes des températures du sol dues à un flux de chaleur advectif qui occuperait une bonne partie de la pente**, comme cela avait été envisagé sur la base des températures de la surface du sol. Cela pourrait également signifier que les températures du sous-sol réagissent peu aux fluctuations des températures de l'air. Les (très) faibles anomalies de température sont plutôt visibles dans la partie superficielle de l'éboulis, ce qui n'exclut pas une relation avec l'évolution du manteau neigeux (épaississement, métamorphose constructive à la base de la couche neigeuse ou autre), comme cela avait été envisagé par LAMBIEL (2006). Deuxièmement, si l'on part de l'idée qu'une ventilation interne de l'éboulis est possible, les variations de température du sol inverses à celles de l'air enregistrées dans le forage 1/2008 indiqueraient que le secteur d'aspiration d'air froid se situe plus bas dans la pente, vraisemblablement dans le secteur où les températures BTS sont les plus froides (cf. fig. II.62), qui est également la zone du logger Att-L22. Ce transit d'air serait visible à la surface du sol dans les forages 1/2008 et 2/2008, qui présentent parfois un comportement synchrone. Dans le haut de l'éboulis, au contraire, l'évacuation d'air relativement chaud ne se ferait pas de manière prépondérante dans le secteur du forage 3/2008. Il est en effet possible que ce forage soit trop proche du secteur à granulométrie fine de l'éboulis et que, par conséquent, ce secteur soit peu touché par la ventilation ascendante (même si le logger Att-L9, qui affiche parfois des températures positives pendant l'hiver, ne se trouve pas loin).

En conclusion, nous pouvons donc considérer que **la présence d'une ventilation interne de l'éboulis des Attelas est possible mais pas certaine, étant donné qu'il manque (à l'heure actuelle) les preuves directes d'un flux de chaleur advectif**. Cependant, si l'air transite dans la formation sédimentaire dans le secteur couvert par les forages, il doit forcément passer dans la partie forée de la pente. Les diagraphies ont montré que l'éboulis n'est jamais saturé en glace et que la part d'interstices occupée par de l'air est relativement importante. Un transit de l'air au-dessous de la partie forée de la pente est donc à exclure, parce que tant les analyses stratigraphiques des forages que la prospection sismique indiquent que l'on se trouve dans la roche en place.

5.1.10 Synthèse générale

La prospection géophysique de surface et dans les forages et les données de température des forages indiquent qu'au sein de l'éboulis des Attelas, **le pergélisol est présent dans la partie inférieure de la pente et absent dans la partie supérieure, avec une augmentation des températures du terrain et de l'épaisseur de la couche active de l'aval vers l'amont**.

Dans la partie la plus en amont de la pente, la faible radiation solaire directe potentielle et GST relativement froide font supposer que la présence de pergélisol est possible. La teneur en glace du pergélisol est d'environ 20%, avec un maximum

de 40%, indiquant que l'éboulis n'est jamais saturé en glace. La porosité est importante et elle diminue en fonction de la profondeur, indiquant un colmatage progressif des interstices entre les éléments rocheux.

Concernant les facteurs qui semblent contrôler la répartition du pergélisol dans l'éboulis des Attelas les considérations suivantes sont proposées :

- Par son altitude supérieure à 2600 m et l'exposition du versant à l'ouest, **du point de vue topoclimatique tout l'éboulis des Attelas se situe dans un secteur potentiellement favorable à la présence de pergélisol discontinu**. En théorie, donc, les échanges thermiques conductifs et convectifs devraient permettre à eux seuls d'expliquer la répartition du pergélisol. L'analyse de la répartition de la radiation solaire directe potentielle pendant la période déneigée montre par contre que les échanges thermiques au sein de l'éboulis doivent être plus complexes ; la radiation solaire directe est en effet moins intense dans les zones où la présence de pergélisol est improbable.
- **Le régime thermique de surface montre qu'une ventilation ascendante au sein de l'éboulis des Attelas est possible, bien que cela n'ait pas pu être prouvé avec certitude à l'aide des forages**. Ces données indiquent également qu'il existe une correspondance entre la répartition des températures de la surface du sol et la répartition du pergélisol.
- Dans la partie médiane-supérieure de la pente, les températures de la surface du sol reflètent la granulométrie, avec les secteurs plus grossiers qui sont moins froids que les secteurs plus fins. La présence de loupes de solifluxion semble déterminante dans la désignation des secteurs d'évacuation d'air relativement chaud. Plus que la seule ventilation ascendante, **c'est plutôt la relation étroite entre ventilation et granulométrie qui détermine la localisation des secteurs où GST est la plus chaude**.
- La redistribution de la neige paraît également jouer un rôle, étant donné que le bas de la pente bénéficie d'un apport de neige plus important que le secteur median-supérieur. Si l'on considère que ce secteur est déneigé en premier parce que (entre autres) la forme bombée des loupes de solifluxion favorise la déflation de la neige par le vent, **plus que la neige elle-même, c'est encore une fois la granulométrie fine (= loupes de solifluxion) qui semble favoriser un moindre effet isolant de la neige dans ce secteur**.

En synthèse, il existe donc deux relations fondamentales entre les facteurs de contrôle principaux qui sont, d'une part, la **relation granulométrie–ventilation** et, d'autre part, la **relation granulométrie–neige**. Ces deux relations paraissent être **déterminantes pour expliquer l'absence de pergélisol dans la partie médiane-supérieure de l'éboulis**, mais ne permettent pas répondre clairement à la question suivante : pourquoi il y a-t-il du pergélisol dans la partie inférieure de l'éboulis et pas dans la partie médiane-supérieure ? Pour répondre à cette question, il faudrait pouvoir expliquer pourquoi le bas de la pente est plus froid que la partie supérieure.

En d'autres termes, il faudrait pouvoir déterminer si la partie inférieure est occupée par du pergélisol parce qu'elle est plus froide, ou si elle est plus froide parce qu'il y a du pergélisol.

Si nous analysons les deux relations fondamentales entre les facteurs de contrôle que nous venons de présenter, dans la partie inférieure de la pente nous pouvons considérer que :

- D'une part, **la relation granulométrie–ventilation est responsable du fait que, à un régime thermique préférentiellement conductif, favorable à la présence de pergélisol, pourrait s'additionner localement le sur-refroidissement du sol lié à la ventilation ascendante**.
- D'autre part, **la relation granulométrie–neige fait en sorte que l'effet du régime thermique préférentiellement conductif soit renforcé par la protection offerte par les quantités de neige plus importantes de ce secteur**, dues à l'apport par le vent et, surtout, par les avalanches, et à la forme moins bombée de l'éboulis, qui est moins favorable à la déflation éolienne que les loupes de solifluxion du secteur médian-supérieur.

Ces deux considérations nous permettent donc de mettre en évidence les facteurs contribuant au refroidissement de la partie inférieure du versant, ce qui nous permet de conclure que ce secteur est occupé par du pergélisol parce qu'il est plus froid que le secteur supérieur de la pente. Tenant compte que, du point de vue topoclimatique, tout l'éboulis des Attelas se situe dans un secteur potentiellement favorable à la présence de pergélisol discontinu, **l'explication de la modalité de répartition du pergélisol dans cet éboulis doit donc passer par l'explication de l'absence de pergélisol dans la partie supérieure du versant**.

Si nous considérons les argumentations présentées ci-dessus, en particulier le fait que, dans la partie médiane-supérieure du versant, les secteurs à granulométrie plus grossière sont moins froids que les secteurs à granulométrie plus fine, **nous pouvons conclure que le réchauffement de la partie supérieure de l'éboulis par advection d'air doit être très important**, même si les données présentées ici peinent à le démontrer. Comme nous l'avons mis en évidence par l'analyse des températures de la surface du sol (cf. chap. 5.1.8.2), **le fait d'avoir un effet sur l'absence de pergélisol indique que la ventilation ascendante concernerait l'intégralité de l'épaisseur de l'éboulis**. Afin de pouvoir le prouver, il faudra probablement attendre un hiver où les conditions climatiques permettront l'observation d'une importante réaction des températures du sous-sol aux fluctuations des températures de l'air.

5.2 Eboulis du Lac des Vaux

5.2.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées

Le complexe éboulis – glacier rocheux du Lac de Vaux se développe entre 2700 et 2870 m d'altitude en contrebas des parois rocheuses du versant nord-ouest du Mont Gelé (3022.8 m), plus précisément de la crête rocheuse reliant ce dernier à la Pointe des Lapires (2973 m) (fig. II.68). La partie de versant nommée « éboulis du Lac des Vaux » se situe en amont de la route qui mène du Col des Vaux vers le Col de Chassoure et présente une topographie rarement régulière. La partie nord-est du versant est constituée par un éboulis très grossier, avec des blocs de taille métrique, tandis que la partie centrale et sud-ouest de la pente est occupée par trois lobes, nommés respectivement A, B et C, qui par leur forme bombée et intacte indiquent un fluage relativement profond du pergélisol (protalus rampart). En aval de la route, l'éboulis alimente le glacier rocheux du Col des Vaux, qui descend jusque vers 2620 m. Cet appareil est actif, comme le témoignent les déplacement de quelques cm/a, avec une zone plus rapide en amont du front se déplaçant à un vitesse de quelques cm/mois, relevées à l'aide d'InSAR (DELALOYE *et al*. 2005). Les investigations menées sur ce site se sont concentrées sur la partie occupée par les trois lobes du fluage profond du pergélisol (fig. II.69).



Fig. II.68 *– Vue frontale de l'éboulis du Lac des Vaux avec les lobes de fluage profond du pergélisol A, B et C où se sont concentrées les investigations.*

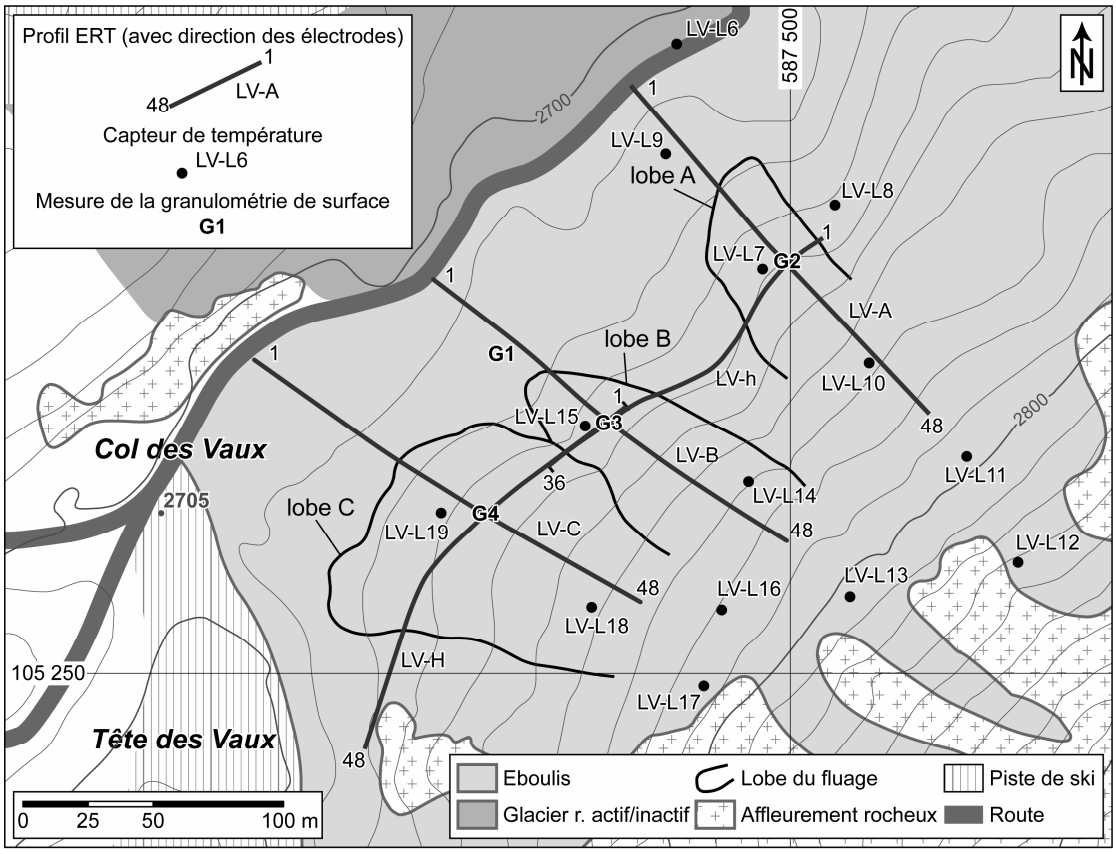


Fig. II.69 *– Carte géomorphologique simplifiée de l'éboulis du Lac des Vaux avec localisation des profils ERT, des capteurs de température et des stations de mesure de la granulométrie de surface.*

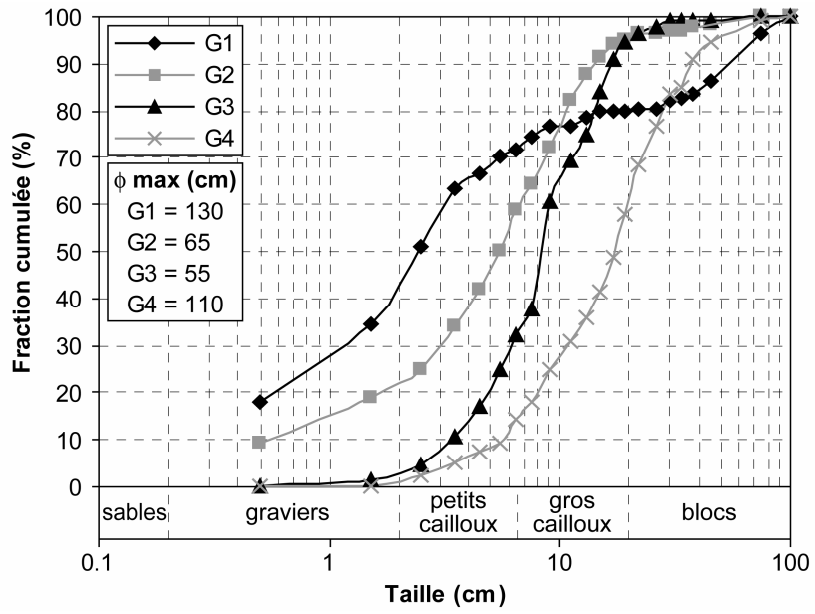


Fig. II.70 *– Courbes granulométriques mesurées à la surface de l'éboulis du Lac des Vaux. Pour l'emplacement des stations de mesure, voir la figure II.69.*

La partie inférieure de l'éboulis, en aval des trois lobes de fluage, présente un vaste replat. La granulométrique de surface est ici assez particulière, comme en témoigne la forme presque hyperbolique de la courbe G1 (fig. II.70). Cette forme singulière est due à l'abondance de graviers (35%) et de petits cailloux (36%), alors que les gros cailloux (10%) et les blocs de taille inférieure à 40 cm (3%) sont relativement rares, tandis que les gros blocs sont à nouveau plus fréquents (16%). Cette répartition des élements témoigne d'un apport à la fois gravitaire et nival, avec les gros blocs qui proviennent des parois et les élements plus petits qui sont probablement amenés par les avalanches.
Le **lobe A** est, parmi les trois, celui qui présente la morphologie la moins bombée et le front le moins bien délimité. L'aspect est donc plutôt celui d'une grande loupe de soli/gélifluxion plutôt que d'un protalus rampart. La surface est constituée de quelques blocs décimétriques supportés par une matrice caillouteuse (76%) et graveleuse (19%) (profil G2). Ce lobe est séparé du suivant par une dépression située en contrebas d'une niche d'arrachement.
Le **lobe B** présente une forme étroite et allongée dans le sens de la pente, un front raide, bien marqué et constitué d'une matrice fine. La granulométrie de surface sur le dos du lobe (profil G3) est similaire à celle rencontrée sur le lobe A, avec toutefois des graviers très rares et une prédominance de gros cailloux (70%). Les blocs sont peu fréquents (5%) et dépassent très rarement 30 cm de diamètre. La partie radicale du lobe est très raide et instable et vers 2760 m s'apparente morphologiquement à une niche d'arrachement. L'impression est donc celle d'un décollement morphologique entre le lobe de fluage et sa partie radicale, signe d'une importante instabilité de la forme et d'un transfert sédimentaire par fluage relativement rapide.
Le **lobe C** est le plus grand du versant et il est séparé du lobe B par une dépression étroite occupée une bonne partie de l'été par un petit névé. Malgré le front raide et bien marqué, l'aspect général laisse penser à une instabilité moindre par rapport au lobe B. La granulométrie de surface est composée en priorité de gros cailloux (49%) et de blocs (42%) décimétriques à métriques. Les petits cailloux sont plus rares (9%) et les graviers sont absents.

Depuis le début des années 2000, ce site est l'objet de plusieurs études visant à déterminer la répartition du pergélisol et la dynamique des différents lobes de fluage. La répartition du pergélisol a été étudiée par LAMBIEL (2006) via de nombreuses mesures géoélectriques unidimensionnelles et mesures thermiques à la surface du sol. Il en conclut que des sédiments gelés sont présents dans une grande partie de l'éboulis et que seuls quelques secteurs dans la partie supérieure de la pente en sont exempts. Les teneurs en glace supposées sont par contre très variables : les lobes B et C en contiennent probablement des quantités non négligeables et le lobe A en présente de quantités plus faibles. Concernant le régime thermique, LAMBIEL (2006) fait l'hypothèse qu'une ventilation ascendante pourrait exister dans l'axe du lobe A. Dans le reste de la pente, les échanges thermiques conductifs l'emporteraient sur les échanges thermiques advectifs.
La dynamique des lobes de fluage est étudiée depuis 2005 par monitoring DGPS (LAMBIEL 2006, DELALOYE *et al*. 2010) et à fait l'objet de deux scannages par Laser

terrestre 3D (Lidar) pendant l'été 2007 (RIFF 2008, RIFF *et al*. 2008). Ces données montrent une dynamique très différente entre les trois lobes (fig. II.71). Le lobe A est celui présentant les mouvement les plus faibles. LAMBIEL (2006) avait mesuré entre août et octobre 2005 des déplacements maximaux de 5–10 cm, tandis que les mesures DGPS et Lidar effectuées de juillet à septembre 2007 par RIFF (2008) affichent des déplacements maximaux de 4–5 cm. Pour les lobes B et C, le déplacement horizontal annuel est présenté à la figure II.71. On peut noter, pour les deux lobes, une augmentation des vitesses entre 2005 et 2010. La différence de vitesse est remarquable, avec le lobe B qui se déplace à plusieurs dizaines de cm/a, tandis que le lobe C présente des vitesses de déplacement d'environ 10 cm/a. L'accélération très marquée du lobe B depuis 2005, ainsi que les nombreux indices morphologiques témoignant d'une instabilité générale de la forme, indiquent une déstabilisation du lobe, avec sa partie frontale qui est probablement en train de se déconnecter de ses racines en raison d'une évacuation des sédiments par fluage plus rapide que l'apport en débris par gravité.

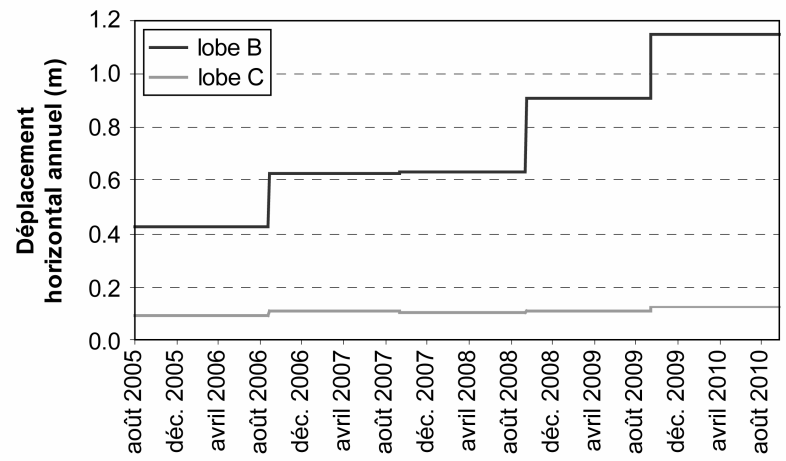


Fig. II.71 *– Vitesses horizontales annuelles des lobes B et C de l'éboulis du Lac des Vaux.*

Les données à ce jour inédites à disposition pour cet éboulis sont les 5 profils ERT réalisés entre 2009 et 2010 (fig. II.69). Trois de ces profils sont longitudinaux à la pente (un profil pour chacun des lobes), tandis que les deux autres sont transversaux à la pente et traversent l'ensemble du versant. Au total, 228 électrodes espacées de 4 m ont donc été mesurées. A ces données s'ajoutent des enregistrements en continu de la température de la surface du sol en quatorze emplacements.

5.2.2 Prospection géoélectrique

5.2.2.1 Modélisation inverse

Les trois profils ERT amont-aval ont été réalisés au centre de chacun des lobes de fluage. Ils présentent tous une répartition des résistivités électriques relativement hétérogène, avec les résistivités maximales en pied de pente et/ou au niveau de la partie inférieure des lobes (fig. II.72).
Le profil LV-A, réalisé sur le lobe A, présente les résistivités maximales (> 150 kΩm) à la base du lobe, dans le secteur à gros blocs aux pieds de l'éboulis. Les résistivités très importantes à proximité de la surface indiquent qu'elles sont liées probablement à la grande porosité de cette zone. En raison de la position en bordure du profil ERT, il manque des informations relatives aux zones de sous-sol plus profondes que 5–10 m. A l'intérieur du lobe, au-dessous d'une couche de surface d'environ 7 m d'épaisseur et de résistivité comprise entre 2 et 10 kΩm, on trouve un corps résistant de 12–15 m d'épaisseur avec des résistivités supérieures à 10 kΩm. Les résistivités maximales (~50 kΩm) se trouvent juste en amont du front du lobe. En accord avec les résistivités mesurées sur l'éboulis des Attelas, qui se situe seulement quelques centaines de mètres plus au sud et qui présente la même lithologie, ce corps résistant peut être interprété comme une lentille de sédiments gelés. Au-dessous de cette couche, les résistivités inférieures à 10 kΩm indiquent la présence de sédiments non gelés ou de la roche en place. Plus en amont dans la pente, on retrouve à nouveau un corps résistant (> 10 kΩm) sous une couche de surface d'épaisseur variant entre 5 et 10 m, de l'aval vers l'amont, pouvant être interprété à nouveau comme du pergélisol probable. Etant donné des résistivités électriques comprises entre 5 et 10 kΩm dans la zone de transition entre les deux corps gelés, il est difficile, sur la base du seul tomogramme reporté à la figure II.72, de déterminer si ces deux zones sont reliées entre-elles ou si elles sont séparées par des sédiments non gelés. Pour pallier à ce problème, des profils verticaux de résistivité perpendiculaires à la surface du sol ont été extraits à une distance de 100, 125 et 150 m, permettant de comparer l'évolution des résistivités en profondeur (fig. II.74-A). Le profil de résistivité dans la zone de transition (125 m) présente une couche de surface d'environ 2 kΩm de 6–7 m d'épaisseur, suivie par un niveau plus résistant allant jusqu'à 22 m de profondeur avec des résistivités comprises entre 7 et 9 kΩm. Plus bas, on repasse dans une couche plus conductrice (résistivités inférieures à 6 kΩm). Malgré les résistivités relativement faibles du corps résistant, la disposition des couches du sous-sol laisse penser que la présence de sédiments gelés dans cette zone est possible. Il s'agirait vraisemblablement d'un pergélisol semi-tempéré à tempéré et faiblement riche en glace.
Etant donnée la présence probable de sédiments gelés au sein du lobe A et la géométrie (épaisseur et disposition des couches) typique d'un pergélisol, il est donc possible de considérer ce lobe de fluage comme un protalus rampart. La faible dynamique de fluage indiquerait qu'à l'heure actuelle la teneur en glace n'est presque plus suffisante pour garantir le fluage du pergélisol, qui serait donc juste saturé (ou au mieux légèrement sursaturé) en glace.

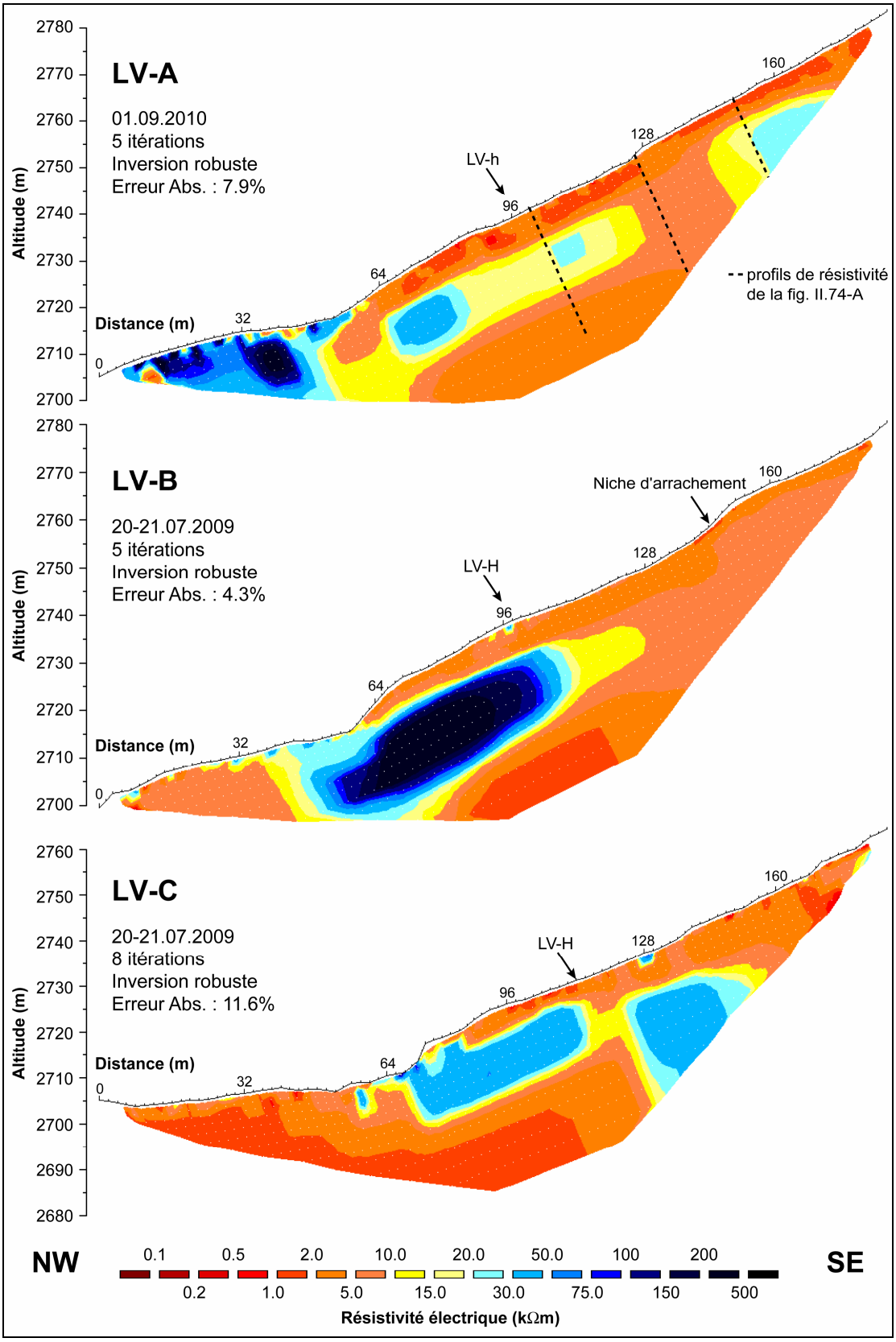


Fig. II.72 *– Profils ERT inversés longitudinaux à la pente sur l'éboulis du Lac des Vaux.*

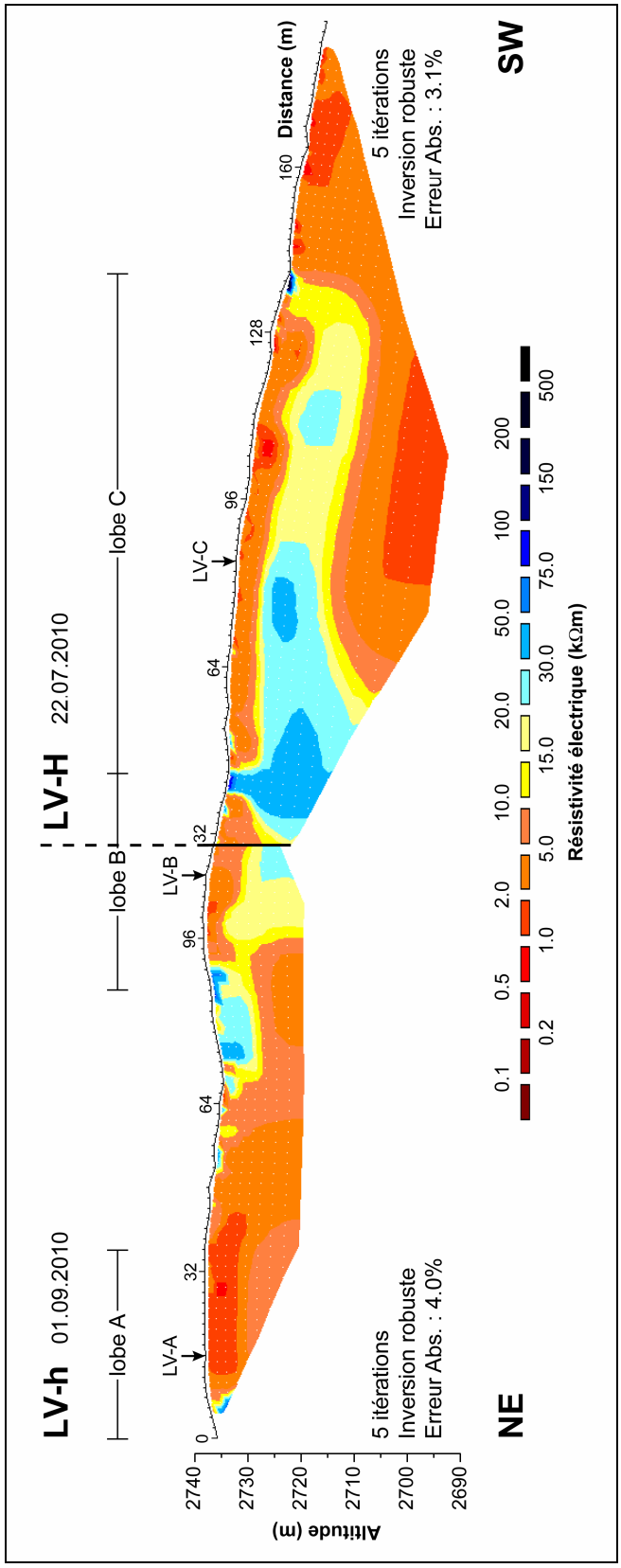


Fig. II.73 *– Profils ERT inversés transversaux à la pente sur l'éboulis du Lac des Vaux.*

Dans les profils ERT LV-B et LV-C, des sédiments gelés sont présents à l'intérieur des deux protalus rampart. Le lobe B est probablement très riche en glace, comme l'indiquent les résistivités de la couche gelée qui atteignent 150 kΩm. La partie de l'éboulis en amont du lobe présente par contre des résistivités très homogènes comprises entre 2 et 6 kΩm, indiquant que la présence de sédiments gelés dans cette partie de la pente est improbable. Les résistivités maximales du corps gelé du lobe C atteignent environ 50 kΩm, indiquant que ce protalus rampart présente une teneur en glace plus faible et/ou des températures du pergélisol plus élevées que dans le lobe B. Si l'on considère que les résistivités maximales mesurées dans l'éboulis des Attelas au niveau du forage 1/2008 sont d'environ 45 kΩm pour une teneur en glace de 20–40% et une température d'environ -1°C (cf. fig. II.50), les résistivités maximales similaires mesurées dans le lobe C, où la teneur en glace doit être plus importante pour garantir le fluage de la forme, indiquent que la température du pergélisol doit être proche du point de fusion. Le corps résistant se prolonge vers l'amont, où il devient aussi plus épais. Il est difficile d'évaluer si cela traduit un épaississement réel du pergélisol vers l'amont (peu probable) ou tout simplement un artefact dans le processus d'inversion dans cette zone située à relativement grande profondeur. L'erreur absolue relativement grande (11.6%) parle en faveur de la deuxième hypothèse. Finalement, dans les deux profils, la présence de sédiments gelés est improbable dans le replat en aval du front des protalus rampart, probablement en raison de la roche en place très proche de la surface.

Les deux profils ERT perpendiculaires à la pente permettent de traverser l'ensemble des trois lobes (fig. II.73). Ces deux profils se superposent partiellement, avec les électrodes de la fin du profil LV-h qui ont été installées au même emplacement que les premières électrodes du profil LV-H. Malgré le fait qu'ils n'ont pas été mesurés à la même date, ils présentent des résistivités semblables pour la partie des deux profils qui se superpose, ce qui a permis de les présenter à la figure II.73 comme un seul et unique profil, bien que les résistivités mesurées aient été inversées séparément.
A l'intérieur du lobe A, au-dessous d'une couche conductrice de surface les résistivités augmentent graduellement, indiquant la présence possible de sédiments gelés. Il faut jouer ici avec l'effet de bord des tomogrammes, qui masque l'information sur cette partie du sous-sol. Cet effet de bord est présent également dans le lobe B, qui se trouve à cheval entre les profils LV-h et LV-H. Les résistivités mesurées dans ces profils horizontaux sont nettement moins élevées que celles mesurées sur le profil LV-B au même emplacement. Pour le lobe C, enfin, les résistivités mesurées sur LV-H sont légèrement supérieures à celles mesurées sur le profil LV-C au même endroit. Du point de vue de l'extension latérale des corps gelés, dans la dépression comprise entre le lobe A et le lobe B la présence de pergélisol est improbable. Une zone gelée comprenant toute la largeur des lobes B et C est par contre probable.
Une dernière remarque concerne la zone résistante présente sous la dépression située entre les lobes B et C. Au moment de la mesure du profil ERT LV-H, en juillet 2010, un névé était présent à cet emplacement. Comme le manteau neigeux gelé est très résistant au courant électrique, la présence du névé pourrait avoir « prolongé » la petite structure très résistante présente à la surface du sol en profondeur.

5.2.2.2 Géométrie des mesures et variations de résistivité

Afin de mieux cerner les variations de résistivité mesurées selon la direction du profil ERT, une comparaison entre les profils de résistivité extraits des différents tomogrammes dans les zones où ceux-ci se croisent est présentée à la figure II.74.
Pour le lobe A, les variations de résistivité entre le profil LV-A et LV-h, qui ont été mesurés le même jour (le 1er septembre 2010), sont similaires. Il manque l'information en profondeur sur le profil LV-h car on se trouve à proximité de la bordure du tomogramme. Une différence semble se profiler dans les résistivités du corps gelés qui, à 13.1 m de profondeur, sont de 10.3 kΩm dans LV-A et de 8.1 kΩm dans LV-h.
Pour le lobe B, les deux profils de résistivité sont assez différents. Dans LV-B, on observe une forte résistivité de contact proche de la surface du sol, une diminution de la résistivité dans le couche active et une résistivité maximale du corps gelé de 83.2 kΩm à 13.1 m de profondeur. Dans LV-h, à la même profondeur, la valeur maximale est quatre fois moins importante (20.5 kΩm). La différence mesurée à la surface est vraisemblablement due aux conditions hygrométriques de la surface du sol qui, au moment de la mesure du profil LV-h en septembre, étaient nettement plus humides (ce jour-là il y avait une légère pluie), ayant comme effet de diminuer la résistance de contact des électrodes.

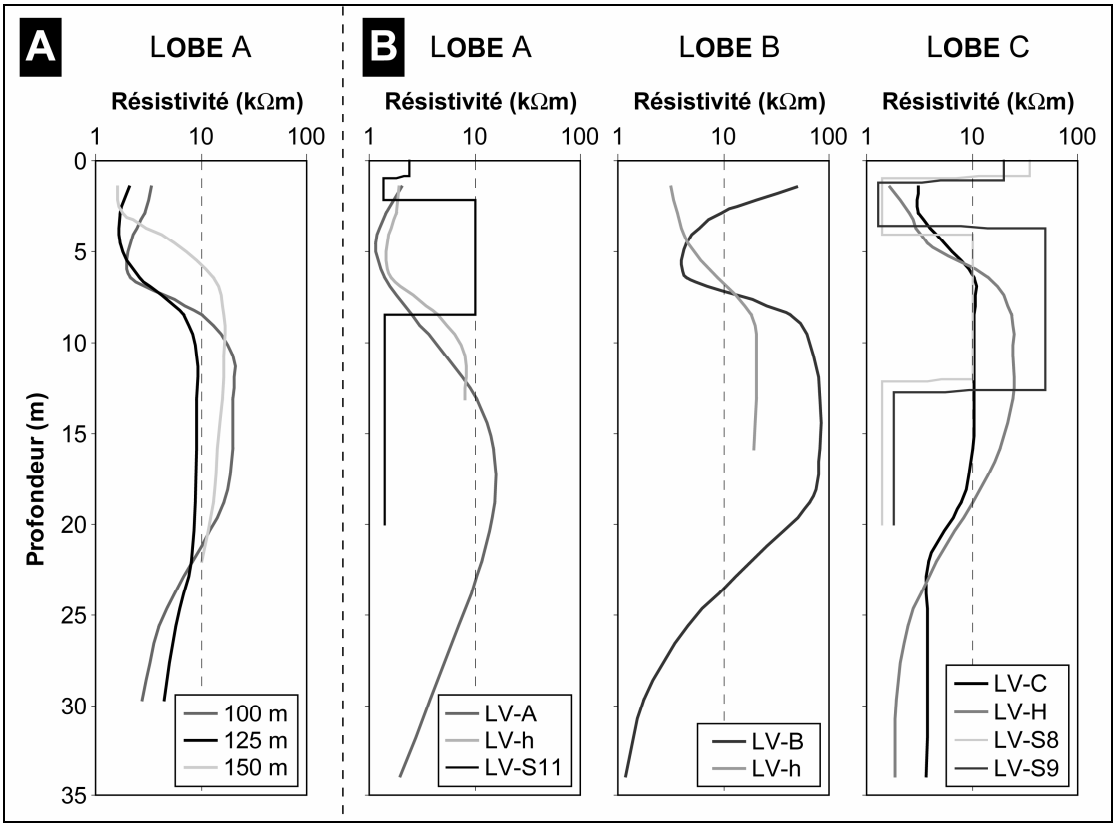


Fig. II.74 *– (A) Profils de résistivités le long de la tomographie LV-A. (B) Comparaison entre les profils de résistivité issus des tomographies qui se croisent sur chacun des lobes et les sondages géoélectriques effectués par* LAMBIEL *(2006).*

Dans le lobe C, LV-C présente une résistivité du corps gelé d'environ 10.4 kΩm, qui est de la moitié inférieure à celle mesurée sur LV-H à la même profondeur (24.0 kΩm). Les valeurs à plus de 20 m de profondeur dans les sédiments non gelés sont par contre plus importantes dans LV-C (~3.7 kΩm) que dans LV-H (~2 kΩm).

Il est difficile d'interpréter ces variations de résistivité comme un changement de résistivité d'une date d'acquisition à l'autre. Comme dans les exemples présentés, les profils de résistivités sont toujours issus de profils qui se croisent perpendiculairement, un facteur géométrique intervient probablement dans les variations mesurées. La forte hétérogénéité dans la répartition des résistivités électriques dans le sous-sol, traduisant également la forte hétérogénéité morphologique de cette partie médiane-inférieure de l'éboulis, crée en effet d'importants effets latéraux sur les profils ERT mesurés, en particulier sur LV-h et LV-H. Ces deux profils horizontaux ont probablement été mesurés trop haut dans la pente : comme on peut le voir par leur position sur la figure II.72, dans le cas des lobes A et B, ils ne sont pas placés pour couper le centre des corps résistants de chaque lobe, mais légèrement plus haut, dans les zones de transition, avec des résistivités moins importantes (cas particulièrement évident dans le cas du croisement avec LV-B). **La projection[2] des résistivités plus faibles de la partie supérieure de la pente sur le profil ERT a donc pour effet de diminuer la résistivité mesurée par rapport aux profils ERT amont-aval**. Dans le cas du lobe C, c'est l'effet inverse qui intervient. Le profil LV-H a été placé dans la zone de transition entre deux corps résistants : la projection des résistivités plus importantes des deux côtés du profil a donc pour effet d'augmenter la résistivité mesurée par rapport au profil ERT LV-C.

Il est également intéressant de comparer nos profils avec certains sondages géoélectriques réalisés par LAMBIEL (2006), ayant leur centre dans la zone de croisement des profils ERT. Le sondage LV-S11 a été réalisé le 22 septembre 2004 sur la lobe A, avec les deux branches parallèles à la pente. Les sondages LV-S8 et LV-S9 ont été réalisés le 29 août 2002 au centre du lobe C. LV-S8 avait les deux branches perpendiculaires à la pente, tandis que pour LV-S9, elles étaient parallèles à la pente. Globalement, l'information fournie par les sondages géoélectriques sur le nombre de couches et leur résistivité spécifique correspond grosso modo à celle donnée par les profils ERT. **Les profondeurs des interfaces entres les couches sont par contre nettement sous-estimées**. Une partie de ce problème est due au principe d'équivalence, selon lequel, dans un sondage géoélectrique, des variations inversement proportionnelles de l'épaisseur et de la résistivité d'une couche prise entre deux autres couches peuvent s'annuler (cf. MEYER DE STADELHOFEN 1992, SCAPOZZA *et al*. 2011b). Ce principe empêche une détermination unique du modèle

[2] On rappelle qu'un profil géoélectrique 2D considère la structure traversée comme s'étendant latéralement à l'infini. Dans le cas de forte hétérogénéité dans les résistivités de part et d'autre du profil, celles-ci sont « projetées » sur le profil, dans le sens où elles s'allongent à l'infini jusqu'au plan vertical passant par le dispositif d'acquisition déployé à la surface du sol, d'où l'utilisation du terme de « projection » pour qualifier ces effets latéraux.

pouvant expliquer les résistivités apparentes mesurées. D'autre part, il existe probablement aussi un problème dans les algorithmes d'inversion des sondages géoélectriques, qui sont difficiles à mettre en œuvre avec ces résistivités très élevées. Ce problème a d'ailleurs été mis en évidence par SCAPOZZA *et al*. (2011b) dans l'inversion de tomographies de résistivités électriques VLF-R (*Very Low Frequency Resistivity*).
Les effets latéraux dus à la position de la ligne d'acquisition sont visibles également sur les sondages géoélectriques LV-S8 et LV-S9 (voir leur position exacte dans LAMBIEL 2006 : 100). Dans le premier cas, les résistivités mesurées sont plus faibles parce qu'une bonne partie des branches du sondage se situaient en dehors du corps résistant (dans le replat à la base du lobe C et dans la partie supérieure de l'éboulis), ayant pour effet de projeter des résistivités plus faibles sur le centre du sondage. Dans le cas de LV-S9, au contraire, la position horizontale des branches du sondage a permis d'effectuer les mesures pratiquement toujours à l'intérieur du corps résistant du lobe C, ce qui a eu pour effet de mesurer des résistivités apparentes plus importantes.

La réalisation de profils ERT perpendiculaires entre eux est donc particulièrement importante pour pouvoir discriminer des artefacts dus à des effets latéraux des structures réelles de la subsurface. Ces artefacts sont particulièrement importants dans les éboulis, où la répartition des résistivités électriques peut être très hétérogène. Il serait aussi intéressant de systématiser la comparaison entre des sondages géoélectriques et des profils ERT réalisés au même endroit. Cela permettrait de vérifier si la sous-estimation des profondeurs des interfaces entre les niveaux du sous-sol dans les sondages géoélectriques mise en évidence ici est un cas particulier ou si elle se produit de façon systématique.

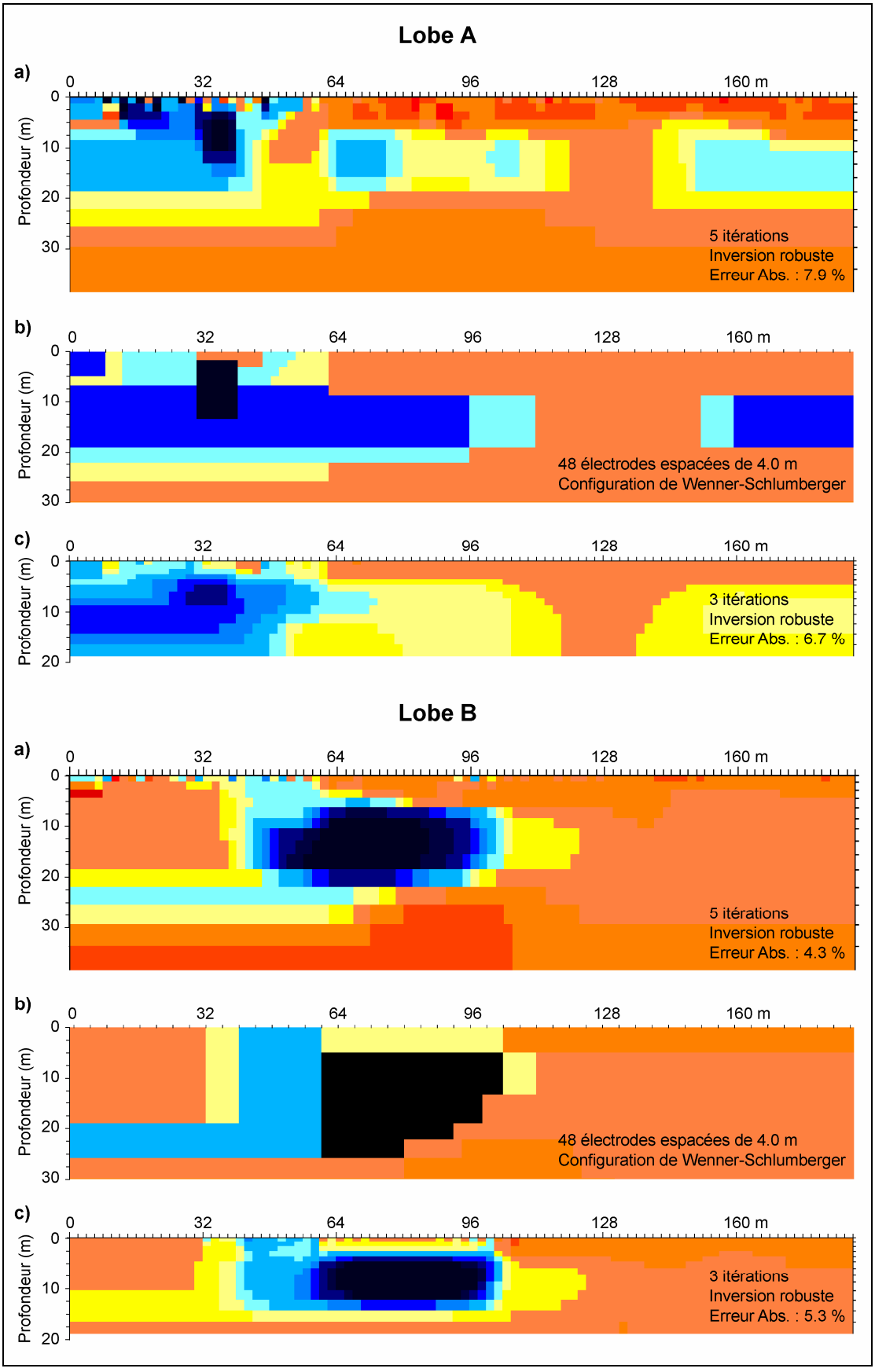
5.2.2.3 Modélisation directe

Des modèles synthétiques de la répartition des résistivités électriques dans les trois lobes de fluage profond du pergélisol ont été construits afin de vérifier l'interprétation de leur structure interne basée sur la modélisation inverse des données de terrain (fig. II.75). Dans les trois cas, afin de respecter le même dispositif d'acquisition utilisé sur le terrain, un modèle à 48 électrodes espacées de 4 m, mesurées à l'aide de la configuration de Wenner-Schlumberger, a été utilisé. Un bruit aléatoire de 5% a été ajouté aux données afin d'approcher les conditions de terrain. Dans les trois cas, probablement en raison des importants effets latéraux discutés dans le chapitre précédent, il a été relativement difficile de construire un modèle synthétique permettant d'obtenir une tomographie électrique des résistivités simulées semblable à celle obtenue avec les résistivités mesurées. En particulier, il a été très difficile d'obtenir un modèle respectant à la fois la géométrie des structures et leur résistivité. Dans le cas du lobe B, par exemple, afin d'obtenir des résistivités semblables à celles mesurées, le corps très résistant a dû être placé assez proche de la surface. En modifiant la profondeur de celui-ci, en effet, les résistivités modélisées étaient dix fois moins importantes que les résistivités mesurées.

Dans le **lobe A**, un corps gelé avec des résistivités comprises entre 30 et 75 kΩm a été placé entre 7 et 19 m de profondeur. Afin de pouvoir simuler les résistivités plus faibles présentes à cette profondeur entre 120 et 140 m de distance, ce corps gelé n'est pas continu. La modélisation directe n'a donc pas permis de prouver la présence de pergélisol dans cette zone, comme cela a été envisagé sur la base de l'analyse des profils de résistivités de la figure II.74. Tenant compte de cet aspect et du fait que, dans le modèle synthétique, les résistivités dans cette zone de transition sont toutefois supérieures à 7.5 kΩm, nous pouvons considérer la présence de pergélisol à cet endroit comme possible. Dans la partie située à l'aval du front du lobe (situé vers 50 m de distance), la modélisation directe a permis de montrer que les résistivités mesurées ne sont pas dues exclusivement à la porosité importante de la première partie du sous-sol – avec un secteur très résistant (250 kΩm) correspondant vraisemblablement à une haute teneur en air – mais que la présence de pergélisol en profondeur est probable.

Pour le **lobe B**, comme déjà indiqué plus haut, il a été très difficile de simuler la répartition des résistivités, et ceci malgré l'apparente simplicité du profil ERT LV-B, qui présente un corps très résistant dans un milieu relativement homogène de résistivité comprise entre 3 et 10 kΩm. Le modèle synthétique pour ce lobe présente un corps avec des résistivités élevées (1000 kΩm) au centre du lobe, diminuant à 30 kΩm en direction de la zone frontale de celui-ci. Ces résistivités sont typiques de la glace de congélation d'un glacier rocheux. On a donc ici un pergélisol sursaturé en glace relativement froid. Dans les 36 premiers mètres du modèle synthétique, un corps résistant a été dessiné entre 19 et 26 m de profondeur afin de simuler la structure résistante présente dans cette partie du profil LV-B. Cependant, étant donnée la position à relativement grande profondeur en début de profil, il est vraisemblable que cela constitue un artefact d'inversion dû à la présence du corps très résistant situé par dessus. Il serait en effet difficile d'expliquer la présence de pergélisol ou d'un niveau très aéré à cette profondeur. De plus, ce corps serait très limité spatialement, étant donné qu'il n'est plus présent en aval du lobe C.

En ce qui concerne le **lobe C**, enfin, le modèle synthétique confirme la présence d'un pergélisol de résistivité comprise entre 30 et 40 kΩm situé entre 4 et 13 m de profondeur. Plus en amont, ce corps gelé devient plus profond. Une grosse structure résistante à plus de 13 m de profondeur est présente à partir de 124 m de distance. Il est difficile de dire si cette structure constitue un prolongement du corps gelé présent plus en surface ou s'il s'agit d'une structure artificielle due au processus d'inversion. En éliminant cette structure dans le modèle synthétique, elle n'apparaît plus dans les résistivités simulées inversées (données non représentées ici). Cependant, cela ne nous permet pas de conclure qu'il s'agit d'une structure réelle. En effet, le modèle synthétique est d'une part aussi sujet à des effets de bord car il est limité spatialement, d'autre part il n'est pas sujet à des effets latéraux qui peuvent se produire sur les résistivités réelles parce que les résistivités simulées se prolongent à l'infini de part et d'autre du profil. Les résistivités comprises entre 1.5 et 3 kΩm sur toute la profondeur dans le secteur en aval du front du lobe confirment que la présence de pergélisol est ici improbable.


Lobe A
a)
0
32
64
96
128
160 m
Profondeur (m)
0
10
20
30
5 itérations
Inversion robuste
Erreur Abs. : 7.9 %
b)
48 électrodes espacées de 4.0 m
Configuration de Wenner-Schlumberger
c)
3 itérations
Inversion robuste
Erreur Abs. : 6.7 %
Lobe B
a)
5 itérations
Inversion robuste
Erreur Abs. : 4.3 %
b)
48 électrodes espacées de 4.0 m
Configuration de Wenner-Schlumberger
c)
3 itérations
Inversion robuste
Erreur Abs. : 5.3 %

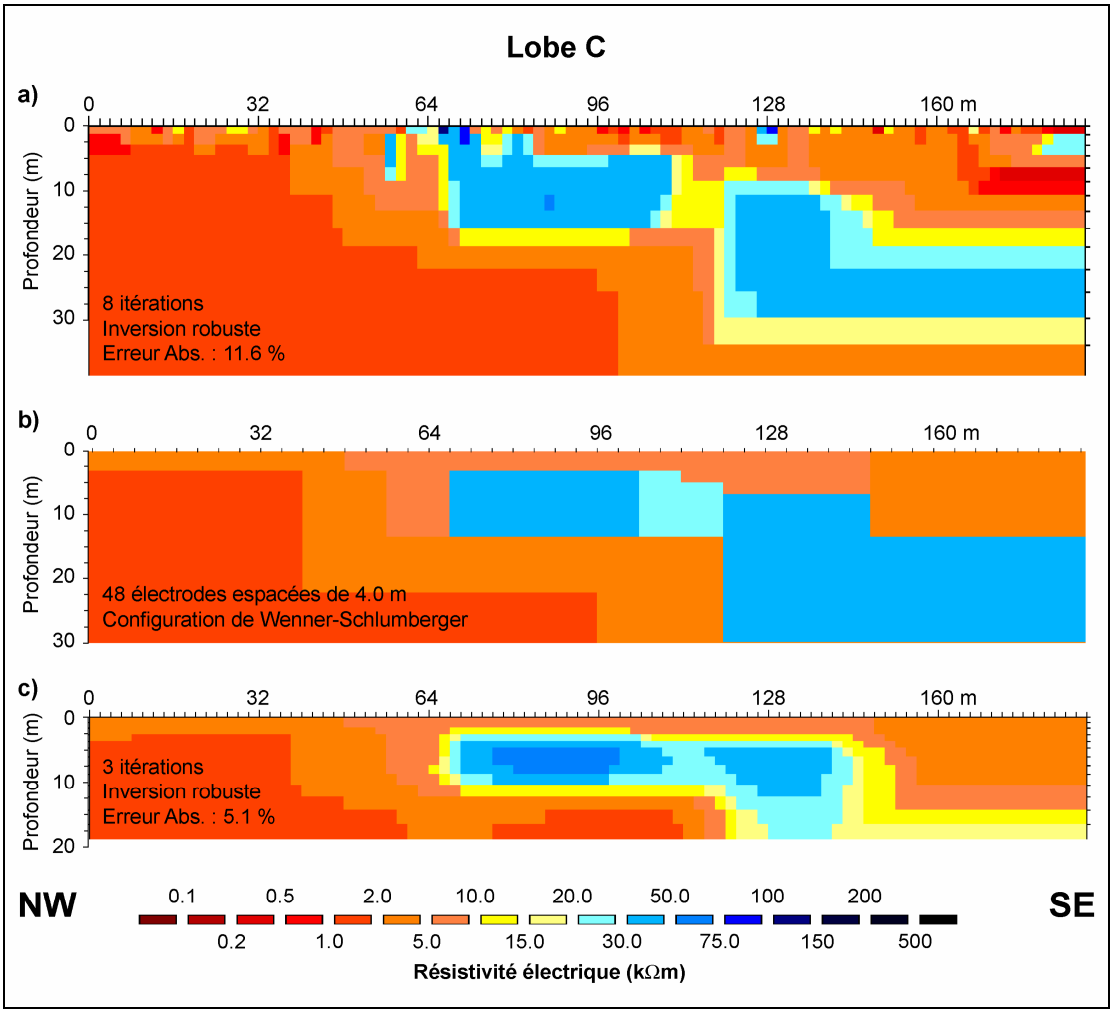


Fig. II.75 *– Modélisation directe des répartitions des résistivités dans les trois lobes de l'éboulis du Lac des Vaux. a) profil ERT inversé (résistivités mesurées) ; b) modèle synthétique de la répartition des résistivités d'après le profil ERT inversé ; c) inversion des données de résistivité apparente créées d'après le modèle synthétique.*

5.2.2.4 Synthèse sur la prospection géoélectrique et sur l'extension du pergélisol

L'interprétation des différents profils ERT réalisés sur l'éboulis, renforcée par les indications données par la modélisation directe de la répartition des résistivités électriques dans les trois lobes de fluage, permet de proposer une cartographie de la répartition du pergélisol dans la partie étudiée de l'éboulis du Lac des Vaux (fig. II.76). **La présence de pergélisol est probable dans les trois lobes jusqu'à une altitude de 2750 m. Ces trois lobes de fluage profond du pergélisol sont donc des protalus rampart.** Les résistivités du corps gelé sont différentes pour chaque lobe, traduisant des différences de teneur en glace et/ou de température. Les vitesses de fluage des lobes sont également liées à cette différence de résistivité, avec des vitesses décroissantes du lobe B (résistivité de 70–100 kΩm) au lobe A (10–15 kΩm), en passant par le lobe C (20–25 kΩm).

Dans le lobe A, la présence de pergélisol est probable également en aval du front du lobe, tout comme dans la partie supérieure du versant (au-dessus de 2760 m) dans la zone radicale du lobe. Entre ces deux zones, les résistivités sont plus faibles : la présence de pergélisol est donc possible mais pas certaine. **Dans les lobes B et C, par contre, la présence de pergélisol dans l'éboulis dominant les deux protalus rampart est improbable**, comme l'indiquent les résistivités comprises entre 3 et 7.5 kΩm. Dans ce secteur, la présence de pergélisol est également improbable dans le vaste replat situé en aval du front des lobes à cause de la roche en place présente à faible profondeur (cf. LAMBIEL 2006). Il n'y a donc pas de continuité entre les corps gelés des lobes B et C et celui du glacier rocheux qui prolonge le versant vers l'aval (où la présence de pergélisol y a été attestée par LAMBIEL 2006), contrairement à ce qui pourrait être le cas pour le lobe A. Il sera donc intéressant d'analyser les processus de surface pour déceler d'éventuelles différences entre la partie nord-est (secteur du lobe A) et sud-ouest (secteur des lobes B et C) de l'éboulis, comme cela est le cas au niveau morphologique et de la répartition et teneur en glace du pergélisol.

Du point de vue méthodologique, la comparaison qualitative et quantitative entre les trois profils amont-aval avec les deux profils horizontaux et les trois sondages géoélectriques réalisés par LAMBIEL (2006), a montré que la répartition des résistivités électriques traduit l'importante hétérogénéité morphologique de l'éboulis du Lac des Vaux. En particulier, **la position des profils ERT et des sondages géoélectriques par rapport aux structures résistantes peut induire d'importants effets latéraux sur les résistivités mesurées**. Ceci pose des problèmes surtout dans la prospection de formes de petite taille, comme cela est le cas pour nos trois protalus rampart, étant donné que des transitions de résistivité très abruptes peuvent se manifester en l'espace de quelques dizaines de mètres, modifiant de manière importante l'information donnée par le profil géoélectrique (qu'il soit unidimensionnel ou bidimensionnel).

Sur ce dernier aspect, il est intéressant de constater que la prospection géoélectrique bidimensionnelle réalisée dans cette étude a porté peu d'informations supplémentaires sur la répartition du pergélisol par rapport à ce qui avait été postulé par LAMBIEL (2006) sur la base de seuls sondages et traînés géoélectriques (unidimensionnels). Le gain d'information a par contre été nettement plus important en ce qui concerne la géométrie tridimensionnelle (en particulier la profondeur des structures détectées), permettant d'ailleurs une réinterprétation des profondeurs établies par inversion des sondages géoélectriques, qui étaient systématiquement sous-estimées. Dans le but de cartographier simplement la répartition du pergélisol, la prospection par sondages et traînés géoélectriques semble donc être largement suffisante. Loin de faire des discours passéiste, ces deux méthodes « classiques » (d'ailleurs bien plus versatiles dans un éboulis que l'ERT) mériteraient donc d'être réhabilitées par rapport à la prospection 2D (et 3D), qui est devenue plus une mode qu'une réelle nécessité lorsque le but de l'étude est simplement de cartographier l'étendue spatiale du pergélisol.

5.2.3 Processus de surface

5.2.3.1 Effet de la radiation solaire

De la partie supérieure du glacier rocheux (en aval de la route), avec des valeurs supérieures à 375 kWh/m^2, vers la partie supérieure de l'éboulis (au-dessus de 2800 m), où elle est inférieure à 275 kWh/m^2, le gradient de la radiation solaire directe potentielle est négatif. Une différence est présente également entre le replat en pied d'éboulis et le secteur des lobes de fluage (en particulier des lobes A et B), où la radiation solaire passe de 350–375 kWh/m^2 à environ 300 kWh/m^2. Cette différence est probablement provoquée par la pente du terrain et par le fait que la partie basse de l'éboulis peut bénéficier de plus d'ensoleillement depuis le sud-ouest en raison de la présence du Col des Vaux, qui ne forme pas d'écran orographique. Pour le secteur inférieur de l'éboulis, il n'y a pratiquement aucune différence entre la zone située à l'aval des trois lobes. Il en va de même pour le secteur situé en amont du lobe A et celui en amont du lobe B. La radiation solaire ne permet donc pas d'expliquer la présence de pergélisol en aval du front et dans l'éboulis situé à l'amont du lobe A. Enfin, peu de différences existent, à la même altitude, entre les lobes de fluage et le secteur de l'éboulis à gros blocs situé au nord-est du lobe A (300–330 kWh/m^2).

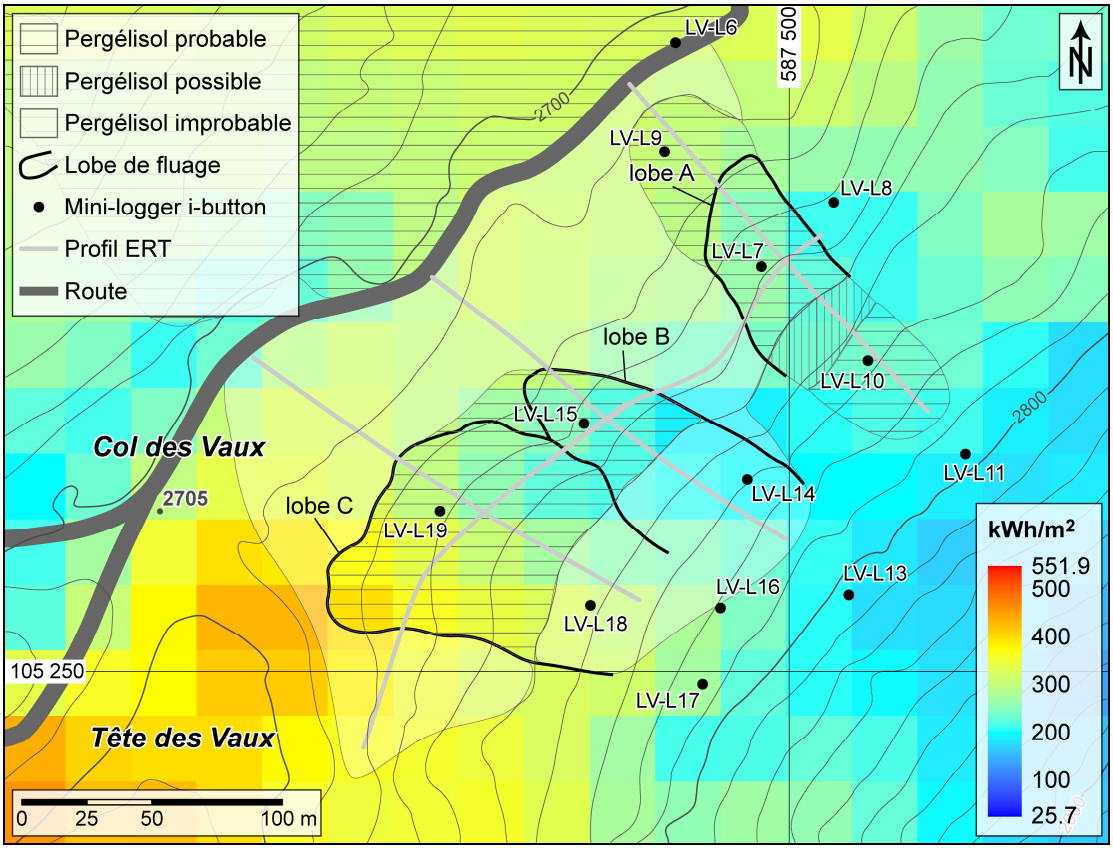


Fig. II.76 *– Calcul de la radiation solaire directe potentielle pour la période comprise entre le 1er juillet et le 31 octobre sur l'éboulis du Lac des Vaux et cartographie de la répartition du pergélisol en fonction des différentes mesures effectuées sur le site.*

Pour résumer, en tenant compte du fait que **la radiation solaire directe potentielle varie très peu entre le glacier rocheux (pergélisol probable) et la partie inférieure de l'éboulis en aval des lobes B et C (pergélisol improbable), et entre ces lobes (pergélisol probable) et l'éboulis situé en amont (pergélisol improbable), ce paramètre a vraisemblablement peu d'importance dans le contrôle de la répartition du pergélisol au sein de l'éboulis du Lac des Vaux.**

5.2.3.2 Régime thermique de surface

Le régime thermique de surface de cet éboulis est étudié depuis 2001 au moyen d'une quinzaine de capteurs autonomes de température (fig. II.69 et II.76), de type UTL-1 jusqu'à l'été 2009 et de type i-button à partir de cette date. Seule une sélection de ces données est présentée ici.

La figure II.77 présente les températures du sol enregistrées entre le 1er novembre 2009 et le 30 septembre 2010 sur des transects amont-aval passant par chacun des trois lobes de fluage. Sur chacun des trois lobes, le comportement thermique est différent.

Sur le **lobe A**, les températures en aval du front du lobe (LV-L9) sont nettement les plus froides, avec une température d'équilibre hivernal de -4.4°C. Plus en amont, elles se réchauffent de plus de 2°C. Elles sont plus froides sur le corps du lobe (LV-L7) qu'à ses racines (LV-L10), bien que dans les deux secteurs, la présence de pergélisol soit probable. A la surface du lobe et à ses racines, les pics de froid de début janvier et de début mars 2010 sont accompagnés d'un léger réchauffement au sol. Ce comportement, qui avait déjà été détecté par LAMBIEL (2006) pour l'hiver 2004/2005, pourrait indiquer qu'**une ventilation ascendante de cette partie de l'éboulis est possible**. Malheureusement, nous ne disposons pas de données pour l'hiver 2009/2010 pour LV-L11, mais l'analyse des températures d'équilibre hivernal de 2004 à 2006 pour ce capteur (fig. II.78), comprises entre -1.1 et -2.2°C, indiquent que les températures du sol dans cette partie de l'éboulis sont similaires à celles de la partie plus en aval de la pente. **L'air qui circulerait dans cette partie de la pente aurait donc une température négative, ce qui n'empêche pas la présence de pergélisol dans ce secteur**. De plus, en raison de la granulométrie assez fine du lobe et de l'éboulis le dominant, où la surface du sol est graveleuse et caillouteuse (fig. II.70), le flux d'air doit transiter et s'évacuer de manière relativement diffuse, en produisant un effet moins efficace que s'il était concentré dans un secteur en particulier. On n'a pas d'indication pour déterminer si l'advection d'air se fait dans la couche active ou dans le corps du pergélisol (les températures négatives excluent un passage d'air sous le pergélisol). Cependant, le protalus rampart étant (peu) actif, le pergélisol est vraisemblablement saturé ou sursaturé en glace, ce qui empêcherait l'advection d'air au sein du pergélisol.
En conclusion, **l'effet d'une ventilation relativement profonde pourrait être à l'origine du sur-refroidissement par aspiration d'air froid pendant l'hiver du secteur situé en aval du lobe (zone du capteur LV-L9), permettant de contribuer au maintien de pergélisol dans ce secteur**.

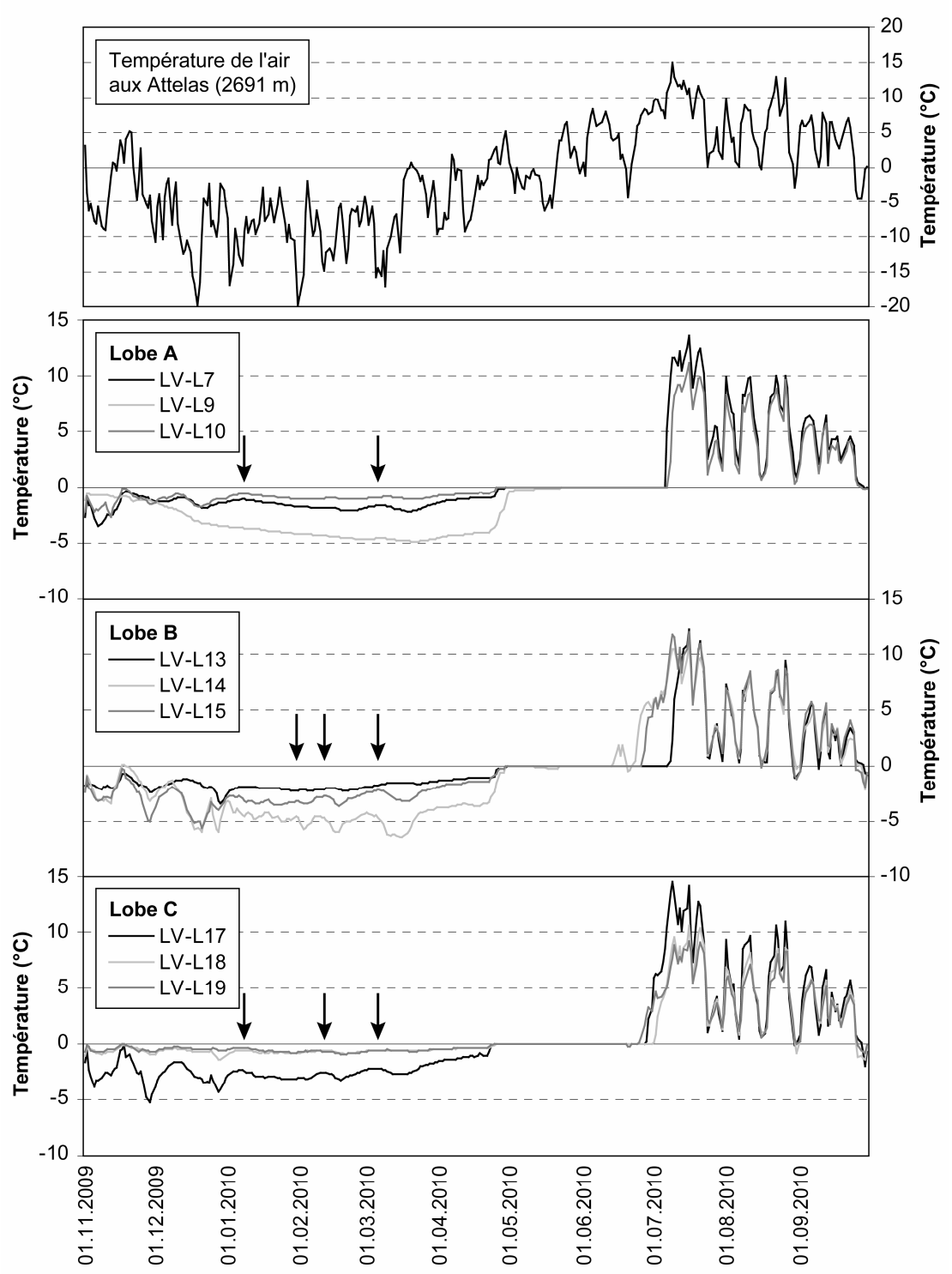


Fig. II.77 *– Températures enregistrées durant l'année 2009/2010 sur des profils amont-aval passant par chacun des trois lobes de fluage de l'éboulis du Lac des Vaux. Les flèches indiquent les variations de la température de la surface du sol inverses à celles de la température de l'air. Pour la localisation des capteurs de température, voir la figure II.69.*

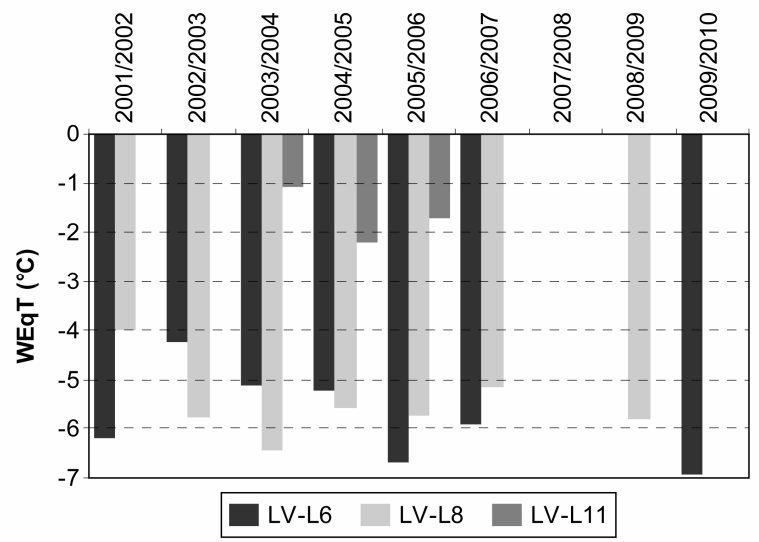


Fig. II.78 *– Evolution de la température d'équilibre hivernal (WEqT) de 2001 à 2010 dans la partie amont du glacier rocheux du Lac des Vaux (LV-L6), dans le secteur à gros blocs de l'éboulis (LV-L8) et dans la partie supérieure de l'éboulis en amont du lobe A (LV-L11). Pour la localisation des capteurs de température, voir la figure II.69.*

Sur le **lobe B**, les températures de la surface du sol sont plus froides au-dessus de la niche d'arrachement qui domine le protalus rampart (LV-L14), où la présence de pergélisol est improbable, que sur le lobe même (LV-L15) et sur la partie supérieure de l'éboulis (LV-L13). A la surface du lobe et à ses racines, on assiste à trois reprises (début février, mi-février et début mars) à un comportement inverse entre les températures de la surface du sol et de l'air, indiquant **qu'une circulation ascendante d'air pourrait être possible au sein du lobe B**, hypothèse renforcée par le fait qu'il existe un réchauffement du terrain en direction de l'amont. Les températures sont cependant bien négatives et plus froides que celles enregistrées sur le lobe A plus ou moins à la même altitude.
Les résistivités électriques très élevées du corps gelé et les importantes vitesses de déplacement de ce lobe indiquent que le pergélisol est certainement sursaturé en glace. **L'advection d'air à l'intérieur du corps du pergélisol serait donc à exclure. Comme les températures de la surface du sol demeurent toujours largement négatives, excluant une advection d'air sous le corps gelé, il est donc probable que la ventilation affecterait seulement la couche active**. La pénétration d'air dans la couche active serait favorisée également par la granulométrie de la surface du sol constituée principalement de gros cailloux (fig. II.70), plus grossière que celle du lobe A. **L'absence probable de pergélisol au-dessus de 2750 m d'altitude ne serait donc pas à attribuer à l'effet de réchauffement induit par la ventilation ascendante, mais à d'autres facteurs qui sont encore à identifier**. Paradoxalement, l'arrivée d'air relativement froid transitant dans la couche active du lobe B pourrait avoir pour conséquence de refroidir la première partie du sol, alors que plus en profondeur, les températures seraient positives, empêchant la formation et le maintien de pergélisol.

Les températures de la surface du sol dans le secteur du **lobe C** sont nettement plus froides à la base des parois rocheuses à l'apex de l'éboulis (LV-L17) qu'aux racines (LV-L18) et sur le corps du protalus rampart (LV-L19), comme on peut le constater également sur les températures d'équilibre hivernal présentées à la figure II.79. Pour les deux derniers capteurs, les températures sont très similaires, bien que, d'après la géoélectrique, LV-L19 se situe dans un secteur où la présence de pergélisol est probable et LV-L18 où elle devrait être improbable. Sur les trois courbes de température (fig. II.77) on assiste à un léger réchauffement des températures de la surface du sol (plus marqué pour le capteur LV-L17) lors des pics froids de début janvier, mi-février et début mars. **Une circulation ascendante d'air dans le lobe C est donc possible**. L'air semble être aspiré plus en aval de LV-L19 ; autrement, on aurait du mal à expliquer le comportement presque identique de ce capteur et de LV-L18. Ce lobe, constitué surtout de gros cailloux et de blocs, est celui qui présente la granulométrie de surface la plus grossière des trois (fig. II.70) ; il serait donc le plus favorable à l'advection d'air en raison de la porosité relativement importante. **Le protalus rampart et ses racines seraient par contre seulement le lieu de passage du courant d'air, qui serait aspiré au niveau du font du lobe (ou plus en aval)**. Tenant compte du fait que le pergélisol pourrait être saturé en glace (pour garantir le fluage du protalus rampart), la circulation d'air devrait se faire préférentiellement dans la couche active.

Une évacuation d'air semble être présente au sommet de la pente, comme l'indiqueraient les réchauffements de température relativement marqués sur LV-L17. Cependant, tenant compte du fait que les températures se refroidissent en direction de l'amont, **on pourrait envisager qu'il existe deux systèmes de ventilation** : un premier système comprendrait le protalus rampart, avec transit de l'air dans la couche active, tandis que le deuxième concernerait de l'air transitant plus profondément (peut-être dans un talik du corps du pergélisol du protalus rampart), permettant d'expliquer sa température plus froide. Dans ce second cas, la granulométrie très fine de la partie supérieure de l'éboulis pourrait jouer un rôle en empêchant l'évacuation de l'air ascendant plus en aval, vers la fin de la couche gelée (vers 2750 m d'altitude). Cette évacuation se ferait donc seulement dans la partie apicale de la pente, où l'air serait guidé par la roche en place qui remonte vers la surface pour former les parois rocheuses. Cette hypothèse est étayée par les températures d'équilibre hivernal enregistrées par LV-L16 de 2007 à 2010 (fig. II.78), qui sont très semblables à celles enregistrées plus bas dans la pente par LV-L18 et LV-L19. Ce capteur, situé légèrement plus bas dans la pente que LV-L17, n'est pas situé à proximité des parois rocheuses (cf. fig. II.69) : les températures de la surface du sol ne seraient donc pas influencées par l'afflux d'air provenant plus profondément dans le versant. Un refroidissement important de LV-L17 par conduction, où le froid proviendrait de la paroi rocheuse qui ne bénéficierait pas de l'effet isolant de la neige, est à exclure. En effet, cela ne permettrait pas d'expliquer les variations de la température de la surface du sol inverses à celles de la température de l'air. **Tout cela reste bien évidemment très hypothétique, car on ne dispose d'aucune d'informations thermiques en forage et les signaux thermiques sont très peu marqués**.

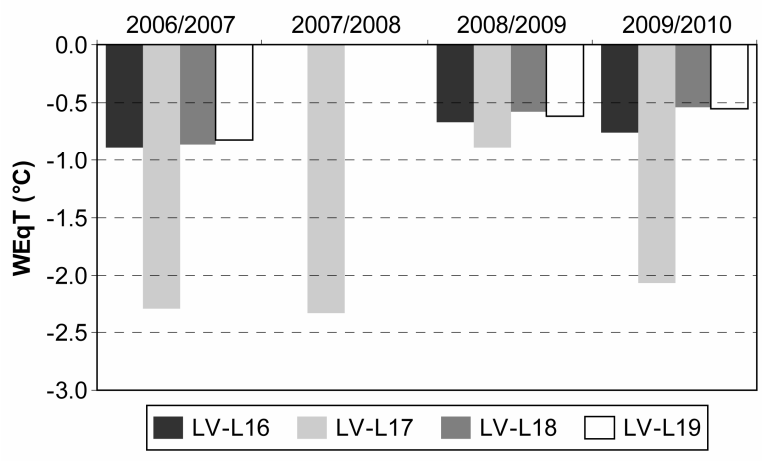


Fig. II.79 *– Evolution de la température d'équilibre hivernal (WEqT) de 2006 à 2010 dans la partie nord-ouest de l'éboulis du Lac des Vaux, en particulier sur le lobe C (LV-L19), à ses racines (LV-L18) et sur la partie supérieure de l'éboulis (LV-16 et LV-17). Pour la localisation des capteurs de température, voir la figure II.69.*

Pour terminer, il est important de souligner que, **pour les capteurs situés dans la partie apicale de l'éboulis (LV-L11-13-17), les températures de la surface du sol n'excluent pas la présence possible de pergélisol dans ce secteur**. Ce propos est valable en particulier pour le secteur situé en amont du lobe C, où les températures du sol à l'apex de l'éboulis sont nettement plus froides que dans les secteurs où la géoélectrique indique que la présence de pergélisol est probable.
Un dernier mot concerne l'éboulis à gros blocs situé au nord-est du lobe A : les températures d'équilibre hivernal de 2002 à 2010 toujours inférieures à -4°C (fig. II.78) laissent supposer que la présence de pergélisol est probable dans ce secteur. Les températures sont en effet semblables à celles enregistrées par LV-6 sur la partie supérieure du glacier rocheux, où la présence de pergélisol a été attestée par LAMBIEL (2006).

5.2.3.3 Epaisseur du manteau neigeux

Une interpolation des épaisseurs de neige mesurées lors des campagnes BTS réalisées par LAMBIEL (2006) le 19 mars 2003 et le 12 mars 2004 est présentée à la figure II.80. **Les secteurs qui reçoivent plus de neige sont le replat situé à la base des lobes, en particulier la dépression comprise entre le front des lobes B et C**. Plus en amont, les données sont discordantes entre les deux années. En 2004, on constate que les épaisseurs de neige sont plus importantes sur les parties gelées des lobes A et B (et partiellement du lobe C), que dans la partie située plus en amont de l'éboulis. Entre les trois lobes, celui dont l'épaisseur de neige est la plus faible est la partie nord-ouest du lobe C, où la proximité avec le Col des Vaux favoriserait la déflation de la neige par le vent. Cependant, comme la situation est assez variable d'une année à l'autre, il faut éviter de tirer des conclusions trop hâtives. En tous les cas, **les zones où la présence de pergélisol est probable ne bénéficient pas d'un apport en neige plus important que les secteurs où la présence de pergélisol est improbable**.

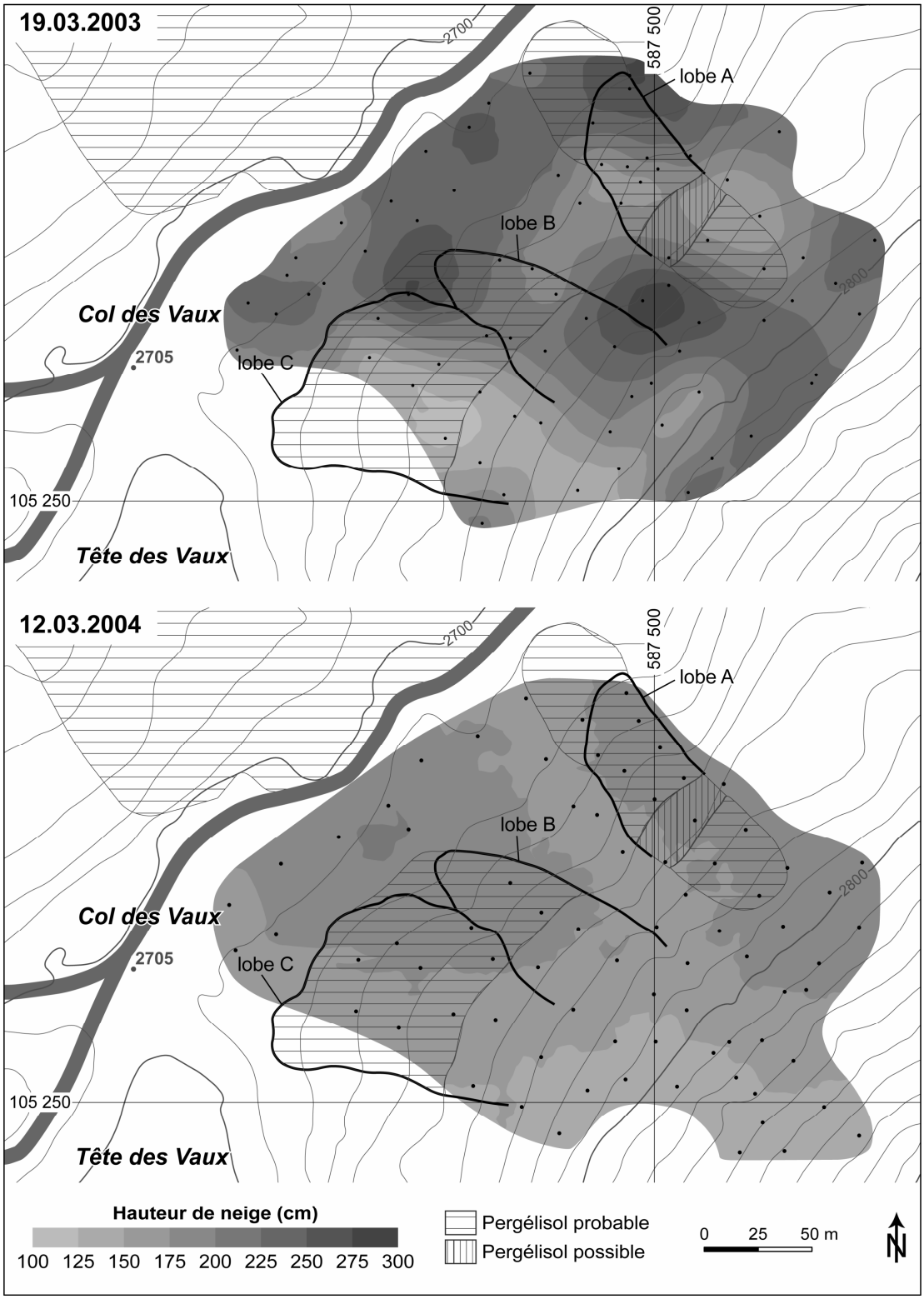


Fig. II.80 *– Interpolation par krigeage ordinaire des hauteurs de neige mesurées sur l'éboulis du Lac des Vaux lors de campagnes de mesures BTS (données : C. Lambiel). Le 19 mars 2003, le terrain était extrêmement tracé par les skieurs, s'apparentant à une piste de ski, tandis que le 12 mars 2004 la neige était fraîche.*

5.2.4 Synthèse générale

La prospection géoélectrique et les données de température de la surface du sol indiquent qu'au sein de l'éboulis du Lac des Vaux le pergélisol est présent dans les trois lobes de fluage et dans l'éboulis à gros blocs situé au nord-est du lobe A. Dans le secteur du lobe A, le pergélisol est présent également dans le replat en aval du front du lobe et dans l'éboulis situé plus en amont. Dans le secteur des lobes B et C, au contraire, la présence de pergélisol est improbable dans le replat situé à la base des lobes et dans l'éboulis, au-dessus de 2750 m d'altitude. Dans la partie la plus en amont de la pente, la faible radiation solaire directe potentielle et les températures de la surface du sol relativement froides font supposer que la présence de pergélisol est possible.

Une ventilation ascendante semble exister dans l'axe des trois lobes. Dans le **lobe A**, l'advection d'air relativement froid serait relativement profonde et pourrait concerner une bonne partie du lobe. L'effet de refroidissement dans la partie inférieure de la pente pourrait participer au maintien de conditions de pergélisol en aval du front du lobe. Etant donnée la température négative de l'air qui circulerait dans ce secteur de la pente, la ventilation ascendante n'entraverait pas la présence de pergélisol dans les parties supérieures de l'éboulis. Dans les **lobes B et C**, la ventilation serait au contraire confinée à la couche active. L'effet de refroidissement dans la partie inférieure de la pente ne serait donc pas suffisant pour maintenir du pergélisol dans ce secteur en raison de la présence de la roche en place à faible profondeur. De même, l'absence probable de sédiments gelés dans l'éboulis dominant les deux lobes (au-moins dans sa partie inférieure), ne serait pas lié au réchauffement du sol par effet de cheminée.

En tout les cas, **la présence de pergélisol dans les lobes de fluage ne semble donc pas être liée ni à la ventilation ascendante ni à la redistribution de la neige, mais plutôt aux conditions topoclimatiques du site, qui ont permis la formation de plusieurs formes de fluage du pergélisol**. Si l'on considère tout le versant du Lac des Vaux (y compris le glacier rocheux), les secteurs à pergélisol reflètent un régime thermique conductif/convectif favorisant l'aggradation de glace en pied de pente, où la granulométrie est plus grossière, par concentration d'eau météorique et de fusion de neige qui gèle à la base de la couche active. Il est donc probable que, pendant l'Holocène, l'altitude favorable au développement des glaciers rocheux se soit déplacée vers le haut, permettant la création des trois protalus rampart qui se superposent aux racines du glacier rocheux du Col des Vaux (cette question chronologique sera abordée au chapitre 9.1.3.2).

Dans les secteurs où les conditions topoclimatiques varient peu, comme cela est le cas pour les lobes de fluage et l'éboulis le dominant, **la granulométrie peut influencer les zones potentiellement favorables au stockage de glace**. Les zones plus grossières sont plus poreuses et ont un potentiel de refroidissement plus important. L'aggradation de glace peut donc conduire à une sursaturation de l'éboulis et au développement d'un glacier rocheux. Comme ces zones à

granulométrie plus grossière se trouvent généralement dans la partie inférieure de la pente (favorisant également l'accumulation d'eau par gravité), il est normal que les protalus rampart et les glaciers rocheux occupent d'avantage cette partie des versants. Plus en amont, la différence dans la taille des éléments peut conduire à une différence dans le potentiel de stockage d'eau (et donc de glace si le terrain présente des températures négatives). Dans ce cas concret, la granulométrique caillouteuse à graveleuse de l'éboulis dominant les lobes B et C, bien qu'elle présente des éléments de plus petite taille que le pied de la pente, est plutôt favorable au drainage de l'eau qu'à son stockage. Il en résulte que l'eau aura tendance à percoler vers le bas de la pente pour geler au contact avec le pergélisol, ou à s'évaporer en asséchant la surface du sol. Dans l'éboulis dominant le lobe A, au contraire, la forte proportion de fines (voir la figure 3.79 dans LAMBIEL 2006 : 106) peut permettre un stockage plus long de l'eau, ce qui permettrait la congélation de l'humidité du sol du moment que les températures deviennent négatives. Ce processus conduirait à la formation d'un pergélisol cimenté par la glace (*ice-cemented permafrost*) relativement peu résistant (< 10 kΩm), comme cela est le cas dans les glaciers rocheux à galets (*pebbly rock glaciers*), en contraste avec le pergélisol à haute teneur de glace (*ice-rich permafrost*), présentant des hautes résistivités (> 100 kΩm), typique des glaciers rocheux à blocs (*bouldery rock glaciers*) (cf. IKEDA & MATSUOKA 2006). Cette dichotomie théorique, bien qu'argumentée par IKEDA & MATSUOKA (2006) grâce à l'analyse géomorphologique et à la prospection géophysique de plusieurs glaciers rocheux, n'a jamais été appliquée aux éboulis (en différenciant, par analogie avec les glaciers rocheux, les éboulis « à galets » – *pebbly talus slopes* – des éboulis « à blocs » – *bouldery talus slopes*). Pour le moment, les résistivités électriques comprises entre 7 et 10 kΩm mesurées en amont du lobe A ne contrastent pas avec cette théorie. Toutefois, il s'agira d'étayer et de mieux structurer cette piste de réflexion avec les données issues des autres sites d'étude.

En conclusion, ce sont donc les **échanges thermiques conductifs**, liées aux conditions topoclimatiques du site, qui déterminent la morphologie et la répartition du pergélisol dans l'éboulis du Lac des Vaux. La **granulométrie** joue ici un rôle important (mais pas prédominant), en déterminant la porosité du sol et donc sa capacité à stocker de la glace relativement massive dans les secteurs plus grossiers (glacier rocheux et protalus rampart) ou à former de la glace de ségrégation à la base de la couche active (cf. HAEBERLI & VONDER MÜHLL 1996) dans les secteurs où les fines sont prédominantes (éboulis dominant le lobe A). **Des échanges thermiques advectifs peuvent s'additionner aux échanges thermiques conductifs, sans toutefois pouvoir influencer la répartition du pergélisol** (sauf, peut-être, dans le corps gelé situé en aval du lobe A).

5.3 Eboulis des Lapires

5.3.1 Caractéristiques du site

L'éboulis des Lapires constitue une vaste accumulation sédimentaire d'exposition nord-est, large d'environ 500 m et située entre 2370 et 2700 m d'altitude sur le versant septentrional de la Pointe des Lapires (2973 m) (fig. II.81-A). La morphologie de ce versant est très hétérogène, reflétant les multiples processus qui contribuent à la construction du voile d'éboulis : éboulisation et avalanches en premier lieu (d'où la forme concave du versant ; cf. fig. II.81-D), mais aussi reptation du pergélisol, solifluxion, torrentialité et cryoturbation. Cette diversité des processus traduit aussi des différences dans la morphologie et dans la granulométrie de surface, qui a été étudiée grâce à cinq stations mesurées dans le cadre de cette recherche (fig. II.82 et fig. II.83) et par dix carrés d'étude analysés par TURATTI (2002 : 29–32). Pour mieux présenter la morphologie de ce site, le versant a été divisé en trois secteurs : le secteur ouest (secteur du pylône 10), le secteur central et le secteur est (situé à l'est du pylône 9). En raison du tracé transversal à la pente du pied du versant, la base du secteur ouest se situe bien plus en amont (~2450 m) que la base du reste de l'éboulis.

Le **secteur ouest**, qui est celui où se sont concentrées la plupart des investigations discutées dans cette étude, présente dans sa partie inférieure (en aval du pylône 10) une morphologie relativement rectiligne, sans formes de fluage évidentes. La granulométrie de surface est grossière, dominée par les blocs (81%) et les gros cailloux (19%), tandis que les petits cailloux et les graviers sont absents. Un tiers des éléments est constitué de blocs de diamètre supérieur à 50 cm (profil G1 ; fig. II.83). La partie médiane est caractérisée par une granulométrie graduellement plus fine en direction de l'amont (profils G3 et G4). Les gros cailloux sont ici dominants (entre 52 et 62%). En direction de l'amont, les blocs deviennent plus rares (de 28% dans G3 à 11% dans G4) et les petits cailloux et graviers plus abondants (de 20% dans G3 à 26% dans G4).

La partie supérieure de la pente est caractérisée par des loupes de solifluxion relativement larges et épaisses. La granulométrie à la base de ces loupes (profil G5) est largement dominée par les graviers et petits cailloux (81%), tandis que les gros cailloux sont plus rares (19%) et les blocs complètements absents. A la surface des loupes, la granulométrie est encore plus fine, avec uniquement des éléments de moins de 2 cm de diamètre (~50%) et des petits cailloux (~50%) (carrés 7 et 10 dans TURATTI 2002 : 31). A l'amont des loupes, la granulométrie est légèrement plus grossière, avec une proportion de blocs relativement importante (~80%) (carré 8 dans TURATTI 2002 : 31). Plus à l'est, la partie supérieure de la pente présente un protalus rampart (fig. II.81-B), dont la base du front se situe vers 2600 m d'altitude. Le front est bien marqué, raide et mesure une vingtaine de mètres d'épaisseur. Le corps est constitué presque exclusivement de petits cailloux (voir carré 9 dans TURATTI 2002 : 31), ce qui permet de considérer ce protalus rampart comme un petit glacier rocheux à galets. Des mesures de déplacement effectuées depuis 2007 par l'Université de Fribourg à l'aide du DGPS témoignent de l'activité de cette forme, avec des vitesses de surface horizontales comprises entre 0.3 et 1.0 m/a (DELALOYE *et al*. 2010).

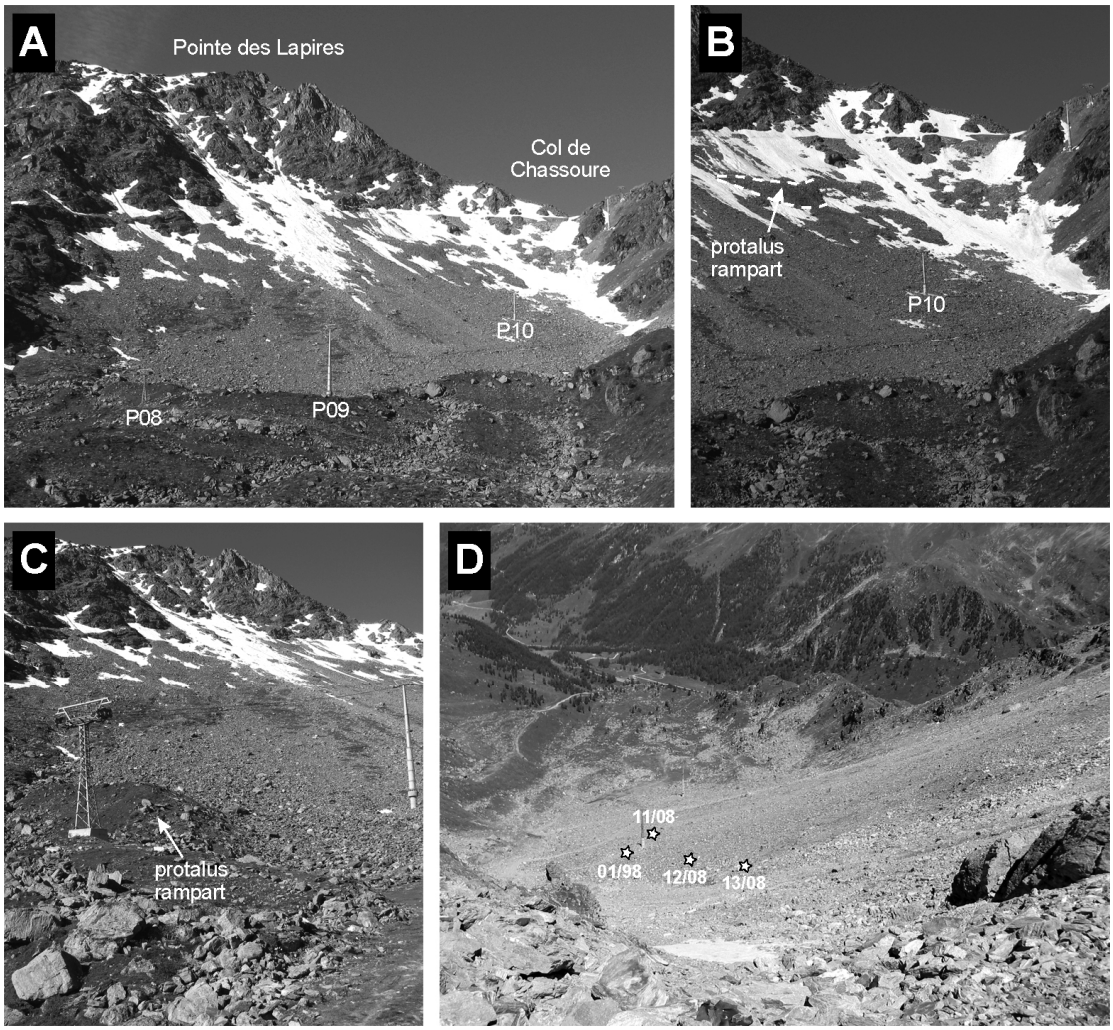


Fig. II.81 *– (A) Vue frontale sur l'éboulis des Lapires. (B) Détail de la partie ouest de l'éboulis (secteur du pylône 10). (C) Détail de la partie est de l'éboulis (secteur compris entre les pylônes 8 et 9). (D) Vue sur l'éboulis des Lapires depuis le Col de Chassoure, avec localisation des quatre forages profonds. P00 = emplacement des pylônes de la télécabine Tortin – Col de Chassoure.*

Le **secteur central** présente des gros blocs seulement dans la partie la plus distale de la pente. Plus en amont, une matrice relativement fine apparaît entre les blocs, ce qui permet au secteur d'être partiellement végétalisé (pelouse alpine). A partir d'environ 2450 m d'altitude, l'éboulis présente de vastes loupes de solifluxion et la colonisation par la végétation est évidente. La granulométrie de surface est dominée par des gros cailloux et des petits blocs (entre 60 et 80%) dans une matrice sablo-graveleuse, comme en témoignent le profil G2 (fig. II.83) et le carré 5 mesuré par TURATTI (2002 : 31). A partir de 2550–2650 m d'altitude, la granulométrie redevient plus grossière et la matrice fine plus rare, ce qui produit une dissipation de la végétation. Tout le secteur central est traversé par deux importants chenaux torrentiels (fig. II.82), prolongation naturelle des deux couloirs d'éboulis et d'avalanche principaux qui entaillent la paroi nord de la Pointe des Lapires.

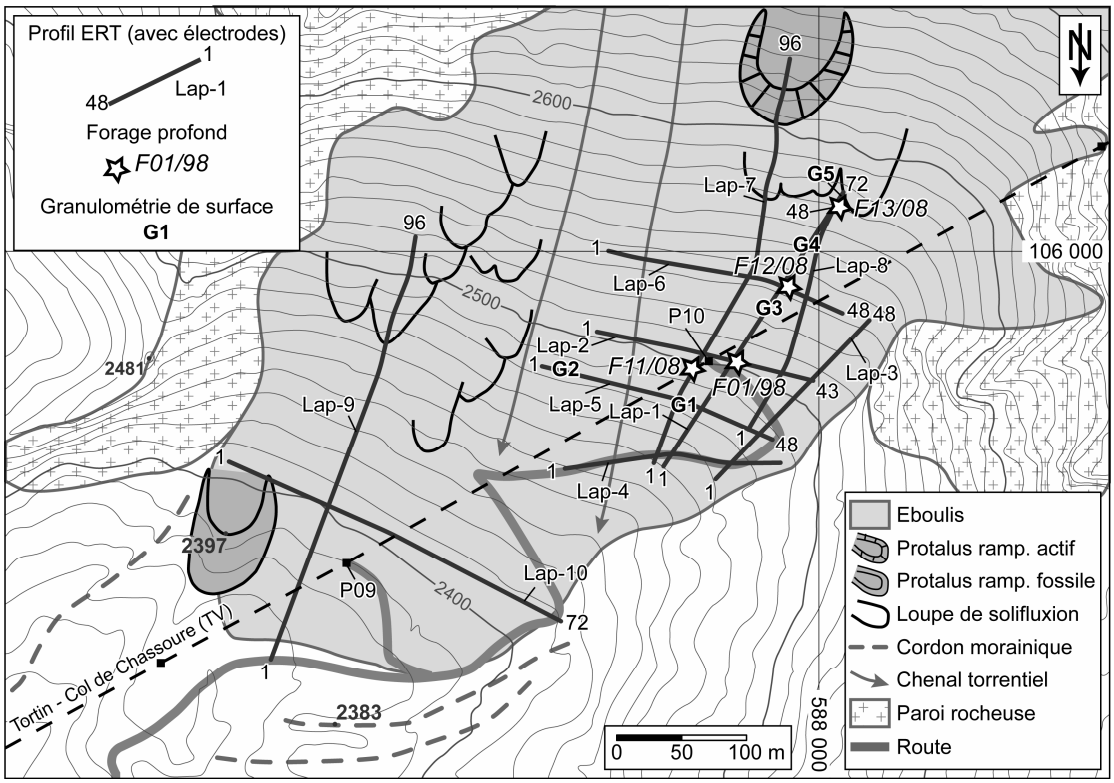


Fig. II.82 *– Carte géomorphologique simplifiée de l'éboulis des Lapires avec localisation des forages, des profils ERT et des stations de mesure de la granulométrique de surface.*

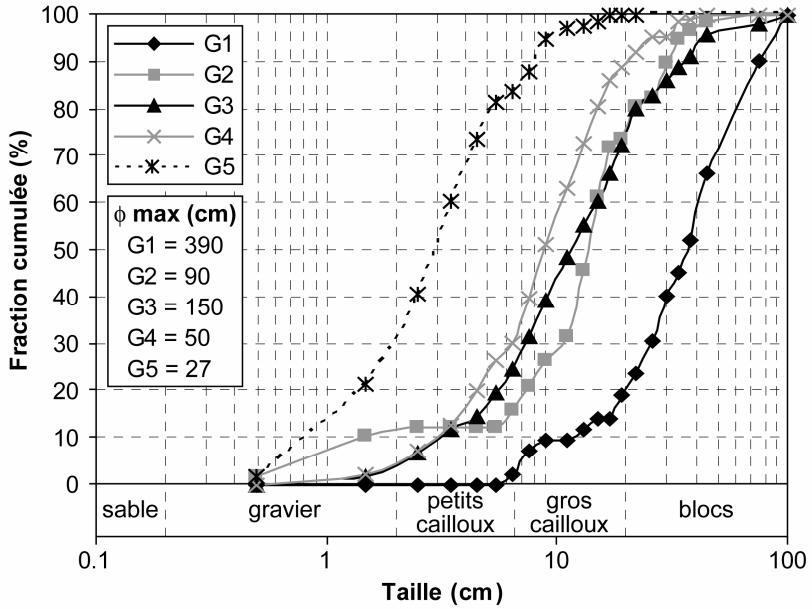


Fig. II.83 *– Courbes granulométriques mesurées à la surface de l'éboulis des Lapires. Pour l'emplacement des stations de mesure, voir la figure II.82. A noter la forme presque parallèle des courbes granulométriques G1, G3, G4 et G5, mesurées le long d'un profil amont-aval, traduisant une diminution de la taille des éléments de l'aval vers l'amont.*

Le **secteur est** présente au pied de la pente un protalus rampart qui par sa situation topoclimatique, sa morphologie de surface déprimée et son front peu pentu et très végétalisé, devrait être fossile (fig. II.81-C). L'absence de sédiments gelés au sein de cette forme est confirmée par une tomographie électrique réalisée en juillet 2000 (voir TURATTI 2002 : 63 ; MARESCOT *et al*. 2003 : 62). Le secteur compris entre le protalus rampart et le pylône 9 présente en surface de très gros blocs, sans matrice fine apparente. Ce secteur à gros blocs occupe également le secteur médian de la pente jusque vers 2460 m d'altitude. La partie supérieure de l'éboulis présente des loupes de solifluxion bien marquées, épaisses de plusieurs mètres et partiellement végétalisées. La base des parois rocheuses se trouve ici plus en aval (vers 2580 m) que le reste de l'éboulis, où elle se situe vers 2700 m environ.
En contrebas de l'éboulis, un important amphithéâtre morainique (bien visible dans la partie supérieure de la figure II.81-D), constitué de plusieurs crêtes morainiques juxtaposées et datant très probablement de la fin du Tardiglaciaire, est présent. Une proposition de datation de ces moraines et des deux protalus rampart que l'on retrouve au sommet et à la base de l'éboulis sera discutée dans le chapitre 9.1.3.1. Nous signalons pour terminer que, depuis 1998, l'éboulis des Lapires fait partie du réseau suisse de monitoring du pergélisol PERMOS (voir PERMOS 2010).

5.3.2 Historique des recherches et mesures effectuées

L'éboulis des Lapires est probablement l'éboulis périglaciaire de haute altitude le plus étudié au monde. Les premières mesures visant à déterminer la répartition du pergélisol dans ce versant datent du début des années 1990, quand plusieurs campagnes BTS ont été réalisées par des chercheurs de l'Université de Lausanne (REYNARD 1996). Dans les années suivantes, ces premières mesures ont été complétées, en collaboration avec l'Université de Fribourg, à l'aide de la prospection géophysique de surface (essentiellement de la géoélectrique unidimensionnelle) et par la réalisation d'un forage de 20 m de profondeur en 1998 (forage 1/1998) au moment des travaux de rénovation de la télécabine Tortin – Col de Chassoure (LAMBIEL 1999, REYNARD *et al*. 1999, DELALOYE *et al*. 2000, TURATTI 2002). L'importante hétérogénéité dans la répartition du pergélisol, qui a pu être appréhendée grâce à toutes les mesures effectuées sur ce site, a permis d'utiliser l'éboulis des Lapires comme site-test pour le développement de la géoélectrique bidimensionnelle dans les environnements périglaciaires de haute montagne (MARESCOT *et al.* 2001, 2003). En parallèle, la multiplication des mesures thermiques effectuées depuis la fin des années 1990 a permis de mettre en évidence le fonctionnement d'un système de ventilation au sein de l'éboulis (DELALOYE 2004, DELALOYE & LAMBIEL 2005, LAMBIEL 2006). Ces deux axes de recherche se sont développés jusqu'à aujourd'hui et ont mené, d'une part, à la réalisation de trois forages dans le secteur ouest de la pente en octobre 2008 afin de mieux étudier le mécanisme de ventilation de la formation sédimentaire (LAMBIEL *et al*. 2009a, SCAPOZZA *et al*. 2010d) et, d'autre part, à l'installation de deux profils fixes pour le monitoring géoélectrique et sismique bidimensionnel du pergélisol (HILBICH *et al*. 2008a, DELALOYE *et al*. 2009, HILBICH 2009, 2010, PERMOS 2009, 2010).

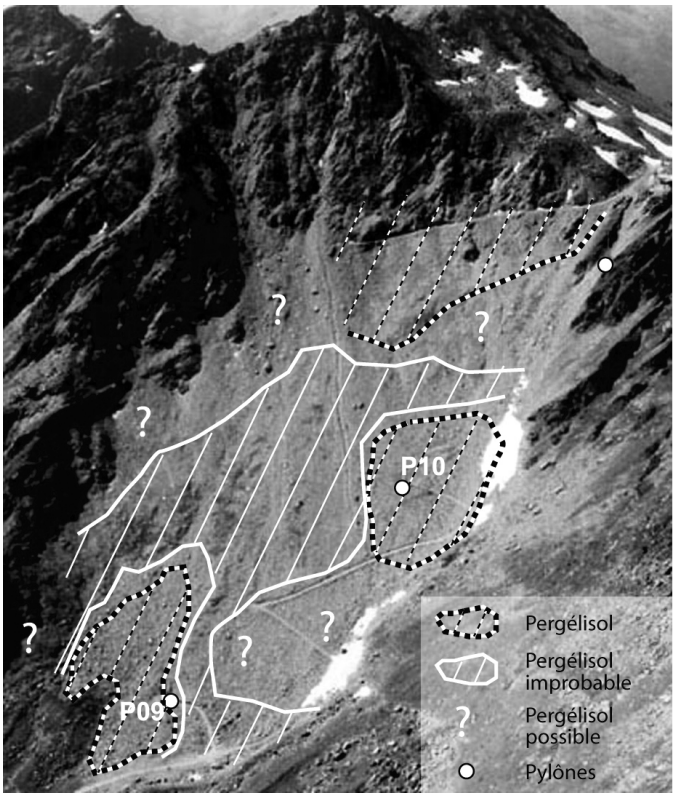


Fig. II.84 *– Répartition supposée du pergélisol dans l'éboulis des Lapires, basées sur les mesures géoélectriques et thermiques effectuées jusqu'en 2006. Source : DELALOYE & LAMBIEL (2005 : 96), LAMBIEL (2006 : 83). Reproduit avec l'autorisation des auteurs.*

Les mesures effectuées jusqu'à maintenant, synthétisées par DELALOYE (2004), DELALOYE & LAMBIEL (2005) et LAMBIEL (2006), ont permis de proposer une cartographie relativement détaillée de la répartition du pergélisol au sein de l'éboulis des Lapires (fig. II.84). En particulier, nous pouvons retenir que :

- **La présence de pergélisol dans l'éboulis a été attesté par des observations directes**, lors de travaux d'excavation réalisés pour le remplacement des pylônes 9 et 10 de la télécabine Tortin – Col de Chassoure (GLASSEY 1997, LAMBIEL 1999) et dans un forage de 20 m de profondeur situé une quinzaine de mètres à l'ouest du pylône 10.
- Un sondage de reconnaissance effectué le 28 octobre 1997 à l'emplacement du futur pylône 10 a mis en évidence la stratigraphie suivante (GLASSEY 1997) : un éboulis grossier de surface (0–30 cm de profondeur) ; des matériaux plus fins mais toujours relativement grossiers sur une épaisseur variant entre 30 et 50 cm) ; un éboulis de profondeur à gros blocs très poreux ; le rocher (?) vers 4–5 m de profondeur. Des observations menées par LAMBIEL (1999) à la fin du mois de juin 1998 ont mis en évidence un **pergélisol saturé en glace au niveau du pylône 10, et sous-saturé en glace au niveau du pylône 9**.

- **Les données de température enregistrées dans le forage de 20 m de profondeur (forage 1/1998) révèlent la présence d'un pergélisol tempéré** (fig. II.9-B), avec les températures du sol qui, en dessous de 5 m, demeurent très stables et proches du point de fusion de la glace.
- **La présence de pergélisol est probable** dans le secteur situé autour du pylône 10, entre 2460 et 2560 m d'altitude environ, dans le secteur à l'est du pylône 9, entre le pied de l'éboulis et 2460 m environ et dans la partie supérieure de la pente occupée par le protalus rampart.
- **La présence de pergélisol est possible** dans une bande située entre les pylônes 9 et 10 correspondant à la partie inférieure de la pente, caractérisée par des résistivités légèrement plus faibles et des BTS moins froides que dans les secteurs où la présence de pergélisol est probable.
- **La présence de pergélisol est improbable** dans le reste de la pente, en particulier dans une bonne partie du secteur central, dans le protalus rampart situé en pied de pente et dans les zones caractérisées par la présence de loupes de solifluxion dans les secteurs est et ouest de l'éboulis.
- **Les résistivités électriques du pergélisol sont peu élevées**, de l'ordre de 10–35 kΩm.

Concernant les facteurs de contrôle, les enseignements essentiels que nous pouvons tirer des études précédentes sont les suivants :

- **La probabilité de présence de pergélisol diminue avec la taille des éléments rocheux**. En effet, les zones où la présence de pergélisol est probable sont toutes situées dans les parties de l'éboulis caractérisées par une granulométrie grossière (TURATTI 2002, DELALOYE 2004). Inversement, la végétation est présente dans les secteurs où le pergélisol est improbable parce que la surface du sol présente plus de matériaux fins (TURATTI 2002).
- L'analyse du déneigement du versant permet de supposer qu'**il n'y a aucune relation entre les zones où la neige persiste plus longtemps et les zones où la présence de pergélisol est probable** (TURATTI 2002).
- Le **fonctionnement d'un système de ventilation au sein de l'éboulis** a été suggéré par DELALOYE (2004) et DELALOYE & LAMBIEL (2005). Ils observent en particulier que les valeurs BTS et les résistivités apparentes ne coïncident pas. Les valeurs BTS les plus froides (< -3°C) ont été obtenues à l'aval de la zone présentant des résistivités élevées, tandis que les valeurs BTS les plus chaudes (0°C) apparaissent immédiatement à l'amont du secteur résistant. Le secteur d'aspiration d'air relativement froid se situerait donc légèrement en aval du secteur résistant, tandis que le secteur d'évacuation d'air relativement chaud se situerait juste en amont de la limite supérieure de la couche gelée.
- Les analyses effectuées par LAMBIEL (2006) permettent de mieux comprendre le fonctionnement du système de ventilation au sein de l'éboulis des Lapires.

Dans le secteur du pylône 10, l'existence d'un système de ventilation est probable, avec aspiration d'air en aval du pylône 10. En amont du pylône, le réchauffement de GST lors des périodes de grand froid indiquerait que cette zone ne subit pas de sur-refroidissement par effet de cheminée, mais qu'elle consiste essentiellement une zone de transit de l'air circulant vers l'amont. Plus en amont, dans le secteur dominé par les loupes de solifluxion, la présence improbable de pergélisol serait également liée à l'advection d'air relativement chaud, qui aurait pour effet d'empêcher la formation de pergélisol. Enfin, **dans le secteur du pylône 9, les données analysées n'ont pas permis de prouver l'existence d'un système de ventilation**.

***

Dans cette étude, nous essayerons de renforcer (ou de prouver) les enseignements présentés ci-dessus à l'aide d'observations directes et d'une meilleure compréhension de la structure tridimensionnelle et des caractéristiques des corps gelés, à l'aide des données à ce jour inédites suivantes : la stratigraphie et les profils de température dans 3 nouveaux forages ; les données de diagraphies nucléaires dans les 2 nouveaux forages situés le plus en aval ; 10 profils ERT (5 longitudinaux et 5 transversaux à la pente), pour un total de 571 électrodes espacées de 4 m mesurées.

Pour la question relative à l'évolution temporelle des différents paramètres physiques étudiés sur ce site, qui ne sera pas traitée ici, le lecteur est renvoyé aux rapports bisannuels de PERMOS (en particulier PERMOS 2010) pour les températures du sol et de la surface du sol, et aux études de HILBICH *et al*. (2008a), HILBICH (2009, 2010) et PERMOS (2010) pour le monitoring ERT et RST.

5.3.3 Structure sédimentaire et thermo-stratigraphie des forages

5.3.3.1 Stratigraphie des forages

Trois nouveaux forages profonds, qui s'ajoutent au forage 1/1998, ont été réalisés sur un profil amont-aval dans le secteur ouest de l'éboulis des Lapires pendant le mois d'octobre 2008 (fig. II.81-D ; pour les caractéristiques techniques, voir le tableau II.3). Leur stratigraphie et leur profil thermique sur une année sont présentés à la figure II.85.

Le forage le plus profond (11/2008) mesure 40.0 m et a été réalisé 12 m à l'est du pylône 10, à 2500 m d'altitude. La première partie du sous-sol est composée de 4.0 m de sédiments non gelés très poreux, avec des blocs décimétriques à métriques sans matrice. Sous le toit de la glace, est présent un éboulis gelé à cailloux et blocs décimétriques et métriques à matrice sableuse peu abondante jusqu'à 19.0 m de profondeur (fig. II.87-A/B). Ce niveau relativement homogène présente un niveau plus riche en glace entre 13.5 et 14.5 m de profondeur.

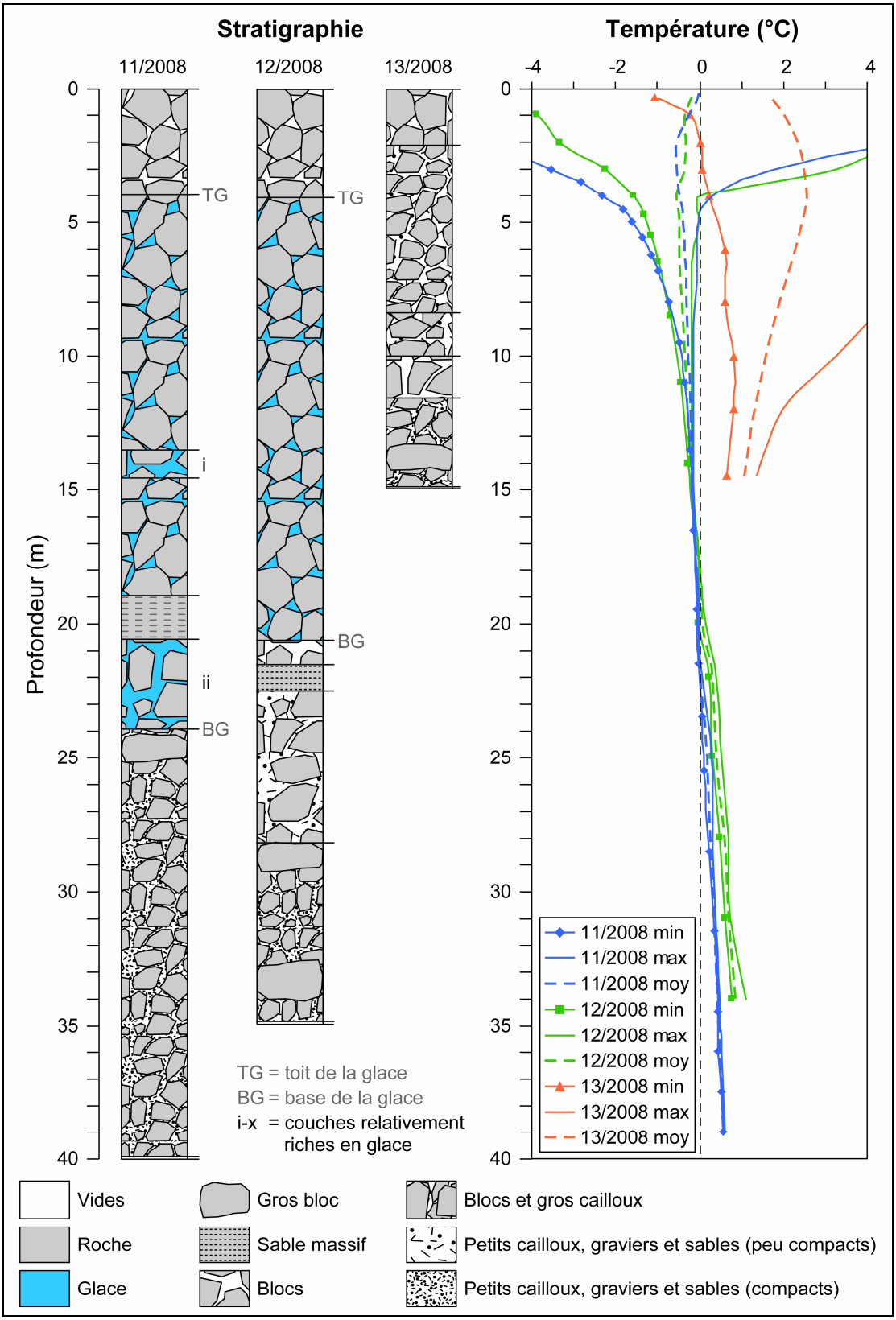


Fig. II.85 *– Stratigraphie et profils thermiques sur la période comprise entre le 16 octobre 2009 et le 15 octobre 2010 des trois nouveaux forages de l'éboulis des Lapires.*

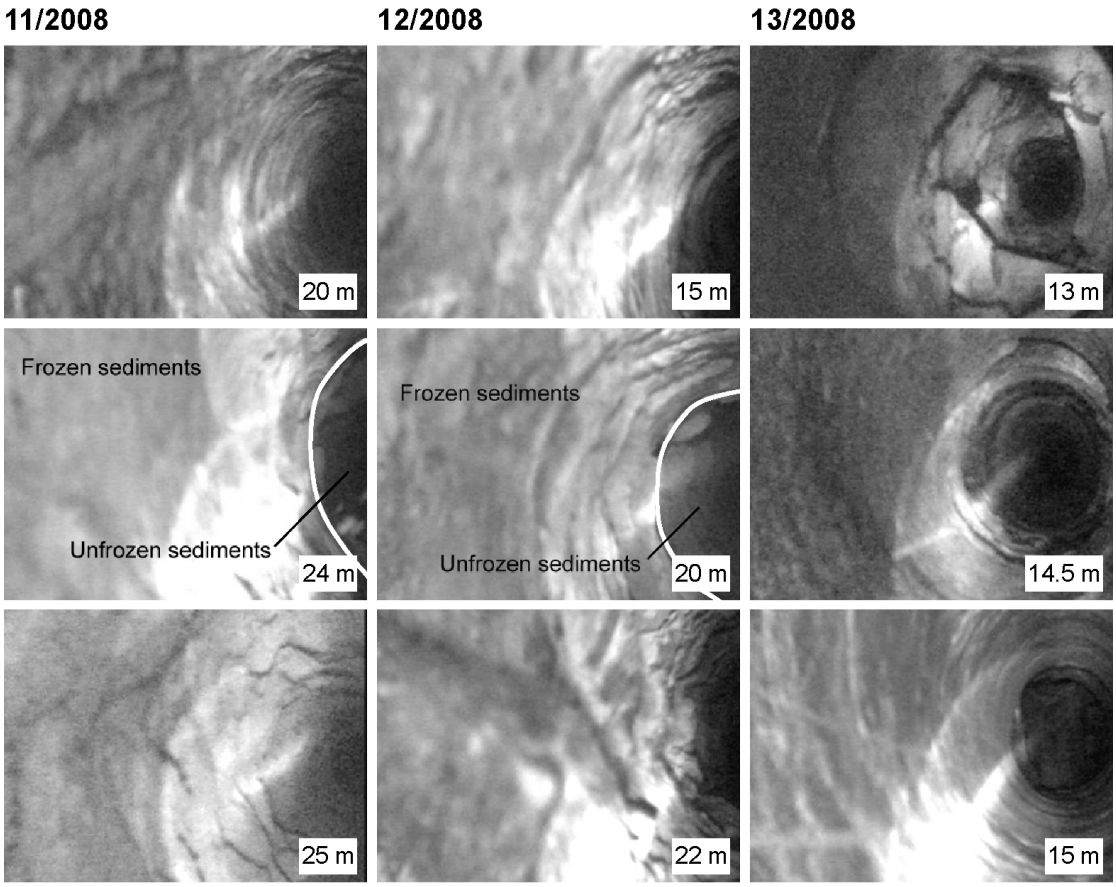


Fig. II.86 *– Photographies réalisées à l'aide d'une caméra de diagraphie à l'intérieur des nouveaux forages de l'éboulis des Lapires. A noter la différence entre les clichés issus des forages 11/2008 et 12/2008, où des sédiments gelés sont présents jusqu'à 24 m, respectivement 20 m, et le forage 13/2008, où la glace est absente.*

Entre 19.0 et 20.5 m de profondeur, une couche très fine composée préférentiellement de sédiments sablo-limoneux pauvres en glace est présente (fig. II.86). Plus bas, jusqu'à la base de la glace (vers 24.0 m de profondeur), nous retrouvons un éboulis plus grossier, riche en glace. En dessous de la base de la glace, le reste du forage présente des cailloux et petits blocs dans une matrice sablo-limoneuse relativement abondante (fig. II.86). Ce type de sédiment pourrait être interprété comme de la moraine de fond.

Le forage 12/2008 a été réalisé en amont du pylône 10 (2525 m d'altitude) et mesure 35.0 m de profondeur. Au-dessous d'une couche de 4.0 m d'épaisseur, composée de blocs décimétriques sans matrice (éboulis poreux de surface), 16.0 m d'éboulis gelé sont présents (fig. II.87-C/D). Cette section est constituée par des cailloux et des blocs décimétriques à métriques à matrice sableuse peu abondante (fig. II.86). Sous la base de la glace, 1.0 m d'éboulis très poreux presque sans matrice est présent, suivi par un niveau d'1.0 m d'épaisseur composé de sédiments sablo-limoneux très massifs (fig. II.86). Entre 22.0 et 28.0 m de profondeur, l'éboulis est relativement

poreux, avec une matrice sablo-limoneuse peu abondante, tandis qu'à partir de 28.0 m de profondeur et jusqu'à la base du trou, nous retrouvons des cailloux et petits blocs dans une matrice sablo-limoneuse relativement abondante, interprétés comme de la moraine de fond.

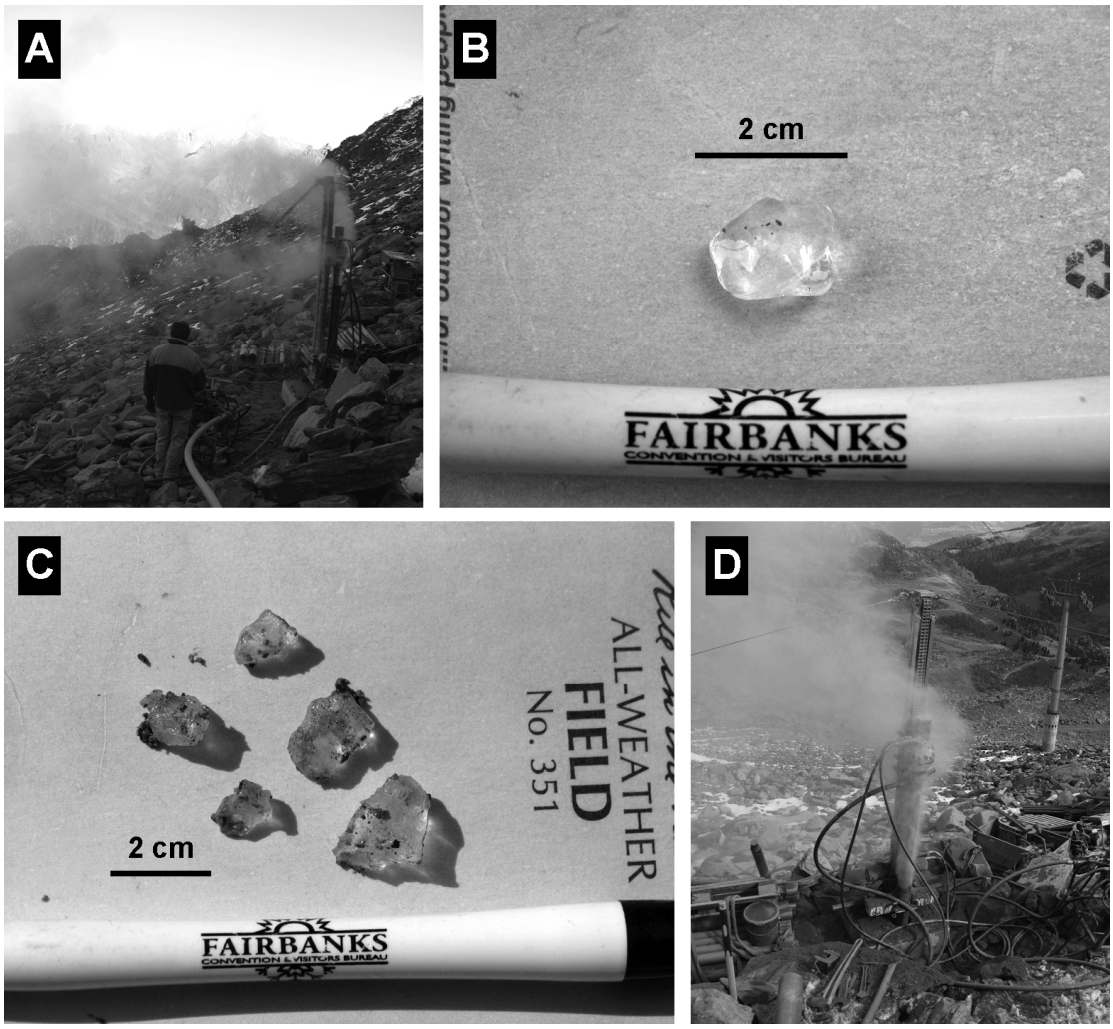


Fig. II.87 *– Eboulis des Lapires : fragmentation de quantités assez importantes de glace de congélation au toit du pergélisol, retombant sous forme de « grêle », quand le marteau se situait à environ 4 m de profondeur pendant la perforation des forages 11/2008 (A et B ; 10.10.2008) et 12/2008 (C et D ; 07.10.2008).*

Le forage 13/2008 a été réalisé à la base des loupes de solifluxion, à une altitude de 2571 m. Ce trou a une profondeur de 15.5 m et ne présente pas de sédiments gelés (fig. II.86). Au-dessous d'une couche poreuse de surface de 2.0 m d'épaisseur, composée de blocs décimétriques sans matrice, une couche de 5.0 m d'épaisseur, moins poreuse, constituée de cailloux et petits blocs dans une matrice sablo-graveleuse a été trouvée. Plus bas, l'éboulis devient plus poreux. Entre 8.0 et 9.5 m de profondeur est présent un éboulis poreux à blocs décimétriques à métriques une

avec matrice sablo-graveleuse peu abondante, tandis qu'entre 9.5 et 11.0 m de profondeur est présent un éboulis très poreux constitué de cailloux et de blocs décimétriques sans matrice. Les derniers 4.5 m du forage présentent par contre un éboulis fortement colmaté, composé de cailloux et petits blocs (et un gros bloc vers 14.0 m de profondeur) dans une matrice sablo graveleuse abondante (fig. II.86).

Pour terminer, il faut signaler que la roche en place n'a été atteinte dans aucun des trois forages.

5.3.3.2 Thermo-stratigraphie de l'éboulis des Lapires

Les profils thermiques présentés à la figure II.85 sont basés sur les mesures de la température du sol effectuées sur une années complète entre le 16 octobre 2009 et le 15 octobre 2010.

Dans les deux forages du bas (11/2008 et 12/2008), au-dessous d'une couche gelée saisonnière, les températures sont en permanence négatives, indiquant la présence de pergélisol. La profondeur de la couche active (lisible sur la courbe des températures maximales) pour l'année hydrologique 2009/2010 est de 4.5 m pour le forage 11/2008 et de 4.0 m pour le forage 12/2008. Contrairement à l'éboulis des Attelas, elle diminue légèrement en direction de l'amont. Dans les deux forages, la base du pergélisol a été atteinte : elle se situe entre 21.5 et 23.5 m de profondeur dans le forage 11/2008 et entre 18.0 et 20.0 m dans le forage 12/2008. Les températures minimales permettent de constater qu'une petite partie de l'éboulis gèle de manière saisonnière aussi sous la base du pergélisol. Dans ces deux forages, le pergélisol est semi-tempéré, avec les températures moyennes les plus basses du corps gelé se situant à faible profondeur, juste sous le toit du pergélisol (-0.4°C dans le forage 11/2008 et -0.5°C dans le forage 12/2008). La profondeur du *Zero Annual Amplitude* (ZAA) est d'environ 13.5 m dans le forage 11/2008 et 14.0 m dans le forage 12/2008. Le potentiel de refroidissement de la couche active est plus important dans le forage 11/2008 que pour le forage 12/2008, comme en témoignent les températures moyennes et minimales plus froides.
Les températures dans le forage 13/2008 sont toujours positives (exception faite des températures minimales dans les 2 premiers mètres du terrain), indiquant l'absence de pergélisol. La température moyenne minimale dans ce forage est de +1.1°C, enregistrée à 14.5 m de profondeur.

Les profils thermiques indiquent que le pergélisol de l'éboulis des Lapires n'est pas en équilibre avec le climat actuel. Les courbes des températures moyennes sont en effet pratiquement verticales, indiquant que le gradient géothermique est pratiquement nul. Sous la base du pergélisol, le gradient géothermique est par contre positif : il vaut 3.2°C/100m pour le forage 11/2008 et 5.0°C/100m pour le forage 12/2008. Pour le forage 13/2008, au contraire, le gradient géothermique à partir de 4.0 m de profondeur est fortement négatif (-14.3°C/100m !), indiquant un (probable) important réchauffement de la première partie du sous-sol.

5.3.3.3 Synthèse sur la structure et la thermo-stratigraphie des forages

La structure sédimentaire et la thermo-stratigraphie des trois nouveaux forages réalisés dans le secteur ouest de l'éboulis des Lapires indiquent qu'**un pergélisol semi-tempéré est présent dans les forages 11/2008 et 12/2008 et absent dans le forage 13/2008**. Contrairement à l'éboulis des Attelas, aux Lapires on n'observe pas d'augmentation significative des températures du terrain et de l'épaisseur de la couche active (qui, au contraire, diminue) entre le forage situé plus en aval (11/2008) et le forage situé dans le secteur médian de la pente (12/2008).

5.3.4 Propriétés nucléaires du pergélisol

Des diagraphies nucléaires (logs gamma-ray naturel, gamma-gamma et neutron-neutron) ont été effectuées dans les forages 11/2008 et 12/2008 le 30 septembre 2010. Les mesures de terrain filtrées sont présentées aux figures II.88 et II.90, tandis que leur interprétation est présentée aux figures II.89 et II.91. La démarche de traitement des données et de calibration des sondes gamma-gamma et neutron-neutron est la même que pour l'éboulis des Attelas (cf. chap. 5.1.3).

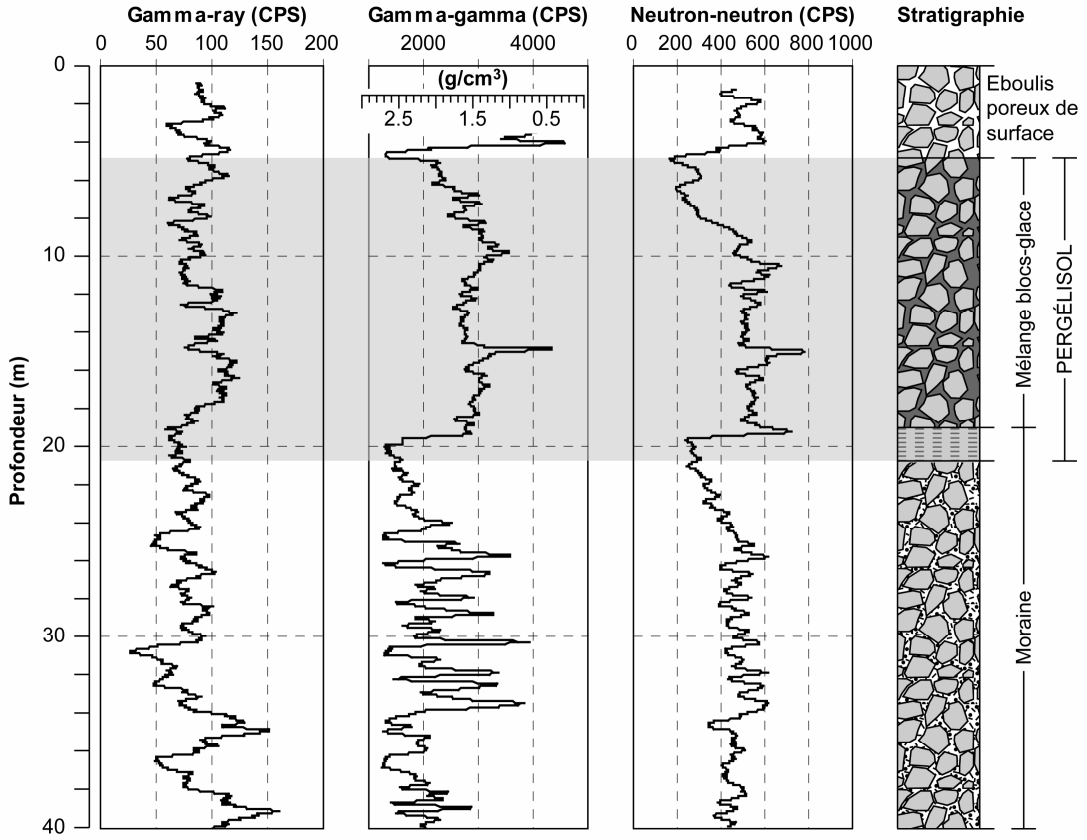


Fig. II.88 *– Résultats des diagraphies effectuées le 30 septembre 2010 dans le forage 11/2008 sur l'éboulis des Lapires.*

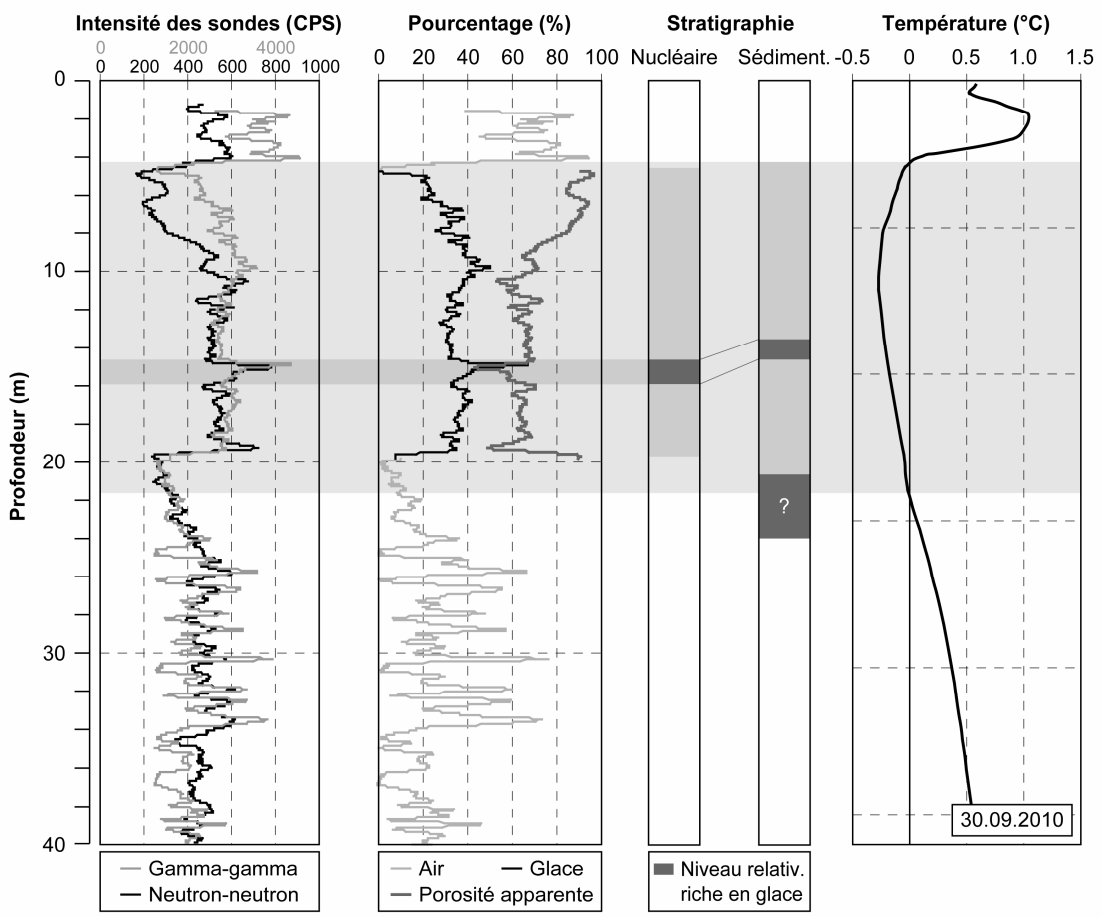


Fig. II.89 *– Interprétation en termes de teneur de glace, d'air, de porosité relative et stratigraphique des diagraphies effectuées le 30 septembre 2010 dans le forage 11/2008 sur l'éboulis des Lapires. La stratigraphie sédimentaire est celle déterminées lors des forages.*

5.3.4.1 Le log gamma-ray naturel

L'enregistrement des variations d'émission des rayons gamma est très différent d'un forage à l'autre. Le log du forage 11/2008 présente des anomalies de plusieurs dizaines de CPS bien marquées, tandis que le log du forage 12/2008 est beaucoup plus linéaire, avec une augmentation graduelle des CPS en direction de la profondeur. Globalement, les anomalies enregistrées dans le forage 11/2008 sont plus réduites à l'intérieur du corps du pergélisol, où elle répondent probablement à des petites variations dans la quantité de débris rocheux et de matrice interstitielle (les variations de teneur en glace devraient avoir peu d'effet sur cette sonde étant donné que l'éboulis n'est pas sursaturé en glace). Sous le pergélisol, ces anomalies sont de plus grande ampleur, traduisant des variations de porosité liées à la teneur de la matrice rocheuse présente entre les éléments (stratification des dépôts morainiques ?). Dans le forage 12/2008, l'augmentation de l'intensité des rayons gamma à partir de 10 m traduit probablement une diminution de la porosité avec la profondeur du fait de la matrice plus abondante entre les éléments.

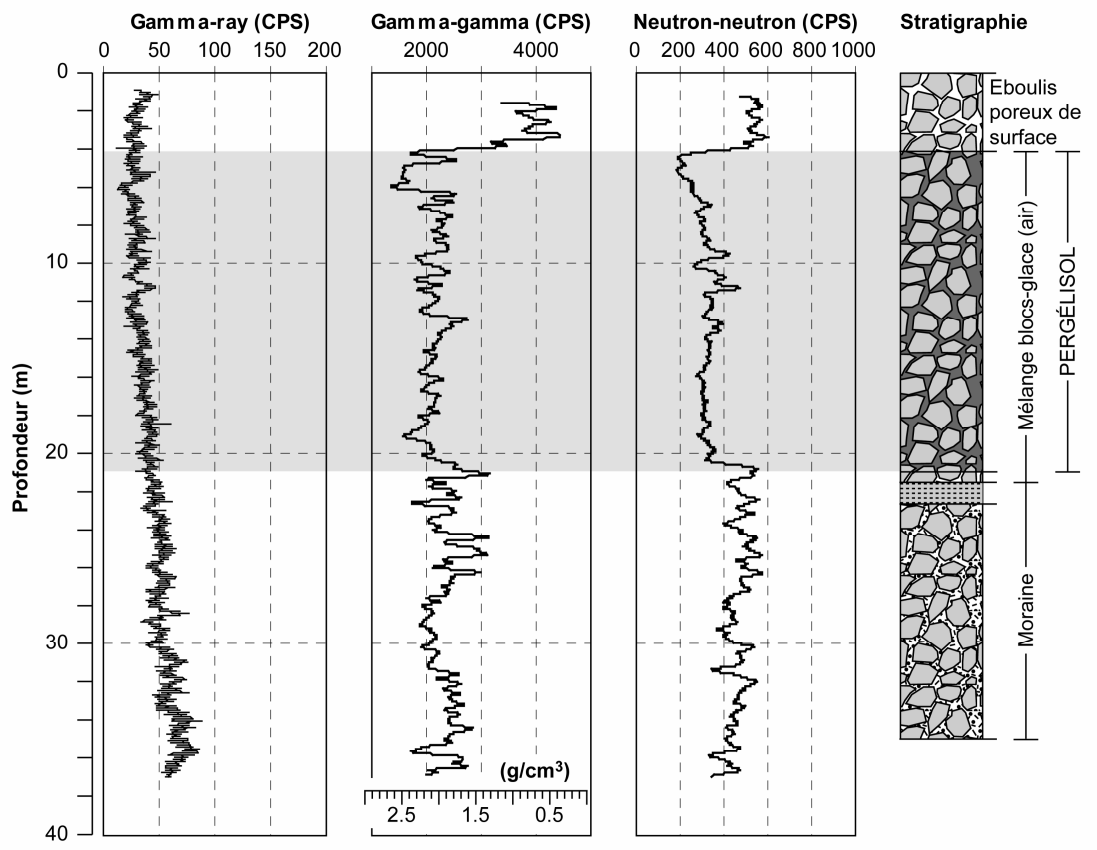


***Fig. II.90**– Résultats des diagraphies effectuées le 30 septembre 2010 dans le forage 12/2008 sur l'éboulis des Lapires.*

5.3.4.2 Le log gamma-gamma

Le passage entre la couche active et le corps du pergélisol est visible dans les deux forages par une importante diminution dans l'intensité de la sonde gamma-gamma, traduisant le passage d'une couche très poreuse (avec l'air qui fait diminuer de manière considérable la densité) à une couche présentant des sédiments gelés toujours sous-saturés en glace (20–40%), sauf pour un niveau sursaturé en glace situé vers 15 m de profondeur dans le forage 11/2008. L'augmentation de l'intensité de la sonde gamma-gamma à la base du pergélisol est par contre visible seulement dans le forage 12/2008, traduisant le passage dans un niveau plus poreux. Pour le forage 11/2008, au contraire, on assiste plutôt à une forte diminution (de 2700 à 1300 CPS) de l'intensité de la sonde, qui pourrait être liée à la présence de la couche constituée par des sédiments sablo-limoneux très massifs. Cette couche très massive aurait pour effet d'augmenter la masse volumique jusqu'aux valeurs typiques des gneiss (2.7–2.8 g/cm^3), montrant que la teneur en air est ici très faible (fig. II.89). Dans le forage 11/2008, entre 24 et 34 m de profondeur d'importantes variations dans l'intensité de la sonde témoignent de la présence d'une couche très poreuse située quelques mètres sous la base du pergélisol, une couche qui se retrouve également dans le forage 12/2008 entre 20 et 26 m de profondeur.

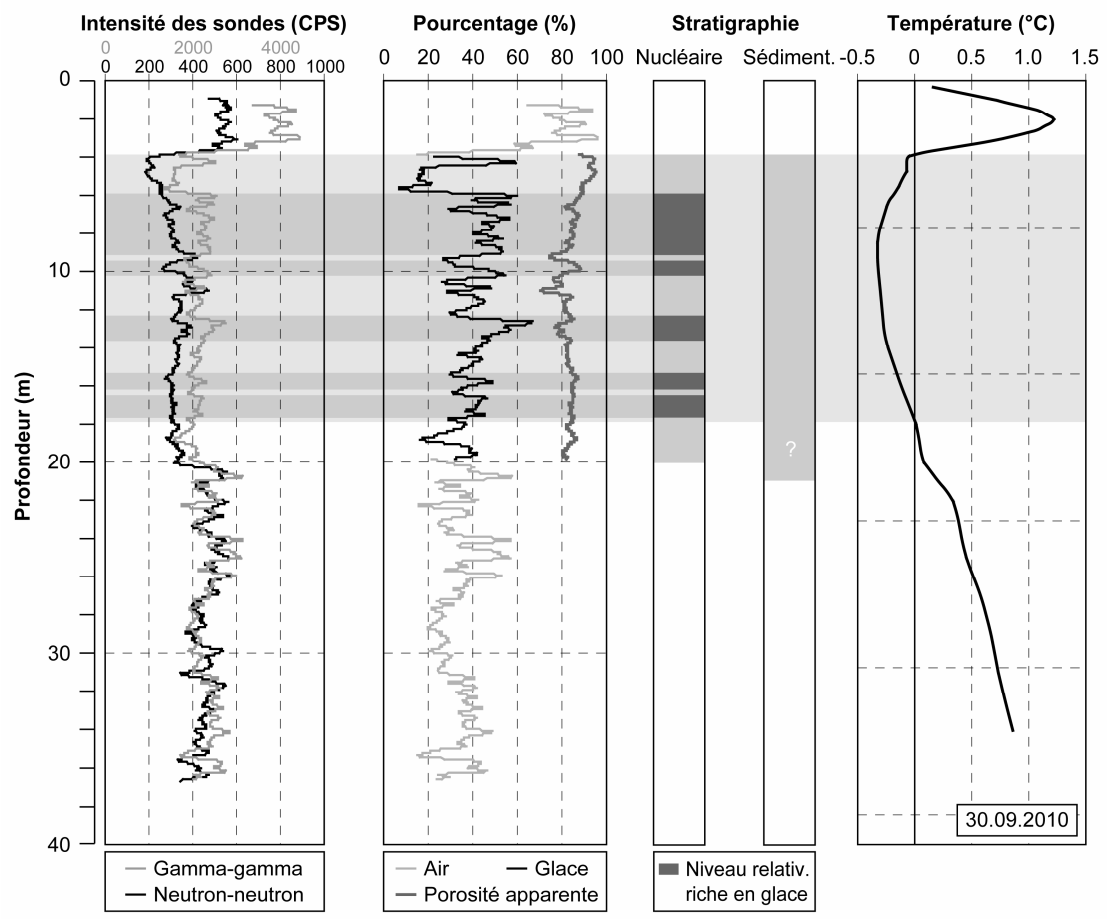


Fig. II.91 *– Interprétation en termes de teneur en glace, en air, de porosité relative et stratigraphique des diagraphies effectuées le 30 septembre 2010 dans le forage 12/2008 sur l'éboulis des Lapires. La stratigraphie sédimentaire est celle déterminées lors des forages.*

5.3.4.3 Le log neutron-neutron

Comme pour le log gamma-gamma, le passage entre la couche active et le corps du pergélisol est bien marqué par une diminution importante de l'intensité de la sonde neutron-neutron. Les mêmes considérations que dans le chapitre précédent valent pour la transition entre la base du pergélisol et les sédiments non gelés présents plus bas. Dans le corps du pergélisol du forage 11/2008, cette sonde présente une porosité plus faible entre 10 et 19 m de profondeur par rapport au niveau sus-jacent, traduisant une augmentation de la teneur en glace qui est bien visible également dans la courbe calculée sur la base de l'intensité de la sonde gamma-gamma (fig. II.89). Dans le forage 12/2008, ce comportement est moins visible. La porosité apparente diminue légèrement en fonction de la profondeur, tandis que la teneur en glace fluctue entre 30 et 50 % (fig. II.91). Sous la base du pergélisol, la légère augmentation de l'intensité de la sonde neutron-neutron confirme les résultats de la sonde gamma-gamma, à savoir qu'un niveau plus poreux est présent entre 24 et 34 m dans le forage 11/2008 et entre 20 et 26 m dans le forage 12/2008.

5.3.4.4 Stratigraphie nucléaire

Une stratigraphie nucléaire des variations de teneur en glace à l'intérieur du corps du pergélisol a été établie sur la base d'anomalies positives du log gamma-gamma (diminution de la masse volumique = augmentation de la teneur en glace) contemporaines à des anomalies négatives du log neutron-neutron (augmentation de la porosité apparente ≈ augmentation de la teneur en glace).
Pour le forage 11/2008 (fig. II.89), la teneur en glace augmente légèrement jusqu'à 10 m de profondeur, où elle correspond à environ 40 %. Une seule couche sursaturée en glace est présente, correspondant vraisemblablement à la couche qui avait été déterminée dans la stratigraphie sédimentaire entre 13.5 et 14.5 m de profondeur (cf. fig. II.85). L'autre niveau relativement riche en glace, identifié à l'aide des fragments de glace sortant du trou et de la caméra de diagraphie entre 20.5 et 24.0 m de profondeur (cf. fig. II.86), n'est pas détectable dans les logs nucléaires. D'ailleurs, les températures enregistrées dans le forage au moment des diagraphies indiquent que ce niveau n'est pas gelé. Cette couche de glace « fantôme » pourrait donc être liée à de la glace temporaire présente à la base du pergélisol au moment du forage (qui a été réalisé le 10 octobre 2008, soit quand le sous-sol peut geler de manière temporaire). Cependant, des variations aussi importantes de la profondeur de l'isotherme 0°C à la base du pergélisol pendant l'année 2009/2010 ne sont pas présentes (cf. fig. II.107), laissant penser que cette couche de glace « fantôme » pourrait ne pas exister du tout (sa présence pourrait être liée à une interprétation erronée des images fournies par la caméra de diagraphie, et à une provenance des fragments de glace expulsés du trou moins profonde que la position du marteau ; ces fragments de glace auraient été arrachés par les débris rocheux lors de leur remontée dans le forage). La discordance entre la base de la glace déterminée dans les diagraphies et la base du pergélisol déterminée grâce aux températures serait par contre liée à la présence de la couche composée par des sédiments sablo-limoneux très massifs, qui induisent une forte variation d'intensité des sondes dans les logs gamma-gamma et neutron-neutron.
Dans le forage 12/2008 (fig. II.91), la stratigraphie sédimentaire ne présente pratiquement aucune variation significative de la teneur en glace (cf. fig. II.85). La stratigraphie nucléaire, au contraire, permet d'affiner l'image de la structure de l'éboulis : elle met en évidence la présence de cinq niveaux relativement riches en glace, avec une teneur en glace supérieure à 40% (avec des pics atteignant 60% qui doivent être interprétés prudemment ; il est en effet improbable que l'éboulis soit sursaturé en glace sur plusieurs mètres d'épaisseur, comme l'indiquerait la teneur en glace calculée sur la base de l'intensité de la sonde gamma-gamma). Ici aussi, il y a un problème de discordance entre la base de la glace dans la stratigraphie nucléaire (augmentation de l'intensité des sondes gamma-gamma et neutron-neutron), sédimentaire et le profil thermique. Les températures du sous-sol sont de 0.01°C à 18 m et de 0.08°C à 20 m de profondeur. Tenant compte de la marge d'erreur des capteurs de ± 0.1°C (chap. 4.3.2) et du profil thermique pratiquement vertical à cette profondeur, on pourrait imaginer qu'un pergélisol tempéré soit présent jusqu'à (au-moins) 20 m de profondeur (la température à 22 m étant déjà de 0.34°C), ce qui serait cohérent avec à la stratigraphie nucléaire et sédimentaire du forage.

5.3.4.5 Synthèse sur les propriétés nucléaires du pergélisol

Les diagraphies nucléaires réalisées dans les forages 11/2008 et 12/2008 sur l'éboulis des Lapires permettent de confirmer la stratigraphie sédimentaire et la thermo-stratigraphie des deux forages : des sédiments gelés sont présents sous une couche non gelée de surface très poreuse (couche active) jusqu'à environ 20 m de profondeur. Plus problématique est la définition de la transition entre les sédiments gelés et les sédiments non gelés à la base du pergélisol, qui est sujette à des problèmes de masquage par une couche de sables limoneux très massifs (cas du forage 11/2008) et à des problèmes de discordance avec le profil thermique (cas du forage 12/2008).

De manière globale, **jusqu'à la base des sédiments gelés, les trois logs montrent une diminution de la porosité avec la profondeur due à la compaction des éléments rocheux et/ou à une matrice interstitielle plus abondante et plus massive** (et aussi à l'augmentation de la teneur en glace, comme cela est le cas pour le forage 11/2008 entre 10 et 20 m de profondeur). Les différences de masse volumique mesurées à l'aide de la sonde gamma-gamma, traduisibles directement en différences de teneur en glace, permettent de constater qu'**à l'emplacement des forages, l'éboulis des Lapires est généralement sous-saturé en glace ou, au maximum, saturé en glace**. Dans le forage 11/2008, une seule couche sursaturée en glace est présente vers 15 m de profondeur, comme cela avait été constaté également dans la stratigraphie sédimentaire. Le forage 12/2008, au contraire, pourrait présenter au-moins cinq niveaux avec une teneur en glace supérieure à 40%, dépassant parfois le niveau de saturation. Il faut toutefois être prudents dans l'interprétation quantitative de ces variations. Cependant, au contraire du forage 11/2008, la teneur en glace du corps du pergélisol dans le forage 12/2008 semble diminuer légèrement en direction de la profondeur. Comme la porosité relative diminue aussi, cela pourrait être dû plutôt à une augmentation de la teneur en débris rocheux (= diminution des vides) plutôt qu'à une réelle diminution de la teneur en glace. De manière globale, **comme l'éboulis est rarement sursaturé en glace, il faut toujours tenir compte que les variations de masse volumique (intensité de la sonde gamma-gamma) et de porosité apparente (intensité de la sonde neutron-neutron) sont sujettes également aux variations de la teneur en air** (cf. chap. 5.3.5.2).

Sous le corps du pergélisol, les valeurs mesurées par toutes les sondes (sauf par la sonde gamma-ray naturel dans le forage 12/2008) indiquent que la stratigraphie est assez complexe, avec des variations de porosité (déterminés grâce à la teneur en air calculée sur la base de l'intensité de la sonde gamma-gamma) qui peuvent être très importantes. Malgré la matrice relativement abondante qui a été identifiée au moment des forages, la **stratigraphie nucléaire indique qu'un niveau relativement poreux est présent entre 24 et 34 m dans le forage 11/2008 et entre 20 et 26 m dans le forage 12/2008** (comme cella a été mis en évidence aussi dans la stratigraphie sédimentaire présentée à la figure II.85). Vers le bas des forages, la porosité diminue légèrement par compaction de la matrice entre les éléments rocheux, mais les variations de teneur en air sont toujours relativement importantes.

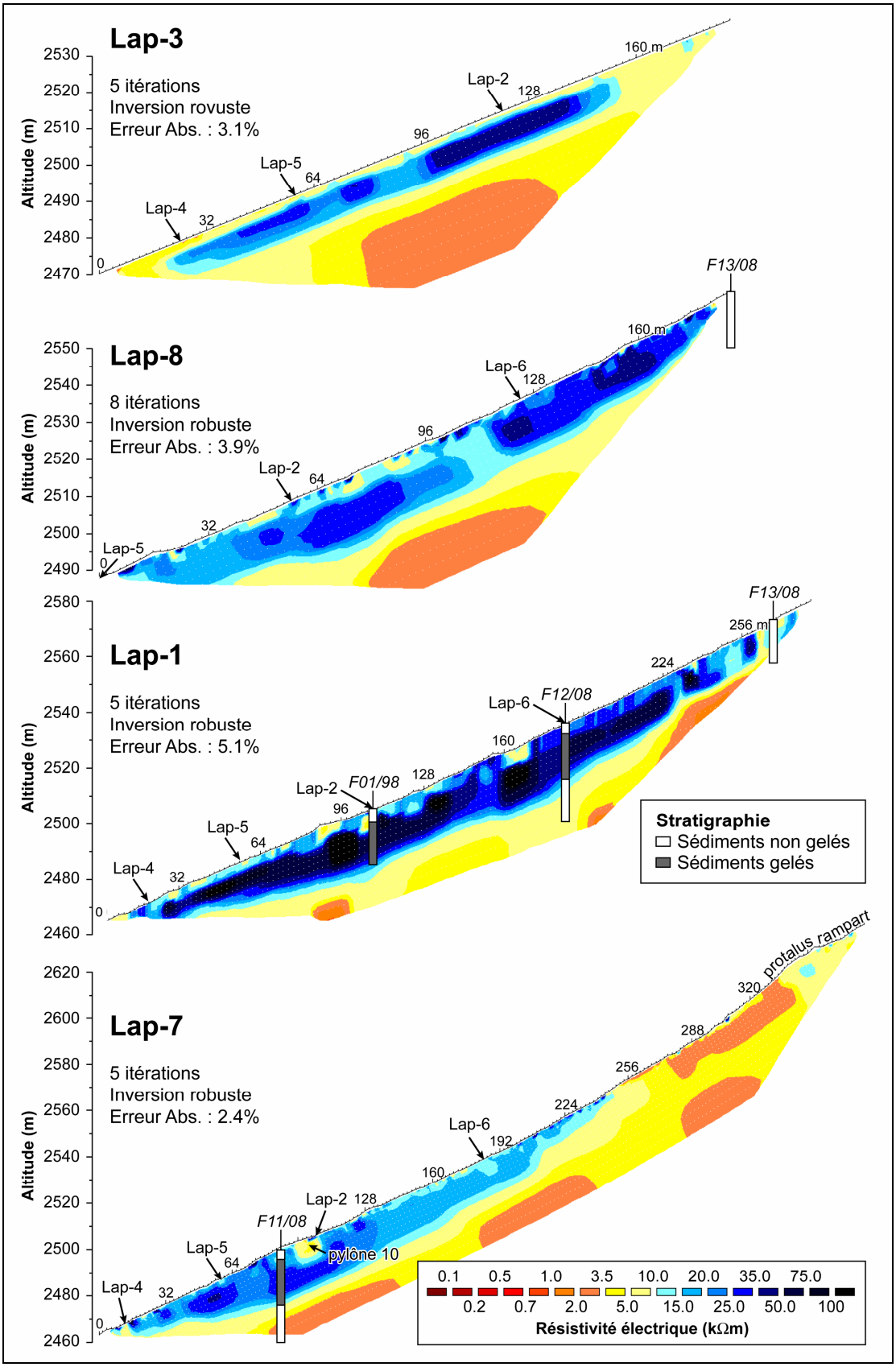
5.3.5 Prospection géoélectrique

Dix profils ERT ont été effectués sur l'éboulis des Lapires entre l'été 2008 (deux profils) et l'été 2010 (huit profils). La plupart des profils a été réalisée dans le secteur ouest de l'éboulis, avec quatre profils amont-aval (fig. II.92) et quatre profils parallèles entre eux perpendiculaires au versant (fig. II.93). Deux autres profils ERT, l'un transversal et l'autre perpendiculaire à la pente, ont été réalisés dans le secteur est de l'éboulis (fig. II.97).
Les deux profils réalisés le 29 juillet 2008 (Lap-3 et Lap-4) ont été mesurés par Damien Abbet et Reynald Delaloye, du Département des Géosciences de l'Université de Fribourg, qui nous ont mis à disposition les données brutes. Tous les autres profils ERT mesurés dans le secteur ouest de l'éboulis ont été réalisés entre le 5 et le 9 juillet 2010. Parmi ceux-ci, les profils Lap-1 et Lap-2 ont été mesurés, respectivement, sur les profils ERT fixes LAV et LAH réalisés entre août 2006 et 2008 par Reynald Delaloye et Damien Abbet, en collaboration avec Christin Hilbich, de l'Institut de Géographie de l'Université de Jena et de Zürich (voir HILBICH *et al*. 2008a, PERMOS 2009). Les deux profils ERT réalisés dans le secteur est de l'éboulis, enfin, ont été réalisés le 23–24 juillet 2010.

5.3.5.1 Modélisation inverse : secteur ouest de l'éboulis

Les différents profils réalisés dans ce secteur de l'éboulis (pour une vision d'ensemble, voir le bloc-diagramme de la figure II.94) montrent qu'**un corps résistant de 20–25 m d'épaisseur maximale, avec des résistivités électriques supérieures à 10 kΩm (et des résistivités maximales supérieures à 50 kΩm) est présent entre 2460/2470 et 2550/2560 m d'altitude dans le secteur de l'éboulis situé (globalement) à l'ouest du forage 11/2008**. Les résistivités sont maximales aux alentours du pylône 10 et du forage 1/1998. **A l'emplacement des forages, la correspondance entre ces zones de résistivité supérieure à 10–15 kΩm et les parties de sous-sol où les températures sont négatives** (voir aussi la figure II.95) **permettent d'interpréter cette zone résistante comme des sédiments gelés**. Au-dessous de cette couche gelée, les résistivités diminuent jusqu'à environ 2–10 kΩm, indiquant que des sédiments non gelés sont présents. Il est intéressant de noter que **l'épaisseur de la couche active est relativement homogène pour tout le corps gelé**. Tenant compte du fait que la partie superficielle de l'éboulis est relativement grossière et très poreuse, comme l'indiquent également les diagraphie nucléaires, la résistivité électrique de la couche active est comprise entre 5 et 20 kΩm. Etant données ces résistivités relativement élevées dans la partie superficielle du terrain, il est assez difficile de déterminer une limite précise de la couche gelée, en particulier dans la partie médiane-supérieure de l'éboulis. Sur le profil Lap-1, par exemple, à l'emplacement du forage 13/2008 (où le pergélisol est absent), les résistivités électriques peuvent atteindre 15 kΩm.

Fig. II.92 *(page suivante) – Profils ERT inversés longitudinaux à la pente dans le secteur ouest des l'éboulis des Lapires.*


Lap-3
5 itérations
Inversion rovuste
Erreur Abs. : 3.1%
Lap-4
Lap-5
Lap-2
160 m
Lap-8
8 itérations
Inversion robuste
Erreur Abs. : 3.9%
Lap-5
Lap-2
Lap-6
F13/08
160 m
Lap-1
5 itérations
Inversion robuste
Erreur Abs. : 5.1%
Lap-4
Lap-5
Lap-2
F01/98
Lap-6
F12/08
F13/08
256 m
Stratigraphie
Sédiments non gelés
Sédiments gelés
Lap-7
5 itérations
Inversion robuste
Erreur Abs. : 2.4%
Lap-4
Lap-5
Lap-2
F11/08
pylône 10
Lap-6
protalus rampart
0.1 0.2 0.5 0.7 1.0 2.0 3.5 5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 35.0 50.0 75.0 100
Résistivité électrique (kΩm)
Altitude (m)

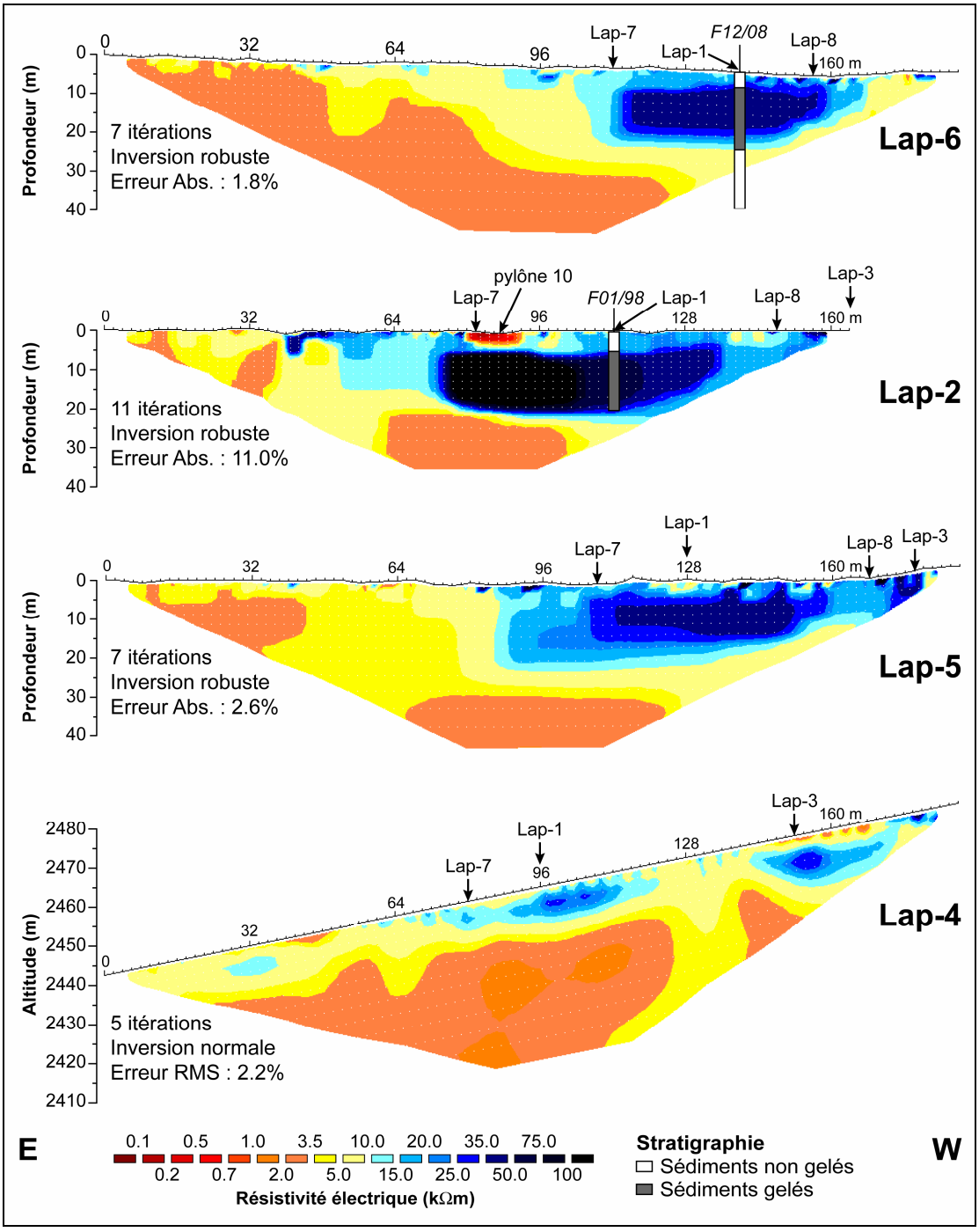


Fig. II.93 *– Profils ERT inversés transversaux à la pente dans le secteur ouest de l'éboulis des Lapires. La profondeur des profils ERT a été corrigée à l'aide de l'équation II.17.*

A l'amont du forage 13/2008, les résistivités comprises entre 2 et 5 kΩm mesurées dans le profil Lap-7 dans le secteur des loupes de solifluxion (granulométrie plus fine) confirment que la présence de sédiments gelés est ici improbable. Plus en amont encore, les résistivités augmentent jusqu'à 5–15 kΩm dans le protalus

rampart. Tenant compte de l'activité de cette forme et de sa granulométrie relativement fine, ces valeurs sont typiques d'un pergélisol sursaturé en glace à l'intérieur d'un glacier rocheux « à galets » (*pebbly rock glacier*) (cf. IKEDA 2008), confirmant que la présence de pergélisol est ici probable.

Les profils transversaux Lap-2, Lap-5 et Lap-6 couvrent la partie médiane-inférieure de l'éboulis (en aval du forage 12/2008) et présentent tous une grosse différence dans les résistivités électriques entre leur partie est et ouest. Les résistivités dans la première partie des profils sont en effet toujours inférieures à 5–10 kΩm, indiquant que la présence de pergélisol est improbable. Vers le milieu des profils ERT, on assiste très clairement au passage dans des sédiments gelés. Cette différence dans les résistivités électriques du sous-sol correspond presque parfaitement à une différence nette de granulométrie entre la partie est, caractérisée par une matrice sablo-graveleuse, et ouest, où la matrice est absente (cf. chap. 5.3.1). **A la même altitude, la transition entre sédiments gelés et non gelés peut donc probablement être expliquée par ces variations latérales de la granulométrie de l'éboulis**.

Concernant l'effet des structures anthropiques, les fondations en béton armé du pylône 10 sont clairement visibles dans les profils Lap-2 et Lap-7 par l'effet très conducteur produit par les barres d'acier qui renforcent le béton et par la structure métallique du pylône lui-même. Comme les résistivités les plus élevées en absolu de tout le secteur ouest de l'éboulis ont été enregistrées sous les fondations du pylône 10 (260 kΩm !), on peut faire l'hypothèse que cette structure contribue à sur-refroidir le sous-sol pendant l'hiver (cf. DELALOYE *et al.* 2000).

5.3.5.2 Relations résistivité – température – teneur en glace – porosité

Des profils de résistivité spécifique à l'emplacement des forages ont été extraits des tomogrammes afin de pouvoir effectuer une comparaison avec les températures du sol (fig. II.95-A). Ces profils permettent de constater que, **lorsque la température du sol est négative, les résistivités de l'éboulis des Lapires sont presque toujours supérieures à 10 kΩm**.
Plus généralement, comme dans l'éboulis des Attelas, les résistivités augmentent de manière très faible mais continue avec le refroidissement des températures lorsque celles-ci sont positives, et de manière presque exponentielle avec de très faibles diminutions de température lorsque celles-ci sont négatives. Ce comportement se manifeste soit pour tous les forages où du pergélisol est présent (fig. II.95-B), soit pour des profondeurs définies (fig. II.95-C) où, à la même profondeur, la résistivité électrique spécifique augmente avec de très faibles diminutions de température. Le forage 1/1998, qui présente un pergélisol tempéré, est particulièrement intéressant : **sans que des variations significatives de température ne se produisent, les résistivités peuvent varier de 15 kΩm jusqu'à plus de 60 kΩm** (fig. II.95-B), indiquant qu'un changement important doit se produire dans les caractéristiques du sous-sol (teneur en glace, porosité, …).

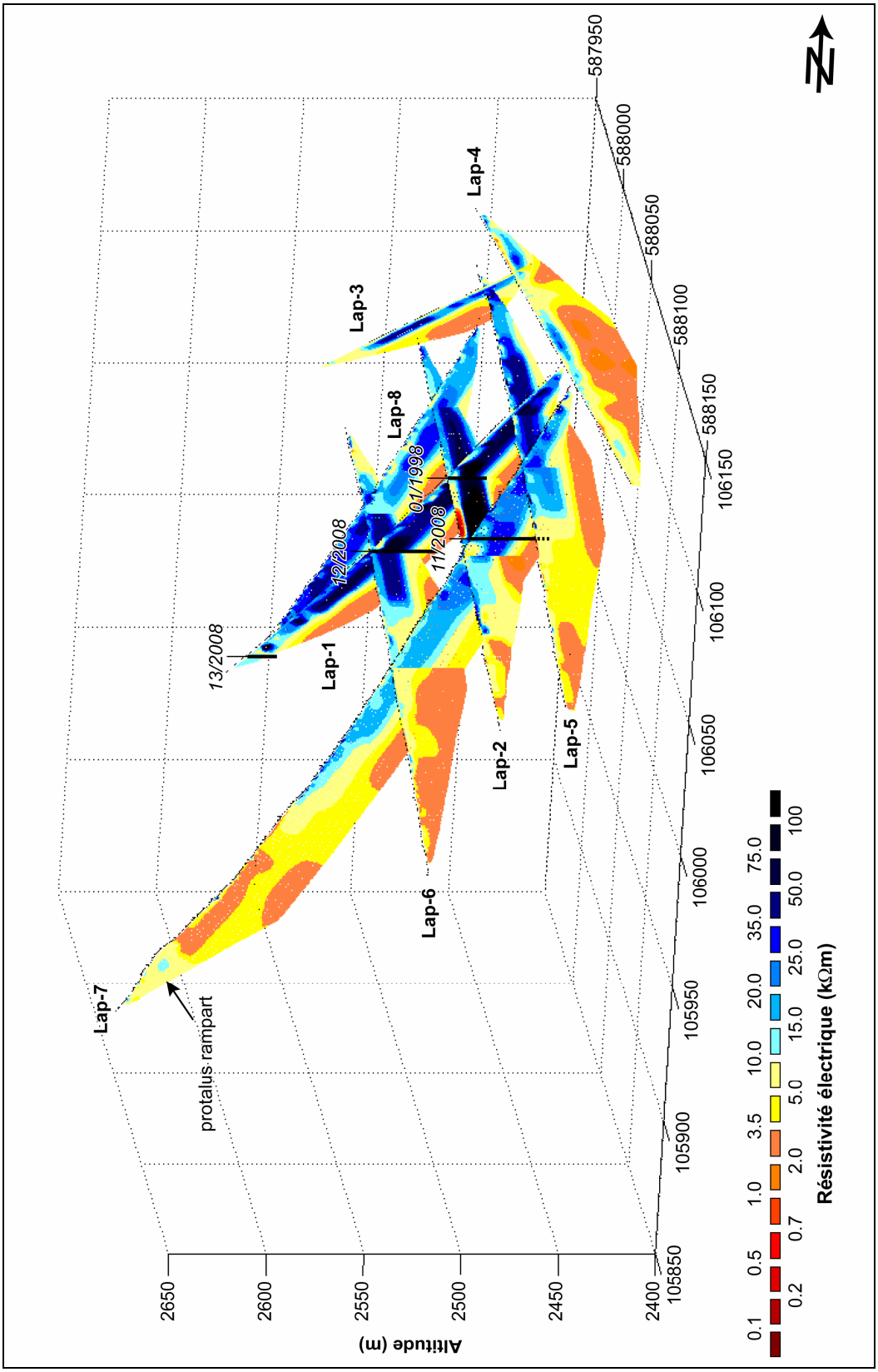


Fig. II.94 *– Bloc-diagramme présentant tous les profils ERT réalisés dans le secteur ouest de l'éboulis des Lapires.*

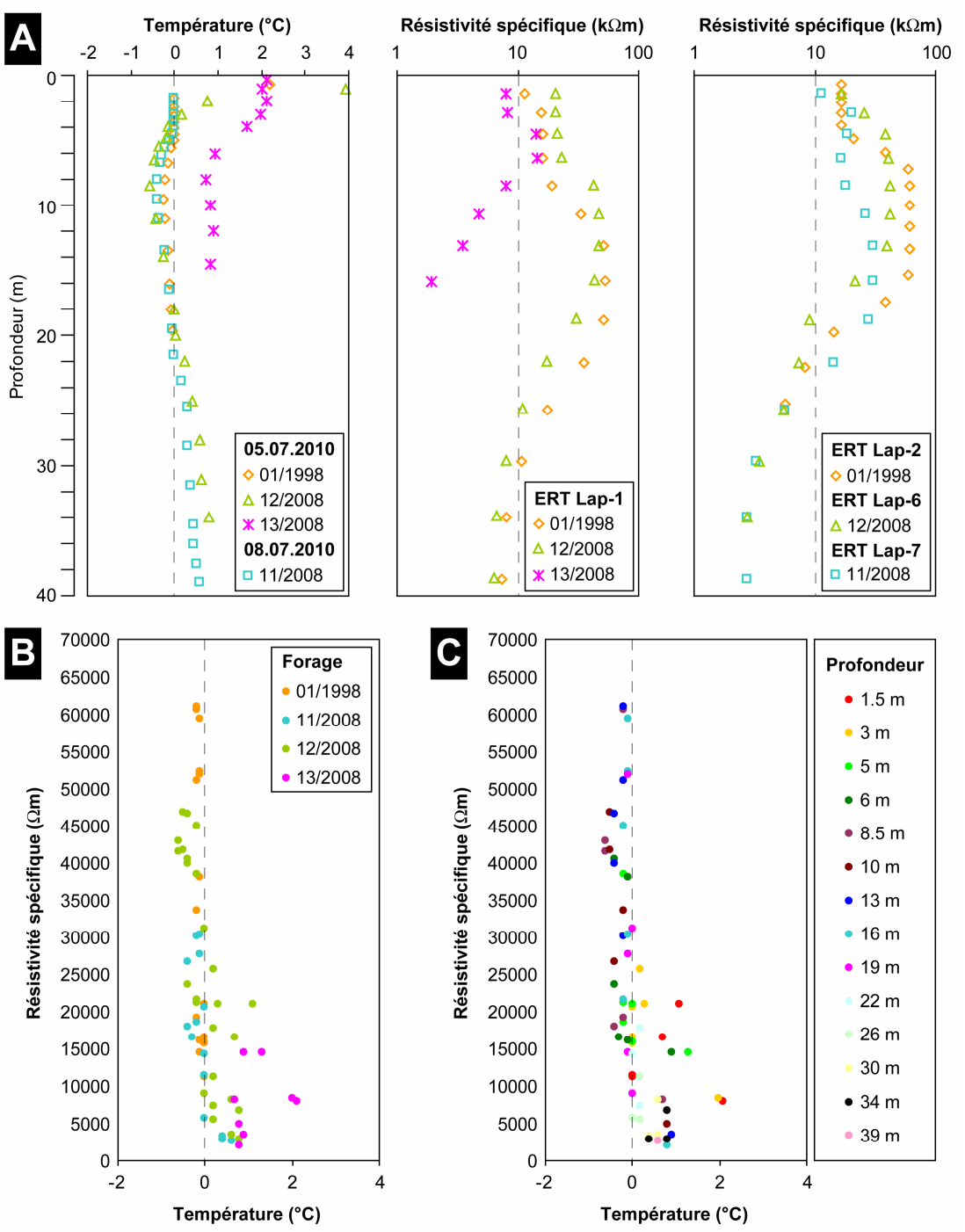


Fig. II.95 *– Profils de température et de résistivité sur l'éboulis des Lapires à l'emplacement des forages au moment de la mesure des profils ERT (A) et relation entre les températures et les résistivités spécifiques mesurées, pour chaque forage (B) et pour tous les forages en fonction de la profondeur (C).*

Il est intéressant de noter que les points où la résistivité, pour des températures positives, est supérieure à 8–10 kΩm, se situent tous dans les 5–6 premiers mètres

du sous-sol (fig. II.95-C), reflétant probablement une couche active très poreuse. En dessous du pergélisol, au contraire, les valeurs de résistivité enregistrées à grande profondeur dans les forages 11/2008 et 12/2008 ne dépassent pratiquement jamais 10 kΩm, indiquant que cette partie de l'éboulis est (logiquement) généralement beaucoup moins poreuse que la surface, comme le montrent également les diagraphies nucléaires.

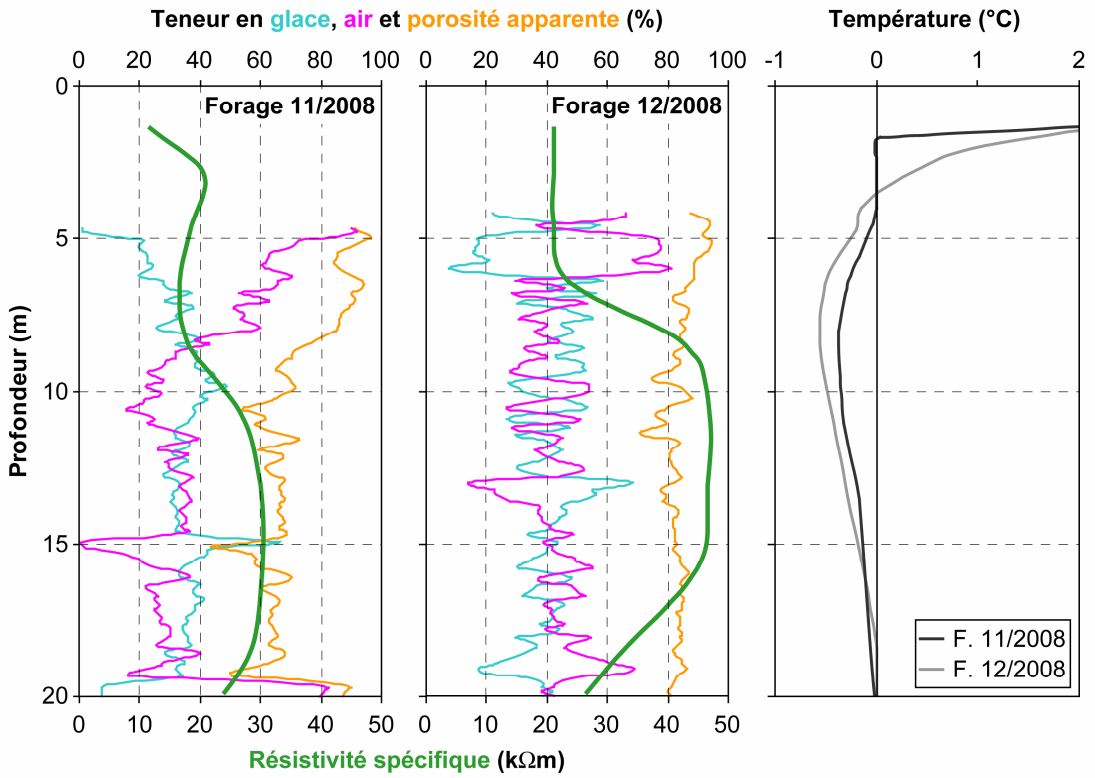


Fig. II.96 *– Relations entre la résistivité spécifique et les températures mesurées le 5 juillet 2010 (profil ERT Lap-1 ; forage 12/2008) et le 8 juillet 2010 (profil ERT Lap-7 ; forage 11/2008), la teneur en glace, en air et la porosité déterminées à l'aide des diagraphies effectuées le 30 septembre 2010.*

Afin de déterminer l'influence d'autres paramètres que la température sur les variations de résistivité mesurées dans le pergélisol du secteur ouest de l'éboulis des Lapires, une comparaison a été effectuée avec la teneur en glace (déterminée à l'aide du log gamma-gamma) et avec la porosité apparente (déterminée à l'aide du log neutron-neutron). Une courbe de variation de la teneur en air, calculée en soustrayant la teneur en glace à la porosité apparente, a également été représentée. On rappelle que cette teneur en air doit être interprétée qualitativement de manière relative, et non pas quantitativement (cf. chap. 5.1.3.4.). **Il est important de mentionner que le comportement des courbes de variation de teneur en glace et en air est presque parfaitement spéculaire, ce qui indique qu'il y a une forte**

corrélation entre la teneur en glace et la porosité apparente. Cela témoigne de la robustesse (et de la qualité des données) des paramètres calculés à partir des deux sondes nucléaires gamma-gamma et neutron-neutron, la teneur en glace et la porosité apparente ayant été déterminées de manière complètement indépendante.

Contrairement à ce qui a été observé dans l'éboulis des Attelas, **dans les deux forages des Lapires, du moment où la température est négative, le profil des résistivités spécifique semble être (relativement) peu affecté par des variations de celle-ci : les résistivités maximales, en effet, ne sont pas mesurées à la profondeur où les températures sont les plus froides**.
Si l'on trace une courbe idéale synthétisant la teneur en glace/air et la porosité (permettant une meilleure comparaison avec le profil des résistivités spécifiques, qui donne une information « lissée » des variations de température, teneur en glace et porosité dans le sous-sol), une relation est visible entre la résistivité et la teneur en glace (et donc également la teneur en air). En effet, **plus la teneur en glace augmente, et plus la résistivité augmente, avec les résistivités maximales qui sont toujours mesurées à la profondeur où la teneur en glace est la plus importante**. Il est donc envisageable que la diminution de la porosité apparente avec la profondeur (et donc également de la teneur en air) dans la première partie des deux forages étudiés soit due, plus qu'au colmatage progressif de l'éboulis en éléments fins (facteur structural), à une légère augmentation de la teneur en glace (facteur glaciologique). Plus bas (à partir de 15 m dans le forage 1/2008 et de 13 m dans le forage 12/2008), le facteur structural devient primordial (surtout parce que la teneur en glace diminue) et le colmatage progressif de l'éboulis en éléments fins permet un meilleur passage du courant électrique et donc une diminution de la résistivité spécifique.
En résumé, **dans le secteur ouest de l'éboulis des Lapires, malgré le fait que le sous-sol soit en bonne partie sous-saturé ou au maximum saturé en glace, les facteurs glaciologique (teneur en glace) et structural (colmatage progressif de l'éboulis par les fines) semblent prévaloir sur le facteur microclimatique (température du pergélisol) dans l'explication des variations de résistivité électrique mesurées**. Cela est le contraire de l'éboulis des Attelas, où la teneur en glace est plus faible et où les variations de résistivité électriques semblent être contrôlées principalement par les facteurs structural et microclimatique. Il sera intéressant de voir comme évolueront les facteurs de contrôle de la résistivité lorsque la teneur en glace devient encore plus importante, comme dans un glacier rocheux ou un protalus rampart (comme cela sera le cas pour le site d'étude suivant, celui du Petit Mont Rouge).

5.3.5.3 Modélisation inverse : secteur est (et central) de l'éboulis

Les deux profils ERT réalisés dans le secteur est (et central) de l'éboulis des Lapires (fig. II.97) permettent d'obtenir une information (bien que sommaire), sur la répartition des résistivités dans ces secteurs de la pente.
Le profil Lap-9 traverse toute la partie est de l'éboulis, du replat en pied de pente vers la partie supérieure de la pente, occupée par les loupes de solifluxion. **Un corps résistant (> 10–15 kΩm) de 15 m d'épaisseur est présent dans le secteur situé**

entre le protalus rampart fossile et le pylône 9. Comme une transition nette entre une couche poreuse de surface (couche active dans le cas d'un pergélisol) et un corps gelé n'est pas clairement visible sur la tomographie, il est difficile de conclure si ce corps résistant correspond à un corps gelé situé en profondeur ou simplement à un éboulis très poreux (comme cela est effectivement le cas pour la surface du sol en ce secteur). Cependant, **la transition assez nette des résistivités à la base du corps résistant et le fait que, dans l'hypothèse d'un éboulis poreux, le colmatage des vides par les fines commencerait seulement à partir de 15–20 m de profondeur (cas assez improbable, comme on l'a constaté dans les diagraphies), nous font penser que la présence de pergélisol est probable**. Plus en amont (à partir de 100 m de distance sur la tomographie), ce corps résistant devient moins épais (quelques mètres). Comme les résistivités sous cette couche résistante de surface sont toujours comprises entre 5 et 15 kΩm, la présence de pergélisol n'est pas à exclure (pergélisol possible), surtout entre 150 et 270 m de distance sur la tomographie. Dans le secteur occupé par les loupes de solifluxion, au contraire, les résistivités électriques inférieures à 5 kΩm indiquent que la présence de pergélisol est improbable.

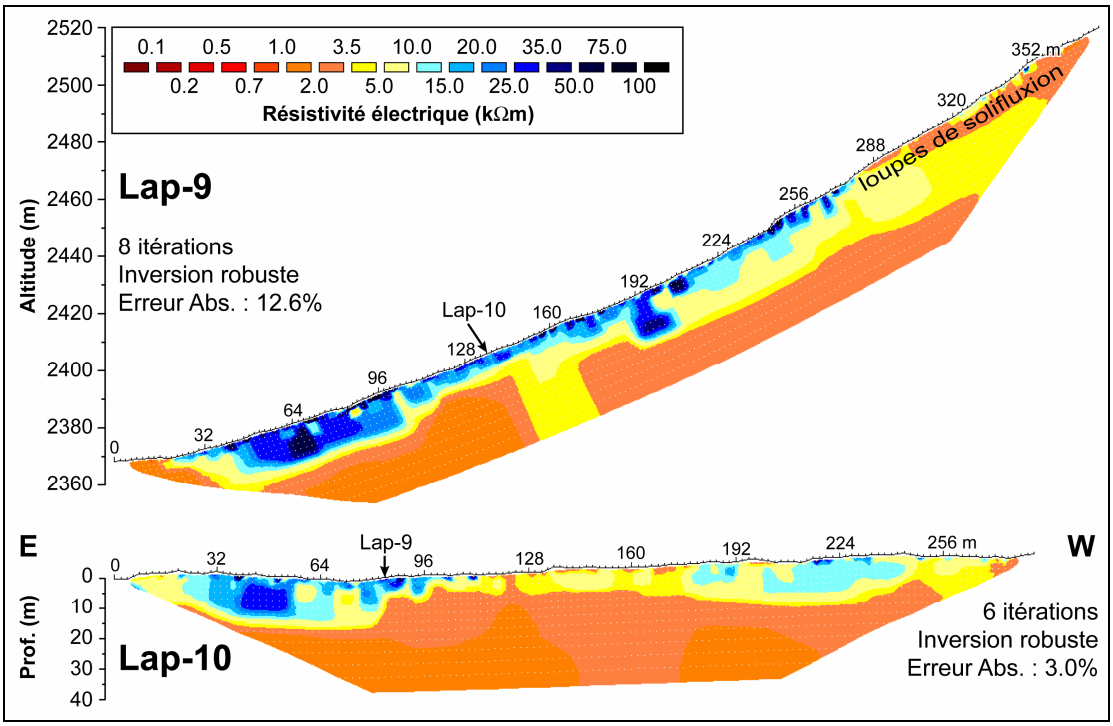


***Fig. II.97** – Profils ERT inversés réalisés dans le secteur est de l'éboulis des Lapires.*

Le profil Lap-10 traverse de manière horizontale toute la partie basse des secteurs est et central de l'éboulis. A l'est du profil Lap-9, les résistivités spécifiques calculées confirment la présence de sédiments gelés jusqu'à 15–20 m de profondeur. Toute la partie centrale de la tomographie présente des résistivités en profondeur

inférieures à 3.5–5 kΩm, indiquant que la présence de pergélisol est improbable. **Entre 175 et 250 m de distance sur la tomographie, au contraire, la présence d'un corps de résistivité comprise entre 5 et 15 kΩm, mesurant une quinzaine de mètres d'épaisseur et présentant une diminution de résistivité assez nette à sa base, indiquerait que la présence de pergélisol est possible**.
En regardant la position des deux profils ERT l'un par rapport à l'autre, on peut se rendre compte que la zone où ils se croisent se situe en bordure du corps gelé situé dans la partie inférieure du secteur est de l'éboulis. En tenant compte des effets latéraux se produisant sur les tomographies électriques, il est donc probable que la zone gelée identifiée sur le profil Lap-9 soit continue entre le bas de la pente et la base des loupes de solifluxion. Le profil Lap-10 passe en effet dans le secteur où la couche résistante est la moins épaisse sur le profil Lap-9 ; cependant, il confirme que des sédiments gelés sont probables à l'est du profil Lap-9. Ce problème est très probablement à attribuer au fait que le profil Lap-9 ait été réalisé trop proche de la bordure ouest de la zone gelée, et de ce fait est sujet à un effet latéral dérivant de la projection des résistivités plus faibles des sédiments non gelés de la partie médiane du secteur central de l'éboulis. De ce fait, **cette interprétation « indirecte » de la partie médiane-supérieure du profil ERT Lap-9 permet de conclure que la présence de pergélisol est probable dans toute la partie est de l'éboulis, en aval des loupes de solifluxion** (même si on la considère comme « possible » en amont de 2410 m d'altitude dans la cartographie présentée à la figure II.101, afin de ne pas trop forcer la validité de cette interprétation indirecte), **et improbable dans toute la partie médiane-supérieure du secteur central de l'éboulis des Lapires**.

5.3.5.4 Modélisation directe

Afin de confirmer les différentes interprétations en termes de répartition du pergélisol basées sur l'analyse de la répartition des résistivités électriques mesurées, une modèle synthétique de la partie occidentale de l'éboulis des Lapires a été construit en se basant sur la thermo-stratigraphie et sur la stratigraphie sédimentaire et nucléaire des forages, tenant compte des paramètres suivants (fig. II.98) :

- un corps gelé de 10–15 m d'épaisseur, devenant moins épais en direction de ses bords, de résistivité supérieure à 15 kΩm, sous une couche active poreuse (résistivité de 10–15 kΩm) d'épaisseur constante (4 m) ;
- une zone de transition entre le corps gelé et l'éboulis non gelé de résistivité comprise entre 10 et 15 kΩm, pouvant correspondre soit à des sédiments gelés faiblement résistants, soit à un éboulis poreux (conformément aux valeurs de résistivité attribuées à la couche active) ;
- une résistivité de l'éboulis non gelé et de la roche en place qui forme le soubassement de l'éboulis (de profondeur inconnue) inférieure à 5 kΩm.

Les données simulées ont été calculées avec le même dispositif d'acquisition utilisé sur le terrain (dispositif Wenner-Schlumberger à 72 électrodes espacées de 4 m). Un bruit aléatoire de 5% a été ajouté pour s'approcher des conditions de terrain.

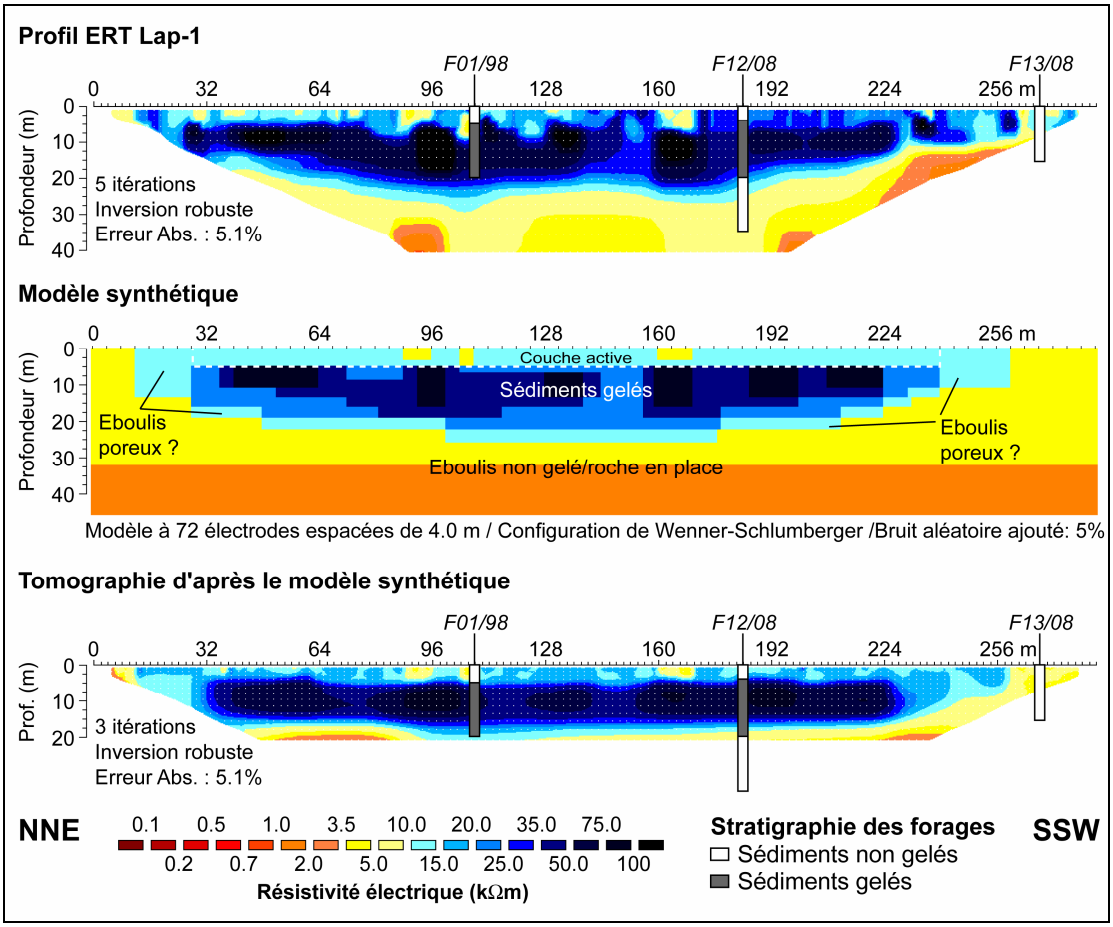


Fig. II.98 *– Construction d'un modèle synthétique de l'éboulis des Lapires à partir du profil ERT Lap-1, interprété à l'aide des données des forages et tomographie résultant de l'inversion de données de résistivité apparente calculées sur le modèle synthétique.*

La tomographie obtenue par inversion des données de résistivité apparente créées à partir du modèle synthétique est très similaire à celle obtenue par inversion des données de résistivité apparente mesurées, ce qui indique que le modèle synthétique produit constitue une bonne approximation de la subsurface de la partie occidentale de l'éboulis. Une seule incertitude demeure toutefois quant à la nature réelle des zones de transition entre le corps gelé et l'éboulis non gelé. Cette incertitude devrait cependant être levée en analysant le profil RST réalisé le long du profil ERT Lap-1.

5.3.5.5 Synthèse sur la prospection géoélectrique

L'interprétation des tomographies électriques réalisées sur l'éboulis des Lapires à l'aide des données de forages a permis de confirmer et d'affiner la répartition du pergélisol dans l'éboulis proposée par DELALOYE (2004), DELALOYE & LAMBIEL (2005) et LAMBIEL (2006) (voir la cartographie proposée à la figure II.101). Par rapport à ces études, on a également amélioré la connaissance sur la structure tridimensionnelle et sur les caractéristiques du pergélisol au sein de la pente. En synthèse, nous pouvons retenir que :

Secteur ouest de l'éboulis

- **La présence de pergélisol est probable** dans le secteur situé autour du pylône 10, entre 2460/2470 m et 2550/2560 m d'altitude environ. La limite aval du corps gelé (en particulier aux alentours des loggers Lap-L37 et Lap-L38) a été déterminée avec plus de précision par rapport aux études précédentes, où il y avait une inadéquation entre des mesures géoélectriques effectuées en sondage et en traîné (cf. LAMBIEL 2006 : 83). La présence de pergélisol est également probable à l'intérieur du protalus rampart situé dans la partie supérieure du versant.
- **La présence de pergélisol est improbable** dans le secteur médian de l'éboulis, comprenant le secteur du forage 13/2008 et les loupes de solifluxion le dominant, entre 2550/2560 m d'altitude et la base du front du protalus rampart. Elle est également improbable dans toute la partie est du secteur ouest (quelques dizaines de mètres à l'est du forage 11/2008), comme en témoignent les cinq profils ERT réalisés perpendiculairement à la pente, et dans la partie distale de l'éboulis (vers 2450 m d'altitude).
- **Les résistivités du pergélisol** dans l'éboulis sont comprises entre 10 et 100 kΩm (rarement plus de 200 kΩm). Etant donné l'état semi-tempéré à tempéré du pergélisol, les variations de résistivité semblent être contrôlées principalement par les variation de teneur en glace (facteur glaciologique) et par le colmatage progressif de l'éboulis par les fines en profondeur (facteur structural), qui fait diminuer la porosité, plutôt que par la température du pergélisol (facteur microclimatique). Les résistivités électriques maximales sont en effet toujours mesurées à la profondeur où la teneur en glace est la plus importante.
- **Le protalus rampart situé dans la partie supérieure de la pente** présente un pergélisol moins résistant (5–15 kΩm) que dans l'éboulis sous-jacent. Malgré ces résistivités plus faibles, déterminées par la granulométrie très fine de ce protalus rampart (qui peut être considéré comme un glacier rocheux de versant à galets), le pergélisol est probablement sursaturé en glace (d'où l'activité de la forme).

Secteur est de l'éboulis

- **La présence de pergélisol est probable** dans la partie inférieure de l'éboulis (entre le protalus rampart fossile et le pylône 9), entre le pied de la pente et 2410 m d'altitude.
- **La présence de pergélisol est possible** dans toute la partie médiane de l'éboulis, jusque vers la base des loupes de solifluxion (vers 2460 m d'altitude environ). Nous avons inséré ce secteur dans la catégorie « pergélisol possible » exclusivement pour des raisons méthodologiques, mais il faut considérer que tout le secteur inférieur et médian de la pente est occupé par un seul corps gelé continu.

- **La présence de pergélisol est improbable** dans la partie supérieure de l'éboulis (en amont de 2460 m environ), occupée par des loupes de solifluxion.
- **Les résistivités du pergélisol** sont peu élevées, de l'ordre de (5)–10–35 kΩm, témoignant d'un pergélisol probablement à l'état tempéré et relativement pauvre en glace.

Secteur central de l'éboulis

- **La présence de pergélisol est possible** dans la partie inférieure ouest du versant, entre 2400 et 2420 m. Il n'est par contre pas possible de prouver si cette zone de pergélisol possible peut être reliée à la zone de pergélisol probable située autour du pylône 10.
- **La présence de pergélisol est improbable** dans la partie inférieure ouest (secteur à l'ouest du pylône 9) et dans toute la partie médiane et supérieure du versant, occupée par des loupes de solifluxion. Il n'y donc aucune relation spatiale entre la zone de pergélisol possible dans la partie inférieure gauche du versant et le corps gelé situé à l'est du pylône 9.
- **Les résistivités du pergélisol** sont très faibles (de 5 à 15 kΩm), probablement en raison de l'important colmatage de l'éboulis (une matrice sablo-graveleuse est présente déjà en surface), de l'état probablement tempéré du pergélisol et de sa faible teneur en glace.

Pour terminer, bien que dans cette étude nous ne nous sommes pas intéressés à l'évolution saisonnière et annuelle des résistivités mesurées dans l'éboulis des Lapires (qui, pour le secteur du pylône 10, a été étudiée de manière remarquable par Christin Hilbich et Reynald Delaloye, voir les références citées dans le chapitre 5.3.2), il est intéressant de mentionner que le profil ERT Lap-10 réalisé en 2010 est proche des deux autres profils ERT réalisés à peu près une décennie plus tôt.
Dans le secteur compris entre le protalus rampart fossile et le pylône 9, le profil ERT L1 réalisé en juillet 2000, discuté par MARESCOT *et al*. (2003 : 62), se situe quelques dizaines de mètres en aval du profil Lap-10. La géométrie et les résistivités maximales du corps gelé situé entre le protalus rampart et le pylône 9 sont relativement identiques (48 kΩm en 2001, 35 kΩm en 2010), montrant que le pergélisol a peu évolué en l'espace d'une décennie. En tenant compte des résolutions différentes entre les deux tomographies, il est délicat d'interpréter la diminution de résistivité maximale en termes de réchauffement du pergélisol et/ou de diminution de sa teneur en glace.
Dans le secteur à l'ouest du pylône 9, le profil ERT La-P03 réalisé en août 2009, présenté par DELALOYE *et al*. (2000 : 109) et DELALOYE (2004 : 201), se situe une dizaine de mètres à l'aval du profil Lap-10 et présente les mêmes résistivités, inférieures à 5 kΩm. Par contre, ce profil ne s'étend pas assez à l'ouest pour concerner le secteur où la présence de pergélisol est possible.

5.3.6 Prospection sismique

5.3.6.1 Vitesses des ondes sismiques de compression (ondes P)

Un profil de tomographie de sismique réfraction (RST) (Lap-S1 ; fig. II.99) a été réalisé le 8 septembre 2009 sur un transect amont-aval couvrant la partie supérieure du profil ERT fixe Lap-1 et permettant de croiser les forages 12/2008 et 13/2008. Ce profil RST est fixe (il permet de réitérer des mesures en plaçant les géophones toujours au même emplacement) et a été installé en juin 2007 par le Département des Géosciences de l'Université de Fribourg (R. Delaloye) et par les Instituts de Géographie des Universités de Jena et de Zürich (C. Hilbich) (voir HILBICH 2009, 2010). Le dispositif de mesure du profil RST Lap-S1 est composé de 24 géophones espacés de 7 m. Le géophone 1 est placé deux mètres en amont de l'électrode 72 du profil ERT Lap-1, tandis que le géophone 24 est proche de l'électrode 32.

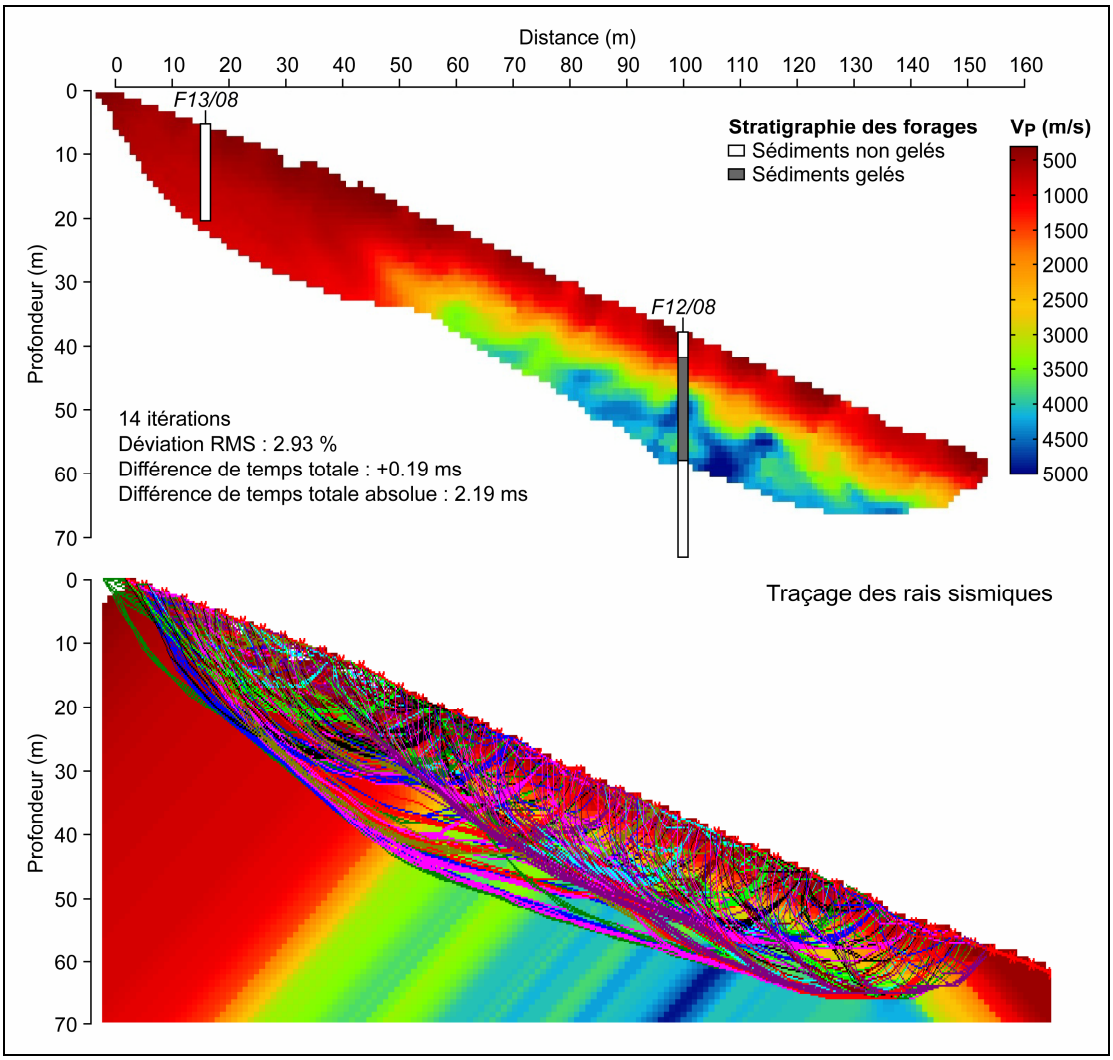


Fig. II.99 *– Le profil de sismique réfraction (RST) Lap-S1 mesuré le 8 septembre 2009 sur l'éboulis des Lapires.*

Le profil Lap-S1 présente une différence importante de vitesse des ondes P entre le secteur inférieur et supérieur de la tomographie. Globalement, dans tout le tomogramme, elle augmente avec la profondeur et diminue en direction du haut de la pente. Le profil est de bonne qualité, comme en témoignent la déviation RMS inférieure à 3% et la différence de temps totale absolue de 2.19 ms. La différence de temps totale de +0.19 ms indique que les données modélisées correspondent bien aux données mesurées, avec une légère sous-estimation de la profondeur des structures représentées dans le modèle sismique par rapport à leur profondeur « réelle ». Le traçage des rais sismiques permet une évaluation qualitative du tomogramme en fonction de la distribution des rais sismiques dans le sous-sol (fig. II.99, en bas). La partie la plus profonde du profil présente peu d'intersections entre les rais, qui ont une direction grosso modo parallèle à la surface du sol. Le calcul des vitesses des ondes P dans ce secteur est donc plus difficile, parce que le nombre insuffisant d'intersections entre les rais empêche une bonne résolution des variations latérales de vitesse : dans ce cas, les vitesses déterminées doivent être considérées comme des vitesses moyennes des régions traversées par ces rais sismiques subhorizontaux (cf. chap. 4.7.3). Pour cette raison, cette région n'a pas été considérée dans la tomographie finale, qui est donc moins épaisse vers 50–70 m de distance.

La proche surface est composée d'un niveau présentant des vitesses des ondes P inférieures à 1000–1500 m/s, témoignant d'une porosité élevée due à la présence d'air et à l'absence de matrice entre les blocs. L'épaisseur de ce niveau est relativement constante dans les 100 derniers mètres du profil, mais elle augmente de manière considérable en direction de l'amont, caractérisant toute l'épaisseur du profil sismique au niveau du forage 13/2008. Si l'on considère la stratigraphie simplifiée des forages 12/2008 et 13/2008, ce niveau coïncide avec de l'éboulis poreux non gelé, correspondant à la couche active dans les secteurs à pergélisol. Dans la partie médiane-inférieure de la tomographie, les vitesses sismiques augmentent rapidement avec la profondeur, pour dépasser 3000 m/s à partir de 10 m de profondeur. La partie la plus profonde du profil RST présente même des vitesses supérieures à 4500 m/s. **La bonne correspondance avec la stratigraphie simplifiée du forage 12/2008 indique que les vitesses supérieures à 1500 m/s correspondent à des sédiments gelés**. Si l'on tient compte des argumentations présentées lors de l'analyse des diagraphie nucléaires et des profils verticaux de résistivité électrique au niveau des forages, **l'augmentation importante des vitesses avec la profondeur témoigne d'une augmentation de la teneur en glace** (qui est de 40–50%, avec un niveau sursaturé en glace vers 13 m de profondeur ; cf. fig. II.96) **et d'une diminution de la porosité**, qui favorisent une accélération des ondes P. Si, dans l'éboulis des Attelas, des vitesses supérieures à 4500 m/s étaient typiques de la roche en place, cette interprétation n'est pas valable pour les Lapires, parce que le fond rocheux n'a été atteint dans aucun des quatre forages réalisés dans le secteur occidental de la pente.

Signalons enfin que les valeurs obtenues le long du profil Lap-S1 et leur interprétation sont très cohérentes avec celles obtenues par HILBICH (2010) sur le profil RST fixe horizontal, placé le long du profil ERT Lap-2.

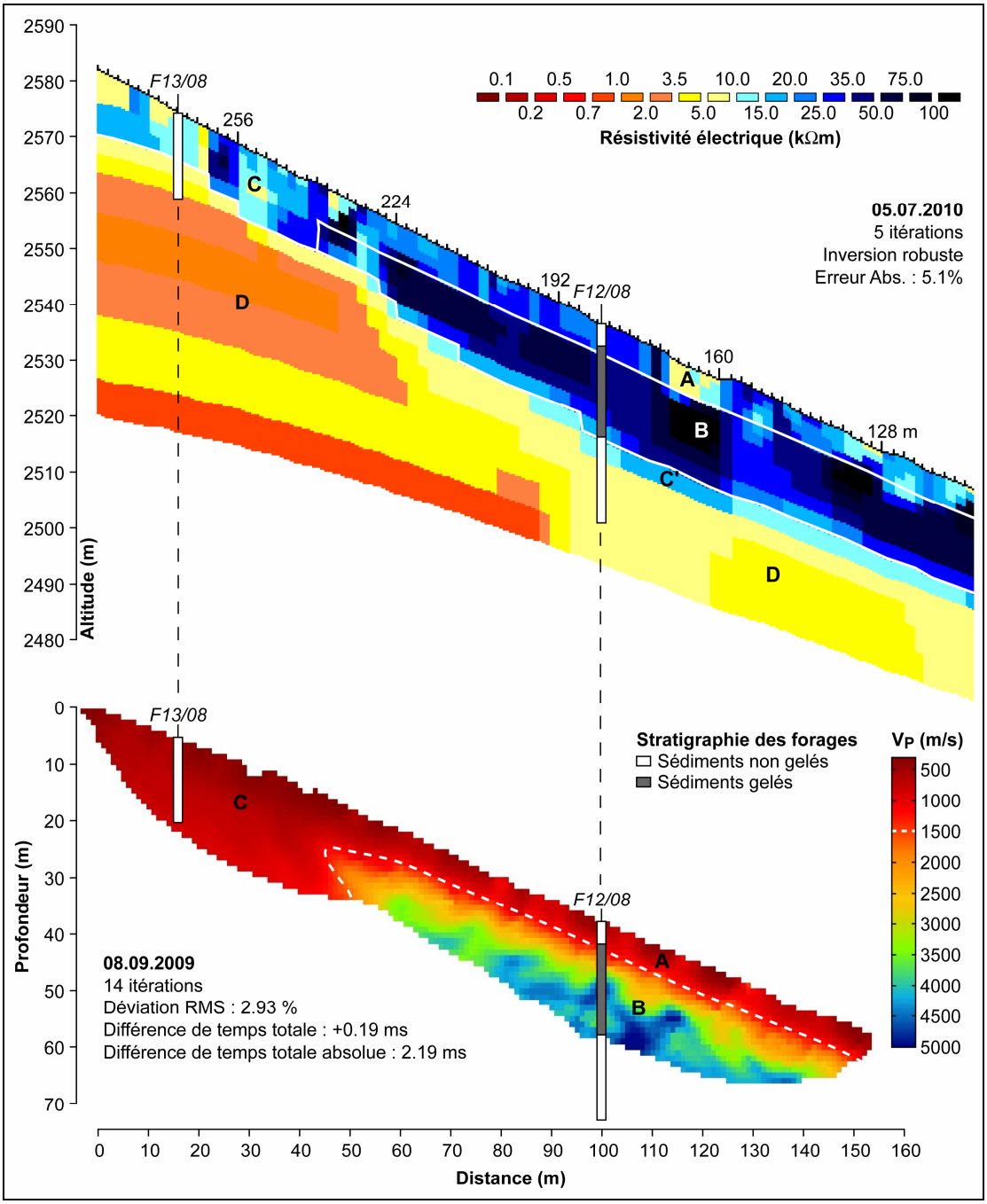


Fig. II.100 *– Comparaison entre le profil ERT Lap-1 et le profil RST Lap-S1. La limite de 1500 m/s dessinée sur le profil RST correspond à la limite supérieure de vitesse pour la couche active sur l'éboulis des Lapires proposée par* HILBICH *(2010 : 254).*

5.3.6.2 Comparaison avec la prospection géoélectrique

Une comparaison entre le profil ERT Lap-1 mesuré le 5 juillet 2010 et le profil RST Lap-S1 est présentée à la figure II.100. Sur le profil RST, la vitesse de 1500 m/s, correspondant à la limite supérieure de vitesse pour la couche active, a été soulignée

pour faciliter l'interprétation de la tomographie. Malgré la différence de dates entre les deux profils, qui peut induire des différences dans la profondeur de la couche active et dans les températures du sous-sol, les résultats issus des deux méthodes sont cohérents et permettent de proposer une synthèse sur la structure de la subsurface de cette partie de l'éboulis des Lapires :

- La **couche active** (secteur A) est caractérisée par des vitesses sismiques inférieures à 1500 m/s et des résistivités électriques comprises entre 5 et 20 kΩm (parfois jusqu'à 50 kΩm), dues à la présence d'air entre les blocs (porosité élevée). Elle est légèrement plus épaisse sur le profil RST que sur le profil ERT parce que la prospection sismique a été effectuée à la fin de l'été, tandis que le profil ERT a été mesuré au début juillet, quand la glace saisonnière qui se forme dans la couche active n'a pas encore complètement fondu. Dans le forage 12/2008, le 8 septembre 2009, la couche active faisait 4.2 m d'épaisseur, tandis que le 5 juillet 2010 elle mesurait 3.6 m.
- Le **corps gelé** (secteur B) présente des vitesses sismiques élevées (comprises globalement entre 2500 et 4500 m/s) et des résistivités élevées (supérieures à 15 kΩm, avec les résistivités maximales qui peuvent atteindre 75–100 kΩm), qui sont typiques d'un pergélisol relativement riche en glace (teneur en glace de 40–50%). L'amincissement du corps gelé en direction de l'amont est bien visible dans le profil RST, où la transition entre l'éboulis gelé et non gelé est assez nette. Cette transition est par contre moins nette sur le profil ERT, qui présente un corps de 10–15 m d'épaisseur caractérisé par des résistivités comprises entre 10 et 25 kΩm (secteur C).
- L'**éboulis non gelé très poreux** (secteur C) est seulement identifiable avec la comparaison entre les deux profils. Malgré les résistivités électriques relativement élevées (5–25 kΩm), les vitesses sismiques moyennes de 500–800 m/s confirment l'absence de sédiments gelés et la porosité élevée de la zone. Tenant compte de la stratigraphie du forage 12/2008 et du fait que les diagraphies indiquent la présence d'une zone avec une porosité de 40–50% entre 20 et 26 m de profondeur (voir fig. II.91), la zone de transition entre le corps gelé (secteur C) et l'éboulis non gelé peu poreux (secteur D), qui présente des résistivités de 10–20 kΩm, pourrait correspondre à ce niveau d'éboulis non gelé très poreux situé sous la base du pergélisol (secteur C').
- L'**éboulis non gelé peu poreux** (secteur D) présente des résistivités électriques inférieures à 5 kΩm. Cette zone n'est pas visible sur le profil RST. Dans la partie supérieure du profil, la profondeur d'investigation n'est pas suffisante pour témoigner d'une augmentation des vitesses qui confirmerait le colmatage progressif de l'éboulis en matériaux fins. Dans la partie médiane-inférieure du profil (sous le corps gelé), au contraire, la visualisation de l'éboulis non gelé situé sous la base du pergélisol est impossible parce que celui-ci aurait des vitesses plus faibles que les sédiments gelés. En sismique réfraction, en effet, la condition de base

fondamentale est l'augmentation des vitesses sismiques en fonction de la profondeur (cf. chap. 4.7.1), ce qui est normalement le cas pour un terrain couche active/corps du pergélisol/roche en place (comme par exemple sur l'éboulis des Attelas), mais qui n'est pas le cas pour un terrain couche active/corps du pergélisol/éboulis non gelé, comme ici aux Lapires.

5.3.7 Processus de surface

5.3.7.1 Effet de la radiation solaire

Du point de vue topoclimatique, le versant d'éboulis des Lapires est relativement hétérogène, en raison du dénivelé de plus de 300 m entre le pied du versant et la base des parois rocheuses et de la présence de secteurs d'orientation et de déclivité différentes. Cela se reflète sur la radiation solaire potentielle qui peut atteindre la surface du sol de l'éboulis (qui a été calculée pour la période entre le 1er juillet et le 31 octobre), comme on peut l'observer sur la figure II.101.

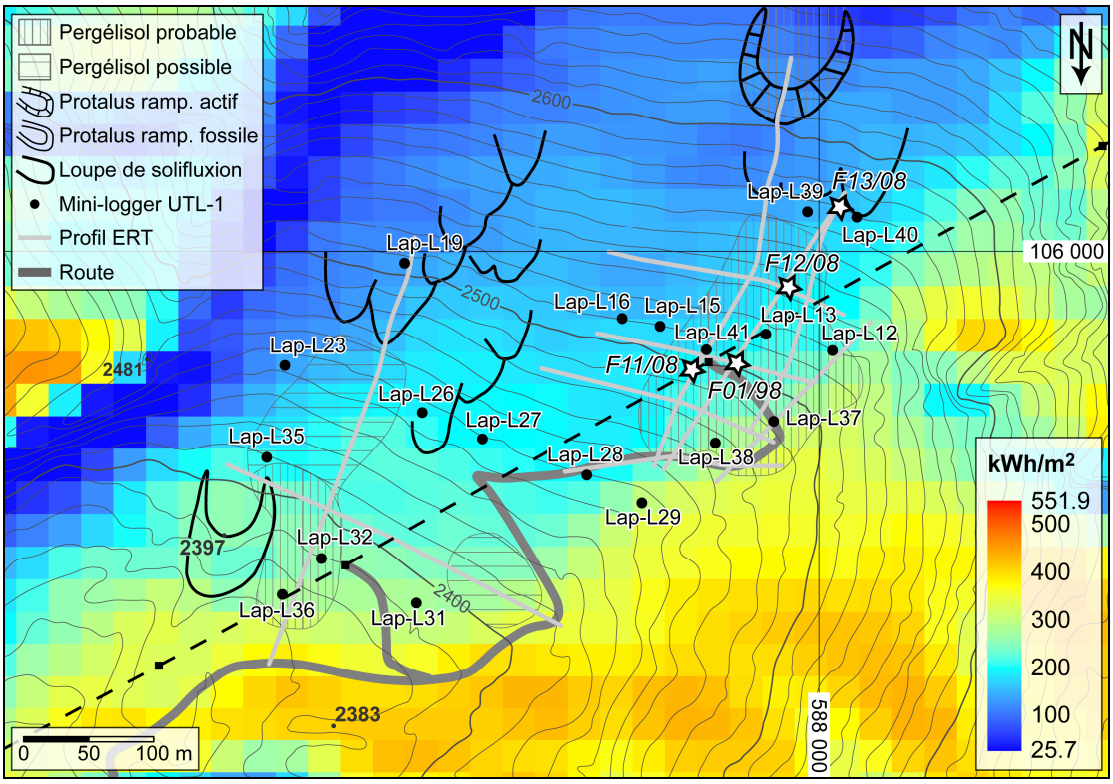


Fig. II.101 *– Calcul de la radiation solaire directe potentielle pour la période comprise entre le 1er juillet et le 31 octobre sur l'éboulis des Lapires et localisation des capteurs de température UTL-1. Pour la répartition du pergélisol, seules les zones déterminées à l'aide de la géophysique où la présence de pergélisol est probable/possible ont été représentées. A l'extérieur de ces zones, la répartition du pergélisol est soit improbable (notamment dans les secteurs couverts par les profils ERT), soit non déterminée (voir la figure II.84 pour une image globale de la répartition du pergélisol dans ces zones).*

Globalement, tout le versant présente un gradient négatif de la radiation solaire directe, avec des valeurs d'environ 400–450 kWh/m^2 dans le replat en pied de pente, de 275–300 kWh/m^2 dans le secteur compris entre les pylônes 9 et 10, de 200–250 kWh/m^2 entre le pylône 10 et le corps du protalus rampart et de 150–200 kWh/m^2 à la base des parois rocheuses qui bordent l'éboulis dans sa partie amont. **Si la radiation solaire était le seul facteur de contrôle de la répartition du pergélisol dans l'éboulis, sa probabilité d'occurrence augmenterait en direction de l'amont**. Mais la situation est loin d'être aussi simple ; en effet, exception faite du protalus rampart dans la partie supérieure du versant, **dans les trois secteurs principaux de l'éboulis (secteurs est, ouest et central), la radiation solaire directe est plus importante dans les zones où la présence de pergélisol est probable/possible que dans les zones où elle est improbable**. La seule zone où la présence de sédiments gelés est probablement liée à un bilan énergétique conductif/convectif négatif résultant du rayonnement solaire réduit (et également de l'altitude élevée) est la partie sommitale de l'éboulis, où la présence de pergélisol a été attestée dans le protalus rampart. Cette zone, en effet, bénéficie de moins de la moitié de l'énergie solaire à la surface du sol qu'à la base de la pente, et se situe également 250 m plus en altitude.

5.3.7.2 Régime thermique de surface

Comme on l'a vu au chapitre 5.3.2, les différents travaux menés par Christophe Lambiel et Reynald Delaloye sur l'éboulis des Lapires (voir, en particulier, DELALOYE 2004, DELALOYE & LAMBIEL 2005, LAMBIEL 2006) ont permis de proposer l'existence **probable** d'un système de ventilation au sein de sa partie ouest (secteur du pylône 10) et **possible** dans sa partie orientale (secteur du pylône 9). Les données présentées dans ce chapitre seront donc discutées dans le but de confirmer les propositions avancées par ces deux auteurs, en particulier quant à l'emprise spatiale du mécanisme de ventilation de l'éboulis. La preuve absolue du fonctionnement de l'effet de cheminée pourra être présentée seulement dans le chapitre 5.3.7.4, qui discutera des processus internes à la formation sédimentaire à l'aide des données de température issues des forages.

Le régime thermique de la surface de l'éboulis des Lapires est étudié depuis plusieurs années grâce aux données d'une vingtaine de capteurs autonomes de température du type UTL-1 répartis sur toute la pente (fig. II.101). La figure II.102 permet de visualiser l'évolution de GST d'octobre 2006 à juillet 2010 sur deux profils amont-aval, situés respectivement dans les secteurs du pylône 10 (profil des loggers Lap-L49-13-41-38-29) et 9 (capteurs Lap-L19-23-35-32-36).

Dans le secteur du pylône 10, l'évolution hivernale de GST présente plusieurs comportements intéressants. Premièrement, le secteur le plus froid est celui des capteurs Lap-L13-41-38, tandis que le plus chaud est celui du capteur Lap-L40. La partie la plus en aval de ce secteur de l'éboulis (Lap-L29) ne présente donc pas les températures les plus froides, tandis que la plus en amont (du secteur étudié) présente les températures les plus chaudes. Cette zone correspond bien avec la

répartition du pergélisol, avec les trois capteurs les plus froids se situant dans le secteur où la présence de pergélisol est probable, et les deux les plus « chauds » qui se situent où la présence de pergélisol est improbable.

Plusieurs fois, pendant l'hiver, en concomitance avec des pics froids ou chauds des températures des l'air, on assiste a un comportement différencié entre les capteurs de température (fig. II.102) :

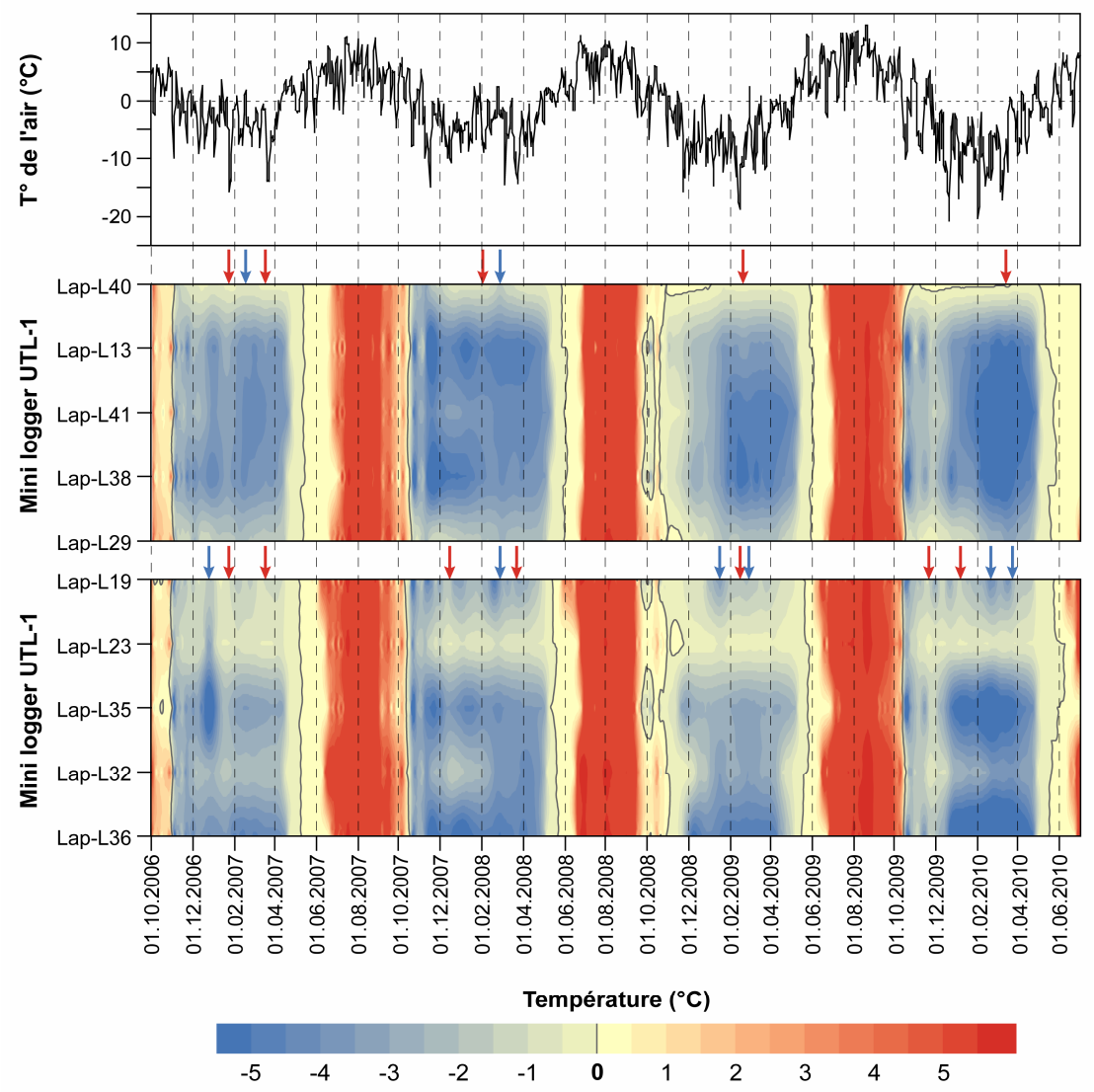


Fig. II.102 *– Evolution de GST (moyenne journalière) sur deux profils longitudinaux à la pente de l'éboulis des Lapires d'octobre 2007 à juillet 2010. Les températures de l'air à partir du 11 novembre 2008 sont celles mesurées à 2 m du sol à l'emplacement du forage 2/2008 sur l'éboulis des Attelas. Pour la période précédente, elles ont été calculées comme expliqué dans la légende de la figure II.60. Les flèches rouges (bleues) indiquent un réchauffement (refroidissement) de GST lors de pics froids (« chauds ») des températures de l'air. Pour la localisation des capteurs de température, voir la figure II.101.*

- Les capteurs de température Lap-L40-13-29 présentent parfois des variations inverses des températures du sol par rapport à celles de l'air. Un réchauffement à la surface du sol lors de pics froids s'est produit par exemple à la fin janvier 2007, fin mars 2007, début février 2008, mi-février 2009 (avec également un réchauffement de Lap-L41) et mi-mars 2010. **Pendant l'automne 2008 et l'hiver 2009/2010, le capteur Lap-L40 enregistre même des températures de la surface du sol positives !**
- Parfois, on assiste également à un refroidissement de GST **sur tous les capteurs** lorsque les températures de l'air deviennent positives. Cela est par exemple le cas à la mi-février 2007 et vers la fin février 2008.
- Lors des vagues de froid, le capteur Lap-L38 est le seul qui présente, parfois, un refroidissement marqué de GST ; cela est le cas de la mi-novembre 2007, de la mi-février 2009 et de la fin décembre 2009.

Des comportements analogues se rencontrent également dans le secteur du pylône 9 ; dans ce cas, toutefois, le capteur le plus chaud n'est pas celui situé le plus en amont (Lap-L19, qui est placé sur une loupe de solifluxion), mais Lap-L23, qui se situe 50 m plus bas, en bordure droite de l'éboulis. Ici aussi, lors des pics froids ou chauds des températures de l'air, on assiste à un comportement différencié entre les capteurs :

- Lap-L23 présente un réchauffement de GST lors des pics froids, avec toutefois des températures qui demeurent négatives (fin janvier 2007, fin mars 2007, mi-décembre 2007, mi-mars 2008, mi-février 2009, fin décembre 2009, début janvier 2010). Pendant ces pics froids, on assiste généralement à un réchauffement sensible **de tous les capteurs de température** (sauf à la mi-février 2009).
- **Tous les capteurs** présentent parfois un refroidissement de GST lorsque les températures de l'air se réchauffent (fin décembre 2006, fin février 2008, mi-janvier 2009, fin février 2009, mi-février 2010, fin mars 2010).

Voyons plus dans le détail ce qui nous disent les températures de la surface du sol enregistrées pendant l'hiver 2009/2010 (fig. II.103). Dans le secteur du pylône 10, un comportement opposé de GST par rapport aux températures de l'air est clairement présent pour Lap-L40 et Lap-L13. Dans le cas d'une ventilation ascendante d'air, l'aspiration d'air relativement froid devrait donc se produire en aval de Lap-L13. Les températures enregistrées par Lap-L28-29 sont moins froides que les capteurs situés dans la zone gelée (Lap-L13-38-41) : si aspiration il y a, celle-ci se produirait donc seulement en amont de ces deux capteurs. Les légers refroidissements se produisant sur Lap-L38 lors des pics froids des températures de l'air (qui sont absents sur Lap-L41) nous laissent penser que l'aspiration d'air pourrait se produire dans le secteur de ce capteur. La zone d'expulsion de l'air relativement chaud serait par contre beaucoup plus évidente à trouver, et correspondrait au secteur situé à la base des loupes de solifluxion.

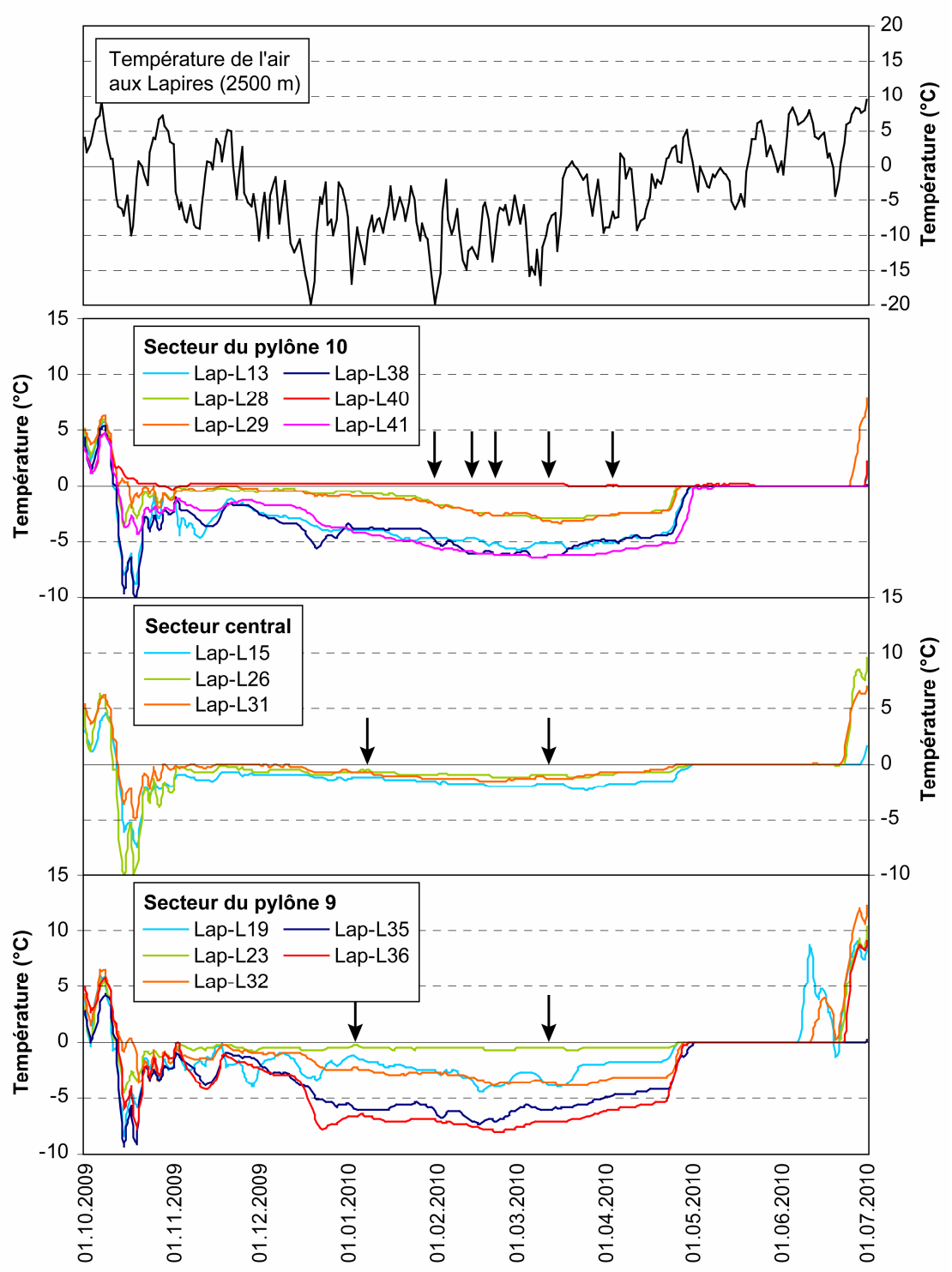


Fig. II.103 *– Températures enregistrées durant l'année 2009/2010 dans les différents secteurs de l'éboulis des Lapires (du haut vers le bas, du secteur occidental vers le secteur oriental de la pente). Les flèches indiquent les variations de GST sur certaines courbes inverses à celles de la température de l'air (plus de détails dans le texte). Pour la localisation des capteurs de température, voir la figure II.101.*

Dans le secteur du pylône 9, un comportement opposé entre GST et les températures de l'air est évident seulement pour Lap-L23, Lap-L19 et Lap-L32 (mais dans ce cas seulement au début janvier 2010). Lap-L35 et Lap-36 présentent parfois un refroidissement net de GST lors des pics froids (c'est notamment le cas de la fin décembre 2009 sur Lap-L36 et de début février 2010 sur Lap-L35), témoignant du fort potentiel de refroidissement de ces deux capteurs.

Dans le secteur central de l'éboulis, enfin, les températures en pied de pente (Lap-L31) sont beaucoup moins froides que dans les secteurs orientaux et occidentaux. A deux reprises, on assiste à un comportement inverse de GST par rapport aux températures de l'air sur Lap-L15 et Lap-L26 mais, étant donnée la position de ces deux capteurs de température (cf. fig. II.101), ce comportement doit être considéré comme étant influencé par les processus advectifs qui pourraient avoir lieu, respectivement, dans le secteur du pylône 10 et du pylône 9.

Si l'on tire un bilan de ce que nous disent les températures de la surface du sol, les considérations suivantes peuvent être proposées :

- **Dans le secteur du pylône 10, le comportement de GST confirme que l'existence d'un système de ventilation au sein de cette partie de l'éboulis est probable**, avec aspiration d'air relativement froid qui se ferait dans le secteur du capteur Lap-L38 (en tous les cas, en amont de Lap-L28-29 et en aval de Lap-L41) et évacuation d'air relativement chaud à la base des loupes de solifluxion (secteur du capteur Lap-L40). Une bonne partie de la zone gelée (secteur des capteurs Lap-L13-42) – mis à part sa bordure aval – et de la zone non gelée située plus à l'est (secteur du capteur Lap-L15) serait concernée seulement par le transit de l'air et ne subirait donc pas d'aspiration d'air. **L'évacuation d'air pouvant présenter des températures positives à la base des loupes de solifluxion est certaine, comme le confirme la présence d'une cheminée de fonte du manteau neigeux présente le 9 janvier 2009 en bordure d'un bloc situé quelques mètres à l'ouest du forage 13/2008**, avec un courant d'air chaud ascendant clairement perceptible et capable de faire bouger un mouchoir placé sur la cheminée de fonte (fig. II.104). Ce jour-là, la température de la surface du sol enregistrée par Lap-L40 était de 0.00°C, tandis que la température de l'air était de -9.40°C.
- **Dans le secteur du pylône 9, l'existence d'un système de ventilation est possible**, bien que les données à disposition soient moins parlantes que dans le secteur du pylône 10. Ici, le système de ventilation pourrait être décalé de la zone comprise entre le pylône 9 et le protalus rampart fossile et vers la zone en amont de ce protalus rampart. Entre le pylône 9 et le protalus rampart, l'aspiration d'air aurait lieu dans la zone du capteur Lap-L36 (ou même légèrement en aval de celui-ci). Le comportement de Lap-L32 indique clairement que cette zone ne subit pas d'aspiration d'air et serait concernée seulement par son transit. En amont du protalus rampart,

l'aspiration d'air pourrait avoir lieu dans la zone de Lap-L35 (qui est plus froid que Lap-L32 situé plus en aval) ou même dans le corps du protalus rampart fossile. L'évacuation de l'air concernerait toute la partie amont de la pente, en particulier vers la base des loupes de solifluxion (zone de Lap-L23). Sur les loupes, la présence de fines aurait pour effet d'atténuer fortement la circulation d'air (températures plus froides sur Lap-L19 qu'à Lap-L23 situé plus en aval) mais pas de l'empêcher : des variations inverses de GST par rapport à la température de l'air sont en effet encore présentes.

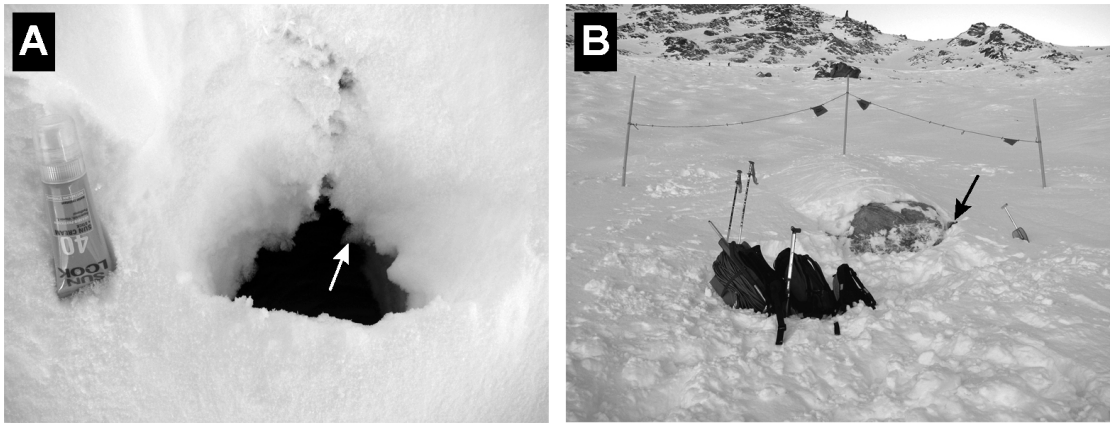


Fig. II.104 *– (A) Cheminée de fonte du manteau neigeux dans la zone du forage 13/2008. La flèche blanche indique un cristal de givre s'étant formé par congélation de la vapeur d'eau au contact avec l'air externe. (B) Situation de la cheminée de fonte du manteau neigeux en bordure d'un gros bloc qui favorise le contact entre la proche subsurface de l'éboulis et la surface du manteau neigeux (flèche noire).*

5.3.7.3 Evolution du manteau neigeux

TURATTI (2002), qui a étudié le déneigement de l'éboulis des Lapires durant l'été 2001, a conclu qu'il n'existe aucune relation entre le déneigement de l'éboulis et la répartition du pergélisol. La campagne de mesures BTS effectuée au début du mois de mars 2002, avec la mesure de la hauteur de neige en 301 points distribués sur toute la pente, permet de se faire une idée de l'importance de la couverture neigeuse vers la fin de l'hiver (fig. II.105). De manière générale, l'épaisseur de la neige était décroissante du bas de la pente vers le haut. Les zones où les hauteurs de neige étaient les plus importantes se situaient à la base des loupes de solifluxion de la partie médiane du secteur central de l'éboulis et dans la combe qui borde la partie occidentale de l'éboulis, à l'ouest du forage 12/2008. Les secteurs à la topographie bombée (protalus rampart, loupes de solifluxion) présentaient globalement moins de neige par rapport aux secteurs environnants, probablement en raison de la déflation par le vent. Mis à part le protalus rampart dans la partie supérieure du versant, tous les secteurs où la présence de pergélisol est probable/possible présentaient des épaisseurs de neige relativement conséquentes.

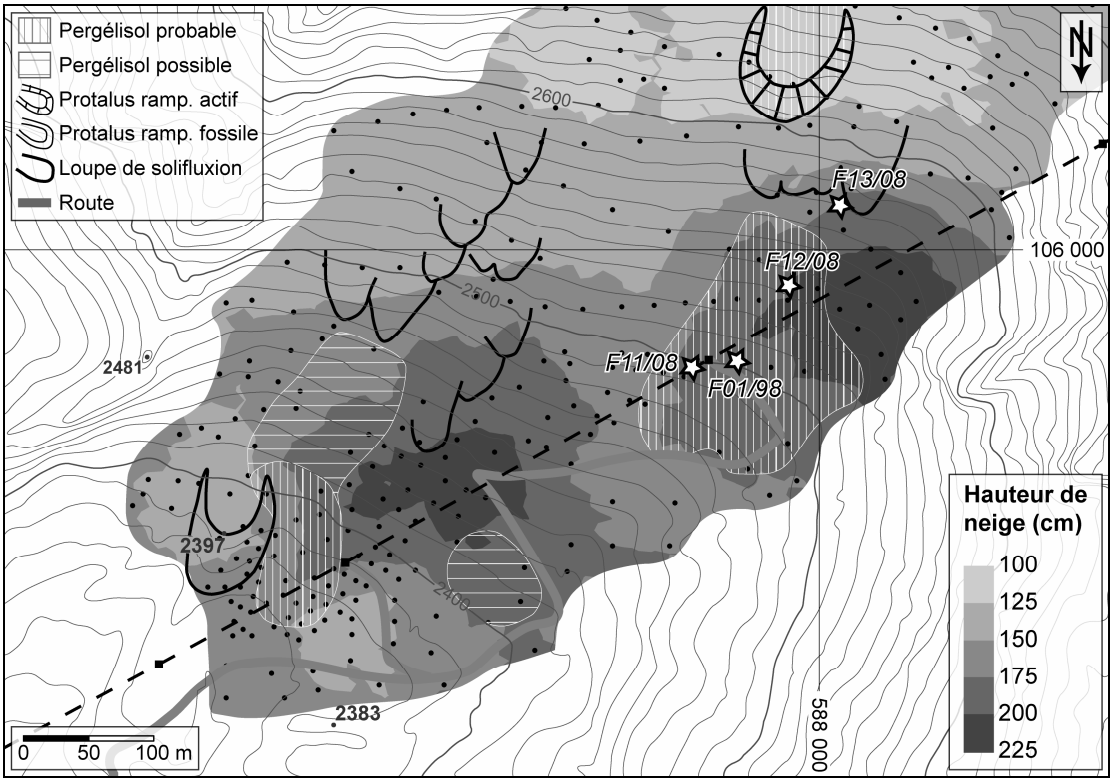


Fig. II.105 *– Interpolation par krigeage ordinaire des hauteurs de neige mesurées sur l'éboulis des Lapires pendant la campagne de mesure BTS du 07/09 mars 2002 (pour la représentation et la discussion des mesures BTS, voir* LAMBIEL *2006 : 82).*

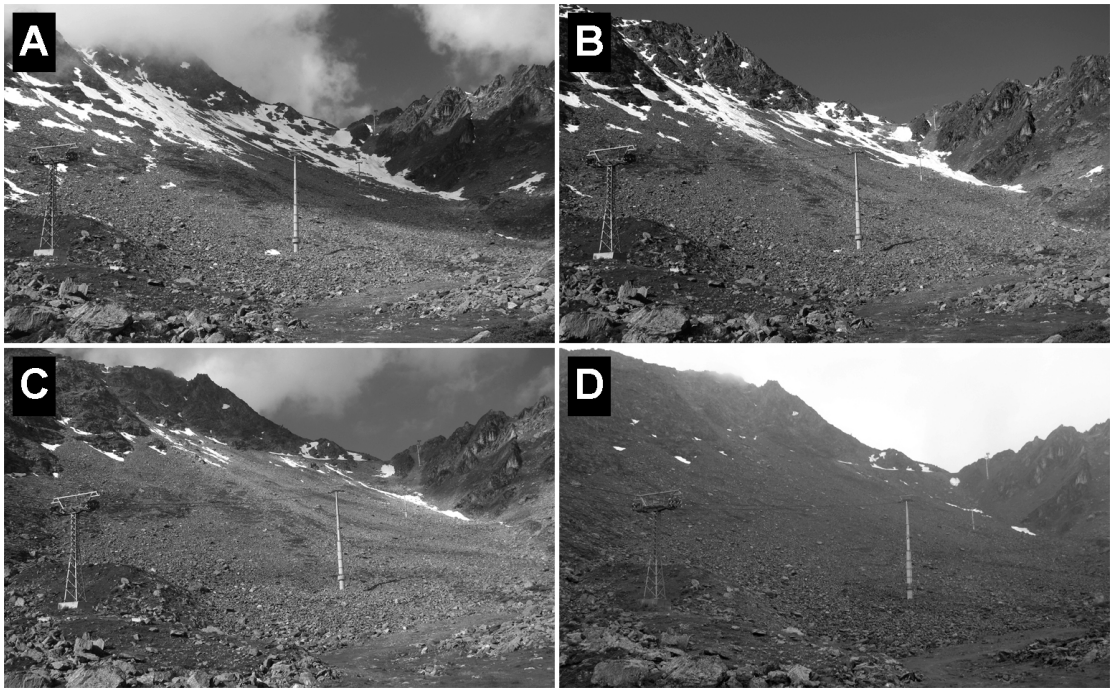


Fig. II.106 *– Etat de l'enneigement de l'éboulis des Lapires le 5 juillet 2010 (A), le 9 juillet 2010 (B), le 16 juillet 2010 (C) et le 23 juillet 2010 (D).*

La figure II.106 permet de se faire une idée des secteurs où la neige persiste le plus longtemps pendant l'été. Au début du mois de juillet, la neige n'est plus présente qu'en amont, dans les couloirs à avalanches au sommet de la pente et dans la partie ouest de l'éboulis (fig. II-106-A/B). Ce dernier est le secteur où la neige perdure le plus longtemps ; un petit névé y est encore présent le 16 juillet 2010, quand le reste de la pente est pratiquement complètement déneigé (fig. II.106-C), et persiste encore une semaine plus tard (fig. II.106-D).

En résumé, **les secteurs où la présence de pergélisol est probable ou possible se différencient peu par rapport au reste de la pente du point de vue du déneigement**. Bien que ces secteurs se situent préférentiellement en pied de pente et bénéficient donc d'une couverture neigeuse plus conséquente que les secteurs de l'éboulis situés plus à l'amont, les différences latérales d'enneigement semblent avoir peu d'influence sur la localisation des zones gelées et non gelées. **Le seul secteur de l'éboulis des Lapires où il pourrait y avoir une relation entre la persistance de la neige pendant l'été et la présence de pergélisol est la dépression située dans la partie ouest de la pente**, qui est normalement occupée par un névé temporaire (qui, dans le passé, pouvait parfois persister toute l'année) au-moins jusqu'au début août

5.3.8 Processus internes à la formation sédimentaire

5.3.8.1 Régime thermique de l'éboulis

La figure II.107 permet d'observer l'évolution de la température du sol dans les quatre forages de l'éboulis des Lapires. La pénétration du froid pendant l'hiver se fait de manière relativement homogène, avec un décalage temporel entre les fluctuations de première ordre (saisonnières) des températures de l'air et les variations de la température du sol en profondeur qui, dans les forages 11/2008 et 12/2008, est d'environ 6 mois.

Dans les trois forages présentant du pergélisol, la couche active atteint sa profondeur maximale à partir du début du mois de septembre. Cependant, son approfondissement au courant de l'été est différent pour chaque forage ; dans le forage 1/1998 il se fait graduellement, dans le forage 11/2008, il se fait par paliers, tandis que dans le forage 12/2008 il se fait de manière relativement abrupte au début du mois de juillet déjà. Dans ce dernier forage, la couche active commence à dégeler en profondeur déjà à partir de la fin du mois de mai (même si cela pourrait être simplement un effet visuel dû à la résolution du capteur de température). La profondeur de la base du pergélisol est relativement constante dans le forage 11/2008 et plus variable dans le forage 12/2008, où elle peut changer de 1–2 m au courant de l'année, avec la profondeur maximale atteinte vers la fin juin – début juillet, quand se termine la fusion du manteau neigeux et les températures de la surface du sol deviennent positives.

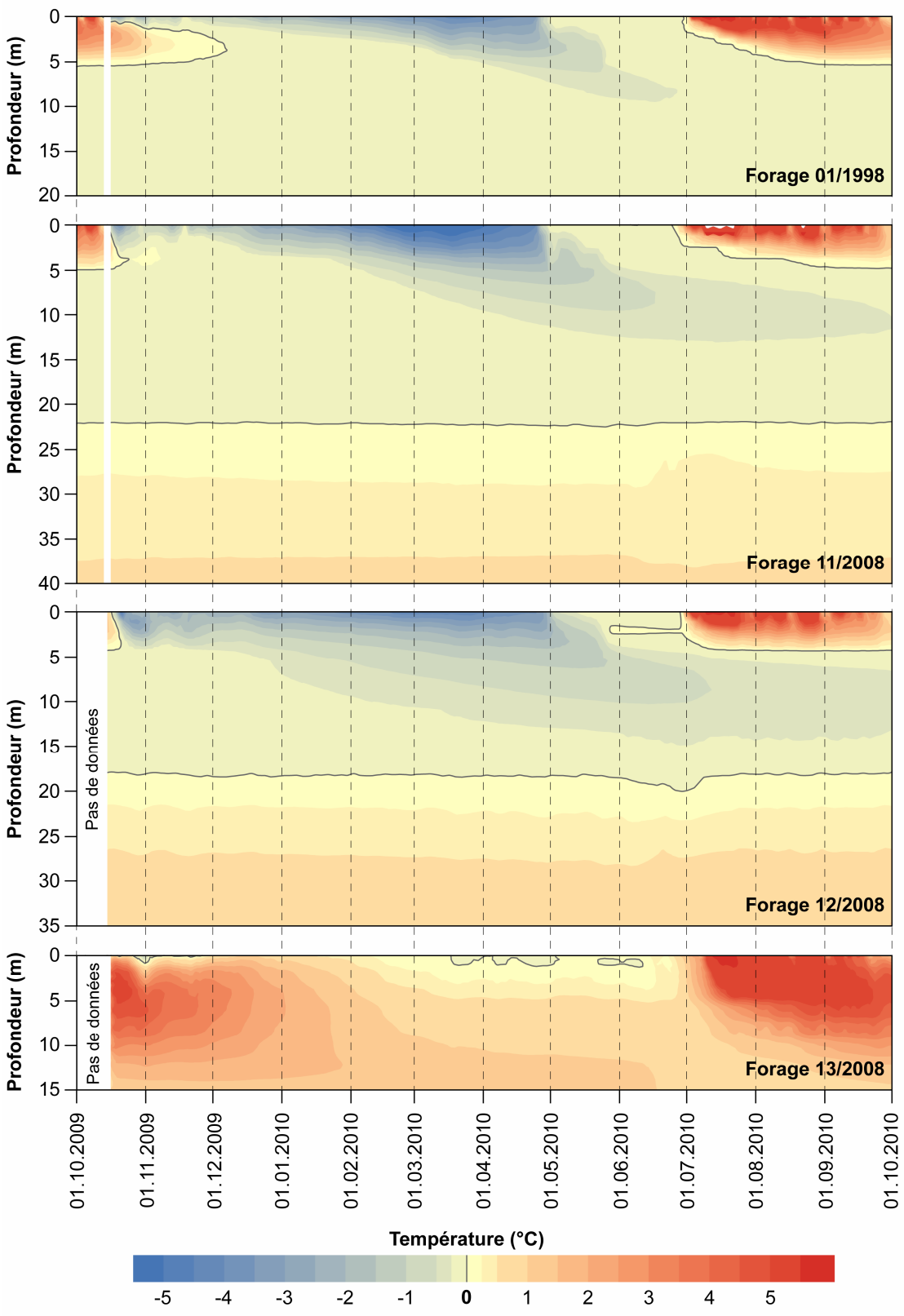


Fig. II.107 *– Evolution des températures du sol (moyennes journalières) dans les quatre forages de l'éboulis des Lapires entre le 1er octobre 2009 et le 30 septembre 2010.*

Le forage 13/2008 présente presque toujours des températures positives, exception faite durant quelques épisodes en début d'hiver et pendant le printemps correspondant à des périodes de *zero curtain*, liées à la pénétration dans le sol d'eau de fusion de la neige (cf. la courbe de température enregistrée par le logger Lap-L40, situé à proximité du forage 13/2008 ; fig. II.103).

Il est intéressant de noter que les températures peuvent varier très rapidement dans tous les forages. **A plusieurs moments, en relation avec des pics froids de la température de l'air** (comme par exemple peu avant la mi-novembre 2009, vers la mi-décembre 2009, au début du mois d'avril 2010), **on assiste à un réchauffement des températures du sol dans la couche active et sous la base du pergélisol, ce qui indique qu'à un régime thermique conductif doit se superposer un régime thermique advectif**.

5.3.8.2 Les preuves d'un effet de cheminée!

Dans les trois forages où du pergélisol est présent, le niveau supérieur du sous-sol présente à plusieurs reprises de légers réchauffements lors de périodes froides comprises entre la fin de l'automne et le début du printemps (fig. II.108). Ce comportement est parfois synchrone entre les trois forages et parfois on le rencontre seulement dans une seule perforation. Dans le forage 1/1998, le réchauffement est bien marqué seulement dans la première partie de la couche active : il est visible jusqu'à 1.7 m de profondeur, tandis que, plus profondément, on assiste seulement à une pause dans le lent refroidissement hivernal, comme cela avait déjà été constaté par LAMBIEL (2006) pour l'hiver 2004/2005. Dans les forages 11/2008 et 12/2008, ces inversions de température sont plus fréquentes et mieux visibles ; on peut en effet les observer jusqu'à 3.0 m de profondeur.

Si l'on analyse la situation plus en profondeur (fig. II.109), **un comportement opposé entre les températures du sol et les températures de l'air est présent également sous la base du pergélisol**. Dans les forages 11/2008 et 12/2008, ces variations inverses sont présentes pratiquement chaque fois que la température de l'air passe en dessous de 0°C, même pendant l'été (cas de fin août 2010). Dans le forage 12/2008, ce comportement est bien visible également lorsque les températures de l'air sont positives. Dans le forage 11/2008, le réchauffement des températures du sol est bien marqué surtout à 23.5 et 25.5 m de profondeur, pour s'estomper plus bas (il est encore perceptible à 28.5 m de profondeur). Dans le forage 12/2008, la profondeur à laquelle ces flux de chaleur advectifs sont les plus évidents est comprise entre 20 et 28 m de profondeur (des micro-variations sont cependant encore visibles à 31 et 34 m de profondeur). Plus en amont (forage 13/2008), on assiste à un réchauffement des températures du sol lors des pics froids de la température de l'air sur toute la période entre la mi-octobre 2009 et la fin juin 2010 et à partir de la fin septembre 2010. Les variations les plus marquées se présentent en automne et exclusivement dans les quatre premiers mètres du sous-sol. Ces variations inverses de température semblent par contre ne pas être présentes pendant la saison estivale.

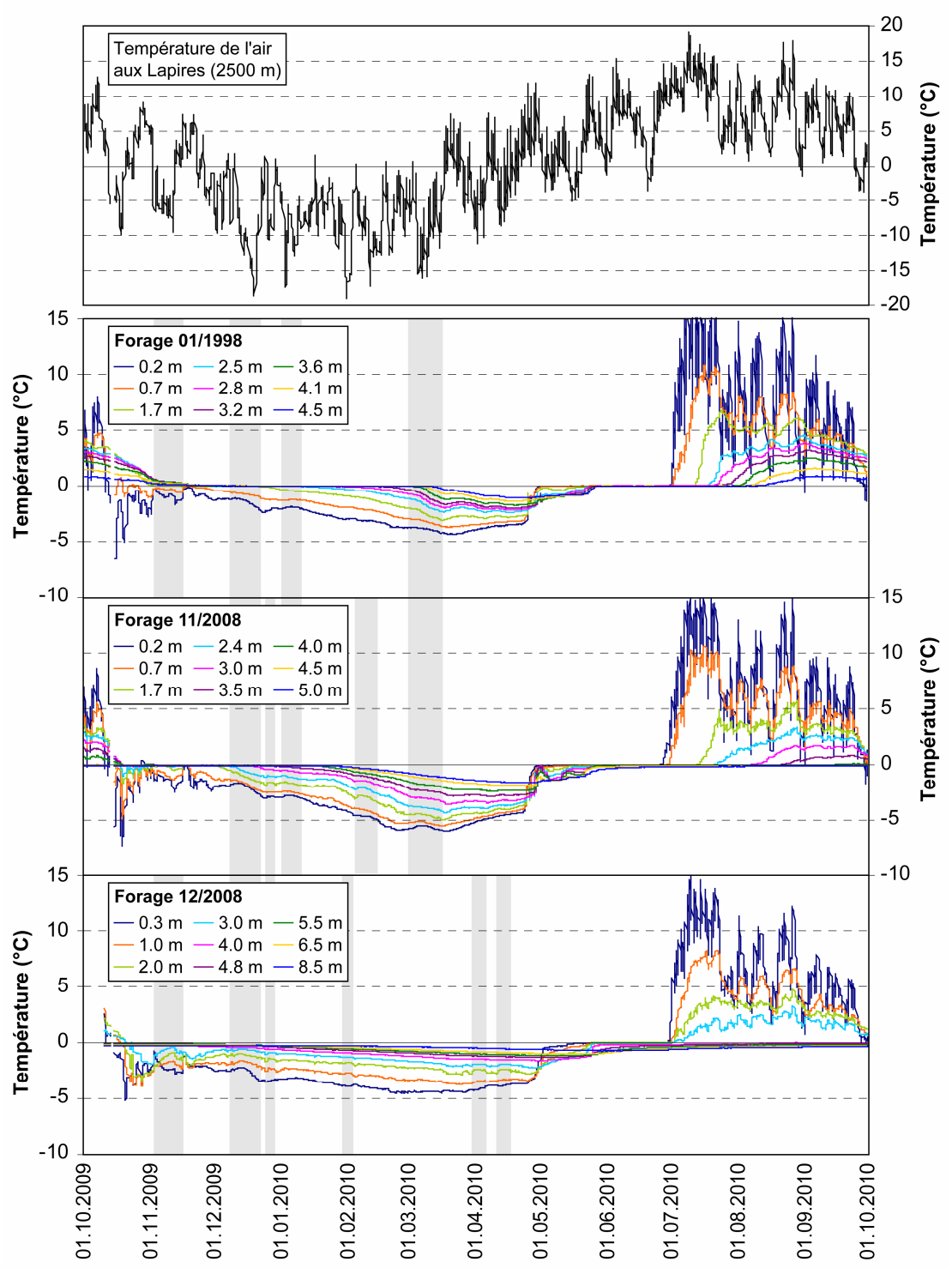


Fig. II.108 – *Températures enregistrées entre le 1er octobre 2009 et le 30 septembre 2010 dans la partie superficielle des forages présentant du pergélisol. En gris, les périodes où certaines courbes de température affichent un comportement opposé par rapport aux températures de l'air.*

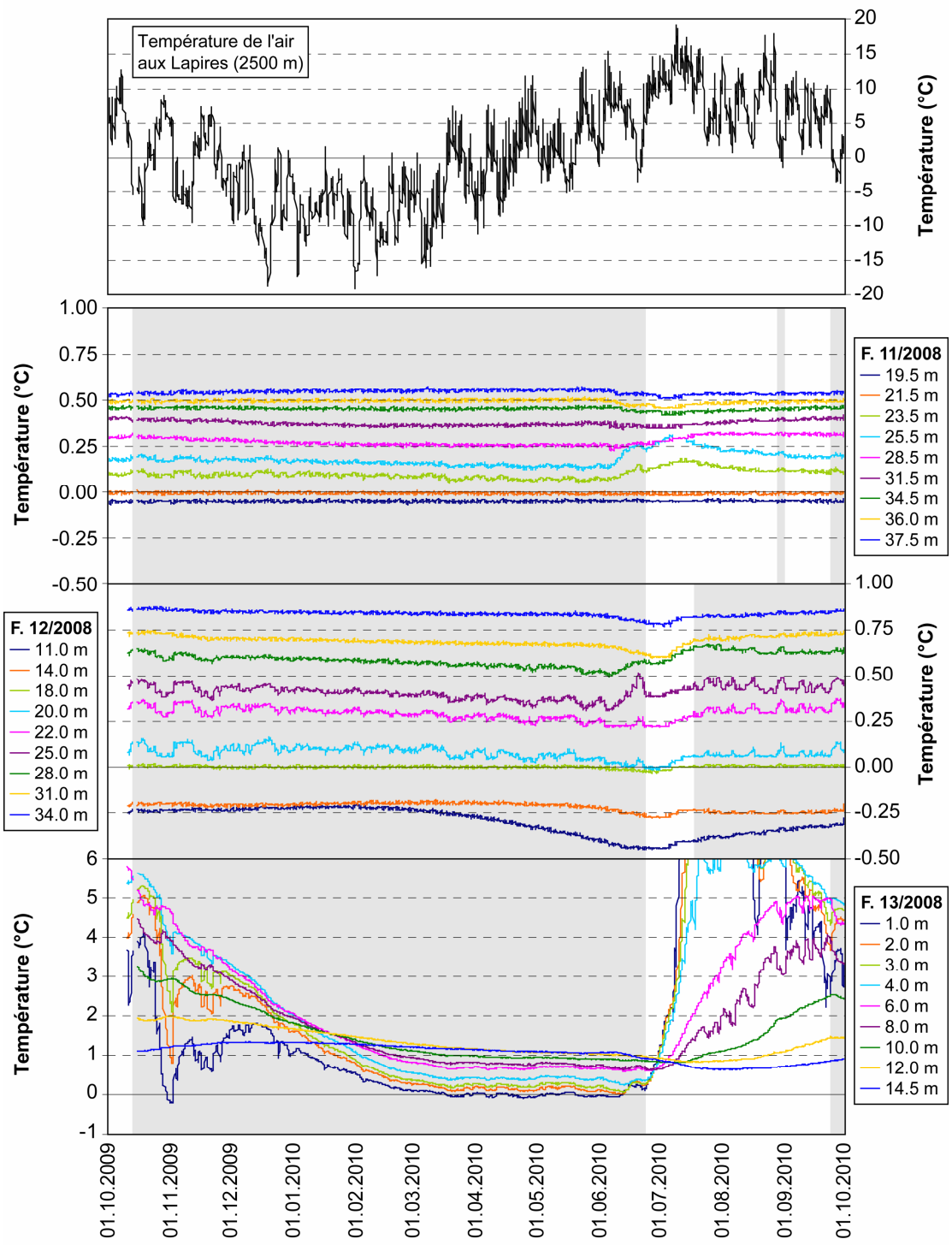


Fig. II.109 – *Températures enregistrées entre le 1er octobre 2009 et le 30 septembre 2010 dans la partie profonde des forages 11/2008 et 12/2008 et dans le forage 13/2008. En gris, les périodes où certaines courbes de température affichent un comportement opposé par rapport aux températures de l'air.*

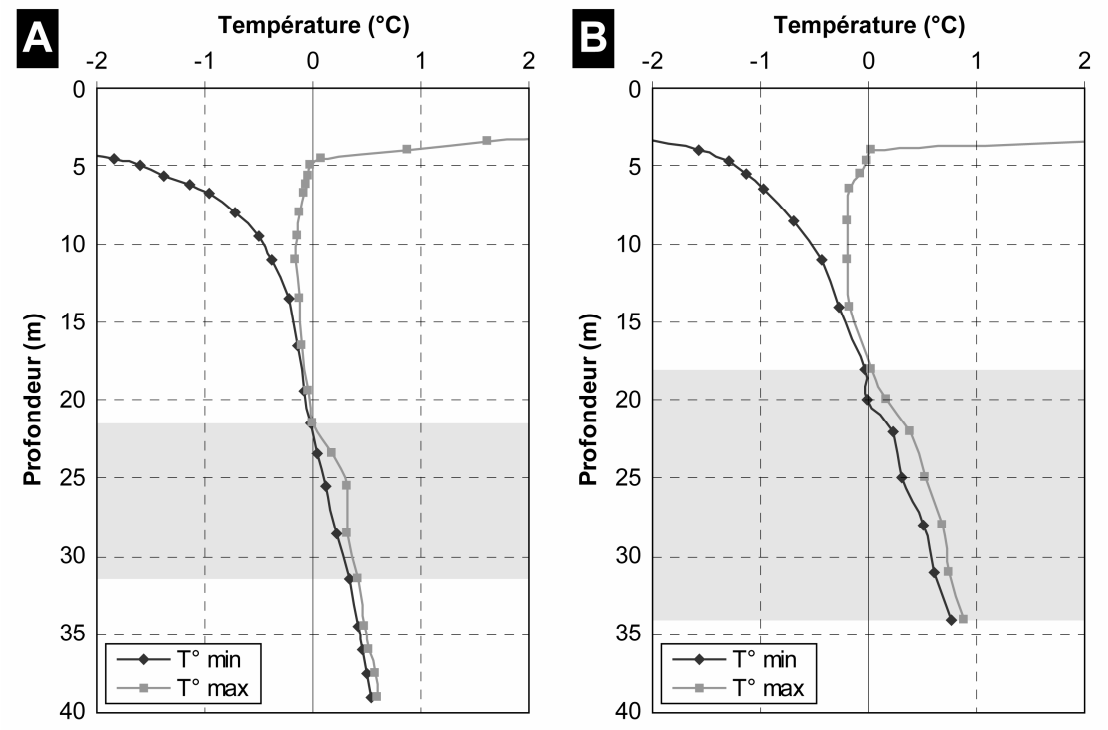


Fig. II.110 *– Profils des températures minimales et maximales enregistrées entre le 1er octobre 2009 et le 30 septembre 2010 dans les forages 11/2008 (A) et 12/2008 (B) de l'éboulis des Lapires. En gris, la partie où se produit la circulation d'air par effet de cheminée sous la base du pergélisol.*

Le comportement opposé des températures du sol par rapport aux températures de l'air nous permet donc de prouver qu'un système de ventilation est présent au sein de la partie occidentale de l'éboulis des Lapires, l'advection d'air concernant la partie superficielle de la couche active et la partie de l'éboulis située à la base du pergélisol.

Conformément à l'analyse des températures de la surface du sol, l'aspiration d'air se fait en aval des forages 01/1998 et 11/2008. Ceux-ci présentent en effet un réchauffement des températures du sol lors des pics froids des températures de l'air, ce qui témoigne d'un transit d'air aspiré plus en aval. La ventilation sub-pergélisol concerne une bonne épaisseur de l'éboulis. Les profils des températures minimales et maximales pour l'année hydrologique 2009/2010 dans les forages 11/2008 et 12/2008 (fig. II.110), permettent de cerner la zone dans laquelle se produit la circulation d'air. Les températures maximales sont en effet déterminées par le sur-réchauffement de cette partie du terrain par advection d'air relativement chaud en direction de l'amont.
L'évacuation de l'air relativement chaud se produit dans le secteur du forage 13/2008, plus précisément entre la bordure supérieure de la couche gelée et la base des loupes de solifluxion (entre 2550/2560 m et 2570 m d'altitude).

5.3.9 Synthèse générale

Les données de température des forages et la prospection géophysique de surface et dans les forages ont permis de constater que la répartition du pergélisol dans l'éboulis des Lapires est discontinue et très hétérogène. Exception faite dans la partie supérieure du versant, la probabilité d'occurrence du pergélisol diminue grossièrement en direction de l'amont (voir la répartition détaillée présentée au chapitre 5.3.5.5). Cela indique que les échanges thermiques et les facteurs contrôlant la répartition du pergélisol doivent être multiples et complexes. En effet, la radiation solaire directe potentielle pendant la période déneigée est moins intense dans les zones où la présence de pergélisol est improbable, ce qui témoigne que la répartition du pergélisol dans une bonne partie de l'éboulis ne résulterait pas de seuls échanges thermiques conductifs. Ceux-ci seraient peut-être prédominants seulement dans la partie sommitale de l'éboulis, occupée par un protalus rampart actif, où la présence de sédiments gelés résulterait très probablement de deux facteurs conjoints :

- un bilan énergétique négatif induit par la faible radiation solaire directe et par l'altitude élevée ;
- la présence de sédiments fins permettant de stocker de l'eau, pouvant se transformer en glace du moment que les températures deviennent négatives, et permettant de former un pergélisol cimenté par la glace (*ice-cemented permafrost*) relativement peu résistant (< 15 kΩm), typique de ces glaciers rocheux à galets (même si dans ce cas, il serait plus correct de parler de « protalus rampart à galets » – *pebbly protalus rampart*).

Pour le reste du versant, la situation semble être plus complexe. Les recherches menées sur l'éboulis des Lapires au cours de la dernière décennie et les observations effectuées dans cette étude permettent de constater que :

- **les secteurs où la présence de pergélisol est probable correspondent aux zones où la granulométrie de la surface du sol est la plus grossière**, même si toutes ces zones de gros blocs ne sont pas occupées par du pergélisol. Les profils ERT transversaux à la pente montrent que, à la même altitude, ce sont les variations latérales de la granulométrie de l'éboulis qui permettent probablement d'expliquer la transition entre des sédiments gelés et non gelés ;
- **les secteurs où la présence de pergélisol est probable ou possible se différencient peu du reste de la pente du point de vue du déneigement**. Même si la partie inférieure du versant présente des épaisseurs de neige plus importantes que la partie supérieure en raison de la redistribution de la neige par le vent et les avalanches, les différences latérales dans la probabilité d'occurrence du pergélisol ne trouvent pas de correspondance dans les différences latérales d'enneigement. Le seul secteur de tout l'éboulis des Lapires où la présence de pergélisol pourrait être liée directement à la durée de l'enneigement, qui protégerait le sol d'une partie du réchauffement

estival, est la dépression située à la limite occidentale de la pente, qui est occupée par un petit névé temporaire qui persiste normalement jusqu'au début du mois d'août ;

- **l'existence d'un système de ventilation dans le secteur occidental de l'éboulis a été prouvée** grâce aux données thermiques des forages. L'advection d'air semble concerner exclusivement la partie superficielle de la couche active et la partie de l'éboulis située sous la base du pergélisol. La ventilation serait principalement hivernale (et donc ascendante), et fonctionnerait du moment que les températures de l'air deviennent négatives. Cependant, la décharge gravitaire d'air relativement froid pendant l'été n'est pas à exclure, comme l'indiquerait le comportement opposé entre les températures du sol et de l'air constaté dans le forage 12/2008 pendant l'été, absente dans le forage 13/2008 ;
- **l'existence d'un système de ventilation dans le secteur oriental de l'éboulis est possible**.

Il est toutefois difficile d'évaluer l'importance relative de chaque facteur de contrôle, dont l'intensité peut varier spatialement de manière importante, et que peuvent agir seuls ou de manière combinée. A première vue, il semblerait logique de penser que la présence ou l'absence de sédiments gelés pourrait résulter, localement, de la superposition de ces facteurs de contrôle. Parmi les trois facteurs présentés ci-dessus (granulométrie, neige, ventilation), il vaut la peine de s'attarder sur l'effet de cheminée pour essayer de déterminer dans quelle mesure il contribue au refroidissement de l'éboulis et à la répartition spatiale du pergélisol (question soulevée il y a quelques années par DELALOYE 2004 : 207).

A notre avis, il est indispensable d'opérer une différenciation entre ventilation profonde et ventilation superficielle (restreinte à la couche active) et entre effet de la ventilation (profonde) sur la partie inférieure (secteur d'aspiration) et supérieure (secteur d'évacuation) d'un versant.

Ici aux Lapires, la ventilation profonde est confinée sous le pergélisol. Cela implique, d'une part, que la porosité efficace au sein de la couche gelée doit être très réduite pour limiter le transit de l'air dans cette partie et, d'autre part, que la porosité efficace sous la couche gelée doit être importante pour permettre à l'air de se déplacer, ce qui est confirmé par les diagraphies nucléaires effectuées dans les forages 11/2008 et 12/2008, qui montrent que la teneur en glace du pergélisol est souvent supérieure à 40% (avec l'éboulis qui est parfois saturé et même sursaturé en glace) et que la porosité du terrain situé sous la base du pergélisol peut être importante.

Par conséquent, si la porosité efficace à l'intérieur du pergélisol ne permet pas à l'air de se déplacer, l'aspiration d'air peut se produire seulement en aval de la marge inférieure de la couche gelée.

Dans ce cas, la ventilation profonde n'aurait pas un effet concret sur la présence de pergélisol dans la partie inférieure du versant, tout simplement parce que le secteur d'aspiration d'air n'en présenterait pas. Dans le cas concret des Lapires, nous ne disposons pas d'informations sur la teneur en glace en aval du forage 11/2008, Cependant, les résistivités mesurées dans les profils amont-aval laissent penser qu'elle ne doit pas diminuer de manière considérable. Il est donc probable que l'aspiration de l'air se produise plus bas que 2470 m d'altitude.

Une circulation d'air sous le pergélisol implique également que l'air doit se réchauffer jusqu'à des températures positives (étant donné que cette partie de subsurface n'est pas gelée). L'expulsion de cet air « chaud » provenant des parties profondes de l'éboulis dans la partie médiane supérieure du versant produit donc un réchauffement du terrain (anomalie thermique positive) contribuant à limiter fortement le potentiel de formation de pergélisol.

Ici aussi, par analogie avec la partie inférieure de l'éboulis, l'expulsion de l'air chaud peut se faire seulement en amont de la bordure supérieure de la couche gelée. L'air qui circule sous le pergélisol serait expulsé à cet endroit parce qu'il pourrait sortir verticalement qu'à partir du moment où la couche imperméable à l'air (le pergélisol) se termine. Il reste à savoir si c'est la position de la bordure amont de la couche gelée qui détermine l'endroit où l'air chaud est expulsé ou vice versa. Si l'on estime que la granulométrie fine des loupes de solifluxion pourrait empêcher l'air de se déplacer, l'absence de pergélisol à leur base pourrait être déterminée par la remontée d'air chaud qui devrait se chercher un exutoire afin de s'échapper de l'éboulis (comme cela semble être le cas également aux Attelas). Malheureusement, nous ne disposons pas de données concernant les températures de la surface du sol directement sur les loupes de solifluxion. Cependant, les températures supérieures ou égales à 0°C enregistrées par deux capteurs situés vers 2600 m en aval du protalus rampart (communication orale de Reynald Delaloye) indiqueraient que l'absence de pergélisol dans toute la partie médiane-supérieure de l'éboulis serait liée au sur-réchauffement du terrain par effet de cheminée.

Dans le cas d'une ventilation exclusivement superficielle, au contraire, l'effet des échanges thermiques advectifs serait restreint à la seule couche active. Il est donc probable que cela n'ait pas d'influence sur la probabilité d'occurrence du pergélisol plus en profondeur. Si ventilation il y a dans le secteur oriental de l'éboulis, elle serait donc exclusivement superficielle. En effet, le couche gelée semble arriver jusqu'à la base des loupes de solifluxion, à l'intérieur desquelles les déplacements d'air seraient très difficiles (comme en témoignent les températures de la surface du sol relativement froides enregistrées par le capteur Lap-L19) ; il manquerait donc une partie non gelée située en aval de ces loupes témoignant de l'arrivée d'air relativement chaud depuis les parties profondes de l'éboulis (comme cela est le cas pour le secteur ouest de la pente). Dans ce secteur, l'absence de pergélisol dans la partie supérieure de l'éboulis serait donc plutôt liée à la granulométrie très fine de cette partie, avec un potentiel de refroidissement en début d'hiver qui serait moins important que dans le bas de l'éboulis et dans le secteur du pylône 10.

En conclusion, exception faite de la partie supérieure du versant (protalus rampart) et de la dépression située à la limite occidentale de la pente, **la présence/absence de pergélisol dans la majeure partie de l'éboulis des Lapires semble être liée à la relation granulométrie-ventilation profonde, qui traduit une relation entre les échanges thermiques conductifs/convectifs et advectifs** :

- dans la partie inférieure du versant, le potentiel de refroidissement dû à la granulométrie grossière se superpose à celui induit par l'aspiration d'air froid (bien que le premier facteur soit probablement plus important) ; les échanges thermiques conductifs/convectifs se superposent donc aux échanges thermiques advectifs, déterminant la présence de pergélisol ;
- dans la partie médiane-supérieure du versant, au contraire, le sur-réchauffement induit par l'évacuation d'air chaud est toujours prédominant ; si la granulométrie est encore relativement grossière (comme cela est le cas dans la zone du forage 13/2008), les échanges thermiques advectifs l'emportent sur les échanges thermiques conductifs/convectifs ; si la granulométrie est fine, les échanges thermiques advectifs se superposent aux échanges thermiques conductifs (faible potentiel de refroidissement) ; dans les deux cas, cela détermine l'absence de pergélisol.

5.4 Eboulis du Petit Mont Rouge

5.4.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées

L'éboulis du Petit Mont Rouge se situe dans le versant est du Petit Mont Rouge (2928 m), à une altitude comprise entre 2600 et 2700 m (fig. II.111-A). Cet éboulis de petite taille (environ 200 m x 200 m) s'est développé à la base d'une paroi rocheuse de 200 m de haut et présente un profil rectiligne avec une pente moyenne de 31°. La lithologie du site est composée de dolomies métamorphisées avec des alternances marbreuses de la Série du Mont Dolin (Nappe de la Dent Blanche).

Dans notre analyse, nous étudierons les deux secteurs principaux du versant : le secteur nord, constitué par un éboulis mixte de gravité et d'avalanches dominant un petit protalus rampart lobé (fig. II.111-B), et le secteur sud, constitué par un éboulis de gravité au profil rectiligne.

La granulométrie de surface est connue grâce à huit stations de mesure (quatre pour chaque secteur de l'éboulis) réparties sur un profil amont-aval (fig. II.112). Dans les deux secteurs, la taille des éléments augmente en direction de l'aval (fig. II.113).

Dans le secteur nord (fig. II.113-A), la partie supérieure de l'éboulis est constituée de rares blocs (< 32 cm) et gros cailloux (7%) dans une matrice abondante de petits cailloux (76%) et de graviers (16%) (profil G4). Plus en aval (profil G3), la répartition granulométrique est similaire, avec une abondance plus élevée de gros cailloux (12%). Dans la zone de transition entre l'éboulis et le protalus rampart (profil G2), la surface du terrain présente quelques blocs de taille inférieure à 36 cm et des cailloux de toute taille, avec une prédominance des petits cailloux (47%) sur les gros (18%). Par rapport à la partie médiane et supérieure de l'éboulis, les graviers sont ici plus abondants (31%), témoignant d'un apport en éléments de petite taille par les avalanches (confirmant qu'il s'agit d'un éboulis mixte de gravité et d'avalanches). Le protalus rampart du Petit Mont Rouge présente un front raide (environ 35–40°) d'une dizaine de mètres de hauteur. La granulométrie du front est très fine, composée de quelques petits cailloux dans une matrice sableuse abondante, permettant l'installation d'une végétation basse en coussinets du type *Thlaspion rotundifolii* (voir DELARZE *et al*. 1998 : 100–101) dans les zones les moins instables. La surface du protalus rampart est composée de blocs décimétriques à métriques (8%), de cailloux de toute taille abondants (79%) et de graviers relativement peu abondants (13%) (profil G1). Les matériaux de taille inférieure aux graviers sont pratiquement absents, tout comme la végétation vasculaire. Les blocs et gros cailloux sont également peu couverts de lichens. Toutes ces caractéristiques morphologiques (aspect bombé, peu de végétation et de lichens, front raide constitué de fines) suggèrent que le protalus rampart est probablement actif. Des mesures de déplacement de certains blocs effectuées à l'aide du DGPS en octobre 2008, juillet 2009 et juillet 2010 confirment que la forme est faiblement active, avec des vitesses de déplacement horizontales comprises entre 4 et 6 cm/an (fig. II.111-C).

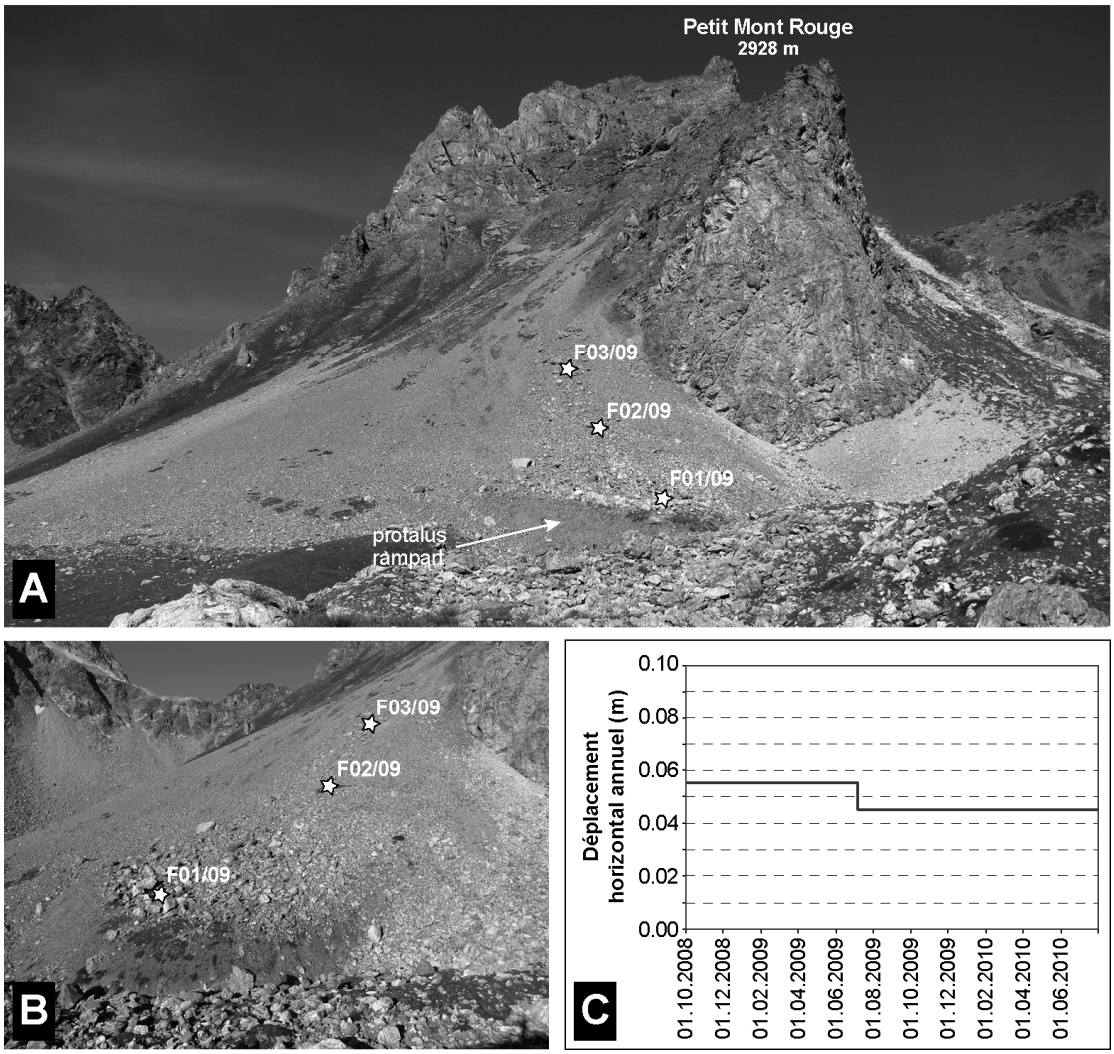


Fig. II.111 *– (A) Vue de l'éboulis du Petit Mont Rouge, avec l'emplacement des trois forages réalisés en été 2009. (B) Vue en détail du protalus rampart dans la partie nord de l'éboulis. (C) Vitesses horizontales annuelles du protalus rampart de l'éboulis du Petit Mont Rouge entre 2008 et 2010.*

Dans le secteur sud (fig. II.113-B), la partie supérieure de l'éboulis est constituée presque exclusivement de graviers (72%) et de petits cailloux (26%) (profil G8). La partie médiane (profil G7) et médiane-inférieure (profil G6) du versant est légèrement plus grossière, avec les graviers qui sont moins abondants (entre 23 et 30%) et une prédominance de petits cailloux (environ 70%). La partie inférieure du versant (profil G5) est la plus grossière de tout le secteur sud, avec les petits cailloux (56%) et les gros cailloux (41%) qui prédominent et les graviers (1%) et blocs (2%) qui sont presque absents. Le déplacement presque en parallèle des courbes granulométriques mesurées dans ce secteur (fig. II.113-B), traduisant une diminution régulière de la taille des éléments de l'aval vers l'amont du versant (granoclassement longitudinal net), indique que cette partie de l'éboulis est exclusivement gravitaire (il s'agit d'un éboulis de gravité pur).

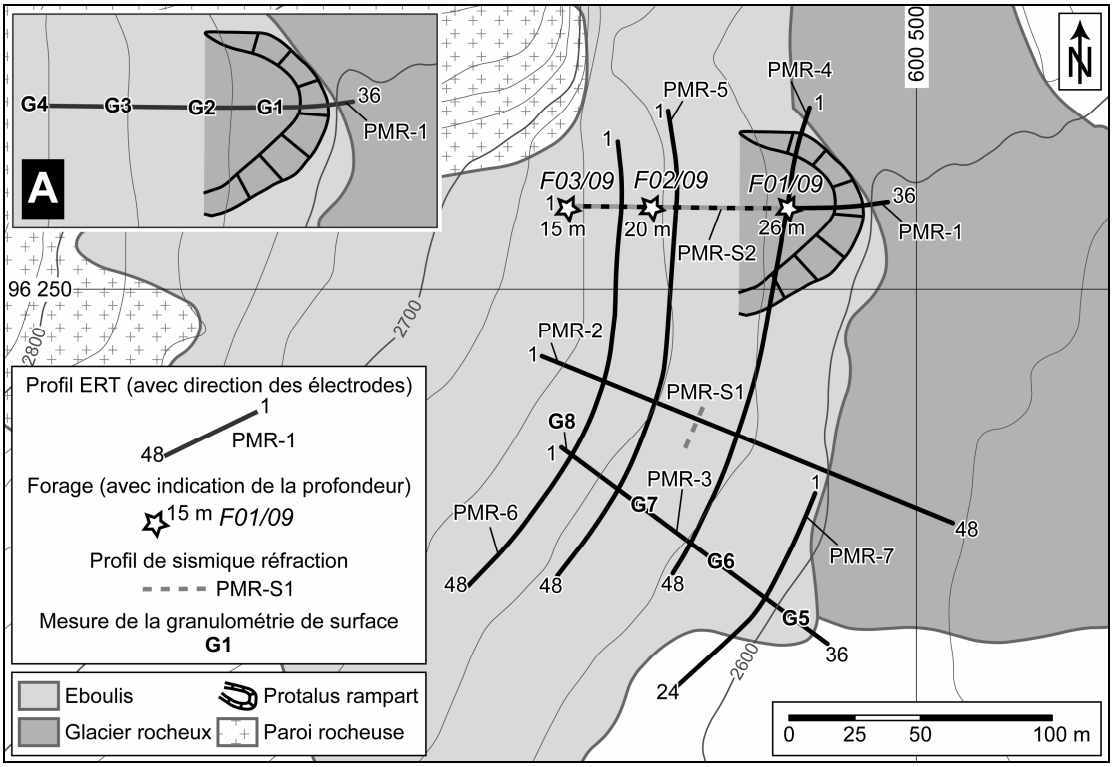


Fig. II.112 *– Carte géomorphologique simplifiée de l'éboulis du Petit Mont Rouge avec localisation des forages, des profils ERT et de sismique réfraction et des stations de mesure de la granulométrique de surface (voir encadré A pour les stations de mesure de la granulométrie de surface situées le long du profil ERT PMR-1).*

Le cône d'éboulis et le protalus rampart dominent et se superposent à un glacier rocheux de pied de versant de 220 m de long. La surface de cette forme est presque entièrement couverte de pelouse calcaire sèche à laîche ferme (*Caricion firmae* ; voir DELARZE *et al*. 1998 : 158–159), est concave et présente d'importantes dépressions thermo-karstiques. Ces aspects morphologiques et végétatifs, ainsi que la granulométrie caillouteuse et à blocs du front et son aspect peu pentu indiquent clairement que ce glacier rocheux est probablement fossile.

Ce site à déjà fait l'objet de quelques études concernant la répartition du pergélisol et ses facteurs de contrôle par DELALOYE & LAMBIEL (2005), LAMBIEL (2006) et LAMBIEL & PIERACCI (2008), basées sur la prospection géoélectrique et sismique unidimensionnelle et sur des mesures de la température de la surface du sol. Selon ces auteurs, qui ont concentré leurs investigations sur le secteur nord du versant, la présence de pergélisol semble être probable dans le protalus rampart et dans la partie inférieure de l'éboulis, tandis qu'elle serait improbable à l'amont. Dans le secteur sud de l'éboulis, un seul sondage géoélectrique perpendiculaire à la pente a été réalisé vers 2615 m d'altitude, révélant une unique couche de surface de 15 m d'épaisseur et avec une résistivité de 21 kΩm, interprétée comme un éboulis poreux. Cette interprétation serait confirmée par un profil de sismique réfraction indiquant

une vitesse des ondes P dans le sol de 500 m/s (cf. DELALOYE & LAMBIEL 2005 : 197 et fig. II.127). Le fonctionnement d'un système de ventilation au sein de l'éboulis a été prouvée par l'observation de cheminées de fonte du manteau neigeux, vers 2670 m, en amont du protalus rampart et quelques dizaines de mètres plus au sud, légèrement plus bas dans la pente (LAMBIEL 2006 : 124–125). Grâce aux mesures thermiques effectuées, LAMBIEL (2006) a proposé que les secteurs d'aspiration de l'air froid se situeraient, pour le secteur nord du versant dans le front du protalus rampart et pour le secteur sud dans la zone où l'éboulis nu s'avance le plus bas dans la pente. Pour les données plus récentes, les résultats préliminaires de cette recherche ont déjà été présentés par SCAPOZZA *et al*. (2011a).

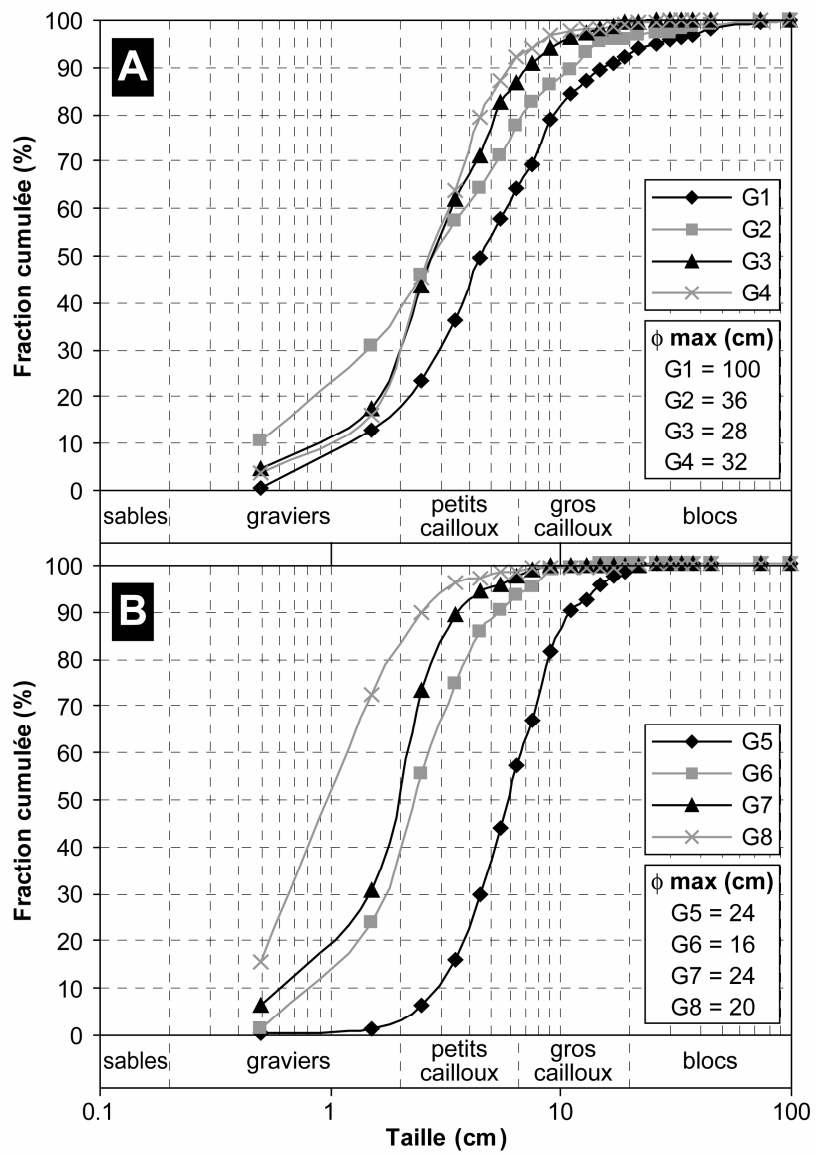


Fig. II.113 *– Courbes granulométriques mesurées à la surface de l'éboulis du Petit Mont Rouge le long de deux profils amont-aval passant par le protalus rampart (A) et par la partie sud de l'éboulis (B). Pour l'emplacement des stations de mesure, voir la figure II.112.*

Les nouvelles données à disposition pour ce site devraient permettre de mieux cerner la répartition du pergélisol dans l'éboulis du Petit Mont Rouge et de répondre aux interrogations posées par LAMBIEL (2006) dans sa thèse de doctorat. Pour cela, nous disposons à ce jour de : la stratigraphie et les profils de température dans 3 forages réalisés dans le secteur nord de l'éboulis ; les données de diagraphies nucléaires collectées dans les deux forages inférieurs ; 7 profils ERT, dont 3 longitudinaux et 4 transversaux à la pente, pour un total de 288 électrodes espacées de 4 m mesurées ; 1 profil RST longitudinal à la pente à 24 géophones espacés de 4 m ; des enregistrements en continu de GST à 7 emplacements ; des photos journalières du versant depuis le 23 mars 2010.

5.4.2 Structure sédimentaire et thermo-stratigraphie des forages

5.4.2.1 Stratigraphie des forages

Dans l'éboulis du Petit Mont Rouge, trois forages ont été réalisés pendant le mois d'août 2009 dans la partie nord du versant sur un transect amont-aval (fig. II.111-A/B et fig. II.112). La stratigraphie des trois forages est présentée à la figure II.114. Malheureusement, à cause de la grande instabilité des parois de ces trois forages, il n'a pas été possible de filmer l'intérieur des trous car ceux-ci ont dû être tubés pratiquement sur toute leur profondeur (cf. tab. II.3).

Le forage inférieur (1/2009) a été réalisé dans le protalus rampart (2608 m) et fait 26.0 m de profondeur. Les 4.0 premiers mètres du sol sont composés de blocs et de gros cailloux sans matrice, non gelés. Le toit des sédiments gelés a été atteint vers 4.0 m de profondeur. Entre 4.0 et 18.0 m de profondeur, un niveau relativement homogène, sans indices de stratification évidente, composé de gros et petits cailloux dans une matrice graveleuse et sableuse massive, est présent. Les pores sont remplis par de la glace, comme en témoignent les sédiments boueux très humides qui s'accumulaient aux alentours de la foreuse, dus à la glace fondant au contact avec l'air externe de température (largement) positive (fig. II.115-C). En dessous de la base de la glace, qui a été atteinte vers 18.0 m de profondeur, un niveau très poreux, composé de gros et petits cailloux sans matrice, est présent.

Le forage 2/2009 a été réalisé dans la partie médiane du versant (2635 m) et mesure 23.0 m de profondeur. A cause de la grande instabilité des parois du trou, les matériaux qui s'éboulaient à l'intérieur du forage ont provoqué plusieurs fois le colmatage du fond de celui-ci. Malgré le fait que le forage ait été répété plusieurs fois, la profondeur maximale qu'il a été possible d'atteindre par le tubage PVC est de 20.5 m seulement. Sous un niveau de surface de 3.0 m d'épaisseur, composé de petits blocs et de gros cailloux dans une matrice caillouto-graveleuse, 14.0 m de gros et petits cailloux dans une matrice compacte de graviers et sables sans indices évidents de stratification, sont présents. Entre 8.0 et 15.5 m de profondeur, les pores sont remplis par de la glace (fig. II.115-D). A partir de 18.0 m de profondeur, l'éboulis est très poreux et est constitué de gros et petits cailloux sans matrice.

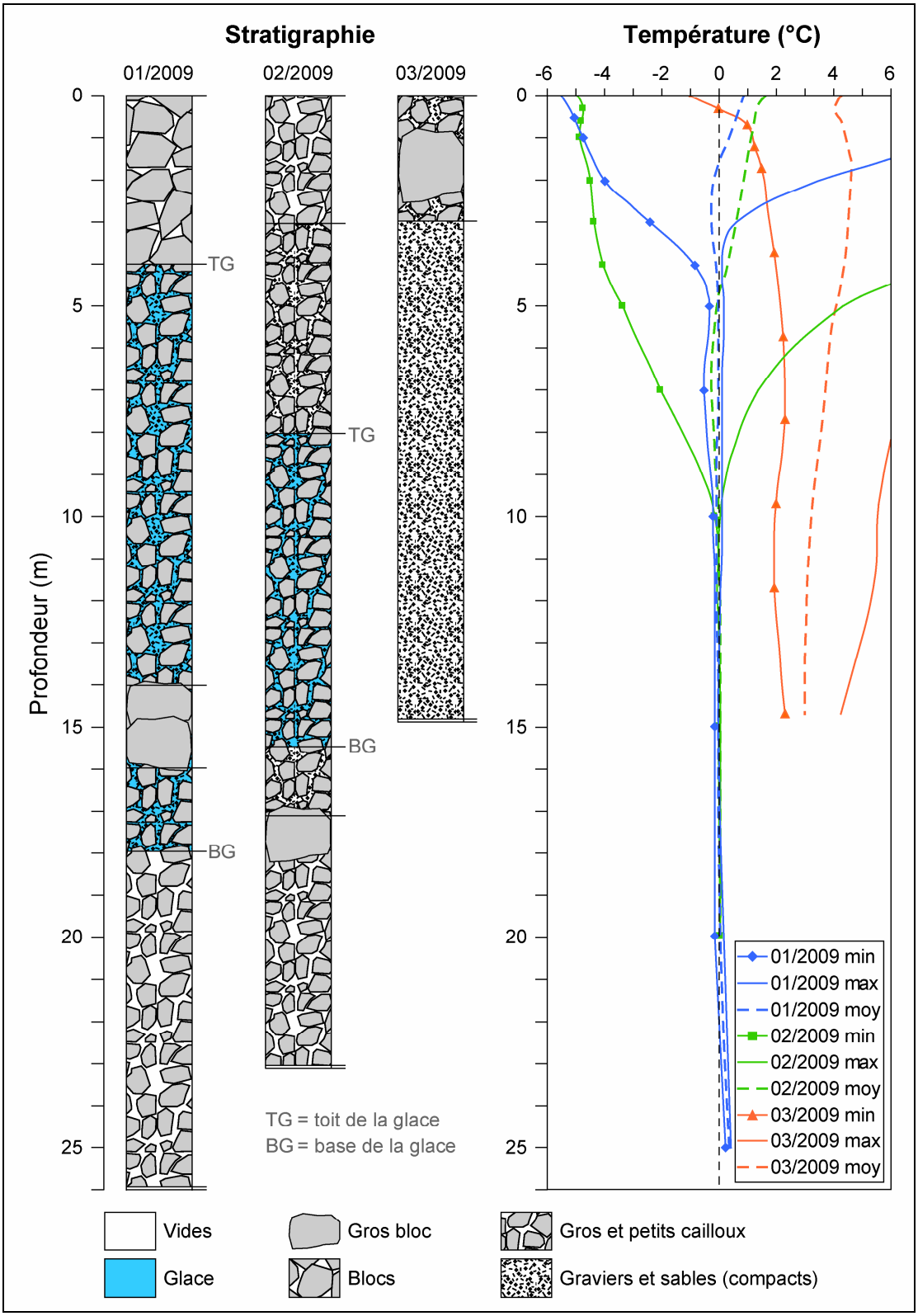


Fig. II.114 *– Stratigraphie et profils thermiques sur la période comprise entre le 22 octobre 2009 et le 30 septembre 2010 pour les trois forages de l'éboulis du Petit Mont Rouge.*

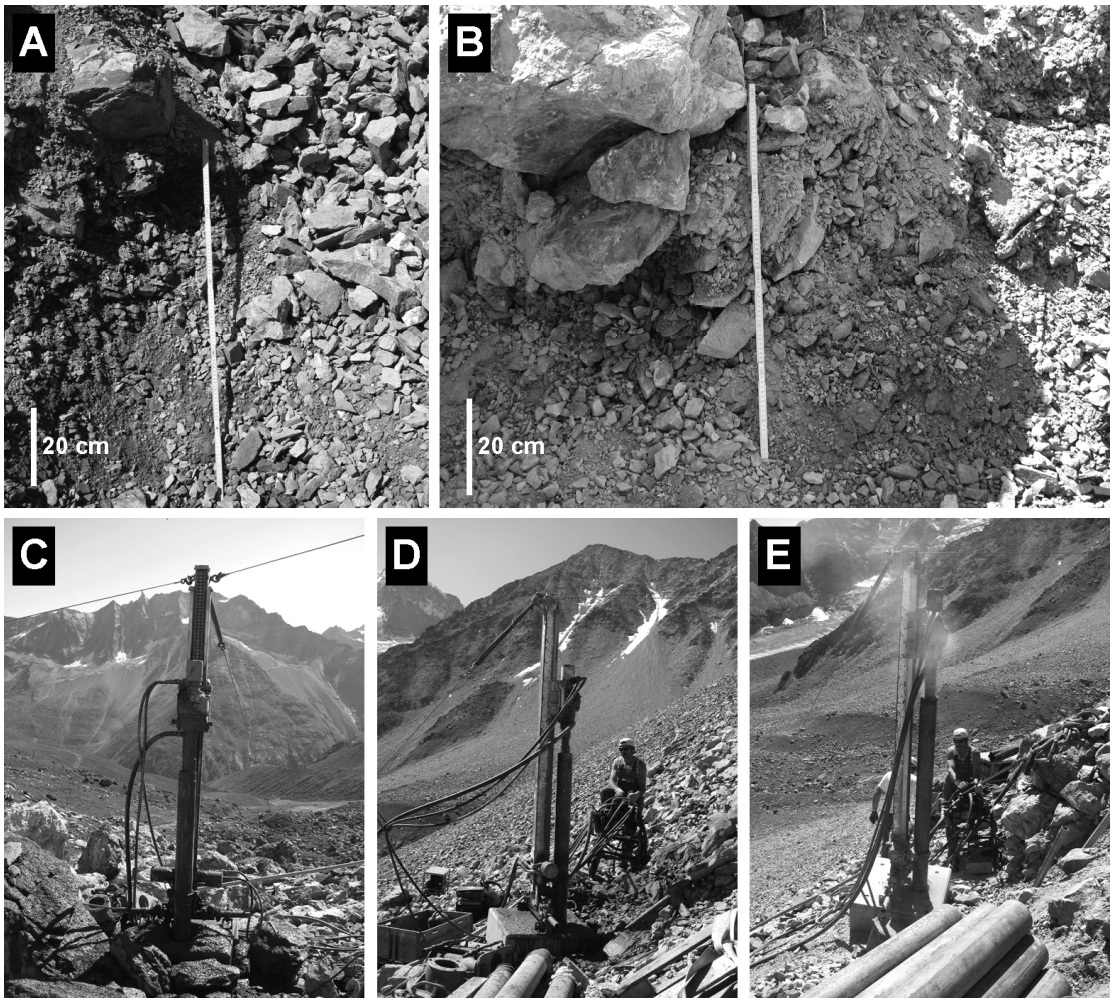


Fig. II.115 *– Eboulis du Petit Mont Rouge : coupes temporaires à l'emplacement du forage 2/2009 (A/B) : à noter les graviers supportés par une matrice sablo-limoneuse très massive au-dessous de quelques décimètres de galets et graviers (et parfois des blocs) sans matrice, indiquant que les vides de l'éboulis sont vite colmatés et que la porosité est donc relativement faible. Travaux de perforation à l'emplacement des forages 1/2009 (20.08.2009) (C), 2/2009 (19.08.2009) (D) et 3/2009 (18.08.2009) (E) : à noter les sédiments boueux très humides sur le socle de la foreuse à l'emplacement des forages 1/2009 et 2/2009, témoignant de la présence de glace au sein des débris, et les sédiments très secs (d'où la poussière sortant de la foreuse) à l'emplacement du forage 3/2009.*

La glace est complètement absente du forage 3/2009, mesurant 15.0 m de profondeur, réalisé dans la partie supérieure de l'éboulis (2659 m). La partie supérieure du sol présente quelques décimètres de cailloux et graviers (et parfois de blocs) très poreux, sans matrice (fig. II.115-A). Globalement, sous cette couche de surface très aérée, les trois premiers mètres de l'éboulis présentent les mêmes matériaux dans une matrice sablo-limoneuse massive, signe que les vides de l'éboulis sont vite colmatés (fig. II.115-B). Au moment du forage, cette partie de l'éboulis était très sèche, comme en témoigne la poussière très fine et sèche qui sortait de l'éboulis (fig. II.115-E). Le niveau situé entre 3.0 et 15.5 m de profondeur,

enfin, est encore moins poreux, et il est composé exclusivement de graviers et de sables massifs très compacts et plus humides, ce qui a causé des problèmes d'embouement du marteau (cf. tab. II.3). Comme pour les deux autres forages, il y a absence d'indices de stratification évidente dans toute la stratigraphie du forage 3/2009. Nous signalons, pour terminer, que la roche en place n'a été atteinte dans aucun des trois forages.

5.4.2.2 Thermo-stratigraphie de l'éboulis du Petit Mont Rouge

Pour les trois forages du Petit Mont Rouge, les températures du sol sont disponibles pour la période comprise entre le 22 octobre 2009 et le 30 septembre 2010, soit sur presque une année hydrologique complète. Le contraste thermique entre la partie inférieure et supérieure de la pente est important (fig. II.114).

Les deux forages situés à l'aval (forages 1/2009 et 2/2009) présentent des températures maximales du sol négatives à partir d'environ 4 m, respectivement environ 10 m de profondeur. A partir d'environ 22–23 m de profondeur dans le forage 1/2009, les température redeviennent positives, tandis qu'elles sont négatives jusqu'au fond du forage 2/2009. Même si nous ne disposons pas de données sur une année complète, **les températures du sol confirment qu'un pergélisol est présent dans les forages 1/2009 et 2/2009, avec une couche active qui mesure respectivement 4 m et 10 m de profondeur**. Cependant, si l'on fait référence aux températures maximales enregistrées dans les deux forages, les températures peuvent devenir positives dans l'ensemble de l'épaisseur de l'éboulis, ce qui témoignerait de l'absence de pergélisol (le sous-sol ne serait pas gelé tout au long de l'année). Il faut toutefois nuancer ce constat en considérant la marge d'erreur des capteurs de température : si l'on tient compte de ce facteur et de la forme pratiquement verticale des profils de température dans la partie profonde des forages 1/2009 et 2/2009, les données indiquent un état probablement tempéré du pergélisol dans les moments où le sous-sol atteint sa température maximale.

En profondeur, il existe un contraste entre la partie de l'éboulis qui présente une température négative (pergélisol) et la présence de glace. Dans le forage 1/2009, lors des travaux, la glace a été attestée vers 18 m de profondeur, tandis que la base du pergélisol se situe vers 22–23 m de profondeur. Pour le forage 2/2009, la différence est encore plus marquée : la base de la glace a été attestée vers 15.5 m de profondeur, tandis que la base du pergélisol n'a pas été atteinte (tenant compte de l'incurvation du profil des températures maximales, elle devrait se situer entre 20 et 25 m de profondeur). Dans le forage 3/2009, à l'exception de la température minimale dans les 0.3 premiers mètres du sol, les températures sont toujours largement positives, indiquant l'absence de pergélisol.

Le pergélisol du secteur nord de l'éboulis du Petit Mont Rouge est de type semi-tempéré, avec les températures minimales de la partie gelée en permanence qui se situent juste sous le toit du pergélisol (elle sont de -0.51°C à 7 m de profondeur dans le forage 1/2009 et de -0.13°C à 10 m de profondeur dans le forage 2/009). Les

températures moyennes nettement incurvées en direction des températures positives indiquent que le pergélisol n'est plus en équilibre avec les conditions climatiques actuelles. Dans les deux forages, le gradient géothermique est en effet inférieur à 2°C/100 m ; il est de 1.5°C/100 m entre 10 et 20 m de profondeur dans le forage 1/2009, tandis qu'il est de 0.7°C/100 m entre 10 et 20 m de profondeur et même négatif entre 4 et 10 m de profondeur dans le forage 2/2009.

Pour terminer avec l'état thermique du sol dans la partie haute de l'éboulis, la température moyenne maximale et minimale dans le forage 3/2009 est de +4.61°C à 1.7 m de profondeur, et de +2.96°C à 14.7 m de profondeur. A partir de 3.7 m de profondeur, les températures du sol ne descendent jamais en dessous de +1.93°C (11.7 m de profondeur), avec la température minimale la plus chaude se montant à +2.27°C (7.7 m de profondeur).

5.4.2.3 Synthèse sur la structure et la thermo-stratigraphie des forages

La structure sédimentaire et la thermo-stratigraphie des trois forages réalisés dans le secteur nord de l'éboulis du Petit Mont Rouge indiquent qu'**un pergélisol semi-tempéré est présent dans les forages 1/2009 et 2/2009 et absent dans le forage 3/2009**, avec une augmentation de l'épaisseur de la couche active de la partie inférieure vers la partie supérieure de l'éboulis. Un contraste existe entre la base du pergélisol et la base de la glace remplissant les pores de l'éboulis, indiquant qu'un niveau gelé dépourvu de glace (pergélisol sec) pourrait être présent entre 18 et 22–23 m de profondeur dans le forage 1/2009 et entre 15.5 et 20–25 m de profondeur dans le forage 2/2009. Les diagraphies nucléaires qui seront traitées dans le chapitre suivant permettront de donner d'avantage d'informations sur la structure profonde de l'éboulis

5.4.3 Propriétés nucléaires du pergélisol

Les propriétés nucléaires du pergélisol des deux forages inférieurs de l'éboulis du Petit Mont Rouge (1/2009 et 2/2009) ont été étudiées grâce à des diagraphies avec les logs gamma-ray naturel, gamma-gamma et neutron-neutron réalisées le 1er octobre 2010. Les résultats des prospections sont présentés aux figures II.116 et II.118, tandis que leur interprétation en termes de teneur en glace, porosité et stratigraphie « nucléaire » de l'éboulis est présentée aux figures II.117 et II.119. La masse volumique permettant de calculer la teneur en glace et en air (équation II.24) a été obtenue en calibrant l'intensité de la sonde gamma-gamma à l'aide de l'équation II.23. Contrairement aux éboulis des Attelas et des Lapires, en raison de l'absence d'estimations de la teneur en glace dans les zones saturées, il n'a pas été possible de calibrer les mesures effectuées avec la sonde neutron-neutron pour obtenir la porosité sur le site du Petit Mont Rouge. Les profils de température présentés aux figures II.117 et II.199 sont ceux du jour précédant celui où les diagraphies ont été réalisées. Cela permet de disposer de données non perturbées thermiquement par le fait que la chaîne des capteurs a dû être sortie du forage au moment des diagraphies.

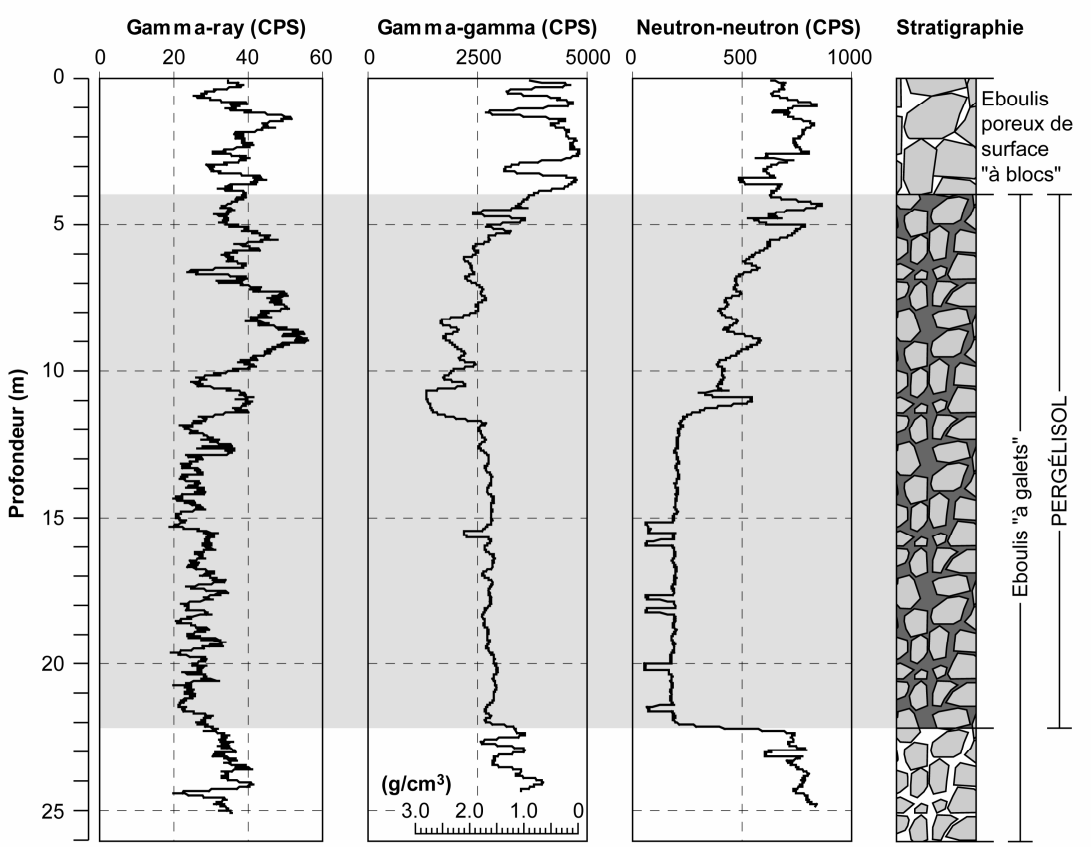


Fig. II.116 *– Résultats des diagraphies effectuées le 1er octobre 2010 dans le forage 1/2009 sur l'éboulis du Petit Mont Rouge.*

5.4.3.1 Le log gamma-ray naturel

Sachant que les dolomies et les marbres contiennent peu de minéraux radioactifs, les émissions de rayons gamma sont relativement faibles dans les deux forages et dépassent rarement 50 CPS. Malgré cela, des anomalies de quelques dizaines de CPS sont présentes dans les deux logs. Dans le forage 1/2009, l'intensité des rayons gamma est assez fluctuante jusque vers 10 m de profondeur, témoignant d'importantes variations de porosité et de pourcentage de matrice entre les débris rocheux. Les valeurs se stabilisent par la suite entre 20 et 30 CPS entre 12 et 22 m de profondeur. **Cette diminution de radioactivité peut être liée à la présence d'un pergélisol sursaturé en glace**, où le manque de radioactivité produit par la présence de glace massive (qui a une radioactivité naturelle nulle) est prépondérant par rapport à la radioactivité de la matrice rocheuse, ce qui ne serait pas le cas pour un pergélisol saturé ou sous-saturé en glace (avec l'air qui a aussi une radioactivité naturelle nulle ; cf. tab. II.6). Dans le forage 2/2009, l'intensité des rayons gamma augmente graduellement dans la couche active, indiquant un colmatage progressif de l'éboulis par les fines en profondeur (diminution de la porosité). Entre 10 et 15 m de profondeur se dessine une anomalie négative d'environ 20 CPS, qui pourrait être à nouveau liée à la présence d'un niveau sursaturé en glace. A partir de 15 m de profondeur, les

fluctuations sont contenues entre 30 et 40 CPS et reflètent les variations de la porosité dans cette partie de l'éboulis, qui ne devrait plus être sursaturée en glace.

5.4.3.2 Le log gamma-gamma

La partie superficielle très poreuse de l'éboulis est visualisée dans les deux forages par des intensités importantes de la sonde gamma-gamma, témoignant d'une faible densité du milieu en raison de l'importante teneur en air (50–90%). Dans le forage 1/2009, l'intensité de la sonde gamma-gamma diminue graduellement jusque vers 11 m de profondeur, indiquant une augmentation de densité du milieu pouvant être due au colmatage progressif de l'éboulis. **Entre 11.5 et 22 m de profondeur, les variations très faibles et la masse volumique moyenne du milieu d'environ 1.5–1.7 g/cm^3 indiquent que cette partie de l'éboulis est très probablement sursaturée en glace, avec une teneur comprise entre 50 et 65%** (mis à part le petit niveau sous-saturé en glace vers 15.6 m de profondeur) (fig. II.117). Sous la base du pergélisol, l'intensité de la sonde augmente et devient plus fluctuante, témoignant de la présence d'un niveau plus poreux.

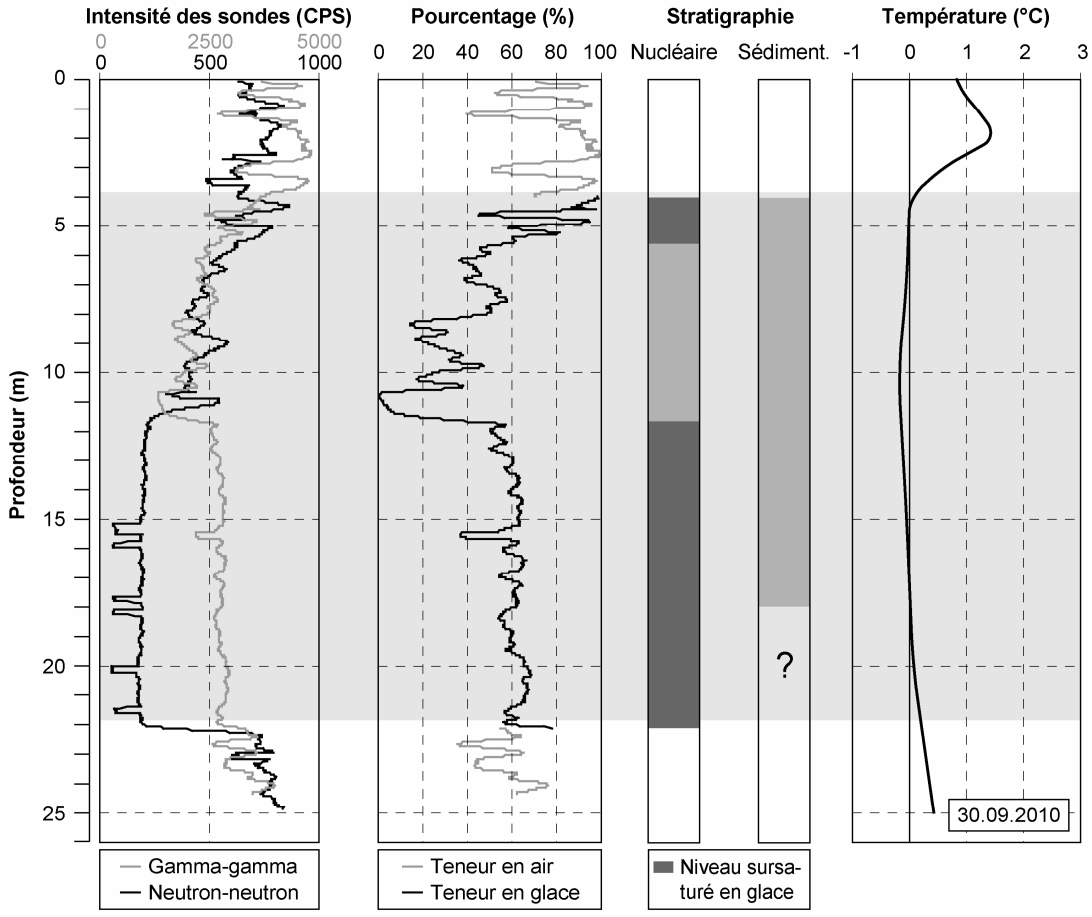


***Fig. II.117** – Interprétation en termes de teneur en glace et stratigraphique des diagraphies effectuées le 1er octobre 2010 dans le forage 1/2009 sur l'éboulis du Petit Mont Rouge.*

Le comportement de la sonde gamma-gamma dans la couche active du forage 2/2009 est particulier. On assiste en effet à une diminution de l'intensité jusque vers 5–6 m de profondeur (de 4000 à 1600 CPS), indiquant un colmatage progressif de l'éboulis faisant diminuer la porosité, et une augmentation en dessous (de 1600 à 3500 CPS), jusqu'à la base de la couche active. Tenant compte de ces résultats, la stratigraphie de la couche active présenterait donc un niveau très poreux de surface d'environ un mètre d'épaisseur, un niveau moins poreux (teneur en air inférieure à 30%) entre 1.1 et 6.2 m et à nouveau un niveau plus poreux (teneur en air de 30 à 65%) jusqu'à la base de la couche active. Cette stratigraphie est un peu particulière, consistant en un niveau peu poreux intercalé entre deux niveaux plus poreux. Il sera intéressant de voir ce que peuvent nous dire la géoélectrique et la sismique réfraction à ce propos. D'après la sonde gamma-gamma, la partie gelée du forage présenterait un pergélisol sous-saturé à sursaturé en glace (teneur comprise entre 30 et 60%) entre 9 et 13.7 m de profondeur. Le pergélisol serait nettement plus riche en glace (avec une teneur très fluctuante pouvant dépasser 80%) dans la partie profonde du forage. En tenant compte que la morphologie de la partie basse de l'éboulis ne présente pas d'indices d'une telle sursaturation en glace du sous-sol et que l'intensité de la sonde gamma-gamma est très fluctuante (contrairement au niveau sursaturé en glace du forage 1/2009), cette interprétation doit être mise à l'épreuve de la sonde neutron-neutron.

5.4.3.3 Le log neutron-neutron

Comme pour le log gamma-gamma, le passage entre la couche active et le corps du pergélisol n'est pas clairement visible, comme cela était le cas pour les diagraphies réalisées dans l'éboulis des Lapires. Dans le forage 1/2009, au contraire, cette sonde présente une diminution presque graduelle de son intensité (de 800 à 400 CPS) jusque vers 11 m de profondeur, indiquant à nouveau une diminution de la porosité avec la profondeur. Entre 11.1 et 22.2 m, l'intensité de la sonde neutron-neutron est très stable autour de 200 CPS (avec de petites anomalies pouvant atteindre 50–80 CPS) ; **cela nous indique qu'une bonne partie des neutrons émis par la sonde sont absorbés, ce qui signifie que la teneur en glace doit être importante**. La base du pergélisol est bien visible à travers une augmentation très importante de l'intensité de la sonde neutron-neutron, de 200 à 730 CPS. Sous le pergélisol, les valeurs sont similaires à celles mesurées dans la partie supérieure de la couche active, indiquant que l'éboulis est relativement poreux.
Le colmatage progressif de l'éboulis à l'emplacement du forage 2/2009 est attesté par la diminution graduelle de l'intensité de la sonde neutron-neutron dans la couche active. Un niveau plus poreux est présent entre 7.5 et 10 m de profondeur, confirmant ainsi la stratigraphie particulière de la couche active déterminée à l'aide de la sonde gamma-gamma. La partie supérieure du corps du pergélisol (entre 10 et 13.5 m) présente des intensités d'environ 200 CPS, confirmant que cette partie de l'éboulis est probablement sursaturée en glace (les valeurs sont pratiquement les mêmes de celles mesurées dans le corps du protalus rampart entre 12 et 22 m de profondeur).

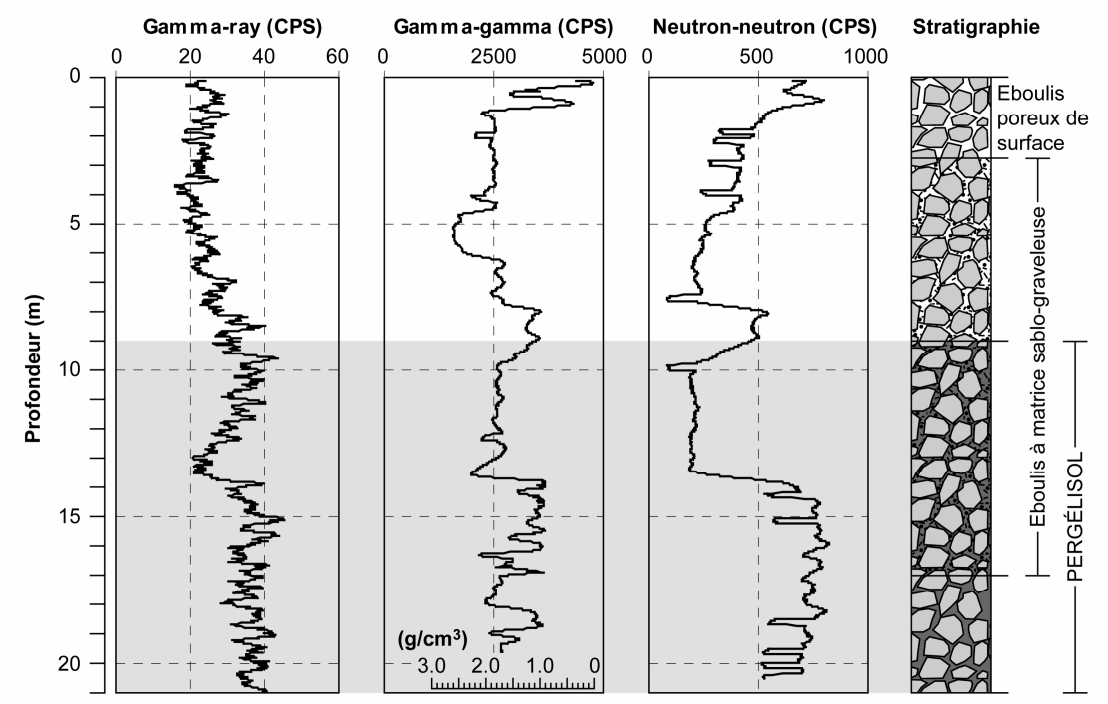


Fig. II.118 *– Résultats des diagraphies effectuées le 1er octobre 2010 dans le forage 2/2009 sur l'éboulis du Petit Mont Rouge.*

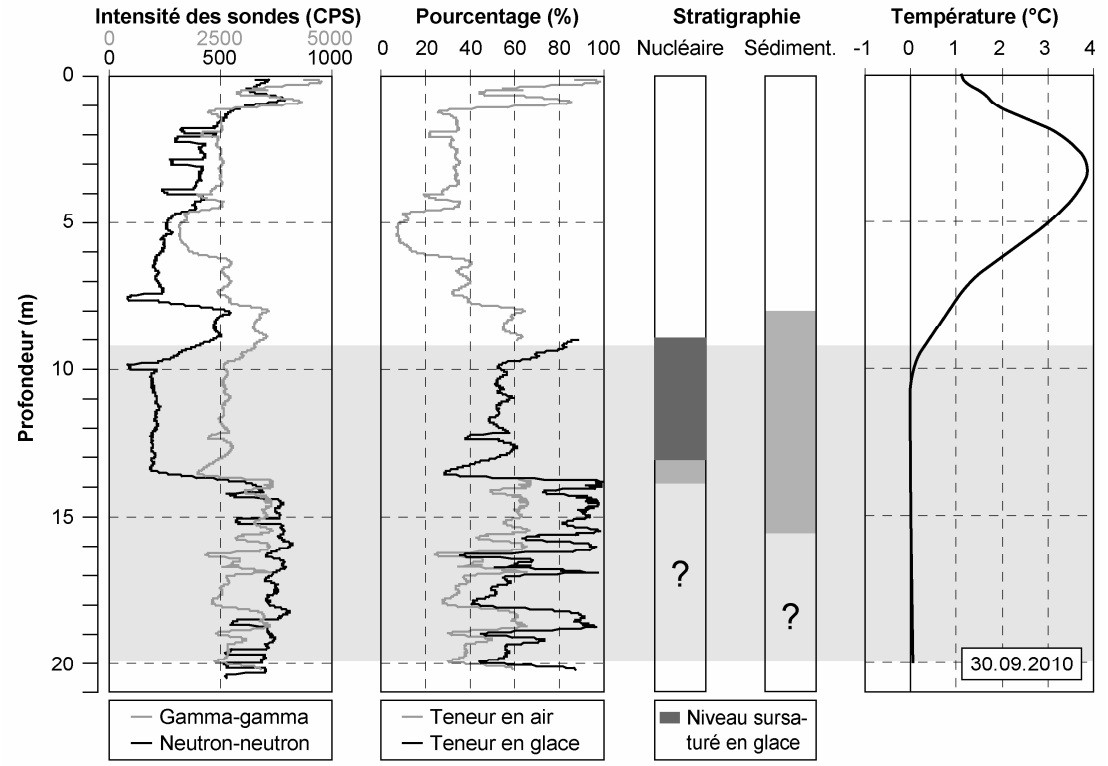


Fig. II.119 *– Interprétation en termes de teneur en glace et stratigraphique des diagraphies effectuées le 1er octobre 2010 dans le forage 2/2009 sur l'éboulis du Petit Mont Rouge.*

Sous ce niveau, l'intensité de la sonde neutron-neutron augmente très fortement jusqu'à des valeurs semblables à celles de la partie supérieure de la couche active et qui indiquent que la teneur en air doit être importante. Contrairement à ce qui avait été postulé à partir de l'analyse de la sonde gamma-gamma, **la sonde neutron-neutron indique que cette partie de l'éboulis ne présente probablement pas de glace**. En réinterprétant l'intensité de la sonde gamma-gamma en termes de teneur en air (et non de glace), comme présenté à la figure II.119, on obtient en effet des valeurs qui sont beaucoup plus vraisemblables par rapport à la morphologie de surface et à la stratigraphie sédimentaire du forage (cf. fig. II.114).

5.4.3.4 Stratigraphie nucléaire

Les figures II.117 et II.119 présentent une comparaison entre la stratigraphie nucléaire, sédimentaire et la thermo-stratigraphie des deux forages inférieurs réalisés sur le site du Petit Mont Rouge.

Dans le protalus rampart (forage 1/2009), le toit et la base de la partie de l'éboulis contenant de la glace correspondent assez bien au toit et à la base du pergélisol déterminés sur le profil thermique. Du point de vue de la teneur en glace, une couche sursaturée est présente au toit du pergélisol. **Vers 11 m de profondeur, la teneur en glace chute pratiquement à zéro, indiquant que cette zone serait propice au passage d'air pouvant expliquer la présence d'une zone plus froide du reste du corps du pergélisol**. Plus bas, le protalus rampart est sursaturé en glace jusqu'à la base du pergélisol, ce qui n'est pas étonnant si l'on tient compte que cette forme a un aspect bien bombé et est active. Cela confirme d'ailleurs qu'il doit y avoir eu une erreur d'interprétation de la stratigraphie sédimentaire de l'éboulis au moment des forages, puisque qu'il n'y a pas de contraste entre la partie de l'éboulis présentant une température négative (pergélisol) et la présence de glace, comme cela avait été postulé dans le chapitre 5.4.2.2. Sous la base du pergélisol, enfin, la porosité de l'éboulis est à nouveau relativement importante.

Dans la partie inférieure de l'éboulis (forage 2/2009), la couche active présente une stratigraphie complexe, avec un niveau bien colmaté par des matériaux fins (teneur en air inférieure à 20%) intercalé entre deux niveaux plus poreux. Il y a peut-être là l'indice d'une dégradation récente du pergélisol par approfondissement de la couche active (qui d'ailleurs fait 10 m de profondeur), avec les fines qui n'auraient pas encore été lavées vers le bas pour s'accumuler sur le toit du pergélisol. Plus bas, le pergélisol est relativement riche en glace dans les 4 premiers mètres sous le toit du pergélisol. **A partir d'environ 14 m de profondeur, la stratigraphie nucléaire confirme la stratigraphie sédimentaire et indique que la partie inférieure de la couche gelée est caractérisée par un pergélisol sec**.

5.4.3.5 Synthèse sur les propriétés nucléaires du pergélisol

Les diagraphies nucléaires réalisées dans les forages 1/2009 et 2/2009 sur l'éboulis du Petit Mont Rouge permettent de détailler la stratigraphie sédimentaire des deux forages. **Les trois sondes indiquent globalement que la porosité de la couche**

active diminue avec la profondeur. Une exception est constituée par la partie profonde de la couche active du forage 2/2009, qui présente un niveau plus poreux entre 6 et 9 m, qui pourrait témoigner d'une dégradation récente du pergélisol à cette profondeur.

Comme dans les diagraphies réalisées dans les autres éboulis étudiés, la calibration de la sonde gamma-gamma en masse volumique, permettant de calculer une teneur en glace et en air, a permis d'estimer les quantités de glace présentes dans le secteur nord de l'éboulis du Petit Mont Rouge. **Le protalus rampart est sursaturé en glace sous le toit du pergélisol et entre 11 et 22 m, avec un niveau sans glace correspondant au secteur où le sous sol est plus froid**. La partie inférieure de l'éboulis dominant le protalus rampart présente aussi un niveau sursaturé en glace entre 9 et 13 m. Il est intéressant de signaler que **les niveaux sursaturés en glace sont détectables également sur le log gamma-ray naturel**, ce qui n'est pas le cas lorsque la teneur en glace est inférieure à 50%. Grâce aux diagraphies, il a également été possible de déterminer que **la partie inférieure du pergélisol présent dans le forage 2/2009 ne présente pas de glace**. Ce forage ne descend pas sous la base du pergélisol, mais on peut considérer qu'on y trouverait un niveau très poreux, comme cela est le cas dans le forage 1/2009 à partir de 22 m de profondeur et comme l'indique l'importante éboulisation des parois du trou constatée entre 21 et 26.5 m de profondeur (cf. tab. II.3).

5.4.4 Prospection géoélectrique

5.4.4.1 Modélisation inverse

Durant l'été 2009, sept profils ERT ont été réalisés sur l'éboulis du Petit Mont Rouge (fig. II.112 et fig. II.120). Trois profils parallèles entre eux ont été réalisés sur des transects amont-aval (fig. II.121). Le profil PMR-1 se situe dans le secteur nord du versant et traverse le protalus rampart et l'éboulis le dominant en passant par les trois forages, tandis que les profils PMR-2 et PMR-3 sont situés dans le secteur central et dans le secteur sud du versant. Quatre autres profils ERT parallèles entre eux et transversaux à la pente croisent partiellement ou totalement les profils amont-aval (fig. II.122).

Les trois profils ERT amont-aval présentent une différence dans les résistivités électriques entre la partie inférieure et supérieure de l'éboulis et entre ses bords et sa partie centrale. Les résistivités maximales sont supérieures à 150 kΩm dans le protalus rampart et dans la partie inférieure de l'éboulis le dominant (profil PMR-1), sont inférieures à 50 kΩm dans la partie centrale et inférieure du profil PMR-2 et sont comprises entre 150 et 200 kΩm dans la partie inférieure du profil PMR-3 (fig. II.121). Les résistivités les plus élevées de tout le versant (environ 300 kΩm) ont été mesurées dans le protalus rampart vers 8–10 m de profondeur.

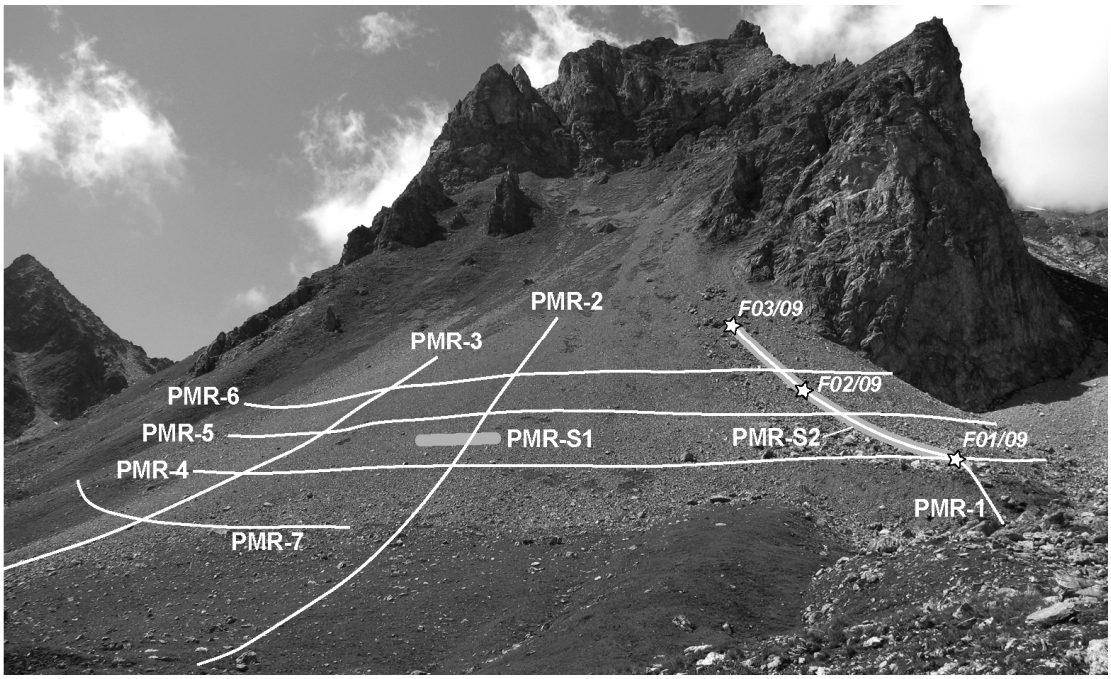


Fig. II.120 *– Position des profils ERT (en blanc) et des deux profils de sismique réfraction (PMR-S1 et PMR-S2, en gris) mesurés sur l'éboulis du Petit Mont Rouge. Les étoiles indiquent l'emplacement des trois forages.*

En tenant compte de la stratigraphie sédimentaire et des températures mesurées dans les trois forages, on peut considérer que des résistivités électriques supérieures à 50 kΩm et inférieures à 20 kΩm correspondent respectivement à la présence probable et improbable de pergélisol. Pour des résistivités spécifiques comprises entre 20 et 50 kΩm, il est très difficile de pouvoir séparer des sédiments non gelés très poreux des sédiments gelés sous-saturés en glace tempérée. Pour cette plage de résistivités (en attendant les résultats de la sismique réfraction), nous considérerons donc la présence de pergélisol comme possible. Comme les calcaires dolomitiques de la Série du Mont Dolin ont une résistivité spécifique d'environ 8 kΩm (LAMBIEL 2006), il est également très difficile de pouvoir séparer les sédiments non gelés de la roche en place.

Sur la base de cette clé d'interprétation des résistivités électrique mesurées dans l'éboulis du Petit Mont Rouge, **le large corps résistant placé entre le forage 2/2009 et le protalus rampart dans le profil PMR-1 et le corps résistant situé entre 92 et 122 m de distance dans la partie inférieure du profil PMR-3 peuvent être interprétés comme des lentilles de sédiments gelés**. Pour ce dernier profil, afin de vérifier si le corps résistant présent dans la partie inférieure du versant correspond à des sédiments gelés de manière saisonnière en raison de l'accumulation de froid pendant l'hiver ou à des sédiments gelés en permanence, la partie inférieure du profil ERT a été répétée au même emplacement le 22 septembre 2009 (profil PMR-3–aval sur la figure II.121), confirmant ainsi les résistivités et la géométrie du corps gelé déterminées le 7 juillet 2009.

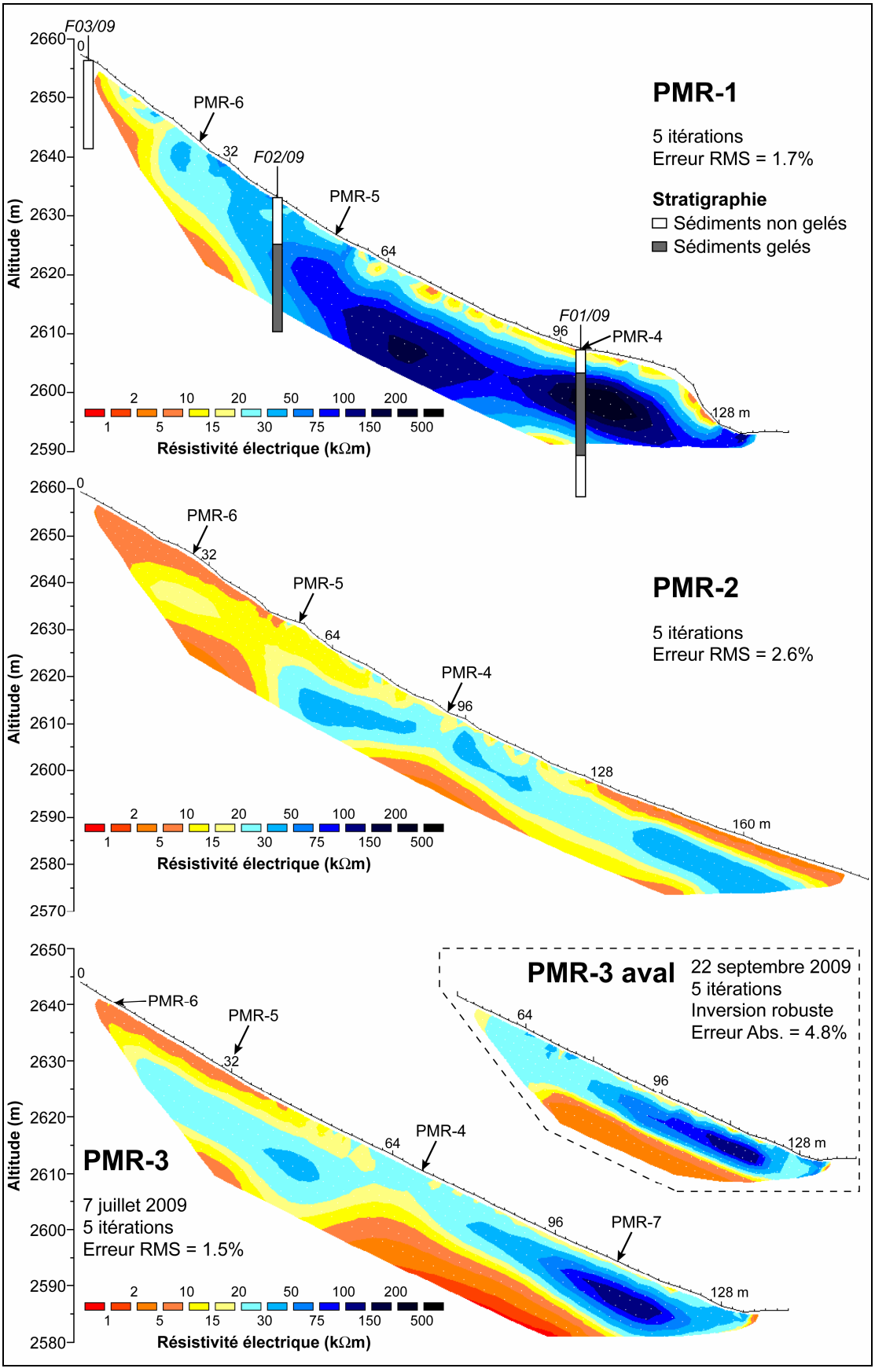

PMR-1
5 itérations
Erreur RMS = 1.7%
Stratigraphie
Sédiments non gelés
Sédiments gelés
F03/09
F02/09
F01/09
PMR-6
PMR-5
PMR-4
0
32
64
96
128 m
Altitude (m)
2660
2650
2640
2630
2620
2610
2600
2590
2 10 20 50 100 200
1 5 15 30 75 150 500
Résistivité électrique (kΩm)
PMR-2
5 itérations
Erreur RMS = 2.6%
PMR-6
PMR-5
PMR-4
0
32
64
96
128
160 m
2580
2570
PMR-3 aval
22 septembre 2009
5 itérations
Inversion robuste
Erreur Abs. = 4.8%
PMR-3
7 juillet 2009
5 itérations
Erreur RMS = 1.5%
PMR-7
128 m

Fig. II.121 *(page précédente) – Profils ERT inversés longitudinaux à la pente réalisés pendant le mois de juillet 2009 sur l'éboulis du Petit Mont Rouge. Les forages avec une stratigraphie simplifiée sont superposés au profil ERT PMR-1.*

Dans le profil PMR-1, les résistivités inversées (fig. II.121) présentent deux corps, probablement connectés entre eux, de sédiments riches en glace dans la partie inférieure de l'éboulis (entre 54 et 82 m de distance) et dans le protalus rampart (entre 88 et 116 m de distance). En tenant compte de la morphologie du protalus rampart (forme bombée et front pentu et instable), de son activité et des hautes résistivités spécifiques mesurées, son corps est probablement sursaturé ou au-moins saturé en glace. Le corps résistant présent dans le profil PMR-2 peut également être interprété soit comme des sédiments très poreux, soit comme un pergélisol très faiblement résistant, soit comme un artefact dû à un effet latéral produit par la position des deux autres corps résistants situés au nord et au sud de ce profil, comme on peut le voir effectivement dans les résistivités inversées des profils ERT PMR-5 et PMR-6 en ce secteur (fig. II.123).

Les quatre profils ERT réalisés perpendiculairement à la pente permettent de corroborer l'interprétation des structures prospectées (fig. II.122). Le profil PMR-4 présente un corps discontinu de sédiments gelés avec une résistivité supérieure à 50 kΩm et une épaisseur maximale de 10–15 m dans les 118 premiers mètres de distance. Dans les zones où ce profil croise les profils PMR-2 et PMR-3, les sédiments gelés sont probablement absents, comme on peut le constater aussi dans le bloc-diagramme de la figure II.123. Dans le profil ERT PMR-5, des résistivités supérieures à 50 kΩm, indiquant la présence probable de pergélisol, sont visibles seulement dans la partie supérieure de la tomographie, entre 10 et 52 m de distance. Un autre anomalie présentant des résistivités élevées est visible entre 56 et 66 m de distance ; cependant, comme les résistivités sont comprises entre 20 et 50 kΩm, la présence de pergélisol est possible mais pas certaine. Le profil horizontal mesuré le plus en amont dans le versant (PMR-6) présente des résistivités relativement faibles, comprises entre 5 et 20 kΩm, indiquant la présence improbable de pergélisol. Pour terminer, le court profil ERT à 24 électrodes mesuré dans la partie inférieure du secteur sud du versant (PMR-7) confirme les résistivités et la géométrie du corps gelé détecté dans la partie inférieure du profil PMR-3 (fig. II.123).

5.4.4.2 Relations résistivité–température–teneur en glace/air

La comparaison entre les profils de résistivité spécifique extraits des tomographies électriques à l'emplacement des forages et les profils thermiques est présentée à la figure II.124-A. Exception faite des mesures effectuées dans la partie superficielle de l'éboulis (influencées par l'importante porosité), on peut voir que **les résistivités de l'éboulis du Petit Mont Rouge sont pratiquement toujours supérieures à 20 kΩm lorsque la température du sol est négative**. Cela confirme (et corrobore) l'interprétation des profils ERT sur la base des stratigraphies des forages présentée dans le chapitre précédent. **Pour des températures positives, au contraire, les résistivités sont toujours inférieures à 10 kΩm**.

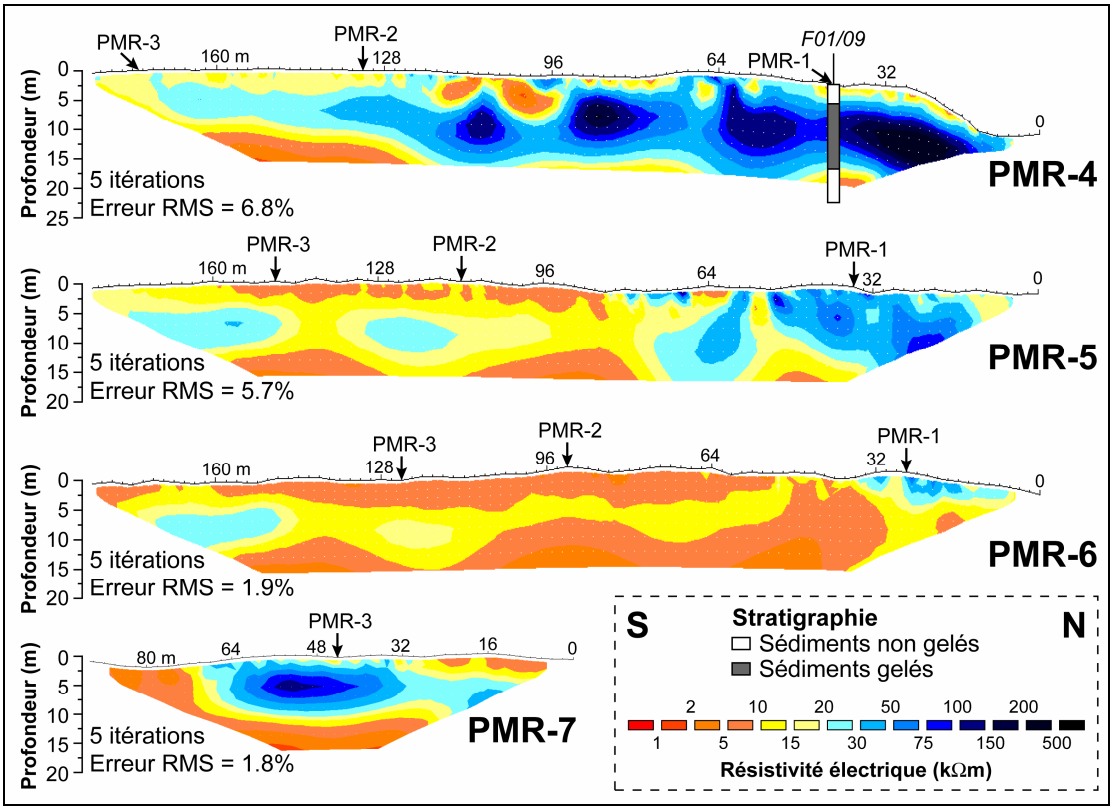


Fig. II.122 *– Profils ERT inversés transversaux à la pente sur l'éboulis du Petit Mont Rouge. Les forages avec une stratigraphie simplifiée sont superposés au profil ERT PMR-4. La profondeur des profils ERT a été corrigée à l'aide de l'équation II.17.*

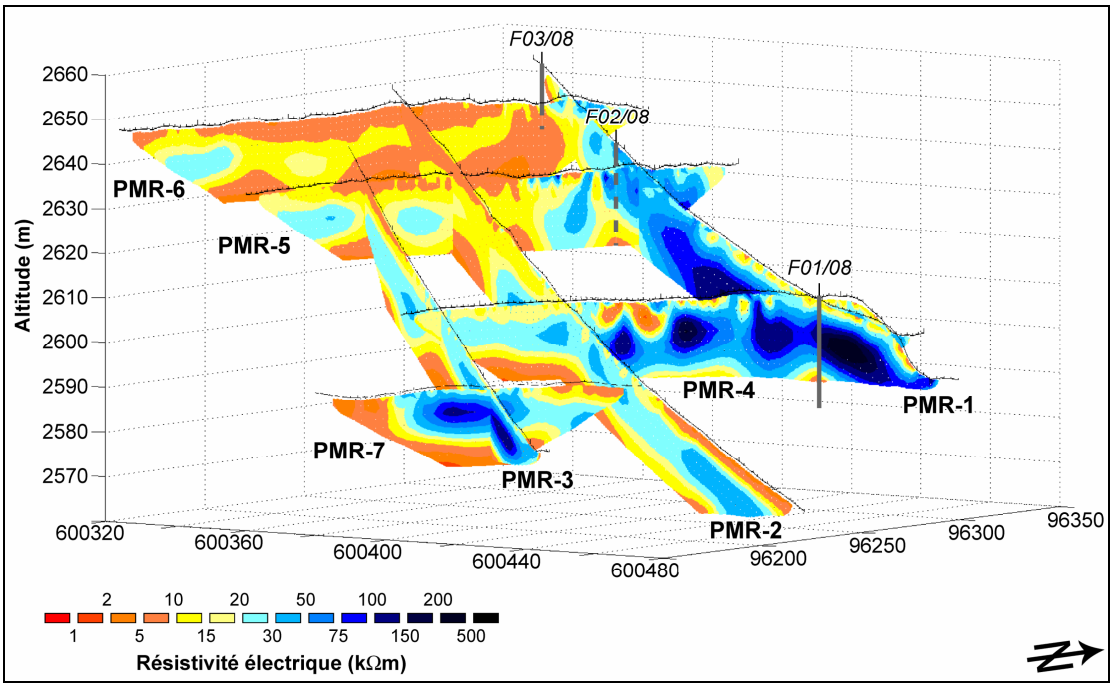


Fig. II.123 *– Bloc-diagramme des profils ERT réalisés sur l'éboulis du Petit Mont Rouge.*

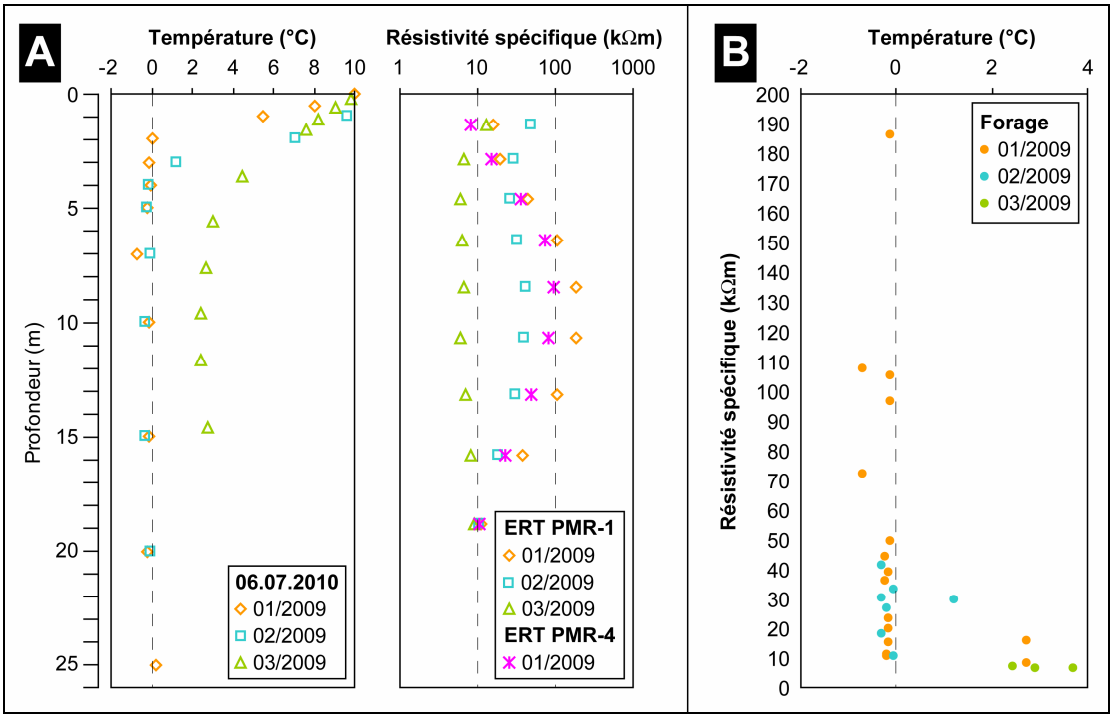


Fig. II.124 *– Profils de température et de résistivité sur l'éboulis du Petit Mont Rouge à l'emplacement des forages au moment de la mesure des profils ERT (A) et relation entre les températures et les résistivités spécifiques mesurées pour chaque forage (B).*

La relation résistivité–température (fig. II.124-B) est similaire à celle observée sur les autres sites étudiés. **Pour des températures négatives, la résistivité spécifique peut varier de manière importante avec de faibles variations de température ; cependant il n'y a pas de réelle relation exponentielle entre les deux paramètres**. La résistivité la plus élevée en absolu (185 kΩm) ne correspond pas à la température la plus froide (au contraire, la température est de « seulement » -0.12°C), tandis que pour les résistivités comprises entre 10.5 et 50 kΩm, aucune variation significative des températures ne peut expliquer les grandes variations de résistivité. Cela indique que les variations de résistivité ne sont donc pas contrôlées exclusivement par la température du pergélisol. Pour des températures positives, enfin, la résistivité varie peu malgré des fluctuations de température de plusieurs degrés.

Pour essayer de déterminer quelle est l'influence de la saturation du pergélisol et de la porosité sur les variations de résistivité mesurées, une comparaison a été effectuée avec la teneur en glace et en air déterminée à l'aide du log gamma-gamma des diagraphies nucléaires (fig. II.125). Dans le forage 2/2009, conformément à l'interprétation présentée dans le chapitre 5.4.3.4, pour la partie de l'éboulis plus profonde que 14 m, une teneur en air a été calculée bien que l'on se situe encore à l'intérieur du corps du pergélisol (qui ici ne présente pas de glace).

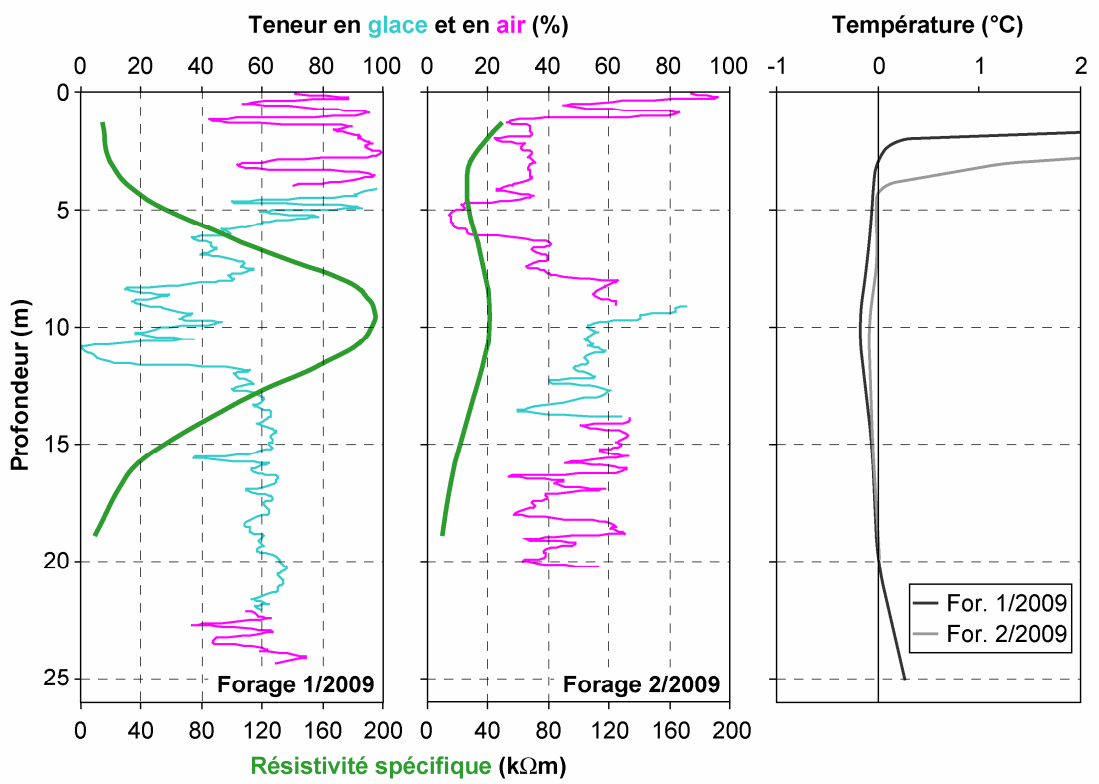


Fig. II.125 *– Relations entre la résistivité spécifique mesurée le 6 juillet 2009 (profil ERT PMR-1), la teneur en glace/air déterminées à l'aide des diagraphies effectuées le 1er octobre 2010 et les températures du 6 juillet 2010 (détails dans le texte).*

Dans le forage 1/2009, les résistivités maximales ont été mesurées entre 8 et 11 m de profondeur. Or, ce niveau correspond soit à celui présentant les températures du pergélisol les plus froides, soit à celui dont la teneur en glace est la plus faible. Le profil de résistivité semble être peu affecté, ni par la couche poreuse de surface et par la couche sursaturée en glace située sous le toit du pergélisol, ni par l'important niveau sursaturé en glace présent entre 11 et 22 m de profondeur. Deux hypothèses pourraient expliquer ce comportement particulier : d'une part, le niveau plus froid mais sans glace situé vers 10–11 m de profondeur pourrait présenter des sédiments complètement secs et sans matrice fine (on rappelle que l'air est infiniment résistant au courant électrique, cf. fig. II.13-A) ; d'autre part, les profondeurs réelles auraient été sous-estimées lors de l'inversion des données de résistivité apparente, avec les résistivités maximales qui pourraient correspondre au niveau sursaturé en glace situé entre 11 et 22 m de profondeur.

Si l'on regarde ce qui se passe dans le forage 2/2009, les variations de résistivité semblent être contrôlées par les variations de porosité et de teneur en glace. Les résistivités maximales (40–50 kΩm) sont en effet mesurées soit dans la partie supérieure, très poreuse, de la couche active, soit juste au-dessous du toit du pergélisol, où la teneur en glace est maximale et les températures sont les plus froides.

En synthèse, dans le secteur nord de l'éboulis du Petit Mont Rouge, les transitions importantes entre des niveaux très poreux pauvres (ou complètement secs) en glace et des niveaux sursaturés en glace font que **les facteurs glaciologique (teneur en glace) et structural (présence de niveaux très poreux) semblent prévaloir sur le facteur microclimatique (température du pergélisol) pour influencer les variations de résistivité électrique mesurées**, et cela même si les résistivités les plus élevées ont toujours été mesurées en correspondance des températures du sous-sol les plus froides. Si l'on tient compte des résultats obtenus pour les éboulis des Attelas et des Lapires, on peut se rendre compte que **plus la teneur en glace augmente, moins la température du pergélisol a un effet prépondérant sur les résistivités électriques mesurées**.

5.4.4.3 Modélisation directe

Concernant la sous-estimation possible des profondeurs réelles des structures détectées dans le protalus rampart, une réponse pourrait provenir de la modélisation directe de la répartition des résistivités électriques. Un modèle synthétique de la partie nord de l'éboulis du Petit Mont Rouge a donc été construit sur la base de la thermo-stratigraphie et de la stratigraphie sédimentaire et nucléaire des forages en tenant compte des paramètres suivants (fig. II.126) :

- un corps gelé de 10–15 m d'épaisseur, devenant moins épais en direction de la partie amont du versant. Ce corps gelé présente globalement une résistivité comprise entre 50 et 75 kΩm et deux corps résistants, l'un situé dans le protalus rampart et l'autre dans la partie inférieure de l'éboulis le dominant, avec des résistivités de 250 kΩm, respectivement 150 kΩm. Le corps résistant présent dans le protalus rampart a été placé moins en profondeur que sa profondeur réelle déterminée à l'aide des diagraphies ;
- un niveau non gelé de surface (couche active) de 4 m d'épaisseur et de 10 kΩm de résistivité sur le protalus rampart et devenant de plus en plus épais (jusqu'à 10 m) en direction de l'amont. En tenant compte de l'importante porosité de la partie superficielle de l'éboulis, la résistivité de la couche active peut atteindre 30–50 kΩm. Plus en amont, les résistivités comprises entre 30 et 50 kΩm, peuvent correspondre soit à des sédiments gelés faiblement résistants, soit à un éboulis poreux (conformément aux valeurs de résistivité attribuées à la couche active) ;
- une résistivité de l'éboulis non gelé et de la roche en place formant le soubassement de l'éboulis (de profondeur inconnue) inférieure à 10 kΩm.

Les données simulées ont été calculées avec le même dispositif d'acquisition utilisé sur le terrain (dispositif Wenner-Schlumberger à 36 électrodes espacées de 4 m). Tenant compte de l'erreur RMS très limitée des tomographies électriques réalisées sur l'éboulis du Petit Mont Rouge, le bruit aléatoire ajouté pour approcher les conditions de terrain est de 1% seulement.

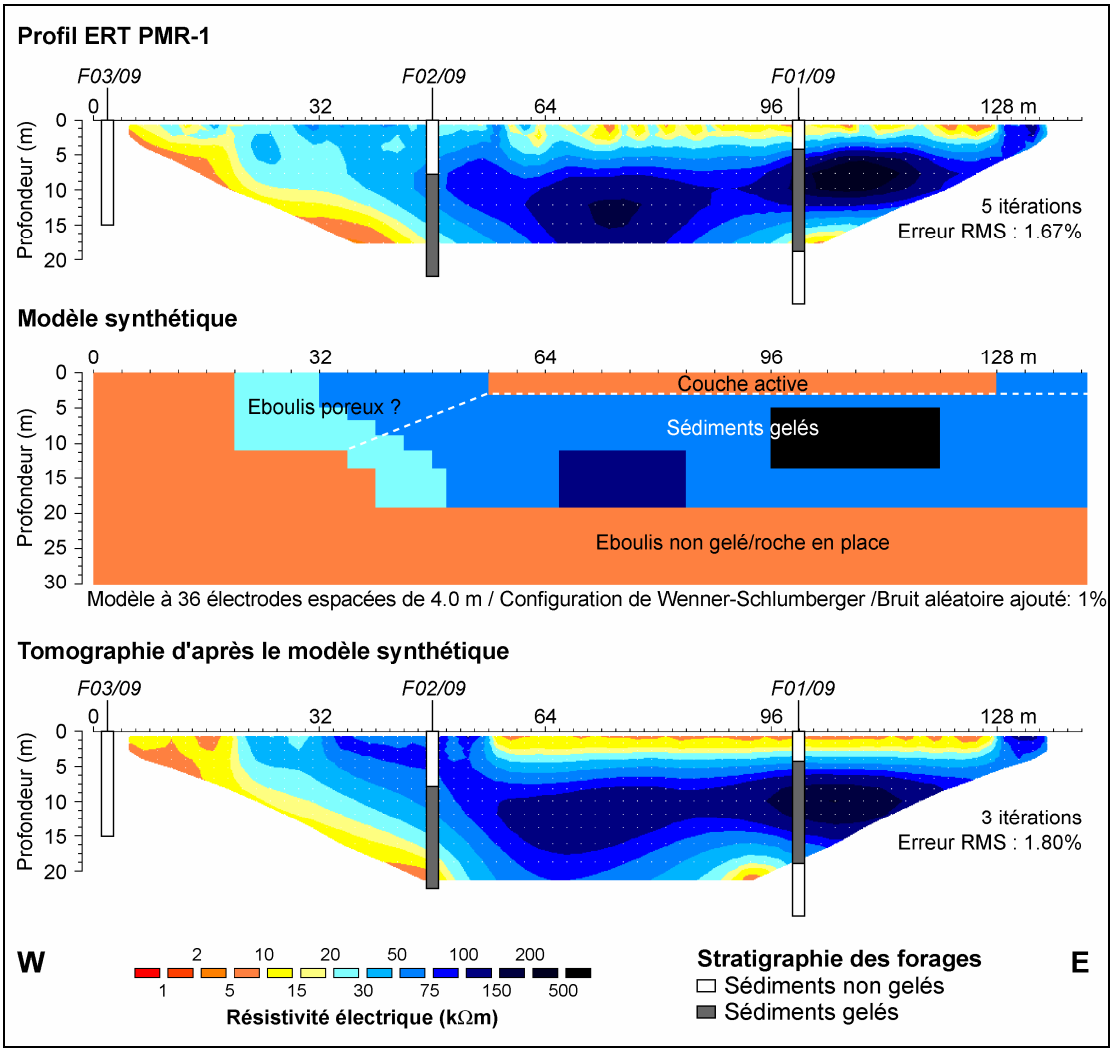


Fig. II.126 *– Construction d'un modèle synthétique de la partie nord de l'éboulis du Petit Mont Rouge à partir du profil ERT PMR-1, interprété à l'aide des données des forages (structure, thermo-stratigraphie et diagraphies) et tomographie résultant de l'inversion de données de résistivité apparente calculées par pseudo-acquisistion sur le modèle synthétique.*

Afin d'obtenir – par inversion des données de résistivité apparente créées à partir du modèle synthétique – une tomographie très similaire à celle obtenue par inversion des données de résistivité apparente mesurées, il a été nécessaire de placer le corps très résistant situé dans le protalus rampart à une profondeur nettement inférieure à celle qui a été déterminée à l'aide des diagraphies nucléaires. **Cela confirme donc que les profondeurs réelles ont très probablement été sous-estimées lors de l'inversion des données de résistivité apparente**. Ceci pourrait être dû à l'effet de distorsion des filets de courant opéré par le contraste de résistivité très important dû à la différence de teneur en glace des sédiments gelés. Le corps très résistant aurait donc l'effet de masquer partiellement la partie de sous-sol située en dessous (voir MARESCOT *et al*. 2003, DELALOYE 2004) en déviant les filets de courant vers des

parties de terrain plus conductrices situées dans ses alentours, et par conséquent d'en sous-estimer la profondeur. La géométrie du dispositif d'acquisition ne devrait pas jouer un rôle significatif, parce que l'allure des profils de résistivités extraits à l'emplacement du forage 1/2009 à partir des profils ERT PMR-1 (amont-aval) et PMR-4 (horizontal) est similaire, bien que les résistivités inversées soient plus élevées dans le profil PMR-1 (cf. fig. II.124-A).

5.4.4.4 Synthèse sur la prospection géoélectrique

L'interprétation à l'aide des données des forages des profils ERT réalisés sur l'éboulis du Petit Mont Rouge a permis de montrer que **la présence de pergélisol est probable, pour le secteur nord du versant, dans le protalus rampart et dans la partie inférieure des éboulis le dominant et, pour le secteur sud du versant, dans la partie inférieure de l'éboulis**. Ces deux corps gelés, caractérisés par une résistivité électrique supérieure à 50 kΩm, sont reliés par une bande transversale couvrant toute la partie médiane-inférieure du secteur central du versant, où les résistivités comprises entre 20 et 50 kΩm indiquent que la présence de pergélisol est possible. La partie supérieure de tout le versant présente des résistivités inférieures à 20–30 kΩm, décroissantes en direction de l'amont, indiquant que la présence de pergélisol est improbable.

La géométrie des structures composant la partie nord de l'éboulis a été partiellement confirmée à l'aide d'un modèle synthétique de la répartition des résistivités électriques dans le versant. D'ailleurs, cette modélisation directe a permis de confirmer que la profondeur du corps très résistant présent dans le protalus rampart a été très probablement sous-estimée dans les profils ERT, comme semble l'indiquer la profondeur « réelle » déterminée à l'aide des diagraphies nucléaires.

Grâce aux profils ERT perpendiculaires à la pente, il a été possible de déterminer l'étendue latérale des corps gelés situés dans la partie médiane-inférieure du versant, d'en préciser leur structure tridimensionnelle et de discriminer certains effets latéraux se produisant sur la partie inférieure du profil ERT amont-aval PMR-2. En effet, il est probable que les résistivités vraies de ce secteur soient inférieures à celles mesurées en raison de l'effet de projection sur le profil ERT des hautes résistivités liées à la présence, au nord, du corps gelé présent dans le protalus rampart, et au sud, du corps gelé de la partie inférieure de l'éboulis.

La comparaison entre les teneurs en glace et en air déterminées à l'aide des diagraphies nucléaires, les profils thermiques et les profils de résistivité spécifique extraits à l'emplacement des forages a permis de proposer que **les variations de résistivité observées dans l'éboulis du Petit Mont Rouge semblent être contrôlées principalement par l'importante teneur en glace** (facteur glaciologique) **et par la présence de niveaux très poreux** (facteur structural) **plus que par la température du pergélisol** (facteur microclimatique).

5.4.5 Prospection sismique

5.4.5.1 Vitesses des ondes sismiques de compression (ondes P)

Sur l'éboulis du Petit Mont Rouge, deux profils de sismique réfraction ont été réalisés pendant les recherches effectuées sur ce site (fig. II.120). Le premier profil (PMR-S1) a été réalisé par Christophe Lambiel le 25 octobre 2004 et a déjà été partiellement discuté par DELALOYE & LAMBIEL (2005 : 197). Nous le présenterons ici pour étayer l'interprétation de la structure du sous-sol dans le secteur central du versant. Le deuxième profil (PMR-S2) consiste en une tomographie de sismique réfraction (RST) réalisée le 30 juillet 2009 sur un transect amont-aval couvrant toute la partie supérieure du profil ERT PMR-1 jusqu'au protalus rampart et croisant les forages 2/2009 et 3/2009.

Le profil PMR-S1 est un profil de micro-sismique, composé de 13 géophones placés à des intervalles irréguliers sur une distance de 20 m (voir fig. II.127). La représentation des droites hodochrones de l'onde directe et de l'onde conique sous forme graphique permet de constater que la partie du sous-sol prospectée est composée de deux couches de 330 m/s, et 500 m/s de vitesse. La distance du point de brisure (x_b), qui est de 8 m, permet de calculer la profondeur de la première couche à l'aide de l'équation II.20 :

$h_1 = 8\ [m] / 2 * [(500\ [m/s] - 330\ [m/s]) / (500\ [m/s] + 330\ [m/s])]^{1/2} =$ **1.810** [m]

Ce résultat est confirmé par le calcul de la profondeur de la première couche selon l'équation II.21 à l'aide du temps intercepte (t_i), calculé comme suit :

$t_i = t_x - (x / v_2) = 48.4*10^{-3}\ [s] - (20\ [m] / 500\ [m/s]) = 2{,}772\ [s]$

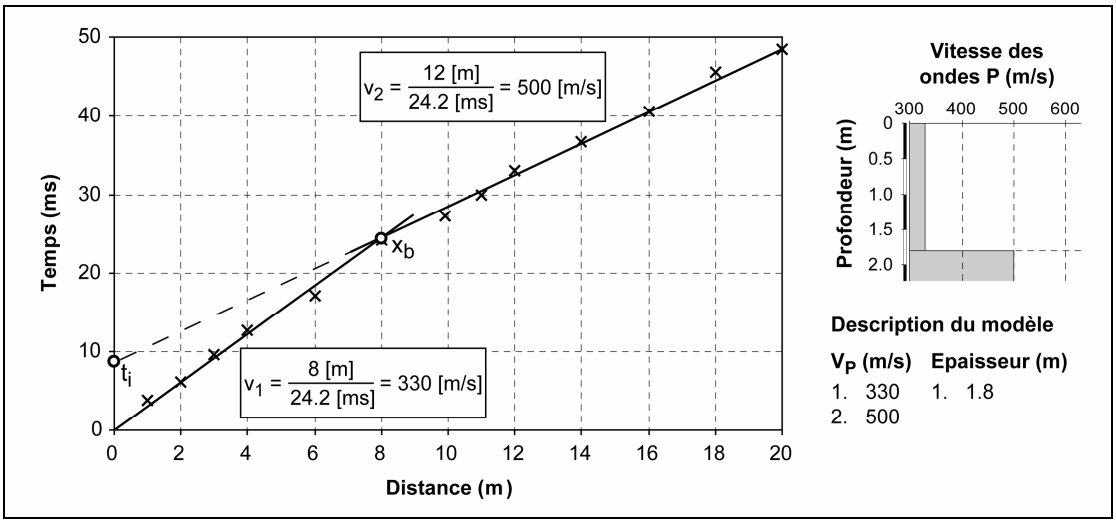


Fig. II.127 *– Le profil de sismique réfraction PMR-S1 t_i = temps intercepte ; x_b = point de brisure. Données brutes : C. Lambiel. Pour la position du profil, voir la figure II.120.*

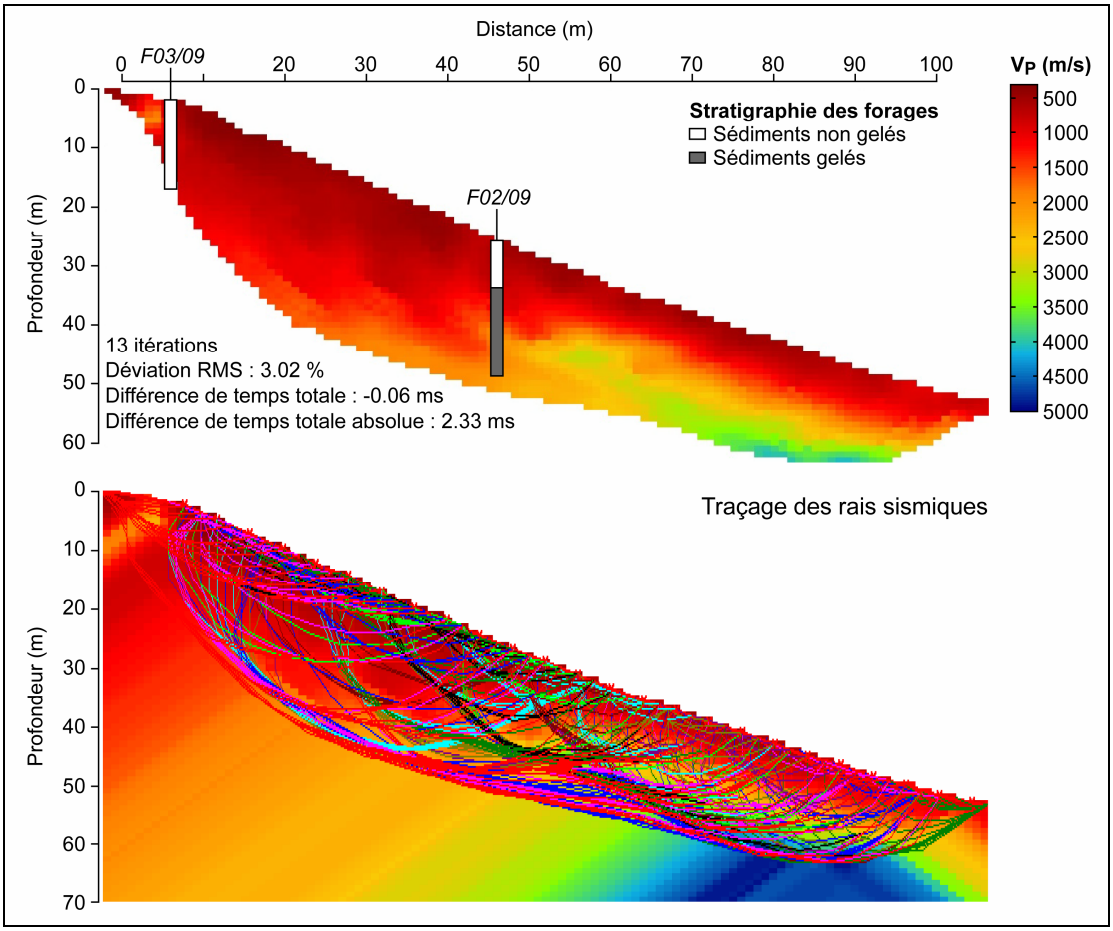


Fig. II.128 *– Le profil de tomographie de sismique réfraction PMR-S2 mesuré sur l'éboulis du Petit Mont Rouge le 30 juillet 2009. Pour la position du profil, voir la figure II.120.*

qui donne le résultat suivant :

$h_1 = 2.772$ [s] * 330 [m/s] / 2 * cos{$\sin^{-1}$(330 [m/s] / 500 [m/s])} = **1.844** [m]

En résumé, nous avons donc un niveau superficiel d'environ 1.8 m de profondeur composé de sédiments très poreux (leur vitesse sismique est proche de celle de l'air ; cf. fig. II.13-B), suivi de débris légèrement moins poreux présentant une vitesse de 500 m/s, typique d'un éboulis poreux. Malheureusement, le profil était très court et ne présente pas une troisième couche permettant de quantifier l'évolution de la vitesse des ondes P en profondeur. Malgré les vitesses des ondes sismiques de compression très faibles, il n'est donc pas possible d'exclure la présence possible de sédiments gelés en profondeur.

Le profil RST PMR-S2 était composé de 24 géophones espacés de 4 m (fig. II.128). Le géophone 1 a été placé 4 m à l'amont de l'électrode 1 du profil ERT PMR-1, tandis que le géophone 24 était au même emplacement que l'électrode 23. L'emplacement de ce profil RST a été choisi afin de couvrir la partie de l'éboulis située en amont du

protalus rampart où, en l'absence de données de forages, les résistivités élevées mesurées auraient pu être interprétées aussi bien comme des sédiments gelés que comme des sédiments très poreux (résistivités comprises entre 20 et 50 kΩm).
De manière globale, les vitesses des ondes P mesurées dans le profil PMR-S2 augmentent avec la profondeur et diminuent en direction du haut de la pente. La qualité globale du tomogramme est bonne, comme l'indiquent la déviations RMS de 3% et la différence de temps totale absolue de 2.33 ms. La différence entre les temps de trajet des rais sismiques mesurés et calculés est relativement faible, comme l'indique la différence de temps totale de -0.06 ms. Le signe négatif dit cependant que dans le modèle des données calculées, la profondeur des structures du sous-sol a été surestimée par rapport aux données mesurées, comme on peut s'en rendre compte avec la relation mathématique « temps de trajets mesurés – calculés = valeur négative ».

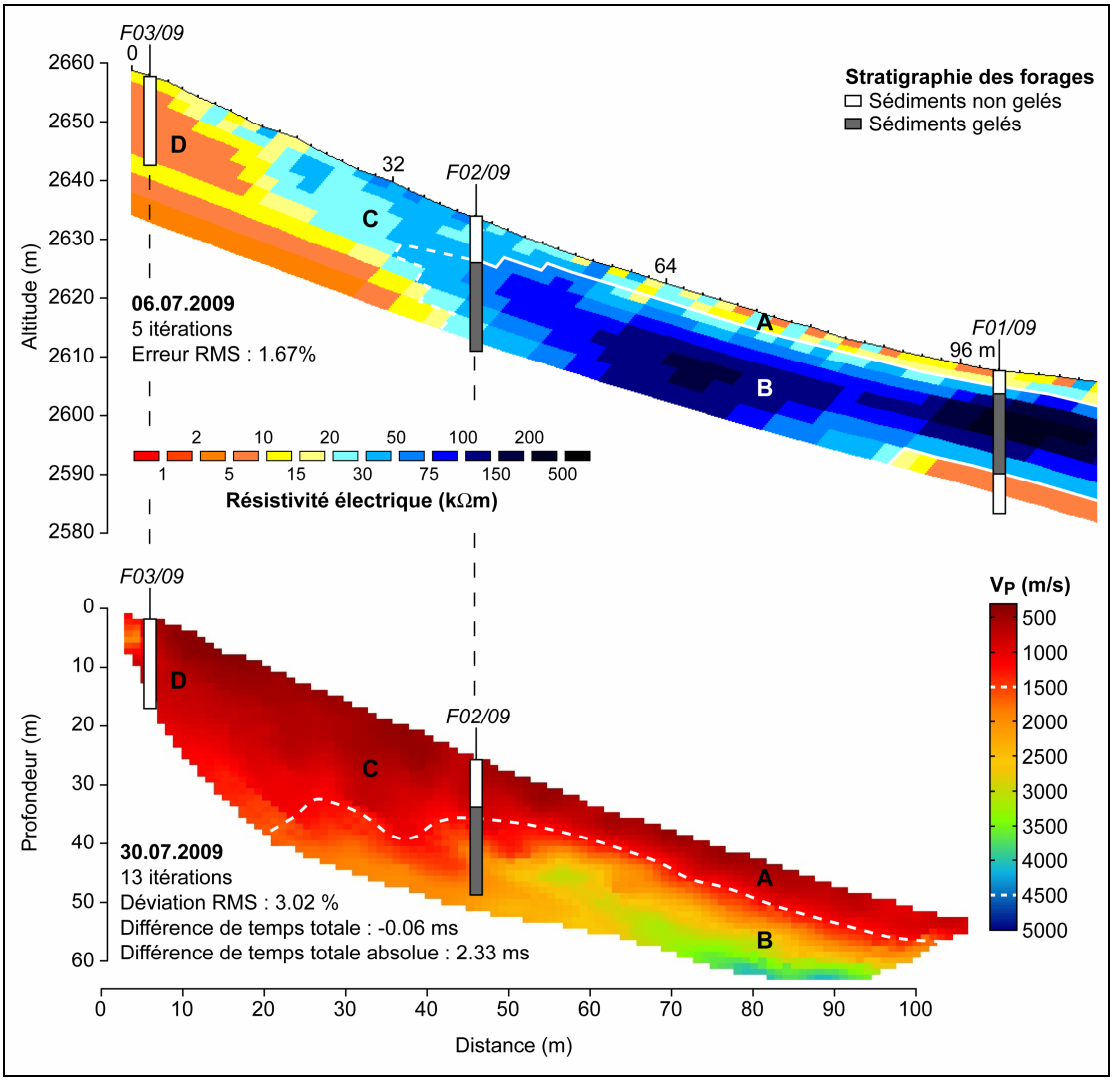


Fig. II.129 *– Comparaison entre le profil ERT PMR-1 et le profil RST PMR-S2 mesurés au même emplacement pendant le mois de juillet 2009. Explications dans le texte.*

Le traçage des rais sismiques (fig. II.128, en bas) nous permet d'observer que leur distribution dans le sous-sol est relativement uniforme dans presque tout le tomogramme, indiquant une haute qualité des vitesses calculées. Cela n'est pas le cas dans la zone plus profonde que 10 m, située entre les forages 2/2009 et 3/2009, où les rais sismiques présentent peu d'intersections. Les vitesses déterminées à cet endroit doivent donc être considérées seulement comme des vitesses moyennes des niveaux traversés par les rais sismiques parallèles à la surface du sol.

La partie superficielle de l'éboulis est très poreuse, comme en témoignent les vitesses inférieures à 1000 m/s. Ce niveau mesure environ 5 m d'épaisseur à l'aval du forage 2/2009 et devient de plus en plus épais en direction de l'amont, où il peut dépasser 20 m de profondeur. Conformément à la stratigraphie des forages, dans les secteurs où le pergélisol est présent, ce niveau correspond grosso modo à la couche active. L'augmentation des vitesses en profondeur est importante. **Les vitesses sismiques supérieures à 1500 m/s dans toute la partie profonde du secteur médian-inférieur de l'éboulis indiquent que des sédiments gelés sont présents à cet endroit**. Dans la partie profonde du forage 2/2009 – où, d'après les diagraphies, des sédiments sursaturés en glace sont présents entre 9 et 14 m – les vitesses restent en dessous de 3000 m/s. Les vitesses supérieures à 3500 m/s mesurées à partir de 75 m de distance dans les parties profondes du profil RST indiquent donc que la teneur en glace doit être plus importante, confirmant ainsi la stratigraphie nucléaire du forage 1/2009, qui se situe 10–20 m plus en aval. Pour revenir au forage 2/2009, une légère diminution des vitesses sismiques (de 2000 à 1500 m/s) est perceptible dans les derniers mètres du forage : cela pourrait correspondre au niveau de pergélisol sec détecté d'après l'analyse conjointe des profils thermiques et des diagraphies.

5.4.5.2 Comparaison avec la prospection géoélectrique

La figure II.129 présente la comparaison entre le profil ERT PMR-1, réalisé le 6 juillet 2009, et le profil RST PMR-S2, mesuré 24 jours plus tard. La ligne d'isovitesse 1500 m/s a été dessinée pour aider le lecteur dans la visualisation du passage entre la couche active et le corps du pergélisol. De manière générale, les résultats issus de l'interprétation des deux tomogrammes sont très cohérents et permettent de proposer une synthèse des propriétés physiques et des caractéristiques de la subsurface dans la partie nord de l'éboulis du Petit Mont Rouge :

- La **couche active** (secteur A) est caractérisée par des vitesses sismiques généralement inférieures à 1000 m/s (de 1000–1500 m/s dans sa partie plus profonde, moins poreuse). Les résistivités électriques varient en fonction de la porosité de la surface du sol, pouvant influencer la résistance de contact des électrodes. Elles sont comprises entre 5 et 20 kΩm sur le protalus rampart situé dans la partie inférieure de l'éboulis, tandis que plus en amont (secteur du forage 2/2009), elles dépassent 20 kΩm et peuvent atteindre les 50 kΩm. La profondeur de la couche active est plus importante sur le profil RST que sur le profil ERT parce que la prospection sismique a été effectuée

plus tard dans l'été, quand le front de dégel de la glace saisonnière était probablement plus profond. A titre de comparaison, l'épaisseur de la couche active dans le forage 2/2009 une année après les prospections géophysiques présentées était de 4 m le 6 juillet 2010 et de 7 m le 30 juillet 2010 (nous ne disposons pas de données pour l'été 2009, étant donné qu'au moment de la prospection géoélectrique et sismique, les forages n'avaient pas encore été réalisés).

- Le **corps gelé** (secteur B) présente des vitesses supérieures à 1500 m/s. Les vitesses sismiques très élevées (supérieures à 3000 m/s) et les résistivités supérieures à 100 kΩm concordent dans l'indication de la présence d'un pergélisol sursaturé en glace en profondeur dans la partie inférieure de l'éboulis. La diminution des vitesses sismiques et des résistivités en direction de l'amont du corps gelé (qui, dans le secteur du forage 2/2009, sont respectivement de 1500–2500 m/s et 20–50 kΩm) indiquent que la teneur en glace du pergélisol devient plus en plus faible au fur et à mesure que l'on remonte dans l'éboulis.
- En amont du forage 2/2009 nous avons essentiellement un **éboulis poreux** (secteurs C et D) présentant des vitesses sismiques homogènes comprises entre 500 et 1500 m/s. Cette partie de l'éboulis peut être divisée en deux secteurs en fonction des résistivités électriques. Le secteur C présente des résistivités comprises entre 20 et 50 kΩm, typiques d'un éboulis poreux sec, indiquant que la granulométrie de la matrice interstitielle n'est probablement pas encore assez fine pour pouvoir retenir l'humidité. Plus en amont (secteur D), au contraire, la matrice composée de sables massifs très compacts peut vraisemblablement retenir d'importantes quantités d'eau, comme semblent l'indiquer les résistivités électriques inférieures à 10 kΩm et comme le confirme la stratigraphie sédimentaire du forage 3/2009 (cf. chap. 5.4.2.1).

Pour terminer, il est intéressant de noter que, à parité d'intervalle inter-électrodes et inter-géophones (4 m), la profondeur d'investigation du profil RST et sa résolution verticale et horizontale sont plus importantes que dans le profil ERT. Cela est probablement dû à la profondeur importante de la couche active (de 5 à 10 m) et au fait que le contraste de vitesse entre celle-ci et le corps du pergélisol n'est pas trop important (contrairement, par exemple, à l'éboulis des Attelas). On rappelle que le contraste de vitesse entre la couche active et le corps du pergélisol induit un angle de réfraction des ondes sismiques relativement important, atténuant donc la pénétration des ondes de compression dans le niveau plus rapide sus-jacent (cf. HILBICH 2010). En soutien de cette théorie, l'épaisseur de l'éboulis couverte par les rais sismiques est plus importante en amont du forage 2/2009, où la couche active est soit très épaisse, soit inexistante (en raison de l'absence de pergélisol).

5.4.6 Extension spatiale du pergélisol

Les figures II.130 et II.131 présentent la cartographie de la répartition du pergélisol dans l'éboulis du Petit Mont Rouge déterminée sur la base de la prospection géophysique de surface et des données obtenues en forage. Comme la prospection sismique n'a pas permis d'exclure la présence de pergélisol dans le secteur central du versant et a confirmé les résultats obtenus à l'aide de la géoélectrique dans le secteur nord du site, la cartographie proposée traduit spatialement les propos présentés dans le chapitre 5.4.4.4.

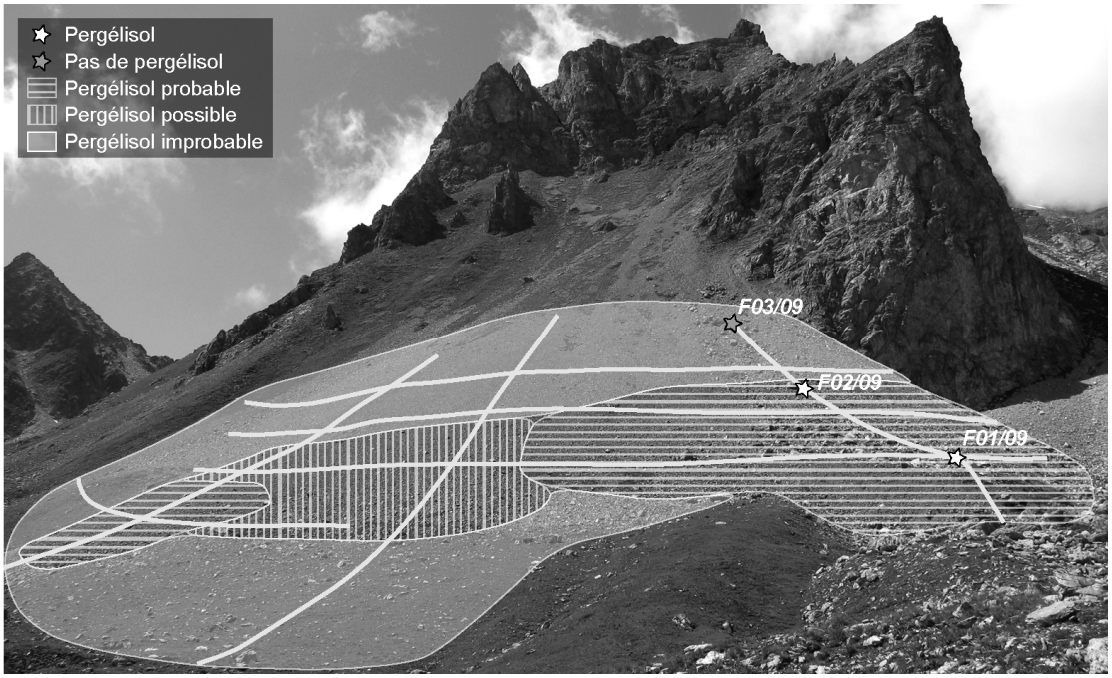


Fig. II.130 *– Répartition supposée du pergélisol dans l'éboulis du Petit Mont Rouge en fonction des différentes mesures effectuées sur le site (les lignes marquent l'emplacement des profils ERT, cf. fig. II.120).*

Les mesures effectuées dans le secteur nord du versant permettent de confirmer les conclusions présentées par LAMBIEL (2006) et LAMBIEL & PIERACCI (2008), à savoir que **le pergélisol occupe tout le protalus rampart et la partie inférieure de l'éboulis le dominant jusque vers 2645 m d'altitude**. Par rapport aux études précédentes, on a pu mieux détailler tant la répartition du pergélisol dans le reste de l'éboulis que la structure tridimensionnelle des corps gelés. En particulier, la prospection géoélectrique indique que **la présence de pergélisol est probable dans la partie inférieure du secteur sud du versant jusque vers 2615 m d'altitude**. Pour le secteur central de l'éboulis, contrairement à ce qui avait été proposé par DELALOYE & LAMBIEL (2005) et LAMBIEL (2006), la présence de pergélisol est possible dans toute la partie inférieure de l'éboulis située entre les deux zones où la présence de pergélisol est probable.

5.4.7 Processus de surface

5.4.7.1 Effet de la radiation solaire

Malgré la taille réduite de l'éboulis du Petit Mont Rouge, la répartition de la radiation solaire directe potentielle qui peut atteindre la surface du sol pour la période comprise entre le 1er juillet et le 31 octobre présente de petits différences entre les secteurs nord et sud du versant (fig. II.131).

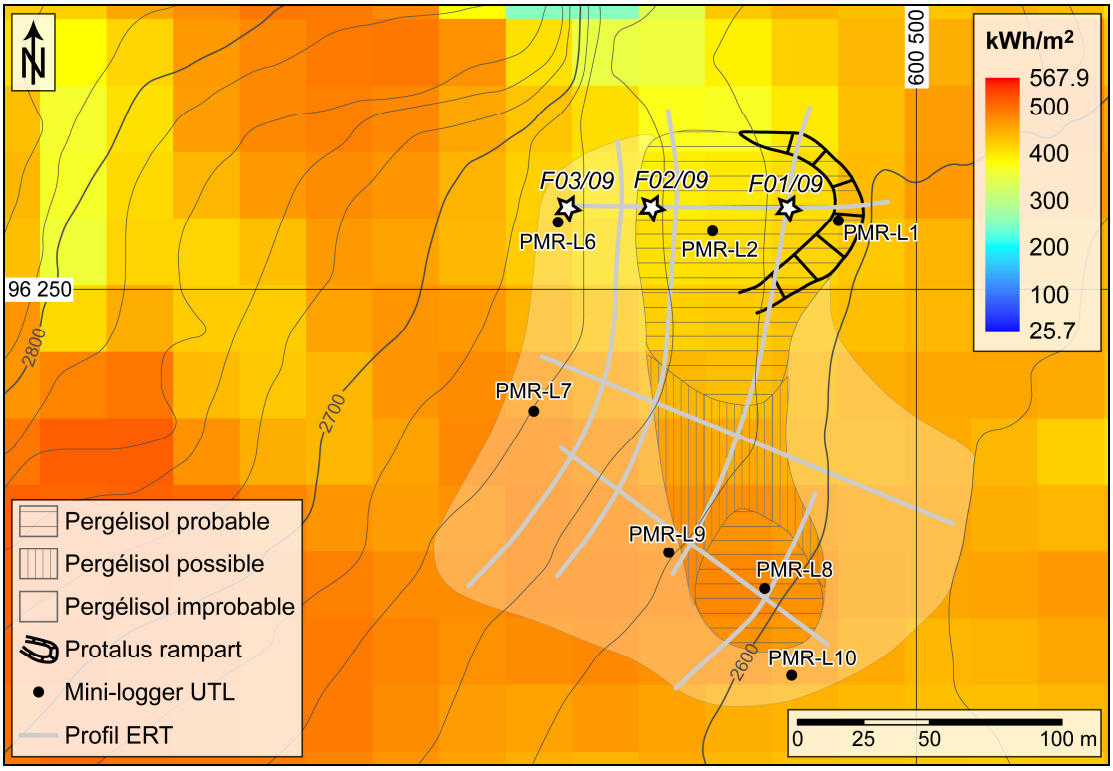


Fig. II.131 *– Calcul de la radiation solaire directe potentielle pour la période comprise entre le 1er juillet et le 31 octobre sur l'éboulis du Petit Mont Rouge, cartographie de la répartition du pergélisol en fonction des différentes mesures effectuées sur le site et localisation des capteurs de température UTL.*

Le secteur nord, qui est orienté vers l'est, présente un léger gradient négatif de la radiation solaire directe jusqu'à proximité du forage 2/2009. Elle vaut 470–480 kWh/m^2 à la base du front du protalus rampart, 425–450 kWh/m^2 sur son corps (zone du forage 1/2009) et 400–420 kWh/m^2 dans la partie inférieure et médiane de l'éboulis. Plus en amont, la radiation solaire directe potentielle augmente : elle vaut 425 kWh/m^2 aux alentours du forage 3/2009 et elle est supérieure à 450 kWh/m^2 à la base des parois rocheuses. Dans le secteur sud du versant, qui est orienté en direction du sud-est, la radiation solaire directe potentielle est beaucoup plus homogène : dans la zone étudiée, elle est comprise entre 450 et 490 kWh/m^2.

Ce paramètre présente donc, dans le secteur sud de l'éboulis, des valeurs qui, dans le secteur nord, sont typiques des zones où la présence de pergélisol est improbable. **Si l'on tient compte que, pour la même altitude, la radiation solaire directe potentielle augmente du secteur nord vers le secteur sud de l'éboulis, une relation entre ce paramètre et le fait que la zone où la présence de pergélisol est probable/possible s'amincit en direction du sud est probable**. Les faibles différences d'exposition du versant pourraient donc être à la base d'une différence dans la répartition du pergélisol entre les deux secteurs.

5.4.7.2 Régime thermique de surface

Le régime thermique de surface de l'éboulis du Petit Mont Rouge est étudié depuis 2001 au moyen de plusieurs capteurs autonomes de température de type UTL-1 et UTL-3. Les capteurs sont placés sur deux profils amont-aval, l'un plus ou moins le long du profil ERT PMR-1 (secteur nord de l'éboulis) et l'autre le long du profil ERT PMR-3 (secteur sud de l'éboulis). Le régime thermique de surface de cet éboulis a déjà été décrit dans le détail par LAMBIEL (2006), qui a proposé également quelques modalités de fonctionnement du système de ventilation présent au sein de la formation sédimentaire. Nous nous limiterons donc à vérifier les hypothèses avancées par cet auteur en fonction des données de température pour les années hydrologiques 2008/2009 et 2009/2010 (fig. II.132).

Dans les deux secteurs de l'éboulis, la différence entre les températures enregistrées en pied de pente (PMR-L1-8-9-10) et dans la partie supérieure de l'éboulis (PMR-L6-7) est saisissante, comme les révèlent également la température moyenne hivernale (*WMT* = moyenne des mois de janvier, février et mars), la température d'équilibre hivernal (*WEqT*) et la somme des degrés-jours négatifs (*FrezInd*) durant la période étudiée (tab. II.7). En l'espace de quelques dizaines de mètres, la différence de GST pendant l'hiver peut dépasser 8°C !
Les capteurs situés en pied de pente présentent une température de la surface du sol qui peut descendre régulièrement et de manière stable sous les 5°C. Les secteurs les plus froids se situent dans le front du protalus rampart (PMR-L1) et dans la partie inférieure du secteur sud de l'éboulis (PMR-L8-9-10). Ici, il est intéressant de noter que le capteur le plus froid en absolu (avec 1102 degrés-jours négatifs pendant l'hiver 2009/2010 !) se situe juste en amont de la zone où la présence de pergélisol est probable (cf. fig. II.132). En descendant en altitude (et vers des zones moins froides), PMR-L8 est de quelques degrés moins froid et se situe au centre de la zone occupée par du pergélisol dans le secteur de l'éboulis nu qui s'avance le plus bas dans le versant. PMR-L10 est encore moins froid et se situe tout au pied du versant, dans la partie de l'éboulis déjà végétalisée.
Si l'on passe à la partie supérieure du versant, **les deux capteurs PMR-L6 et PMR-L7 présentent des températures hivernales toujours positives**, PMR-L7 pouvant même atteindre une WEqT de +1.2°C. Il n'est donc pas étonnant qu'à l'emplacement de ces deux capteurs, des cheminées et des fenêtres de fonte du manteau neigeux ont été observées par DELALOYE & LAMBIEL (2005 : 198), LAMBIEL (2006 : 124–125) et LAMBIEL & PIERACCI (2008 : 301).

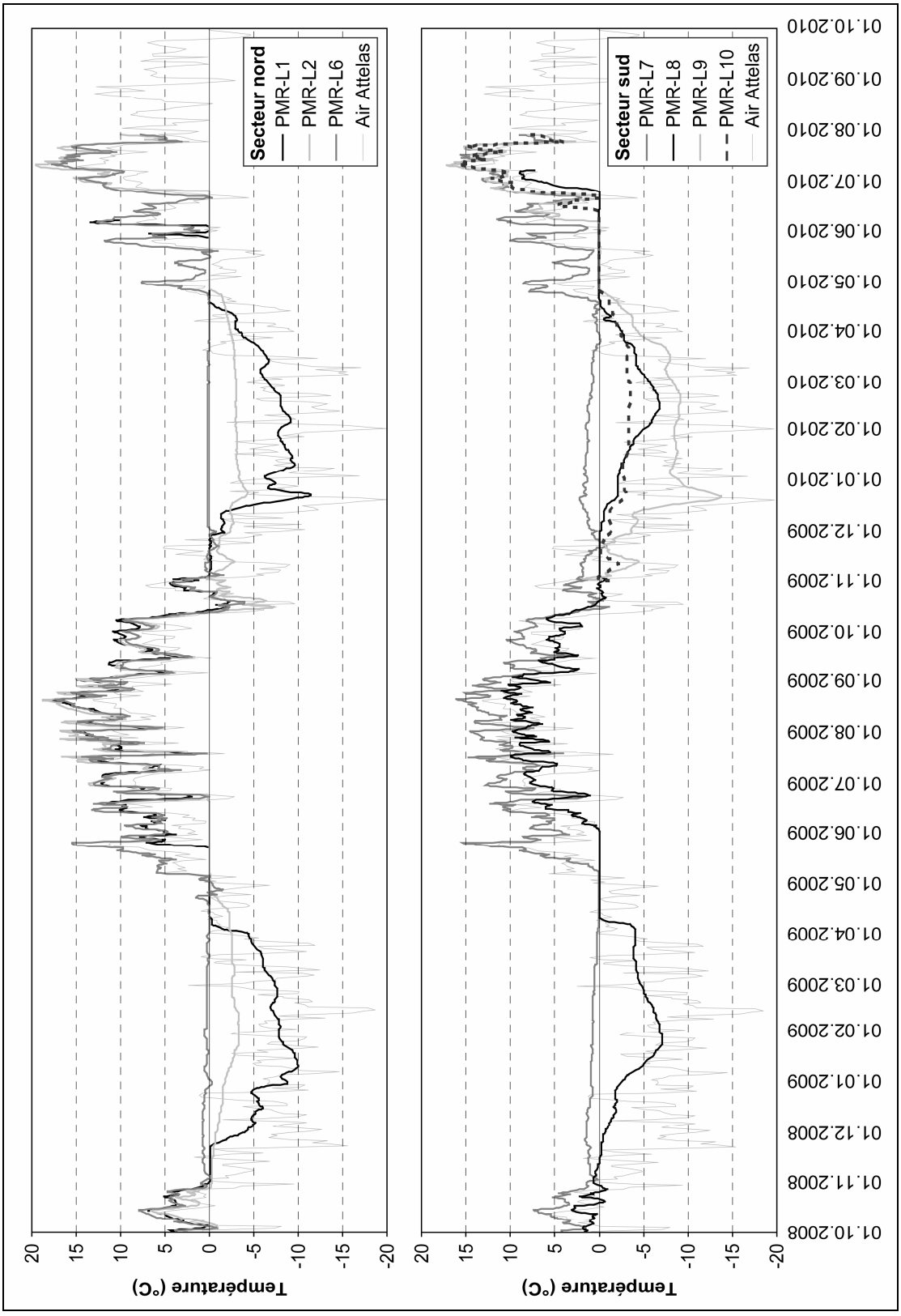


Fig. II.132 *– Températures de la surface du sol enregistrées sur l'éboulis du Petit Mont Rouge pendant les années hydrologiques 2008/2009 et 2009/2010.*

	2008/2009			2009/2010		
Capteur	WMT (°C)	WEqT (°C)	FrezInd	WMT (°C)	WEqT (°C)	FrezInd
PMR-L1	-7.4	-6.6	-863	-7.3	-5.4	-875
PMR-L2	-2.8	-2.6	-354	-3.0	-2.5	-509
PMR-L6	**+0.3**	**+0.3**	-10	**+0.2**	**+0.2**	-34
PMR-L7	**+0.6**	**+0.9**	-2	**+0.8**	**+1.2**	-17
PMR-L8	-5.9	-4.8	-682	-4.5	-4.7	-463
PMR-L9	-	-	-	-8.1	-5.7	-1102
PMR-L10	-	-	-	-3.2	-2.7	-415

Tab. II.7 *– Température moyenne hivernale (WMT), température d'équilibre hivernal (WEqT) et somme des degrés-jours négatifs (FrezInd) pour les hivers 2008/2009 et 2009/2010 sur l'éboulis du Petit Mont Rouge. En gras, les capteurs qui affichent des températures hivernales positives.*

Si l'on analyse la situation un peu plus dans le détail, on peut observer que certains capteurs présentent un important potentiel de refroidissement, tandis que d'autres affichent un comportement opposé entre eux et avec les températures de l'air.
Dans le secteur nord de l'éboulis, PMR-L1 présente un potentiel de refroidissement très important. Durant la période comprise entre le 11 et le 22 décembre 2009, par exemple, GST passe de -1.5 à -11.4 °C. Ce capteur suit toujours les températures de l'air, indiquant qu'il se situe probablement dans le secteur d'aspiration d'air relativement froid. Un peu plus en amont, PMR-L2 se situe dans la partie inférieure de l'éboulis dominant le protalus rampart. Son comportement est variable selon la période concernée. En 2008/2009, GST se refroidit peu à peu jusque vers la fin du mois de janvier, puis se réchauffe à partir du pic froid du 13 février. A partir de ce moment-là, le comportement de PMR-L2 est partiellement opposé à celui de PMR-L1. Ce comportement est moins évident en 2009/2010, même si on peut observer des moments pendant lesquels PMR-1 et PMR-2 se refroidissent et PMR-L6 se réchauffe (22 décembre 2009) et d'autres moments pendant lesquels PMR-L1 se refroidit de manière importante et PMR-L2 semble ne pas être affecté par le refroidissement ou même se réchauffe de manière presque imperceptible (9–10 janvier et 5–9 février 2010). Comme proposé par LAMBIEL (2006), nous pouvons donc conclure que **ces variations de comportement indiquent que PMRL-2 se situe probablement dans une zone de transition entre les secteurs d'aspiration et d'évacuation d'air**. Le comportement de PMR-L6, quant à lui, indique très clairement que ce capteur se situe dans le secteur d'évacuation de l'air relativement chaud provenant de l'intérieur de l'éboulis.
Un comportement similaire s'observe dans la partie sud du versant. En pied de pente, GST diminue de manière prononcée à partir de la fin décembre pour 2008 et de la mi-décembre pour 2009. Pour le capteur PMR-L9, le refroidissement peut être très brutal, comme le montre le passage de -4.0 à -13.7°C entre le 11 et le 21 décembre 2009. L'aspiration d'air froid, qui semble être plus efficace au niveau de PMR-L9 que de PMR-L8, ne semble pas affecter PMR-L10, qui présente des températures hivernales assez constantes autour de -3.5°C. Si, pour ce dernier capteur, on peut émettre l'hypothèse que dans les secteurs de l'éboulis sous couvert

pédologique l'aspiration d'air est difficile, on peut envisager que l'aspiration au niveau de PMR-L9 est plus efficace que sur PMR-L8 car à ce dernier emplacement la présence de glace dans le sous-sol pourrait entraver partiellement le déplacement de l'air. Si l'on observe les résistivités mesurées sur le profil ERT PMR-3 (cf. fig. II.121), les valeurs supérieures à 100 kΩm pourraient en effet indiquer une saturation en glace de l'éboulis. Plus en amont, à l'emplacement du capteur PMR-L9 (vers 2620 m d'altitude sur le profil ERT PMR-3), le corps présentant des résistivités comprises entre 30 et 50 kΩm pourrait au contraire témoigner de l'important sur-refroidissement de cette partie de l'éboulis exercé par la ventilation ascendante, l'aspiration d'air froid à travers le manteau neigeux étant la plus efficace exactement à cet emplacement. Dans la partie supérieure de l'éboulis, enfin, on assiste à plusieurs reprises à une hausse de GST accompagnant les chutes de température de l'air. L'exemple le plus parlant est celui du 19 décembre 2009 qui, pour les deux années hydrologiques étudiées, correspond au jour le plus froid du point de vue des températures de l'air (-20.8°C) et au jour de la saison froide avec GST la plus chaude (+2.2°C). Là encore, le capteur se situe dans le secteur d'expulsion d'air.

5.4.7.3 Evolution du manteau neigeux

Pendant la campagne de mesures BTS effectuées le 2 mars 2004 sur l'éboulis du Petit Mont Rouge (voir les données BTS dans LAMBIEL 2006 : 123), l'épaisseur du manteau neigeux sur le versant a été mesurée en plusieurs dizaines d'emplacements, ce qui a permis de cartographier la hauteur de neige à ce moment-là (fig. II.133-A). De manière générale, l'épaisseur de neige était décroissante du bas de la pente vers le haut. A l'exception du replat situé à l'aval du front du protalus rampart, les secteurs où la présence de pergélisol est probable/possible bénéficiaient d'une hauteur de neige dépassant 150 cm. Dans la partie inférieure de l'éboulis du secteur nord du versant, on dépassait même les 200 cm sur une large zone. Toute la partie supérieure de l'éboulis, correspondant à la zone d'expulsion de l'air relativement chaud (pergélisol improbable), présentait une épaisseur du manteau neigeux de peu supérieure au mètre, et cela malgré le fait que l'hiver 2003/2004 ait été relativement bien enneigé.
L'épaisseur de la neige le long de profils longitudinaux à la pente, l'un passant par le protalus rampart, l'autre sur l'éboulis situé plus au sud, a été mesurée le 22 mars 2011 par Jean-Baptiste Bosson et Nicola Deluigi, de l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne (fig. II.133-B). Les épaisseurs mesurées sur le profil nord, passant par le protalus rampart, sont très fluctuantes, probablement à cause des gros blocs et de la forme bombée du protalus rampart, favorisant la déflation de la neige sur son corps et son dépôt au pied du front. Nous pouvons cependant deviner une diminution de la hauteur du manteau neigeux en direction de l'amont. Sur le profil sud, la situation est beaucoup plus claire, avec un épaississement important du manteau neigeux en direction du bas de la pente. La différence est saisissante : entre 2650 et 2670 m d'altitude, l'épaisseur de la neige est de seulement 55–65 cm, tandis qu'elle peut dépasser 150 cm seulement 30 m plus bas. Toutes ces données confirment donc que les **secteurs où la présence de pergélisol est probable/possible présentent des hauteurs de neige plus importantes que les secteurs où la présence de pergélisol est improbable**.

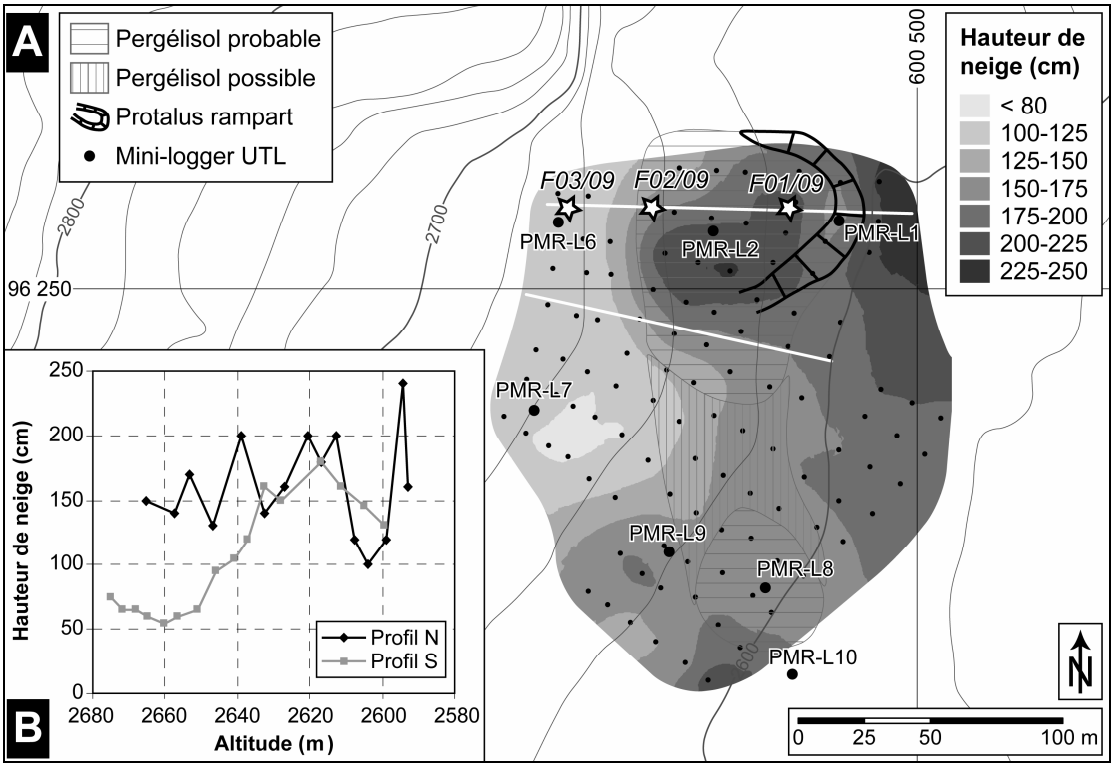


Fig. II.133 *– (A) Interpolation par krigeage ordinaire des hauteurs de neige mesurées sur l'éboulis du Petit Mont Rouge pendant la campagne de mesure BTS du 2 mars 2004 (pour la représentation et la discussion des BTS, voir* LAMBIEL *2006 : 123). (B) Profils de la hauteur de neige réalisés le 22 mars 2011 à l'emplacement des traits blancs de la figure A.*

Les photos prises par la webcam fixe installée sur le site du Petit Mont Rouge le 23 mars 2010 permettent de suivre l'évolution du manteau neigeux pendant la période de déneigement (fig. II.134). Sur la photo du 24 mars 2010, on peut constater que les avalanches de fond peuvent concerner tout le versant, avec une importante redistribution de la neige en direction du bas du versant. Cependant, les cheminées de fonte du manteau neigeux qui ont été observées en 2003 et 2004 n'avaient aucune relation avec ce phénomène avalancheux (cf. LAMBIEL 2006). Les chutes de neige importantes qui ont eu lieu le 26–27 mars 2010 suite au passage d'un front froid actif qui balaya la Suisse avec de copieuses précipitations, ont permis de rétablir un manteau neigeux continu (31 mars 2010). Durant tout le mois d'avril, on assiste au développement de cheminées de fonte du manteau neigeux, qui se forment autour des gros blocs qui se trouvent dans la partie supérieure du secteur nord de l'éboulis (peu en amont du forage 3/2009) (flèche sur la photo du 10 avril 2010). En l'espace de deux semaines, ces cheminées de fonte deviennent peu à peu coalescentes (17 avril 2010), pour former tout d'abord des couloirs de fonte (20 avril 2010) et par la suite de grandes fenêtres qui occupent toute la partie supérieure de l'éboulis (24 avril 2010). A partir du 24 avril 2010, on peut estimer que, dans cette partie de l'éboulis, le déneigement est désormais achevé.

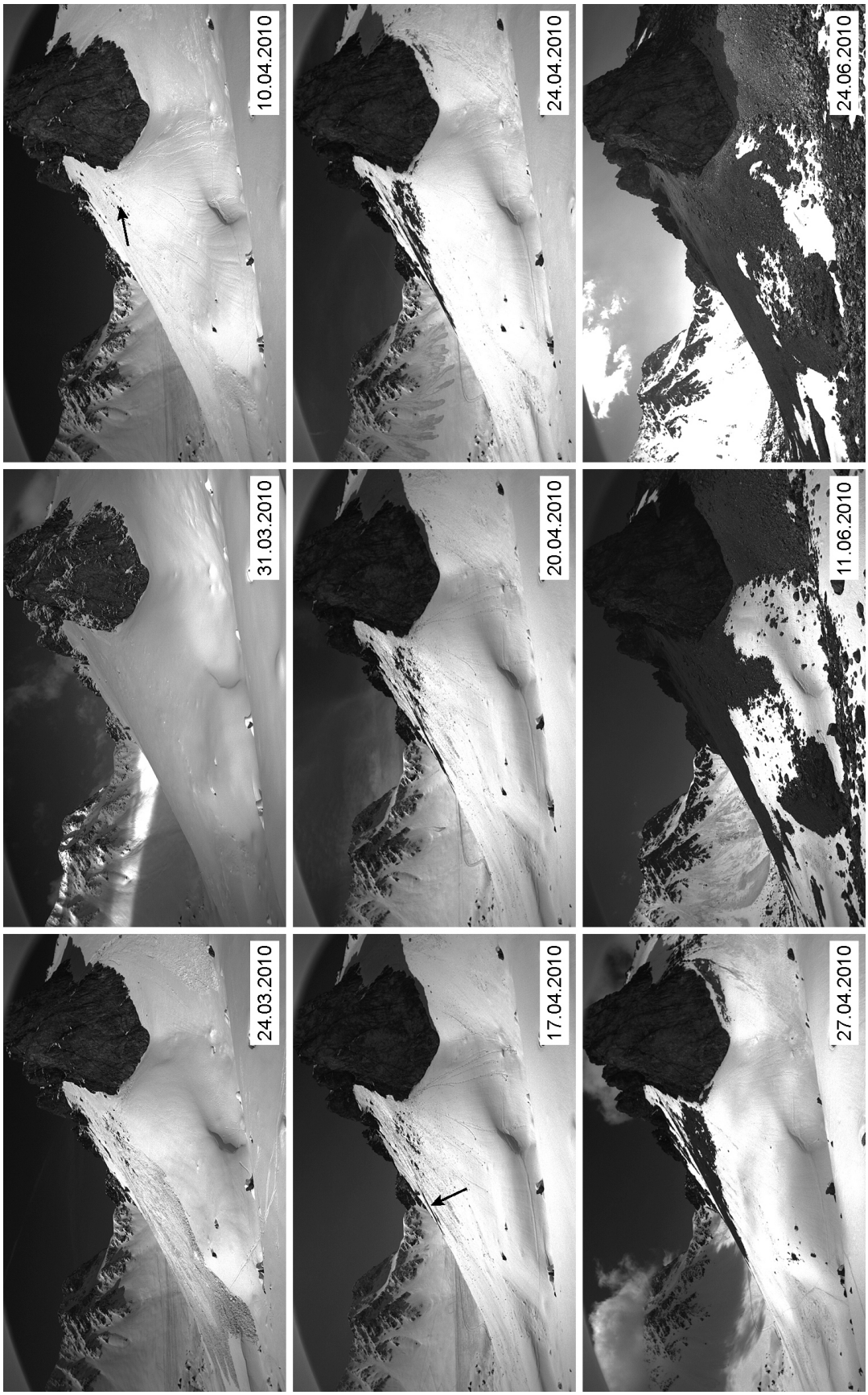

10.04.2010
24.04.2010
24.06.2010
31.03.2010
20.04.2010
11.06.2010
24.03.2010
17.04.2010
27.04.2010

Fig. II.134 *(page précédente) – Sélection de clichés effectués par la webcam installée au Petit Mont Rouge pour suivre l'évolution du manteau neigeux sur l'éboulis. Les flèches noires indiquent le début du développement de cheminées et fenêtres de fonte du manteau neigeux dans le secteur nord (10.04.2010) et sud (17.04.2010) de l'éboulis.*

Pour le déneigement complet de la partie basse de l'éboulis, il faudra attendre le mois de juin. Le 11 juin 2010 la neige est encore bien présente dans la partie la plus distale du secteur central de l'éboulis et sur le corps du protalus rampart. Deux semaines plus tard (24 juin 2010), quelques lambeaux de neige subsistent encore à la base du front du protalus rampart, partiellement sur son corps et sur la partie la plus distale de l'éboulis. Le déneigement complet du versant sera achevé dans les premiers jours de juillet (photo non présentée ici).

La forte dissymétrie dans le déneigement de l'éboulis entre les parties supérieures et inférieures est visible également dans les courbes de température présentées à la figure II.132. Ainsi, **en 2009 et 2010, la disparition du manteau neigeux dans le secteur des cheminées de fonte s'est produite entre 45 et 67 jours plus tôt que dans la partie inférieure du versant** (tab. II.8).

Secteur nord				**Secteur sud**		
Capteur	**2009**	**2010**		**Capteur**	**2009**	**2010**
PMR-L6	06 mai	20 avril		PMR-L7	8 mai	19 avril
PMR-L2	20 juin	25 juin		PMR-L8	29 mai	25 juin
Différence	45 jours	66 jours		Différence	52 jours	67 jours

Tab. II.8 *– Date de disparition du manteau neigeux dans la partie supérieure (PMR-L6-7) et inférieure (PMR-L2-8) des secteurs nord et sud de l'éboulis du Petit Mont Rouge.*

En tenant compte des considérations présentées dans ce chapitre et dans le chapitre précédent, une considération fondamentale s'impose : **c'est n'est pas la différence de persistance de la neige entre la partie inférieure et supérieure de l'éboulis qui détermine la différence dans la répartition du pergélisol, mais le contraire**. En d'autres termes, la forte dissymétrie de persistance de la neige n'est pas la cause de la dissymétrie de répartition du pergélisol, mais en est plutôt la conséquence (même si le même phénomène pourrait se produire également dans un éboulis où le pergélisol est complètement absent). On pourrait en effet penser que le pergélisol occupe seulement la partie inférieure du versant parce qu'ici la neige persiste plus longtemps et protège le sol du réchauffement pendant le printemps et le début de l'été. En réalité, **c'est le puissant mécanisme de ventilation interne de la formation sédimentaire qui permet de réchauffer la partie supérieure du versant** (et donc d'empêcher la formation et la maintien de pergélisol) **et de modifier radicalement les conditions de persistance de la neige en la faisant fondre précocement**.

5.4.8 Processus internes à la formation sédimentaire

5.4.8.1 Régime thermique de l'éboulis

L'évolution de la température du sol dans les trois forages de l'éboulis du Petit Mont Rouge est présentée à la figure II.135. Les courbes de température individuelles sont exposées à la figure II.136 pour la partie superficielle des forages et à la figure II.137 pour la partie profonde.

La pénétration du froid pendant l'hiver est très rapide et concerne presque exclusivement la couche active. Il n'y a pratiquement pas de décalage saisonnier entre les températures de l'air et du sol les plus froides.

Un important talik temporaire situé entre la surface du sol et environ 10 m de profondeur, gelant progressivement par le haut au courant de l'hiver 2009/2010, est présent jusqu'au début du mois d'avril 2010. Etant donné qu'à partir de ce moment-là, les températures à cette profondeur restent négatives durant toute la période étudiée[3], il est probable que ce talik ait été créé par les perturbations thermiques induites par les travaux de forage. Comme ce niveau présente une très faible teneur en glace (cf. chap. 5.4.3.4) et les températures les plus froides de tout le corps gelé en permanence (fig. II.137), il a donc été sujet à des perturbations thermiques et mécaniques importantes au moment de la réalisation des trous.

Dans le forage 2/2009, on a l'impression que la couche gelée ne le soit pas en permanence. Etant donné le caractère tempéré du pergélisol, pour la période entre le mois de novembre 2009 et le mois de mai 2010, il est probable que la partie de sous-sol comprise entre 10 et 15–17 m de profondeur soit restée très perturbée par les travaux de perforation du pergélisol. A partir du mois de septembre 2010, cependant, les températures à cette profondeur sont toujours inférieures ou égales à 0°C, et cela également pour la période comprise entre le 1er octobre 2010 et le 30 septembre 2011 (données qui n'ont pas été présentées ici), témoignant que du pergélisol est bel et bien présent a l'emplacement du forage 2/2009.

Le dégel de la couche active se fait de manière soudaine dans les deux forages du bas de la pente et atteint la profondeur maximale pendant le mois de septembre. Dans le forage 1/2009, la profondeur du toit et de la base du pergélisol présente de petites fluctuations en fonction des variations des températures de l'air, signe que le transfert de chaleur à l'intérieur de la couche active est extrêmement rapide.

Le forage 3/2009 présente des températures toujours positives, à l'exception de rares épisodes pendant lesquels la surface du sol peut geler. Le froid arrive à pénétrer dans le sous-sol seulement de manière très limitée et seulement vers le milieu du printemps, indiquant que le régime thermique de ce forage n'est pas du tout conductif.

[3] Y compris entre le 1er octobre 2010 et le 30 septembre 2011, période pour laquelle nous disposons de données de température qui n'ont pas été présentées ici.

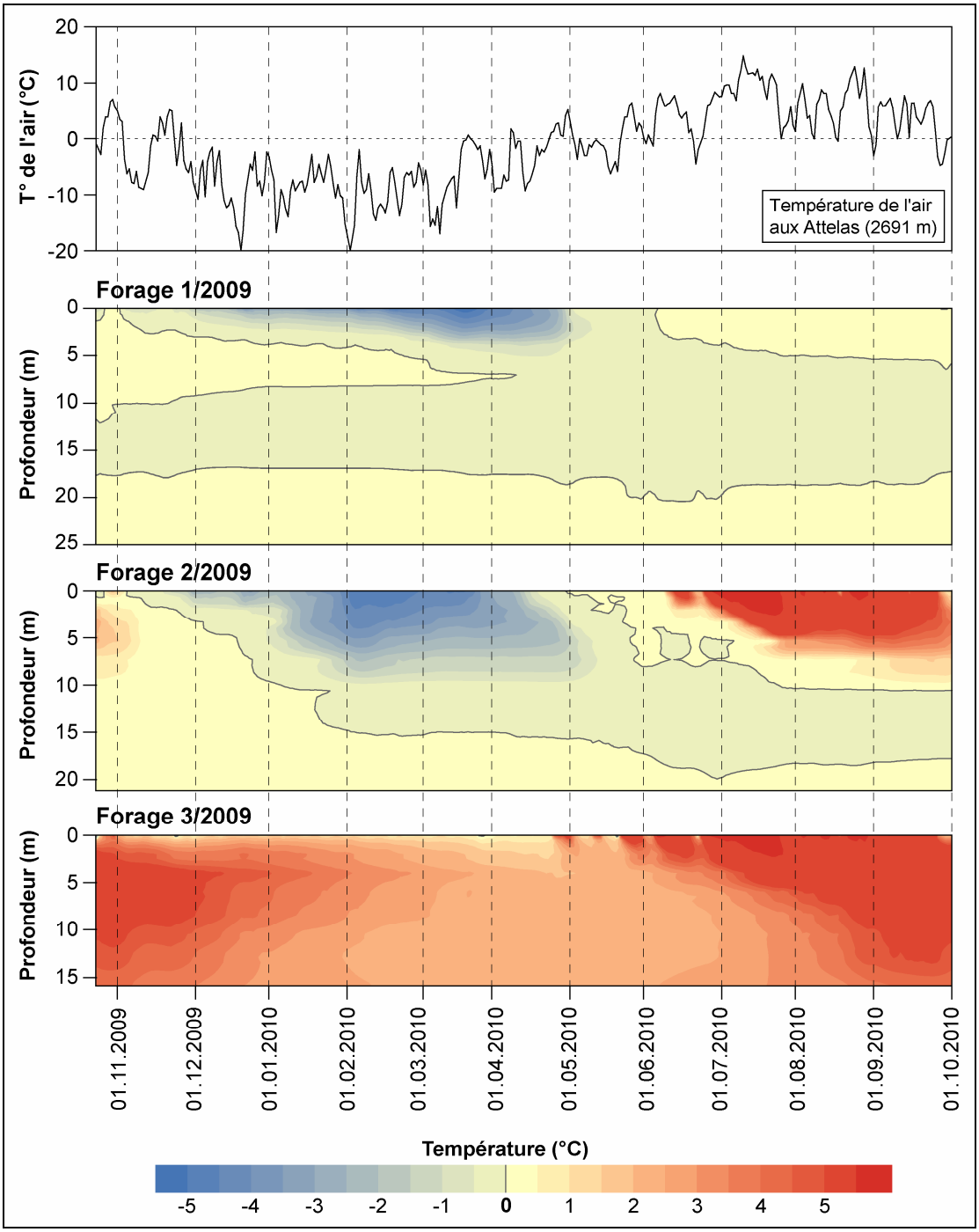


Fig. II.135 *– Evolution des températures du sol (moyennes journalières) dans les trois forages de l'éboulis du Petit Mont Rouge entre le 22 octobre 2009 et le 30 septembre 2010.*

5.4.8.2 Fonctionnement du système de ventilation

A l'emplacement de chaque forage, le niveau supérieur du sol présente à plusieurs reprises de légers réchauffements lors de périodes froides comprises entre la fin de l'automne et le début du printemps (fig. II.136).

Ce comportement est synchrone entre les trois forages à la fin d'année 2009 et durant la période comprise entre février et mars 2010 ; durant la première moitié du mois de novembre 2009, il est visible seulement dans le forage 3/2009. Dans le forage 1/2009, le réchauffement est relativement bien marqué jusqu'à 2 m de profondeur, alors que plus profondément, ces changements ne sont pratiquement plus visibles. Dans le forage 2/2009, ce comportement est beaucoup moins évident et on peut le percevoir jusqu'à 1 m de profondeur. Dans le forage 3/2009, ces inversions de température sont présentes jusqu'à 1.7 m de profondeur.

Plus en profondeur (fig. II.137), **ce comportement opposé entre les températures du sol et les températures de l'air est présent également à l'intérieur du corps du pergélisol et, surtout, à proximité et au-dessous de sa base**.

Dans le forage 1/2009, ces variations inverses sont présentes toute l'année. Pendant la, les variations des températures à 20 et à 25 m de profondeur sont pratiquement toujours opposées à celles de l'air. Les autres courbes de températures suivent par contre les températures de l'air, témoignant que, d'octobre à mai, la ventilation ascendance semble être confinée sous la base du pergélisol. A 20 m de profondeur, il est intéressant de noter que, dans la période d'août à octobre, du moment que la température de l'air passe en dessous de 0°C la température du sous-sol se réchauffe et devienne positive. **Pendant l'été, on assiste à d'importants refroidissements des températures du sol à toutes les profondeurs (sauf à 15 m) en relation avec les pics chauds des températures de l'air**. **Contrairement aux données hivernales, cela indique que l'advection d'air pourrait concerner toute l'épaisseur de l'éboulis sous-saturée en glace** (à 15 m de profondeur, l'air ne pourrait pas circuler à cause de la teneur en glace d'environ 60%).

Dans le forage 2/2009, les inversions de température hivernales sont plus limitées que dans le forage 1/2009 et concernent principalement les capteurs placés à 15 et à 20 m de profondeur. A 20 m de profondeur, les températures sont toujours (faiblement) positives, indiquant qu'on se situe déjà sous la base du pergélisol, même si en raison de la marge d'erreur des capteurs de température in ne faut pas prendre cette interprétation comme certaine. Malheureusement, on ne dispose pas de données provenant de la partie de l'éboulis située certainement sous la base du pergélisol, ce qui permettrait de faire une comparaison avec les températures mesurées à 20 m de profondeur et de vérifier si la ventilation concerne également cette partie. **Comme dans le forage 1/2009, pendant la saison estivale on retrouve des variations inverses aux températures de l'air à toutes les profondeurs** (particulièrement bien marquées à 15 m de profondeur). Ce comportement est bien marqué pendant le pic froid du 20 juin 2010 et pendant toute la période comprise entre la fin du mois de juillet et le mois d'octobre.

Pour le forage 2/2009, il sera intéressant d'analyser les données plus à long terme, pour confirmer ou infirmer les interprétations menées à ce stade, qui l'admettons, sont hélas basées sur une seule année de données, perturbées thermiquement par les travaux de forage et par des problèmes de calibration et de précision des capteurs.

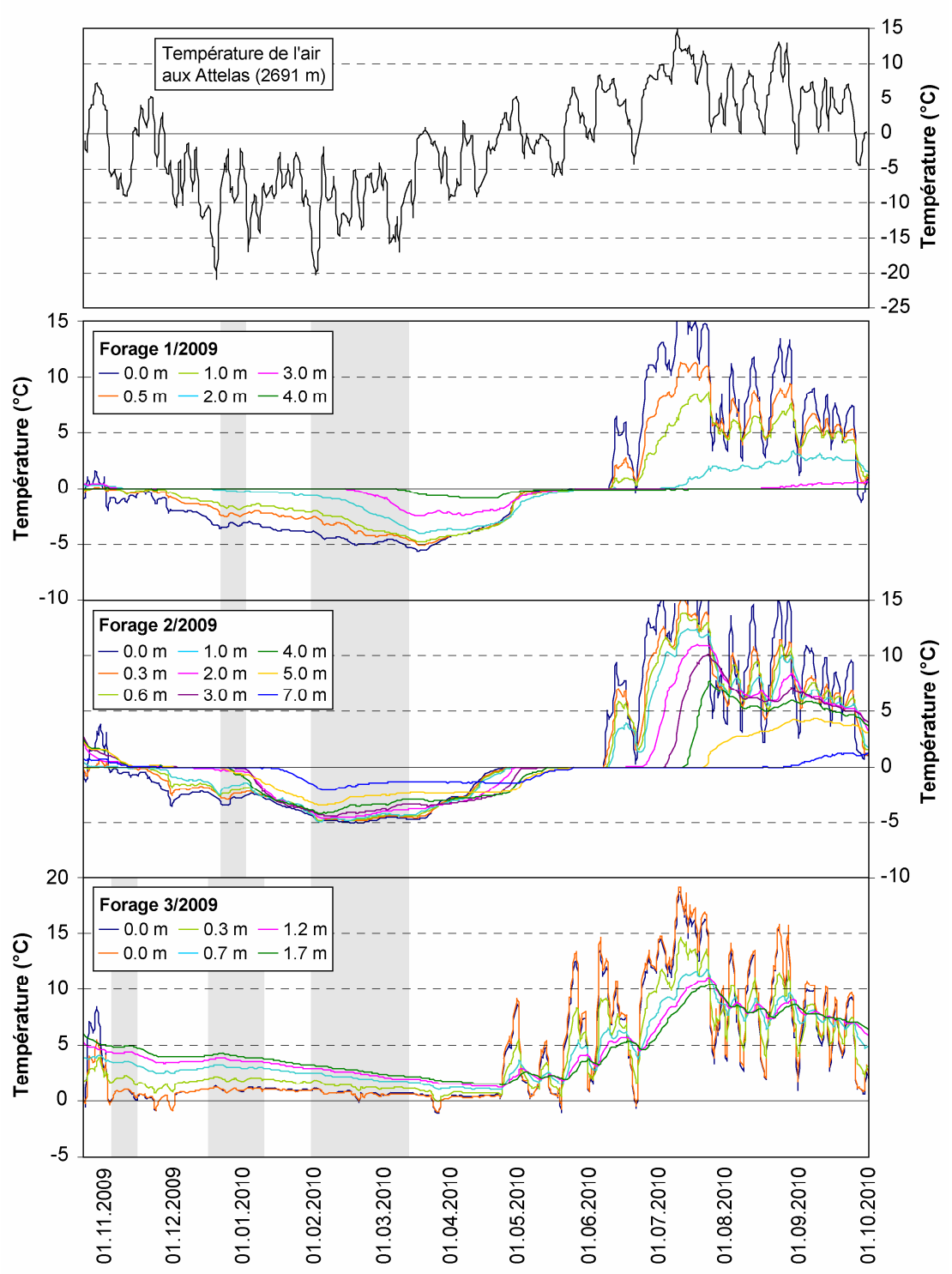


Fig. II.136 *– Températures enregistrées entre le 22 octobre 2009 et le 30 septembre 2010 dans la partie superficielle des forages de l'éboulis du Petit Mont Rouge. En gris, les périodes où certaines courbes de température affichent un comportement opposé par rapport aux températures de l'air.*

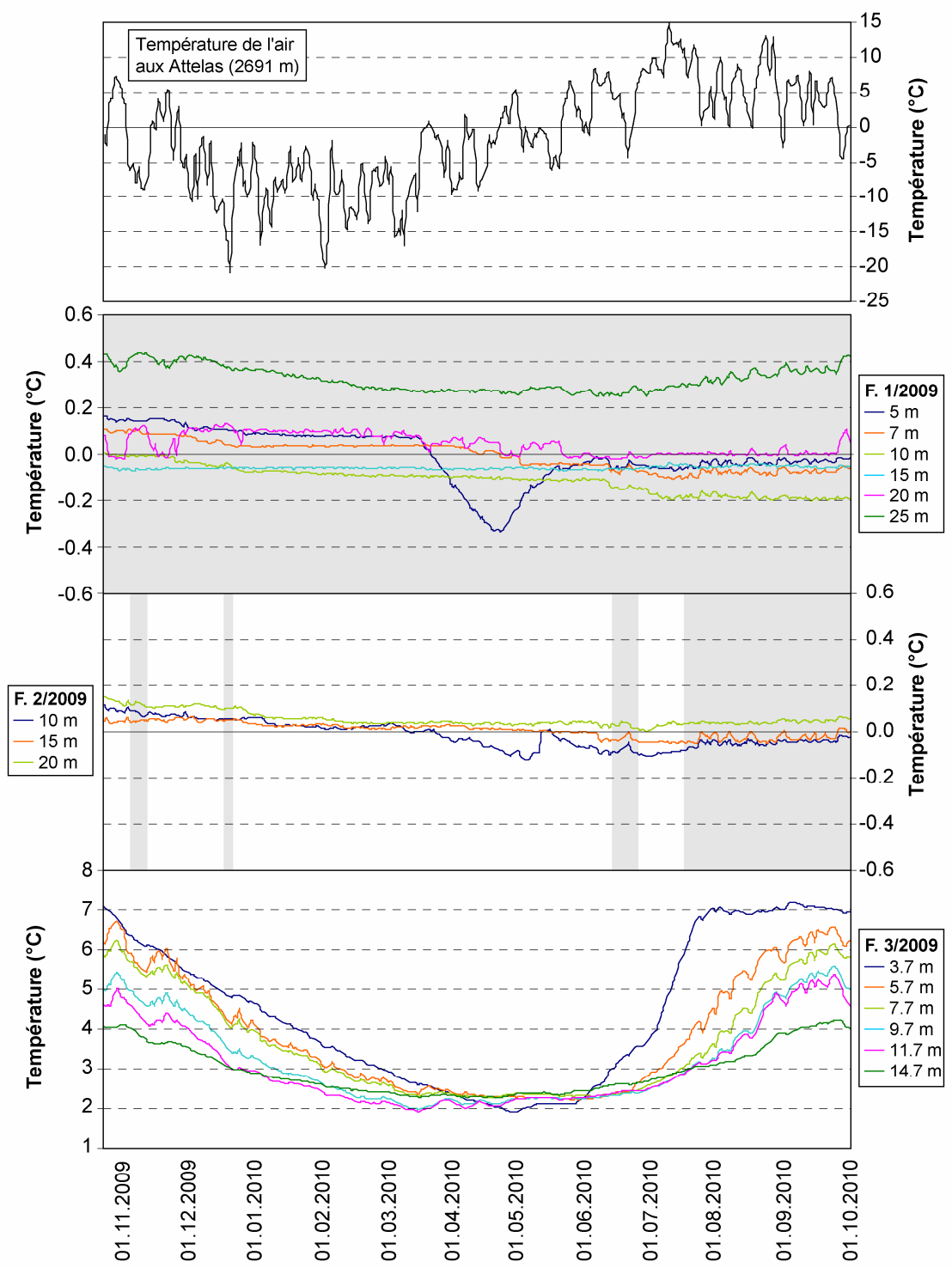


Fig. II.137 *– Températures enregistrées entre le 22 octobre 2009 et le 30 septembre 2010 dans la partie profonde des forages de l'éboulis du Petit Mont Rouge. En gris, les périodes où certaines courbes de température affichent un comportement opposé par rapport aux températures de l'air.*

Pour terminer, dans le forage 3/2009, malgré le fait que l'expulsion d'air relativement chaud pendant l'hiver provoque la formation de cheminées et fenêtres de fonte du manteau neigeux bien visibles, les températures en profondeur ne présentent pas un comportement inverse à celui des températures de l'air particulièrement évident. Cela pourrait signifier que, à cet emplacement, le transit d'air concerne seulement la partie superficielle de l'éboulis et que le forage 3/2009 se situerait donc dans la partie amont du secteur de l'éboulis où l'air est évacué.

En conclusion, **les températures mesurées dans les forages permettent de prouver de manière directe qu'un système de ventilation fonctionne au sein du secteur nord de l'éboulis du Petit Mont Rouge. L'advection d'air concernerait toutes les parties non saturées en glace de l'éboulis**.

Si l'on tient compte des données de température de la surface du sol et des données de température des forages, il est possible de proposer les considérations suivantes sur le fonctionnement du système de ventilation :

- pendant l'hiver, la ventilation est de type ascendant. Les forages 1/2009 et 2/2009 présentent un réchauffement des températures du sol lors des pics froids des températures de l'air, ce qui témoigne d'un transit d'air aspiré plus en aval. Conformément aux données du capteur de température PMR-L1, l'aspiration d'air relativement froid se fait probablement dans le front du protalus rampart. Comme le pergélisol au sein de cette forme est sursaturé en glace sous le toit du pergélisol et entre 12 et 22 m de profondeur, le flux d'air doit se diviser en plusieurs flux secondaires, transitant principalement dans la couche active et sous la base du pergélisol, comme l'indiquerait le comportement inverse des températures du sol par rapport à celles de l'air. Les données disponibles jusqu'à maintenant ne permettent toutefois pas de déterminer si l'air passant supra-pergélisol, intra-pergélisol et sub-pergélisol serait aspiré au même endroit, ou si l'air transitant sous le pergélisol serait aspiré plus en aval (dans le glacier rocheux fossile ?). L'évacuation de l'air relativement chaud se produit très clairement dans le secteur du forage 3/2009, comme l'indiquent les températures du sol et de la surface du sol (capteur PMR-L6) et la présence régulière de fenêtres de fonte du manteau neigeux au printemps ;
- pendant l'été, les refroidissements des températures du sol lors des pics chauds des températures de l'air enregistrés dans les forages 1/2009 et 2/2009 et absents dans le forage 3/2009 indiquent qu'une décharge d'air froid concerne toute l'épaisseur de l'éboulis sous-saturée en glace dans sa partie médiane-inférieure. Le secteur où l'air froid s'évacue en bas de la pente n'est pas connu. Il se situe vraisemblablement en aval du capteur PMR-L1 (qui ne présente pas des températures estivales inverses à celles de l'air), probablement dans le glacier rocheux fossile situé en contrebas du protalus rampart actif ;

- le système de ventilation semble pouvoir fonctionner, de manière ascendante ou descendante, pendant toute l'année. En effet, les températures enregistrées à 20 et 25 m de profondeur dans le forage 1/2009 (fig. II.137) présentent pratiquement toujours un comportement inverse aux températures de l'air. Il n'est donc pas facile de déterminer quand le système s'inverse. Le dernier réchauffement marqué des températures du sol lié à un pic froid est celui du 20 juin 2010, tandis que des refroidissements clairement corrélés aux périodes de chaleur sont présents à partir du 12 juillet 2010. On pourrait donc imaginer que le moment de réversibilité du système se situe durant cette période, correspondant également à la période pendant laquelle s'achève le déneigement et s'installent des conditions atmosphériques typiquement estivales, avec des températures de l'air stablement positives.

5.4.9 Synthèse générale

Grâce à la réalisation des forages et aux nombreuses données géophysiques de surface et diagraphiques, il a été possible de déterminer de manière détaillée la répartition et les caractéristiques du pergélisol dans tout l'éboulis du Petit Mont Rouge. En particulier, nous pouvons conclure que :

- **Dans le secteur nord du versant, le pergélisol est présent dans le protalus rampart et dans l'éboulis le dominant jusque vers 2645 m d'altitude, et absent plus en amont**. L'épaisseur de la couche active augmente et les résistivités électriques diminuent de l'aval vers l'amont. Dans le protalus rampart (forage 1/2009), le pergélisol est sursaturé en glace sous le toit du pergélisol et entre 12 et 22 m de profondeur (c'est-à-dire jusqu'à la base du pergélisol). Entre ces deux niveaux riches en glace, la saturation diminue graduellement, pour laisser place à un niveau pratiquement exempt de glace vers 10–11 m de profondeur. Les résistivités électriques indiquent que la teneur en glace reste importante aussi dans la partie inférieure de l'éboulis dominant le protalus rampart. Cependant, tant la topographie rectiligne de surface que la diminution des vitesses des ondes sismiques de compression indiquent que le pergélisol n'est probablement plus sursaturé en glace. Plus en amont encore, à l'emplacement du forage 2/2009, le pergélisol est probablement saturé en glace, voire légèrement sursaturé, entre 9 et 13 m de profondeur. Sous ce niveau riche en glace, les diagraphies nucléaires indiquent que le pergélisol est pratiquement dépourvu de glace (pergélisol sec) et que la porosité est importante.
- **Dans le secteur sud du versant, la présence de pergélisol est probable dans la partie inférieure du versant, jusque vers 2620 m d'altitude, et improbable plus en amont**. Comme pour le secteur nord, la résistivité électrique du terrain diminue en direction de l'amont.
- **Dans le secteur central du versant** (zone de transition entre les secteurs nord et sud), **la présence de pergélisol est possible dans la partie**

inférieure de l'éboulis et improbable dans la partie supérieure. Cette zone de pergélisol possible descend en altitude en direction du sud, et permet de relier les deux zones gelées des secteurs nord et sud du versant.

En ce qui concerne les facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol dans l'éboulis du Petit Mont Rouge, nous concluons que :

- **La radiation solaire directe potentielle augmente du secteur nord vers le secteur sud de l'éboulis**. Ce paramètre pourrait donc jouer un rôle sur l'amincissement de la zone où la présence de pergélisol est probable/possible en direction du sud. Cependant, ce facteur de contrôle ne doit pas jouer un rôle fondamental autrement, étant donné que la radiation solaire présente peu de différences entre la partie inférieure et supérieure de l'éboulis, le pergélisol devrait occuper (ou serait absent dans) tout le versant. D'ailleurs, il est probable que les échanges thermiques conductifs et/ou convectifs ne suffisent pas à expliquer à eux seuls la présence de pergélisol dans la partie inférieure de tout le versant et l'absence de pergélisol dans le glacier rocheux fossile végétalisé qui se trouve juste à l'aval. Malgré la position de tout le site à proximité de la limite inférieure du pergélisol dans la région, en effet, la différence d'altitude très limitée entre le glacier rocheux fossile et le protalus rampart actif ne permettrait pas de comprendre une différence aussi nette au niveau topographique, géomorphologique, de la végétation et du contenu de glace sans tenir compte d'échanges thermiques non convectifs/conductifs.
- Le granoclassement longitudinal est très net sur tout l'éboulis. Comme la probabilité d'occurrence du pergélisol diminue en direction de l'amont, on peut conclure que **les sédiments gelés occupent les zones où la granulométrie de la surface du sol est la plus grossière**. Toutefois, la différence de taille des éléments entre le secteur nord et sud du versant nous oblige à nuancer ce constat. En effet, à parité d'altitude, la granulométrie dans le secteur nord de l'éboulis est plus grossière que dans le secteur sud. Même si l'on tient compte du décalage vers l'aval de la zone gelée en pied de versant du secteur sud de l'éboulis, cette différence subsiste toujours. **Cette différence de granulométrie entre les deux secteurs du versant n'empêche pas la présence de pergélisol dans le secteur sud, mais pourrait avoir un effet important sur les quantités de glace présentes**. Cet effet peut être double. D'une part, la granulométrie plus grossière du secteur nord du versant favoriserait un potentiel de refroidissement des sédiments plus important, ce qui permettrait de former et de stocker d'avantage de glace. D'autre part, comme on l'a vu au chapitre 5.4.1, la différence de granulométrie entre les deux secteurs du versant traduirait un *modus operandi* de mise en place de l'éboulis légèrement différent. Dans le secteur sud, qui ne présente pas de formes de reptation du pergélisol, nous avons un éboulis de gravité pur ; dans le secteur nord, où un protalus rampart est présent, nous avons un éboulis mixte de gravité et d'avalanches

passant à un éboulis fluant en aval. **Le protalus rampart pourrait s'être développé suite à l'apport en neige par les avalanches qui aurait pu favoriser, au cours du temps, la formation d'un pergélisol riche en glace**. La granulométrie plus grossière de ce secteur serait en effet plus favorable au stockage de glace formée par « firnification » des dépôts d'avalanches ou par regel des importantes quantités d'eau de fusion nivale s'infiltrant au même endroit. Il reste à savoir pourquoi la granulométrie du secteur sud est moins grossière que celle du secteur nord (avec des gros blocs qui peuvent être présents même dans la partie supérieure de l'éboulis). Il est possible que la réponse à cette question soit cachée dans la structure géologique de la paroi rocheuse dominant l'éboulis où, malgré une certaine homogénéité au niveau lithologique, des différences dans la géométrie et la densité de la fracturation peuvent induire des différences dans la taille de la masse rocheuse détachée de la paroi par macrogélivation.

- Les secteurs où la présence de pergélisol est probable/possible bénéficient d'une persistance de la neige plus importante que les secteurs où la présence de pergélisol est improbable. Pourtant, on a vu que cette différence de persistance de la neige est due en bonne partie à la ventilation ascendante hivernale de la formation sédimentaire, qui cause une fonte précoce du manteau neigeux dans la partie supérieure de l'éboulis. **Le rôle joué par la neige comme facteur de contrôle de la répartition du pergélisol dans l'éboulis du Petit Mont Rouge est donc marginal**. Certes, les avalanches contribuent à redistribuer la neige de la partie supérieure vers la partie inférieure de l'éboulis, mais ce processus n'est pas fondamental dans l'explication des différences de répartition du pergélisol rencontrées.

L'effet de cheminée a été gardé en dernier car son effet sur la répartition du pergélisol dans l'éboulis du Petit Mont Rouge semble être prédominant. Tout d'abord, les observations et mesures effectuées sur ce site d'étude ont permis de montrer que **l'existence d'une ventilation ascendante hivernale au sein de tout l'éboulis du Petit Mont Rouge est certaine. Pour le secteur nord, les données de température des forages indiquent aussi la présence d'une ventilation descendante estivale**. Il reste à déterminer dans quelle mesure ces échanges thermiques advectifs sont responsables de la répartition du pergélisol constatée au sein de cet éboulis. Pour la partie supérieure de l'éboulis, la réponse est simple : sur la base des températures du sol et de la surface du sol positives pratiquement toute l'année, **ou peut conclure que la ventilation interne empêche la formation et le maintien de pergélisol dans la partie supérieure du versant**. La réponse est plus complexe pour la partie gelée de l'éboulis ; elle est peut-être différente pour les secteurs nord et sud de l'éboulis :

- Dans le secteur nord, la ventilation est confinée à la couche active, au niveau poreux situé sous la base du pergélisol et aux niveaux sous-saturés en glace à l'intérieur du corps du pergélisol. Cela n'a rien d'étonnant, étant donné que le protalus rampart est largement sursaturé en glace et que donc l'air

peut difficilement y circuler. **La présence d'un pergélisol pouvant être sursaturé en glace semble indiquer que, au contraire d'un éboulis de basse altitude, la ventilation ascendante n'est pas la responsable de sa formation. Elle pourrait cependant contribuer de manière importante à son maintien en limitant le potentiel de réchauffement de l'éboulis**.

- Dans le secteur sud de l'éboulis, la topographie de surface et les résistivités électriques du corps gelé indiquent que le pergélisol est au maximum saturé en glace. L'important sur-refroidissement de la partie inférieure de l'éboulis, dû principalement au fonctionnement d'un système de ventilation au sein de la formation sédimentaire, pourrait avoir contribué à la formation de pergélisol, et contribue certainement à son maintien. Ici aussi, l'efficacité du sur-refroidissement dépend de la teneur en glace du sous-sol : la surface du sol est en effet plus froide au niveau du capteur PMR-L9 qu'à PMR-L8, où la présence de glace dans le sous-sol pourrait diminuer la porosité efficace et donc atténuer la circulation d'air au sein de l'éboulis.

Le ventilation ascendante pourrait avoir également une influence sur l'absence de glace dans les parties profondes de l'éboulis dominant le protalus rampart. En raison de sa circulation profonde, l'air transitant sous la base du pergélisol est en effet soumis à un gradient de température positif (réchauffement) plus intense que l'air transitant dans le corps gelé ou dans la couche active, ce qui lui permet de s'assécher de manière très importante. Cet air très sec pourrait donc faire fondre ou sublimer la glace avec laquelle il est au contact. La chaleur latente consommée à ce moment permettrait ainsi de conserver les températures du sous-sol proche de 0°C. Ce processus pourrait être à l'origine de l'importante épaisseur de pergélisol sec détectée par l'analyse comparée des profils thermiques et des diagraphies nucléaires dans le forage 2/2009.

En conclusion, **le site du Petit Mont Rouge semble être le seul, parmi ceux analysés jusqu'à maintenant, où la ventilation de l'éboulis est le facteur de contrôle principal (et prédominant) de la répartition du pergélisol**, confirmant l'hypothèse proposée par LAMBIEL (2006). Cependant, tenant compte que le secteur nord du versant présente une forme de reptation du pergélisol toujours active, l'effet de cheminée semble se limiter (dans la partie inférieure du versant) au maintien de conditions froides permettant l'existence de pergélisol et ne devrait pas avoir participé à sa formation. Dans le secteur sud, au contraire, la situation topoclimatique et la granulométrie sont moins favorables au refroidissement du terrain par conduction/convection que dans le secteur nord ; l'effet de cheminée pourrait donc être le facteur de contrôle prédominant, expliquant la présence de pergélisol dans la partie inférieure. Dans les deux cas, la ventilation de l'éboulis est le facteur de contrôle principal expliquant l'absence de sédiments gelés dans la partie supérieure du versant.

5.5 Eboulis de Tsaté-Moiry

5.5.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées

L'éboulis de Tsaté-Moiry se situe entre 2680 et 2900 m d'altitude sur le versant septentrional de la crête rocheuse reliant la Pointe du Tsaté (3077 m) à la Pointe du Bandon (3064 m), en rive gauche du Val de Moiry (Val d'Anniviers). Une étude générale de la géomorphologie du Val de Moiry a été effectuée par GOLAZ (1995), qui a également proposé un essai de reconstitution des stades glaciaires et de la répartition du pergélisol discontinu. Parmi tous les éboulis étudiés dans cette recherche, ce site présente la granulométrie la plus fine. Les parois constituée essentiellement de calcschistes de la Nappe du Tsaté délivrent en effet des éléments de petite taille, ce qui fait que le versant est composé surtout par de cailloux et de graviers dans une matrice sablo-limoneuse abondante, ce qui permet de stocker d'importantes quantités d'eau, comme en témoignent les nombreux écoulements visibles à la surface du sol.

La lithologie du site détermine de manière importante les caractéristiques morphologiques et la dynamique de fluage des différentes formes qui composent le versant. Ce site présente à la fois des formes de fluage superficiel, dues à la solifluxion/gélifluxion, et plus profond, dues à la reptation du pergélisol, comme en témoignent les deux glaciers rocheux situés dans la partie occidentale du versant (fig. II.138-A/C). Selon la classification proposée par IKEDA & MATSUOKA (2006), lorsqu'à la surface d'un glacier rocheux, le diamètre des débris de roche est inférieur à 15–20 cm et les éléments sont supportés par la matrice, on parle de glacier rocheux à galets (*pebbly rock glacier*). Les deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry rentrent donc dans cette catégorie. Par extension, nous pouvons donc considérer le reste du versant comme un éboulis à galets (*pebbly talus slope*).
La taille des éléments augmente légèrement de l'est vers l'ouest. La partie orientale du versant est caractérisée par un éboulis de gravité présentant sur sa bordure droite d'imposants blocs de roche redressés par solifluxion et par cryoturbation (fig. II.138-B). Un petit chenal torrentiel (visible sur la figure II.138-A entre les profils ERT Moi-1 et Moi-2) coupe longitudinalement toute la pente. A l'est de ce chenal, les éléments sont constitués essentiellement par de graviers et cailloux dans une matrice sableuse, tandis qu'à l'ouest, on trouve plutôt des cailloux et petits blocs dans une matrice sablo-graveleuse. Plus à l'ouest encore, on entre dans un secteur dominé par de nombreuses loupes de solifluxion, parfois superposées les unes aux autres. Ces loupes ont un front constitué de matériaux fins et un corps présentant parfois de petits blocs (fig. II.138-B). La partie occidentale du versant est occupée par deux glaciers rocheux (glaciers rocheux de Tsaté-Moiry 1 et 2) montrant les signes évidents d'une déstabilisation récente (voir LAMBIEL 2006, 2011, ROER *et al.* 2008) : relief accidenté, présence de niches d'arrachement et de crevasses transversales. Le dos des glaciers rocheux présente des blocs décimétriques à métriques dans une matrice fine. Les niches d'arrachement les plus grandes (présentes surtout sur le glacier rocheux de Tsaté–Moiry 1) offrent des coupes naturelles dans la couche active et présentent des matériaux aérés de surface très peu épais, les vides étant rapidement comblés par les fines.

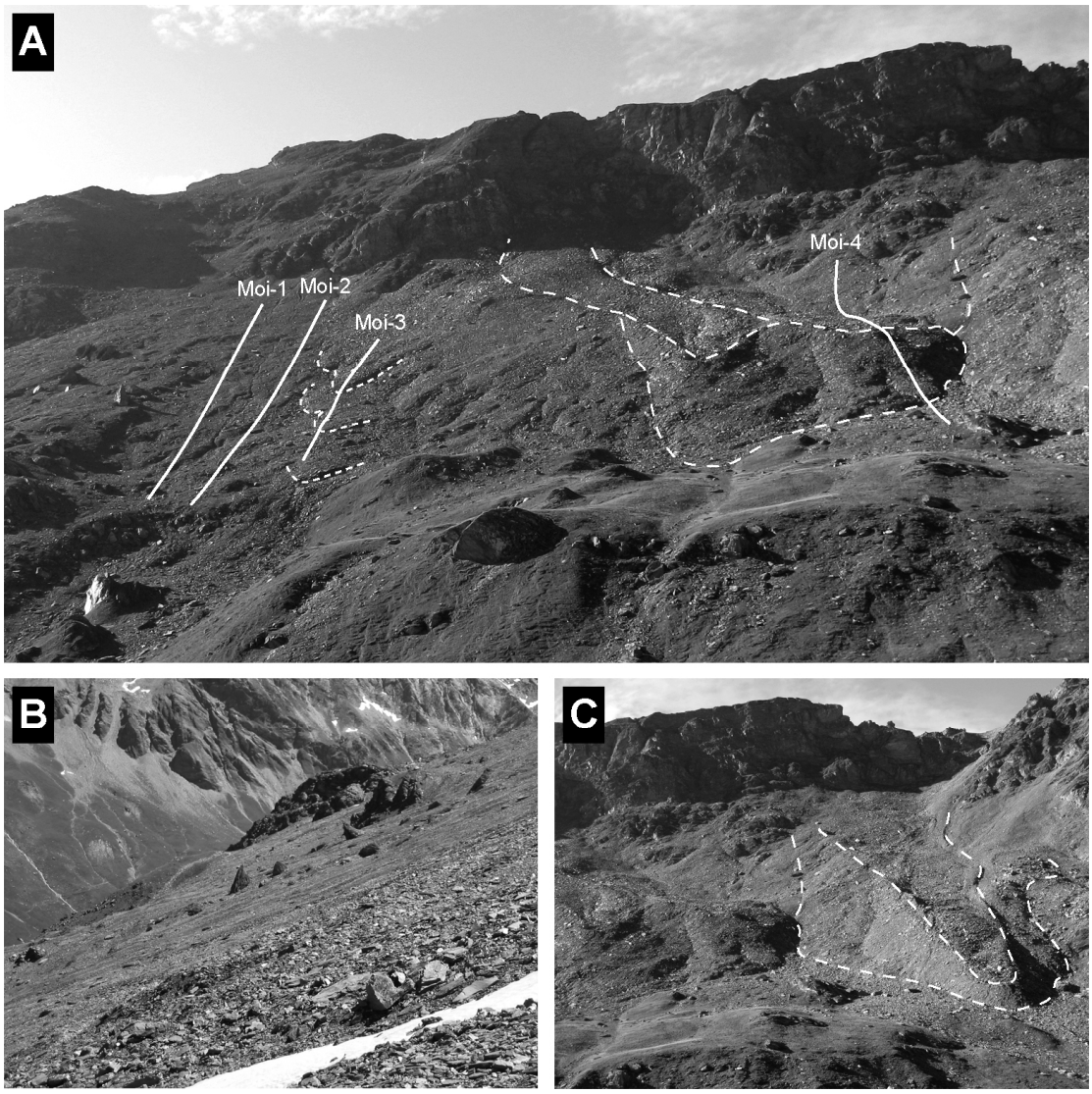


Fig. II.138 *– (A) Vue frontale sur l'éboulis de Tsaté-Moiry (partie est du versant) et sur le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2 (limites de la forme en traits tillés) et localisation des profils ERT. Les traits tillés le long du profil Moi-3 marquent la limite inférieure du front des loupes de solifluxion traversées. (B) Détail de la partie est de l'éboulis avec, au premier plan, l'une des loupes de solifluxion et, au deuxième plan, les grandes pierres redressées par la solifluxion et le gel-dégel. (C) Vue du glacier rocheux de Tsaté-Moiry 1 (partie ouest du versant).*

Ces deux glaciers rocheux sont actifs, comme en témoigne l'analyse d'images InSAR (DELALOYE *et al*. 2005, LAMBIEL *et al*. 2008b), montrant des vitesses de déplacement supérieures à 1 cm/jour pour le glacier rocheux 1 et de plusieurs cm/mois pour le glacier rocheux 2. Depuis l'été 2005, ces deux formes font l'objet d'un monitoring DGPS de leurs vitesses de surface (fig. II.139). Dans sa partie frontale, le glacier rocheux 1 présente des déplacements horizontaux de plusieurs m/an, avec un maximum de 8.2 m/an entre 2008 et 2009. Tenant compte des vitesses importantes mesurées et de la morphologie présentant des signes de déstabilisation

récente, cet appareil peut être considéré comme un glacier rocheux en crue (*Surging rockglacier* selon la dénomination proposée par DELALOYE *et al*. 2005). Le glacier rocheux 2 est moins rapide et présente un comportement différencié de ses deux lobes frontaux. Le lobe ouest est le plus rapide, avec des vitesses horizontales supérieures à 1.5 m/an et un maximum de 2.2 m/an entre 2008 et 2009. L'autre lobe est plus stable, comme en témoignent les vitesses horizontales inférieures à 1.2 m/an. Cet appareil constitue un exemple typique de glacier rocheux à mouvement rapide (*Rapidly moving rockglacier* selon la dénomination proposée par DELALOYE *et al*. 2005).

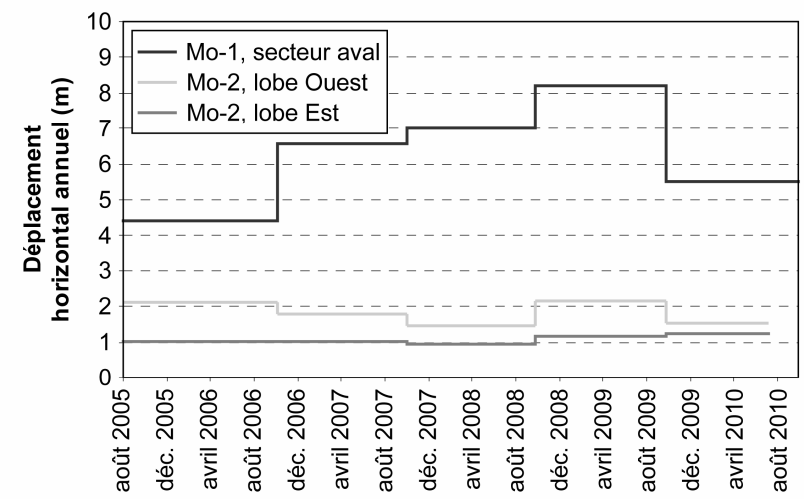


Fig. II.139 *– Vitesses horizontales annuelles des glaciers rocheux de Tsaté-Moiry 1 (Mo-1) et 2 (Mo-2). Pour plus de détails sur Mo-1, voir LAMBIEL (2011).*

Notre étude s'est concentrée sur la partie orientale et centrale du versant, constituée d'un éboulis soliflué et du glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2. Pour plus de détails sur le glacier rocheux 1 (en particulier sur sa morphologie et sur l'analyse et la discussion de ses vitesses de déplacement), voir LAMBIEL (2011).

Par sa situation topoclimatique, tout le versant de l'éboulis de Tsaté-Moiry se situe à l'intérieur de la zone potentiellement favorable à la présence de pergélisol discontinu. D'une part, la limite inférieure du pergélisol discontinu peut en effet être estimée à 2600-2700 m pour les orientations nord et nord-est sur la base de l'altitude inférieure des glaciers rocheux actifs de la région (voir GOLAZ 1995) ; d'autre part, la présence de deux glaciers rocheux actifs dans la partie occidentale du versant est la preuve directe que le pergélisol peut potentiellement occuper tout l'éboulis.

Les données à ce jour inédites à disposition pour cet éboulis sont les 4 profils ERT longitudinaux à la pente réalisés en août 2010. Au total, 312 électrodes espacées de 4 m ont été mesurées. A ces données s'ajoutent des enregistrements en continu de la température de la surface du sol en dix emplacements (fig. II.140).

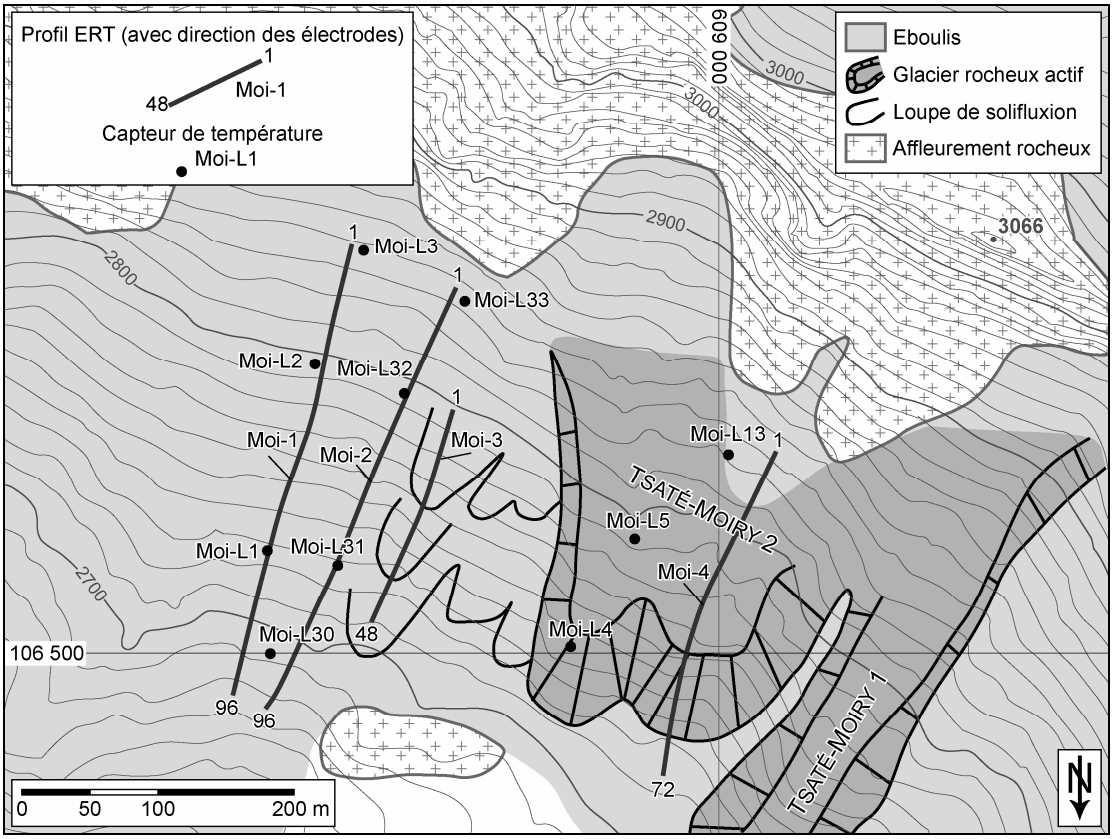


Fig. II.140 *– Carte géomorphologique simplifiée de l'éboulis de Tsaté-Moiry avec localisation des profils ERT et des capteurs de température.*

5.5.2 Prospection géoélectrique

5.5.2.1 Le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2

Les quatre tomographies électriques ont été réalisées sur des profils amont-aval (fig. II.140). Les profils ERT Moi-1 et Moi-2 traversent toute la partie est de l'éboulis et ont été placés dans des zones à granulométrie de surface légèrement différente (cf. ci-dessus). Moi-3 a été réalisé légèrement plus à l'ouest que Moi-2 afin de couper plusieurs loupes de solifluxion/gélifluxion. Moi-4 a été réalisé sur le lobe ouest du glacier rocheux 2 et a été prolongé vers l'amont afin de couvrir une partie de l'éboulis se trouvant aux racines de la formation. Ce profil ERT couvrant tout le glacier rocheux actif permettra de définir des valeurs de résistivité électrique typiques pouvant aider dans l'interprétation des trois autres profils ERT réalisés.
Le front du glacier rocheux 2 (fig. II.141) présente des résistivités globalement inférieures à 5 kΩm, avec les résistivités les plus importantes au pied du front, probablement dues à la granulométrie plus grossière liée au dépôt de blocs tombés du sommet du front du glacier rocheux, et des résistivités en profondeur comprises entre 2 et 3 kΩm. La partie supérieure du front est plus résistante dans la proche surface (3–10 kΩm), et présente des résistivités très faibles (< 1.5 kΩm) en profondeur, témoignant du colmatage progressif des vides par les fines.

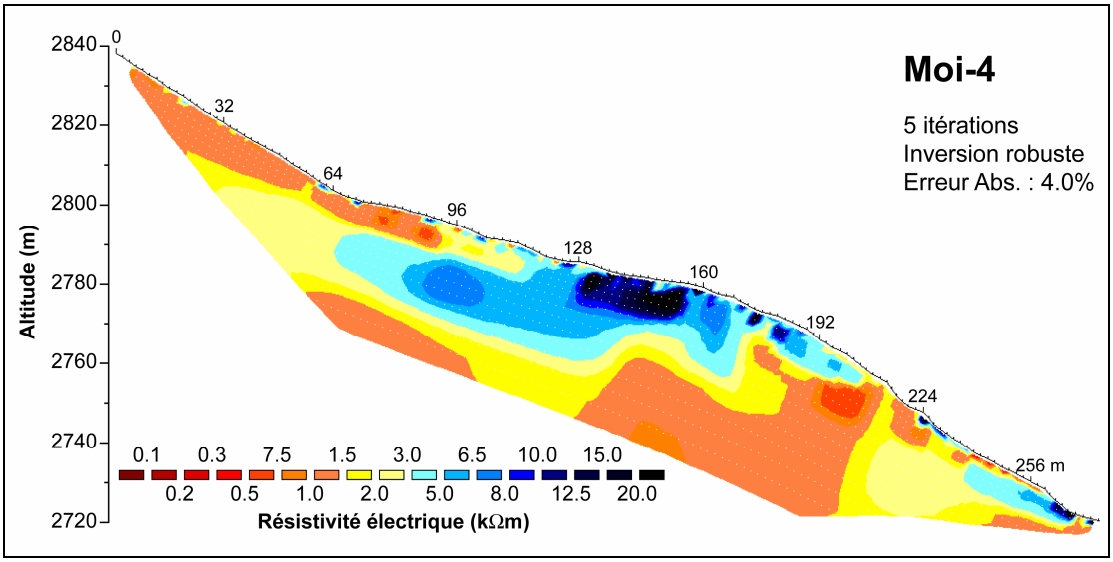


Fig. II.141 *– Le profil ERT inversé Moi-4 réalisé sur le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2.*

Le dos du glacier rocheux présente un corps résistant (résistivités supérieures à 3 kΩm) d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Juste en amont du front, les résistivités sont les plus importantes à proximité de la surface, avec une résistivité maximale de 20 kΩm vers 150 m de distance. Plus en amont, la proche surface présente un niveau plus conducteur de 7–8 m d'épaisseur, les résistivités diminuant en direction de l'amont. Ce niveau correspond probablement à la couche active. Le corps résistant situé plus en profondeur présente également des résistivités diminuant du dos du glacier rocheux (3–8 kΩm) vers la partie inférieure de l'éboulis situé à ses racines (2–3 kΩm). Dans cette partie du versant, tant en surface qu'en profondeur les résistivités sont inférieures à 1.5 kΩm.

Les profils de résistivité extraits des tomogrammes présentés à la figure II.143 permettent de mieux observer l'évolution des résistivités avec la profondeur. A une distance de 100 m, le profil des résistivités présente trois couches qui, en raison de la dynamique active du glacier rocheux, peuvent être interprétées comme étant la couche active (1.8–3.0 kΩm), le corps du pergélisol (3.0–7.5 kΩm), qui est probablement sursaturé en glace, et les sédiments non gelés situés sous la base du pergélisol (1.3–1.7 kΩm). **La présence de pergélisol est donc probable pour des résistivités spécifiques supérieures à 3 kΩm**. Dans la partie inférieure de l'éboulis (profil à une distance de 50 m), sous une couche de surface de 1.0–1.4 kΩm, les résistivités augmentent pour atteindre 1.9–2.5 kΩm. Ces valeurs sont similaires à celles de la couche active au niveau du profil extrait à 100 m de distance. Par contre, comme la granulométrie est ici moins grossière qu'à la surface du corps du glacier rocheux et comme la présence d'un niveau relativement poreux jusqu'à 30 m de profondeur est hautement improbable (on a vu auparavant que les vides sont rapidement comblés par les fines), **l'augmentation de la résistivité en profondeur pourrait traduire la présence d'un pergélisol sous-saturé en glace à la**

température de fusion de la glace. Pour des résistivités comprises entre 1.5 et 3 kΩm, la présence de pergélisol est donc possible.

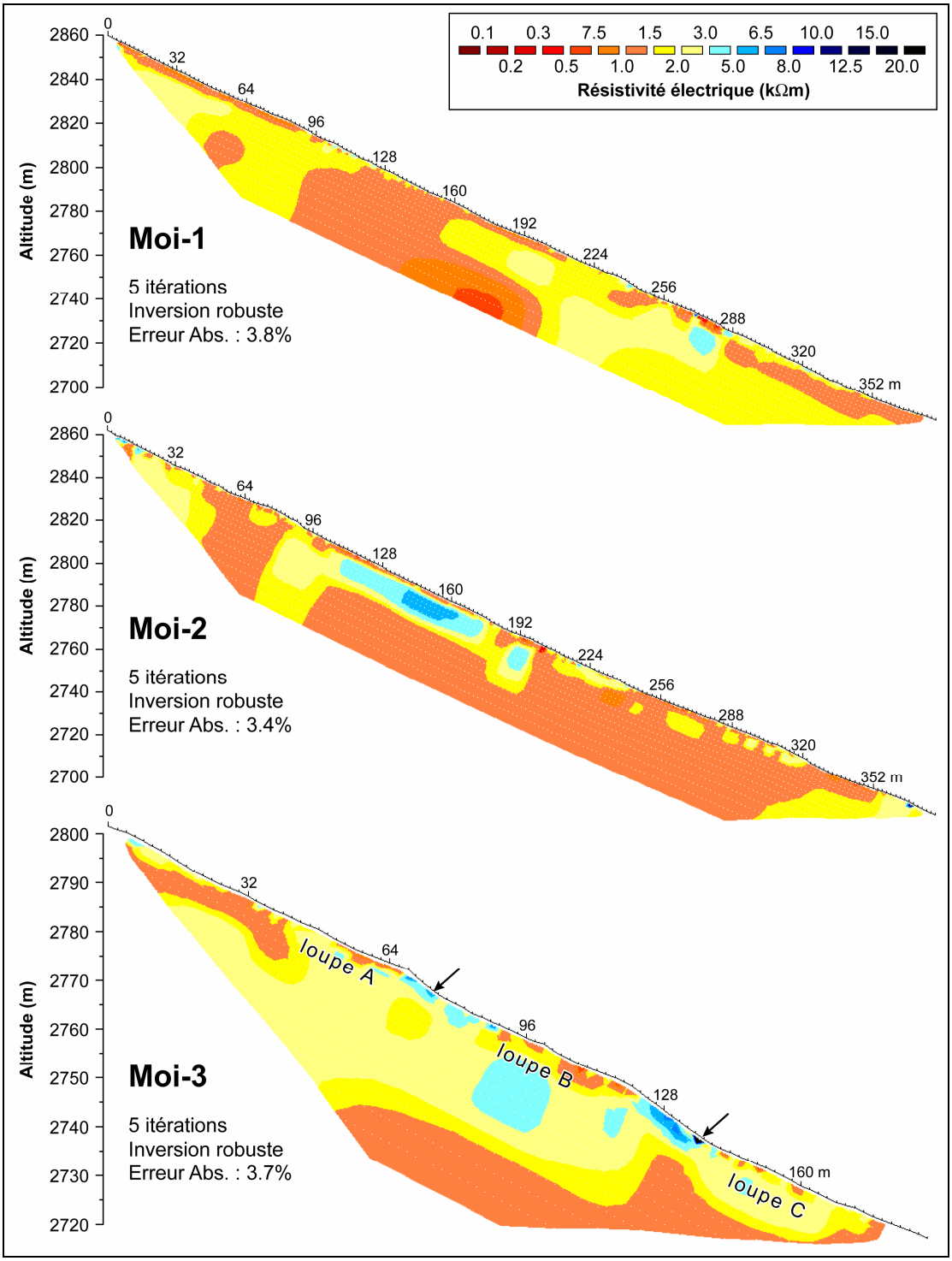


Fig. II.142 *– Les profils ERT inversés réalisés sur l'éboulis de Tsaté-Moiry. Les flèches dans le profil Moi-3 indiquent la position de la base du front des loupes de solifluxion.*

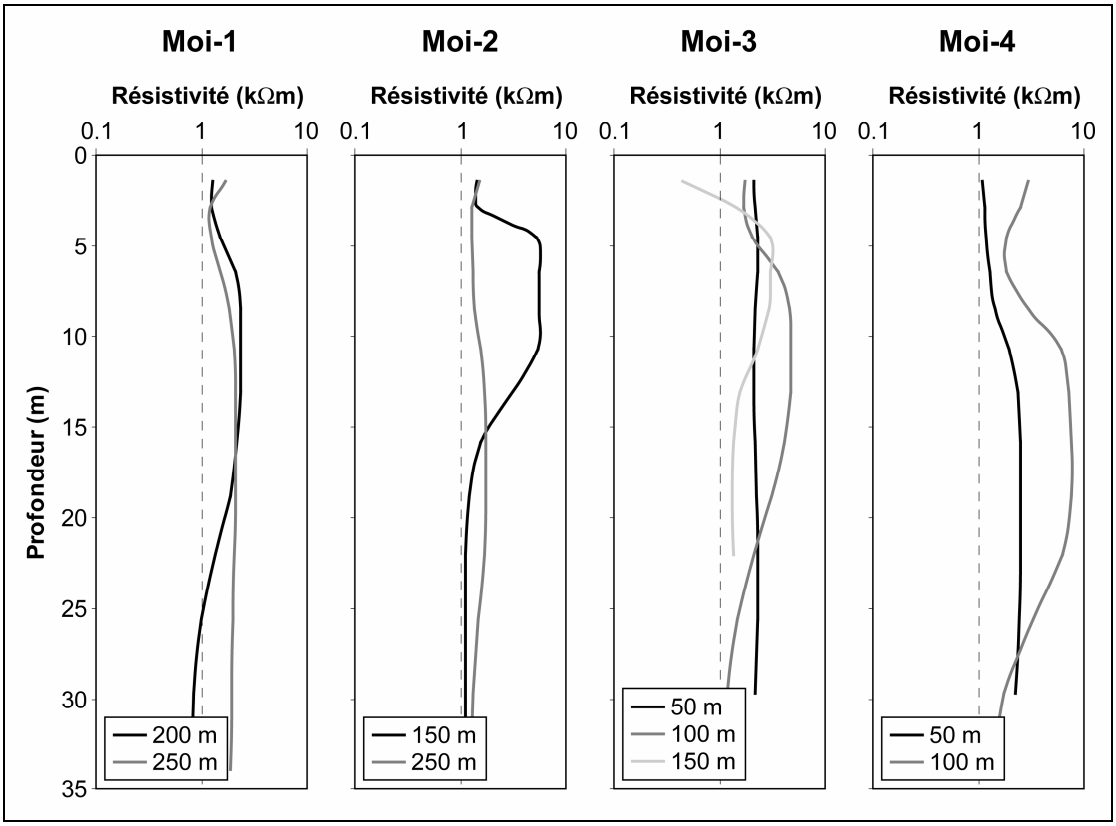


Fig. II.143 *– Profils de résistivités le long des tomographies effectuées sur l'éboulis et sur le glacier rocheux 2 de Tsaté-Moiry.*

5.5.2.2 L'éboulis de Tsaté-Moiry

Le profil ERT Moi-1 présente, dans la partie inférieure de la pente, un corps avec des résistivités globalement inférieures à 3 kΩm qui devient de plus en plus étroit au fur et à mesure que l'on remonte la pente (fig. II.142). Des résistivités similaires ont été mesurées également dans la partie supérieure de l'éboulis, dans les 100 premiers mètres du profil. La partie médiane-supérieure de la pente présente par contre des résistivités inférieures à 1.5 kΩm. Les profils de résistivité de la figure II.143 sont très utiles pour comprendre la structure du sous-sol. On peut voir en effet que, sous une couche de surface de 5–6 m d'épaisseur (1.2–1.5 kΩm), les résistivités augmentent jusqu'à 1.8–2.4 kΩm. Dans le profil extrait à 200 m de distance, elles diminuent à partir de 19 m de profondeur, tandis que dans le profil extrait à 250 m elles restent constantes sur toute l'épaisseur mesurée. Tenant compte de la forme des courbes et des valeurs déterminées sur le glacier rocheux 2, **les résistivités supérieures à 1.8 kΩm mesurées en profondeur indiquent que la présence de pergélisol est possible dans la partie médiane-inférieure et dans la partie supérieure de l'éboulis**.

Sur le profil Moi-2, par contre, on ne retrouve plus la structure visible dans Moi-1. Ici, **la présence de sédiments gelés dans la moitié inférieure de la pente est improbable**, comme en témoignent les résistivités inférieures à 1.5 kΩm

(fig. II.142) et l'homogénéité du profil de résistivité extrait à 250 m de distance (fig. II.143). Plus en amont, un corps plus résistant (3–6.5 kΩm) situé à proximité de la surface est présent entre 110 et 180 m de distance. Enfin, la partie supérieure du profil ERT présente des résistivités comprises entre 1.5 et 3 kΩm (présence possible de pergélisol). Le profil de résistivité extrait à 150 m de distance (fig. II.143) présente une importante augmentation de résistivité entre 3 et 16 m de profondeur, **avec des valeurs comprises entre 3.1 et 5.6 kΩm qui témoigneraient de la présence probable de pergélisol**.
La tomographie Moi-3 coupe partiellement trois loupes de solifluxion, que l'on nommera A, B et C de l'amont vers l'aval (fig. II.142). Les trois loupes présentent globalement des résistivités supérieures à 2 kΩm, avec les valeurs maximales (~5 kΩm) mesurées au centre de la loupe B, indiquant que la présence de pergélisol est possible. Il en va de même des profils verticaux de résistivité, qui sont cependant différents d'une loupe de solifluxion à l'autre. Dans la loupe A (profil à 50 m de distance), les résistivités ne varient pratiquement pas avec la profondeur, et sont comprises entre 2.1 et 2.3 kΩm (fig. II.143). La configuration du profil extrait à 100 m de distance dans la loupe B est complètement différente. On retrouve ici un niveau relativement conducteur de surface de 4–5 m d'épaisseur (1.7 kΩm), suivi d'un niveau plus résistant (2.0–4.7 kΩm) entre 5 et 20 m de profondeur et à nouveau d'un niveau plus conducteur (1.0–1.4 kΩm) situé en profondeur. Dans la loupe C, enfin, on retrouve une structure du sous-sol à trois couches (profil à 150 m de distance de la figure II.143). La couche résistante est par contre moins profonde (elle se situe entre 3 et 13 m de profondeur) et moins résistante (1.5–3.0 kΩm) qu'à la loupe B. Tenant compte de l'interprétation des autres tomogrammes et des autres profils de résistivité, **la présence de pergélisol est possible dans les trois loupes étudiées**.

5.5.2.3 Synthèse sur la prospection géoélectrique

Par rapport aux autres éboulis étudiés, les résistivités électriques mesurées sur le site de Tsaté-Moiry sont les plus faibles. La prospection du glacier rocheux actif de Tsaté-Moiry 2 où, étant donnée la forme bombée et l'activité marquée de la forme, la présence d'un pergélisol probablement sursaturé en glace est très probable, a permis de définir des valeurs limites pour les catégories « pergélisol probable » et « pergélisol possible ». Ainsi, **la présence de pergélisol est possible avec des résistivités de 1.5–3 kΩm et probable avec des résistivités supérieures à 3 kΩm. Les résistivités maximales atteignent seulement 20 kΩm**. Ces valeurs très faibles ne sont pas surprenantes pour ce glacier rocheux à galets. Des valeurs similaires pour des glaciers rocheux constitués par des schistes ont été proposées, par exemple, par IKEDA & MATSUOKA (2006), selon lesquels la résistivité du pergélisol dans ces formes à granulométrie très fine est comprise généralement entre 2 et 20 kΩm (dans les cas extrêmes entre 0.5 et 20 kΩm ; voir IKEDA 2008). Si du pergélisol est présent, des résistivités de 2–4 kΩm indiqueraient qu'il doit être sous-saturé en glace et de type tempéré. Des résistivités de 4–20 kΩm indiqueraient par contre que la présence de pergélisol est probable et que sa température est plus froide.

L'analyse des trois tomographies effectuées sur l'éboulis de Tsaté-Moiry n'a pas été effectuée en tenant compte seulement des valeurs limites définies sur le glacier rocheux. Cela aurait probablement biaisé l'interprétation, sachant qu'il faut tenir compte des différences de granulométrie d'un profil ERT à l'autre, qui peuvent faire varier les valeurs de résistivité et leur évolution en profondeur. Ainsi, **l'interprétation des profils ERT a été étayée par l'analyse de profils verticaux de résistivité extraits des différents tomogrammes**. Lorsque ces profils présentaient une couche résistante relativement épaisse sous une couche plus conductrice de plusieurs mètres d'épaisseur, la stratigraphie a été interprétée comme une couche active et un corps gelé. Etant données les caractéristiques sédimentaires du versant, il est en effet hautement improbable que la couche résistante puisse être due simplement à un niveau plus poreux situé en profondeur.

Ainsi, en tenant compte des valeurs limites de résistivité définies sur le glacier rocheux 2 et des variations verticales de résistivité dans des profils extraits des tomogrammes, il est possible de proposer une esquisse de la répartition du pergélisol dans l'éboulis de Tsaté-Moiry :

- **La répartition du pergélisol dans le versant est très hétérogène et les zones gelés sont probablement très limitées spatialement**.
- Dans la partie est du versant, il n'y a aucune continuité des corps gelés entre les deux profils ERT Moi-1 et Moi-2. **A la bordure est de l'éboulis (profil Moi-1), la présence de pergélisol est possible dans la partie médiane-inférieure et au sommet de l'éboulis. Plus à l'ouest (profil Moi-2), au contraire, la présence de pergélisol semble possible seulement dans la moitié supérieure de la pente**. Les résistivités comprises entre 3 et 6.5 kΩm entre 110 et 180 m de distance sur le profil Moi-2 indiquent même que la présence de pergélisol à cet endroit est probable.
- Dans le secteur occupé par des loupes de solifluxion à l'est du glacier rocheux 2 (profil Moi-3), la présence de pergélisol est possible dans les trois loupes étudiées.

En général, mis à part le glacier rocheux, **la morphologie de surface n'est probablement pas dépendante de la présence ou de l'absence de pergélisol en profondeur. Le fluage de la partie superficielle du sol ne semble donc être lié ni à un fluage sur sol gelé ni à la reptation de la glace en profondeur** (d'ailleurs, des loupes de solifluxion sont présentes également à la surface du glacier rocheux 1). Tenant compte de la grande confusion qui existe quant à la distinction entre solifluxion et gélifluxion (cf. note 1 dans le chapitre 3.1.1), l'interprétation la plus simple est de considérer ces formes de fluage superficiel comme étant des loupes de solifluxion, dues au fluage de la partie superficielle du terrain imbibée d'eau, une situation favorisée par l'abondance de fines produits par l'altération des calcschistes. Dans la partie de versant située à l'est des glaciers rocheux, la (grande) hétérogénéité dans la répartition du pergélisol est donc probablement indépendante de l'hétérogénéité au niveau morphologique.

5.5.3 Processus de surface

5.5.3.1 Effet de la radiation solaire

La cartographie de la répartition de la radiation solaire potentielle directe sur le versant septentrional de la crête rocheuse reliant la Pointe du Tsaté à la Pointe du Bandon (fig. II.144) permet de constater que les différences entre les glaciers rocheux 1 et 2 et l'éboulis situé dans la partie est du versant sont très faibles. Tant sur le corps du glacier rocheux 2 que sur une bonne partie de l'éboulis, les valeurs sont en effet comprises entre 275 et 315 kWh/m^2. Une différence significative apparaît dans les parois rocheuses qui dominent le versant : en amont des deux glaciers rocheux et du secteur soliflué, les parois rocheuses sont plus développées que dans le secteur dominant la partie orientale de l'éboulis. Cela se traduit par une différence de la radiation solaire potentielle directe, qui est inférieure à 150 kWh/m^2 en amont des glaciers rocheux et comprise entre 200 et 250 kWh/m^2 en amont d'une bonne partie de l'éboulis. Il est toutefois difficile de déterminer si cela peut avoir une influence sur les cycles de gel-dégel affectant la roche, et donc si cela a une influence sur la quantité de débris rocheux générés par l'érosion des parois. Au contraire, la taille plus réduite des parois en amont de l'éboulis pourrait signifier qu'au cours du temps l'érosion a été, ici, plus intense.

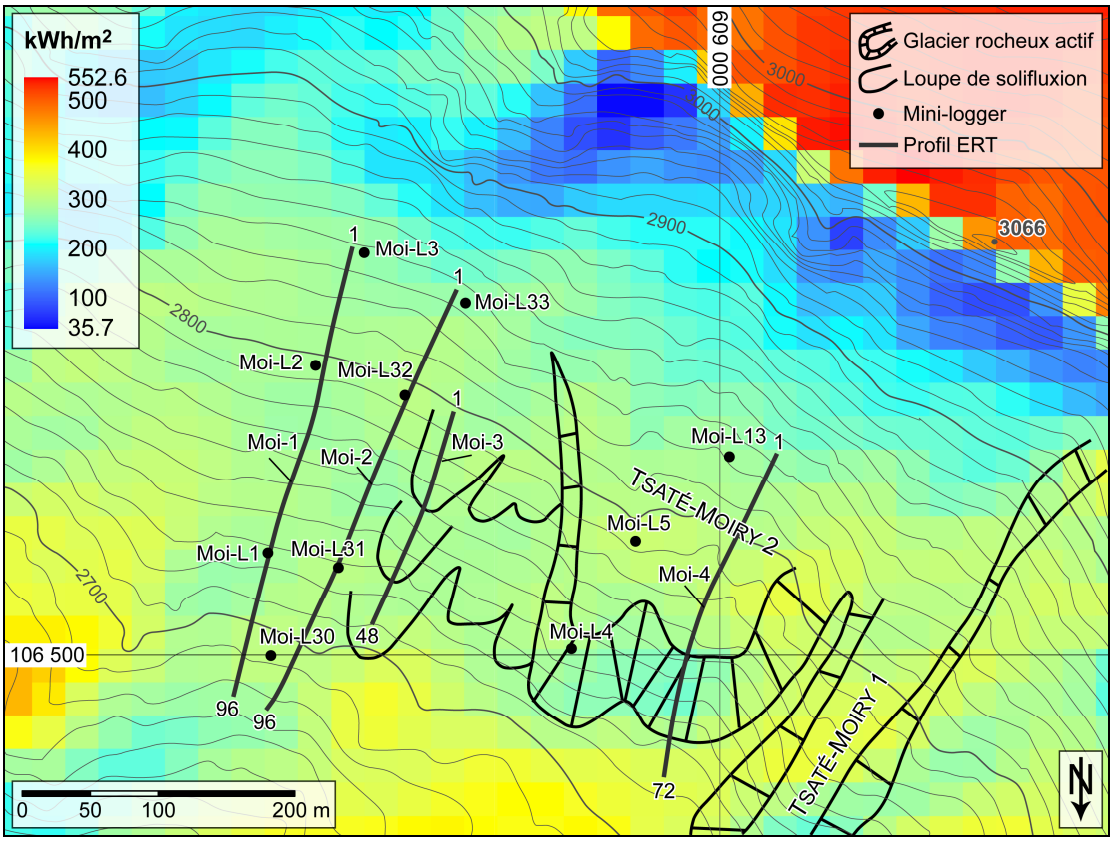


Fig. II.144 *– Calcul de la radiation solaire directe potentielle pour la période comprise entre le 1er juillet et le 31 octobre sur l'éboulis de Tsaté-Moiry.*

5.5.3.2 Régime thermique de surface

Le régime thermique de la surface de l'éboulis et du glacier rocheux 2 a été étudié au moyen de 10 capteurs de température du type UTL-1 et i-button. Les données de l'année 2009/2010 sont présentées sous la forme de panneaux de l'évolution de GST en fonction de la position dans la pente et du temps sur deux profils longitudinaux à l'éboulis passant grosso modo par les profils ERT Moi-1 et Moi-2 (fig. II.145), et sous la forme de trios de courbes de température formés par les capteurs qui se situent environ à la même altitude sur l'éboulis et sur le glacier rocheux 2 (fig. II.146).

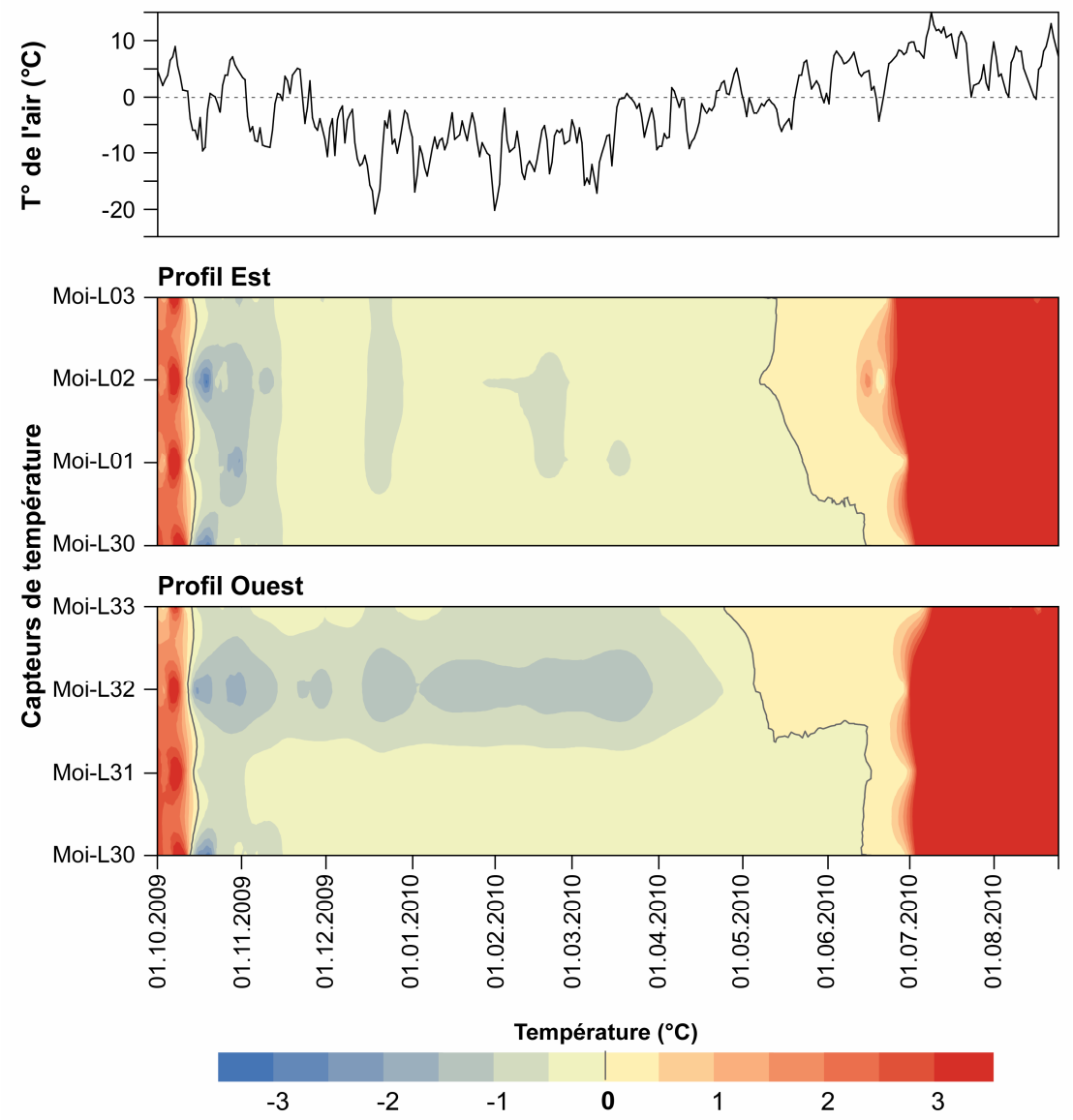


Fig. II.145 *– Evolution de GST (moyenne journalière) d'octobre 2009 à août 2010 sur deux profils longitudinaux à la pente de l'éboulis de Tsaté-Moiry passant grosso modo par les profils ERT Moi-1 et Moi-2. Les températures de l'air sont celles mesurées sur l'éboulis des Attelas. Pour la localisation des capteurs de température, voir la figure II.144.*

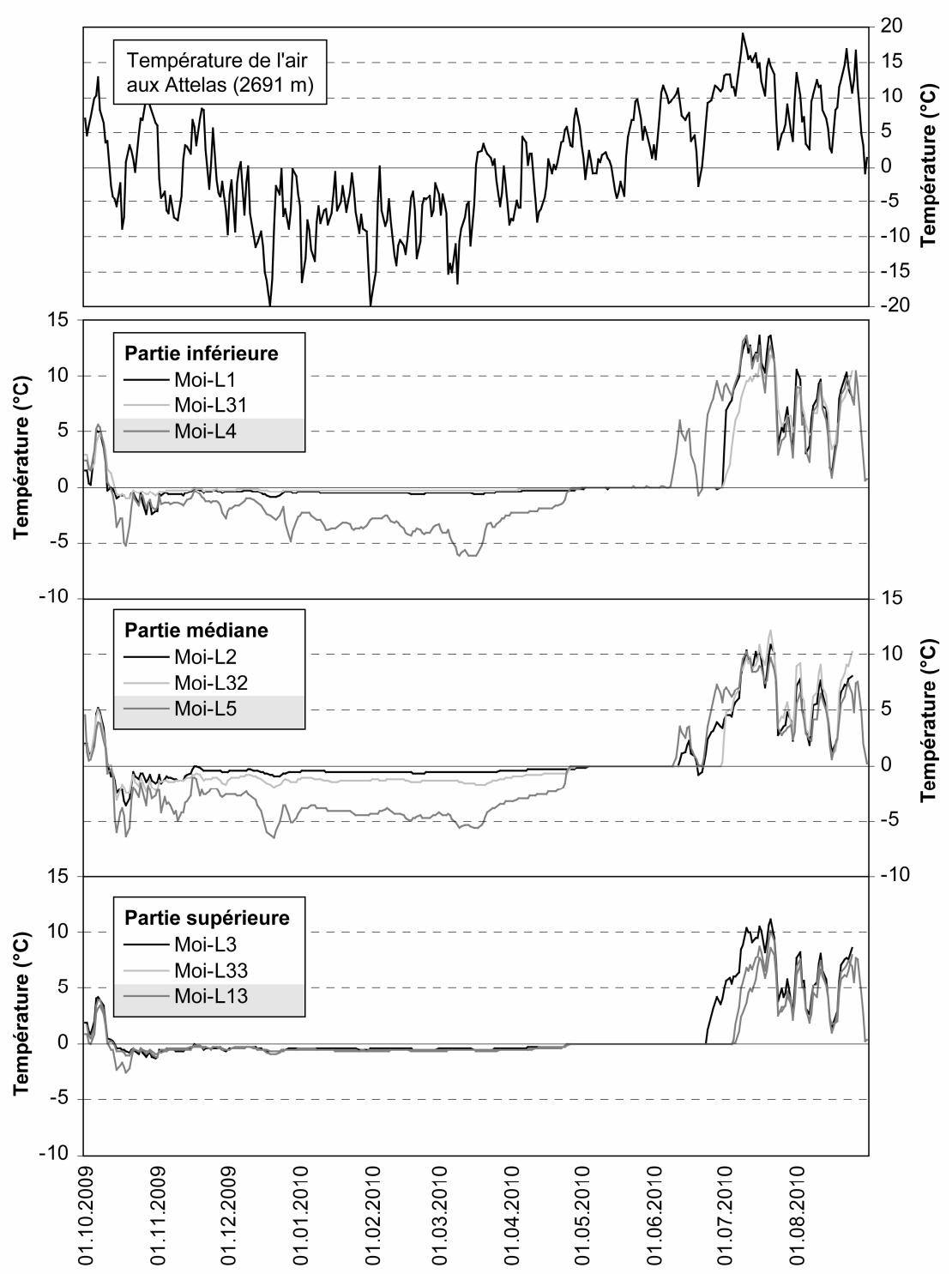


Fig. II.146 *– Températures enregistrées durant l'année 2009/2010 sur des profils amont-aval le long de l'éboulis et du glacier rocheux 2 (capteurs sur fond gris dans la légende) de Tsaté-Moiry. Les trios de courbes de température sont formés par les capteurs situés environ à la même altitude. A noter la différence dans les températures mesurées sur le corps du glacier rocheux 2 (capteurs Moi-L4-5) par rapport à la température mesurée sur l'éboulis. Pour la localisation des capteurs de température, voir la figure II.144.*

D'une manière générale, les températures de la surface du sol enregistrées sur l'éboulis sont peu froides et descendent très rarement au-dessous de -2°C. Sur le profil est, mis à part durant la période de refroidissement de la surface du sol à la fin de l'automne, GST est pratiquement toujours comprise entre 0 et -1.0 °C. Un léger refroidissement est présent au milieu de la pente (capteurs Moi-L1-2) seulement lors du pic froid de la mi-décembre 2009 et pendant la deuxième partie du mois de février. Sur le profil ouest, la situation est similaire dans la moitié inférieure de la pente (capteurs Moi-L30-31). Plus en amont, au contraire, on trouve le secteur le plus froid de tout l'éboulis à l'emplacement du capteur Moi-L32, avec des températures au cœur de l'hiver qui sont comprises entre -1 et -1.5 °C. Ce secteur froid correspond à la partie de l'éboulis où les résistivités électriques sont les plus élevées.
La date du déneigement de l'éboulis n'est pas uniforme sur toute la pente, comme en témoigne la position de l'isotherme 0°C au printemps/été (fig. II.145). La partie inférieure de la pente est libre de neige à partir du 1 juillet 2010 (capteurs Moi-L1-30-31) , tandis que la partie supérieure est complètement déneigée 11 jours (capteurs Moi-L3-33) à 33 jours (capteurs Moi-L2-32) plut tôt sur le profil est que sur le profil ouest.

Il est intéressant d'observer le comportement des températures à la même altitude sur l'éboulis et le glacier rocheux 2 (fig. II.146). Entre la partie inférieure de l'éboulis (Moi-L1-31) et le sommet du front du glacier rocheux (Moi-L4), la différence de température est très importante. GST est nettement moins froide sur l'éboulis que sur le corps du glacier rocheux 2, où elle atteint -6°C vers la mi-mars. La position sur une bosse exposée à la déflation éolienne de la neige du capteur Moi-L4 permet d'expliquer le refroidissement important de la température en relation avec les pics froids des températures de l'air.
Dans le secteur médian-supérieur de l'éboulis (Moi-L2-32), les températures de la surface du sol sont nettement moins froides que sur le corps du glacier rocheux 2 (Moi-L5), où elles sont inférieures à -4°C pratiquement tout l'hiver. La granulométrie plus grossière et le sous-sol sursaturé en glace permettent d'expliquer le potentiel de refroidissement plus important du glacier rocheux par rapport à l'éboulis (visible également dans les températures de la surface du sol lors du premier pic froid de l'automne 2009). Cette différence apparaît également, de manière plus faible, entre les profils est et ouest de l'éboulis. Comme la différence de granulométrie est très faible, **les températures plus froides enregistrées par Moi-L32 (pergélisol probable) à la même altitude que Moi-L2 (pergélisol improbable) sont donc vraisemblablement liées à la présence de quantités de glace plus importantes dans le sous-sol**.
Dans la partie supérieure de l'éboulis (Moi-L3-33) et du glacier rocheux 2 (Moi-L13), enfin, les températures de la surface du sol sont pratiquement les mêmes. L'enneigement doit être assez similaire sur les trois emplacements, comme l'indique la date de déneigement très proche (entre le 26 juin et le 5 juillet 2010 sur l'éboulis et le 5 juillet 2010 sur les racines du glacier rocheux 2). La granulométrie de la surface du sol doit également être relativement similaire.

En conclusion, **les différences de température de la surface du sol entre l'éboulis et le glacier rocheux 2 seraient dues principalement à la granulométrie plus grossière et à la teneur en glace plus importante de ce dernier**. **Dans une moindre mesure, ces deux facteurs déterminent également les différences de température entre le profil est et ouest de l'éboulis, avec les températures les plus froides de l'éboulis enregistrées dans le secteur présentant les résistivités les plus élevées** (partie supérieure du profil ERT Moi-2).

5.5.4 Synthèse générale

Dans tout le versant, il y a une bonne correspondance entre les secteurs où les températures de la surface du sol sont les plus froides et ceux où les résistivités sont les plus élevées. **Le régime thermique de ce site est donc essentiellement conductif, les températures de la surface du sol étant contrôlées principalement par la granulométrie et par la teneur en glace du pergélisol (lorsqu'il est présent)**. La matrice fine massive qui supporte les éléments empêche probablement tout échange de chaleur s'opérant de manière convective ou advective. Etant donné ce cadre général relativement simple, comme expliquer la forte hétérogénéité dans la répartition du pergélisol ? En particulier, pourquoi y a-t-il une différence autant marquée entre l'éboulis et les glaciers rocheux ?

Les résistivités des sédiments gelés comprises entre 2 et 20 kΩm mesurées dans l'éboulis et dans le glacier rocheux 2 indiquent que le pergélisol n'est probablement pas du type « à haute teneur en glace » (*ice-rich permafrost*), présentant des résistivités supérieures à 50–100 kΩm et typique des glaciers rocheux à blocs de lithologie granitique ou gneissique, mais plutôt du type « cimenté par la glace » (*ice-cemented permafrost*), comme cela est le cas dans les glaciers rocheux à galets (IKEDA & MATSUOKA 2006, IKEDA 2008). Ce type de pergélisol résulterait de la congélation d'eau souterraine lorsque la température du sol devient négative (cf. aussi le chapitre 5.2.4). Deux éléments en particulier permettent d'étayer cette interprétation :

- **La présence d'un pergélisol cimenté par la glace exclut l'incorporation au sein de l'éboulis et des glaciers rocheux de névés permanents ou de plaques de glace qui se seraient formés pendant le PAG**. Cela aurait en effet favorisé le développement d'un pergélisol à haute teneur en glace, très résistant. Pendant le stade 1850, d'ailleurs, l'altitude de la LEG dans la région pour les orientations nord était d'environ 2900 m (LEG calculée sur le glacier de Moiry avec un AAR de 0.67 ; cf. GOLAZ 1995). Cette altitude correspond juste à la base des parois rocheuses dominant le site de Tsaté-Moiry, ce qui réduit pratiquement à zéro la surface d'accumulation potentielle. De plus, du point de vue morphologique, aucune trace d'englacement récent du site n'est visible.

- **Lorsqu'un pergélisol se forme par congélation d'eau souterraine, sa teneur en glace est dépendante de la quantité d'eau pouvant se transformer en glace**. Il est difficile de déterminer si le secteur des glaciers rocheux bénéficie d'un apport en eau plus important que l'éboulis. Cependant, une différence semble être présente dans le volume potentiel de matériaux pouvant stocker cette eau. La granulométrie de surface de plus en plus grossière en direction de l'ouest semble indiquer que la formation de débris rocheux pourrait être plus importante dans le secteur des glaciers rocheux que sur l'éboulis, ce qui permettrait d'obtenir un volume de matériaux meubles plus grand dans lequel l'eau peut percoler (et congeler) plus important. De plus, il faut considérer qu'à l'aval d'une bonne partie du secteur soliflué et des glaciers rocheux, un replat structural est présent. Il pourrait favoriser l'accumulation des matériaux rocheux en pied de pente. A l'aval de l'éboulis, au contraire, les débris rocheux peuvent être potentiellement évacués plus bas dans le versant. Malheureusement, la profondeur et la géométrie de la roche en place ne sont pas connues, ce qui aurais permis de bénéficier de plus d'informations sur le volume de matériaux pouvant être potentiellement « congelé ».

En résumé, les profils ERT et les températures de la surface du sol ont permis de déterminer la structure et la répartition du pergélisol dans le versant et de proposer des considérations sur le rôle de l'eau liquide dans la formation du pergélisol. Cette eau liquide, en imbibant la partie supérieure du terrain, est également responsable de la formation des nombreuses loupes de solifluxion qui caractérisent le versant. Comme cela a été mis en évidence par LAMBIEL (2011), les quantités d'eau s'infiltrant au printemps et en été dans le terrain pourraient également influencer les vitesses de fluage des glaciers rocheux 1 et 2. Ces données ont également permis de montrer que, en raison de la lithologie particulière du site, qui influence de manière très importante la taille des éléments constituant l'éboulis, les valeurs de résistivité normalement utilisées pour définir la répartition du pergélisol dans les éboulis à blocs ne sont pas valables ici. L'éboulis à galets de Tsaté-Moiry, en raison de sa granulométrie, est donc soumis à des conditions rhéologiques et d'évolution (formation, saturation, déformation) du pergélisol très particulières.

A l'heure actuelle, il n'est par contre pas possible d'expliquer plus en détails la répartition très hétérogène du pergélisol dans l'éboulis. Tenant compte des considérations présentées ci-dessus, elle pourrait être due à des micro-différences de granulométrie et/ou à la conformation de la roche en place. Dans le futur, la réalisation de plusieurs profils ERT transversaux à la pente et d'un ou plusieurs profils de sismique réfraction pourraient donner d'avantage d'informations sur l'étendue latérale des corps gelés, sur la saturation en glace des sédiments et sur la géométrie de la roche en place. Une étude des mouvements souterrains de l'eau à l'aide de la polarisation spontanée (cf. SCAPOZZA *et al*. 2008a) pourrait également apporter des informations fondamentales dans la compréhension de l'hydrogéologie du versant.

6 Le pergélisol dans les éboulis : discussion générale

Les cinq études de cas analysées dans cette recherche ont permis d'obtenir une masse considérable d'informations sur la structure, la répartition spatiale du pergélisol, les caractéristiques physiques de la cryosphère interne et les processus agissant à la surface et à l'intérieur des éboulis étudiés. Pour chaque site, une double synthèse des résultats obtenus a déjà été présentée : une synthèse des prospections géophysiques effectuées en termes de répartition du pergélisol et une synthèse générale traitant de l'influence des facteurs de contrôle analysés, placées respectivement vers la moitié et à la fin de chaque chapitre dédié à chacun des cinq sites d'étude. Il s'agit maintenant de passer de l'analyse locale à une approche plus globale, en intégrant les enseignements acquis sur chaque site d'étude pour (essayer de) caractériser notre objet d'étude (l'éboulis périglaciaire de haute altitude) dans sa totalité ; c'est le but de cette discussion générale.
On analysera tout d'abord quelle est la répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude (6.1) et quelles sont ses caractéristiques physiques (6.2), pour passer à une discussion des facteurs de contrôle et de leur poids relatif (6.3). On passera par la suite à une analyse de la structure des éboulis étudiés (6.4), qui sera affinée également dans la partie III de cette recherche, pour terminer avec des enseignements plus méthodologiques (6.5).

6.1 Répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude

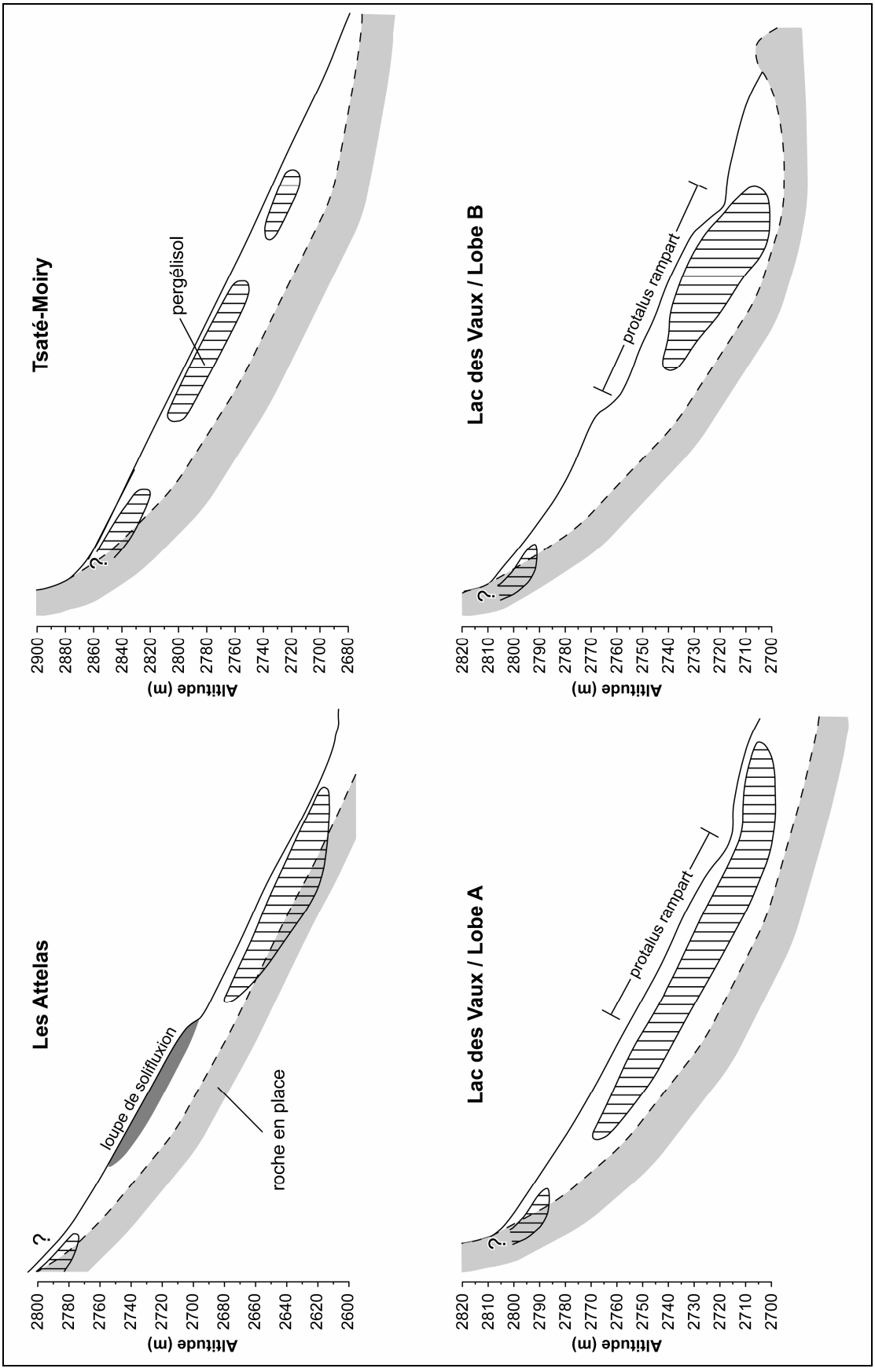
La comparaison entre les données des forages (observations, diagraphies, profils thermiques) et des profils ERT et RST a permis de valider la stratigraphie des trois éboulis où des forages ont été réalisés, tant en ce qui concerne la répartition des sédiments gelés, que la profondeur des structures détectées. Pour les deux sites où des informations directes sur la structure des éboulis n'étaient pas disponibles (absence de forages), cette validation a été évidemment moins poussée. Cependant, en raison de sa localisation et de son contexte structural et climatique très proche de celui des éboulis des Attelas et des Lapires, elle peut être considérée comme fiable pour le site du Lac des Vaux. Il n'est pas de même pour l'éboulis de Tsaté-Moiry, qui est le seul éboulis étudié à être composé de calcschistes ; c'est également le plus oriental. Dans ce cas, on a essayé de valider les mesures effectuées sur l'éboulis sur la base des connaissances acquises sur le glacier rocheux situé à proximité, sur lequel il était possible de postuler certaines caractéristiques concernant la répartition du pergélisol et sa teneur en glace en raison de l'activité de la forme.
En tenant compte de la comparabilité des profils ERT croisant les forages et de ceux qui en étaient parallèles et perpendiculaires, les prospections géophysiques ont permis d'obtenir une bonne image tridimensionnelle de la structure (en particulier de la répartition du pergélisol) des éboulis étudiés. Pour des raisons de simplicité, nous nous concentrons ici seulement sur des profils bidimensionnels (tab II. 9 et fig. II.147) ; la situation qui en ressort peut être résumée comme suit :

- la stratigraphie/température des forages, les données ERT et RST et les températures de la surface du sol (GST) présentent généralement un contraste important entre la partie inférieure et supérieure des éboulis ;
- dans la partie inférieure des éboulis, les températures du sous-sol sont les plus froides et, ce qui est le plus important, sont négatives, GST est également la plus froide, les résistivités électriques sont les plus élevées et les vitesses des ondes P sont les plus rapides ;
- en direction de l'amont, les résistivités électriques et les vitesses des ondes P diminuent, les températures du sous-sol et de la surface du sol se réchauffent et l'épaisseur de la couche active augmente ;
- dans la partie supérieure des éboulis, les températures du sous-sol sont positives, GST est la plus chaude et les résistivités électriques et les vitesses des ondes P sont les plus faibles.

Sur la base des observations et mesurées effectuées, il est donc possible de conclure que, exception faite de l'éboulis de Tsaté-Moiry, **le pergélisol est présent dans les parties inférieures des éboulis et absent dans les parties supérieures** (tab. II.9). Ce résultat permet donc de **prouver de manière directe** le modèle de la répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude proposé par HAEBERLI (1975) et confirmé à l'aide de mesures indirectes par LAMBIEL (2006) (cf. chap. 3.1.5), et s'accorde bien avec d'autres prospections d'éboulis effectuées au cours de la dernière décennie (par ex. LERJEN *et al*. 2003, LÜTSCHG *et al*. 2004, DELALOYE & LAMBIEL 2005, OTTO & SASS 2006, LAMBIEL & PIERACCI 2008, PIERACCI *et al*. 2008, SCAPOZZA *et al*. 2011b).

Eboulis		**Pergélisol secteur inférieur**		**Pergélisol secteur médian**		**Pergélisol secteur supérieur**	
		F	**G**	**F**	**G**	**F**	**G**
Les Attelas		Oui	Probable	Oui	Probable	Non	Improbable
Lac des Vaux	A	–	Probable	–	Probable	–	Probable
	B	–	Improbable	–	Probable	–	Improbable
	C	–	Improbable	–	Probable	–	Improbable
Les Lapires	W	Oui	Probable	Non	Improbable	–	Probable
	E	–	Probable	–	Possible	–	Improbable
Petit Mont Rouge	N	Oui	Probable	Oui	Probable	Non	Improbable
	S	–	Probable/ Possible	–	Possible/ Improbable	–	Improbable
Tsaté-Moiry		–	Possible	–	Possible	–	Possible

Tab. II.9 *– Tableau récapitulatif de la répartition du pergélisol dans les cinq éboulis étudiés. F = forage ; G = prospection géophysique. Pour l'éboulis du Lac des Vaux, les lettres A, B et C désignent la partie de l'éboulis passant par le lobe du même nom ; ces lobes sont situés dans le secteur médian de l'éboulis. Pour l'éboulis des Lapires – W, le secteur médian est situé en amont du forage 12/2008 et comprend les loupes de solifluxion, tandis que le secteur supérieur est occupé par le protalus rampart.*


Tsaté-Moiry
pergélisol
?
Altitude (m)
2900
2880
2860
2840
2820
2800
2780
2760
2740
2720
2700
2680
Lac des Vaux / Lobe B
protalus rampart
?
Altitude (m)
2820
2810
2800
2790
2780
2770
2760
2750
2740
2730
2720
2710
2700
Les Attelas
?
loupe de solifluxion
roche en place
Altitude (m)
2800
2780
2760
2740
2720
2700
2680
2660
2640
2620
2600
Lac des Vaux / Lobe A
protalus rampart
?
Altitude (m)
2820
2810
2800
2790
2780
2770
2760
2750
2740
2730
2720
2710
2700

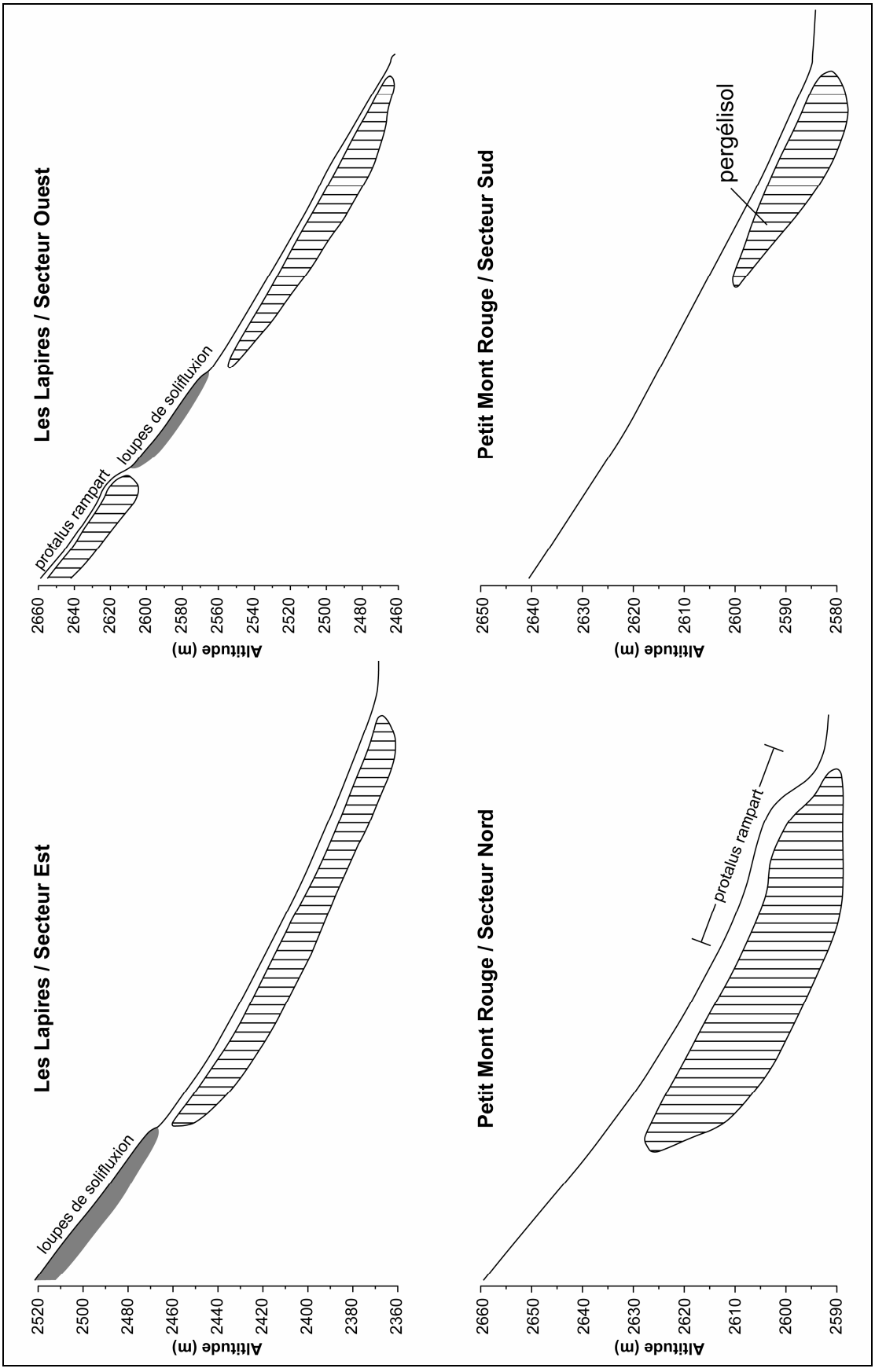

Les Lapires / Secteur Ouest
protalus rampart
loupes de solifluxion
Altitude (m)
2660
2640
2620
2600
2580
2560
2540
2520
2500
2480
2460
Petit Mont Rouge / Secteur Sud
pergélisol
Altitude (m)
2650
2640
2630
2620
2610
2600
2590
2580
Les Lapires / Secteur Est
loupes de solifluxion
Altitude (m)
2520
2500
2480
2460
2440
2420
2400
2380
2360
Petit Mont Rouge / Secteur Nord
protalus rampart
Altitude (m)
2660
2650
2640
2630
2620
2610
2600
2590

Fig. II.147 *(deux pages précédentes) – Modèles synthétiques de la répartition du pergélisol dans chacun des éboulis étudiés. Ces modèles représentent le plus souvent un état intermédiaire passant par le centre de la formation prospectée. Pour le site du Lac de Vaux– lobe C, le modèle passant par le lobe B est valable. Pour l'éboulis de Tsaté-Moiry, le modèle a été construit en intégrant les données des deux profils ERT Moi-1 et Moi-2 : le but est de montrer la grande hétérogénéité de la répartition du pergélisol dans le versant. Pour les éboulis des Lapires et du Petit Mont Rouge, la roche en place n'a pas été représentée parce qu'aucun élément (géophysique ou topographique) ne permet d'en estimer, même grossièrement, la profondeur (au contraire des autres sites d'étude).*

La preuve directe du modèle de la répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude, qui constitue l'objectif majeur de cette recherche, a permis d'obtenir des informations subsidiaires qui démontrent que, malgré la simplicité apparente de tout modèle explicatif, la situation réelle (naturelle) est bien plus complexe, comme en témoignent les considérations suivantes :

- L'opposition en termes de répartition du pergélisol entre les parties aval et amont des versants est respectée sur tous les sites sauf sur celui de Tsaté-Moiry (fig. II.147). Ce modèle, qui veut que le pergélisol soit présent seulement dans les parties inférieures d'un éboulis, implique implicitement **qu'aucun éboulis n'est intégralement occupé par du pergélisol**. Cette situation est bien réelle dans quatre des cinq études de cas présentées ici, même si dans le détail (fig. II.147) l'extension de la zone gelée est très variable et peut « remonter » la pente de manière plus ou moins importante (comme par exemple dans le cas de l'éboulis du Lac des Vaux dans l'axe du lobe A et de l'éboulis des Lapires dans le secteur est). Pour le site de Tsaté-Moiry, même, la présence de pergélisol est (théoriquement) possible dans l'intégralité du versant (tab. II.9). Ces cas plus particuliers seront rediscutés au chapitre suivant.
- **La position des secteurs où le pergélisol est présent, respectivement absent, peut varier de manière importante d'un versant à l'autre**. Sur les lobes B et C de l'éboulis du Lac des Vaux, le pergélisol occupe d'avantage la partie médiane de la pente, tandis qu'il est absent dans la partie distale, relativement plate, du versant. Dans le secteur ouest de l'éboulis des Lapires, au contraire, c'est la partie médiane qui en est dépourvue, tandis que le pergélisol est à nouveau présent dans la partie supérieure du versant. Cet éboulis, dont la base est transversale aux courbes de niveau, présente également un décalage latéral important dans la répartition du pergélisol entre ses secteurs est, central et ouest.
- Dans tous les sites sauf celui du Petit Mont Rouge, les températures de surface et, pour le secteur ouest de l'éboulis des Lapires et pour l'éboulis de Tsaté-Moiry, les résistivités électriques, témoignent de **la présence possible de pergélisol dans la partie apicale des éboulis**, ce qui confirme les observations effectuées par LAMBIEL (2006) et LAMBIEL & PIERACCI (2008). Dans le secteur ouest de l'éboulis des Lapires, étant donnée la

présence d'un protalus rampart actif, la présence de pergélisol est pratiquement certaine. Cette forme présente cependant des caractéristiques particulières qui seront discutées au chapitre suivant.

- **Plus l'éboulis est grand et morphologiquement hétérogène, plus la répartition du pergélisol est également hétérogène**. Comme on le verra au chapitre 6.3, cette hétérogénéité se reflète également dans la complexité des processus agissant au sein de l'éboulis.

Sur la base de ces considérations, il vaut certainement la peine d'insister encore une fois sur **l'importance de la vérification directe menée dans cette étude**, qui a permis de prouver que, dans l'environnement périglaciaire alpin, le pergélisol est généralement présent dans la partie inférieure et absent dans la partie supérieure d'un éboulis. En raison des possibilités de forage très restreintes, il existe très peu de vérifications de la répartition du pergélisol dans un éboulis périglaciaire basées sur des mesures directes *in situ*. Les données présentées par LÜTSCHG *et al*. (2004) et PHILLIPS *et al*. (2009) pour l'éboulis du Col de la Flüela (cf. chap. 3.1.3) concernent exclusivement la partie inférieure et supérieure du versant ; des données directes concernant la zone de transition entre les sédiments gelés et non gelés (généralement la partie médiane du versant) ne sont donc pas disponibles. Puisque nos résultats permettent de confirmer les mesures indirectes effectuées dans beaucoup d'éboulis de tout l'arc alpin (voir les références ci-dessus et dans le chapitre 3.1.5), et de les valider à l'aide d'informations directes, on peut donc considérer que le modèle de la répartition du pergélisol dans des éboulis périglaciaires alpins peut être transposé de l'échelle locale à l'échelle régionale. Ce changement d'échelle pourrait être particulièrement important dans le champ de la modélisation de la répartition du pergélisol. En effet, le comportement particulier de la répartition du pergélisol dans les éboulis périglaciaires n'a jamais été considéré, jusqu'à maintenant, dans les modèles de répartition du pergélisol de montagne, et cela malgré le fait que plusieurs modèles aient été produits pour une échelle spatiale subrégionale, voire locale. Dans tous ces modèles, en effet, on postule que la probabilité d'occurrence du pergélisol dans un éboulis augmente avec l'altitude (par ex. HOELZLE *et al*. 2001, GUGLIELMIN *et al*. 2003, RISEBOROUGH *et al*. 2008), ce qui est le contraire des conclusions présentées ici. Tenir compte de la répartition particulière du pergélisol dans un éboulis de haute altitude devrait donc permettre de produire des modèles plus fiables à l'échelle locale, comme cela est en train d'être testé à l'aide d'une modélisation basée sur des séparateurs à vaste marge (*Support Vector Machines* – SVM) dans la région du Mont Gelé–Mont Fort (DELUIGI 2011, DELUIGI *et al*. 2011).

En conclusion, si les complexifications du modèle de répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude présentées ci-dessus ne modifient pas la validité générale du modèle, cela ne vaut toutefois pas dire que ces cas particuliers ne méritent pas une analyse plus approfondie pour en déterminer les causes. Il s'agit donc, dans un premier temps, de détailler les caractéristiques physiques du pergélisol dans les éboulis étudiés et, ensuite, de définir l'importance relative de chaque facteur de contrôle sur la répartition du pergélisol.

6.2 Caractéristiques physiques des éboulis

6.2.1 Propriétés nucléaires du pergélisol

L'étude des propriétés nucléaires du pergélisol réalisée en diagraphie dans les deux forages inférieurs de chaque site de forage a permis de déterminer la porosité et la teneur en glace des parties de l'éboulis traversées par les forages. En l'absence de coupes allant au delà de quelques décimètres de profondeur et de carottes permettant l'étude directe des sédiments composant l'éboulis, ces informations obtenues dans les forages, ainsi que les observations visuelles réalisées à l'aide de la caméra de diagraphie, ont permis de bien caractériser la structure du sous-sol.

Sur les trois sites étudiés, les trois logs utilisés confirment tous que **la porosité diminue avec la profondeur à cause de la compaction des débris rocheux et/ou de la présence d'une matrice de plus en plus abondante qui remplit les interstices** (voir aussi la figure II.150). Cette structure présentant un niveau (très) aéré de surface au-dessus d'un niveau de blocs ou cailloux soutenus par une matrice graveleuse, sableuse ou limoneuse (selon la lithologie du site) est assez typique des coupes naturelles ou anthropiques que l'on peut observer dans un éboulis (fig. II.148 ; cf. aussi fig. II.115 A/B, HAEBERLI *et al*. 2006, PIERACCI 2008). Cette diminution de la porosité se manifeste, du point de vue nucléaire, par une augmentation de l'intensité de la sonde gamma-ray naturel et par une diminution de l'intensité des sondes gamma-gamma et neutron-neutron.

Ce colmatage progressif de l'éboulis avec la profondeur n'est pas homogène et varie en fonction de la partie de l'éboulis concernée :

- **Couche active** : la couche active est généralement très poreuse en surface (40–80 %) et présente une diminution de la porosité en profondeur. Comme le toit du pergélisol constitue un niveau relativement imperméable, les fines ont donc tendance à s'accumuler à la base de la couche active et à remplir cette partie de l'éboulis par accumulation. Cela indique également que l'accumulation des sédiments dans les interstices de la base de la couche active est supérieure à leur lavage par le transit d'eau météorique, de fusion de neige ou de fusion de glace saisonnière.
- **Corps du pergélisol** : jusqu'à la base de la couche gelée (là où celle-ci a été atteinte), la porosité semble diminuer progressivement.
- **Sédiments sous le pergélisol** : contrairement à l'éboulis des Attelas, où le corps du pergélisol continue sous l'éboulis et comprend également la partie superficielle du soubassement pré-quaternaire, aux Lapires et au Petit Mont Rouge la porosité augmente de manière très importante sous la base du pergélisol (voir chap. 6.4.3). Plus bas encore, dans le seul site où l'on dispose de données à grande profondeur (Lapires), la porosité diminue à nouveau, témoignant du colmatage de l'éboulis (qui est probablement constitué, à sa base, par des dépôts d'origine morainique).

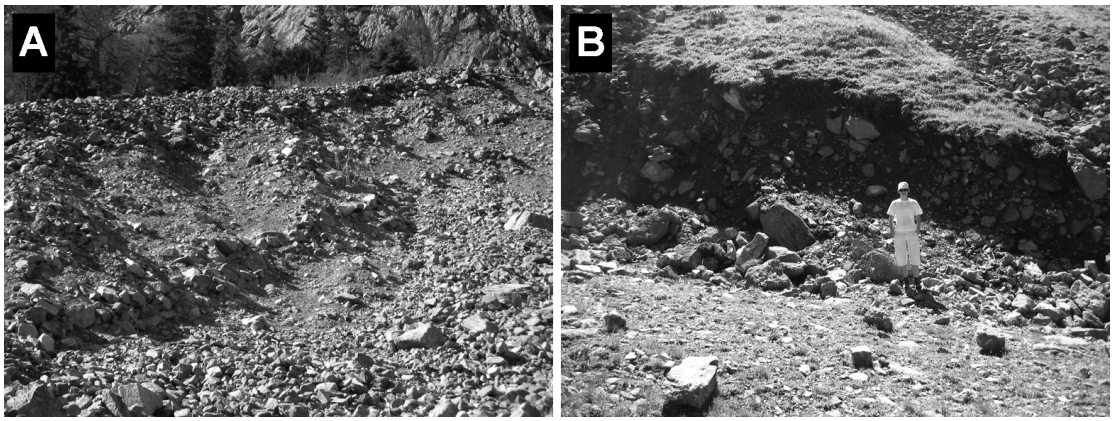


Fig. II.148 *– Coupes naturelles dans deux éboulis de moyenne – haute altitude, montrant le comblement important de l'éboulis sous une couche de surface relativement aérée. (A) Eboulis des Garettes, en amont de Fully (Valais) Photo : C. Lambiel, 13 avril 2008. (B) Eboulis de Vers les Lacs, au sud-est du Col des Mosses (Vaud), 3 août 2008.*

En ce qui concerne la teneur en glace du pergélisol, les diagraphies ne contredisent pas les estimations proposées sur la base de la morphologie de surface :

- **lorsque la morphologie de surface est rectiligne, l'éboulis est le plus souvent sous-saturé en glace** (Les Attelas, < 40 % ; Les Lapires, 20–40%) **ou au maximum saturé en glace** (niveaux avec une teneur en glace maximale de 50–60 % aux Lapires et dans le forage 2/2009 au Petit Mont Rouge) ;
- **lorsque une forme de fluage du pergélisol est présente** (protalus rampart au Petit Mont Rouge), **les diagraphies confirment que les sédiments sont sursaturés en glace** (teneur d'environ 60% dans le forage 1/2009 au Petit Mont Rouge).

Bien que le protalus rampart actif du Petit Mont Rouge soit (logiquement) sursaturé en glace, les diagraphies effectuées confirment que la teneur en glace des éboulis étudiés, même lorsque ils sont sursaturés en glace et peuvent commencer à fluer, est nettement plus faible que celle d'un glacier rocheux, où elle peut atteindre, selon les diagraphies, 70–90 % du volume total (par ex. BARSCH *et al*. 1979, VONDER MÜHLL & HOLUB 1992, ARENSON *et al*. 2002, HAEBERLI *et al*. 2006).

Une information très importante est donnée également par la stratigraphie nucléaire des forages étudiés, qui présente, selon les cas, un éboulis pseudo-stratifié avec des niveaux relativement riches en glace (Les Attelas et, partiellement, Les Lapires ; voir fig. II.150) ou un éboulis très homogène sans indices de stratification évidente (Petit Mont Rouge). Cette stratigraphie nucléaire servira de base pour l'interprétation de la structure en termes paléoclimatiques présentée au chapitre 6.4.

6.2.2 Propriétés électriques et sismiques du pergélisol

6.2.2.1 Résistivités électriques

Les différentes études de cas ont montré que les résistivités électriques mesurées pouvaient être extrêmement variables. Un résumé des valeurs retenues pour définir les trois classes utilisées pour exprimer la probabilité d'occurrence de pergélisol est présenté au tableau II.10. Sur la base des valeurs limites pour la présence possible/probable de pergélisol, on peut diviser les sites d'études en trois groupes, reflétant la différence de lithologie :

- Les Attelas, Lac des Vaux, Les Lapires (gneiss) : > 10 kΩm
- Petit Mont Rouge (dolomites et calcaires) : > 20 kΩm
- Tsaté-Moiry (calcschistes et serpentinites) : > 1.5 kΩm

Dans l'éboulis du Petit Mont Rouge, la valeur limite est deux fois supérieure à celle des éboulis gneissiques du premier groupe, alors que dans l'éboulis de Tsaté-Moiry, elle est environ 6.5 fois plus faible. Si ces différences sont certainement dues à la lithologie du site, il serait très réducteur de se limiter à ce seul paramètre, sans se soucier de l'influence de la lithologie sur la porosité et sur la teneur en glace des éboulis prospectés. A ce propos, la différence de résistivité électrique spécifique maximale est particulièrement parlante (tab. II.11). Elle varie d'un site à l'autre et, pour un même site, entre les parties constituées exclusivement par des sédiments éboulés et celle présentant des formes de reptation du pergélisol (protalus rampart ou glaciers rocheux).
Concernant le rapport lithologie–porosité, la lithologie de l'éboulis du Petit Mont Rouge, composée de dolomies et de calcaires, est favorable à la dissolution chimique de la roche (karstification), ce qui peut augmenter de manière importante la porosité des dépôts. La lithologie composée essentiellement de calcschistes de l'éboulis de Tsaté-Moiry, au contraire, produit beaucoup de matériaux fins par altération mécanique (limons) et chimique (argile) de la roche, ce qui créé une matrice très massive, peu poreuse et qui peut stocker des quantités non négligeables d'eau. Dans les éboulis gneissiques, par contre, la porosité peut être importante dans les zones à gros blocs, mais en profondeur l'altération mécanique et chimique (kaolinisation) peut produire d'importantes quantités de fines.

Eboulis	**Pergélisol probable**		**Pergélisol possible**		**Pergélisol improbable**	
	ρ_s	V_P	ρ_s	V_P	ρ_s	V_P
Les Attelas	> 15	2.5–4.0	15–10	2.0–2.5	< 10	< 2.0
Lac des Vaux	> 10	–	7–10	–	< 7	–
Les Lapires	> 15	> 1.5	15–10	> 1.5	< 10	< 1.5
Petit Mt. Rouge	> 50	1.5–4.5	50–20	1.5–4.5	< 20	< 1.5
Tsaté-Moiry	> 3	–	1.5–3	–	< 1.5	–

Tab. II.10 *– Tableau récapitulatif des valeurs de résistivité électrique spécifique (ρ_s en kΩm) et de vitesse des ondes P (V_P en km/s) pour chaque classe de probabilité de répartition du pergélisol sur les cinq éboulis étudiés.*

Site	Eboulis	Protalus rampart/gl. rocheux	Rapport
Les Attelas	75 kΩm	–	–
Lac des Vaux – lobe A	30 kΩm	50 kΩm	1.7
Lac des Vaux – lobe B	10 kΩm	200 kΩm	20
Lac des Vaux – lobe C	50 kΩm	50 kΩm	1
Les Lapires	75–100 kΩm	15 kΩm	0.15–0.2
Petit Mont Rouge	100–150 kΩm	200 kΩm	1.3–2
Tsaté-Moiry	5–6.5 kΩm	20 kΩm	3–4

Tab. II.11 *– Tableau récapitulatif des valeurs de résistivité électrique maximale pour les éboulis et protalus rampart/glaciers rocheux présents sur chacun des sites étudiés.*

Ces différences de porosité en fonction de la lithologie permettent donc d'expliquer les différences de résistivité pour les secteurs où la présence de pergélisol est improbable et pour la couche active. Si l'on tient également compte que, pour une même lithologie, la porosité peut varier (entre autres) en fonction de la granulométrie, on comprend également pourquoi (au delà de la présence ou non de pergélisol) la résistivité de la couche active et des parties de l'éboulis non gelées a tendance à diminuer en direction de l'amont. Sur cet aspect, on rappelle que la porosité efficace dépend de la texture du sédiment, qui est influencée par le diamètre et l'arrangement des grains. En règle générale, la porosité efficace diminue avec la réduction du diamètre des grains et lorsque la granulométrie n'est pas homogène (cas des éboulis mixtes), les éléments de petite taille se logeant entre les débris plus grossiers (faisant diminuer les espaces vides). A titre d'exemple, la porosité efficace moyenne pour des éléments de forme homogène est de 25% dans les graviers, 15% dans les sables et de 2% dans les limons (BEAUCHAMP 2006).

Si l'on considère les différences de teneur en glace, on peut constater que les résistivités maximales sont de 1.3 à 20 fois plus élevées (exception faite pour le site des Lapires) lorsqu'une forme de reptation du pergélisol est présente – indiquant une probable sursaturation en glace – par rapport aux portions de l'éboulis présentant une topographie rectiligne – témoignant d'une sous-saturation, ou au maximum d'une saturation, en glace (tab. II.11). Ainsi, pour l'éboulis des Attelas, des Lapires et les lobes A et C du Lac des Vaux (avec des quantités de glace de peu supérieures au seuil de saturation), les résistivités maximales atteignent 75–100 kΩm, alors qu'elles peuvent dépasser 200 kΩm dans le lobe B, qui présente les quantités de glace les plus importantes. Le même cas se présente au Petit Mont Rouge et à Tsaté-Moiry où, en se déplaçant latéralement dans le versant, on passe de 150, respectivement 6.5 kΩm de résistivité maximale dans la partie présentant une topographie de surface rectiligne, à plus de 200, respectivement 20 kΩm, dans les formes dues à la reptation du pergélisol (protalus rampart du Petit Mont Rouge et glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2).
Pour les Lapires, le discours est différent. Les résistivités maximales dans le protalus rampart sont en effet plus de cinq fois plus faibles que dans l'éboulis sous-jacent. Le protalus rampart se situe ici au sommet de la pente : il s'est donc formé dans des dépôts de granulométrie différente que dans la partie gelée de l'éboulis. La

différence de résistivité électrique ne résulte donc pas simplement de la différence de teneur en glace (qui, en théorie, devrait être plus importante dans le protalus rampart que dans l'éboulis), mais reflète la différence de granulométrie. En synthèse, on peut retenir les cinq points suivants :

1) le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2 et le protalus rampart des Lapires peuvent être considérés comme des **glaciers rocheux à galets** (*pebbly rock glaciers*), dans lesquels la présence de pergélisol est possible lorsque les résistivités sont supérieures à 1.5–3 kΩm. Les résistivités maximales de 15–20 kΩm indiquent que **le pergélisol est cimenté par la glace** (*ice-cemented permafrost*) et présente probablement des quantités d'eau non gelée importantes (cf. IKEDA 2006, 2008) ;

2) les protalus rampart du Lac des Vaux et du Petit Mont Rouge constituent des **glaciers rocheux à blocs** (*bouldery rock glaciers*), avec des résistivités généralement (nettement) supérieures à 10 kΩm indiquant que **le pergélisol est à haute teneur en glace** (*ice-rich permafrost*) ;

3) **la différence entre les glaciers rocheux à galets et les glaciers rocheux à blocs n'est pas basée exclusivement sur la lithologie du site**, comme proposé par MATSUOKA & IKEDA 2001, HAEBERLI *et al*. 2006, IKEDA & MATSUOKA 2006), **mais exclusivement sur la taille des éléments**. En effet, sur le site des Lapires, le protalus rampart situé au sommet de l'éboulis présente la même lithologie que tout le reste du versant, mais une granulométrie beaucoup plus fine ;

4) par analogie avec les glaciers rocheux (points 1 et 2), il est ainsi possible de distinguer également des **éboulis gelés à galets** (*pebbly frozen talus slopes*) et des **éboulis gelés à blocs** (*bouldery frozen talus slopes*) en fonction de leur lithologie, granulométrie et résistivité électrique du pergélisol ;

5) par analogie avec le point 3, **le même éboulis peut donc être à blocs dans sa partie inférieure et à galets dans sa partie supérieure en fonction de la taille des éléments qui le constituent**.

La situation présentée au point 5 semble exister dans l'éboulis du Lac des Vaux (cf. chap. 5.2.4), où le lobe A présente les caractéristiques d'un éboulis gelé à blocs sursaturé en glace (résistivités de 50 kΩm) alors que l'éboulis gelé le dominant, présentant des résistivités comprises entre 7 et 10 kΩm, peut être considéré comme un éboulis à galets.
Si l'on tient compte également des parties de l'éboulis pouvant être considérées comme à galets (ou même plus fines), mais qui ne sont pas (actuellement) gelées, la situation devient encore plus complexe. En effet, ces parties de l'éboulis présentent assez souvent des loupes de solifluxion (Les Attelas et Les Lapires) qui, si les températures internes deviennent constamment négatives, pourraient se transformer en petits glaciers rocheux à galets (leur géométrie est déjà semblable). Si cette évolution semble toutefois peu probable aux Attelas aux Lapires, elle pourrait être en train de se produire sur l'éboulis de Tsaté-Moiry, où deux des trois loupes de

solifluxion présentes dans le secteur de transition entre l'éboulis et le glacier rocheux 2 contiennent probablement du pergélisol. Des analyses morphométriques, de la structure et des processus actifs dans les loupes de solifluxion, les petits glaciers rocheux à galets et leurs formes intermédiaires sur un échantillon statistiquement significatif, permettraient certainement d'avoir plus d'informations quant aux transitions morphologiques entre ces formes périglaciaires alpines et aux facteurs de contrôle permettant d'expliquer ces transitions (cf. MATSUOKA *et al*. 2005).

6.2.2.2 Relations résistivité–température

Dans le chapitre précédent, nous nous sommes concentrés sur la relation existant entre la résistivité, la granulométrie et la teneur en glace, sans tenir compte de la température. Afin de mieux visualiser le rapport existant entre ces deux paramètres, toutes les relations résistivité–température obtenues dans cette étude sont présentées à la figure II.149.

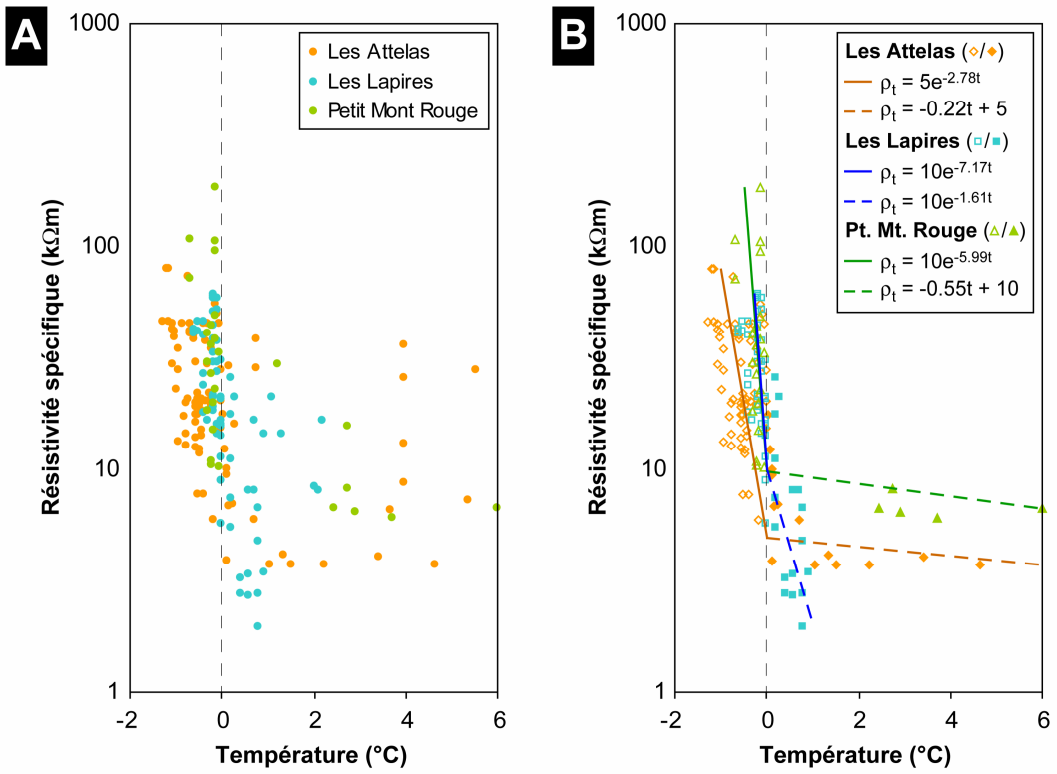


Fig. II.149 *– Relations résistivité–température dans les dix forages étudiés dans cette recherche (A) et essai de formulation mathématique de ces relations pour chaque site (B). Dans le schéma (B), les données provenant de la partie superficielle de l'éboulis influencées par la haute résistivité de contact des électrodes ont été retirées.*

Il est intéressant de noter que, pour les températures négatives, l'amplitude d'augmentation des résistivités spécifiques avec la diminution de la température est différente sur l'éboulis des Attelas par rapport aux deux autres sites qui, en dépit de

leur lithologie différente, présentent une relation semblable. Les deux classes (Les Attelas d'une part et Les Lapires/Petit Mont Rouge d'autre part) traduisent probablement la différence de température et de teneur un glace du pergélisol. Aux Attelas, en effet, le pergélisol est de type froid dans le forage 1/2008 (on y trouve les températures les plus froides des dix forages étudiés) et semi-tempéré dans le forage 2/2008, mais la teneur en glace est la plus faible de tous les forages analysés (< à 40%). Aux Lapires et au Petit Mont Rouge, par contre, le pergélisol est moins froid (il est de type semi-tempéré à tempéré selon le forage) et la teneur en glace peut atteindre, respectivement, 40–50% et 60%. Il semble donc que, **plus la teneur en glace est faible, plus la résistivité électrique est influencée par les températures du pergélisol, et vice versa**. Dans le cas d'un pergélisol sursaturé de manière importante, l'inertie due aux grandes quantités de glace produirait donc de faibles variations de résistivité au cours du temps, comme cela a été constaté sur le glacier rocheux de Murtèl par HILBICH *et al*. (2008a).

Les éboulis étudiés se situent tous à proximité de la limite inférieure du pergélisol discontinu et présentent des températures du sous-sol toujours supérieures à -2°C. En tenant compte de cet aspect et des propos exprimés au chapitre 6.6.2.1, nous pouvons conclure que **les variations de résistivité mesurées reflètent des changements dans les facteurs structuraux (lithologie, granulométrie, porosité) et glaciologique (teneur en glace) plutôt que des changements de température du pergélisol (facteur microclimatique)**. Ce résultat confirmerait les propos formulés par IKEDA (2006 : 46) sur la base de l'analyse de glaciers rocheux, selon lequel « *near the lower limit of mountain permafrost, the DC resistivity of rock glaciers reflects structural differences (e.g. bouldery of pebbly, ice-cemented or highly ice-rich)* ***rather than*** *thermal differences (frozen or unfrozen). Thus, where permafrost is detected by other methods (e.g. seismic sounding),* ***DC resistivity indicates grain-size distribution and ice content*** » (c'est nous qui soulignons) (voir également IKEDA 2008 : 150).

Pour les températures positives, la relation est linéaire aux Attelas et au Petit Mont Rouge et exponentielle aux Lapires. Dans les deux premiers sites, les droites sont pratiquement parallèles. Pour la même variation de température, il existe donc une variation de résistivité identique. La différence entre les deux droites est due probablement à la plus grande porosité de l'éboulis du Petit Mont Rouge qui, à température égale, fait augmenter la résistivité. Sur ces deux sites, les données relatives aux températures positives proviennent exclusivement de la couche active. Pour les Lapires, au contraire, une bonne partie des données relatives aux températures positives est issue de la partie de l'éboulis située sous la base du pergélisol. **L'importante diminution de la résistivité électrique avec l'augmentation de la température reflète donc probablement le colmatage progressif de l'éboulis par les fines en fonction de la profondeur**. Plus les fines sont massives et compactes, plus la porosité est faible, faisant augmenter la capacité de stocker l'humidité du terrain, ce qui fait baisser de manière substantielle la résistivité électrique spécifique. Il va de soi que, dans ces parties profondes non gelées de l'éboulis où le gradient géothermique est positif, une augmentation de la température correspond à une augmentation de la profondeur.

6.2.2.3 Vitesses des ondes sismiques de compression (ondes P)

La variabilité de valeurs observée pour les résistivités électriques n'est plus présente pour la vitesse des ondes P, mesurées exclusivement sur des éboulis à blocs (tab. II.10). Pour cette méthode, on ne dispose donc pas de mesures effectuées sur l'éboulis à galets de Tsaté-Moiry. **Globalement, la présence de pergélisol est probable pour des vitesses sismiques supérieures à 1500–2000 m/s**. Aux Attelas, qui est le seul site où la présence de la roche en place a pu être prouvée en forage, au-delà de 4000 m/s, on peut considérer que l'on touche le soubassement pré-quaternaire. Au Petit Mont Rouge, une zone présentant des vitesses supérieures à 4500 m/s semble se dessiner dans le tomogramme à grande profondeur sous le protalus rampart (cf. fig. II.128). Cependant, comme on se trouve ici en bordure de la zone de fiabilité des mesures, les données ne peuvent pas être interprétées de manière univoque.

Les valeurs de vitesse des ondes P mesurées dans cette étude s'accordent bien avec celles publiées précédemment lors de prospections sur des glaciers rocheux (de type à blocs, à galets et végétalisés) et sur des éboulis de la zone périglaciaire alpine (voir une compilation dans HAUCK & KNEISEL 2008b : 235) : à l'exception des vitesses sismiques du pergélisol dans des éboulis gelés de basse et moyenne altitude, qui peuvent être comprises entre 1000 et 2000 m/s, la présence de pergélisol est généralement probable pour des vitesses comprises entre 2000 et 4400 m/s. Les zones présentant des vitesses comprises entre 1500 et 2000 m/s détectées dans notre étude correspondent donc à des secteurs qui ne sont pas particulièrement riches en glace, ce qui explique ces valeurs de 1500 à 2000 m/s, intermédiaires entre les valeurs typiques du pergélisol pour les éboulis gelés de basse et moyenne altitude et les glaciers rocheux. D'après la compilation de HAUCK & KNEISEL (2008b : 235), les vitesses des niveaux non gelés (en particulier la couche active) sont comprises entre 350 et 1500 m/s, ce qui s'accorde parfaitement avec les valeurs mesurées dans notre étude. Des valeurs similaires (600–950 m/s) ont également été mesurées par IKEDA (2006 : 40) à plusieurs mètres de profondeur sur des glaciers rocheux fortement végétalisés, considérés comme fossiles.

En ce qui concerne plus particulièrement les éboulis de haute altitude OTTO & SASS (2006 : 267) et SCHROTT & HOFMANN (2008 : 75) obtiennent, sur des éboulis périglaciaires du Val de Tourtemagne (VS), des vitesses sismiques comprises entre 2500 et 4000 m/s pour leur partie inférieure (gelée), et comprises entre 600 et 1500 m/s pour leur partie supérieure (non gelée). Sur l'éboulis du Col de la Flüela, cité plusieurs fois au cours de cette étude (cf. chap. 3.1.3), HAEBERLI (1975 : 82–90) a mesuré des vitesses sismiques de 3000–3500 m/s dans le corps gelé situé en pied de versant, et de 800–1500 m/s dans la couche active et la partie supérieure (non gelée) de l'éboulis. Bien évidemment, nos résultats s'accordent parfaitement également avec ceux de HILBICH (2010), qui a étudié un des nos sites d'étude (Les Lapires).

Les vitesses des ondes de compression mesurées dans notre étude s'accordent donc bien avec les valeurs présentes dans la littérature pour des formes similaires, ce qui permet de proposer comme valeur limite entre les sédiments gelés et non gelés sous-saturés en glace typiques d'un éboulis périglaciaire une vitesse des ondes P comprise entre 1500 et 2000 m/s.

6.2.3 Intégration des différentes données géophysiques disponibles

En tenant compte de la complémentarité de la géoélectrique et de la sismique réfraction, du moment où la présence de pergélisol est prouvée de manière directe, l'intégration quantitative de données électriques et sismiques bi- et tridimensionnelles devrait permette une estimation (voire même une quantification) des fractions volumétriques de chaque composante du sous-sol (roche, glace, eau et air), appelée modèle à 4 phases (*4-phase model* ou 4PM), comme cela a été proposé par HAUCK *et al*. (2008, 2011).

Cette approche est basée sur trois équations (éq. 4-6 de HAUCK *et al*. 2008 : 676), dérivées de l'intégration de la loi d'Archie (équation II.3) et de la loi de Wyllie (équation II.8), qui devraient permettre de déterminer les quatre fractions volumétriques. Comme il y a trois équations et quatre inconnues (les quatre fractions volumétriques), il est nécessaire d'en estimer au-moins une, généralement la porosité (HAUCK & KNEISEL 2008a, HILBICH 2009). Le problème principal des 4PM est donc que le modèle final obtenu est strictement dépendant de la porosité choisie (on parle d'ailleurs de *porosity dependent model*), qui prédétermine l'espace occupé par la roche et l'espace restant occupé par les trois autres composantes du sous-sol (glace, eau et air). Selon HAUCK *et al*. (2011), lorsque la porosité est connue grâce à des forages, cette approche se justifie par le fait qu'elle peut être considérée comme répartie de manière homogène. D'autres approximations dans le modèle sont dues au fait que la résistivité de l'eau liquide, la vitesse sismique de la roche, le facteur de cimentation m et le facteur de saturation n de la loi d'Archie (équation II.3) doivent également être estimés. Les deux premiers paramètres peuvent être mesurées sur le terrain ou en laboratoire, tandis que les deux autres équivalent à 2 pour la plupart des matériaux (ARCHIE 1942).

Le problème fondamental des 4PM est donc l'estimation de la porosité (c'est-à-dire de la fraction volumétrique de la roche, qui est son inverse). Une solution possible à ce problème a été proposée par HILBICH (2009) sur la base d'une approche time-lapse, permettant de compenser partiellement l'effet d'une prédétermination de la porosité. HAUCK *et al*. (2011) proposent une extension du modèle dépendant de la porosité, appelée modèle général (*general model*), permettant de calculer toutes les solutions possibles du 4PM sur la base de chaque couple résistivité–vitesse du jeu de données, ce qui permet de déterminer la gamme des teneurs possibles de glace/eau et de trouver les ambiguïtés inhérentes au modèle. D'une part, cette approche permet de bien différencier la teneur en eau et en air grâce à l'importante différence entre leur résistivité et vitesse. D'autre part, en raison de la difficulté à différencier la roche de la glace sur la base de leur résistivité et vitesse sismique, il est impossible de déterminer la contribution individuelle de chacune de ces deux composantes. Le modèle général peut donc déterminer uniquement la somme du volume de roche et de glace. Leur différenciation devient par contre possible lorsque la différence entre les valeurs minimales et maximales de toutes les solutions possibles est semblable.

Cependant, tant pour le modèle dépendant de la porosité que pour le modèle général, deux problèmes principaux se posent, en particulier dans les éboulis :

1) la porosité ne diminue pas de manière constante avec la profondeur, comme postulé dans le 4PM, mais peut varier de manière importante selon les niveaux composant le sous-sol (cf. chap. 6.2.1) ;
2) contrairement à un glacier rocheux, qui est normalement sursaturé en glace, dans un éboulis, la teneur en roche et en glace peut être extrêmement variable d'un niveau à l'autre.

Une solution (possible) à ces problèmes pourrait passer par l'intégration, dans le 4PM, des données géophysiques issues des diagraphies, permettant de connaître la teneur en glace, en air et la porosité apparente. En tenant compte du fait que le modèle général du 4PM permet déjà de bien différencier l'eau, de l'air, du mélange roche/glace, la teneur en glace calculée sur la base de la densité déterminée à l'aide de la sonde gamma/gamma permettrait de discriminer la glace de la roche (en soustrayant les fractions d'eau/air déterminées par le 4PM). La teneur en air calculée avec la même approche permettrait également de vérifier les fractions volumétriques d'air déterminée par le 4PM dans les zones sans glace. Une approche plus complète pourrait être basée sur le calcul de la porosité apparente à partir de la sonde neutron-neutron, ce qui permettrait de calculer la teneur en air/eau par soustraction de la teneur en glace déterminée à l'aide de la sonde gamma-gamma. Dans ce cas, on disposerait déjà des informations relatives à la porosité (et donc à la roche), à la teneur en glace et à la teneur en air/eau, ce qui permettrait de valider de manière (presque) complète les fractions volumétriques déterminées par le 4PM.
Un essai de modélisation à trois phases – roche, glace, air/eau – basé exclusivement sur les données issues des diagraphies effectuées dans les deux forages inférieurs des éboulis des Attelas et des Lapires, est présenté à la figure II.150. Ces modèles permettent de visualiser la distribution relative de chacune des trois composantes principales du sous-sol, ce qui permet d'obtenir des informations visuelles sur les variations de teneur en glace à l'intérieur du corps du pergélisol et sur les variations de porosité de l'éboulis (fraction volumétrique de la roche plus ou moins importante), discutées au chapitre 6.2.1 (il ne faut toutefois pas considérer le schéma comme une véritable quantification).

Dans cette recherche, l'étude géophysique des éboulis utilisant conjointement des données nucléaires, géoélectriques et sismiques a été conduite de manière qualitative, permettant de déterminer l'influence de la teneur en glace et de la porosité sur les résistivités électriques et les vitesses des ondes P mesurées, sans utiliser des formulations mathématiques. Il serait donc souhaitable de pouvoir intégrer de manière quantitative les teneurs en glace et en air déterminées en diagraphie dans les équations du 4PM, afin d'essayer de résoudre les déficiences actuelles de ce modèle et d'améliorer la confiance des valeurs de fraction volumétrique calculées.

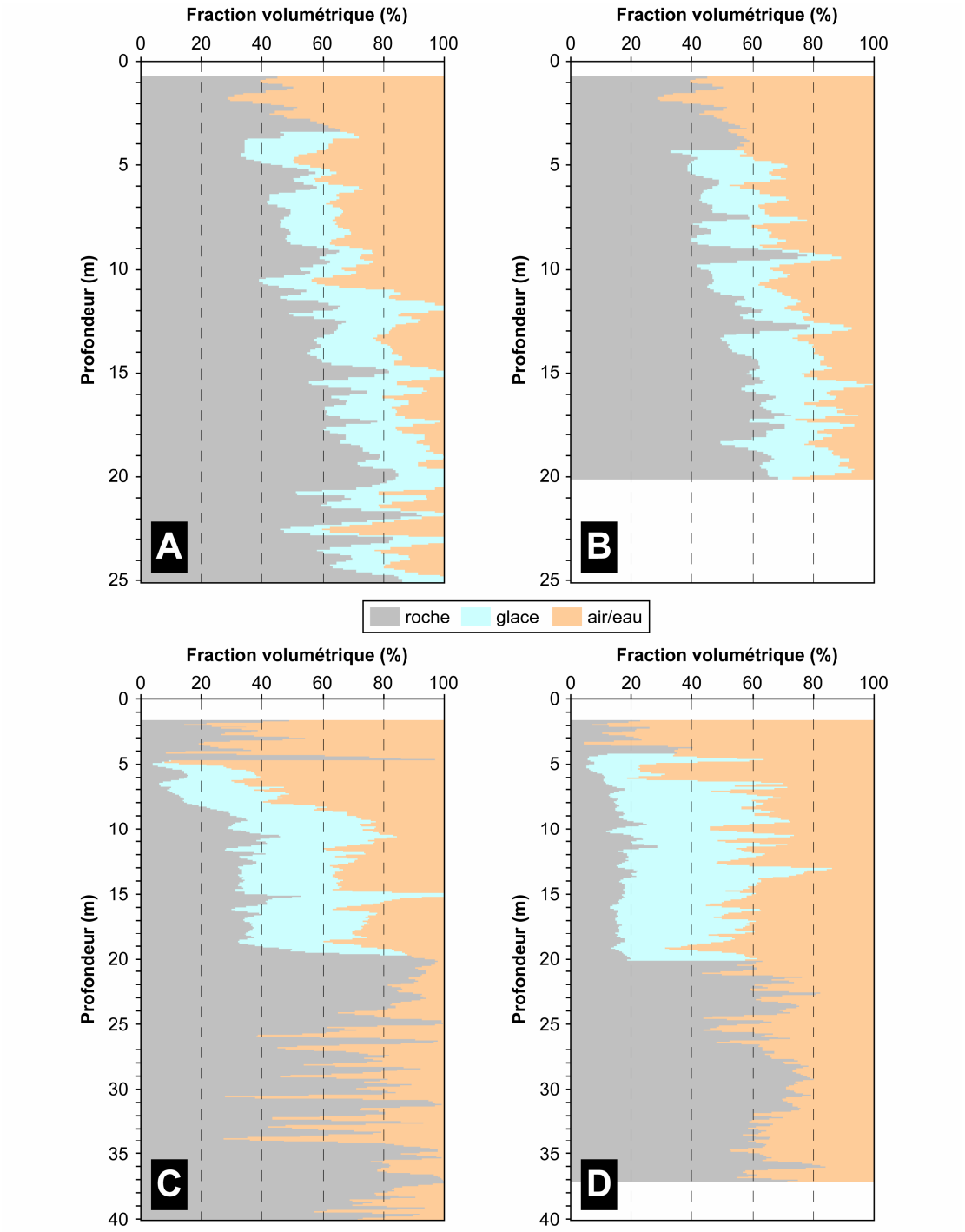


Fig. II.150 *– Modèles à trois phases de la subsurface des éboulis des Attelas (A : forage 1/2008 ; B : forage 2/2008) et des Lapires (C : forage 11/2008 ; D : forage 12/2008) établis sur la base de la teneur en air, en glace et de la porosité apparente, déterminées à l'aide des diagraphies nucléaires. La teneur en air/eau dans les zones non gelées et la teneur en glace ont été déterminées à partir de l'intensité de la sonde gamma-gamma (densité). La teneur en air dans le corps du pergélisol a été obtenue en soustrayant la teneur en glace à la porosité apparente, déterminée à l'aide de la sonde neutron-neutron. Finalement, la fraction de roche a été obtenue en soustrayant les autres composantes au volume total (100%).*

6.3 Facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol

6.3.1 Situation générale

Plusieurs facteurs contrôlant la répartition du pergélisol ont été individualisés, pouvant agir seuls ou, le plus souvent, de manière combinée (tab. II.12). Dans une région au climat relativement homogène, comme on peut le postuler, en première approche, pour la partie des Alpes Valaisannes couverte par cette étude, la **radiation solaire directe potentielle** est, bien évidemment, le facteur de contrôle le plus important à l'échelle subrégionale (cf. fig. I.5). Elle détermine en effet la position de la limite inférieure du pergélisol discontinu en fonction de l'altitude et de l'orientation du versant. Mais, comme on l'a vu pour tous les sites étudiés, le fait de se situer à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu ne signifie pas que tous les versants étudiés doivent présenter des sédiments gelés sur toute leur extension. D'une part, cela est par définition logique, étant donnée la discontinuité spatiale du pergélisol. D'autre part, on a vu que dans la plupart des sites, la répartition des sédiments gelés est très discontinue, mais agencée de manière logique – avec la probabilité d'occurrence du pergélisol qui décroît en direction du haut des éboulis – ce qui fait intervenir d'autres facteurs de contrôle qui doivent agir à l'échelle de l'objet et qui se superposent au climat régional et à la radiation solaire dans la détermination de la répartition spatiale du pergélisol. Les études de cas permettent d'identifier trois de ces facteurs de contrôle, qui par ordre d'importance sont la **ventilation ascendante**, **l'augmentation de la granulométrie en direction de l'aval** et **la redistribution de la neige par le vent et les avalanches**. Ces trois facteurs de contrôle sont devenus désormais des classiques dans les études sur la répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude (voir LAMBIEL & PIERACCI 2008, PIERACCI *et al*. 2008, SCAPOZZA *et al*. 2011b). Dans les prochaines lignes, nous expliquerons quel est leur fonctionnement et comment ces facteurs de contrôle agissent pour déterminer la répartition du pergélisol telle qu'attestée dans les cinq éboulis étudiés.

		Topographie		Facteurs de contrôle		
Eboulis		**Altitude min/max**	**Exp.**	**Ventilation ascendante**	**Effet granulométrie**	**Effet neige**
Les Attelas		2620/2800	W	Possible	Important (prédominant ?)	Relativement important
Lac des Vaux	A	2700/2870	NW	Probable	Important (mais pas prédominant)	Peu important
	B			Possible		
	C			Possible		
Les Lapires	W	2450/2700	NE	Certaine	Important (prédominant ?)	Relativement important
	E	2370/2580		Possible		
Petit Mont Rouge	N	2600/2700	E	Certaine	Important	Peu important
	S		SE		Peu important	
Tsaté-Moiry		2680/2900	NE	Improbable	Important	–

Tab. II.12 *– Tableau récapitulatif des caractéristiques topographiques et des facteurs de contrôle dominants sur les cinq éboulis étudiés.*

6.3.2 La ventilation ascendante

6.3.2.1 Vérification du modèle de la ventilation ascendante

La réalisation des forages, permettant des mesures directes de la température du sol, a permis de valider le modèle général de la circulation d'air ascendante dans les éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu proposé par LAMBIEL (2006 : 179) (voir aussi la figure II.2). Ce modèle, tout comme les différentes zones identifiées, résume bien la situation que l'on peut rencontrer dans les éboulis des Lapires (partie ouest) ou du Petit Mont Rouge (partie sud). LAMBIEL (2006) signalait que son modèle sous-entendait que l'éboulis ne devait pas être saturé en glace, ce qui aurait entravé fortement le déplacement de l'air à l'intérieur de la formation sédimentaire. On pourrait ajouter que, lorsque l'éboulis est sous-saturé en glace, la porosité efficace doit être assez importante pour laisser transiter l'air entre les blocs. Comme la porosité efficace est le plus souvent contrôlée par la granulométrie, qui à son tour est contrôlée par la lithologie du site, on devine déjà qu'il existe des relations plus ou moins complexes entre la ventilation ascendante et la granulométrie de l'éboulis. Avant de passer à ces cas complexes, examinons ce qui se passe lorsque la granulométrie est favorable au transit de l'air, ce qui est normalement le cas dans les éboulis à blocs constitués de gneiss et de granites ou de dolomies et calcaires massifs.

6.3.2.2 Teneur en glace et efficacité de la ventilation interne

A la figure II.151-A, on retrouve la configuration classique correspondant au modèle de LAMBIEL (2006). La circulation d'air est difficile dans le glacier rocheux actif/inactif en raison la présence de pergélisol saturé ou sursaturé. Si l'air relativement froid est aspiré dans ce secteur, il ne pourra transiter que dans la couche active ou, si la porosité efficace le permet, sous le pergélisol. Dans ce secteur, les échanges thermiques conductifs/convectifs sont donc en principe supérieurs aux échanges thermiques advectifs.
Plus en amont, la partie inférieure de l'éboulis est sous-saturée en glace, ce qui permet à l'air de participer au sur-refroidissement de cette partie du versant. Etant donnée que le pergélisol est présent dans le glacier rocheux situé à l'aval de l'éboulis en raison d'un bilan thermique négatif dans lequel les échanges thermiques advectifs ne sont pas prédominants, la présence de pergélisol dans la partie inférieure de l'éboulis est probablement liée à un bilan thermique dans lequel les échanges thermiques conductifs/convectifs et advectifs interviennent de manière relativement équivalente.
Dans le secteur d'évacuation de l'air qui se réchauffe en transitant à l'intérieur de l'éboulis, les échanges thermiques advectifs prédominent sur les échanges thermiques conductifs/convectifs (sinon le niveau gelé serait encore présent), ce qui détermine une anomalie thermique positive empêchant la formation et le maintien de pergélisol.
Cette configuration est par exemple celle rencontrée dans le secteur nord de l'éboulis du Petit Mont Rouge, où le glacier rocheux actif/inactif correspond au protalus rampart (partiellement) sursaturé en glace.

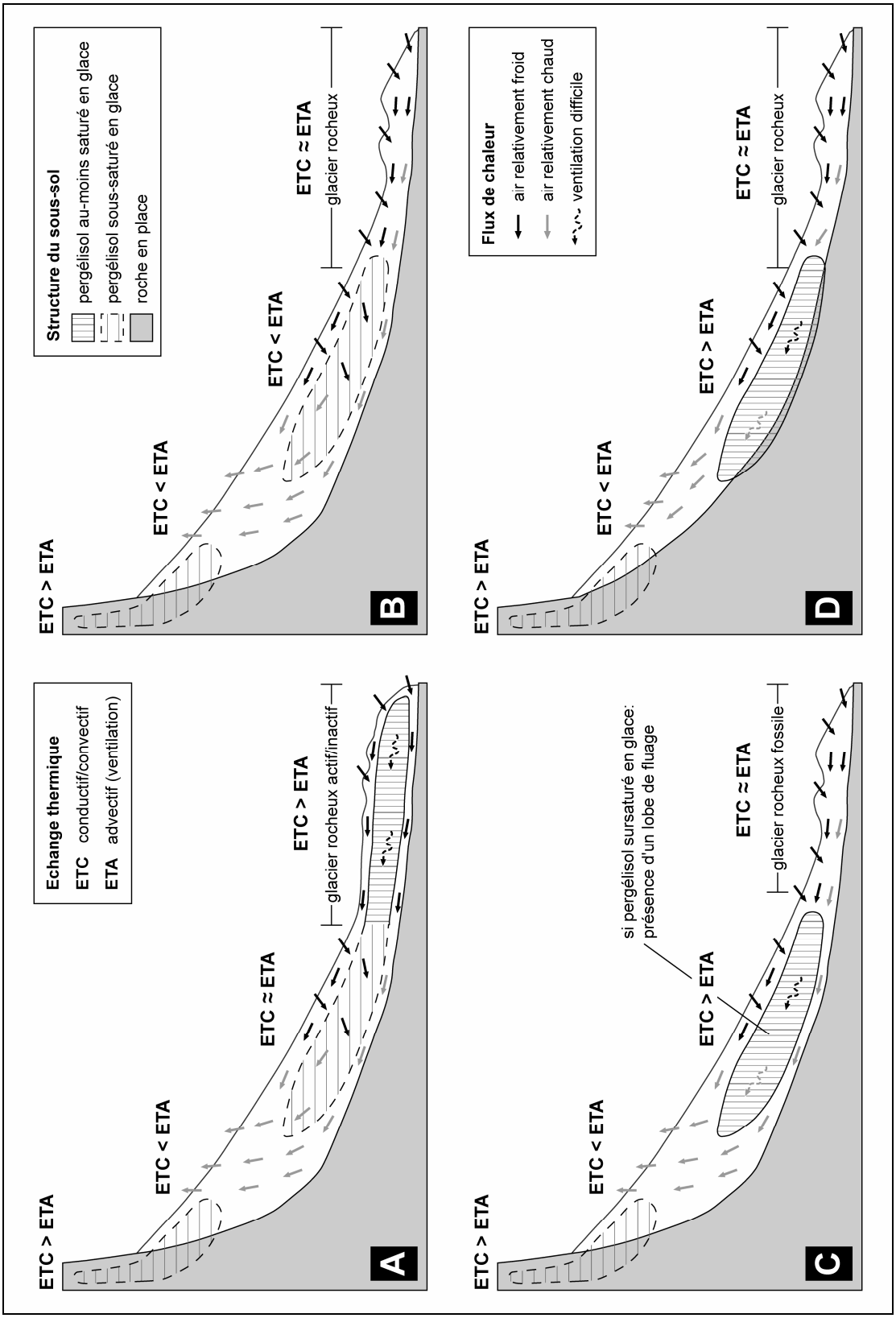


Fig. II.151 *– Modèles de la circulation d'air ascendante et de sa relation avec la répartition du pergélisol dans différents types d'éboulis de haute altitude (détails dans le texte).*

La figure II.151-B présente une variante du modèle dans laquelle le glacier rocheux en pied de versant est dépourvu de sédiments gelés. Dans ce cas, étant donnée l'absence de pergélisol, malgré le transit d'air dans cette partie du versant, les échanges thermiques advectifs ne sont pas assez puissants pour compenser le bilan thermique positif qui empêche le maintien de pergélisol dans le glacier rocheux.
Plus à l'amont, par contre, le sur-refroidissement induit par la ventilation ascendante pourrait être plus important que les apports provenant des échanges thermiques conductifs/convectifs permettant la formation de pergélisol. Dans le cas contraire (en fonction de la position du pied de l'éboulis en amont ou en aval de la limite inférieure du pergélisol discontinu), il y aurait absence de pergélisol, comme dans le glacier rocheux.
Cette variante du modèle est celle qui rassemble le plus, par son fonctionnement, à un éboulis froid de moyenne–basse altitude, où la réserve de froid produite pendant l'hiver par l'effet de cheminée permet de maintenir une anomalie thermique négative en pied de pente (cf. MORARD *et al*. 2010). Ceci pourrait être le cas du secteur sud de l'éboulis du Petit Mont Rouge, où la partie inférieure de l'éboulis est gelée, alors que le glacier rocheux fossile situé en aval ne l'est probablement pas. Malgré la proximité avec le secteur nord du versant, où les échanges thermiques conductifs/convectifs permettraient probablement, à eux seuls, le maintien du pergélisol dans le protalus rampart, il faut rappeler que le secteur sud bénéficie d'un apport énergétique solaire plus important en raison de son exposition au sud-est (cf. chap. 5.4.7.1). Ce surplus d'énergie doit donc être compensé par les échanges thermiques advectifs qui, pour cette raison, sont probablement prédominants sur l'ensemble de l'éboulis que les échanges thermiques conductifs/convectifs.

Lorsque le pergélisol devient sursaturé en glace, la porosité efficace n'est plus suffisante pour permettre à l'air de circuler à l'intérieur du niveau gelé (fig. II.151-C). La ventilation ascendante de l'éboulis se fait donc préférentiellement à l'intérieur de la couche active et sous le corps du pergélisol et, éventuellement, dans les niveaux sous-saturés en glace du pergélisol. Dans la partie gelée du versant, les échanges thermiques advectifs sont donc certainement moins importants que les échanges thermiques conductifs/convectifs. Dans ce cas de pergélisol sursaturé en glace, un glacier rocheux peut être présent en pied d'éboulis. Il peut être fossile, comme cela est le cas dans le secteur est de l'éboulis des Lapires (protalus rampart), ou actif/inactif, comme cela est le cas sur le site du Lac des Vaux. L'éboulis lui-même, s'il est sursaturé en glace, peut présenter des lobes de fluage, comme c'est effectivement le cas au Lac des Vaux.

La dernière configuration retrouvée dans cette étude est celle présentée à la figure II.151-D, qui constitue une variante de la configuration C. Dans ce cas, la roche en place n'est pas suffisamment profonde pour permettre la présence d'un niveau poreux situé sous le corps du pergélisol (comme aux Lapires). L'advection ascendante d'air relativement froid se fait donc exclusivement dans la couche active, comme cela semble être le cas dans l'éboulis des Attelas. La présence de pergélisol dans la partie inférieure du versant, tout comme son absence (probable) dans le glacier rocheux fossile qui se situe en aval de l'éboulis, résulterait donc

essentiellement d'un régime thermique conductif/convectif. L'éboulis des Attelas constitue cependant une exception à cette configuration D, parce que son pergélisol n'est pas saturé en glace. La difficulté de la ventilation à l'intérieur du niveau gelé est donc probablement due au fait que la porosité efficace n'est pas suffisamment importante pour permettre à de l'air d'y transiter.

A partir de ces quatre modèles de la circulation d'air ascendante présentés à la figure II.151, correspondant aux situations rencontrées sur quatre des cinq éboulis étudiés, il est possible de tirer les conclusions générales suivantes :

- Sur des versants situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu, **la présence de pergélisol dans la partie inférieure des éboulis et dans les glaciers rocheux se situant à l'aval ne résulte pratiquement jamais de seuls échanges thermiques advectifs**. Les échanges thermiques conductifs et convectifs sont toujours prédominants ou au-moins équivalents aux échanges thermiques advectifs.
- Dans la partie inférieure des versants, **les échanges thermiques advectifs gagnent en importance en fonction de la diminution de la saturation en glace**. Le cas échéant, dans les rares cas où ils sont potentiellement dominants, ils peuvent être à l'origine de la présence de sédiments gelés sous-saturés en glace dans des éboulis soumis à des conditions topoclimatiques défavorables (ex. Petit Mont Rouge, secteur sud) ou dans des glaciers rocheux morphologiquement fossiles (ex. parties du glacier rocheux fossile du Petit Mont Rouge et du protalus rampart fossile du secteur est de l'éboulis des Lapires ?[4]).
- **La profondeur du cheminement de l'air est contrôlée essentiellement par la porosité efficace du corps gelé et de la partie de sous-sol située sous le pergélisol**. Si le corps gelé est au-moins saturé en glace ou si sa porosité efficace est faible (ex. Les Attelas), la circulation d'air à l'intérieur du corps du pergélisol sera extrêmement difficile. L'air aura donc tendance à transiter à l'intérieur de la couche active (qui est généralement très poreuse) et, si la porosité efficace le permet, sous le corps du pergélisol (ex. Les Lapires).
- Dans la partie médiane-supérieure des éboulis, l'évacuation d'air relativement chaud transitant, selon les cas, supra-, intra- ou sub- pergélisol fait en sorte que les échanges thermiques advectifs prédominent nettement sur les échanges thermiques conductifs et convectifs, ce qui crée une anomalie thermique positive empêchant la formation et le maintien de pergélisol. **L'effet prépondérant de la ventilation ascendante d'un éboulis de haute altitude est donc de causer l'absence de pergélisol dans les secteurs d'évacuation de l'air**.

[4] La présence de glace dans des glaciers rocheux morphologiquement fossiles situés à des altitudes supérieures à 2200–2300 m dans les Alpes Valaisannes a été discutée, par exemple, par BROCCARD (1998), DELALOYE (2004), DELALOYE & LAMBIEL (2005) et LAMBIEL (2006).

- Comme cela est visible dans tous les modèles de la figure II.151, et comme cela a pu être constaté sur tous les sites d'étude à l'exception de celui du Petit Mont Rouge, **dans la partie apicale des éboulis, les échanges thermiques conductifs/convectifs redeviennent dominants par rapport aux échanges thermiques advectifs**. L'atténuation de l'effet de réchauffement dû à la ventilation ascendante et/ou l'effet de l'altitude et de la diminution importante du rayonnement solaire (sous les parois) font en sorte que la présence de pergélisol redevient possible. L'atténuation de la ventilation ascendante peut également être liée à la réduction de la granulométrie empêchant l'air de transiter dans les sédiments, comme on le verra au chapitre 6.3.3.

6.3.2.3 Réversibilité du système

Sur la base de seules mesures de surface, LAMBIEL (2006) n'avait pas pu démontrer l'existence d'une décharge gravitaire d'air froid à l'intérieur de l'éboulis pendant l'été (ventilation descendante), comme cela avait pu être mis en évidence dans des éboulis de basse altitude par DELALOYE (2004). Les données thermiques des forages inférieurs réalisés sur les éboulis des Lapires et du Petit Mont Rouge présentent des variations inverses des températures du sol par rapport aux températures de l'air même pendant une bonne partie de l'été, ce qui pourrait témoigner d'une circulation descendante d'air. Cependant, comme le flux d'air est probablement fortement diffus en raison de la porosité de surface importante des éboulis de haute altitude qui, au contraire des éboulis de moyenne et basse altitude, ne présentent pas de couverture pédologique, aucune anomalie thermique négative n'a pu être mesurée à la surface du sol dans la partie distale des versant, où l'air relativement froid devrait s'évacuer.

6.3.3 L'augmentation de la granulométrie en direction de l'aval

Si l'influence de la taille des éléments sur le potentiel de refroidissement d'un sédiment poreux est relativement bien connue (par ex. HUMLUM 1997, HERZ *et al*. 2003, HANSON & HOELZLE 2004), les relations entre la granulométrie et la ventilation ont été moins étudiées. A ce propos, dans plusieurs recherches sur les échanges thermiques pouvant se produire dans un éboulis grossier, l'accent a toujours été mis presque exclusivement sur les échanges thermiques convectifs ou conductifs, en négligeant le poids des échanges thermiques advectifs sur le bilan énergétique total (par ex. HARRIS & PEDERSEN 1998, GORBUNOV *et al*. 2004, JULIUSSEN & HUMLUM 2008). Dans les cinq études de cas menées dans cette recherche, on a vu que, le plus souvent, granulométrie et ventilation sont étroitement liées, notamment en ce qui concerne les secteurs d'évacuation de l'air chaud. Sur la base des observations menées sur les éboulis de haute altitude étudiés, des modèles mettant en relations ces deux facteurs de contrôle ont été développés (fig. II.152).
Le modèle de la figure II.152-A correspond, selon le degré de saturation du pergélisol, aux modèles B et C de la figure II.151. Contrairement à ces derniers, qui présentent une granulométrie homogène, l'augmentation de la taille des grains en direction de l'aval est représentée par une gradation de gris devenant de plus en plus foncé.

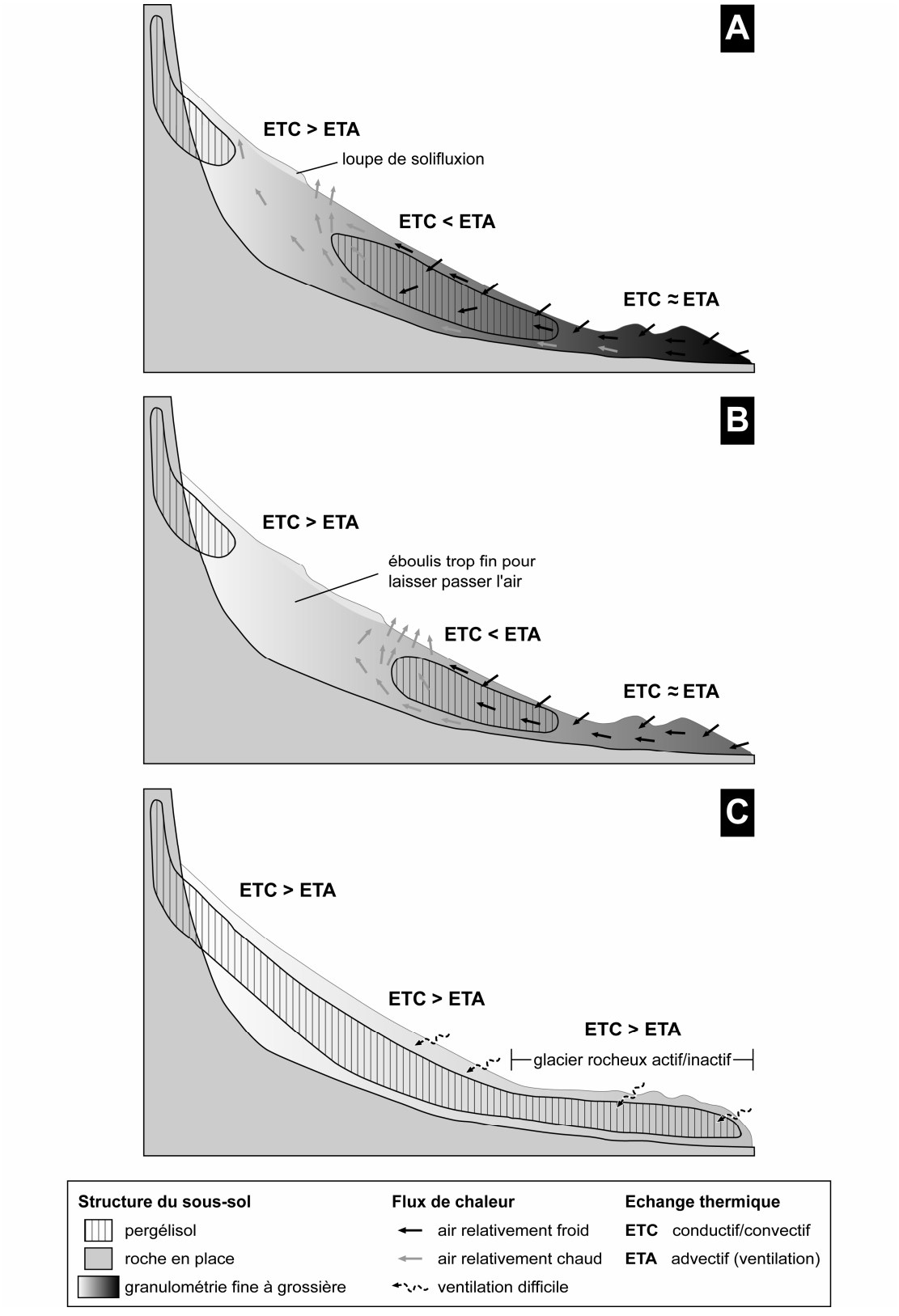


Fig. II.152 *– Modèles de la circulation d'air ascendante et de sa relation avec la répartition du pergélisol en fonction de la granulométrie (détails dans le texte). La gradation de gris de plus en plus claire de l'éboulis des modèles A à C indique une granulométrie de plus en plus fine.*

Dans le modèle A de la figure II.152, malgré une granulométrie de plus en plus fine en direction de l'amont, la taille des grains permet à l'air de se déplacer en profondeur jusque vers l'apex de l'éboulis. Cependant, la présence d'une loupe de solifluxion à la surface du sol dans la partie supérieure de l'éboulis empêche l'air relativement chaud d'être évacué dans ce secteur. L'air chaud est donc contraint de s'évacuer principalement à la base de la loupe de solifluxion et, partiellement, en amont de celle-ci. Cette configuration correspond à celle que l'on peut trouver dans le secteur ouest de l'éboulis des Lapires, où des températures du sol et de la surface du sol très chaudes ont été mesurées à la base des loupes de solifluxion (zone du forage 13/2008) et dans la zone située entre ces loupes et le front du protalus rampart situé au sommet de la pente (communication orale de R. Delaloye).

Du point de vue thermique, ce cas de figure implique que, dans la partie haute de l'éboulis, **les secteurs où la granulométrie est trop fine pour permettre à l'air de se déplacer** (par ex. loupes de solifluxion) **présentent donc des températures plus froides que les zones à granulométrie plus grossière**, comme cela a été attesté sur l'éboulis des Attelas.

Si l'on imagine une granulométrie encore plus fine dans la partie supérieure de l'éboulis, empêchant l'air de se déplacer, on constate que l'air relativement chaud peut être évacué seulement à la base des loupes de solifluxion (fig. II.152-B). Si la teneur en glace du pergélisol est suffisamment élevée et/ou la porosité efficace est suffisamment faible pour entraver la circulation de l'air à l'intérieur de la couche gelée, l'air transitant sous le corps du pergélisol sera contraint de se concentrer entre la bordure supérieure de la couche gelée et le front des loupes de solifluxion. La granulométrie plus fine du modèle B par rapport au modèle A, ainsi que la progradation des loupes de solifluxion à la surface de l'éboulis, font en sorte que cette concentration d'air chaud pourrait, sur le long terme, dégrader de manière importante le niveau gelé à partir de sa bordure amont.

En définitive, **ce sont donc les secteurs à granulométrie fine qui déterminent les zones pouvant être potentiellement réchauffées par l'arrivée d'air relativement chaud de l'intérieur de l'éboulis**. Dans ce sens, la granulométrie de la partie supérieure des éboulis joue un rôle déterminant dans l'absence de sédiments gelés dans cette partie des versants.

Le au cas de figure C (fig. II.152-C), correspond à un éboulis à granulométrie très fine (éboulis à galets) sur toute son extension, où la pénétration d'air froid par advection est très difficile dans tout le versant. Les échanges thermiques seront donc essentiellement conductifs/convectifs sur l'ensemble de l'éboulis. En fonction de l'altitude, de l'exposition du versant et des micro-variations de granulométrie, l'éboulis pourrait donc être soit complètement dépourvu de pergélisol, soit complètement occupé par du pergélisol (comme dans le cas de la figure II.152-C), soit présenter une répartition du pergélisol très hétérogène, comme cela est le cas de l'éboulis de Tsaté-Moiry.

6.3.4 La redistribution de la neige par le vent et les avalanches

Dans un éboulis, une certaine redistribution de la neige par les avalanches et le vent des parties hautes vers les parties basses des versants est incontestable. A cet égard, on a pu observer grâce aux caméras fixes qu'une certaine activité avalancheuse est présente sur les éboulis des Attelas et du Petit Mont Rouge (sur les autres sites, aucune donnée précise n'est disponible). Sur ces deux éboulis, des phénomènes de forte intensité peuvent également se produire, comme en témoignent les grandes avalanches de fond qui se sont déclenchées, respectivement, le 7 avril 2011 (fig. II.153) et le 23 mars 2010 (voir fig. II.134 – photo du 24.03.2010).

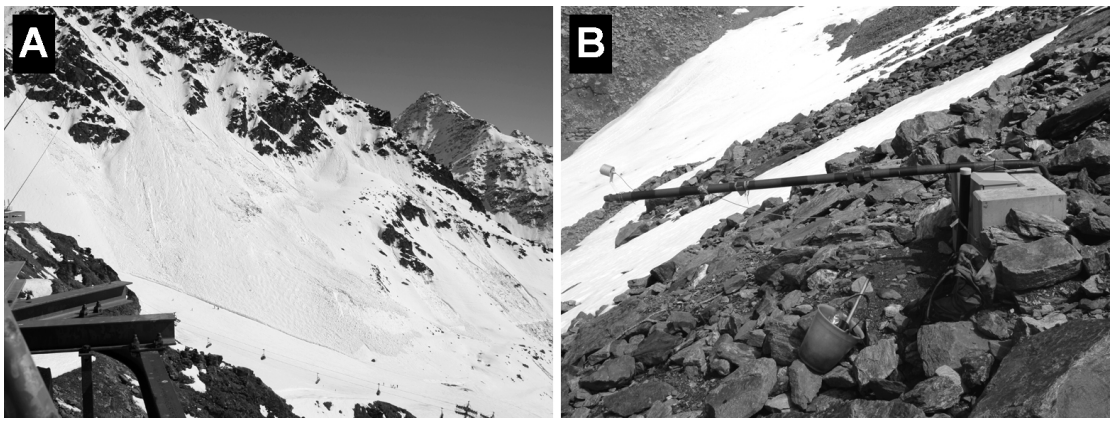


Fig. II.153 *– Evénement avalancheux du 7 avril 2011 (après-midi) sur l'éboulis des Attelas (A) (photo prise le lendemain par la caméra automatique fixe installée en face du versant), qui a complètement plié et couché le poteau supportant le capteur de température de l'air posé à l'emplacement du forage 2/2008 (B) (photo C. Lambiel, 10 juin 2011).*

Cependant, **bien que l'influence de la redistribution de la neige par le vent et les avalanches sur le régime thermique du sol puisse être importante** (cf. chap. 3.1.5.1), **son impact s'est révélé le plus souvent marginal pour expliquer les anomalies thermiques négatives présentes dans la moitié inférieure des éboulis étudiés** (cf. tab. II.12). Une relation claire entre l'épaisseur de la neige en fin d'hiver et la répartition du pergélisol n'est présente que sur l'éboulis des Attelas, et le seul secteur où la présence de sédiments gelés semble être liée principalement à la persistance de névés pendant la saison chaude est la dépression située en bordure ouest de l'éboulis des Lapires. Sur l'éboulis du Petit Mont Rouge, le manteau neigeux devenant de plus en plus épais en direction du bas de la pente pourrait laisser penser, à première vue, que la neige joue un rôle important dans le contrôle de la répartition du pergélisol ; mais si on analyse la question plus en détail, on se rend compte que c'est la ventilation ascendante de l'éboulis qui détermine l'amincissement du manteau neigeux dans la partie supérieure du versant. Sur cet éboulis, il y a donc là une preuve éclatante de la nette supériorité des échanges thermiques advectifs sur les échanges thermiques conductifs et convectifs.

6.3.5 Synthèse sur les facteurs de contrôle

La répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude résulte le plus souvent d'une superposition de facteurs de contrôle d'importance relative différente. Selon la taille de l'éboulis et son hétérogénéité topographique et morphologique, on peut passer d'un seul facteur de contrôle dominant à une superposition de plusieurs facteurs de contrôle intercorrélés entre eux. Ainsi, sur l'éboulis du Petit Mont Rouge, qui est le plus petit éboulis étudié dans cette recherche, la ventilation ascendante semble être le facteur de contrôle de la répartition du pergélisol nettement dominant (surtout dans le secteur sud du versant). A l'opposé, sur l'éboulis des Lapires, qui est l'éboulis étudié le plus grand et le plus complexe, la répartition du pergélisol semble résulter de la superposition, au niveau local, de plusieurs facteurs de contrôle d'importance relative (très) variable spatialement.
Ce serait une erreur de considérer chaque facteur de contrôle de manière indépendante, sans considérer les relations que ceux-ci entretiennent entre eux. Nous avons en effet démontré que la granulométrie de l'éboulis peut avoir une importance fondamentale sur le fonctionnement d'un système de ventilation (**relation granulométrie–ventilation**). D'ailleurs, une relation entre la taille des éléments composant la surface d'un éboulis et l'épaisseur de neige (**relation granulométrie–neige**) et une relation entre la ventilation et l'épaisseur variable du manteau neigeux (**relation ventilation–neige**) ont également été mises en évidence sur l'éboulis des Attelas, respectivement sur l'éboulis du Petit Mont Rouge. Dans le futur, il sera donc intéressant de se concentrer sur ces trois relations fondamentales, qui pourraient ouvrir des pistes de réflexion intéressantes dans la compréhension des échanges thermiques qui se produisent dans les formations sédimentaires meubles du domaine périglaciaire alpin.

En conclusion, s'il faut tenter un classement entre les trois facteurs de contrôle en ce qui concerne leur importance relative, contrairement à ce qui est postulé dans les études classiques qui se sont occupées de la répartition du pergélisol dans les éboulis (par ex. HAEBERLI 1975, REYNARD *et al*. 1999, LERJEN *et al*. 2003), la redistribution de la neige par le vent et les avalanches serait placée en dernière position. Bien évidemment, ces études avaient mis en évidence que la redistribution de la neige ne permettait pas à elle seule d'expliquer la complexité de la répartition du pergélisol attestée[5] ; cependant, elles ne considéraient pas (ou peu) l'effet des échanges thermiques advectifs. Ces derniers, en relation avec l'augmentation de la granulométrie en direction de l'aval, se sont avérés être prédominants, comme observé par LAMBIEL & PIERACCI (2008) : **la relation granulométrie–ventilation semble donc être le principal facteur explicatif de la présence de pergélisol dans la partie inférieure d'un éboulis de haute altitude et de son absence dans sa partie supérieure**.

[5] A ce propos, LERJEN *et al.* (2003 : 671), dans leur étude de l'éboulis du Col de la Flüela, concluent que « *For the study site it can clearly be disproved that the snow melt pattern alone is a good indicator of the permafrost distribution at the local scale. (...) Surface roughness and other properties may have a decisive influence on permafrost distribution on local scales, potentially even over-riding the effects of snow cover* ».

6.4 La structure des éboulis périglaciaires de haute altitude

6.4.1 Sur l'origine des protalus rampart

L'origine des protalus rampart a toujours été controversée. La littérature scientifique présente une grande confusion à ce sujet en raison du caractère non univoque du terme, qui peut désigner à la fois des formes nivo-gravitaires ou périglaciaire. Ainsi, selon BALLANTYNE (1987, 2002a), BALLANTYNE & BENN (1994) ou SHAKESBY (1997), un protalus rampart (que ces auteurs appellent également *pronival rampart* ou *nivation ridge* ; bourrelet de névé en français) résulterait de l'accumulation en pied de pente de matériaux avant glissé sur des névés permanents ou de petits glacierets (hypothèse nivo-gravitaire), tandis que selon BARSCH (1993, 1996), HAEBERLI (1985) ou LAMBIEL & PIERACCI (2008), un protalus rampart résulterait de la déformation de la glace d'un pergélisol dans la partie inférieure d'un éboulis, et serait donc un glacier rocheux actif embryonnaire (hypothèse périglaciaire).

Dans cette recherche, nous avons étudié plusieurs formes qui peuvent être considérées comme des protalus rampart ; nous les avons rencontrée, en particulier, sur les éboulis des Attelas, du Lac des Vaux, des Lapires et du Petit Mont Rouge. A l'exception du protalus rampart actif de l'éboulis des Lapires, ils se situent tous en pied d'éboulis, où l'eau d'infiltration liée à la fonte de la neige et aux précipitations peut s'accumuler en favorisant le stockage de glace. Plusieurs considérations nous induisent à favoriser l'hypothèse périglaciaire pour expliquer l'origine d'un protalus rampart :

1) pendant la période d'étude, dans aucun cas des névés permanents ou des petits glacierets étaient présents en amont des protalus rampart ;
2) ces formes présentent le plus souvent une morphologie bombée, un front très raide (40–45°) composé de matériaux fins et un corps avec un carapace de blocs grossiers : cette structure s'accorde mal avec un bourrelet formé par des débris ayant glissé sur de la neige ou de la glace ;
3) assez souvent, ces formes sont superposées ou juxtaposées à des glaciers rocheux de versant actifs/inactifs (Les Attelas, Lac des Vaux) ou fossiles (Petit Mont Rouge) ;
4) faite l'exception du protalus rampart morphologiquement fossile situé au pied du secteur est de l'éboulis des Lapires, toutes les formes étudiées fluent en direction de l'aval avec des vitesses de déplacement comprises entre quelques centimètres par an (lobe A au Lac des Vaux et Petit Mont Rouge) et plusieurs décimètres par an (lobe B au Lac des Vaux et Lapires), typiques des glaciers rocheux actifs ;
5) les résistivités électriques et les vitesses des ondes sismiques de compression mesurées à l'intérieur des protalus rampart étudiés indiquent la présence probable de pergélisol ; ces valeurs sont le plus souvent largement supérieures à celles mesurées dans les parties de l'éboulis les dominant et

s'apparentes de celles mesurées dans des glaciers rocheux actifs, ce qui indique que le pergélisol doit être sursaturé en glace ;

6) dans le protalus rampart du Petit Mont Rouge, la présence d'un pergélisol sursaturé en glace a été prouvée de manière directe via les diagraphies nucléaires réalisées dans le forage 1/2009 en octobre 2010.

Toutes ces considérations nous permettent donc de considérer un protalus rampart actif tout simplement comme un (petit) glacier rocheux de versant actif[6]. Etant donné que l'on ne connaît pas exactement l'âge de ces formes, il est conseillé de ne pas parler de « glacier rocheux embryonnaire », ce qui impliquerait qu'un protalus rampart va évoluer et s'agrandir avec le temps. Cependant, sa structure, sa cryosphère interne et sa dynamique de fluage sont les mêmes que n'importe lequel glacier rocheux, ce qui permet de considérer un protalus rampart comme une des expressions visibles du fluage d'un pergélisol de montagne sursaturé en glace.

6.4.2 Signification paléoclimatique des éboulis périglaciaires

La stratigraphie sédimentaire et nucléaire des forages réalisés dans les éboulis des Attelas et des Lapires montre que ces dépôts sédimentaires sont stratifiés, tandis qu'aucun indice de stratification évident n'a été observé dans l'éboulis du Petit Mont Rouge. La stratification des éboulis des Attelas et des Lapires est visible seulement dans les deux forages inférieurs de chaque site.

Les éboulis des Attelas et des Lapires ne sont pas des éboulis stratifiés typiques au sens de FRANCOU & HÉTU (1989) (voir chap. 3.1.1), mais plutôt des **éboulis pseudo-stratifiés**, avec une alternance entre des niveaux grossiers riches en glace et des niveaux plus fins pauvres en glace (cf. chap. 3.1.2).

En accord avec les processus d'enrichissement en glace d'un pergélisol alpin mis en évidence par HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996), cette pseudo-stratification est probablement due à une aggradation inhomogène de glace de congélation au cours du temps – laquelle se forme au contact avec le toit du pergélisol – et à l'incorporation du niveau riche en glace qui en résulte à l'intérieur du corps du pergélisol par aggradation de l'éboulis (fig. II.154). Dans les éboulis des Attelas et des Lapires, la présence de niveaux grossiers riches en glace correspond probablement, du point de vue paléoclimatique, à de longues phases froides, pendant lesquelles le bilan énergétique négatif à la surface du sol a permis l'aggradation de glace de congélation à la base de la couche active dans la partie médiane-inférieure des éboulis (FRENCH 1996, HAEBERLI & VONDER MÜHLL 1996), ce qui permet la formation d'un niveau riche en glace (fig. II.154-B/E).

[6] BARSCH (1996: 224) est d'ailleurs très clair sur ce sujet. Selon lui, en effet, « *in most cases, "protalus ramparts" are nothing but embryonal talus rockglaciers (active, inactive, or fossil ones). They can be explained as the creep of mountain permafrost* ».

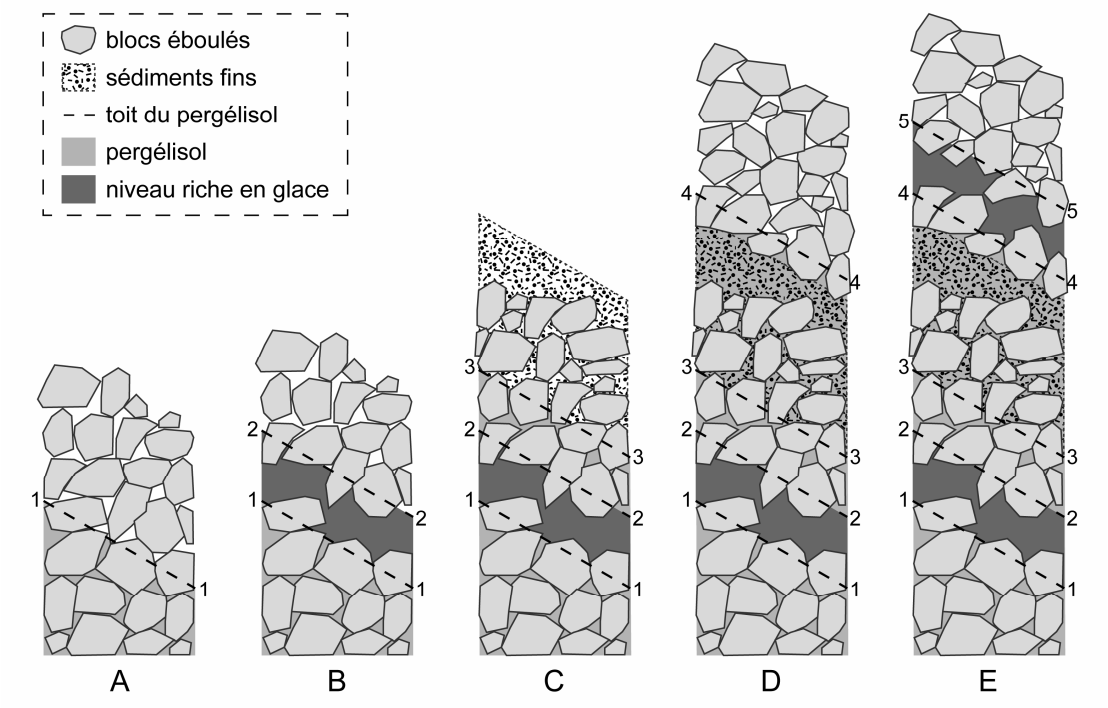


Fig. II.154 *– Modèle schématique du déplacement vertical de la couche active et du corps du pergélisol dans la partie inférieure d'un éboulis de haute altitude en fonction de l'aggradation de la formation sédimentaire. (A) Etat initial : pergélisol se mettant en place suite au retrait glaciaire. (B) Période froide prolongée : aggradation d'un pergélisol riche en glace à la base de la couche active. (C) Transition vers une période plus chaude : aggradation de l'éboulis par chutes de blocs fréquentes et incorporation du niveau riche en glace en profondeur dans le corps du pergélisol ; période chaude : mise en place de sédiments fins à la surface de l'éboulis une fois atteinte la stabilité climatique en période chaude. (D) Transition vers une période froide : aggradation de l'éboulis par chutes de blocs fréquentes et incorporation du niveau composé par des sédiments fins dans le corps du pergélisol. (E) Situation identique à (B). A noter la structure pseudo-stratifiée de l'éboulis qui résulte de la répétition des transitions entre des périodes froides et chaudes. Explications dans le texte.*

Durant les périodes de transition entre ces oscillations climatiques froides et des périodes plus chaudes, une augmentation de MAAT induit une élévation en altitude de la position de ce que l'on peut définir comme une « **zone d'éboulisation maximale** ». Selon DAVIES *et al*. (2001), en effet, la stabilité d'une paroi rocheuse dont les fractures sont remplies de glace est minimale lorsque sa température est de -0.5°C, avec un coefficient de sécurité (F) qui passe en dessous de 1 (considéré comme la limite entre la stabilité et l'instabilité ; F = 1 dans les conditions d'équilibre, avec les facteurs contribuant à la stabilité qui sont égaux à ceux qui conduisent à l'instabilité ; avec $F < 1$, la rupture se produit, alors que pour $F \geq 1.5$ la stabilité est permanente ; cf. LEFEVRE & SCHNEIDER 2002). Avec le passage de la paroi rocheuse à 0°C, le facteur de stabilité remonte au-dessus de 1 (fig. II.155). Il faut considérer que ces fluctuations en altitude de MAAT pendant les oscillations climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène induisent probablement des fluctuations en altitude du coefficient de

sécurité, avec une intense production de débris rocheux lorsque la température de la paroi rocheuse passe au-dessus de -1.5°C (fig. II.155). Cette zone particulière présentant une moyenne annuelle des températures de la roche (MART = *Mean Annual Rock Temperature*) d'environ -0.5°C correspond donc à celle que l'on a nommée comme « zone d'éboulisation maximale ».

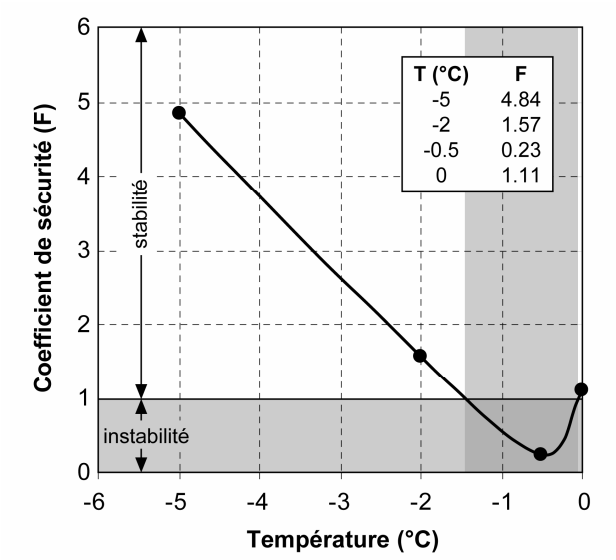


Fig. II.155 *– Variations du coefficient de sécurité d'une paroi rocheuse dont les fissures sont remplies de glace, pour une pente du versant de 70° et des discontinuités avec une inclinaison de 40°. En gris, les intervalles du coefficient de sécurité et de température pour lesquels on a de l'instabilité. Modifié d'après* DAVIES et al. *(2001 : 140).*

Pendant ces périodes d'éboulisation intense, une partie ou même l'ensemble de la couche active peut être incorporée dans le corps du pergélisol, en raison de l'épaississement de la couche superficielle de l'éboulis par des dépôts grossiers sans matrice interstitielle dus aux chutes de blocs fréquentes (fig. II.154-C/D). L'éboulisation intense peut incorporer dans le pergélisol également de la neige saisonnière, des dépôts d'avalanche ou de petits névés permanents qui ont persisté à la surface de l'éboulis durant la période climatique froide.
Les niveaux de débris pauvres en glace, au contraire, peuvent résulter de périodes climatiques plus chaudes présentant une activité des chutes de blocs peu intense, comme lorsque, en accord avec DAVIES *et al*. (2001), certaines parties des parois rocheuses deviennent stables en raison de la fusion de la glace présente dans les fissures (MART > 0°C). Ces périodes chaudes seraient caractérisées par une interruption de l'aggradation de glace dans la partie inférieure des éboulis et par une activité plus intense des coulées de débris et/ou des laves torrentielles dues aux orages estivaux, ce qui expliquerait la présence de sédiments très fins à la surface des éboulis (fig. II.154-C). La présence de ces sédiments fins peut conduire à la formation de loupes de solifluxion, comme cela est effectivement le cas à la surface des éboulis des Attelas et des Lapires.

Ce type de structure pseudo-stratifiée a également été observé à l'aide de la prospection géoélectrique unidimensionnelle dans plusieurs glaciers rocheux des Alpes suisses occidentales (REYNARD *et al*. 1999). Cette pseudo-stratification a été interprétée comme résultant de la superposition de véritables lentilles de glace massive d'origine sédimentaire formées pendant des périodes froides et humides (comme le Petit Age Glaciaire) et de niveaux résultant de l'importante accumulation de débris rocheux formés pendant les périodes plus chaudes (comme la période actuelle).

Dans le modèle de génération de niveaux continus dans les éboulis présenté ici (fig. II.154), au contraire de ce qui avait été postulé par SASS & KRAUTBLATTER (2007) (voir le chapitre 3.1.2), **les périodes d'éboulisation intense ne correspondent pas exclusivement aux périodes froides mais sont caractéristiques des périodes de transition entre deux états d'équilibre** (du froid au chaud, et vice versa). Il est donc possible que, **dans le domaine périglaciaire alpin, la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses (plus intense durant les phases de transition vers des périodes chaudes) soit plus importante que l'intensité de la gélifraction (plus intense durant les périodes froides) dans l'alimentation des éboulis en débris rocheux**. Les nombreux petits et grands éboulements s'étant produits dans la zone périglaciaire alpine durant l'été extrêmement chaud et sec de 2003 permettraient de corroborer cette observation (par ex. GRUBER *et al*. 2004b, GRUBER & HAEBERLI 2007, RAVANEL *et al*. 2011).

Sur l'éboulis du Petit Mont Rouge, l'absence d'indices de stratification évidente peut indiquer qu'il n'y a pas eu d'alternance entre processus différents pendant la construction de l'éboulis et/ou qu'il y a eu peu de variations d'intensité de l'éboulisation. Du point de vue paléoclimatique, le protalus rampart localisé dans la partie inférieure du secteur nord du versant peut être considéré comme étant soumis aux mêmes conditions thermiques, glaciologiques et rhéologiques qu'un glacier rocheux (voir chap. précédent). Si l'on considère que la glace que l'on retrouve à l'intérieur d'un glacier rocheux peut avoir plusieurs siècles et, par conséquent, être plus ancienne que les périodes froides récentes comme le Petit Age Glaciaire (HAEBERLI *et al*. 1999, SCAPOZZA *et al*. 2010a), et tenant compte des datations absolues et relatives des glaciers rocheux effectuées dans les Alpes européennes (par ex. DRAMIS *et al*. 2003, FRAUENFELDER *et al*. 2005, SCAPOZZA & RAMELLI 2011), il est possible de conclure que le développement des protalus rampart a commencé au début de l'Holocène ou, au plus tard, juste après l'Optimum climatique de la première partie de l'Holocène qui s'est terminé vers 5 ka BP. Si l'on considère l'aggradation limitée de l'éboulis depuis que le protalus rampart s'est développé, la majeure partie du volume de débris rocheux constituant l'éboulis du Petit Mont Rouge s'est probablement accumulée pendant une période d'éboulisation très intense qui doit avoir eu lieu entre la fin du Tardiglaciaire et le début de l'Optimum climatique de la première partie de l'Holocène. **Cette grande phase d'éboulisation postglaciaire peut être attribuée à la phase de réajustement paraglaciaire des versants qui a suivi la déglaciation** (par ex. CHURCH & RYDER 1972, BALLANTYNE 2002b, COSSART *et al*. 2008, MERCIER 2008).

6.4.3 Sur la présence de niveaux poreux sous la base du pergélisol

La dernière réflexion concernant l'évolution de la structure d'un éboulis de haute altitude concerne la présence d'une couche poreuse sous la base du pergélisol, comme cela est le cas aux Lapires et au Petit Mont Rouge. Aux Lapires, la stratigraphie sédimentaire des deux forages inférieurs indique qu'il devrait y avoir une matrice relativement abondante (il s'agit probablement de dépôts morainiques), tandis qu'au Petit Mont Rouge, on trouve des sédiments relativement grossiers sans matrice typiques d'un éboulis poreux.

Le secteur occupé actuellement par les deux éboulis était encore occupé, dans la deuxième moitié du Tardiglaciaire, par un glacier (fig. II.156-A). Au moment du retrait glaciaire local (probablement à la fin du Dryas récent pour l'éboulis des Lapires, cf. chap. 9.1.1.7, et à la fin du Dryas ancien pour l'éboulis du Petit Mont Rouge, cf. chap. 9.2.2.1), toute la partie du versant occupée actuellement par l'éboulis devait se situer à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu, comme en témoigne la présence des glaciers rocheux fossiles situés en pied de pente dans les deux sites. Il est donc probable qu'il doit y avoir eu **aggradation de pergélisol** dans les matériaux qui ont commencé à construire l'éboulis (fig. II.156-B) (et avant tout dans les dépôts morainiques que l'on peut trouver sous l'éboulis, en particulier aux Lapires), selon le modèle présenté à la figure II.154.
Etant donnée la double aggradation concomitante de pergélisol et de l'éboulis, on peut faite l'hypothèse que la base du pergélisol doit avoir réagi aux changements d'épaisseur de la couche active (autrement on aurait aujourd'hui un niveau gelé bien plus épais !). La base du pergélisol a donc dû remonter au fur et à mesure de l'épaississement de l'éboulis, pour rééquilibrer la couche gelée avec les conditions climatiques externes (fig. II.156-C/D). On pourrait imaginer que l'aggradation de l'éboulis s'est faite assez rapidement entre le Préboréal et l'Atlantique ancien. A partir de cette période, et surtout pendant toute la période atlantique, la nette amélioration climatique doit avoir conduit à une remontée de la limite inférieure du pergélisol discontinu, ce qui a du favoriser la dégradation du pergélisol surtout dans sa frange inférieure.
Au fur et à mesure que la base du pergélisol « remontait », on peut faire l'hypothèse qu'il doit y avoir eu fusion de la glace à la base du pergélisol. L'eau de fusion de cette glace doit avoir emporté une partie de la matrice fine interstitielle des sédiments situés sous le pergélisol. Ces fines n'ont certainement pas pu être remplacées par des matériaux provenant d'au-dessus, car une bonne partie de ceux-ci étaient (et sont encore) piégés dans le corps du pergélisol. Ce lavage des fines à la base du pergélisol aurait donc provoqué une augmentation de la porosité, permettant à l'air de circuler dans cette partie de l'éboulis, ce qui aurait favorisé l'initiation d'une **ventilation profonde ascendante** (fig. II.156-E). Selon ce raisonnement, la ventilation serait donc ici une conséquence de la présence de pergélisol, et non le contraire. En tous les cas, comme on l'a déjà mentionné à plusieurs reprises, **la mise en place d'un mécanisme de ventilation ascendante profonde doit avoir eu l'effet de dégrader le pergélisol dans la partie amont de l'éboulis et d'empêcher la formation de néo-pergélisol dans ces zones** (fig. II.156-F).

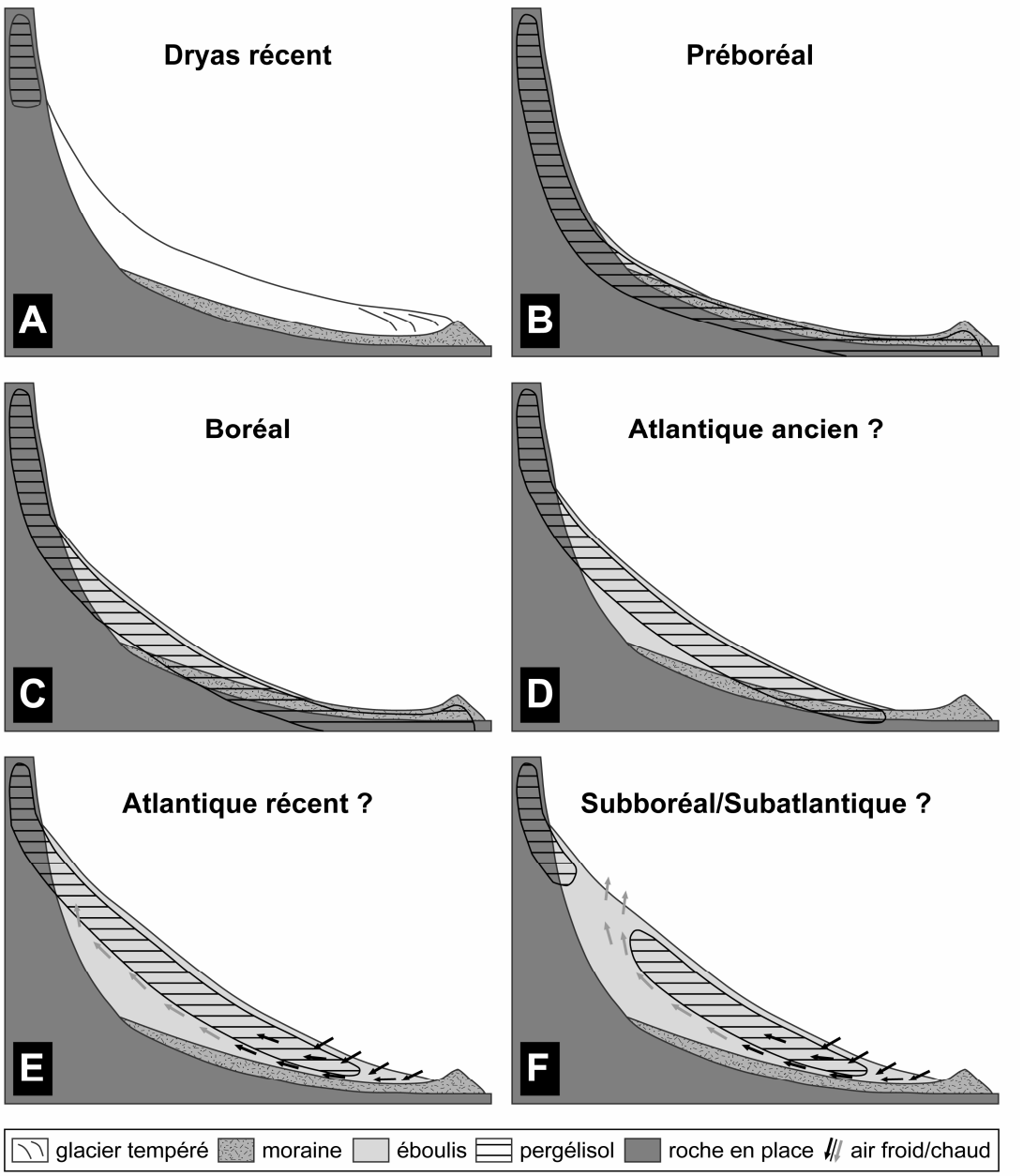


Fig. II.156 *– Modèle schématique de l'évolution de la couche gelée d'un éboulis périglaciaire de haute altitude pendant l'Holocène (la présence d'un petit glacier de cirque à l'emplacement de l'éboulis pendant le Dryas récent est postulée) en fonction de l'aggradation de l'éboulis au cours du temps. Une bonne partie de l'aggradation de l'éboulis se serait faite dans la première moitié de l'Holocène, caractérisée par un lent mais important réchauffement climatique pendant le Préboréal (10.3 – 9 ka BP) et le Boréal (9 – 7.5 ka BP) conduisant à l'Optimum climatique de la période Atlantique (7.5 – 5 ka BP). Pendant cette période chaude, on peut imaginer une dégradation des sédiments gelés par remontée en altitude de la limite inférieure du pergélisol discontinu et (selon ce modèle), par démarrage d'un système de ventilation de l'éboulis. La situation pendant le Subboréal (5 – 2.5 ka BP) et le Subatlantique (de 2.5 ka BP au présent) doit avoir été assez similaire à la situation actuelle. L'effet que peut avoir eu la période froide du Petit Age Glaciaire sur la ventilation de l'éboulis n'est pas connu. L'attribution chronologique des différences phases est présentée à titre d'hypothèse.*

D'après ce modèle de l'évolution de la couche gelée d'un éboulis périglaciaire de haute altitude pendant l'Holocène, il est probable que plusieurs niveaux riches en glace témoignant de périodes froides prolongées s'étant formés dans les parties profondes de l'éboulis selon le schéma de la figure II.154 aient disparu au cours du temps en raison de la remontée de la base du pergélisol pour rééquilibrer l'épaisseur toujours plus importante de l'éboulis en cours d'aggradation. La stratigraphie relativement complexe, mise en évidence grâce aux diagraphies nucléaires dans les sédiments situés au-dessous de la base du pergélisol dans les forages 11/2008 et 12/2008 réalisés sur l'éboulis des Lapires (cf. fig. II.89 et II.91), et présentant des alternances de niveaux plus ou mois poreux, pourrait témoigner d'une ancienne pseudo-stratification de l'éboulis présentant des niveau plus ou moins riches en glace.

***

Au delà des hypothèses qu'il est possible de présenter sur la base des seules informations sur la structure sédimentaire et sur la répartition du pergélisol dans les éboulis périglaciaires de haute altitude étudiés, une vraie validation des modèles d'évolution de la cryosphère interne d'un éboulis présentés dans ce chapitre est, à l'heure actuelle, impossible sans des données de type chronologique. Ce constat nous amène directement à la partie suivante de cette recherche, qui va s'intéresser à l'histoire paléo-environnementale du domaine périglaciaire alpin. Concernant les question chronologiques et morphodynamiques restées en suspens (ou soulevées) dans l'analyse de la structure des éboulis, dans la prochaine partie seront présentées, entre autre, la datation relative de la surface des éboulis et des protalus rampart étudiés, des modélisations des fluctuations de la limite inférieure du pergélisol discontinu et du coefficient de sécurité d'une paroi rocheuse en fonction du temps et des calculs du taux d'érosion des parois rocheuses sur la base du volume des éboulis. Mais avant d'aborder toutes ces questions, nous terminerons la partie II par quelques remarques d'ordre méthodologique sur les méthodes géophysiques.

6.5 Quelques remarques méthodologiques

6.5.1 Apport des diagraphies

En l'absence de carottes prélevées à l'emplacement des forages réalisés sur les éboulis étudiés, la réalisation des diagraphies a permis d'obtenir des informations fondamentales sur la structure sédimentaire et nucléaire du pergélisol. Tout d'abord, grâce à la **caméra de diagraphie,** il a été possible d'observer de manière directe le type et les caractéristiques des sédiments composant les éboulis étudiés, ce qui a permis une meilleure identification directement *in situ* de la stratigraphie sédimentaire ; cela n'aurait pas été possible en étudiant exclusivement les matériaux expulsés du trou au moment de la perforation. Les **diagraphies nucléaires** à l'aide des sondes gamma-ray naturel, gamma-gamma et neutron-neutron, ont permis de plus d'obtenir des informations en continu sur les variations de densité et de porosité à l'intérieur d'un éboulis. Grâce à la calibration des sondes gamma-gamma et neutron-neutron, il a été possible de calculer certains paramètres comme la teneur en glace et en air du pergélisol. Plus en détail, on peut retenir les enseignements méthodologiques suivants :

1) Bien qu'elle mesure exclusivement une variation de la radioactivité naturelle des roches composant le sous-sol, l'information fournie par la **sonde gamma-ray naturel** est très importante. Tenant compte que la radioactivité naturelle de la glace et de l'air est nulle, elle permet donc se faire une idée (qualitative) des variations de la fraction volumétrique rocheuse (débris + matrice interstitielle) en fonction de la profondeur. Cette méthode s'est révélée moins performante en ce qui concerne la détection de niveaux riches en glace. En effet, **la présence de glace a pu être détectée à l'aide de la sonde gamma-ray naturel uniquement lorsque l'éboulis était sursaturé en glace** (exemple du forage 1/2009 au Petit Mont Rouge). L'apport de cette sonde, qui du point de vue logistique et pratique est très facile à utiliser (elle se compose uniquement d'un détecteur et ne présente donc pas de sources nucléaires nécessitant de manipulations particulièrement avisées et des blindages au plomb pouvant poser des problèmes de transport sur une surface difficile comme celle d'un éboulis), est donc important : elle permet d'exercer une action de contrôle sur les données enregistrées par les autres sondes et elle donne des informations sur la fraction volumétrique de roche (et donc sur la porosité) dans son ensemble.
2) La **sonde gamma-gamma** est celle qui permet d'obtenir le plus d'informations sur la subsurface d'un éboulis. Etant donné qu'elle est sensible aux variations de masse volumique, elle permet de calculer, à partir de ce paramètre, la teneur en glace dans les zones gelées et la teneur en air (porosité) dans les zones non gelées. Afin de garantir une interprétation correcte des résultats obtenus à l'aide de cette sonde, il est donc fondamental de disposer de données concernant la température du sous-sol.

3) L'utilisation de la **sonde neutron-neutron**, qui est moins conventionnelle dans les prospections diagraphiques de forages, a été testée en complémentarité de la sonde gamma-gamma. Cette sonde est très sensible aux variations de la porosité, ce qui a permis, à partir de ce paramètre, de calculer la fraction volumétrique d'air à l'intérieur de la couche gelée.

4) L'approche basée sur la combinaison de résultats obtenus à l'aide de deux sondes différentes est parfaitement justifiée du fait que la porosité apparente calculée à partir de l'intensité de la sonde neutron-neutron s'est révélée être presque parfaitement corrélée à la teneur en glace calculée à partir de l'intensité de la sonde gamma-gamma (les deux méthodes sont donc parfaitement spéculaires). La qualité des données mesurées par les deux sondes est donc extrêmement bonne, étant donné qu'il y a contrôle réciproque des résultats obtenus à partir de deux méthodes indépendantes.

A partir de ces enseignements, l'utilisation conjointe de ces trois sondes devrait être encouragée, au-moins, dans tout projet de forage non carotté du pergélisol (pour autant que les conditions logistiques le permettent), comme recommandé également par VONDER MÜHLL (1996). En tout les cas, **l'utilisation des sondes gamma-ray naturel, gamma-gamma et neutron-neutron doit être considérée comme une approche diagraphique minimale** (en d'autres termes, chacune de ces trois méthodes est indispensable). Lorsque cela est possible, il serait souhaitable d'effectuer également des diagraphies électriques, magnétiques ou soniques[7].

L'exploitation des données des diagraphies, a permis de construire des modèles expérimentaux à trois phases (roche, glace, air/eau) de la subsurface des éboulis des Attelas et des Lapires (cf. fig. II.150). Ces modèles doivent être considérés, pour le moment, seulement comme une représentations possible et qualitative (avec des fractions volumétriques qui doivent être considérés de manière relative) des résultats obtenus à l'aide de l'utilisation conjointe des sondes gamma-gamma et neutron-neutron. La discrimination réelle des fractions volumétriques absolues (quantification) nécessite en effet d'investigations plus poussées, qui devront être basées sur des analyses pétrophysiques de laboratoire sur les différentes composantes du sous-sol d'un éboulis. Dans ces modèles, la question des fractions volumétriques d'eau n'a pas du tout été abordée ; elle pourrait être intégrée en utilisant des modèles à quatre phases (4PM) développés à partir de l'analyse conjointe de données géoélectriques et sismiques. Davantage que l'intégration des données géoélectriques et sismiques dans les modèles à trois phases développés à partir des diagraphies, c'est plutôt le contraire qui doit être fortement encouragé, comme expliqué au chapitre 6.2.3. Pour terminer, les essais de laboratoire souhaités devraient permettre également d'établir des courbes de calibration des sondes gamma-gamma et neutron-neutron statistiquement plus fiables que celles utilisées dans cette étude.

[7] VONDER MÜHLL (1996 : 24) est très clair à ce propos : « *Even in boreholes where cores are taken, borehole geophysics lead to improved information such as borehole diameter, density, porosity, resistivity and P-wave velocity.* ***Such logs should be considered a "must" for each borehole*** » (c'est nous qui soulignons).

6.5.2 La prospection géoélectrique bidimensionnelle

Cette recherche se proposait également d'améliorer les connaissances relatives à l'application des méthodes géophysiques de surface (en particulier la tomographie des résistivités électriques) à la prospection du pergélisol de montagne. A ce titre, les éboulis sont un terrain idéal pour tester les limites et les potentialités de certaines méthodes, car ils sont le plus souvent morphologiquement hétérogènes, il présentent un contenu en glace très variable et une structure relativement complexe. A ce propos, en ce qui concerne la prospection géoélectrique, nous pouvons tirer trois enseignements principaux :

1) Dans un environnement pouvant être extrêmement hétérogène comme un éboulis de haute altitude, **il est nécessaire d'adopter une stratégie de prospection géoélectrique basée sur la mesure de profils parallèles et perpendiculaires entre eux en réalisant un réseau de profils**. Cette approche permet, d'une part, de déterminer l'étendue tridimensionnelle des structures prospectées et, d'autre part, de pouvoir discriminer les structures réelles de la subsurface et celles créées par les effets latéraux dus à une structure anisotrope du sous-sol.

2) **La simple extraction de profils verticaux à partir de la résistivité spécifique du sous-sol des tomogrammes ERT permet une meilleure compréhension de la structure du sous-sol dans les zones de transition entre les secteurs probablement gelés et les secteurs probablement non gelés que l'analyse du tomogramme en lui-même**. Cela a été fait, par exemple, sur les éboulis du Lac des Vaux et de Tsaté-Moiry. Au-delà des simples valeurs de résistivité spécifique, ces profils verticaux de résistivité permettent de déterminer la stratigraphie électrique du sous-sol ; dans ces stratigraphies, conformément à ce qui a été proposé par LAMBIEL (2006 : 173) et LAMBIEL & PIERACCI (2008 : 297) pour l'interprétation des sondages géoélectriques réalisés sur des éboulis périglaciaires de haute altitude, la présence d'un corps résistant en profondeur intercalé entre deux niveaux plus conducteurs a été attribuée à l'existence d'un pergélisol.

3) Lorsque des informations sur la structure du sous-sol indépendantes de la prospection géoélectriques étaient disponibles (forages, teneur en glace estimée, profondeur de la roche en place estimée, etc.), **le recours systématique à la modélisation directe de la répartition des résistivités électriques a permis de valider l'interprétation des profils ERT réalisés du point de vue des valeurs mesurées et de la géométrie (étendue, profondeur) des structures détectées**. En l'absence de techniques d'évaluation de la qualité des profils ERT comme peuvent l'être la méthode DOI (*Depth of Investigation Index* ; cf. MARESCOT *et al*. 2003) ou l'approche basée sur la matrice de résolution du modèle (*Model Resolution Matrix* ; cf. HILBICH *et al*. 2009), le recours à la modélisation directe et inverse de modèles synthétiques de la répartition des résistivités vraies s'avère nécessaire afin d'obtenir des informations indépendantes sur la

qualité des tomographies électriques réalisées (au-delà des informations sur l'erreur d'inversion, qui sont dépendantes du jeu de données disponible).

Malgré la large utilisation de la tomographie des résistivités électriques dans la prospection du pergélisol de montagne, des lacunes demeurent toujours sur la réponse exacte de la méthode à des variations spatiales (et temporelles) importantes de résistivité. Jusqu'à maintenant, la recherche dans ce domaine s'est concentrée presque exclusivement sur les glaciers rocheux. Les éboulis (avec les marges proglaciaires), en raison de leurs caractéristiques morphologiques et glaciologiques particulières (grande hétérogénéité), constituent à ce propos le terrain idéal pour tester ces méthodes, les techniques d'évaluation de leur qualité et leurs limites. A moyen terme, cela devrait permettre d'améliorer l'interprétation des données géoélectriques bidimensionnelles en vue d'une meilleure résolution des hétérogénéités spatio-temporelles caractéristiques d'un pergélisol de montagne qui est de plus en plus en voie de dégradation.

III. Histoire paléoenvironnementale du domaine périglaciaire alpin

Rifiuto di accettare come definitive le spiegazioni meccaniche che mi si vogliono imporre sull'origine del mondo e le spiegazioni chimiche sull'origine della vita. Domando che mi si lasci meditare in pace lo spettacolo del cielo stellato.

Brenno Bertoni, *Frassineto*, 1938.

7 Introduction et problématique

Dans le cadre des recherches relatives à l'évolution morphoclimatique des Alpes durant le Tardiglaciaire et l'Holocène, peu d'études ont été menées sur la chrono-stratigraphie des formations sédimentaires meubles de la zone périglaciaire (éboulis, glaciers rocheux, moraines de poussée, etc.). Traditionnellement, les changements climatiques et environnementaux dans les Alpes pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène ont été documentés sur la base de témoins botaniques ou zoologiques (par ex. BURGA & PERRET 1998), des variations de longueur des glaciers (par ex. JÖRIN *et al*. 2006) et des changements de dynamique de lobes de solifluxion ou de glissements de terrain (par ex. FRENZEL 1993, DAPPLES *et al*. 2003).
La zone périglaciaire alpine se situant au-dessus de la limite supérieure de la forêt, il est très difficile de trouver des restes d'origine organique permettant des datations numériques afin d'effectuer des calages chronologiques absolus (SCAPOZZA *et al*. 2010a). De plus, les méthodes permettant de connaître l'âge d'exposition des roches sont relativement complexes et chères. Elles ne permettent donc qu'un nombre limité de datations (par ex. IVY-OCHS & KOBER 2008). Pour pallier à ce problème, on a souvent recours à des méthodes de datation relative permettant des corrélations avec une chronologie absolue (HAEBERLI *et al.* 2003).
Cette partie de la thèse sera donc consacrée principalement à l'étude chronologique des formes étudiées, basée sur des datations relatives et, à partir de ces données temporelles, à l'étude de l'évolution morphodynamique de l'environnement périglaciaire alpin pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène.
La suite du chapitre est divisée en deux parties. Tout d'abord, nous verrons quel est l'état des connaissances actuelles concernant la datation (et donc l'age, le développement et l'évolution) d'éboulis, de glaciers rocheux et d'autres formes périglaciaires alpines (7.1), pour passer par la suite aux objectifs et aux questions de recherche spécifiques de cette troisième partie de la thèse (7.2).

7.1 Signification paléoclimatique des formes périglaciaires

7.1.1 Evolution d'un système morphogénétique périglaciaire alpin

La finalité de la géomorphologie périglaciaire est de créer des modèles d'évolution du relief des régions froides non englacées de la planète (FRENCH & THORN 2006). Bien que des différences très importantes existent entre les zones arctiques et alpines, du point de vue conceptuel, les modèles théoriques développés jusqu'à maintenant sont généralement valables pour les deux zones et tiennent compte le plus souvent d'une situation de départ dominée par les processus glaciaires (glaciation) suivie par une déglaciation, et d'une possible interaction spatiale et temporelle entre formes glaciaires, paraglaciaires et périglaciaires, selon une conception systémique et évolutive dépendante du climat (HARRIS & MURTON 2005, KNIGHT & HARRISON 2009).

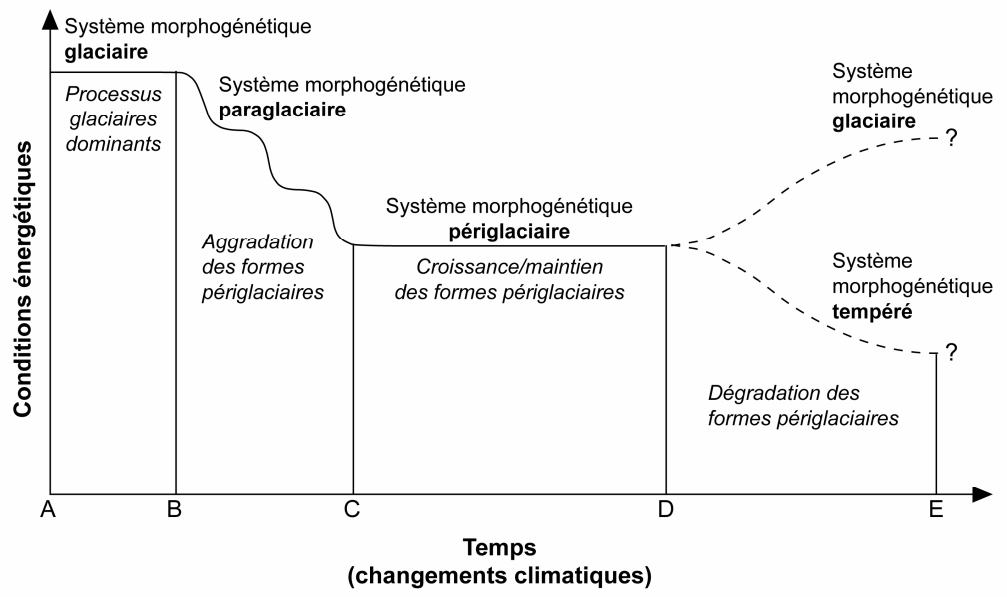


Fig. III.1 *– Relations temporelles entre les systèmes morphogénétiques glaciaire, paraglaciaire, périglaciaire et tempéré en lien avec des changements des conditions énergétiques dues aux changements climatiques. A noter qu'un changement climatique peut induire deux formes de dégradation des formes périglaciaires. A – B : glaciation ; B – C : déglaciation ; C – D : phase d' « équilibre » périglaciaire ; D – E : amélioration/péjoration climatique. Modifié d'après* THORN & LOWENHERZ *(1987) et* SLAYMAKER *(2009 : 72).*

Les systèmes morphogénétiques (pro)glaciaire et périglaciaire sont généralement considérés comme des états d'équilibre énergétique (*steady regime*) en équilibre avec les conditions climatiques (fig. III.1) (SLAYMAKER 2009). Un changement climatique implique des changements de cet état d'équilibre (qu'il soit glaciaire ou périglaciaire) et donc une transition vers des systèmes morphogénétiques caractérisés par l'aggradation de nouvelles formes et par la dégradation des formes glaciaires et périglaciaires (qui seraient donc héritées). Lors d'une déglaciation, par exemple, l'amélioration climatique serait responsable de celle que l'on appelle une **crise morphogénétique paraglaciaire** liée à l'ajustement (rééquilibrage) énergétique du système morphogénétique glaciaire à la suite du retrait des glaciers. CHURCH & RYDER (1972) ont ainsi proposé le terme paraglaciaire pour définir à la fois tous les processus non glaciaires qui sont directement conditionnés par les glaciations et la période au cours de laquelle ces processus sont particulièrement efficaces. Cette définition a été par la suite élargie par BALLANTYNE (2002b) à toutes les accumulations sédimentaires, tous les modelés, tous les géosystèmes et tous les paysages qui sont directement conditionnés par les glaciations et les déglaciations (voir aussi MERCIER 2008, SLAYMAKER 2009).
Selon le schéma de la figure III.1, le niveau d'équilibre atteint à la fin d'une crise paraglaciaire serait l'équilibre périglaciaire. Cette conception implique donc que les formes périglaciaires seraient le résultat de la transition énergétique entre un système morphogénétique dominé par des processus glaciaires et un autre dominé

par des processus périglaciaires. Cette transition est loin d'avoir été complètement comprise. Des doutes demeurent toujours, par exemple, sur l'existence ou non de véritables « processus paraglaciaires » permettant la transition d'un système à un autre (ANDRÉ 2009), ce qui implique qu'il faudrait pouvoir reconnaître des formes purement « paraglaciaires » n'étant pas d'origine glaciaire et pouvant évoluer vers des formes purement périglaciaires.
D'après le modèle présenté à la figure III.1, la sortie de la phase d'équilibre périglaciaire peut se faire de deux manières selon l'évolution des conditions énergétiques : il peut y avoir une transition vers un système morphogénétique glaciaire (glaciation) ou une transition vers un système morphogénétique tempéré (interglaciaire). La dégradation des formes périglaciaires peut donc être double selon le changement d'énergie du système. Dans le premier cas, les formes périglaciaires seront complètement oblitérées par les processus glaciaires, tandis que dans le deuxième cas, elles pourront être préservées sous forme d'héritages morphoclimatiques en déséquilibre avec les conditions climatiques du moment (cela est le cas, notamment, des glaciers rocheux fossiles).
Par analogie avec la crise morphogénétique paraglaciaire, il est possible d'utiliser le concept de **crise morphogénétique parapériglaciaire** pour désigner la transition d'équilibre entre un système morphogénétique périglaciaire et tempéré. Selon D. MERCIER (2008 : 224), le concept de parapériglaciaire désigne « *les processus à la surface de la Terre, les accumulations sédimentaires, les modelés, les systèmes et les paysages qui sont directement conditionnées par la dégradation du pergélisol* ». Par analogie avec le schéma du transfert sédimentaire en cascade en milieu paraglaciaire proposé par BALLANTYNE (2002b : 2004), MERCIER (2008 : 227) a proposé le même schéma concernant le milieu parapériglaciaire, que nous avons adapté pour tenir compte des spécificités de l'environnement alpin (fig. III.2). En suivant ce schéma, nous pouvons considérer que nos objets d'étude – les versants d'éboulis et les glaciers rocheux – peuvent constituer à la fois la source des sédiments, un stock sédimentaire périglaciaire et un stock sédimentaire parapériglaciaire. Il sera donc intéressant de sortir de ce schéma théorique pour voir quand et comment ces passages se font dans nos régions d'étude et quelle est la réponse morphologique de cette succession de processus dans des milieux glaciaires – (paraglaciaires) – périglaciaires – (parapériglaciaires) – tempérés.

Jusqu'à maintenant, nous avons considéré le cadre théorique général d'une évolution glaciation – déglaciation – interglaciaire, sans tenir compte que dans l'environnement alpin, l'important étagement altitudinal dégressif des systèmes morphogénétiques glaciaire et périglaciaire permet de produire des formes à des altitudes différentes selon l'alternance entre les périodes glaciaires et périglaciaires (SCAPOZZA *et al.* 2011c). Ceci complexifie donc la temporalité des transitions entre ces deux systèmes morphogénétiques, qui ne caractérise pas seulement les changements à l'échelle glaciaire/interglaciaire (par exemple entre le Tardiglaciaire et le Postglaciaire) mais qui peut se produire également à l'échelle des fluctuations entre les périodes stadiaires et interstadiaires (ou post-stadiaires) (par exemple entre le Dryas ancien et le Bølling/Allerød pour le Tardiglaciaire ou entre le Petit Age Glaciaire et l'actuel pour l'Holocène).

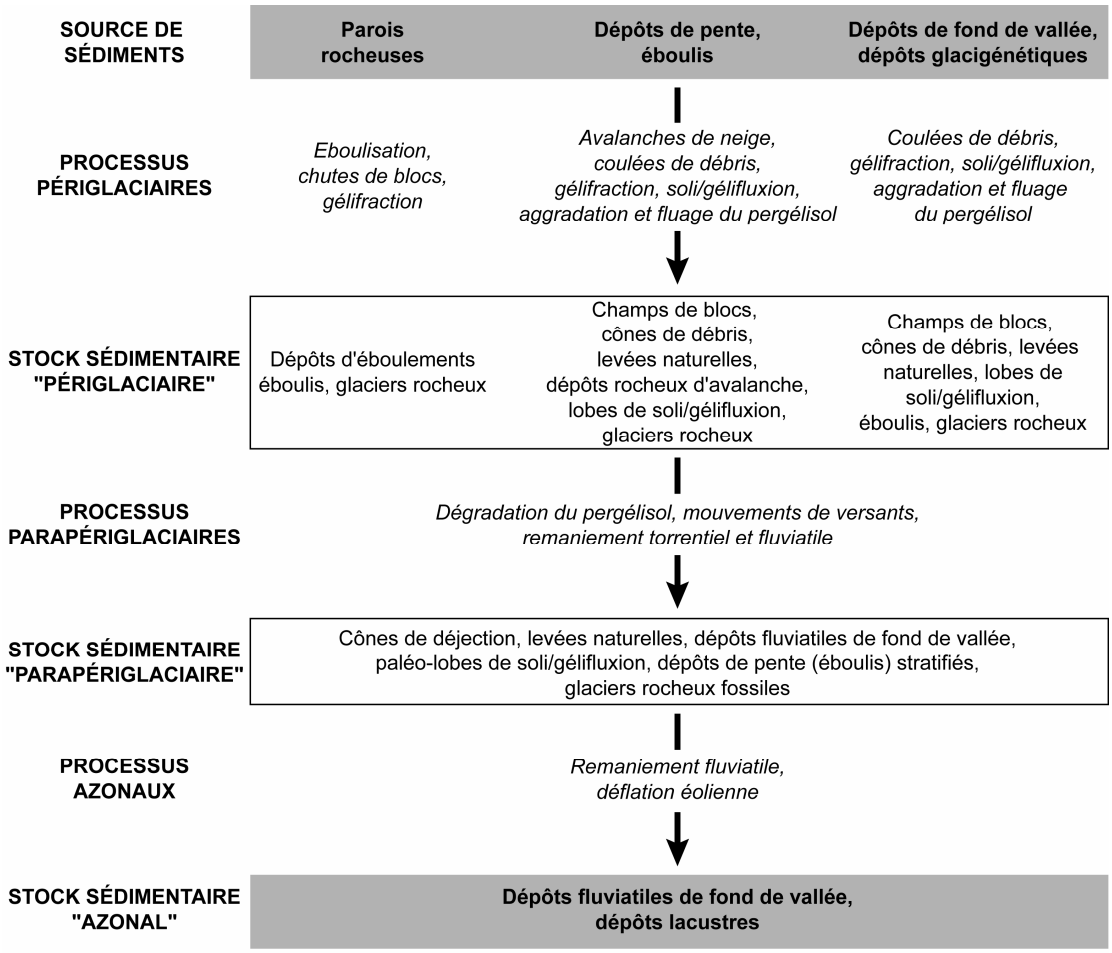


Fig. III.2 *– Schéma simplifié du transfert sédimentaire en cascade en milieu parapériglaciaire. Adapté pour l'environnement alpin d'après* BALLANTYNE *(2002b : 2004) et* MERCIER *(2008 : 227).*

7.1.2 Cadre chrono-stratigraphique de référence

Le modèle d'évolution d'un système morphogénétique périglaciaire alpin que l'on a présenté dans le chapitre précédent doit s'insérer dans un cadre chrono-stratigraphique bien précis, permettant de corréler chacune des phases identifiées avec l'une ou l'autre chronozone. Pour les régions alpines situées au-dessus de la limite actuelle de la forêt, ce cadre est le plus souvent basé sur les fluctuations glaciaires, que l'on peut corréler assez aisément avec les chronozones définies sur la base de l'analyse pollinique (palyno-stratigraphie). Le cadre de référence climatique global est fourni par les courbes isotopiques marines et groenlandaises, qui permettent de déterminer, respectivement, les variations du volume des glaces continentales au niveau mondial (dominé par les grands inlandsis de haute latitude) et les variations des températures de l'air au moment des précipitations dans l'Atlantique nord (JOHNSEN *et al*. 2001). Pour les Alpes, ce sont donc les courbes isotopiques groenlandaises qui fournissent les informations les plus intéressantes.

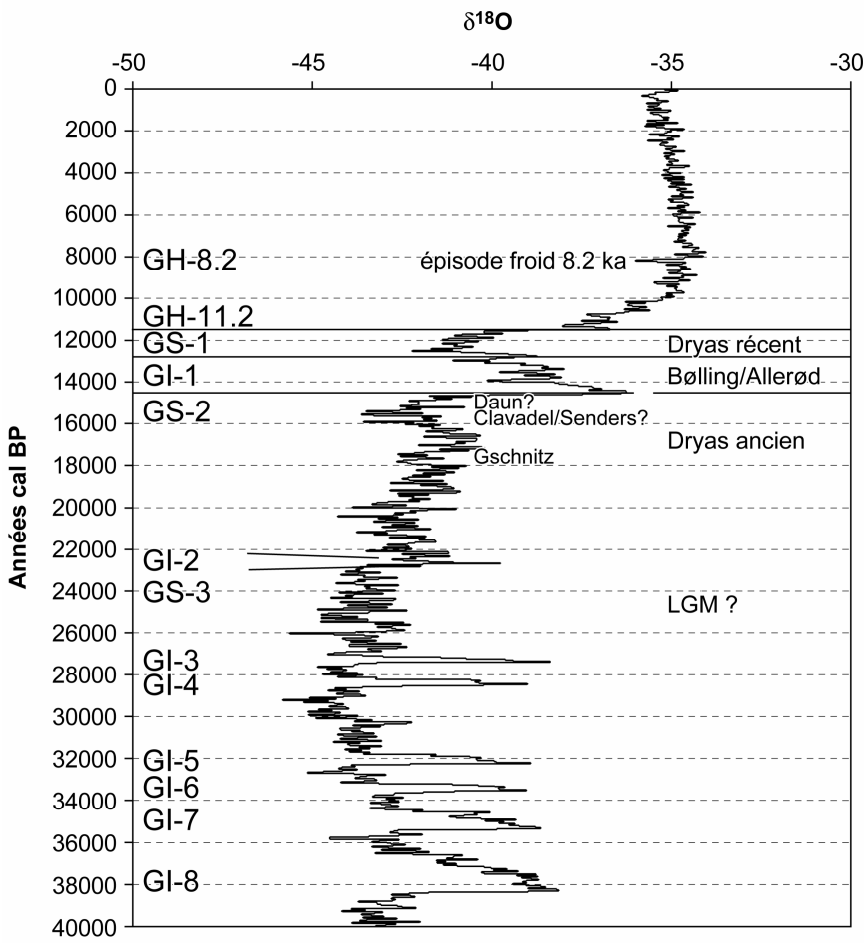
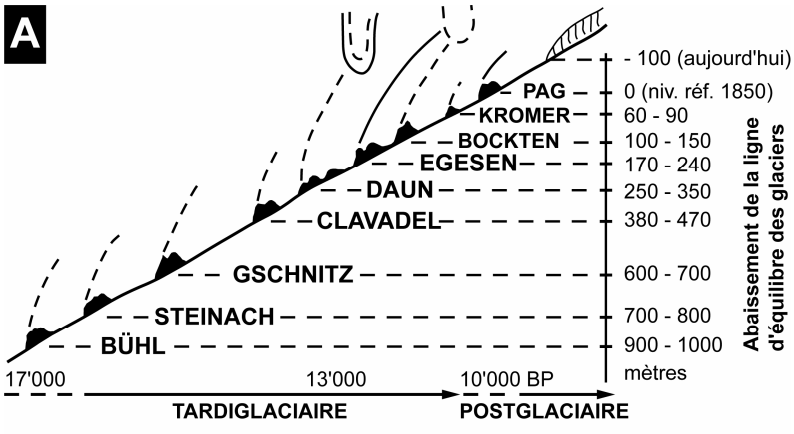


Fig. III.3 *– Corrélation du Dernier Maximum Glaciaire (LGM = Last Glacial Maximum) et des phases de retrait des glaciers alpins avec la courbe isotopique groenlandaise du sondage NGRIP (NGRIP–MEMBERS 2004a ; données numériques selon NGRIP–MEMBERS 2004b). Les nombres indiquent les stades (GS) et interstades (GI) isotopiques.*

Sur la figure III.3, nous avons reporté la courbe issue du projet de forage profond NGRIP (*North Greenland Ice Core Project* ; voir NGRIP–MEMBERS 2004a), permettant d'avoir des données à très haute résolution pour la période qui nous intéresse. Les variations du $\delta^{18}O$ reflètent les variations de température. Plus le $\delta^{18}O$ est faible et plus la température de l'air est froide et vice versa. Le $\delta^{18}O$ est déterminé sur la base de la différence, exprimée en pour mille, entre le rapport isotopique de l'oxygène contenu dans la glace (rapport $^{18}O/^{16}O$, ou *Re* = rapport de l'échantillon) et celui d'un standard pris comme référence (*Rs* = rapport standard) selon l'équation suivante : $\delta^{18}O = [(Re - Rs) / Rs] * 1000$ (voir MAGNY 1995).
La période qui nous intéresse couvre seulement les stades isotopiques (GS) 1 et 2, à savoir la période entre le dernier maximum glaciaire (LGM = *Last Glacial Maximum*) et l'actuel, caractérisée par un important réchauffement à la transition Dryas ancien – Bølling/Allerød (transition GS-2 – GI-1), une période plus froide au début du GS-1 (Dryas récent) et à nouveau un important réchauffement à la transition Dryas récent – Préboréal.



B

		Complexes principaux	Stades secondaires	Années BP	Années cal BP
Holocène			Petit Age Glaciaire		
			Kromer		8'200
			Kartell ?	10'000	11'650
Pléistocène supérieur	Tardiglaciaire	COMPLEXE EGESEN	E III (= Kartell ?) E II (= Bockten ?) E I (= Egesen max.)	11'000	12'900
		INTERSTADE TARDIGLACIAIRE	Bølling/Allerød	12'600	14'500
		COMPLEXE BÜHL-GSCHNITZ-DAUN	Daun Clavadel Gschnitz Steinach Bühl	17'000 ?	15'400 20'000 ?
	Plénigl.		Nombreux stades de stagnation		
		LGM (= *Last Glacial Maximum*)		20'000	25'000

Fig. III.4 *– (A) Modèle de l'étagement des dépôts glaciaires en fonction du retrait progressif des glaciers pendant la phase de déglaciation (Tardiglaciaire) et le début de la période interglaciaire (post-glaciaire). Modifié d'après* MAISCH *(1982 : 95). (B) Stratigraphie et hiérarchisation des fluctuations glaciaires principales et des stades secondaires utilisée dans cette étude. Pour le stade de Gschnitz, il s'agit d'un âge d'exposition (= âge minimal).*

Le **LGM** est défini comme le maximum d'extension glaciaire postérieur au stade isotopique océanique (OIS) 5e, correspondant au dernier interglaciaire, connu également sous le nom d'Eémien, et représente le maximum de la dernière glaciation (SCHOENEICH 1998a). Des datations effectuées sur les lobes de piémont des glaciers du Rhône (lobe suisse), de la Linth, du Rhin et du Ticino (voir SCHOENEICH 1998a, BINI *et al*. 2001, PREUSSER 2004, IVY-OCHS *et al*. 2008) placent le LGM des glaciers alpins vers 22'000–18'000 ^{14}C BP (≈ 26'800–21'250 cal BP), ce qui permet de le placer entre le GI-2 et le GI-3. A ce moment-là, l'ensemble des vallées alpines était fortement englacé jusque vers 2000–3000 m d'altitude (BINI

et al. 2009), MAAT devait être de 5 à 10°C (Sud des Alpes) et de 10 à 15°C (Nord des Alpes) plus froide qu'aujourd'hui (HAEBERLI & PENZ 1985) et les versants des vallées alpines recouvertes de glace et les nunataks présentaient des conditions de pergélisol continu sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (KAISER 1960).
Malgré une courte phase de réchauffement vers 22'700 cal BP (GI-2), les millénaires qui ont suivi le LGM ont été caractérisés par de nombreux stades de stagnation des grand lobes de piémont qui commençaient à se retirer à l'intérieur des vallées alpines. Parmi les stades majeurs de stagnation des glaciers alpins pendant cette période, on peut citer le Stade Lémanique du glacier du Rhône (23'000–22'000 cal BP ; cf. SCHOENEICH *et al*. 1997, SCAPOZZA *et al*. 2009b) ou le Stade de Melide du lobe du Ceresio du Glacier du Ticino (> 18'500 cal BP ; cf. NIESSEN & KELTS 1989 ; SCAPOZZA 2011).

A partir d'environ 20'000 cal BP, on entre dans la période du **Tardiglaciaire**, qui voit les grands glaciers alpins se retirer à l'intérieur des vallées. Cette période, située entre le GI-1 et le GI-2, est marquée par de nombreux stades glaciaires. PENCK & BRÜCKNER (1909), dans leur travail monumental sur les Alpes pendant les glaciations, en avaient défini seulement trois ; on en reconnaît aujourd'hui au-moins six, chacun d'entre eux comportant plusieurs positions (fig. III.4-A). Les courbes isotopiques montrent un lent mais graduel réchauffement des températures jusque vers 16'000 cal BP, interrompu par quelques épisodes plus froids, et un léger refroidissement des températures vers 15'500 cal BP, suivi par un réchauffement très rapide jusque vers 14'500 cal BP (fig. III.3). Toute cette période correspond à la chronozone du **Dryas ancien** qui, du point de vue glaciologique, a été caractérisée par le complexe Bühl–Gschnitz–Daun, comprenant les stades de Bühl, Steinach, Gschnitz, Clavadel/Senders et Daun du modèle développé dans les Alpes Orientales par MAISCH (1982) (fig. III.4-B). Dans les Alpes, la fin de cette période (stades de Clavadel/Senders et de Daun) a été caractérisée par MAAT de 3.5 à 5.5°C plus froide qu'aujourd'hui (KERSCHNER 1985, KERSCHNER & IVY-OCHS 2008, SCAPOZZA & FONTANA 2009).

Le réchauffement important qui culmine à 14'500 cal BP marque l'entrée dans le GI-1, correspondant aux chronozones du **Bølling** et de l'**Allerød**, qui ensemble peuvent être considérées comme le seul véritable interstade majeur du Tardiglaciaire. Le réchauffement des températures par rapport à la fin du Dryas ancien a été important, ce qui a causé un important retrait glaciaire. D'après les fluctuations de la limite supérieure de la forêt (*timberline*), BURGA & PERRET (1998) proposent des températures pendant l'interstade du Bølling/Allerød de 0.8 à 1.5°C plus froides qu'en 1850 (~1.8–2.5°C plus froides qu'aujourd'hui). Le GI-1 se termine par une courte période de refroidissement assez brutal entre 12'900 et 11'650 cal BP, nommée GS-1 et correspondant à la chronozone du **Dryas récent**. Cette période, caractérisée par MAAT de 2.5 à 3.0°C plus froide qu'aujourd'hui (KERSCHNER 1985, KERSCHNER & IVY-OCHS 2008, SCAPOZZA & FONTANA 2009), est marquée par une importante récurrence glaciaire, connue sous le nom de complexe Egesen. Ce complexe présente au-moins trois stades secondaires d'ampleur décroissante, dont le troisième (stade de Kartell) pourrait correspondre au

GH-11.2, et être donc holocène (voir la figure III.3). Ce retrait glaciaire progressif pendant le Dryas récent ne serait pas à attribuer au seul lent réchauffement du climat visible dans les courbes isotopiques à partir de 12'550 cal BP, mais serait également lié à une diminution des précipitations (KERSCHNER 1985, IVY-OCHS *et al*. 1996).

La transition entre le **Pléistocène** et l'**Holocène** est marquée par un réchauffement très rapide et brutal, de l'ordre de 7°C en 50 ans au Groenland (DANSGAARD *et al*. 1989). Bien que l'Holocène ait été peu variable du point de vue climatique, des fluctuations de deuxième ordre des températures sont cependant présentes. Globalement, on peut observer que les températures tendent à se réchauffer pendant toute la première partie de l'Holocène (Préboréal et Boréal) pour atteindre leur maximum pendant l'Atlantique ancien, vers 8000 cal BP. Cette période correspond à l'**Optimum Climatique Holocène** (*Mid-Holocene climate optimum*) qui, en Europe Centrale, est calé chronologiquement entre ca. 8500–5500 ^{14}C BP (≈ 9500–6300 cal BP), avec les températures moyennes du mois de juillet qui étaient entre 0.5 et 1.5°C plus chaudes qu'au 20ème siècle (BURGA & PERRET 1998, BURGA *et al*. 2001).
Dans les Alpes, l'Holocène a été marqué par au-moins neuf oscillations froides, mises en évidence grâce à des analyses polliniques effectuées dans des tourbières et des lacs de haute altitude (tab. III.1). En termes de refroidissement des températures, la plus importante a été celle de Misox, correspondant à l' « **épisode froid 8.2 ka** » (GH-8.2 placé vers 8200 cal BP), bien visible sur la courbe isotopique du sondage NGRIP (fig. III.3), avec un refroidissement de MAAT de 1.5–2.0°C par rapport à aujourd'hui et pendant laquelle les glaciers alpins ont reavancé de manière importante pour déposer les moraines du stade de Kromer (KERSCHNER *et al*. 2006).

Oscillation	**Type**	**Age ^{14}C BP**	**Age cal BP**
Palü	Froide	ca. 9500	ca. 10'800
Schams	Froide	ca. 8700 – 8000/7700	ca. 9600 – 8900/8500
Misox = GH-8.2 ?	Froide	ca. 7500 – 6000	ca. 8350 – 6850
Optimum Climatique Holocène	Chaude	ca. 8500 – 5500	ca. 9500 – 6300
Piora I	Froide	ca. 5300 – 5000	ca. 6100 – 5700
Piora II	Froide	ca. 4800 – 4400	ca. 5500 – 4950
Löbben	Froide	ca. 3500 – 3100	ca. 3750 – 3300
Göschenen I	Froide	ca. 2830 – 2270	ca. 2900 – 2300
Période Chaude Romaine	Chaude	ca. 200 av. J.-C – 400 AD	
Göschenen II	Froide	ca. 1600 – 1200	ca. 1500 – 1150
Période Chaude Médiévale	Chaude	ca. 800/900 – 1250/1300 AD	
Petit Age Glaciaire	Froide	ca. 1350 – 1850/1860 AD	

Tab. III.1 *– Principales oscillations froides (et chaudes) holocènes identifiées dans les Alpes Suisses par BURGA* et al. *(2001). Dates pour la Période Chaude Romaine* (Roman Warm Period) *d'après PATTERSON* et al. *(2010), pour la Période Chaude Médiévale* (Medieval Warm Period) *d'après MANN* et al. *(2009) et pour le Petit Age Glaciaire* (Little Ice Age) *d'après ZUMBÜHL & HOLZHAUSER (1988). Les datations ont été calibrées à l'aide du logiciel OxCal 4.1 (BRONK RAMSEY 2001, 2010) selon la courbe de calibration IntCal09 (REIMER* et al. *2009) et avec un intervalle de confiance de 2σ (95,4 % de probabilité).*

Epoque	Phase	Chronozone	Age ^{14}C BP	Age cal BP
Holocène	Postglaciaire	Subatlantique récent	Actuel – 1000	Actuel – 1000
		Subatlantique ancien	1000 – 2500	1000 – 2600
		Subboréal	2500 – 5000	2600 – 5700
		Atlantique récent	5000 – 6000	5700 – 6850
		Atlantique ancien	6000 – 7500	6850 – 8350
		Boréal	7500 – 9000	8350 – 10'200
		Préboréal	9000 – 10'300	10'200 – 11'650
Pléisto-cène	Tardi-glaciaire	Dryas récent	10'300 – 11'000	11'650 – 12'900
		Allerød	11'000 – 12'000	12'900 – 13'850
		Bølling	12'000 – 12'600	13'850 – 14'500
		Dryas ancien	12'600 – 17'000 ?	14'500 – 20'000 ?

Tab. III.2 *– Chrono-stratigraphie du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans les Alpes suisses, d'après* BURGA & PERRET *(1998 : 29). Date de la limite entre le Pléistocène et l'Holocène d'après* WALKER et al. *(2009). Calibration des âges avec le logiciel OxCal 4.1 (*BRONK RAMSEY *2001, 2010) selon la courbe de calibration IntCal09 (*REIMER et al. *2009) et avec un intervalle de confiance de 2σ (95,4 % de probabilité).*

La dernière oscillation froide de l'Holocène, appelée **Petit Age Glaciaire** (ca. 1350–1850/1860 AD), a été marquée entre ca. 1250 et 1900 AD par l'extension maximale des glaciers de l'Epoque Moderne, avec trois maxima vers 1350 AD, 1600/1650 AD et 1850/1860 AD (ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 1988). Cette période n'a pas été constamment froide, comme l'ont démontré les recherches en climatologie historique de PFISTER (1984) ; cependant, surtout pendant la phase la plus froide du Petit Age Glaciaire, qui a eu lieu entre 1600 et 1820 AD, les températures moyennes des mois de juin à septembre pouvaient être, dans les Alpes, de 1 à 2 °C plus froides que la moyenne 1901–2000 AD (BÜNTGEN *et al.* 2006).

Un résumé de la chronostratigraphie du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans les Alpes Suisses, présentant également les âges en années calendaires, et servant de base pour la corrélation des datations qui seront effectuées dans cette partie de la thèse, est présenté dans le tableau III.2.

7.1.3 Signification paléoclimatique des glaciers rocheux

7.1.3.1 Datations numériques

D'après les premiers travaux pionniers sur les glaciers rocheux de WAHRAFTIG & COX (1959) ou de BARSCH (1969), et malgré les débats qui ont enflammé les glaciologues et les périglacialistes dans les décennies suivantes sur l'origine glaciaire (par ex. POTTER 1972, WHALLEY 1974, CORTE 1976b) ou périglaciaire (par ex. KING 1976, BARSCH 1978, 1988, HAEBERLI 1985) de ce type de formes, les glaciers rocheux actifs peuvent être considérés comme une forme typique d'un environnement de montagne de type froid, qu'il soit glaciaire ou non glaciaire

(périglaciaire). Il en va donc de même avec les glaciers rocheux qui sont aujourd'hui fossiles, et qui témoigneraient de climats passés qui devaient être plus froids que l'actuel (par ex. BARSCH 1970, KERSCHNER 1978).

Mais une réelle interprétation paléoclimatique des glaciers rocheux (et des éboulis qui se trouvent à leurs racines) est impossible sans leur attribuer un âge, qu'il soit absolu ou relatif. Au cours des dernières décennies, plusieurs âges absolus de glaciers rocheux ont été obtenus par la datation au radiocarbone de paléosols, de cendres volcaniques ou de fragments de bois enterrés par l'avancée du glacier rocheux ou superposés à son corps (tab. III.3). Selon la position de ces débris organiques datés, il est donc possible de déterminer un âge minimal du glacier rocheux (dans la plupart des cas, quand les débris ont été enterrés par le glacier), un âge minimal de fossilisation (quand les débris sont superposés au glacier rocheux ; exemple des datations Gi-3 et Mo-1 dans le tableau III.3) ou, dans un cas particulier (datation Sc-1), un âge minimal d'inactivation (quand les débris étaient juste sous la base du front du glacier rocheux). Dans deux seuls cas, il a été possible de proposer un âge minimal de la glace des glaciers rocheux étudiés : il s'agit des glaciers rocheux de Murtèl-Corvatsch, en Haute Engadine (datations Ha-1 et Ha-2 ; HAEBERLI *et al*. 1999), et de Galena Creek, dans les montagnes du Wyoming (2250 ± 35 ^{14}C BP ; KONRAD *et al*. 1999). Les deux datations ont donné à peu près le même résultat (ca. 2250 ^{14}C BP) qui, en âge calibré, couvre la période comprise entre ca. 2335–2180 cal BP.

Depuis une quinzaine d'années, des âges d'exposition obtenus grâce aux isotopes cosmogéniques (en particulier le ^{10}Be) ont permis de dater de manière numérique l'âge minimal des blocs qui composent la surface d'un glacier rocheux et d'un éboulis (tab. III.4). Dans certains cas, il a été possible d'obtenir également un âge maximal des formations étudiées grâce à la datation de surfaces rocheuses ou de moraines (ex. des datations B-8, B-9, Co-1 à Co-5, Iv-1 à Iv-3 dans le tableau III.4) permettant de déterminer quand la zone occupée actuellement par le glacier rocheux a été désenglacée (le glacier rocheux étant forcément postérieur au glacier qui le précédait et qui occupait sa zone de formation et d'évolution).

Toutes les datations compilées dans les tableaux III.3 et III.4 ont été représentées sous forme graphique à la figure III.5, où une différenciation a été opérée entre glaciers rocheux actifs/inactifs et fossiles et selon que la datation doit être interprétée comme un âge minimal ou maximal. D'après les données présentées ici, **les glaciers rocheux actifs/inactifs se seraient développés pendant l'Holocène**. Les âges maximaux se situent entre la fin de l'interstade tardiglaciaire du Bølling/Allerød et le milieu de l'Atlantique, tandis que la plupart des âges minimaux déterminés se concentrent entre le milieu du Subboréal et la deuxième moitié du Subatlantique. Le développement de ces glaciers rocheux aurait donc eu lieu principalement pendant la première moitié de l'Holocène, vraisemblablement juste avant l'Optimum Climatique Holocène.

ID	Glacier rocheux	Localisation	Activité	Age ^{14}C BP	Age cal BP	Code de laboratoire	Interprétation	Source
Ca-1	La Foppa 1	Haute Valtelline - I	Actif	790 ± 60	905 - 570	Roma-200	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1993)
Ca-2	La Foppa 1	Haute Valtelline - I	Actif	620 ± 65	675 - 525	Roma-201	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1993)
Ca-3	La Foppa 1	Haute Valtelline - I	Actif	770 ± 60	900 - 560	Roma-202	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1993)
Ca-4	La Foppa 1	Haute Valtelline - I	Actif	580 ± 60	665 - 515	Roma-203	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1993)
Ca-5	La Foppa 1	Haute Valtelline - I	Actif	1120 ± 60	1180 - 925	Roma-375	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1998)
Ca-6	La Foppa 2	Haute Valtelline - I	Inactif	5000 ± 70	5900 - 5605	Roma-204	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1993)
Ca-7	Monte Castelletto	Haute Valtelline - I	Inactif	3330 ± 70	3815 -3395	Roma-205	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1993)
Ca-8	Monte Castelletto	Haute Valtelline - I	Inactif	3430 ± 70	3865 - 3480	Roma-206	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1993)
Ca-9	Val di Campo	Haute Valtelline - I	Actif	1340 ± 65	1375 - 1085	Roma-207	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1993)
Ca-10	Foscagno	Haute Valtelline - I	Actif	2200 ± 60	2345 - 2055	Roma-208	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1993)
Ca-11	Foscagno	Haute Valtelline - I	Inactif	2700 ± 70	2975 - 2715	Roma-209	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1993)
Ca-12	Cima Rossa	Haute Valtelline - I	Inactif	2710 ± 70	2975 - 2720	Roma-376	Age minimal	CALDERONI *et al.* (1998)
Dr-1	Val Pasquale	Haute Valtelline - I	Inactif	2650 ± 50	2870 - 2620	BA-2335	Age minimal	DRAMIS *et al.* (2003)
Ha-1	Murtèl I	Haute Engadine - CH	Actif	2340 ± 100	2720 - 2145	ETH-14228	Age minimal	HAEBERLI *et al.* (1999)
Ha-2	Murtèl II	Haute Engadine - CH	Actif	2165 ± 100	2355 - 1925	ETH-14229	Age minimal	HAEBERLI *et al.* (1999)
-	Moyenne Murtèl	Haute Engadine - CH	Actif	2250 ± 100	2690 - 1990	-	Age minimal	HAEBERLI *et al.* (1999)
Gi-1	Campo Imperatore	Appennins - I	Fossile	8035 ± 140	9400 - 8550	UD-399	Age minimal	GIRAUDI & FREZZOTTI (1997)
Gi-2	Val Maone	Appennins - I	Inactif	3180 ± 40	3480 - 3335	BA-145529	Age minimal	GIRAUDI (2002), DRAMIS *et al.* (2003)
Gi-3	Val Maone	Appennins - I	Inactif	780 ± 40	775 - 665	BA-145530	Fossilisation	GIRAUDI (2002), DRAMIS *et al.* (2003)
Mo-1	Val di Rhêmes	Val d'Aoste - I	Fossile	670 ± 180	960 - 315	GX-14741	Fossilisation	MORTARA *et al.* (1992)
Mo-2	Val di Rhêmes	Val d'Aoste - I	Fossile	3965 ± 140	4835 - 4005	GX-14742	Age minimal	MORTARA *et al.* (1992)
Sc-1	Piancabella	Val Blenio - CH	Inactif	845 ± 50	910 - 675	UZ-5545/ETH-34417	Inactivation	SCAPOZZA *et al.* (2010a)

Tab. III.3 *- Compilation de datations absolues au radiocarbone de glaciers rocheux actifs, inactifs et fossiles des Alpes européennes. Calibration des âges avec le logiciel OxCal 4.1 (BRONK RAMSEY 2001, 2010) selon la courbe de calibration IntCal09 (REIMER* et al. *2009) et avec un intervalle de confiance de 2σ (95,4 % de probabilité). Dans la plupart des cas, il s'agit de datations de paléosols recouverts par le glacier rocheux, ce qui permet de considérer les âges obtenus comme des âges minimaux (les glaciers rocheux étant plus anciens que l'âge obtenu). Dans deux cas, la datation concernait des paléosols recouvrant le corps du glacier rocheux, ce qui a été interprété comme un âge minimal de leur fossilisation. Dans le cas du glacier rocheux de Piancabella, l'interprétation en termes d'inactivation de la forme a été faite sur la base de la position de l'échantillon daté (fragments de bois de* Larix decidua*) par rapport au bord du glacier rocheux.*

ID	Glacier rocheux	Localisation	Activité	Méthode	Age cal BP	Code de laboratoire	Interprétation	Source
LG-01	Lairig Ghru	Cairngorm Mountains - SCO	Fossile	^{10}Be	15'400 ± 800	SUERCb690	Age minimal	BALLANTYNE *et al.* (2009)
SN-02	Strath Nethy	Cairngorm Mountains - SCO	Fossile	^{10}Be	17'000 ± 800	SUERCb695	Age minimal	BALLANTYNE *et al.* (2009)
CE-01	Carn Etchachan	Cairngorm Mountains - SCO	Fossile	^{10}Be	12'100 ± 600	SUERCb683	Age minimal	BALLANTYNE *et al.* (2009)
CB-02	Coire Beanaidh	Cairngorm Mountains - SCO	Fossile	^{10}Be	11'300 ± 600	SUERCb686	Age minimal	BALLANTYNE *et al.* (2009)
B6	Passo Cercèn	Val di Rabbi - I	Inactif	^{10}Be	8960 ± 860	W76	Age minimal	FAVILLI *et al.* (2009a, b)
B8	Passo Cercèn	Val di Rabbi - I	Inactif	^{10}Be	12'040 ± 1110	W74	Age maximal	FAVILLI *et al.* (2009a, b)
B9	Passo Cercèn	Val di Rabbi - I	Inactif	^{10}Be	11'550 ± 810	W75	Age maximal	FAVILLI *et al.* (2009a, b)
Co-1	Classe 1	Briançonnais - F	Fossile	^{10}Be	10'500 ± 600	CLA_08 11	Age maximal	COSSART *et al.* (2010)
Co-2	Classe 1	Briançonnais - F	Fossile	^{10}Be	10'800 ± 800	CLA_08 13	Age maximal	COSSART *et al.* (2010)
Co-3	Classe 1	Briançonnais - F	Fossile	^{10}Be	11'900 ± 100	CLA_08 14	Age maximal	COSSART *et al.* (2010)
Co-4	Classe 2	Briançonnais - F	Actif/inactif	^{10}Be	8320 ± 1430	CLA_04 05	Age maximal	COSSART *et al.* (2008, 2010)
Co-5	Classe 2	Briançonnais - F	Actif/inactif	^{10}Be	7910 ± 945	CLA_04 06	Age maximal	COSSART *et al.* (2008, 2010)
Hi-1	Older rock glacier	Alpes de Savoie - F	Fossile	^{10}Be	10'720 ± 310	A1	Age minimal	HIPPOLYTE *et al.* (2009)
Hi-2	Older rock glacier	Alpes de Savoie - F	Fossile	^{10}Be	9905 ± 445	C4	Age minimal	HIPPOLYTE *et al.* (2009)
Hi-3	Younger rock glacier	Alpes de Savoie - F	Fossile	^{10}Be	9755 ± 355	C5	Age minimal	HIPPOLYTE *et al.* (2009)
Hi-4	Scree	Alpes de Savoie - F	-	^{10}Be	9195 ± 595	D2	Age minimal	HIPPOLYTE *et al.* (2009)
Iv-1	Julierpass	Julierpass - CH	Fossile	^{10}Be	11'220 ± 570	J104	Age maximal	IVY-OCHS *et al.* (1996, 2006a)
Iv-2	Julierpass	Julierpass - CH	Fossile	^{10}Be	11'260 ± 680	J10	Age maximal	IVY-OCHS *et al.* (1996, 2006a)
Iv-3	Julierpass	Julierpass - CH	Fossile	^{10}Be	11'510 ± 580	J8	Age maximal	IVY-OCHS *et al.* (1996, 2006a)
Iv-4	Julierpass	Julierpass - CH	Fossile	^{10}Be	10'370 ± 420	J201b	Age minimal	IVY-OCHS *et al.* (2006a)

Tab. III.4 *- Compilation de datations absolues des âges d'exposition obtenus à l'aide des isotopes cosmogéniques. Les âges minimaux correspondent à la datation de la surface du glacier rocheux (les glaciers rocheux étant plus anciens que l'âge obtenu). Les âges maximaux, au contraire, ont été obtenus sur des parois rocheuses ou des moraines indiquant depuis quand la surface est libre de glace ; dans ce cas, le glacier rocheux aurait pu se former seulement après la date en question.*

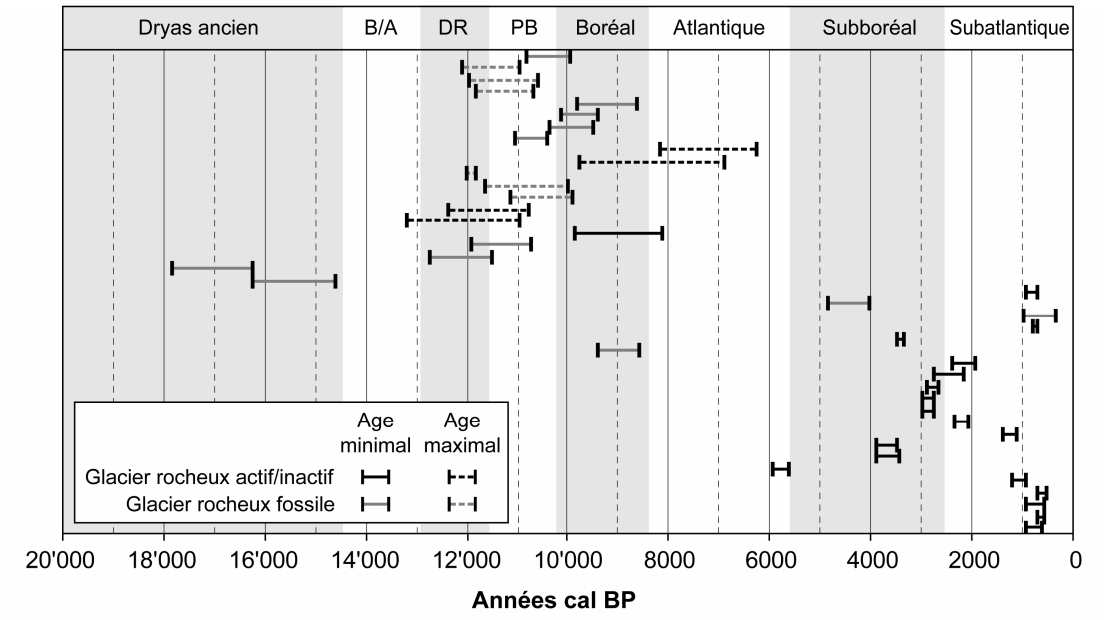


Fig. III.5 *– Intervalles d'âges couverts par les datations au radiocarbone et aux isotopes cosmogéniques des glaciers rocheux présentées dans les tableaux III.3 et III.4. B/A = Bølling/Allerød ; DR = Dryas récent ; PB = Préboréal.*

Une différenciation d'âge entre les glaciers rocheux actifs et inactifs n'est pas présentée à la figure III.5, mais on peut l'observer en regardant attentivement les datations radiocarbone reportées dans le tableau III.3. L'âge minimal des glaciers rocheux actifs est plus récent de 2700 cal BP, tandis que l'âge minimal des glaciers rocheux inactifs est compris entre 5900 et 2600 cal BP. Ces plages d'âge ne se superposent pratiquement pas (la superposition est due au fait que l'on a utilisé des âges calibrés, où la marge d'incertitude est plus grande que pour les âges ^{14}C conventionnels), ce qui indique que la différence d'âge minimal entre les glaciers rocheux actifs et inactifs est probablement significative.
Cette différence d'âge est le plus souvent confirmée également par une différence morphologique des glaciers rocheux actifs et inactifs. Les glaciers rocheux actifs sont généralement « monomorphiques » ("*monomorphic*", voir FRAUENFELDER & KÄÄB 2000), ce qui indique qu'ils ont été peu perturbés par des oscillations climatiques mineures ; selon les datations présentées ici, ils se seraient développés de manière relativement continue après l'Optimum Climatique Holocène. Les glaciers rocheux inactifs, au contraire, sont le plus souvent « polymorphiques » ("*polymorphic*", voir FRAUENFELDER & KÄÄB 2000), pouvant présenter plusieurs lobes de fluage superposés avec un degré d'activité différent. Leur âge minimal de 5900–2600 cal BP indiquerait qu'ils auraient pu s'inactiver pendant l'Atlantique et que les lobes actifs qui parfois s'y superposent se seraient formés en même temps que les glaciers rocheux actifs monomorphiques. Bien évidemment, cette dichotomie entre glaciers rocheux actifs monomorphiques et glaciers rocheux inactifs polymorphiques constitue seulement un modèle général : des glaciers rocheux actifs polymorphiques et des glaciers rocheux inactifs monomorphiques

peuvent bel et bien exister. Ce qui est sûr, c'est que la polymorphie d'un glacier rocheux traduit une variation de son activité au gré des oscillations climatiques qui ont caractérisé l'Holocène (FRAUENFELDER & KÄÄB 2000, LAMBIEL & REYNARD 2003a, SCAPOZZA *et al*. 2011c).

La plupart des glaciers rocheux fossiles traités à la figure III.5 présentent des âges d'exposition compris entre la fin du Dryas récent (âge maximal) et la fin du Boréal (âge minimal). La seule exception est constituée par les glaciers rocheux fossiles datés par BALLANTYNE *et al*. (2009) dans les Cairngorm Mountains, en Ecosse (voir le tableau III.4), qui affichent des âges minimaux pouvant remonter jusque vers la moitié du Dryas ancien. Pour ces régions, cependant, il faut tenir compte d'une chronologie de la déglaciation différente que dans les vallées alpines et qui, dans les Cairngorm Mountains, se serait achevée vers 16'000 cal BP pendant le Stade de Dimlington (l'équivalent du Dryas ancien en Europe Centrale) qui précède l'interstade tardiglaciaire de Windermere (l'équivalent du Bølling/Allerød) (PHILLIPS *et al*. 2006), sans que cette zone soit réoccupée par des glaciers pendant le Stade de Loch Lomond (l'équivalent du Dryas récent en Europe Centrale).
La formation des glaciers rocheux fossiles se serait produite principalement pendant le Tardiglaciaire (et en particulier pendant le Dryas récent), tandis que leur inactivation/fossilisation se serait produite au Préboréal et au Boréal, en tout cas avant l'Optimum Climatique Holocène : les âges minimaux déterminés au radiocarbone pour les glaciers rocheux fossiles présentés dans le tableau III.3 sont en effet compris entre 8550 cal BP (Gi-1) et 4005 cal BP (Mo-2).

7.1.3.2 Datations relatives

Les trois méthodes le plus utilisées en absolu pour la datation relative de la surface de glaciers rocheux et éboulis sont la lichénométrie (par ex. HAEBERLI *et al*. 1979, ANDRÉ 1986, 1994, MCCARROLL *et al*. 1998, 2001), les « croûtes d'altération » (*weathering rinds*) (par ex. NICHOLAS & BUTLER 1996, LAUSTELA *et al*. 2003, FRAUENFELDER *et al*. 2005) et le marteau de Schmidt (*Schmidt hammer*) (par ex. KELLERER-PIRKLBAUER 2008, KELLERER-PIRKLBAUER *et al*. 2008, SCAPOZZA *et al*. 2011c). Dans ce chapitre, on mettra exclusivement l'accent sur cette dernière méthode, qui est la seule des trois qui a été utilisée dans cette étude pour effectuer des datations. Cette méthode, qui est normalement utilisée pour effectuer des datations relatives d'une surface rocheuse sur la base de son degré d'altération (cf. chap. 8.2.1), a été affinée par KELLERER-PIRKLBAUER (2008) et MATTHEWS & OWEN (2010), qui proposent une calibration par régression linéaire permettant d'obtenir des âges d'exposition absolus (cf. chap. 8.2.3).

Les résultats obtenus par l'application du marteau de Schmidt sur de nombreux glaciers rocheux et éboulis des Alpes européennes, de Norvège et d'Islande sont présentés au tableau III.5. Dans cette compilation, on a tenu compte des mesures effectuées au niveau du front des glaciers rocheux, qui devraient donner les âges minimaux plus anciens, et des mesures effectuées à leurs racines (le plus souvent en pied d'éboulis), correspondant aux âges minimaux les plus jeunes.

ID	Glacier rocheux	Localisation	Activité	Valeur-*R* front	Valeur-*R* racines	Age estimé (BP)	Age cal BP	Source
Fr-1	Gianda Grischa	Julierpass - CH	Actif	45 - 50	51 - 56	4000 - 5000	-	FRAUENFELDER *et al.* (2004, 2005)
Fr-2	Suvretta	Julierpass - CH	Actif	30 - 35	48 - 53	2000 - 3000	-	FRAUENFELDER *et al.* (2004, 2005)
Fr-3	Munteratsch	Julierpass - CH	Actif	32 -37	46 - 51	?	-	FRAUENFELDER *et al.* (2004, 2005)
Fr-4	Albana	Julierpass - CH	Actif	40 - 45	48 - 54	?	-	FRAUENFELDER *et al.* (2004, 2005)
Fr-5	Bleis Marscha	Val d'Err - CH	Actif	40 - 45	54 - 58	3000	-	FRAUENFELDER *et al.* (2005)
La-1	Murtèl	Haute Engadine - CH	Actif	30 - 35	40 - 45	?	-	LAUSTELA *et al.* (2003)
Ke-1	DOE-A	Dösenthal - A	Actif	35 - 36	47 - 48	2700 - 7500	3500 - 9000	KELLERER-PIRKLBAUER (2008)
Ke-2	DOE-C	Dösenthal - A	Actif	35 - 37	-	-		KELLERER-PIRKLBAUER (2008)
Ke-3	DOE-D	Dösenthal - A	Inactif	33 - 34	37 - 38	-		KELLERER-PIRKLBAUER (2008)
Ke-4	Weissenkar (WEI)	Debantthal - A	Actif/Inactif	23 - 26	36 - 40	4300 - 31'100	3000 - 10'000	KELLERER-PIRKLBAUER (2008)
Ke-5	Lakselv-A	Gaissane Mountains - NOR	Inactif	51 - 53	54 -56	< 10'000	-	KELLERER-PIRKLBAUER (2008)
Ke-6	HO-1	Hjaltadalur - Islande	Fossile	38.7 ± 1.39	-	9000	-	KELLERER-PIRKLBAUER *et al.* (2008)
Ke-7	HO-2	Hjaltadalur - Islande	Fossile	39.8 ± 0.80	-	9000	-	KELLERER-PIRKLBAUER *et al.* (2008)
Ke-8	FGW-LL	Hjaltadalur - Islande	Actif	36.1 ± 1.55	-	5200	-	KELLERER-PIRKLBAUER *et al.* (2008)
Ke-9	FGW-UL	Hjaltadalur - Islande	Actif	45.9 ± 1.27	55.1 ± 1.05	3000 - 3200	-	KELLERER-PIRKLBAUER *et al.* (2008)
Ke-10	FGE-LL	Hjaltadalur - Islande	Actif	36.7 ± 1.19	-	5200	-	KELLERER-PIRKLBAUER *et al.* (2008)
Ke-11	FGE-UL	Hjaltadalur - Islande	Actif	45.6 ± 1.27	49.0 ± 0.86	3000 - 3200	-	KELLERER-PIRKLBAUER *et al.* (2008)
Ro-1	Gamskar	Schladminger Tauern - A	Fossile	28.1 ± 1.00	41.2 ± 1.01	-	9000 - 9800	RODE & KELLERER-PIRKLBAUER
Ro-2	Eisenhut	Schladminger Tauern - A	Fossile	26.0 ± 0.73	40.1 ± 0.89	-	9700 - 10'600	RODE & KELLERER-PIRKLBAUER
Ro-3	Sulzkogel	Schladminger Tauern - A	Fossile	32.0 ± 1.02	45.6 ± 0.96	-	9300 - 10'200	RODE & KELLERER-PIRKLBAUER
Ro-4	Breitdach	Schladminger Tauern - A	Fossile	26.1 ± 1.11	41.3 ± 0.95	-	10'400 - 11'400	RODE & KELLERER-PIRKLBAUER
Ro-5	Schöderkogel	Schladminger Tauern - A	Actif/Inactif	24.4 ± 0.92	34.3 ± 1.31	-	6700 - 7400	RODE & KELLERER-PIRKLBAUER

Tab. III.5 *- Compilation de datations relatives au marteau de Schmidt de glaciers rocheux actifs, inactifs et fossiles des Alpes européennes, de Norvège et d'Islande. Les âges obtenus sont des âges d'exposition des blocs datés ; ils doivent donc être interprétés comme des âges minimaux (les glaciers rocheux étant plus anciens que les âges obtenus). Pour chaque site, la valeur-*R *au niveau du front (qui devrait donner l'âge minimal le plus ancien de tout le glacier rocheux) et aux racines (normalement en pied d'éboulis ; il correspond à l'âge minimal le plus jeune de tout le glacier rocheux) a été indiquée. Les âges estimés et calibrés se réfèrent toujours à l'âge minimal le plus ancien (celui déterminé au niveau du front du glacier rocheux). Les âges calibrés ont été déterminés par régression linéaire sur la base des valeurs-*R *mesurées sur des surfaces d'âge connu (et donc datés avec d'autres méthodes).*

Les résultats des datations effectuées à l'aide du marteau de Schmidt sont très similaires à ceux obtenus par datation numérique au radiocarbone ou aux isotopes cosmogéniques. Les âges minimaux présentés dans le tableau II.5 sont en effet le plus souvent compris entre 5000 et 2000 cal BP pour les glaciers rocheux actifs/inactifs et entre 11'400 et 9000 cal BP pour les glaciers rocheux fossiles. Dans tous les cas présentés ici, on peut constater que la valeur-*R*, qui correspond à la valeur de rebondissement (sans unité) mesurée à l'aide du marteau de Schmidt (cf. chap. 8.2.1), augmente en direction des racines des glaciers rocheux, indiquant un rajeunissement des âges d'exposition. Cette différence est toujours assez significative, et peut même dépasser les dix unités. Cela confirme donc que la surface des éboulis que l'on peut trouver aux racines de glaciers rocheux est systématiquement plus jeune que la surface du glacier rocheux lui-même, et que par conséquent la datation de la surface des éboulis pourrait être intéressante pour mieux comprendre les relations chronologiques de transfert sédimentaire entre les parois rocheuses, les éboulis et les glacier rocheux.

7.1.3.3 Signification paléoclimatique des glaciers rocheux fossiles

Les glaciers rocheux fossiles sont généralement situés à des altitudes systématiquement plus basses que les glaciers rocheux actifs/inactifs. En tenant compte que, en première approximation, la limite inférieure des glaciers rocheux correspond à la limite inférieure du pergélisol discontinu (par ex. HAEBERLI 1985, EVIN 1987, BARSCH 1996), la différence d'altitude entre les glaciers rocheux actifs/inactifs et fossiles peut être exprimée en termes de **dépression du pergélisol** entre la période actuelle et la période pendant laquelle les glaciers rocheux actuellement fossiles se sont inactivés. Cette différence d'altitude traduit une différence de température, c'est-à-dire que pour « produire » des glaciers rocheux à plus basse altitude qu'à l'actuel, MAAT devait être également plus froide. Dans les Alpes, la dépression du pergélisol est comprise entre 130 et 600 m selon les régions, ce qui correspond, pour un gradient vertical de température standard de 0.6 °C/100m, à un abaissement de MAAT de 0.8 à 3.6 °C (voir le tableau III.6). Ces différences de température étant trop élevées pour être attribuées à l'Holocène[1], on en conclut que la formation, le développement et l'inactivation de la plupart des glaciers rocheux actuellement fossiles remonte au Tardiglaciaire, comme le prouveraient également les datations présentées précédemment. La fossilisation de ces formes s'est faite probablement pendant la première partie de l'Holocène, avant l'Optimum Climatique de la période atlantique.

[1] Pendant l'Holocène, les variations à long terme des températures moyennes estivales dans les Alpes suisses centrales, déterminées sur la base des fluctuations de la limite supérieure de la forêt (*timberline*), ont été globalement comprises entre ± 0.7–0.9°C par rapport à l'actuel (HAAS *et al*. 1998), avec comme minimum à long terme le Petit Age Glaciaire. La période la plus froide en absolu a probablement été l' « épisode froid 8.2 ka » (*8.2 ka event*) (ALLEY *et al*. 1997 ; voir également plus haut), avec un refroidissement de MAAT de 1.5 à 2.0°C par rapport à l'actuel. Cependant, la courte durée de cette phase froide (500 ± 200 années) ne devrait pas avoir permis le développement d'une génération entière de glaciers rocheux actuellement fossiles.

Région	Source	Alt. moy. GRa (m)	Alt. moy. GRf (m)	DP (m)	ΔT (°C)
Alpi Ticinesi (TI)	(1)	2450	2150 / 1900	300 / 550	1.8 / 3.3
Entremont (VS)	(2)	2505	2215	290	1.7
Bagnes-Hérémence (VS)	(3)	2540	2135	405	2.4
Err-Julier (GR)	(4)	–	–	550	3.3
Haute Vallée de l'Arc (F)	(5)	2675	2255	420	2.5
Tyrol (A)	(6)	–	–	250–350/520	1.5–2.1/3.1
Adamello-Presanella (I)	(7)	2500	2070	430	2.6
Monte Emilius (I)	(8)	2850	2450	400	2.4
Lombardia (I)	(9)	2530	2130	400	2.4
Alpi Cozie (I)	(10)	2630	2285	345	2.1
Alpi Graie (I)	(10)	2680	2290	390	2.3
Monte Bianco (I)	(11)	2530	2300	230	1.4
Alpi Pennine (I)	(10)	2575	2340	235	1.4
Alpi Lepontine (I)	(10)	2230	2100	130	0.8
Alpi Retiche (I)	(10)	2510	2130	380	2.3
Bernina (I)	(11)	2400	2260	140	0.8
Piazzi–Campo (I)	(11)	2560	2380	180	1.1
Ortles–Cevedale (I)	(11)	2820	2430	390	2.3
Alpi Venoste (I)	(11)	2600	2390	210	1.3
Alpi Noriche (I)	(11)	2640	2200	440	2.6
Alpi Atesine (I)	(10)	2595	2280	315	1.9
Dolomiti (I)	(10)	2365	2105	260	1.6

Tab. III.6 *– Dépression du pergélisol (DP) et différence de température (ΔT) entre les glaciers rocheux actifs/inactifs (GRa) et fossiles (GRf) dans différentes régions des Alpes. La ΔT a été calculée avec un gradient vertical de température pour une atmosphère standard de 0.60 °C/100m. Pour les Alpes Tessinoises, l'altitude moyenne des glaciers rocheux fossiles tient compte de la possibilité d'avoir deux générations de formes. Données : (1)* SCAPOZZA & MARI *(2010) ; (2)* DELALOYE & MORAND *(1998) ; (3)* LAMBIEL *(1999) ; (4)* FRAUENFELDER et al. *(2001) ; (5)* MONNIER *(2004) ; (6)* KERSCHNER *(1985),* SAILER & KERSCHNER *(1999) ; (7)* SEPPI et al. *(2010) ; (8)* SMIRAGLIA *(1992) ; (9)* GUGLIELMIN & SILETTO *(2000) ; (10)* DRAMIS et al. *(2003) ; (11)* BELLONI et al. *(1993).*

7.1.4 Synthèse

L'analyse théorique et de la littérature présentée jusqu'ici permet de dresser un premier bilan des connaissances globales concernant la signification paléoclimatique des glaciers rocheux et des éboulis et les lacunes qui demeurent toujours dans la compréhension de la chronologie de mise en place de ces formes. En particulier, nous pouvons retenir les quatre points suivants :

1. D'un point de vue théorique, les formes périglaciaires résulteraient d'un état d'équilibre après une crise morphogénétique paraglaciaire ayant lieu après une glaciation (long terme) ou après un stade glaciaire (court terme), qu'il soit de premier ordre (comme par exemple l'Egesen, au Dryas récent, pendant le Tardiglaciaire) ou secondaire (comme par exemple le Petit Age Glaciaire pendant l'Holocène). Lors d'une dégradation du pergélisol suite à une amélioration climatique, ces formes pourraient donner naissance à des

formes parapériglaciaires, traduisant l'ajustement du système morphogénétique périglaciaire à des conditions climatiques tempérées. Plus complexe est la réponse des formes périglaciaires à une dégradation climatique, pouvant mener à une dégradation du pergélisol et à un remaniement de ces formes par des processus d'origine glaciaire.

2. La compilation des datation numériques et relatives effectuées sur des glaciers rocheux et des éboulis a montré que les glaciers rocheux actifs/inactifs seraient holocènes, avec des âges maximaux couvrant le plus souvent la fin du Tardiglaciaire et la première partie de l'Holocène et les âges minimaux se concentrant dans la période post-Atlantique. Les glaciers rocheux inactifs seraient plus anciens que les glaciers rocheux actifs, avec des âges minimaux de 5900–2600 cal BP, respectivement plus jeunes de 2700 cal BP. Les glaciers rocheux fossiles se seraient développés principalement pendant le Tardiglaciaire : leurs âges d'exposition sont en effet compris entre le Dryas ancien (âge maximal) et la fin du Boréal (âge minimal).
3. Les importants changements climatiques qui ont eu lieu entre la fin du Tardiglaciaire et l'Holocène ont permis de produire un étagement altitudinal des formes périglaciaires, en particulier des glaciers rocheux. Ainsi, la simple différence d'altitude entre la limite inférieure des glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs et fossiles (nommée dépression du pergélisol) peut être interprétée en termes paléoclimatiques. Ce paramètre simple permet de calculer le refroidissement de MAAT entre l'actuel et le moment où les glaciers rocheux actuellement fossiles se sont inactivés, c'est-à-dire quand ils ont cessé de se déplacer et donc d'exporter des conditions de pergélisol en direction de l'aval.
4. Indépendamment de la méthode de datation utilisée, qu'elle soit numérique ou relative, toutes les études présentées jusqu'à maintenant se sont concentrées presque exclusivement sur le corps des glaciers rocheux, en effectuant des mesures sur des éboulis seulement quand ceux-ci se situaient à leurs racines. Les éboulis eux-mêmes ont donc été très peu étudiés dans les détails, surtout en ce qui concerne la répartition des âges de surface en fonction de la position des blocs dans l'éboulis.

7.2 Objectifs principaux

Comme on a pu le constater à partir de l'état de la question présenté dans le chapitre précédent, des lacunes au niveau de la recherche demeurent toujours en ce qui concerne la compréhension des transferts sédimentaires au sein du système paroi rocheuse – éboulis – glacier rocheux. Ces lacunes peuvent être résumées en deux domaines, permettant de faire référence à deux problème principaux que nous aimerions contribuer à résoudre : le **problème du manque de datations (de la surface) d'éboulis périglaciaires**, qui fait que les informations chrono-stratigraphiques sur ce type de formes sont extrêmement rares, et le **problème du**

manque de vision dynamique dans l'étude chrono-stratigraphique des glaciers rocheux, avec ces formes qui sont rarement intégrées dans des modèles spatio-temporels d'évolution des versants hauts alpins. Le deuxième problème découle directement du premier, étant donné qu'il est très difficile d'avoir une vision dynamique de l'évolution d'un glacier rocheux sans tenir compte de ses zones d'alimentation en débris rocheux.
Il en va de soi que, en dehors du domaine alpin, le cadre général des problèmes présentés ci-dessus n'est pas si sombre et lacunaire. Plusieurs modèles spatio-temporels d'évolution de versants « périglaciaires » ont été développés, par exemple dans l'archipel du Svalbard et au Groenland pour le domaine arctique ou en Grande-Bretagne pour des conditions paléo-périglaciaires. Deux approches ont été principalement développées : d'une part, celle basée sur le calcul du taux d'érosion de parois rocheuses sur la base du volume d'éboulis (par ex. CURRY & MORRIS 2007, HINCHLIFFE & BALLANTYNE 1999), de protalus rampart (par ex. BALLANTYNE & KIRKBRIDE 1987) ou de glaciers rocheux (par ex. HUMLUM 2000), d'autre part, celle basée sur la datation de glaciers rocheux sur la base de leur volume et du taux de retrait des parois rocheuses (par ex. BERTHLING & ETZELMÜLLER 2007). Les deux approches sont basées sur trois variables (volume de débris, taux d'érosion, âge des formes) dont l'une est le plus souvent inconnue ; dans la première approche, il est nécessaire d'estimer l'âge des formes, tandis que dans la deuxième, il est nécessaire de connaître le taux d'érosion. La première approche est donc le plus souvent basée sur l'ensemble de l'Holocène ou sur un stade (glaciaire) tardiglaciaire particulier, ce qui empêche de pouvoir cerner les variations à une échelle temporelle plus courte. L'intégration de données temporelles, permettant de ne pas avoir de variable inconnue, est donc relativement rare. Pour en donner un exemple, des datations de dépôt de pente à l'aide de la lichénométrie ont permis à ANDRÉ (1986, 1994) d'estimer l'âge et les vitesses de déplacement à long terme de certains glaciers rocheux et les taux d'érosion des parois rocheuses situées dans leurs zones d'alimentation, tandis que MCCARROLL *et al*. (1998, 2001), toujours à l'aide de la lichénométrie, ont pu déterminer les variations récentes du taux d'éboulisation sur un éboulis de l'ouest de la Norvège.
Dans les Alpes, l'étude de l'évolution d'éboulis – basée essentiellement sur la prospection géophysique et sur le calcul de taux de retrait des parois rocheuses – a été menée essentiellement par des chercheurs de l'école germano-autrichienne (par ex. SASS & WOLLNY 2001, OTTO & SASS 2006, SASS 2006, 2007, KRAUTBLATTER & DIKAU 2007) qui, intègrent très rarement le transfert de débris des éboulis vers les glaciers rocheux. D'autres approches ont essayé d'introduire les éboulis dans des modèles dynamiques de formation et d'évolution des glaciers rocheux (par ex. FRAUENFELDER *et al*. 2008, JANKE & FRAUENFELDER 2008), mais la dimension temporelle est rarement prise en compte au-delà du fait de considérer une certaine homogénéité holocène des processus de contrôle.

Cette troisième partie de la thèse se propose de développer une méthodologie d'étude des formes périglaciaires et glaciaires alpines permettant de reconstituer l'histoire paléoenvironnementale des massifs périglaciaires investigués. Les deux objectifs principaux de ce volet de la recherche sont les suivants :

1. Reconstituer l'évolution de la répartition du pergélisol, des glaciers et des formes qui leur sont associées à partir de la fin de la dernière glaciation

L'approche paléoenvironnementale est mise ici en avant. Il s'agit de répondre aux questions suivantes. Quelle est l'origine des formes étudiées ? Quelle est leur signification paléoclimatique ? Quel est le rôle joué par le retrait glaciaire et la dégradation du pergélisol dans l'évolution du relief de la zone étudiée ? Quelle est la chronologie relative des formes étudiées ? Quelle est l'histoire de l'évolution de la répartition du pergélisol au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène ? Quel est le rôle des héritages morphoclimatiques ?

2. Déterminer quelles sont les conséquences géomorphologiques des changements climatiques dans l'environnement périglaciaire alpin

Cet objectif s'insère dans une vision dynamique de l'évolution de l'environnement de haute montagne dans le Quaternaire récent, dans le cadre conceptuel de la géomorphologie paraglaciaire et parapériglaciaire. Les questions de recherches sont les suivantes. Quel est le calage chronologique des crises paraglaciaires et parapériglaciaires dans les régions étudiées ? Quelles sont les conséquences sur les flux sédimentaires des phases de transition entre un environnement englacé et un environnement froid non englacé ? Quel est le rôle morphogénétique de ces phases de transition ? Quels sont les processus les plus actifs lors de ces phases de transition ? Quelle est la vitesse de réponse des environnements froids englacés et non englacés aux oscillations climatiques ?

Afin d'atteindre ces objectifs, deux types de méthodes de datation ont été utilisées : la méthode dite paléogéographique, permettant la reconstitution de l'extension passée des glaciers et du pergélisol et de calculer des paramètres paléoclimatiques, et le marteau de Schmidt (*Schmidt hammer*), permettant la datation relative de la surface de glaciers rocheux, éboulis et moraines. En tenant compte que l'utilisation du marteau de Schmidt comme méthode de datation est relativement nouvelle, l'objectif principal de cette partie de l'étude n'est pas seulement de modéliser la répartition actuelle et passée du pergélisol et d'étudier la réponse morphosédimentaire des formes périglaciaires alpines aux changements climatiques, mais également de contribuer au développement de certaines méthodes de datations adaptées à l'étude de ce type de formes, domaine de recherche qui est actuellement en plein développement.

***

Comme pour la deuxième partie de la thèse, la suite de cette troisième partie est subdivisée en trois chapitres : un chapitre dédié aux méthodes de datation et d'estimation du taux de sédimentation des éboulis étudiés (**chap. 8**), et deux chapitres dédiées respectivement à la présentation des résultats des datations effectuées et à leur interprétation (**chap. 9**) et à la discussion générale de toutes les études de cas menées (**chap. 10**).

8 Méthodes d'étude de l'histoire paléoenvironnementale du domaine périglaciaire alpin

Ce chapitre a pour objectif la présentation des méthodes utilisées spécifiquement dans cette troisième partie de l'étude. Pour les méthodes géophysiques, sédimentologiques et morphodynamiques plus générales utilisées pour étudier la répartition du pergélisol et la structure des formes périglaciaires alpines prospectées, on fera référence au chapitre 4. Ce chapitre traite principalement des méthodes de datation utilisées : la méthode paléogéographique (8.1) et le marteau de Schmidt (8.2). La méthode de calcul du taux d'érosion des parois rocheuses en fonction du volume des éboulis et des glaciers rocheux étudiés et de leurs âges maximaux et minimaux est présentée en fin de chapitre (8.3).

8.1 La méthode paléogéographique

8.1.1 Principes généraux

La méthode paléogéographique intègre la **morpho-stratigraphie**, qui permet de construire des chronologies relatives sur la base des relations géométriques (continuité, superposition, recoupement) entre formes géomorphologiques, et le **calcul de paramètres paléoclimatiques**, permettant la reconstitution de paléo-températures et de paléo-précipitations. Dans les régions de haute montagne, cette méthode est basée sur la morpho-stratigraphie des stades glaciaires et des glaciers rocheux. Cette approche permet de calculer la dépression de la ligne d'équilibre des glaciers (DLEG) et la dépression du pergélisol (DP). Ces deux variables sont très importantes dans l'étude chronologique de l'évolution climatique des régions de haute montagne (par ex. HAEBERLI 1983, KERSCHNER 1985, SCHOENEICH 1998b, SCAPOZZA & FONTANA 2009), car elles varient en fonction des fluctuations des température et des précipitations à la ligne d'équilibre des glaciers (pour la DLEG) et à la limite inférieure du pergélisol (LIP) (pour la DP).

8.1.2 Nomenclature des stades glaciaires et calcul de la DLEG

Dans la littérature géomorphologique classique, la nomenclature des stades glaciaires n'est pas la même selon que l'on travaille dans le Tardiglaciaires ou dans l'Holocène. La méthode des stades classique, utilisée pour étudier la dernière déglaciation, dérive du concept de « stade » tel que défini par PENCK & BRÜCKNER (1909) et a été développée notamment par GROSS *et al*. (1976) et MAISCH (1981). Cette démarche consiste à regrouper des moraines d'extension morphologique semblable en stades et puis à corréler ces stades entre eux et avec un modèle de référence sur la base des valeurs de la DLEG. La méthode holocène, développée notamment par SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER (1976), consiste au contraire à

numéroter chaque moraine séparément (qui est donc traitée individuellement), puis à les regrouper en stades sur la base de datations relatives et absolues. Conformément aux travaux de SCHOENEICH (1998b) et SCAPOZZA & FONTANA (2009), une démarche combinant les deux méthodes a été utilisée.

Les étapes principales de cette démarche sont les suivantes (fig. III.6) :

A. **Cartographie géomorphologique** : les moraines, les glaciers rocheux et les autres formes d'accumulation d'origine glaciaire et périglaciaire ont été cartographiés dans le détail. Cette phase de cartographie est très importante car les corrélations des stades glaciaires dépendent également du nombre de moraines qui se sont formées pendant le même stade. Il est donc très important de cartographier chaque moraine séparément, quelle que soit sa taille.

B. **Numération des positions des fronts glaciaires** : toutes les moraines permettant de reconstituer une position du front glaciaire ont été numérotées de l'amont vers l'aval sur la base de noms locaux. Les moraines sont ensuite combinées pour définir des positions de référence du paléo-glacier.

C. **Reconstitution des positions sélectionnées** : pour chaque groupe de positions reliées par des moraines latérales communes, la position la mieux marquée et qui se prêtait à une reconstitution de la surface glaciaire la plus cohérente possible a été choisie (C1). Des positions marquées par des moraines latéro-frontales en forme de crête et bien construites ont été considérées comme caractéristiques d'une phase de progression du glacier, alors que des moraines peu distinctes adossés au flanc interne d'une moraine morphologiquement « de progression » ont été considérées comme représentatives des phases de retrait du glacier et attribuées au même stade. Pour chaque position retenue, l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire théorique (LEG) a été calculée selon la méthode de partage des surfaces (C2), avec un AAR (*Accumulation Area Ratio*) de 0.67 (cf. GROSS *et al*. 1976, SCHOENEICH 1998b, SCAPOZZA & FONTANA 2009).

D. **Etablissement de séquences morpho-stratigraphiques** : toutes les moraines et tous les glaciers rocheux du même cirque glaciaire ou d'une même vallée ont été regroupés dans une seule séquence morpho-stratigraphique locale. Les séquences locales ont été par la suite corrélées entre elles sur la base des valeurs de la DLEG et de la DP, de la morphologie des moraines et des glaciers rocheux et de la similitude d'évolution des glaciers (situations de confluence), afin de définir une séquence composite régionale. Une corrélation de la séquence régionale a finalement été tentée avec des modèles de référence (en partie datés de manière absolue) de déglaciation développés dans d'autres régions des Alpes, en tenant compte des possibles différences morpho-climatiques interrégionales lorsque la séquence de comparaison a été établie dans des régions assez éloignées et soumises à des conditions climatiques différentes.

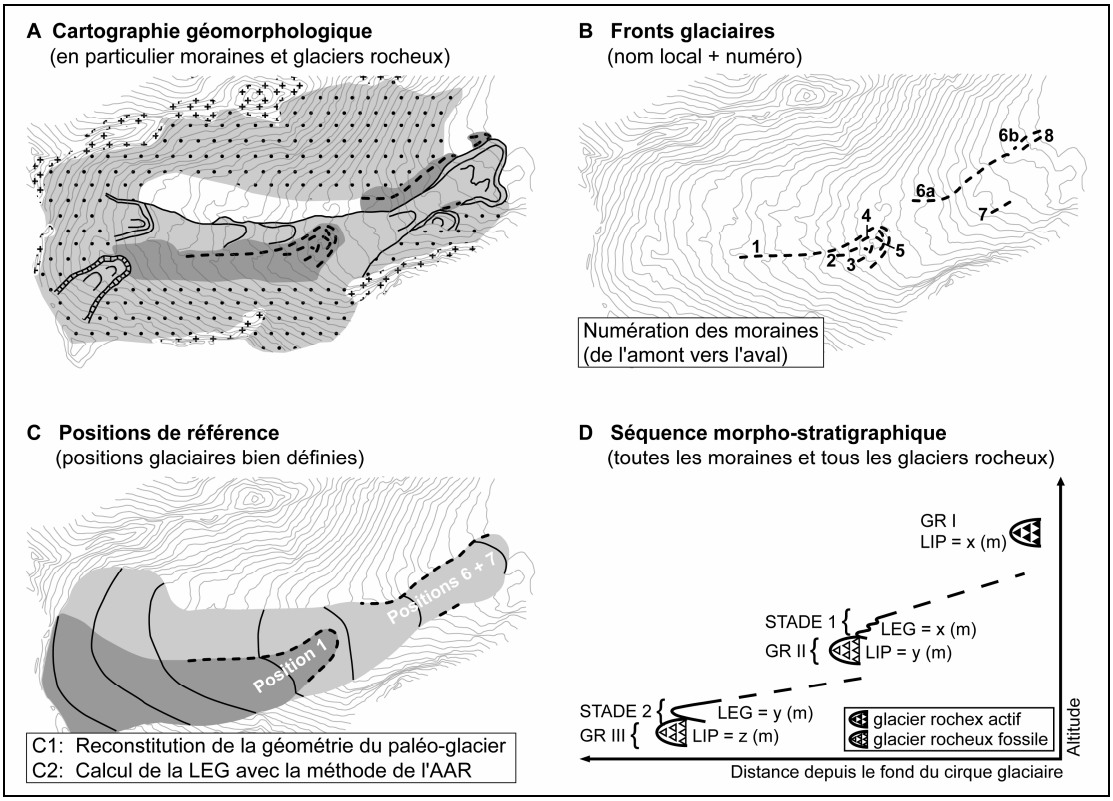


Fig. III.6 *– Méthodologie de nomenclature et de reconstitution des stades glaciaires adoptée dans cette étude (modifié d'après* SCAPOZZA & FONTANA *2009 : 23). Explications dans le texte. LEG : ligne d'équilibre glaciaire ; LIP : limite inférieure du pergélisol discontinu ; GR : génération de glaciers rocheux. La dépression de la ligne d'équilibre des glaciers (DLEG) se calcule en soustrayant la LEG calculée à la LEG de référence du stade 1850 AD. La dépression du pergélisol (DP) se calcule en soustrayant l'altitude de la LIP passée à l'altitude de la LIP actuelle (déterminées, respectivement, sur la base des glaciers rocheux actuellement fossiles et des glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs).*

Le calcul de l'altitude de la LEG théorique à l'aide de la méthode hypsométrique de l'AAR (appelée aussi méthode de partage des surfaces ou méthode 2:1) est basé sur le présupposé que le rapport de surface entre les zones d'accumulation et d'ablation d'un glacier reste constant dans l'espace et dans le temps. Le rapport de surface peut s'exprimer, soit par le rapport entre la surface d'accumulation et la surface d'ablation (Sa/Sc), soit par le rapport entre la surface d'accumulation et la surface totale (AAR). Historiquement, l'AAR a été défini à 0.50 (Sa/Sc = 1:1) (JEGERLEHNER 1902, NUSSBAUM 1906) ou à 0.75 (Sa/Sac = 3:1) (PENCK & BRÜCKNER 1909) mais, suite aux recherches entreprises, par exemple, par KERSCHNER (1976, 1990), GROSS *et al.* (1976) ou HÜRNI (1982) sur de nombreux glaciers actuels, on privilégie aujourd'hui un AAR de 0.67, correspondant à un rapport Sa/Sc de 2:1 (fig. III.7).
De manière pratique, la LEG a été calculée dans un SIG par interpolation de la surface du paléo-glacier avec un modèle numérique d'altitude (MNA) et par la détermination quantitative de son élévation sur la base de l'histogramme des altitudes pour le percentile 33.33%.

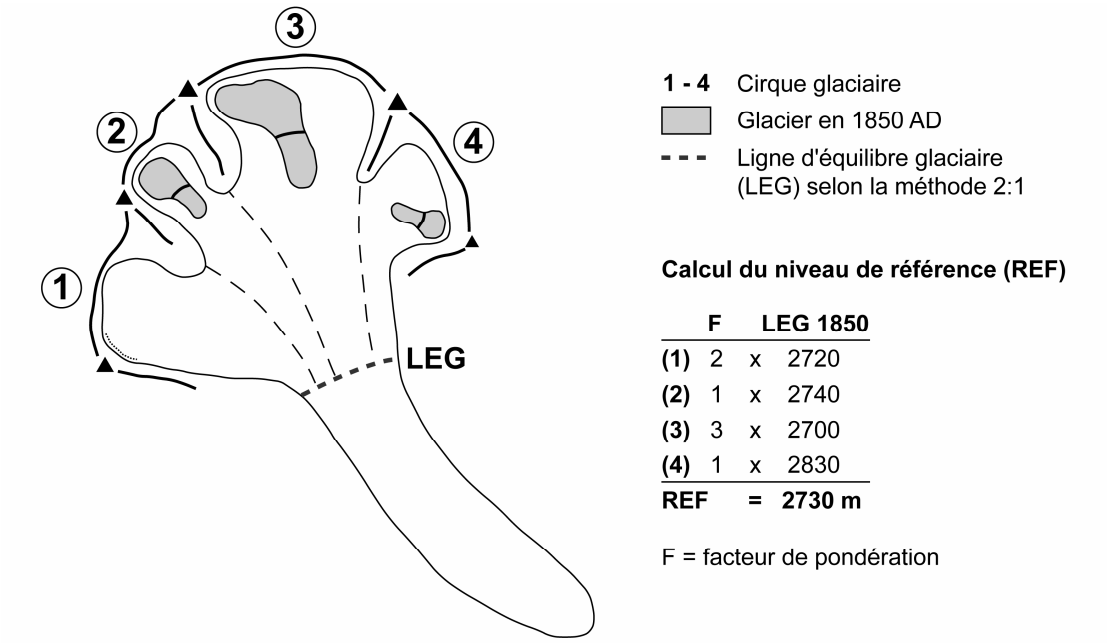


***Fig. III.7** – Détermination de la LEG pour un AAR de 0.67 et définition du niveau de référence dans le cas où le paléo-glacier résulte de la confluence de plusieurs zones d'accumulation d'orientations différentes. Modifié d'après MAISCH (1981 : 30).*

La DLEG a toujours été calculée par rapport au stade de 1850/1860 AD (avancée finale du Petit Age Glaciaire), dernier stade important où les glaciers peuvent être considérés comme ayant été en équilibre climatique (DORTHE-MONACHON & SCHOENEICH 1993). Lorsque le paléo-glacier résultait de la confluence de plusieurs glaciers, avec des zones d'accumulation d'orientations différentes, un niveau de référence « moyen » de la LEG pour le stade 1850 AD à été calculé sur la base d'une moyenne pondérée basée sur la contribution de chaque zone d'accumulation à la surface glaciaire totale (fig. III.7). Plus la zone d'accumulation est importante et plus le facteur de pondération sera grand. La somme totale est ensuite divisée par le total de la somme de tous les facteurs de pondération.

8.1.3 DLEG, DP et datation relative des glaciers rocheux (et éboulis)

Nous avons déjà vu au chapitre 7.1.3.3 le concept de dépression du pergélisol (DP) et son importance pour calculer des paléo-températures. Comme la position des glaciers rocheux, et donc la DP, est partie intégrante des séquences morpho-stratigraphiques locales et régionales, il est donc possible de calculer leur âge maximal en fonction de leur position par rapport à celle des paléo-glaciers (LAMBIEL & REYNARD 2003a, SCAPOZZA *et al*. 2008b). L'interprétation des âges maximaux est très simple : les glaciers rocheux situés dans une zone englacée à un certain stade du Tardiglaciaire n'ont pu se former qu'après le stade concerné (fig. III.8). Cette méthode permet également de déterminer un âge maximal pour les éboulis.

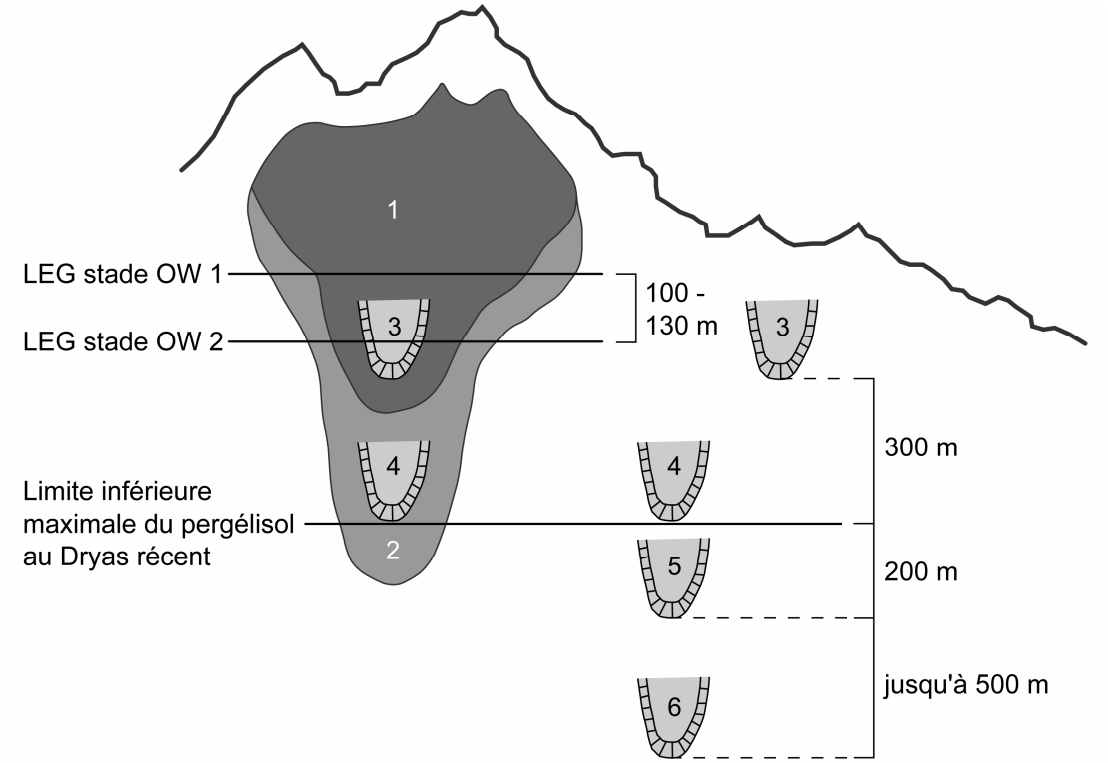


Fig. III.8 *– Méthode de détermination de l'âge maximal d'un glacier rocheux basée sur la comparaison entre la position des paléo-glaciers et des glaciers rocheux ainsi que sur des considérations climatiques et d'altitude. Modifié et adapté d'après* LAMBIEL & REYNARD *(2003a : 96). Les valeurs de la DLEG et de la DP font référence à la situation du Massif de la Cima di Gana Bianca, dans les Alpes Tessinoises orientales (cf. chap. 9.4.2.2). (1) glacier au Dryas récent, stade OW1 (équivalent de l'Egesen du Modèle Alpes Orientales de* MAISCH *(1982). (2) glacier à la fin du Dryas ancien, stade OW2 (équivalent du Daun du Modèle Alpes Orientales). (3) GR I : glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs, formés (dans la plupart des cas) après le Dryas récent. (4) GR II : glaciers rocheux formés pendant (dans les zones non occupées par des glaciers) ou juste après le Dryas ancien (la plupart étant aujourd'hui inactifs ou fossiles). (5) GR III : glaciers rocheux formés avant le Dryas récent (probablement à la fin du Dryas ancien ou, au plus tard, au Bølling), en partie déjà fossiles au Dryas récent. (6) GR IV : glaciers rocheux formés au début du Tardiglaciaire (dans les zones non occupées par des glaciers), pratiquement tous déjà fossiles à partir du Bølling.*

Afin d'interpréter correctement les âges maximaux déterminés avec cette méthode, il est nécessaire de tenir compte des relations morpho-stratigraphiques entre les dépôts morainiques et les glaciers rocheux. Des glaciers rocheux de débris morainiques s'étant développés sur le front externe des moraines peuvent être contemporains du stade glaciaire, tandis que des glaciers rocheux de versant situés à l'intérieur des cordons morainiques en sont certainement postérieurs. Pour des formes périglaciaire issues d'un remaniement glaciaire, comme les moraines de poussée ou les glaciers rocheux déformés glaci-tectoniquement, l'interprétation de leur âge maximal est beaucoup plus compliquée. L'analyse conjointe des glaciers et des glaciers rocheux permet également de calculer les paléo-températures pendant le stade glaciaire

retenu. La différence de température (ΔT) calculée en fonction de la dépression du pergélisol (DP) entre deux générations de glaciers rocheux permet en effet de calculer MAAT à l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (T_{LEGf}) pour le stade glaciaire retenu comme contemporain de la génération de glaciers rocheux retenue. L'équation, inspirée des travaux de KERSCHNER (1985), est la suivante :

$$T_{LEGf} = T_{LEGa} + \Delta T - DLEG * (T/z) \quad \text{(III.1)}$$

avec : T_{LEGf} = MAAT à la LEG dans le passé [°C] ; T_{LEGa} = MAAT à la LEG actuelle [°C] ; ΔT = différence de MAAT entre les deux stades considérés, déterminée sur la base de la DP [°C] ; DLEG = dépression de la LEG entre le passé et l'actuel [m] ; T/z = gradient vertical de température [°C/m].

8.1.4 Calcul des paléo-précipitations à l'aide du modèle de la cryosphère

Sur la base de MAAT à l'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers, il est possible d'estimer les précipitations en fonction du modèle de la cryosphère développé par HAEBERLI (1982, 1983), basé sur le présupposé que, à parité de température, plus la LEG monte en altitude et plus le climat est de type continental (et donc plus sec). Mais ce modèle est de type conceptuel et il se prête donc mal à des reconstitutions quantitatives des paléo-précipitations. Afin de pallier à ce problème, il a été décidé de recourir à un **modèle de la cryosphère empirique**, basé sur des données mesurées sur le terrain. Sur la base de glaciers actuels sur lesquels il a été possible de déterminer l'altitude de la LEG (voir le tableau III.7), il a été possible de calculer l'équation de régression entre $MAAT_{(LEG)}$ [°C] et les précipitations annuelles moyennes (MAP = *Mean Annual Precipitations*) [mm/an] à l'altitude de la LEG :

$$MAP_{(LEG)} = 4501.7 * e^{0.2397*MAAT_{(LEG)}} \quad \text{(III.2)}$$

En remplaçant $MAAT_{(LEG)}$ par la T_{LEGf} calculée à l'aide de l'équation III.1, il devient alors possible de calculer $MAP_{(LEG)}$ à l'altitude de la LEG passée. La relation empirique entre ces deux paramètres est présentée à la figure III.9-A. Il est possible de relier directement $MAP_{(LEG)}$ et $MAAT_{(LEG)}$ car cette dernière varie de manière linéaire en fonction de l'altitude de la LEG, comme on peut le voir à la figure III.9-B. La dépendance entre $MAAT_{(LEG)}$ et l'altitude de la LEG est très forte, comme l'indique le coefficient de corrélation (R) de -0.99.

Pour calculer la limite inférieure du pergélisol (LIP) [m] – correspondant à la limite inférieure des glaciers rocheux actifs/inactifs – sur la base de $MAP_{(LIP)}$ [mm/an], les données provenant de 18 régions des Alpes italiennes et du Sud des Alpes suisses ont été utilisées (tab. III.8). L'équation de régression qui en résulte est la suivante :

$$LIP = -0.1758 * MAP_{(LIP)} + 2747.6 \quad \text{(III.3)}$$

Glacier	LEG_0 (m)	MAP (mm/an)	MAAT (°C)
Fontana Bianca (I)	3177	1125	-5.43
Giétro (CH)	3174	1250	-5.52
Kesselwand (A)	3106	1270	-5.19
Careser (I)	3088	1111	-4.86
Vernagt (A)	3076	1100	-5.03
Gr. Aletsch (CH)	2961	2926	-4.18
Hintereis (A)	2933	1288	-4.13
Rhône (CH)	2918	2031	-4.04
Gries (CH)	2852	2226	-3.58
Plattalva (CH)	2772	1968	-3.14
Wurten (A)	2770	2518	-3.61
Silvretta (CH)	2755	1443	-2.93
Sonnblick (A)	2731	2726	-3.26
Limmern (CH)	2677	2012	-2.57

Tab. III.7 *– Précipitations et températures à l'altitude de la LEG_o pour 14 glaciers des Alpes européennes pour la période 1971–1990. La LEG_0 représente la LEG calculée à partir du bilan de masse (calculé empiriquement) du glacier pour un état d'équilibre climatique hypothétique du glacier. Données d'après* ZEMP et al. *(2007 : 88).*

Région	LIP (m)	LEG (m)	$MAAT_{(LIP)}$ (°C)	Source	MAP (mm/an)
Alpi Marittime (I)	2320	2670	0.0	(1)	1100
Alpi Cozie (I)	2580	3010	-2.4	(1)	900
Gran Paradiso (I)	2770	3050	-2.6	(1)	1100
Monte Bianco (I)	2530	3060	-1.3	(1)	2000
Alpi Pennine (I)	2570	3150	-2.1	(2)	1100
Monte Rosa (I)	2650	3110	-2.2	(1)	1400
Alpi Lepontine (I)	2230	2550	-0.6	(2)	1900
Alpi Ticinesi (CH)	2500	2900	-0.6	(3)	2000
Tambo–Suretta (I)	2330	2810	-0.6	(1)	1500
Bernina (I)	2410	2870	-1.5	(1)	1300
Alpi Retiche (I)	2510	2850	-2.3	(2)	1000
Piazzi-Campo (I)	2560	2900	-0.2	(1)	1200
Alpi Orobie (I)	2410	2500	0.0	(1)	1900
Adamello–Presanella (I)	2490	2890	-0.3	(1)	1350
Ortles–Cevedale (I)	2820	3070	-3.4	(1)	900
Alpi Venoste (I)	2600	3000	-3.1	(1)	900
Alpi Noriche (I)	2640	2890	-2.3	(1)	1400
Dolomiti (I)	2290	2640	0.2	(1)	1200

Tab. III.8 *– Altitude moyenne de la limite inférieure du pergélisol discontinu (LIP), déterminée sur la base des glaciers rocheux actifs/inactifs, de la LEG et MAAT calculée à l'altitude moyenne de la LIP pour différentes régions des Alpes italiennes et du Sud des Alpes suisses. Compilation à partir de : (1)* BELLONI et al. *(1993) ; (2)* DRAMIS et al. *(2003) ; (3)* SCAPOZZA & MARI *(2010). Les précipitations annuelles moyennes à la LIP pour la période 1971–1990 sont tirées de* SCHWARB et al. *(1999).*

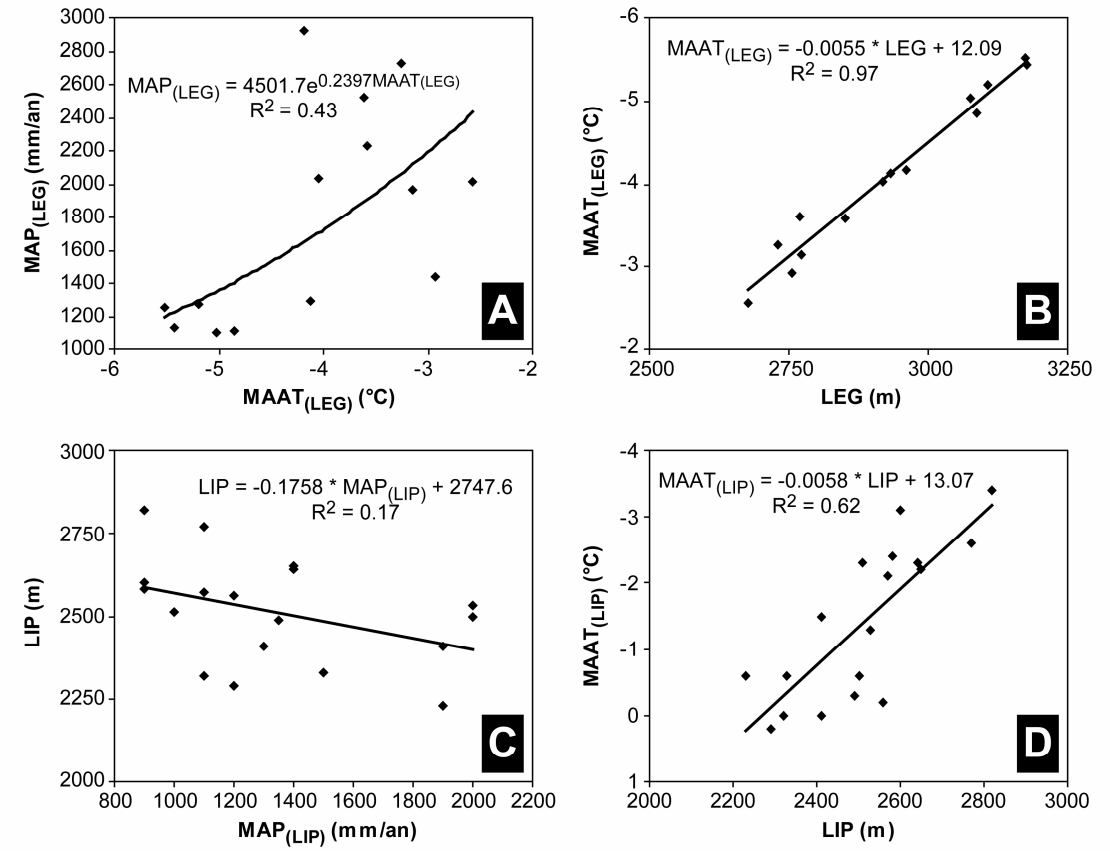


Fig. III.9 *– Relations empiriques entre différents paramètres climatiques (MAAT, MAP) et glaciologiques (LEG, LIP) basées sur les données présentées dans les tableaux III.7 et III.8.*

La relation empirique entre ces deux paramètres est relativement faible, comme l'indique le coefficient de détermination (R^2) de 0.17 (fig. III.9-C). Cependant, il est intéressant d'observer que, plus le climat est humide et plus l'altitude de la LIP est basse (et donc plus MAAT à la LIP est proche de 0°C), ce qui contraste avec les modèles classiques de répartition des glaciers rocheux, qui indiquent une diminution en altitude de la LIP en fonction de la diminution des précipitations (par ex. BARSCH 1978, HAEBERLI 1978, KING 1986), mais ce qui confirme les résultats obtenus par SCAPOZZA & FONTANA (2009) dans le Sud des Alpes suisses et dans les Alpes italiennes, par AZÓCAR & BRENNING (2010) dans les Andes chiliennes et par BÖCKLI *et al*. (2011) sur la base de l'analyse de la répartition des glaciers rocheux pour l'ensemble des Alpes européennes. Selon cette dernière étude, la diminution en altitude de la LIP pour une augmentation de MAP de 1000 mm/an est d'environ 220 m ; elle est donc légèrement plus grande que la valeur de 175.8 m obtenue d'après l'équation III.3. En ce qui concerne le coefficient de détermination assez faible, il faut également tenir compte d'une erreur d'estimation des précipitations en altitude qui peut être importante du fait du faible nombre de stations pluviométriques sur les versants des montagnes (J.-M. Fallot, communication personnelle).

Si l'on considère la relation linéaire entre l'altitude de la LEG et l'altitude de la LIP pour les différentes régions reportées dans le tableau III.8, on obtient un coefficient de corrélation (R) de 0.80, indiquant que ces deux paramètres sont fortement dépendants. Cela nous confirme à nouveau que plus le climat est continental (c'est-à-dire plus la LEG monte en altitude), et plus la LIP monte en altitude.

Pour avoir les derniers éléments permettant de construire notre modèle empirique de la cryosphère, il reste à calculer la relation entre MAAT à l'altitude de la LIP [°C] et la LIP [m], qui peut s'exprimer à l'aide de l'équation de régression suivante :

$$MAAT_{(LIP)} = -0.0058 * LIP + 13.07 \quad \text{(III.4)}$$

La dépendance entre ces deux paramètres est moins forte que celle entre $MAAT_{(LEG)}$ et l'altitude de la LEG, cependant le coefficient de corrélation (R) de -0.79 indique qu'elle est significative (fig. III.9-D). Le modèle de la cryosphère que l'on obtient grâce aux équations III.2, III.3 et III.4 est présenté à la figure III.10.

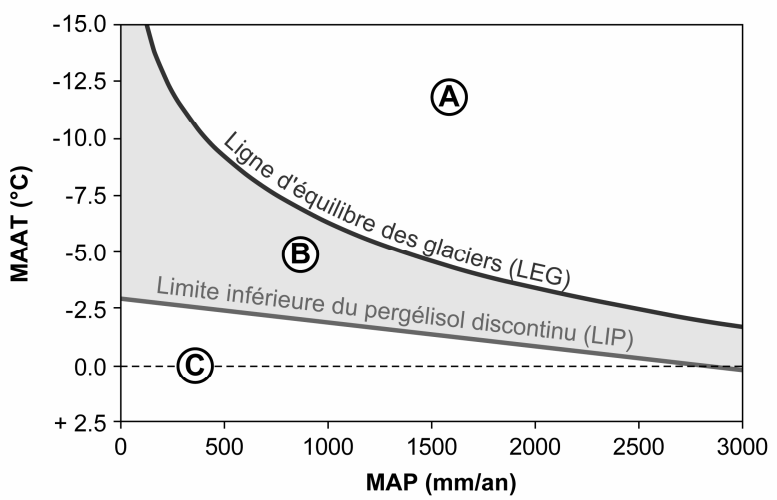


Fig. III.10 *– Modèle empirique de la cryosphère calculé l'aide des équations III.2, III.3 et III.4. (A) Zone d'accumulation des glaciers, où aucun sédiment n'est déposé. (B) Zone dans la quelle des sédiments peuvent être gelés de manière permanente (zone à pergélisol). Cette zone correspond également à une partie de la zone d'ablation des glaciers (qui peut se poursuivre également en dessous de la LIP) et, si les températures sont assez froides, à la zone occupée par des glaciers froids. (C) Zone sans pergélisol ou présentant au maximum du pergélisol sous forme sporadique.*

8.2 Le marteau de Schmidt

8.2.1 Principes de la méthode

Le marteau de Schmidt (*Schmidt hammer*), appelé également scléromètre à béton, est un appareil mécanique portable inventé en 1948 par Ernst Schmidt, un ingénieur civil suisse, permettant le contrôle rapide et non destructif de la qualité d'un matériau sur la base de la mesure d'une valeur de rebondissement (SCHMIDT 1950) (fig. III.11-A). La valeur de rebondissement (valeur-*R*, qui est adimensionnelle) est proportionnelle à la résistance à la compression de la surface de la roche qui, pour une pétrographie donnée soumise à des conditions climatiques similaires, est proportionnelle au degré d'altération de la roche (MCCARROLL 1989). Cette proportionnalité au degré d'altération a été prouvée de deux manières : LAUSTELA *et al*. (2003) ont mis en relation les valeurs-*R* mesurées à l'aide du marteau de Schmidt avec l'épaisseur des croûtes d'altération (*weathering rinds*) sur des blocs du glacier rocheux de Murtèl, en Haute Engadine, ce qui a donné une relation linéaire entre les deux paramètres, tandis que MATTHEWS & OWEN (2008), dans la marge proglaciaire du glacier de Storbreen, en Norvège, ont constaté une diminution rapide des valeurs-*R* mesurées en fonction de la colonisation de la surface de la roche par des lichens endolithiques de l'espèce *Lecidea auriculata*, qui sont connus pour augmenter la vitesses de l'altération d'une surface rocheuses de 200–300 fois par rapport à la seule altération physico-chimique.

Si l'on tient compte de l'histoire du transport de la roche, qui peut influencer la rugosité de surface de l'échantillon à mesurer (fig. III.11-B), il est possible de faire des datations relatives de l'âge d'exposition de la roche aux agents atmosphériques sur la base des valeurs-*R* mesurées. Des valeurs élevées indiquent des âges jeunes, et vice-versa. L'interprétation des valeurs-*R* mesurées en termes de datation relative est donc très simple : une surface rocheuse avec une valeur-*R* plus basse qu'une autre est exposée à l'altération depuis plus de temps. Pour une lithologie identique, la rugosité de surface d'un bloc peut influencer de manière importante les valeurs-*R* mesurées. Cela est notamment le cas dans les environnements glaciaires, fluvio-glaciaires et fluviaux, où les blocs peuvent être plus ou moins polis et arrondis en fonction de leur transport sur, sous ou à l'intérieur du glacier ou en fonction de la distance de transport (MCCARROLL 1989, SHAKESBY *et al*. 2006).

A partir des années 1980, le marteau de Schmidt à été passablement utilisé en géomorphologie (voir GOUDIE 2006), en particulier dans les études chrono-stratigraphiques menées dans des environnements glaciaires et périglaciaires, essentiellement pour la datation relative de la surface de moraines (par ex. EVANS *et al*. 1999, WINKLER *et al*. 2003, SHAKESBY *et al*. 2006), de bourrelets de névé (par ex. MATTHEWS *et al*. 2011) ou de glaciers rocheux (par ex. FRAUENFELDER *et al*. 2005, KELLERER-PIRKLBAUER *et al*. 2008, SCAPOZZA *et al*. 2011c). La géomorphologie n'est pas le seul champ d'application du marteau de Schmidt en dehors du génie civil : des datations relatives avec cette méthode ont été effectuées également dans des études archéologiques (par ex. BETTS & LATTA 2000).

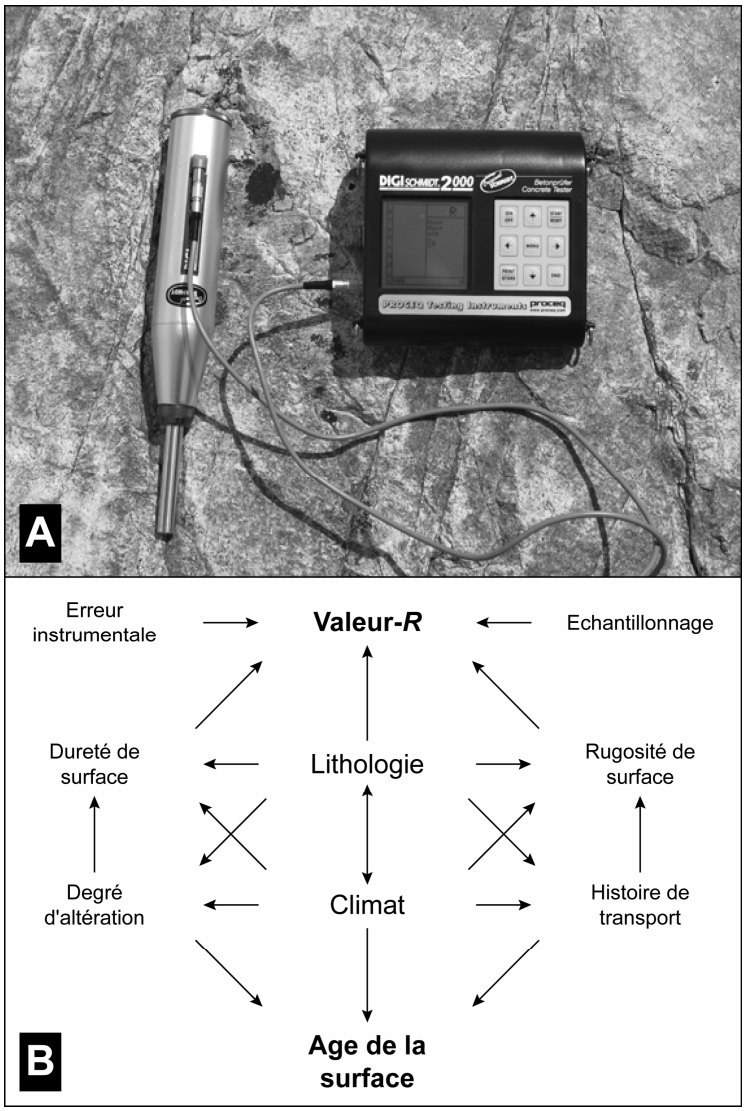


Fig. III.11 *– (A) Marteau de Schmidt avec, sur la gauche, la tige de percussion du scléromètre permettant d'effectuer les mesures et, sur la droite, le module digital d'affichage, de calibration et de stockage des données mesurées. (B) Facteurs qui peuvent influencer la valeur-R et donc l'âge d'exposition de la surface d'un échantillon et leurs interrelations. Modifié d'après* MCCARROLL *(1989 : 270).*

8.2.2 Mise en œuvre et appareillage

Dans cette étude, les mesures ont été effectuées en choisissant la plus grande variété de stations de mesure par site. Le but n'étant pas la datation d'une seule forme géomorphologique, mais plutôt la compréhension des relations stratigraphiques et sédimentaires entre toutes les formes présentes sur le terrain d'étude, la stratégie de datation a dû tenir compte de la complexité des transferts sédimentaires actuels ou passés (fig. III.12-A). Sur les éboulis et les glaciers rocheux, au-moins trois stations de mesure par site, alignées au centre de la formation et couvrant la forme de sa partie

distale à ses racines, ont été choisies. Lorsque les conditions de sécurité le permettaient, des mesures ont été effectuées également sur la paroi rocheuse surplombant les glaciers rocheux ou les éboulis étudiés. Sur les cordons morainiques, les mesures ont été effectuées le plus proche possible de la crête de la moraine, afin de minimiser l'effet d'un possible remaniement des blocs par des processus gravitaires ou torrentiels et afin de dater la couche superficielle du dépôt. Pour chaque station de mesure, au-moins 5 blocs ont été mesurés (fig. III.12-B), tandis que pour chaque bloc, la valeur-*R* a été mesurée au même emplacement quatre fois (quatre impacts consécutifs), ceci pour au-moins 10 points de mesure (fig. III.12-C).

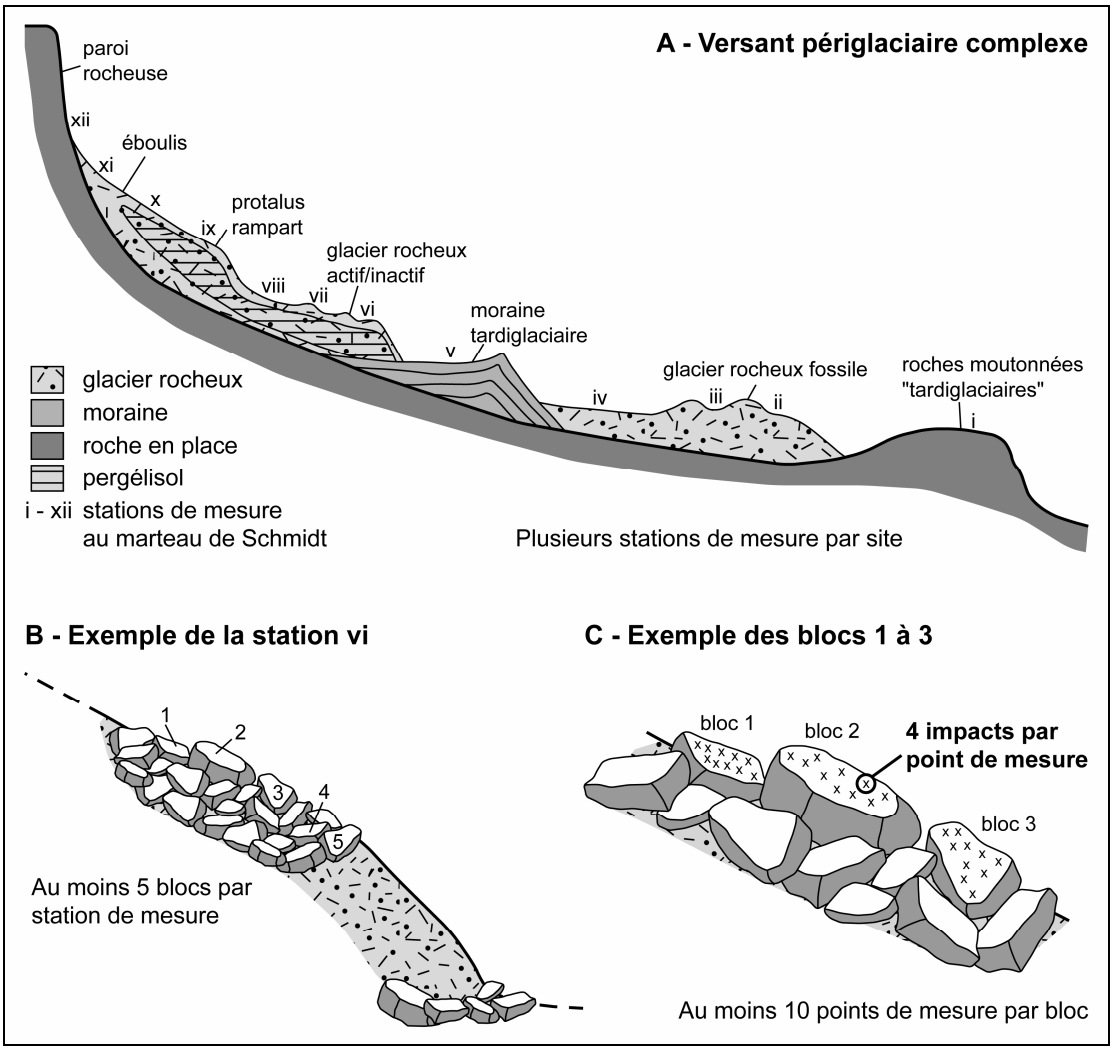


Fig. III.12 *– Stratégie de datation relative de formes glaciaires et périglaciaire alpines à l'aide du marteau de Schmidt (d'après* SCAPOZZA et al. *2011c : 133).*

Dans les études sur les environnements glaciaires, on mesure le plus souvent 50 blocs avec un seul point de mesure par bloc (voir une compilation des stratégies de mesure dans NIEDZIELSKI *et al*. 2009). Comme dans cette étude nous nous

intéressons aux variations d'âge en fonction de la position de la station de mesure sur le glacier rocheux ou l'éboulis daté, nous avons décidé de nous concentrer sur seulement 5 blocs afin de réduire l'emprise spatiale de chaque station de mesure, en multipliant par dix le nombre de points de mesure, afin d'avoir une bonne approximation de l'âge de chaque bloc daté, et en multipliant le nombre de stations de mesure afin d'obtenir une bonne image de la distribution des âges d'exposition sur la surface de la forme prospectée. Au final, nous avons donc 40 mesures de la valeur-*R* par bloc, ce qui correspond à 200 mesures par station de mesure (comme conseillé par KELLERER-PIRKLBAUER 2008). Pour chaque site d'étude, les mesures ont été effectuées toujours par la même personne afin de réduire des variations possibles induites par l'expérience de l'opérateur (cf. SHAKESBY *et al*. 2006).

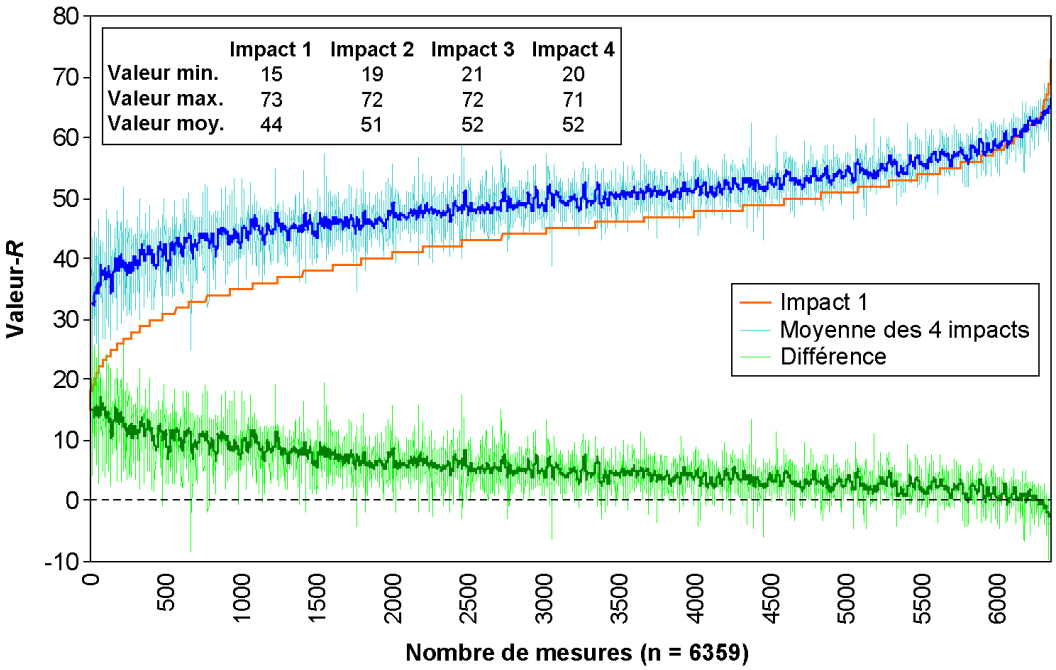


Fig. III.13 – *Différence entre le premier impact et la moyenne des quatre impacts pour les 6359 points de mesure échantillonnés dans cette étude. Les lignes en couleur plus foncée représentent la moyenne mobile sur 20 individus.*

Des quatre impacts pour chaque point de mesure, le premier impact n'a jamais été utilisé car il donnait systématiquement une valeur-*R* plus faible qu'aux impacts 2, 3 et 4. Sur les 6359 points de mesure échantillonnés dans cette étude, la différence de valeur-*R* moyenne entre le premier impact et les trois autres est de 7–8 unités. La différence entre le premier impact et la moyenne des quatre impacts est d'autant plus marquée que la valeur-*R* est faible, indiquant qu'elle augmente avec l'âge d'exposition de l'échantillon mesuré (fig. III.13). Cette différence est probablement due à la poussière, aux micro-lichens et à d'autres impuretés qui recouvrent la surface de la roche et qui perturbent la mesure du premier impact.

Lors de la mesure, il est important que la surface du bloc à dater soit relativement plane, peu rugueuse (pas de lichens, pas de gros minéraux, pas de veines de quartz, etc.), sèche, propre (pas de glace ou de poussière), sans fissures ou craquelures et de lithologie homogène (MCCARROLL 1989, SHAKESBY *et al*. 2006). Le taux d'humidité de la roche joue également un rôle dans la détermination des valeurs-*R* mesurées sur un échantillon. A partir d'essais de laboratoire, SUMNER & NEL (2002) ont mesuré une variation comprise entre 2 et 10 unités dans les valeurs-*R* pour les mêmes échantillons complètement secs ou saturés en eau, avec la valeur-*R* qui diminuait avec l'augmentation de l'humidité. Dans un même site d'étude, des variations d'humidité des blocs rocheux peuvent dépendre de la proximité avec des névés permanents ou semi-permanents. Pour cette raison, les stations de mesure ont été choisies dans des zones légèrement surélevées (bourrelets de fluage, zones bombées) afin de minimiser l'effet de la neige tardive sur les taux d'altération et donc sur les valeurs de rebondissement mesurées (cf. BALLANTYNE *et al*. 1989).

La taille du bloc à mesurer peut jouer un rôle, surtout si celui-ci est de petit taille, relativement fin et peu stable. Dans cette recherche, on a toujours effectué les mesures sur des blocs présentant une largeur supérieure à 25–30 cm. La relation entre la valeur-*R* et la largeur des blocs est légèrement négative, indiquant que plus le bloc est grand et plus la valeur-*R* diminue. La pente de la droite de régression entre ces deux variables est la même, que l'on considère toutes les mesures effectuées (fig. III.14-A) ou seulement les mesures provenant d'un seul site (fig. III.14-B), présentant théoriquement moins de variations liées à des différences de lithologie. Il faut également considérer que, au-delà de 150 cm de diamètre, le nombre de blocs datés diminue de manière importante, ce qui pourrait influencer l'échantillon statistique pour les blocs de très grande taille.
Considérant que la valeur-*R* est fonction de l'âge d'exposition, il est difficile de déterminer quelle est la relation entre l'âge et la taille d'un bloc. Les valeurs-*R* de chaque bloc ont donc été standardisées – c'est-à-dire qu'elles ont été centrées et réduites pour avoir une moyenne de 0 et un écart type de 1 – afin d'éliminer l'effet induit par l'âge de chaque bloc et par la dispersion des valeurs mesurées. Dans ce cas, la régression linéaire obtenue entre la valeur-*R* standardisée et la largeur du bloc présente une droite de pente pratiquement nulle et un coefficient de détermination très faible (fig. III.14), indiquant que ces deux variables sont indépendantes. Cela signifie qu'au-delà d'une largeur de 25–30 cm, la taille du bloc n'a pas d'effet sur la valeur de rebondissement mesurée.

Dans cette étude, un marteau de Schmidt digital (Digi-Schmidt 2000) modèle LD, de la firme suisse Proceq, a été utilisé (fig. III.11-A). L'utilisation de cet appareil est très simple. En poussant avec les mains la tige de percussion, le scléromètre frappe avec une énergie de 0.735 N*m sur la surface à échantillonner (PROCEQ 2004). Une fois le coup donné, un petit marteau en acier rebondit sur une certaine distance, qui est mesurée par un capteur à l'aide d'un ressort et qui est par la suite transmise au module d'affichage sous forme de signal électrique. Ce signal est affiché sur l'écran de l'instrument sous forme de valeur de rebondissement, qu'il est possible de stocker informatiquement directement dans l'appareil.

En tenant compte du fait que l'intensité du coup donné par le petit marteau varie en fonction de l'inclinaison de l'appareil, qui modifie l'emprise de la force de gravité et le frottement du percuteur, il est nécessaire de normaliser les valeurs-*R* obtenues par rapport à l'horizontale (BASU & AYDIN 2004). Dans le passé, cette opération devait être effectuée manuellement sur la base d'abaques de normalisation de la valeur-*R* en fonction de l'inclinaison de l'appareil ; dans le modèle digital de marteau de Schmidt utilisé dans cette étude, la valeur de rebondissement est automatiquement corrigée selon la direction de frappe choisie.

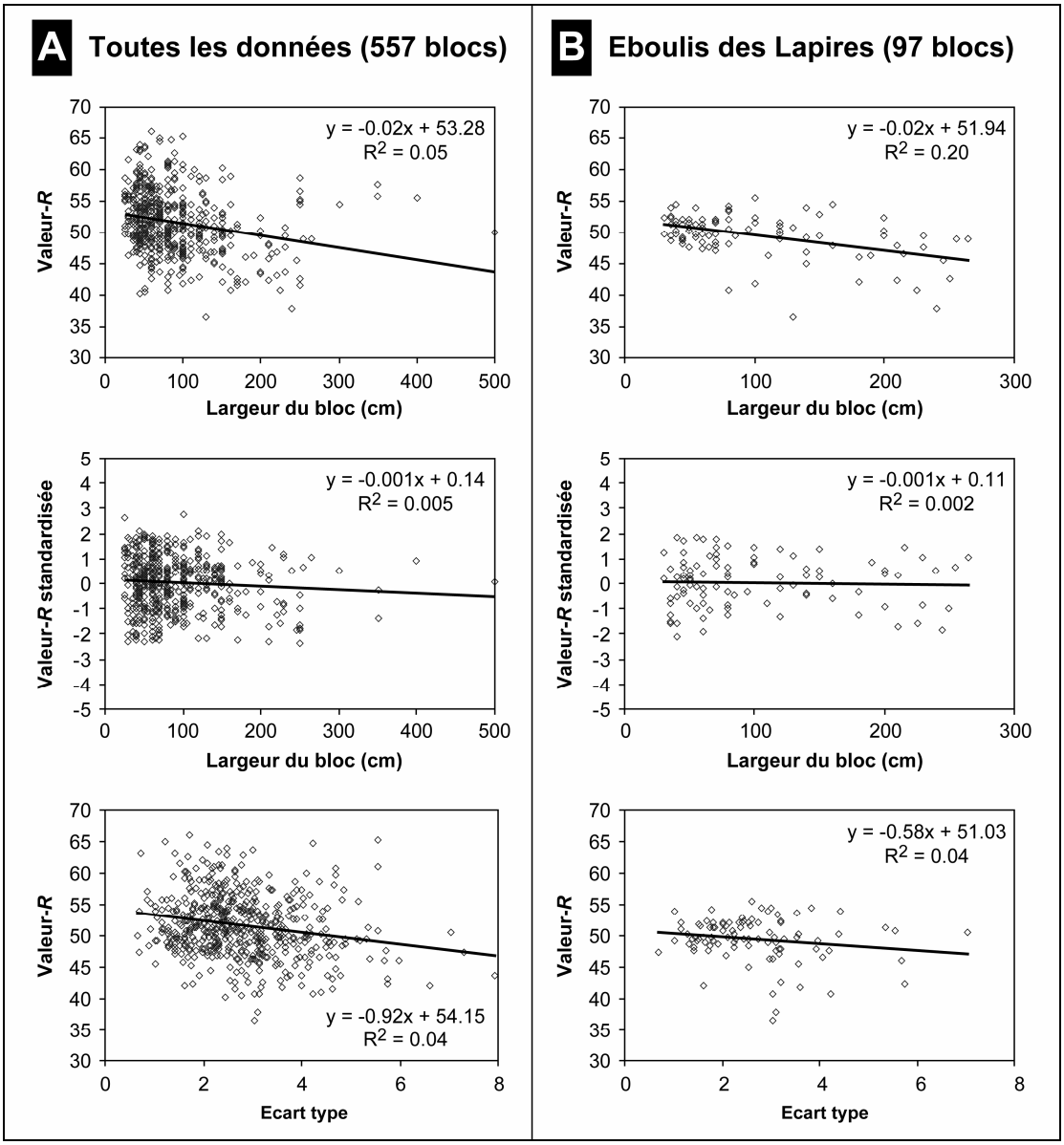


Fig. III.14 *– Régressions linéaires entre la largeur du bloc, l'écart type, la valeur-*R *et la valeur-*R *standardisée pour tous les blocs échantillonnés dans cette étude (A) et pour tous les blocs échantillonnés sur le site d'étude de l'éboulis des Lapires (B).*

8.2.3 Traitement et interprétation des données

La valeur-*R* moyenne pour chaque station de mesure est calculée à l'aide de la moyenne arithmétique des 50 séries de mesures effectuées, tenant compte seulement des deux valeurs médianes (impacts 2 et 3) pour chaque groupe de quatre impacts, avec un intervalle de confiance de 95%. Le quatrième impact sert de valeur de contrôle des impacts 2 et 3 ; généralement, il présentait la valeur-*R* la plus élevée de toute la série de mesures à cause de l'amincissement de la couche superficielle d'altération suite aux impacts 1 à 3. La valeur de rebondissement pour chaque station de mesure est donc caractérisée par sa valeur moyenne, représentant la résistance effective de la surface analysée, et par l'intervalle de confiance à 95%, représentant l'erreur de mesure standard (KELLERER-PIRKLBAUER 2008). L'intervalle de confiance à 95% est calculé comme suit :

$$x \pm 1.96 * \sqrt{(\sigma/\sqrt{n})} \qquad \text{(III.5)}$$

avec : x = moyenne arithmétique ; σ = écart type ; n = nombre de mesures.

L'intervalle de confiance à 95% est un paramètre fondamental dans la comparaison des âges relatifs déterminés : en effet, **on considère que la différence d'âge entre deux stations de mesure est significative seulement si leurs barres de l'intervalle de confiance à 95% ne se superposent pas** (WINKLER 2000).

Si des valeurs-*R* mesurées sur deux ou plus surfaces d'âge connu sont disponibles, il est alors possible de calibrer les âges par régression linéaire comme proposé par SHAKESBY *et al*. (2006), KELLERER-PIRKLBAUER (2008) et MATTHEWS & OWEN (2010). D'une part, il a été choisi de recourir à une régression de type linéaire car il est difficile de pouvoir estimer les variations du taux d'altération de la surface de la roche en fonction du temps. D'autre part, SCAPOZZA & RAMELLI (2011) ont retrouvé à deux reprises une relation linéaire entre trois surfaces d'âge connu dans le Massif de la Cima di Gana Bianca (cf. fig. III.15). Dans une étude très récente, SHAKESBY *et al*. (2011) ont d'ailleurs montré qu'une régression de type linéaire était celle qui pouvait modéliser au mieux les 9900 mesures de la valeur-*R* effectuées sur une séquence datée de côtes fossilisées par réajustement isostatique dans le nord de la Suède comprenant les 10.5 derniers millénaires. Selon ces auteurs, ce résultat démontrerait que, pour certaines lithologies et pour des environnements n'étant pas sujets à des modifications importantes du degré d'altération (comme cela est le cas des environnements arctiques ou haut alpins), il serait possible de construite des courbes de calibration des âges fiables à partir d'un nombre relativement limité de points de contrôle (c'est-à-dire de surfaces d'âge connu). Dans ce type d'approche, l'intervalle de confiance à 95% est utilisé pour calculer la marge d'erreur de l'âge calibré, comme présenté à la figure III.15.

En considérant que cette approche permet de calculer des âges minimaux, ce critère a été utilisé également pour la calibration des âges. Pour les moraines et les glaciers rocheux de la fin du Dryas ancien, on a choisi comme terme *post quem*

14.5 ka cal BP, correspondant au passage du Dryas ancien au Bølling/Allerød. Le terme *post quem* pour le Dryas récent varie selon que l'on utilise dans les régressions des moraines du stade de l'Egesen ou des glaciers rocheux. Pour les moraines du stade de l'Egesen, étant donné qu'il est couramment admis qu'une importante diminution des précipitations a déterminé un retrait glaciaire précoce (KERSCHNER 1985, IVY-OCHS *et al*. 1996), on a choisi comme âge minimal 12.0 ka cal BP, tandis que pour les glaciers rocheux on a choisi le moment de la transition entre le Dryas récent et le Préboréal (11.6 ka BP), marqué par un important réchauffement climatique qui a déterminé le passage du Pléistocène à l'Holocène.

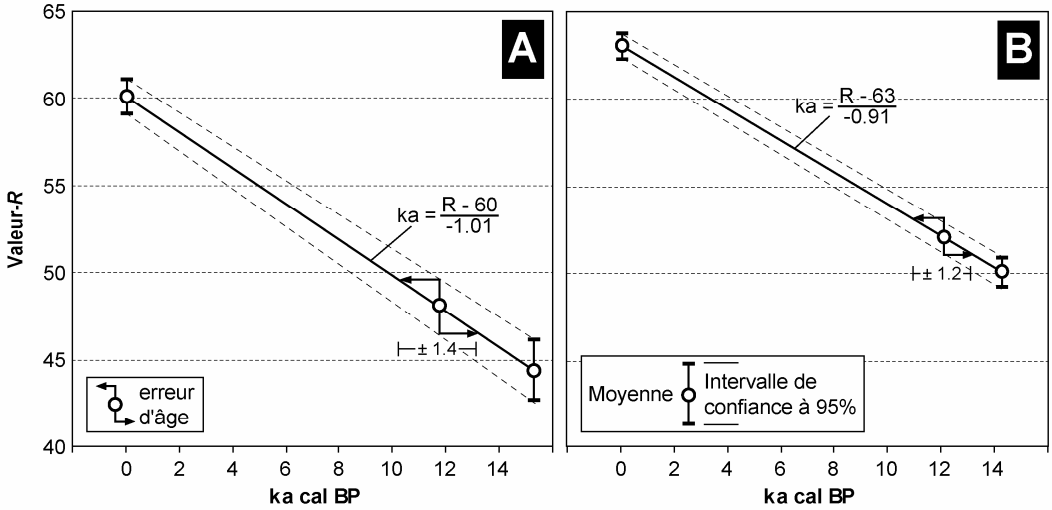


Fig. III.15 *– Exemple de deux courbes de calibration des âges en fonction de la valeur-R mesurée sur des surfaces d'âge connu pour les glaciers rocheux de Stabbio di Largario et de l'Alpe Pièi (A) et le secteur des Gane di Terra Rossa (B), dans le Massif de la Cima di Gana Bianca (voir SCAPOZZA & RAMELLI 2011 et chap. 9.4.4). Dans les deux cas, le calcul de la marge d'erreur (en ka cal BP) est présenté pour les deux sites datant du Dryas récent.*

Dans les régressions présentées à la figure III.15, l'erreur d'âge (correspondant à l'intervalle de confiance à 95%) augmente en fonction de l'âge de l'échantillon (de manière assez évidente pour le cas présenté sous A). Cette relation est probablement généralisable à tous les blocs datés à l'aide du marteau de Schmidt, comme l'indique la relation négative entre la valeur-*R* et l'écart type pour tous les blocs mesurés dans cette étude (fig. III.14). Ainsi, en raison de l'augmentation de la marge d'erreur avec l'âge, au-delà de 10–12 ka BP, il devient difficile de pouvoir différencier chronologiquement de manière significative deux formes différentes (par exemple des moraines de l'un ou l'autre stade tardiglaciaire) à l'aide du marteau de Schmidt, car la marge d'erreur des âges calculés est souvent supérieure à la périodicité des fluctuations climatiques que l'on veut étudier (SCAPOZZA *et al*. 2011c).

8.3 Calcul de taux d'érosion des parois rocheuses

Quand il est possible de connaître le volume d'un éboulis (ou d'un glacier rocheux), son âge maximal et son âge minimal, il devient possible de calculer un taux d'érosion moyen des parois rocheuses qui se situent dans la zone source en sédiments des formes étudiées (par ex. BALLANTYNE & KIRKBRIDE 1987, ANDRÉ 1997, SASS & WOLLNY 2001). Dans cette étude, les âges minimaux et maximaux ont été déterminés à l'aide des méthodes présentées aux chapitres 8.1 et 8.2

L'épaisseur moyenne de la partie de paroi rocheuse érodée dans le temps considéré correspond simplement au rapport entre le volume (V) de l'éboulis [m^3], moins le volume occupé par les vides et, éventuellement, par la glace (v) [m^3], sur l'aire contributive (A) de la paroi rocheuse [m^2]. On divise par la suite la valeur obtenue par le temps (t) [a] afin d'obtenir un taux d'érosion moyen (R) [m/a] (HINCHLIFFE & BALLANTYNE 1999) :

$$R = (V - v)/A * t^{-1} \quad \text{(III.6)}$$

avec : $(V - v) = V * (1 - \Phi)$; Φ étant la porosité (y compris la teneur en glace).

Pour les éboulis des Attelas, des Lapires et du Petit Mont Rouge, il est possible de quantifier le volume occupé par les vides et par la glace (v) grâce aux diagraphies nucléaires réalisées dans les forages. Cette démarche permet de déterminer des valeurs propres de porosité (Φ) pour chaque éboulis, sans que celles-ci doivent être estimées de manière plus ou moins arbitraire.

L'estimation du volume total (V) est effectuée grâce à la géophysique bidimensionnelle en calculant la surface de l'éboulis sur une coupe bidimensionnelle passant par le centre de la formation (a) [m^2] et en multipliant cette valeur par la largeur de la formation (l) [m] :

$$V = a * l \quad \text{(III.7)}$$

Bien évidemment, on obtient seulement une approximation grossière du volume de l'éboulis, notamment parce que l'approche ne tient pas compte des variations latérales d'épaisseur de l'éboulis. Cependant, en appliquant la même technique à tous les éboulis étudiés, il est possible de comparer les résultats obtenus entre eux. Plus délicate est la comparaison avec des résultats obtenus par d'autres recherches, étant donné que les méthodes d'estimation du volume de sédiments peuvent varier d'une étude à l'autre (KRAUTBLATTER & DIKAU 2007).

L'aire contributive (A) a été calculée sur la base de la carte topographique en additionnant la surface de toutes les parois rocheuses qui dominent l'éboulis. La carte topographique permet d'obtenir seulement une aire planimétrique (A'), c'est-à-dire l'aire issue de la projection de l'extension de la paroi rocheuse (qui a une

certaine inclinaison) sur un plan horizontal. Afin de déterminer la surface réelle de l'aire contributive, A' a été multiplié par la sécante (sec) de la pente :

$$A = A' * \sec[\tan^{-1}(h/d)] \quad \text{(III.8)}$$

avec : h = hauteur moyenne de la paroi rocheuse [m], déterminée à partir des courbes de niveau ; d = distance planimétrique [m] entre la crête rocheuse et la base de la paroi, mesurée sur la carte topographique ; $\sec(\alpha) = 1/\cos(\alpha)$.

Avec cette approche, l'aire contributive est probablement sous-estimée. Dans le calcul, les irrégularités de la paroi ne sont pas prises en compte et les zones enterrées au fur et à mesure de l'aggradation de l'éboulis ne sont pas quantifiées (HINCHLIFFE & BALLANTYNE 1999). De plus, l'aire de la zone contributive diminue probablement en fonction du temps par érosion de la partie sommitale de la paroi rocheuse.

La formule finale pour calculer le taux d'érosion moyen que l'on obtient en intégrant les équations III.6, III.7 et III.8 est :

$$R = [(1 - \Phi) * a * l] / \{A' * 1/\cos[\tan^{-1}(h/d)]\} * t^{-1} \quad \text{(III.9)}$$

avec : R = taux d'érosion moyen [m/a] ; Φ = porosité ; a = section planimétrique de l'éboulis [m^2] ; l = largeur de l'éboulis [m] ; A' = aire contributive planimétrique [m^2] ; h = hauteur moyenne de la paroi rocheuse [m] ; d = distance planimétrique entre la crête rocheuse et la base de la paroi rocheuse [m] ; t = temps [a].

Les valeurs finales de R sont ensuite transformées, soit en mètres par millénaire [m/ka], soit en millimètres par an [mm/a]. Plusieurs compilations de taux d'érosion de parois rocheuses permettant d'effectuer des comparaisons avec les valeurs déterminées (en tenant compte des précautions présentées ci-dessus), sont présentées par exemple par ANDRÉ (1997) pour les environnements arctiques, HINCHLIFFE & BALLANTYNE (1999) pour les îles britanniques et les environnements arctiques et alpins, SASS & WOLLNY (2001), BERTRAN (2004) et SASS (2007) pour les Alpes européennes et pour d'autres environnements arctiques ou de montagne de la planète.

9 Datations relatives : résultats et interprétations

Ce chapitre est dédié à la présentation des résultats des datations relatives effectuées sur les différents sites d'étude et à leur interprétation en termes paléoclimatiques et paléoenvironnementaux. Quatre régions d'étude ont fait l'objet de reconstitutions paléogéographiques et de mesures à l'aide du marteau de Schmidt. Trois d'entre elles se situent dans le Canton du Valais : la région du Mont Gelé – Mont Fort (9.1), à cheval entre le Val de Bagnes, la Vallée des Fares et le Val de Nendaz, et la région des Fontanesses (9.2), dans la partie supérieure du Val d'Arolla, se situent en rive gauche du Rhône, tandis que la région de Chamosentse (9.3), en amont de Chamoson, se situe en rive droite du Rhône. La dernière région étudiée, celle du Massif de la Cima di Gana Bianca (9.4), se situe dans le Val Blenio, dans la partie nord-orientale du Canton du Tessin. Une discussion et une synthèse de toutes les datations effectuées et de leur interprétation sera présentée au chapitre 10.

9.1 La région du Mont Gelé – Mont Fort

La région qui se situe entre le Mont Gelé (3022.8 m) et le Mont Fort (3308 m) est particulièrement riche en formes d'origine glaciaire et périglaciaire, ce qui en fait un terrain privilégié pour la recherche scientifique sur la géomorphologie de montagne, comme on a pu le voir d'après une revue des publications qui ont touché la région (cf. chap. 1.2.2) et d'après les trois études de cas présentées dans la partie II. Actuellement, nous y trouvons encore trois glaciers (les glaciers de Tortin, des Yettes Condja et de la Chaux), quelques glacierets et névés permanents couverts et 38 glaciers rocheux, parmi lesquels 22 sont considérés comme actifs/inactifs et 16 comme fossiles (LAMBIEL 1999). Cette région constitue donc le terrain d'étude idéal pour répondre aux objectifs que nous nous sommes fixés[2].

9.1.1 Chronologie du retrait glaciaire

9.1.1.1 Historique des recherches

Le retrait glaciaire à la fin de la dernière glaciation dans la région du Mont Gelé – Mont Fort a fait l'objet de plusieurs études sur une période de plus de 140 ans. La chronologie glaciaire a toujours été étudiée avec une approche « vallée par vallée », et une approche « massif » ou régionale n'a rarement été adoptée.

Les premières descriptions des dépôts morainiques de la région, en particulier des spectaculaires moraines de Tortin, ont été faites dans la deuxième moitié du XIXe siècle par Heinrich Gerlach dans son œuvre monumentale sur les Alpes Penniques

[2] Pour les lieux-dits, voir l'annexe I.

(GERLACH 1869, 1883[3]). Les moraines du Val de Bagnes et de la partie supérieure du Val de Nendaz ont été décrites également par PENCK & BRUCKNER (1909 : vol. II, pp. 624–628). Leur attribution des moraines de Tortin au stade du Daun, sensu PENCK & BRUCKNER (1909), sera reprise jusqu'au début des années 1960 également dans les travaux de EGGERS (1961) et SALATHÉ (1961). Dans la première partie du XXe siècle, STEINER (1931), en étudiant les banquettes glaciaires du Val de Bagnes, a montré que les chronologies classiques établies sur ces formes d'érosion glaciaire, interprétées comme étant le résultat d'un approfondissement progressif du fond des vallées alpines au cours des glaciations, étaient peu fiables, tandis que KINZL (1932) a donné de remarquables descriptions des moraines historiques et récentes des glaciers locaux dans la partie haute des vallées des Alpes Occidentales.

L'éloignement du modèle conceptuel des stades tardiglaciaires de PENCK & BRUCKNER (1909) a été formalisé au cours des années 1970 par des chercheurs de l'Université de Lausanne, qui ont essayé de développer une chrono-stratigraphie propre aux Alpes Valaisannes sur la base de l'étude du retrait glaciaire dans la Vallée de Conches et dans toutes les vallées en rive gauche du Rhône entre la Vallée de Saas et le Val Ferret. Dans ce contexte, BURRI (1974) a étudié le retrait glaciaire dans les vallées des Drances, en particulier dans le Val de Bagnes, WINISTÖRFER (1977, 1980) s'est occupé de toutes les vallées comprises entre les Vallées des Vièges et le Val de Nendaz, MONACHON (1978) s'est concentrée sur la Vallée des Fares et AUBERT (1980) a étudié une bonne partie du Haut-Valais.
La chrono-stratigraphie « lausannoise » permettait de regrouper les moraines en stades glaciaires (appelées « périodes ») sur la base de leur position à l'intérieur des vallées. Ainsi, la « période des moraines élevées » (BURRI 1974), appelée également « période des moraines récentes » (WINISTÖRFER 1977), correspondait à l'époque historique (XVIIe–XIXe siècle), avec une DLEG par rapport à l'actuel (les années 1970) de 100–200 m. La « période des moraines intermédiaires » correspondait à la fin du Tardiglaciaire. BURRI (1974) y rattache les moraines de Patiéfray du glacier de la Chaux et WINISTÖRFER (1977) celles de Tortin. La DLEG estimée pour cette période était d'environ 500 m. Les moraines de la première moitié du Tardiglaciaire sont rattachées à la « période des moraines basses » (BURRI 1974), appelée « période des moraines basses dans les vallées » par WINISTÖRFER (1977) pour les plus récentes, et à la « période des moraines anciennes » (BURRI 1974), nommée « période des moraines basses à l'extérieur des vallées » par WINISTÖRFER (1977) pour les plus anciennes. Les moraines des Clérondes du glacier de la Chaux, des Ruinettes à la sortie de la Combe de Médran et du Vacheret en amont de Verbier (BURRI 1974) ainsi que la moraine de Beuson dans le Val de Nendaz (WINISTÖRFER 1977) sont rattachées aux moraines basses (dans les vallées), et la dépression de la LEG est estimée à environ 750–1000 m. En ce qui concerne les glaciers rocheux, ils

[3] « *Ebenso sind im Hintergrunde des Anniviersthales (auf Alp Arpitetta, Alpe de l'Allée und Torrent), im Eringerthal und im Nendazthale viele Ueberreste von Moränen sichtbar. In diesem letzteren Thale stossen gerade in der oberen Thalgabelung, neben der Alp Tortin (2046 Meter), zwei deutlich erkennbare Seitenmoränen, aus dem östlichen und westlichen Thale kommend, unter sehr scharfem Winkel zusammen* » (GERLACH 1883 : 59).

sont différenciés en formes « actuelles » et formes « anciennes », les premières étant attribuées à la période historique et les dernières à l'un ou l'autre des stades plus anciens. La chrono-stratigraphie « lausannoise » sera partiellement révisée au début des années 1980 (WINISTÖRFER 1980, MONJUVENT & WINISTÖRFER 1980) : la « période des moraines intermédiaires » et la « période des moraines basses (dans les vallées) » seront corrélées, respectivement, avec le stade de l'Egesen et les stades de Gschnitz ou du Daun (selon les cas) des Alpes Orientales.

Plus ou moins à la même époque, le Val de Nendaz en particulier devient le terrain privilégié des études sur la paléogéographie glaciaire menées par des chercheurs de l'aire germanophone. Le site devient d'intérêt particulier parce que, sur la base de l'analyse pollinique de plusieurs sondages effectués dans la plaine de Tortin à 2040 m entre 1974 et 1975, Meinrad Küttel propose comme âge minimal des moraines de Tortin le Dryas récent (KÜTTEL 1976). L'analyse pollinique effectuée (voir KÜTTEL 1976, BIÉLER 1978) montre, à la base de la séquence, constituée de glaise blanche attribuée à de la moraine de fond superposée à des galets et graviers attribués à la moraine latérale, une végétation herbacée sans arbres dominée par *Artemisia*, typique de la fin d'une période froide et attribuée à la fin du Dryas récent. Par-dessus, *Artemisia* diminue fortement pour n'atteindre que 2 à 3%, et elle est remplacée de manière graduelle par *Ulmus*, *Corylus* et *Larix*, indiquant un réchauffement important avec installation de la forêt vers la fin du Préboréal.
Sur la base de ces arguments polliniques, on essaie d'attribuer les moraines de Tortin à l'un ou à l'autre des stades tardiglaciaires. En l'absence de pollens datant de l'Allerød, les moraines sont attribuées de manière univoque à la récurrence froide du Dryas récent. Néanmoins, des problèmes de définition de la géométrie du paléo-glacier sont toujours présents. Ainsi, sans aucune logique glaciologique et paléoclimatique, BIÉLER (1978) corrèle les moraines du Grand et du Petit Toit (vallums plus élevés de Tortin) à la moraine de Beuson (au débouché du Val de Nendaz !), pour dessiner un étrange glacier très allongé qui occupait pratiquement tout le Val de Nendaz pendant le Dryas récent. A la fin du Dryas récent, cet invraisemblable paléo-glacier de Tortin se serait retiré jusqu'à l'intérieur du Grand et du Petit Toit pour déposer les moraines situées à proximité de l'actuel alpage de Tortin.
C'est toujours Meinrad Küttel qui, en mettant de l'ordre et en attribuant les moraines du Grand et du Petit Toit à l'avancée maximale de l'Egesen des Alpes Orientales (avec le front glaciaire se situant à Crouye Sina, 1880 m, juste en aval de Tortin), corrèle les moraines de l'alpage de Tortin avec une deuxième avancée de l'Egesen (Kromer ?) et attribue la moraine de Beuson au stade du Gschnitz (avec le stade du Daun que se situerait quelque part entre Tortin et Beuson ; il propose, à titre d'hypothèse, les moraines de Pra Comoun, 500 m à l'aval de Crouye Sina, comme témoignant du Daun) (KÜTTEL 1979a, b). La situation des corrélations des stades glaciaires à la fin des années 1970 est présentée dans le tableau III.9.

Au début des années 1980, tous les délaissés glaciaires et les glaciers rocheux du Val de Nendaz sont décrits et cartographiés de manière détaillée par Hans-Niklaus Müller et par Hanns Kerschner, qui s'appuient sur les travaux de Meinrad Küttel (voir MÜLLER *et al*. 1980, 1983, MÜLLER 1982, 1984). Ces auteurs proposent une

chrono-stratigraphie des stades glaciaires basée sur des reconstitutions de l'altitude de la LEG à l'aide de la méthode de partage des surfaces pour un AAR de 0.67 et à l'aide de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires[4].
Dans un premier temps, le stade de Dena Vio (corrélé avec le Daun des Alpes Orientales) est encore placé du point de vue chrono-stratigraphique dans le Dryas ancien supérieur (MÜLLER *et al*. 1980 : 79), pour être ensuite déplacé à la fin du Dryas ancien inférieur (MÜLLER 1984 : 155). Sur la base d'une DP de 400–600 m, les glaciers rocheux fossiles sont attribués au Dryas récent. La valeur de la DP correspond assez bien à la valeur de la dépression de la limite supérieure de la forêt, qui est estimée à 400–500 m pour le Dryas récent sur la base d'arguments polliniques (MÜLLER *et al*. 1983). La limite supérieure de la forêt il y a 12'000 ans dans le Val de Nendaz se situait donc vers 1800 m d'altitude. Le cadre chrono-stratigraphique final proposé par ces chercheurs germanophones, utilisé jusqu'à aujourd'hui, est synthétisé dans le tableau III.10. La morphologie particulière des moraines qui se situent entre Tortin et Siviez, les calculs de la DLEG effectués avec la méthode 2:1 et le fait de pouvoir proposer une datation minimale du stade de Crouye Sina font que **la partie supérieure du Val de Nendaz peut être considérée comme la localité-type pour les stades glaciaires de l'Egesen et du Daun dans les Alpes Occidentales**[5].

A la fin des années 1980, les calculs de la DLEG pour le glacier de Tortin pour les stades de 1861 AD et de Crouye Sina seront refaits par BADER (1990) sur la base de la méthode du gradient du bilan de masse, permettant également d'estimer MAAT et MAP à la LEG (tab. III.11). L'altitude de la LEG pour le stade de Crouye Sina est similaire à celle obtenue par MÜLLER *et al.* (1983) et MÜLLER (1984) ; cependant, la DLEG diffère d'une centaine de mètres en raison d'une différence importante dans la valeur de référence pour le stade de 1861 AD. Par rapport à la fin du Petit Age Glaciaire, le refroidissement calculé de MAAT pour le Dryas récent est d'environ 3°C, tandis que MAP diminue de moitié.

A partir de la moitié des années 1990, la région redevient le terrain d'étude privilégié de chercheurs de l'Université de Lausanne, en particulier dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire (cf. chap. 1.2.2) et de la cartographie géomorphologique (pour les cartes, voir GENTIZON *et al*. 2000 et LAMBIEL & REYNARD 2003a pour le Vallon de Tortin ; LAMBIEL & REYNARD 2003b pour la combe de Médran et la combe de la Chaux).

---

[4] La méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires, ou méthode d/2, a été développée par ZIENERT (1965) dans la région du Gran Paradiso et du Mont Blanc. Le seul paramètre pris en compte pour le calcul de la DLEG est l'altitude du front de deux stades successifs (voir SCAPOZZA & FONTANA 2009 : 27). Selon la méthode d/2, la différence d'altitude de la LEG entre deux stades glaciaires est égale à la moitié de la différence d'altitude au front. Cette méthode ne donne donc pas une valeur absolue de la LEG, mais seulement sa différence d'altitude relative entre deux stades glaciaires.

[5] « *Summing up, conditions in the Val de Nendaz during the Egesen Advance and the Daun Advance were very similar to the Eastern Alps. Thus it seems to be justified to assigne the character of a type locality for the Western Alps for the Egesen Advance and the Daun Advance to the Val de Nendaz* » (MÜLLER *et al.* 1983 : 81).

Chrono-zone	Val de Nendaz		Val de Bagnes	Alpes Orientales
	KÜTTEL (1979a)	WINISTÖRFER (1977)	BURRI (1974)	GROSS *et al.* (1976)
PB	*Réchauffement climatique – Début de l'Holocène*			
DR	Tortin	Période des moraines intermédiaires		Kromer
	Crouye Sina			Egesen
AL	*Interstade de l'Allerød*			
DAS	Pra Comoun ?	?	?	Daun
BØ	*Interstade du Bølling*			
DAI	Beuson	Moraines basses dans les vallées	Moraines basses	Gschnitz

Tab. III.9 *– Corrélations du retrait glaciaire dans le Val de Nendaz à la fin des années 1970. A noter que la chrono-stratigraphie du modèle Alpes Orientales de* GROSS et al. *(1976) ne correspond pas à celle utilisée dans notre étude et présentée à la figure III.4-B : le stade de Clavadel/Senders est absent et le stade du Daun est placé dans le Dryas ancien supérieur. Chronozones : DAI = Dryas ancien inférieur ; BØ = Bølling ; DAS = Dryas ancien supérieur ; AL = Allerød ; DR = Dryas récent ; PB = Préboréal.*

Chrono-zone	Val de Nendaz				Alpes Orientales	
	Stade	LEG (m)	DLEG (m)		Stade	DLEG
SAR	1861 AD	2790*	0	2:1	1850	0
(...)	*(...)*					
PB	?	–	–	–	Kromer/Kartell	60–90
DR	Tortin	–	–	–	Bockten ?	100–150
	Crouye Sina	2550	240**	2:1	Egesen	170–240
BØ/AL	*Interstade du Bølling/Allerød*					
DA	Dena Vio	2460	330	d/2	Daun	250–350
	L'Antié	2300–2400	± 500	d/2	Clavadel	380–470
	Gotetta	2200–2000	600–800	d/2	Gschnitz	600–700

Tab. III.10 *– Corrélations du retrait glaciaire dans le Val de Nendaz d'après* MÜLLER et al. *(1983) et* MÜLLER *(1984) avec le modèle des Alpes Orientales de* MAISCH *(1982). * LEG de référence pour le stade de 1861 AD calculée sur la base de la LEG pour les glaciers de Tortin (2810 m ; facteur de pondération de 2) et des Yettes Condja (2750 m ; facteur de pondération de 1). ** Même valeur pour la DLEG du glacier de Cleuson au stade de Crouye Sina. Chronozones : DAI = Dryas ancien ; BØ/AL = Bølling/Allerød ; DR = Dryas récent ; PB = Préboréal ; SAR = Subatlantique récent.*

Stade glaciaire	LEG (m)	DLEG (m)	$MAAT_{LEG}$	$MAAT_{2000}$	MAP_{2000}
1861 AD	2870 ± 30	–	-5/-7	-2/+1	700–1000
Crouye Sina	2520 ± 40	350 ± 70	-8/-10	-5/-7	250–500

Tab. III.11 *– Caractéristiques glaciologiques et climatiques des stades glaciaires de 1861 AD et de Crouye Sina d'après* BADER *(1990 : 53–54). MAAT en °C et MAP en mm/an. $MAAT_{LEG}$ a été normalisée à 2000 m d'altitude ($MAAT_{2000}$) avec le gradient vertical de température de 0.65 °C/100m utilisé par* BADER *(1990).*

C'est à partir de cette cartographie de détail qu'il devient possible d'effectuer des reconstitutions paléogéographiques et paléoclimatiques basées sur les glaciers et les glaciers rocheux à l'échelle locale. Sur la base de ces données, REYNARD (1997) propose une diminution de MAP pour le Dryas récent de 7 à 15% dans le Vallon de Tortin. STADELMANN & LAMBIEL (1998) effectuent des calculs similaires pour le Vallon de Louvie, situé au sud du Mont Fort. A l'aide de plusieurs méthodes, ils calculent pour le Dryas récent une baisse de MAAT de 3.0–3.4 °C (2.8°C pour la température estivale) et une diminution de MAP de 20–40%. Cette dernière valeur est nettement plus importante que celle obtenue par REYNARD (1997) quelques kilomètres plus au nord : l'explication est peut-être à rechercher dans la différence d'orientation des vallons et dans les incertitudes sur les données géomorphologiques et climatiques (STADELMANN & LAMBIEL 1998).

Au niveau régional, une datation relative des glaciers rocheux du massif et une modélisation empirique de la répartition du pergélisol discontinu est tentée par LAMBIEL & REYNARD (2001, 2003a) sur la base de la méthode présentée à la figure III.8. Ils concluent que 40% des glaciers rocheux fossiles étudiés se situent dans des régions qui étaient englacées à la fin du Dryas ancien et qu'ils se sont donc développés vraisemblablement au Dryas récent. La DP pour ces glaciers rocheux de la fin du Tardiglaciaire est de 80 à 280 m selon l'orientation. Les autres glaciers rocheux fossiles se situent au contraire de 100 à 500 m plus bas que la limite inférieure maximale du pergélisol discontinu au Dryas récent ; ces formes dateraient donc du Dryas ancien. Finalement, tous les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs se trouvent dans des zones qui étaient englacées au Dryas récent, ce qui indique qu'ils sont holocènes.

***

Ce long historique des recherches sur le retrait glaciaire pléistocène et sur la place des glaciers rocheux, nous a permis de monter que les connaissances sur la morphogenèse récente de la région du Mont Gelé – Mont Fort se sont stratifiées et ont évolué dans le temps. Pour atteindre les objectifs fixés pour cette partie de l'étude, il sera nécessaire d'uniformiser toutes ces informations pour essayer de déterminer les étapes du retrait glaciaire selon les méthodes et les modalités de calcul présentées au chapitre 8.1. **La définition des stades glaciaires avec cette approche nous permettra d'obtenir des âges maximaux sur lesquels calibrer les datations effectuées à l'aide du marteau de Schmidt**. Ce sera l'objet des chapitres suivants. Bien évidemment, faute de temps et de moyens, il n'a pas été possible de refaire tout le travail de cartographie et d'interprétation des dépôts glaciaires et périglaciaires de la région. Les limites des paléo-glaciers seront donc soit reprises telles quelles des études plus anciennes (en particulier pour les stades du début du Tardiglaciaire), soit redessinées à partir des levés cartographiques de détail effectués par des membres de l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne (cf. références ci-dessus).

9.1.1.2 Les dépôts glaciaires et périglaciaires de la région Mont Gelé – Mont Fort

Tous les dépôts d'origine glaciaire de la région ont été cartographiés sur SIG sur la base des cartes géomorphologiques et d'observations personnelles (fig. III.16). Des observations de terrain ont été effectuées afin de déterminer la morphologie des moraines et leurs caractéristiques en termes de dynamique glaciaire. Etant donné que nous sommes intéressés à reconstituer des positions de stagnation glaciaire, il est important de ne tenir compte que des moraines de « progression », et non des moraines de retrait qui se trouvent le plus souvent placées à l'intérieur de celles-ci. Chaque position glaciaire de référence est donc définie sur la base de la moraine ou des moraines qui témoignent d'une phase de stagnation prolongée du glacier et qui permettent d'en reconstituer la géométrie du front.

Pour les glaciers rocheux, leur périmètre et leur degré d'activité ont été repris de l'inventaire régional effectué par LAMBIEL (1999), auquel le lecteur fera référence pour connaître les paramètres descriptifs de chaque glacier rocheux reporté à la figure III.16. Sur la base d'une analyse statistique de la distribution des glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs, LAMBIEL (1999) a défini les limites inférieures des glaciers rocheux (c'est-à-dire la LIP), permettant de modéliser la répartition potentielle du pergélisol discontinu (voir LAMBIEL & REYNARD 2001, 2003a) et d'obtenir des données de référence pour le calcul de la DP (fig. III.27).

9.1.1.3 Définition des niveaux de référence pour la fin du Petit Age Glaciaire

Le niveau de référence pour la fin du Petit Age Glaciaire a été défini sur la base de l'extension glaciaire pendant la période 1850–1860 AD, définie sur la base de la comparaison avec la position des moraines historiques avec les surfaces englacées sur la Carte Dufour de 1861[6] (d'où la dénomination de stade 1861 AD). L'altitude de la LEG a été ensuite calculée sur la base d'un AAR de 0.67 (tab. III.12).

Dans les régions dépourvues de glaciers au Petit Age Glaciaire, la définition de l'altitude de référence de la LEG a nécessité une estimation basée sur d'autres glaciers de la région. Pour les paléo-glaciers dans la région des Attelas, en amont de Verbier (exposition ouest), c'est la valeur d'altitude de la LEG déterminée sur le glacier de la Rionde (Vallon de Louvie) qui a été utilisée. La valeur obtenue est cohérente également par rapport au modèle régional de l'altitude de la LEG pour tout le groupe du Mont Blanc de Cheilon, comprenant le Val de Bagnes, le Val de Nendaz, le Val d'Hérémence et le Val d'Arolla (C. Scapozza, données non publiées). Pour la combe de Médran, exposée au sud-ouest dans sa partie supérieure, une valeur de la LEG de 2990 m a été estimée en rajoutant 50 m à l'altitude de la LEG pour l'exposition ouest, ce qui correspond à la différence pour ces deux orientations dans le modèle régional de l'altitude de la LEG. Les altitudes de référence de la LEG pour chacun des secteurs étudiés sont synthétisées dans le tableau III.13.

[6] Carte topographique de la Suisse (Carte Dufour), feuille XXII « Martigny – Aoste », 1:100'000, 1861.

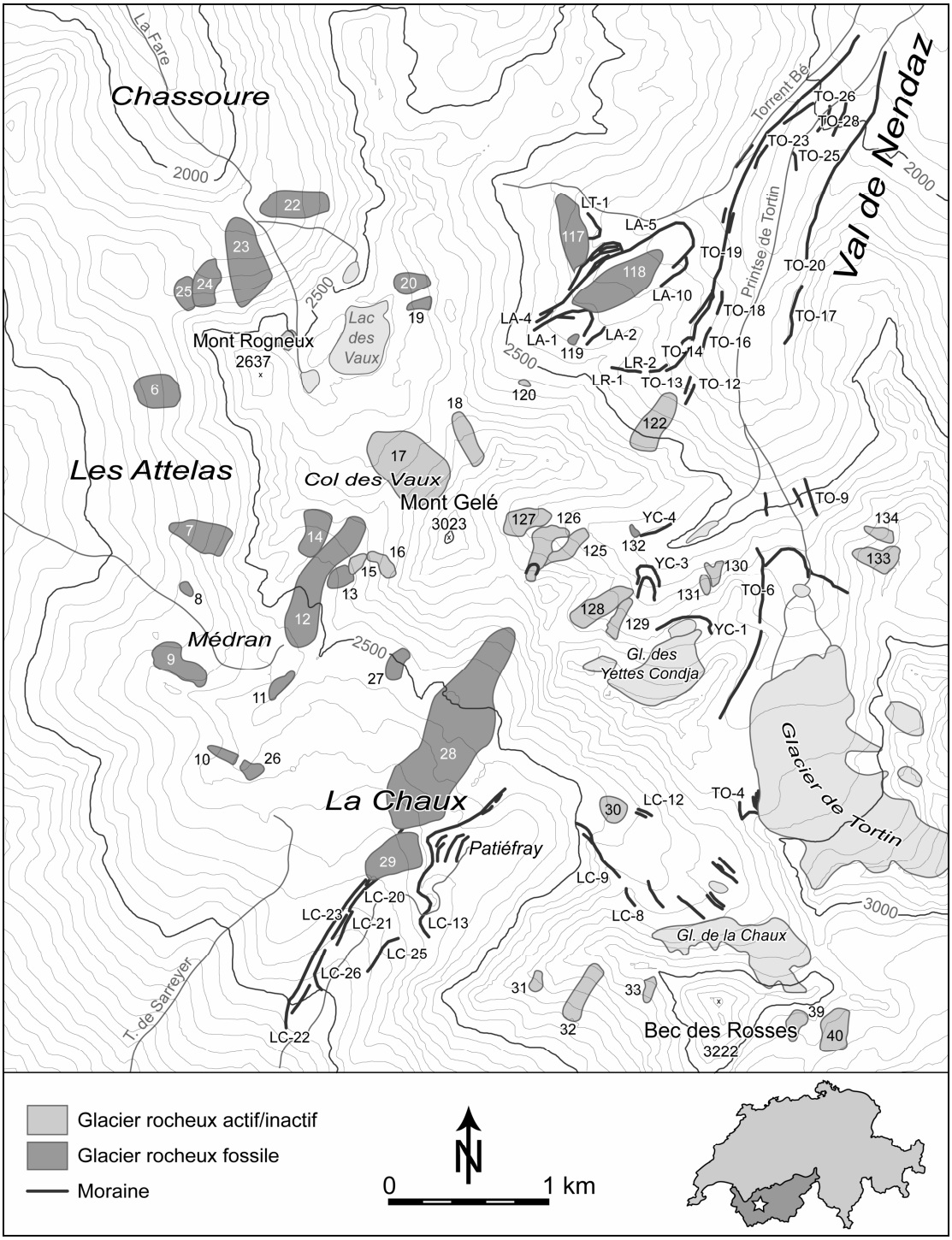


Fig. III.16 *– Formes glaciaires et périglaciaires dans la région du Mont Gelé – Mont Fort. Compilation à partir des travaux de* LAMBIEL *(1999),* LAMBIEL *&* REYNARD *(2003a, b) et d'observations personnelles. Les chiffres indiquent les glaciers rocheux selon l'inventaire de* LAMBIEL *(1999). Les codes suivis d'un nombre marquent les moraines utilisées pour reconstruire les positions glaciaires de référence (voir aussi les tableaux III.14, III.15 et III.16). LA = Lapires ; LC = La Chaux ; LR = Lués Rares ; LT = La Tsa ; TO = Tortin ; YC = Yettes Condja.*

GLACIER	X	Y	EXP.	LEG (m)	F
Vallon de Tortin					
Tortin (sans Yettes Condja)	590'150	103'300	NW	2835	2
Yettes Condja	589'000	104'200	N	2790	1
Tortin (avec Yettes Condja)	–	–	–	2820	3
Vallon de Cleuson					
Etagnes	590'500	104'550	NE	2795	2
Mont Fort	591'000	104'000	NE	2870	2
B75/8	591'400	103'650	NE	2835	1
Petit Mont Fort	591'500	103'000	NE	2920	2
Grand Désert	593'000	102'000	NW	2805	4
Combe de la Chaux					
La Chaux	589'600	102'600	NW	2750	–
Vallon de Louvie					
La Rionde	592'200	101'200	W	2940	–

Tab. III.12 *– Altitude de la LEG et facteur de pondération pour le calcul d'une LEG composite (F) pour les glaciers de la région du Mont Gelé – Mont Fort au stade 1861 AD.*

Vallon ou vallée	LEG de référence (m)
Vallon de Tortin	2820
Vallon de Cleuson	2840
Val de Nendaz (Tortin + Cleuson)	2830
Les Attelas	2940
Combe de Médran	2990
Combe de la Chaux	2750

Tab. III.13 *– Altitude de la LEG de référence pour le stade 1861 AD pour chacun des secteurs étudiés dans la région du Mont Gelé – Mont Fort.*

9.1.1.4 Le Val de Nendaz : référence pour la définition des stades glaciaires

Afin de pouvoir caler tous les stades qui seront définis dans la région du Mont Gelé – Mont Fort, une séquence de référence a été définie sur la base du retrait glaciaire dans le Val de Nendaz. Pour le glacier de Tortin, deux positions du front glaciaire à l'alpage de Tortin et au Véla ont été rajoutées entre la limite maximale du Petit Age Glaciaire (1861 AD) et le stade de Crouye Sina (fig. III.17 et III.18-B/C). La position successive correspond au stade de Dena Vio de MÜLLER *et al*. (1983) et MÜLLER (1984) (fig. III.18-D). Pour les positions des fronts glaciaires en aval de Crouye Sina, les limites des paléo-glaciers ont été reprises des travaux de MÜLLER *et al*. (1980, 1983).

Les positions de référence pour chaque stade ainsi que les altitudes de la LEG et la DLEG sont présentées dans le tableau III.14. Pour le stade de Crouye Sina, deux calculs sont proposés, se référant à l'extension glaciaire dans le Vallon de Tortin (Crouye Sina A) et à son équivalent dans le Vallon de Cleuson (Crouye Sina B).

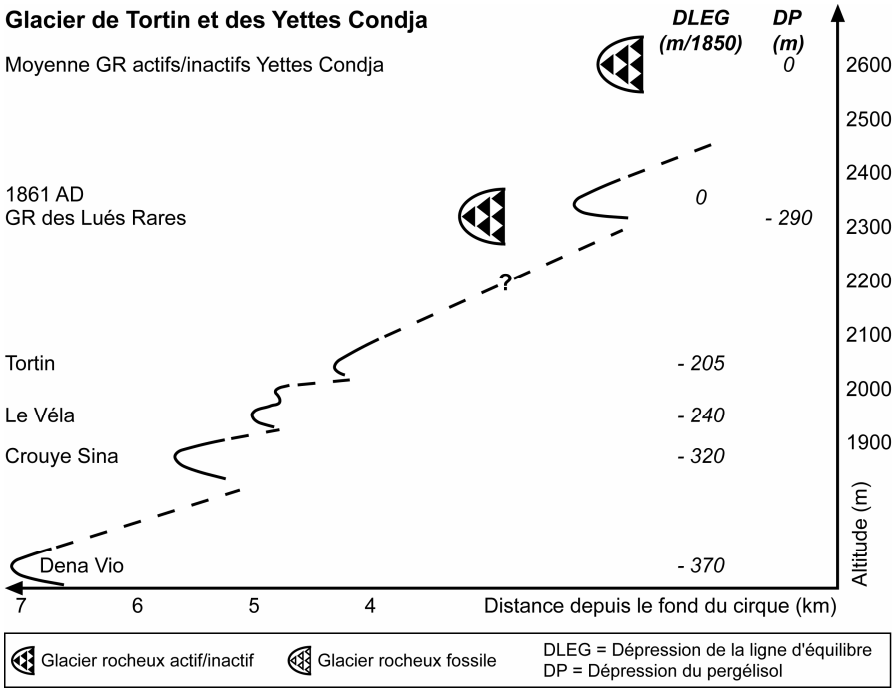


Fig. III.17 *– Séquence morpho-stratigraphique locale pour les paléo-glaciers de Tortin et des Yettes Condja.*

STADE LOCAL	POSITIONS DE RÉFÉRENCE	LEG (m)	REF (m)	DLEG 2:1 (m)	FRONT (m)	DLEG d/2 (m)
Glacier de la Printse						
1861 AD	TO-4/6/9, YC-1/3	2820	2820	–	2320	–
Tortin	TO-12/16/18/21/ 23/25, YC-4 ?	2615	2820	205	2030	145
Le Véla	TO-13/26/28, YC-4 ?	2580	2820	240	1950	245
Crouye Sina A	TO-14/17/19/29, LR-1/2	2500	2820	320	1880	275–280
Crouye Sina B	Limites du paléo-glacier d'après MÜLLER *et al.* (1980, 1983)	2550	2840	290	1780	–
Déna Vio		2460	2830	370	1670	380–430
L'Antié		2390	2830	440	1390	510–570
Gotetta		2210	2830	620	640	815–945
Glacier des Lapires						
Les Lapires	LA-1	2490	2820	330	2360	–
Plan des Ouchelets	LA-2/4/5/10	2330	2820	400	2220	400
Glacier de la Tsa						
Plan de la Tsa	LT-1	2450	2900?	450?	2300	–

Tab. III.14 *– Définition des stades locaux sur la base des positions de référence (pour la numérotation des moraines, voir la figure III.16) et calcul de la DLEG avec les méthodes 2:1 et d/2 pour les paléo-glaciers du Val de Nendaz.*

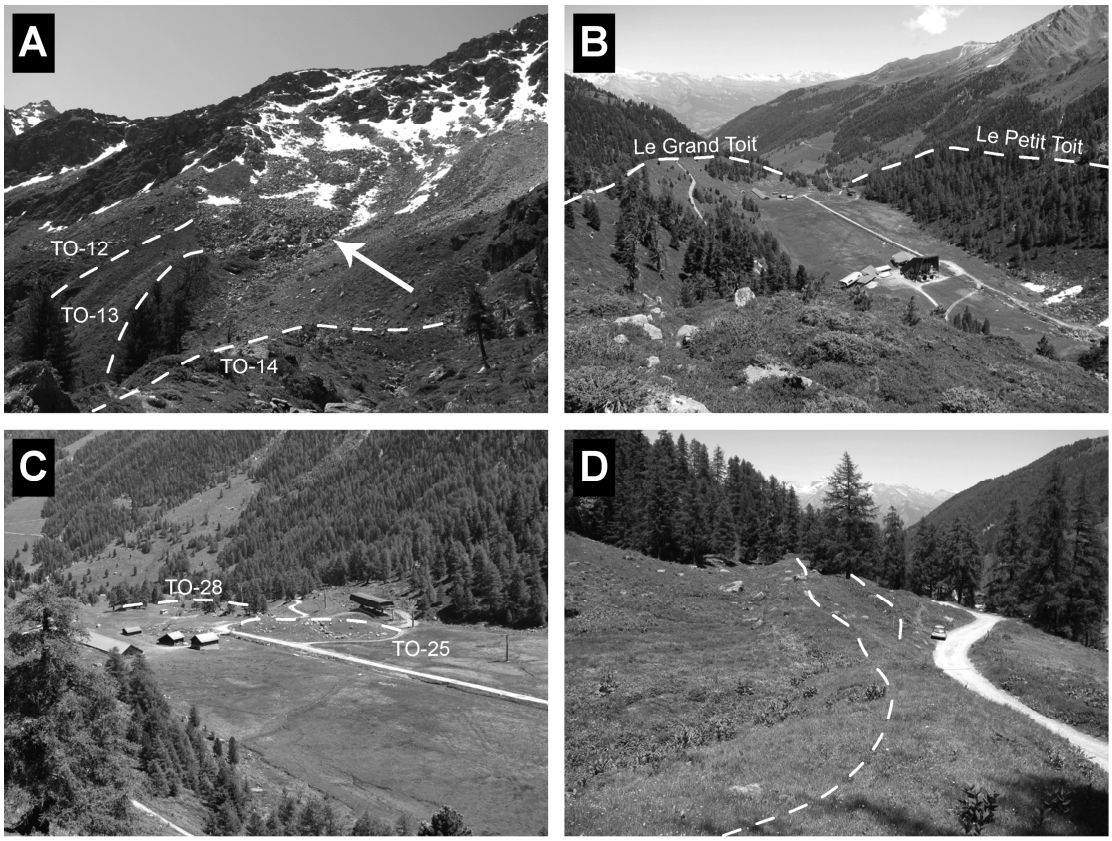


Fig. III.18 *– (A) Le glacier rocheux des Lués Rares (flèche) et les moraines TO-12/13/14. (B) Les moraines du stade de Crouye Sina à Tortin : le Grand Toit (TO-19) et le Petit Toit (TO-20). Au centre de l'image, la zone marécageuse de l'alpage de Tortin. (C) Vue sur les moraines latérales droites de l'alpage de Tortin permettant de définir le stade de Tortin (TO-25) et du Véla (TO-28). (D) Crêtes morainiques de petite taille et très arrondies à Pra Comoun, peu en amont de Siviez, permettant de définir le stade de Dena Vio.*

Le seul glacier rocheux qu'il est possible d'insérer dans la séquence locale pour les glaciers de Tortin et des Yettes Condja est celui des Lués Rares (n° 122 ; voir aussi la figure III.18-A), qui se serait développé après le stade de Tortin. Bien que ce glacier rocheux soit actif (LAMBIEL 2006, LAMBIEL *et al*. 2009a), son front se situe 290 m plus bas que l'altitude moyenne du front des glaciers rocheux actifs/inactifs du Vallon des Yettes Condja de même orientation, ce qui en fait le glacier rocheux actif ou inactif le plus bas de toute la région Bagnes–Hérémence.

Pour compléter la séquence de retrait glaciaire dans les Vallon de Tortin, ont également été intégrés les paléo-glaciers des Lapires et de La Tsa, en rive gauche du Vallon de Tortin (fig. III.19 et III.20). Si l'on tient compte des valeurs de dépression de la LEG (tab. III.14) et des rapports de confluence, les stades des Lapires et du Plan des Ouchelets du paléo-glacier des Lapires doivent être respectivement contemporains des stades de Crouye Sina et de Dena Vio du glacier de Tortin. Le glacier rocheux fossile de débris morainiques du Plan des Ouchelets (n° 118 ; voir aussi la figure III.20) est donc postérieur au stade de Dena Vio et serait

contemporain ou juste postérieur du stade de Crouye Sina (il s'est formé par fluage des dépôts morainiques). Le petit protalus rampart fossile situé à la base de l'éboulis des Lapires (glacier rocheux des Lapires 1, n° 119), au contraire, est certainement postérieur au stade de Crouye Sina. La DP par rapport au petit protalus rampart actif situé dans la partie supérieure de l'éboulis (n° 120) est de 230 m pour le glacier rocheux des Lapires 1 et de 370 m pour le glacier rocheux du Plan des Ouchelets.

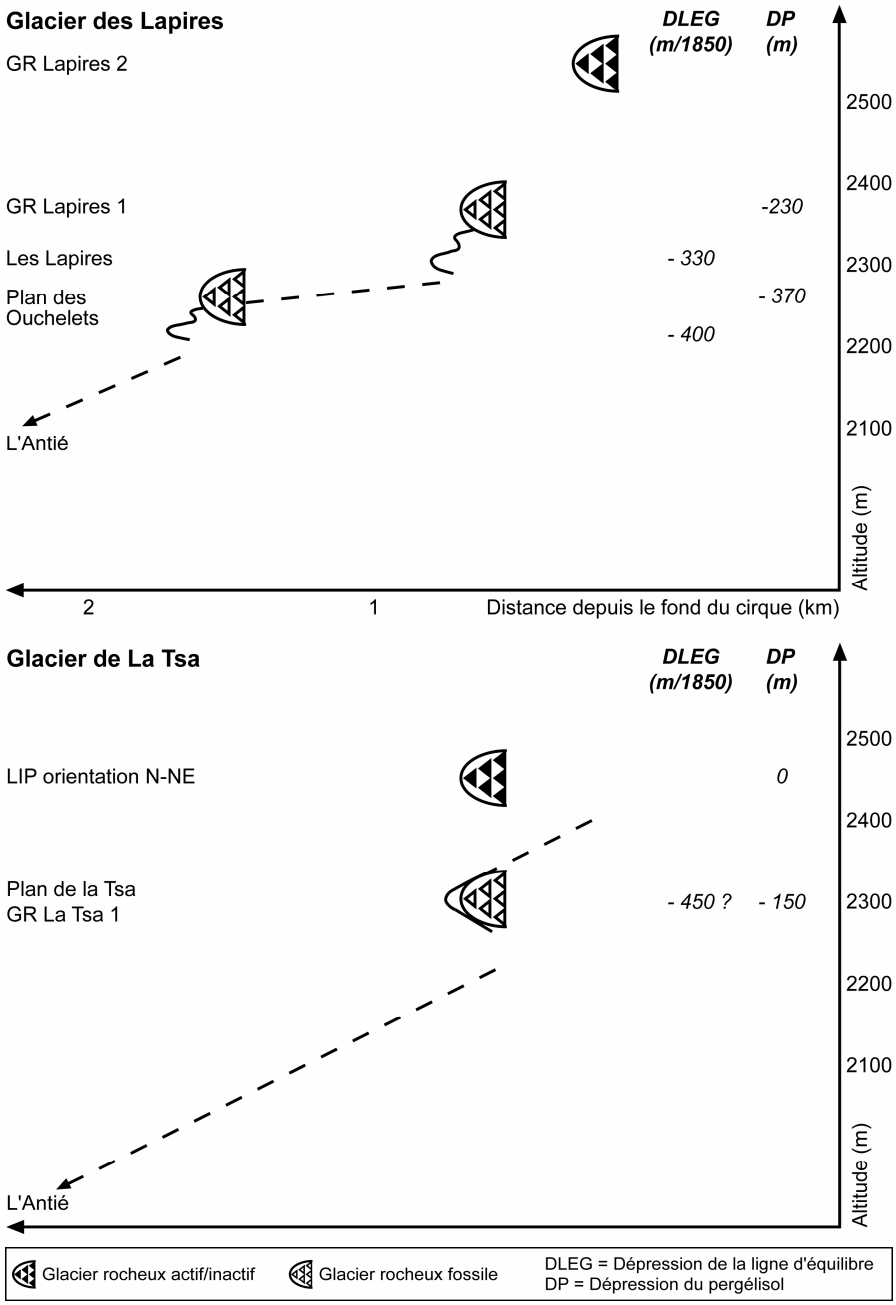


Fig. III.19 *– Séquences morpho-stratigraphiques locales pour les paléo-glaciers de La Tsa (en haut) et des Lapires (en bas).*



Fig. III.20 *– Vue depuis l'éboulis des Lapires sur la paléo-marge proglaciaire du glacier des Lapires au Tardiglaciaire, avec les moraines du stade des Lapires (LA-1) et du stade du Plan des Ouchelets (LA-4/5/10). L'étoile blanche marque la position du glacier rocheux fossile de débris morainiques du Plan des Ouchelets.*

Plus difficile est la corrélation du stade du Plan de la Tsa du paléo-glacier de la Tsa. La DLEG est en effet de 450 m, même si des difficultés dans la définition du niveau de référence de la LEG pour la fin du Petit Age Glaciaire rendent cette valeur assez incertaine. Si l'on considère une marge d'erreur de ± 50 m, la valeur de la DLEG comprise entre 400 et 500 m permettrait de corréler ce stade avec le stade du Plan des Ouchelets du paléo-glacier des Lapires et avec le stade de Dena Vio du glacier de la Printse. Le glacier rocheux fossile de La Tsa 1 (n° 117) serait ainsi postérieur au stade de Dena Vio et s'est vraisemblablement développé pendant ou juste après le stade de Crouye Sina.

Au final, nous obtenons donc une seule séquence pour tout le Vallon de Tortin, élargie à tout le Val de Nendaz (glacier de la Printse) sur la base des calculs de la DLEG effectués sur les surfaces glaciaires proposées par MÜLLER *et al*. (1980, 1983), comprenant 7 stades glaciaires majeurs (fig. III.21). Pour le stade de Crouye Sina, on obtient une valeur de référence de la DLEG de 310 ± 20 m (stades de Crouye Sina A et B des glaciers de Tortin et de Cleuson et stade des Lapires du paléo-glacier des Lapires). Pour le stade de Dena Vio, la valeur de référence pour la DLEG est de 383 ± 15 m (stade de Dena Vio du glacier de la Printse et stade du Plan des Ouchelets du paléo-glacier des Lapires). Pour les glaciers rocheux fossiles, on est en présence d'au-moins deux générations de formes : GR II, avec une DP moyenne de 260 ± 30 m, et GR III, avec une DP de 370 m. Pour les stades glaciaires et les générations de glaciers rocheux, les valeurs obtenues dans le secteur de La Tsa n'ont pas pu être prises en compte en raison de l'absence de corrélations fiables.

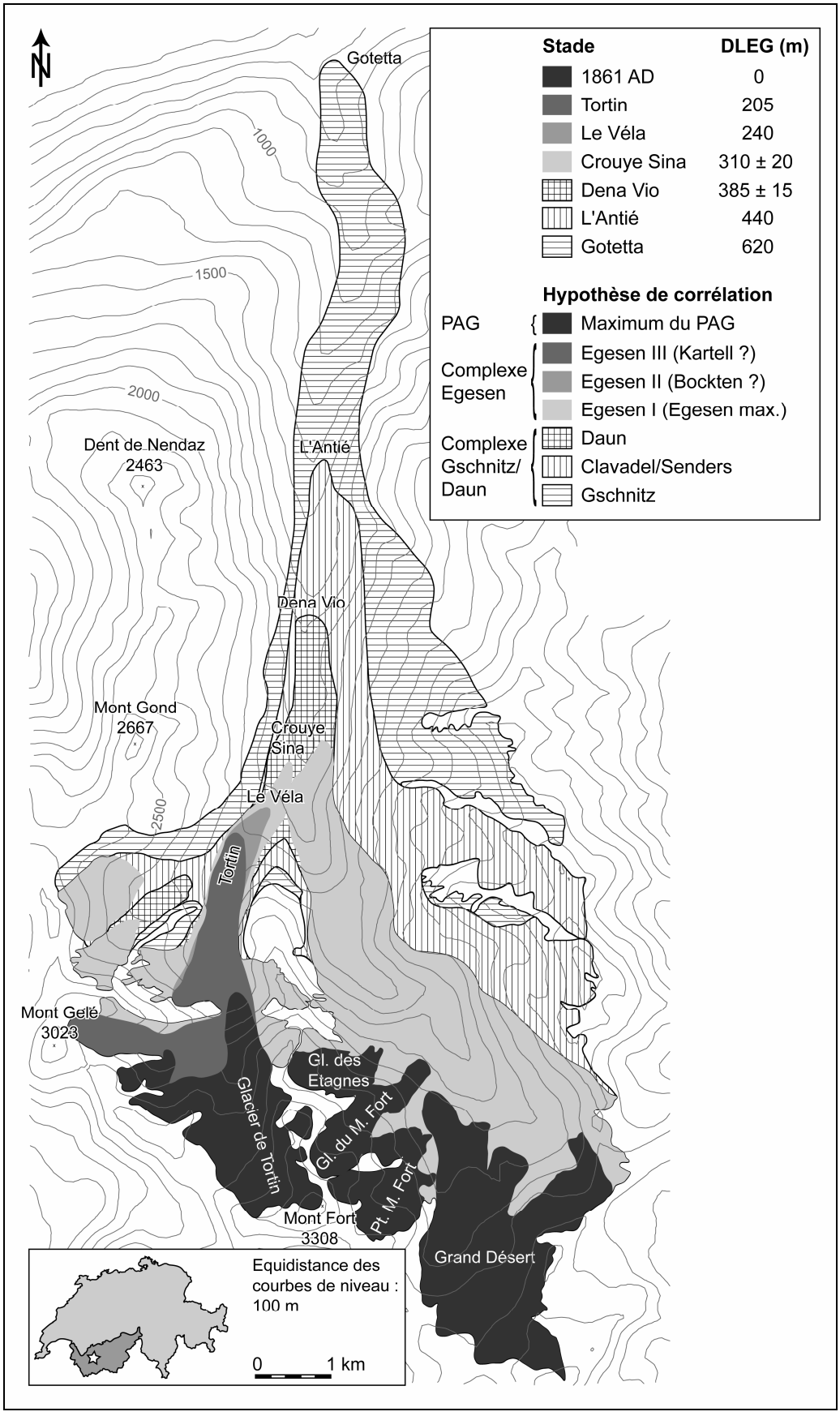

N
Gotetta
1000
1500
2000
2500
Dent de Nendaz
2463
L'Antié
Dena Vio
Mont Gond
2667
Crouye
Sina
Le Véla
Tortin
Mont Gelé
3023
Gl. des
Etagnes
Glacier de Tortin
Gl. du M. Fort
Pt. M. Fort
Mont Fort
3308
Grand Désert
Equidistance des
courbes de niveau :
100 m
0
1 km
Stade
DLEG (m)
1861 AD
0
Tortin
205
Le Véla
240
Crouye Sina
310 ± 20
Dena Vio
385 ± 15
L'Antié
440
Gotetta
620
Hypothèse de corrélation
PAG
Maximum du PAG
Complexe
Egesen
Egesen III (Kartell ?)
Egesen II (Bockten ?)
Egesen I (Egesen max.)
Complexe
Gschnitz/
Daun
Daun
Clavadel/Senders
Gschnitz

Fig. III.21 *(page précédente) – Etapes du retrait du glacier de la Printse (Val de Nendaz) pendant le Tardiglaciaire. La topographie est celle du fond de la vallée actuelle. Seules les surfaces des paléo-glaciers sont représentées (et non la topographie de la surface glaciaire).*

9.1.1.5 Le retrait glaciaire dans le secteur Les Attelas – Combe de Médran

Dans le secteur situé en amont de Verbier, comprenant tout le versant ouest du Mont Rogneux (2694 m), portant le lieu-dit « Les Attelas », et le Vallon du Vacheret et de la Combe de Médran (fig. III.16), seules deux positions glaciaires bien définies ont pu être identifiées sur la base des descriptions fournies par BURRI (1974) (fig. III.22). La première, nommée Mayentset, voit le glacier occupant toute la zone des Attelas descendre jusqu'à 1770 m d'altitude jusqu'au lieu-dit Le Mayentset, situé à l'amont de Verbier. La deuxième, nommée Plan du Loup, est caractérisée par un paléo-glacier qui occupait toute la Combe de Médran et descendait jusqu'à 1920 m d'altitude en aval des Ruinettes (lieu-dit Le Vacheret). Les valeurs de la DLEG pour ces deux stades locaux sont présentées dans le tableau III.15. Les deux stades locaux définis sont probablement contemporains et, malgré une DLEG de 130 m plus basse, correspondent vraisemblablement au stade de Gotetta du glacier de la Printse. On peut en effet imaginer qu'à un stade plus ancien de celui de Gotetta, les paléo-glaciers des Attelas et de la Combe de Médran étaient coalescents avec le glacier de la Dranse de Bagnes. A ce moment là (stade de Saclentse de MÜLLER *et al*. 1980, 1983), le glacier de la Printse était probablement encore tributaire du glacier du Rhône.

Pour la séquence locale du paléo-glacier des Attelas, seul le glacier rocheux fossile du Vacheret 1 (n° 7) est présent, avec une DP de 370 m par rapport à la LIP régionale pour l'orientation ouest (fig. III.27). Dans la Combe de Médran, au contraire, plusieurs glaciers rocheux sont présents, pouvant avoir remanié de manière importante des dépôts glaciaires postérieurs au stade de Plan du Loup. On trouve au-moins deux générations de formes actuellement fossiles et de même orientation (sud-ouest) : les glaciers rocheux de Comba Médran 2 (n° 12) et 3 (n° 13) et des Attelas (n° 14), avec une DP moyenne de 115 ± 45 m, et le glacier rocheux du Vacheret 2 (n° 8), avec une DP de 400 m. La DP est calculée par rapport à une altitude moyenne de la LIP de 2600 m déterminée sur la base de l'altitude du front des glacier rocheux de la Tête des Vaux 1 (n° 15) et 2 (n° 16).

STADE LOCAL	POSITIONS DE RÉFÉRENCE	LEG (m)	REF (m)	DLEG 2:1 (m)	FRONT (m)	DLEG d/2 (m)
Glacier des Attelas						
Mayentset	d'après BURRI (1974)	2235	2990	755	1770	–
Glacier de la Combe de Médran						
Plan du Loup	d'après BURRI (1974)	2190	2940	750	1920	–

Tab. III.15 *– Définition des stades locaux sur la base des positions de référence et calcul de la DLEG avec les méthodes 2:1 et d/2 pour les paléo-glaciers des Attelas et de la Combe de Médran. Pour la surface des paléo-glaciers, voir la figure III.26.*

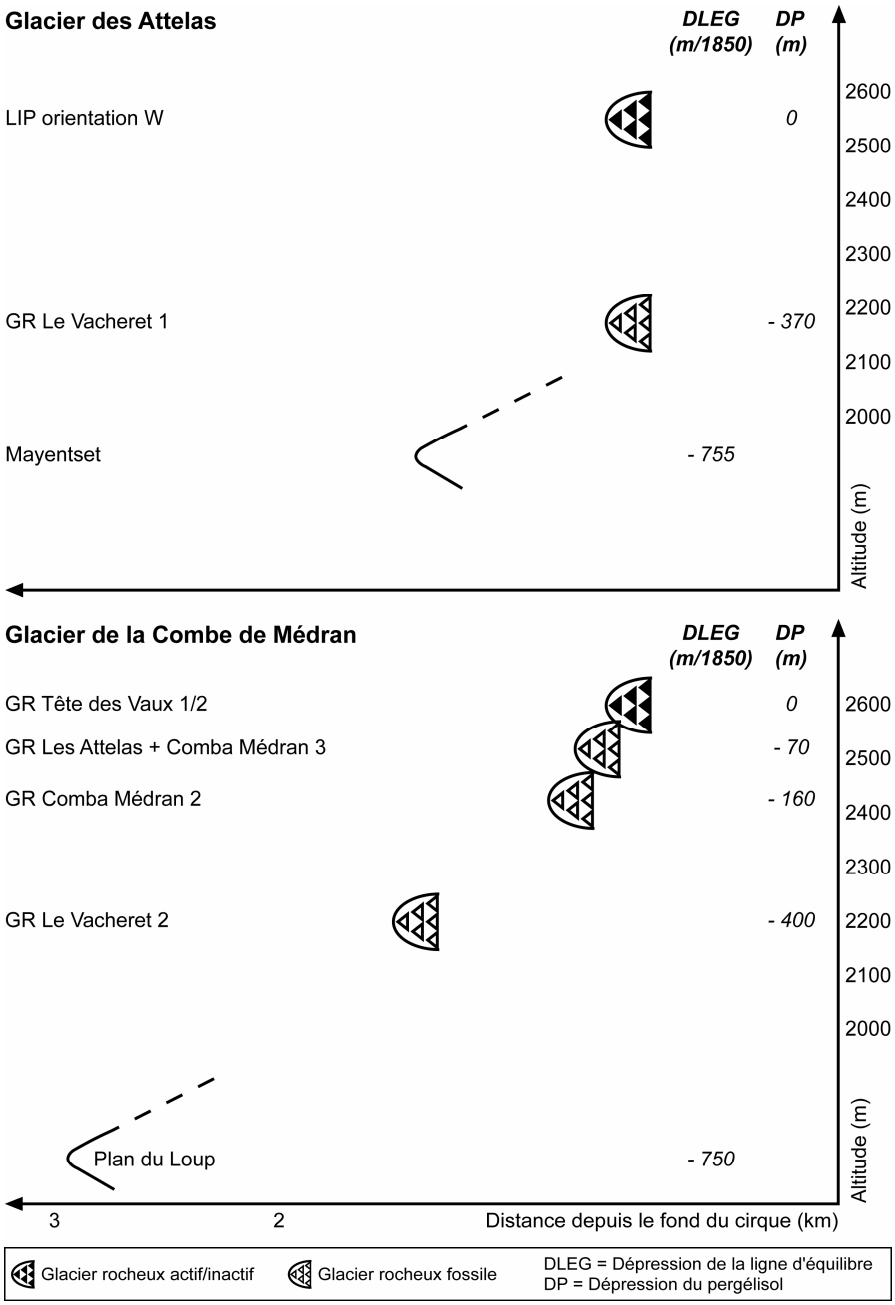


Fig. III.22 *– Séquences morpho-stratigraphiques locales pour les paléo-glaciers des Attelas (en haut) et de la Combe de Médran (en bas).*

9.1.1.6 Le retrait glaciaire dans la Combe de la Chaux

Le dernier secteur étudié dans la région du Mont Gelé – Mont Fort est la Combe de la Chaux, appartenant hydrographiquement au Val de Bagnes. Une séquence locale comprenant neuf positions glaciaires pouvant être regroupées en quatre stades a été définie sur la base des cordons morainiques situés entre la limite atteinte par le glacier à la fin du Petit Age Glaciaire et le lieu-dit Les Clérondes (fig. III.23).

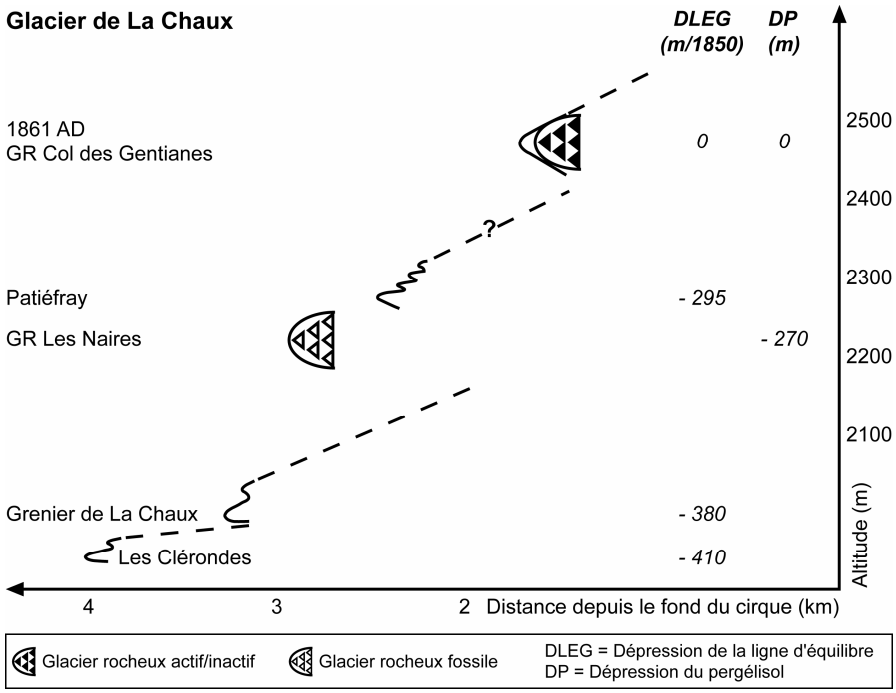


Fig. III.23 *– Séquence morpho-stratigraphique locale pour le glacier de la Chaux.*

Un premier stade majeur correspond aux moraines de Patiéfray (fig. III.24-A), permettant d'identifier au-moins quatre positions du glacier de la Chaux. La valeur de la DLEG correspondante au cordon morainique le plus externe (LC-13), permettant de définir l'avancée maximale du stade de Patiéfray, est de 295 m (tab. III.16), ce qui permet de corréler ce stade à celui de Crouye Sina du glacier de la Printse. Les positions situées à l'intérieur de l'avancée maximale pourraient correspondre à des phases de retrait postérieures au stade de Crouye Sina (stades du Véla et de Tortin ?). Les moraines que l'on trouve entre le Grenier de la Chaux et Les Clérondes permettent de définir au-moins quatre positions glaciaires. Celles-ci ont été divisées en deux stades locaux, avec une valeur de la DLEG de respectivement 380 et 410 m (tab. III.16). Tenant compte de la faible différence dans les valeurs de la DLEG et du fait que la moraine latérale droite la plus externe (LC-22), permettant de définir le stade des Clérondes, est pratiquement juxtaposée aux moraines LC-20/23 définissant le stade du Grenier de la Chaux, il est difficile de décider si ceux-ci peuvent être corrélés à deux stades différents du glacier de la Printse (Grenier de la Chaux = Dena Vio ; Les Clérondes = L'Antié) ou s'ils marquent simplement deux phases distinctes du stade de Dena Vio.

Le seul glacier rocheux actif/inactif présent dans le secteur est celui du Col des Gentianes (n° 30), dont la seule partie frontale est visible aujourd'hui en raison du remaniement partiel de son corps par les avancées glaciaires historiques (REYNARD *et al.* 2003) (fig. III.24.B). Un glacier rocheux fossile s'est développé à partir des dépôts morainiques de Patiéfray (glacier rocheux des Naires, n° 29). Son âge maximal est donc contemporain au stade de Crouye Sina. Le grand glacier rocheux

fossile de la Chaux (n° 28), qui est le plus long de toute la région Bagnes–Hérémence (LAMBIEL 1999), est probablement contemporain du glacier rocheux des Naires ; il a la même orientation et son front se situe seulement 40 m plus en amont. La DP moyenne pour ces deux glaciers rocheux par rapport à celui du Col des Gentianes est de 250 ± 20 m.

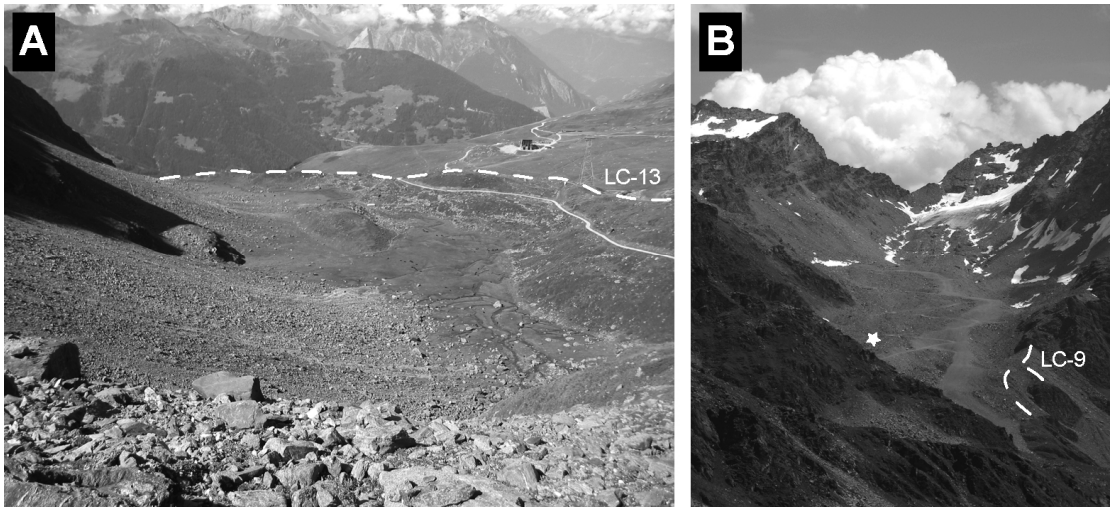


Fig. III.24 *– (A) Vue sur les moraines de Patiéfray, avec la grande moraine latéro-frontale LC-13 permettant de définir l'avancée maximale pour le stade de Crouye Sina dans la Combe de la Chaux. (B) Vue sur la marge proglaciaire historique du glacier de la Chaux (visible sur le fond du vallon), avec la moraine latérale gauche (LC-9) permettant de définir l'avancée maximale du Petit Age Glaciaire. L'étoile blanche indique la position de la partie frontale du glacier rocheux du Col des Gentianes (n° 30).*

STADE LOCAL	POSITIONS DE RÉFÉRENCE	LEG (m)	REF (m)	DLEG 2:1 (m)	FRONT (m)	DLEG d/2 (m)
Glacier de la Chaux						
1861 AD	LC-8/9/12	2750	2750	–	2480	–
Patiéfray	LC-13	2455	2750	295	2280	–
Grenier de la Chaux	LC-20/25/26	2370	2750	380	2000	435
Les Clérondes	LC-22	2340	2750	410	1950	405–460

Tab. III.16 *– Définition des stades locaux sur la base des positions de référence et calcul de la DLEG avec les méthodes 2:1 et d/2 pour le glacier de la Chaux. Pour la surface des paléo-glaciers, voir la figure III.26.*

9.1.1.7 Synthèse sur le retrait glaciaire dans la région du Mont Gelé – Mont Fort

Les 16 positions de référence (stades locaux) définies dans les cinq bassins glaciaires considérés ont été regroupées sur la base des valeurs de la DLEG, de la morphologie des moraines et de la similitude d'évolution des paléo-glaciers (forme

générale, rapports de confluence), en sept stades glaciers régionaux (fig. III.25). Les corrélations entre les différentes séquences locales ont été effectuées en utilisant comme séquence de référence celle du glacier de la Printse. Entre les stades glaciaires, il a été possible d'insérer deux générations de glaciers rocheux fossiles.

Une tentative de corrélation de la séquence régionale composite obtenue avec le Modèle des Alpes Orientales de MAISCH (1982) et IVY-OCHS *et al*. (2006b) et avec la séquence de déglaciation de la Vallée de l'Arve de DORTHE-MONACHON (1988) et COUTTERAND & NICOUD (2005) est présentée dans le tableau III.17. En tenant compte des corrélations suivantes, plus ou moins assurées :

- Crouye Sina = Egesen I = Chamonix
- Dena Vio = Daun = Les Houches

il est possible de caler chrono-stratigraphiquement les autres stades individualisés et d'obtenir une image du retrait glaciaire dans la région du Mont Gelé – Mont Fort depuis le milieu du Dryas ancien (fig. III.26), caractérisé par trois importants groupes de stades glaciaires (Gotetta / L'Antié – Dena Vio / Crouye Sina – Le Véla – Tortin) séparés par des phases de retrait importantes.

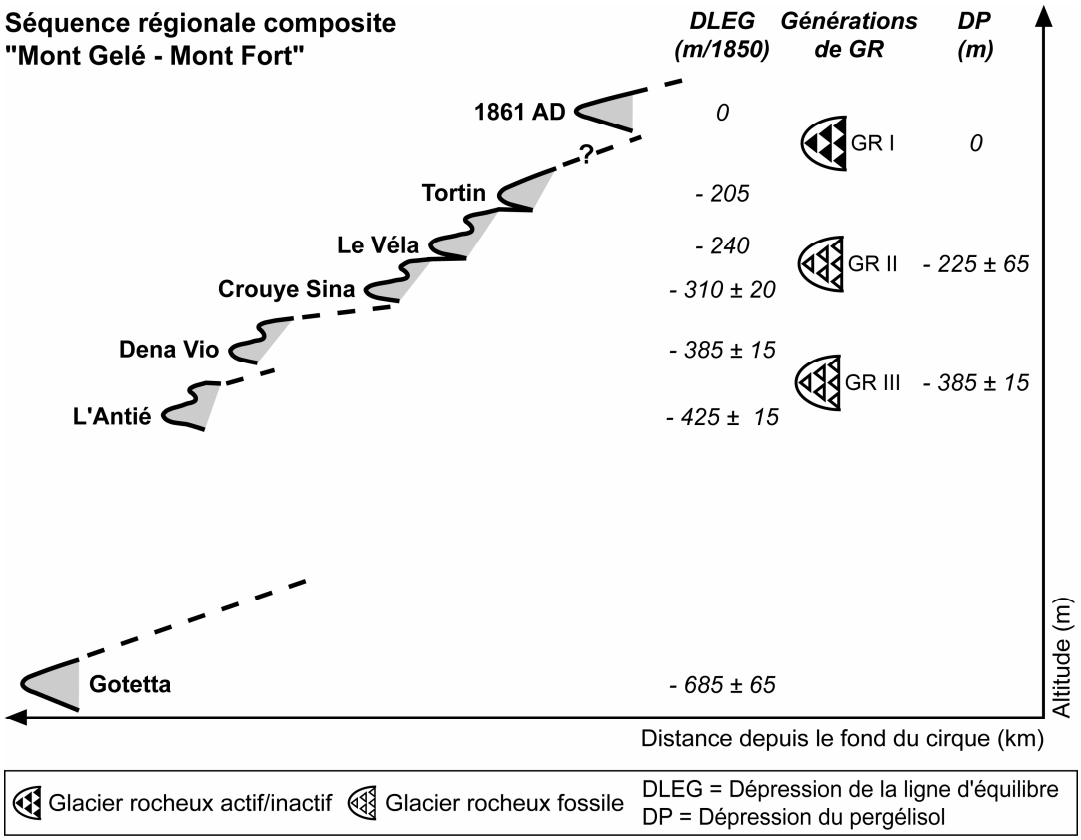


Fig. III.25 *– Séquence composite régionale de déglaciation de la région du Mont Gelé – Mont Fort regroupant les positions glaciaires corrélables entre elles en stades et les générations de glaciers rocheux (GR). La corrélation des stades est basée sur la séquence de référence du glacier de la Printse. En traits tillés, les phases de retrait importantes.*

MONT GELÉ – MONT FORT		MODÈLE DES ALPES ORIENTALES			VALLÉE DE L'ARVE	
Stade	**DLEG (m)**	**Stade**	**DLEG (m)***	**DLEG (m)****	**Stade**	**DLEG (m)**
Tortin	205	Egesen III (Kartell ?)	60–90	60–120	Frasserands***	*50*
Le Véla	240	Egesen II (Bockten ?)	100–150	180–450	Tré-le-Champ***	*50–150*
Crouye Sina	290–330	Egesen I	170–240		Chamonix***	240 *150–300*
Dena Vio	370–400	Daun	250–350	250–400	Les Houches	320–420
L'Antié	410–440	Clavadel/ Senders	380–470	400–500	Fayet d'en Bas ?	610–730
Gotetta	620–750	Gschnitz	600–700	650–700	Fayet d'en Haut	700–800

Tab. III.17 *– Tentative de corrélation des stades glaciaires de la région du Mont Gelé – Mont Fort avec le Modèle des Alpes Orientales (* d'après* MAISCH *1982 : 101 ; ** d'après* IVY-OCHS et al. *2006b : 117) et avec la Vallée de l'Arve (d'après* COUTTERAND & NICOUD *2005 : 92). *** Valeurs en italique pour les stades des Frasserands, de Tré-le-Champ et de Chamonix d'après* DORTHE-MONACHON *(1988 : 100).*

Grâce à la séquence composite régionale, il a également été possible de déterminer les surfaces glaciaires hypothétiques dans les secteurs où des dépôts glaciaires étaient presque absents (par exemple, dans le secteur de Chassoure – Lac des Vaux) ou complètement remaniés par le fluage périglaciaire et/ou par des travaux de terrassement des pistes de ski (par exemple, dans la Combe de Médran), sur la base de la DLEG régionale et de la topographie du versant pour chaque stade glaciaire pouvant être potentiellement présent (fig. III.26). Cela devrait permettre une meilleure contrainte des âges maximaux des glaciers rocheux et des éboulis étudiés.

9.1.1.8 La place des glaciers rocheux

La séquence composite régionale de retrait glaciaire a permis de caler chrono-stratigraphiquement les phases de développement des glaciers rocheux de la région. Les glaciers rocheux de la génération GR II, qui se situent en moyenne environ 225 m plus bas que les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs (GR I), ont dû se développer après le stade de Crouye Sina, qui a été corrélé avec l'avancée maximale du Complexe Egesen, et seraient donc contemporains (ou postérieurs) aux stades du Véla et de Tortin. Le début de la formation de ces glaciers rocheux correspondrait donc à la deuxième partie du Dryas récent, après le stade maximal de cette période froide. Conformément aux datations numériques présentées au chapitre 7.1.3.1, leur développement pourrait s'être poursuivi jusqu'au Boréal, et leur inactivation pourrait s'être produite au début de l'Atlantique. Les glaciers rocheux de la génération GR III, avec une DP moyenne d'environ 400 m, seraient contemporains du stade de Dena Vio (fin du Dryas ancien). Leur inactivation/fossilisation pourrait s'être produite pendant l'interstade tardiglaciaire du Bølling/Allerød, avec une réactivation possible des formations situées à plus haute altitude au Dryas récent. La structure de la LIP pour chaque génération de glaciers rocheux en fonction de l'orientation est présentée à la figure III.27.

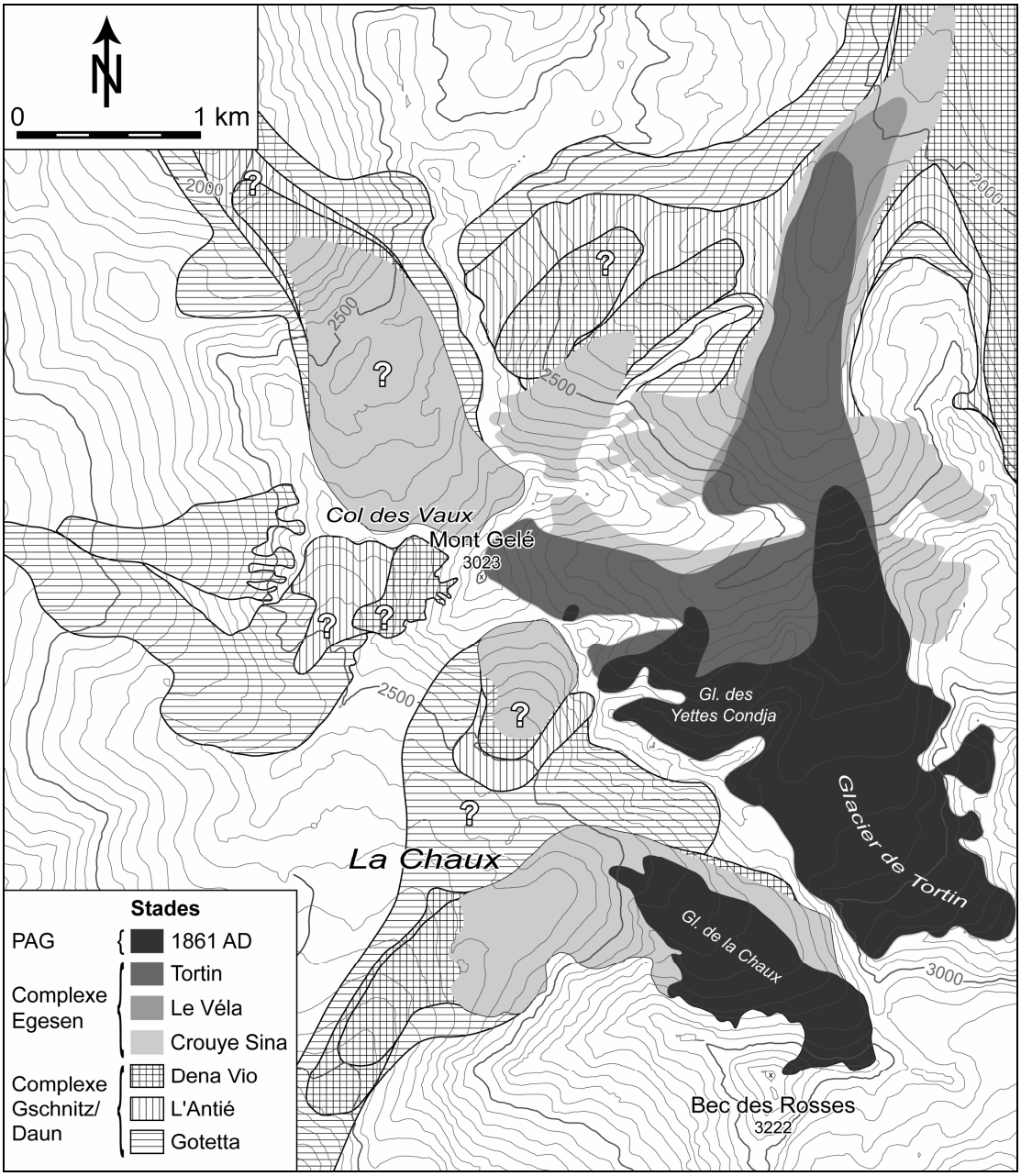


Fig. III.26 *– Les paléo-glaciers de la région du Mont Gelé – Mont Fort depuis le milieu du Tardiglaciaire. Dans les secteurs où il n'a pas été possible de reconstituer une surface glaciaire « réelle » sur la base des dépôts morainiques, une surface glaciaire « hypothétique » (marquée par « ? ») a été dessinée sur la base de la DLEG régionale (fig. III.25) et de la topographie du versant pour chaque stade potentiellement présent.*

Une corrélation des générations de glaciers rocheux basée sur les valeurs de la DP est présentée dans le tableau III.18. Les résultats obtenus dans la région du Mont Gelé – Mont Fort concordent bien avec les données de LAMBIEL & REYNARD (2003a) et avec des études similaires menées dans d'autres régions des Alpes, en particulier dans les Préalpes vaudoises et au Tyrol occidental. Les données du Tyrol occidental de

KERSCHNER (1985) ont été révisées en vieillissant les stades présumés, ce qui donne des valeurs de la DP cohérentes par rapport aux résultats plus récents obtenus par SAILER & KERSCHNER (1999). Par rapport à la zone de l'Err–Julier et aux Alpes Tessinoises orientales (Alpi Bleniesi), la différence est par contre plus importante.

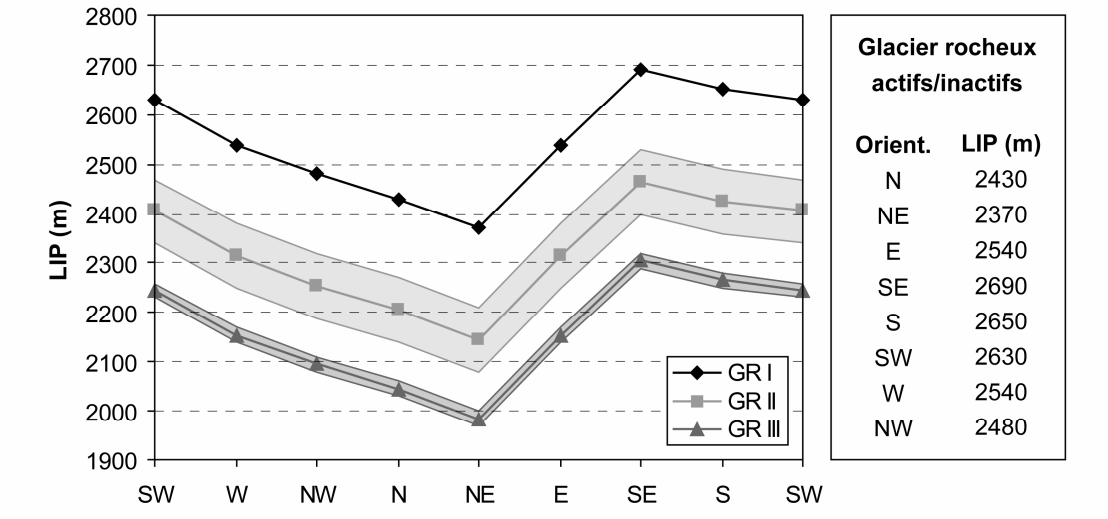


Fig. III.27 *– Limite inférieure du pergélisol discontinu (LIP), basée sur l'altitude minimale atteinte par les glaciers rocheux, pour chaque génération de glaciers rocheux de la région du Mont Gelé – Mont Fort. LIP pour les glaciers rocheux actifs/inactifs d'après* LAMBIEL *(1999 : 54). LIP pour les générations GR II et GR III calculée sur la base de la DP moyenne.*

Région	Génération de glaciers rocheux	DP (m)	ΔT (°C)	Stade présumé	Source
Mont Gelé – Mont Fort	GR II	160–290	1.0–1.7	Egesen	Ce travail
	GR III	370–400	2.2–2.4	Daun	
Bagnes – Hérémence (VS)	« Dryas récent »	200–300	1.2–1.8	Egesen	(1)
	« Dryas ancien »	300–700	1.8–4.2	Gschnitz/ Clavadel/Daun	
Alpi Bleniesi (TI)	GR II	290	1.7	Egesen	(2)
	GR III	410–510	2.5–3.1	Daun	
Préalpes vaudoises (VD)	Préalpes III	700	4.2	Gschnitz/ Clavadel	(3)
Err–Julier (GR)	« Dryas ancien »	500–600	3.0–3.6	Clavadel/Daun	(4)
Tyrol occidental (A)	Egesen I	250–350	1.5–2.1	Egesen	(5)
	« Dryas ancien »	520	3.1	Daun	
		650	3.9	Clavadel	

Tab. III.18 *– Valeurs de la dépression du pergélisol (DP) et de l'abaissement relatif des températures par rapport aux glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs (calculé avec un gradient vertical de température de 0.60 °C/100m) pour différentes générations de glaciers rocheux dans les Alpes. Sources : (1)* LAMBIEL & REYNARD *(2003a) ; (2)* SCAPOZZA et al. *(2008b),* SCAPOZZA & FONTANA *(2009) ; (3)* SCHOENEICH *(1992, 1998b) ; (4)* FRAUENFELDER et al. *(2001) (révisé) ; (5)* KERSCHNER *(1985) (révisé),* SAILER & KERSCHNER *(1999).*

Pour la région de l'Err–Julier, il est vraisemblable que les glaciers rocheux fossiles appartiennent à plus d'une génération. La valeur de l'abaissement de MAAT calculée par FRAUENFELDER *et al*. (2001) pour chaque glacier rocheux fossile de leur région d'étude varie en effet entre 0.0 et -3.4 °C, ce qui correspond à une DP de 0 à 620 m (ces auteurs ont utilisé un gradient vertical de température de 0.55 °C/100m). L'attribution au Dryas récent de tous les glaciers rocheux fossiles a donc été révisée en attribuant au Dryas ancien les glaciers rocheux situés 500–600 m plus bas en altitude que les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs.
Pour les Alpes Tessinoises orientales, enfin, les valeurs de la DP se situent à proximité de la marge supérieure des valeurs pour la région du Mont Gelé – Mont Fort. Les Alpes Tessinoises orientales, comme les Préalpes vaudoises[7], sont la seule région au climat (actuellement) relativement humide. Conformément au modèle empirique de la cryosphère présenté à la figure III.10, et en tenant compte du fait que dans les Alpes Tessinoises orientales, la diminution des précipitations pendant le Dryas récent (et probablement pendant tout le Tardiglaciaire) par rapport à l'actuel a été moins importante que dans les régions des Alpes au climat plus continental (KERSCHNER *et al*. 2000, SCAPOZZA & FONTANA 2009), il est probable que les glaciers rocheux actuellement fossiles soient descendus plus bas en altitude (c'est-à-dire que leur front se situait à une MAAT plus chaude) que dans les régions plus sèches, ce qui a induit des valeurs de la DP plus élevées.

9.1.2 Datation relative à l'aide du marteau de Schmidt

9.1.2.1 Considérations générales

Dans la région du Mont Gelé – Mont Fort, le marteau de Schmidt a été utilisé pour obtenir des datations relatives de 12 glaciers rocheux, 2 protalus rampart, 3 éboulis, 13 moraines et 3 surfaces de polissage glaciaire (roches moutonnées). Les caractéristiques principales de chaque glacier rocheux et protalus rampart étudié sont présentées dans le tableau III.19, et la localisation des sites étudiées et des stations de mesure est présentée aux figures III.28, III.29, II.30 et III.34.

Les valeurs-*R* mesurées (tab. III.20 et III.21) sont comprises entre 43 (TO-4) et 59 (TO-1). TO-4 correspond à la moraine du stade de Dena Vio (fin du Dryas ancien) du glacier de Tortin, et est l'un des sites les plus anciens mesurés. TO-1, au contraire, correspond à la moraine latérale gauche du stade de 1861 AD du glacier de Tortin, située au Col des Gentianes ; il s'agit du site le plus élevé parmi ceux étudiés. Les intervalles de confiance à 95% sont compris entre 0.54 et 2.05, avec les intervalles les plus grands qui correspondent généralement aux stations avec la valeur-*R* la plus petite, et vice versa : l'erreur augmente donc en fonction de l'âge d'exposition de la surface mesurée.

[7] Bien que les Préalpes vaudoises bénéficient aujourd'hui d'un climat relativement arrosé, les valeurs de DP définies par SCHOENEICH (1992, 1998b) ne sont pas influencées par le changement relatif de climat entre le Tardiglaciaire et l'actuel, car cet auteur a adopté la LIP définie en Engadine par HOELZLE & KELLER (1992) comme niveau de référence.

No.	ID	Nom	Activité	Altitude du front (m)	Orient.	Lithologie
17	CV	Col des Vaux	Actif	2620	NW	Gneiss
18	PL	Pointe des Lapires	Actif	2735	NW	Gneiss
28	LC	La Chaux	Fossile	2255	SW	R. vertes
29	LN	Les Naires	Fossile	2210	SW	R. vertes
30	CG	Col des Gentianes	Actif	2480	NW	R. vertes
118	PO	Plan des Ouchelets	Fossile	2230	NE	Gneiss
119	LA1	Les Lapires 1	Fossile	2370	NE	Gneiss
120	LA2	Les Lapires 2	Actif	2600	NE	Gneiss
122	LR	Les Lués Rares	Actif	2310	NE	R. vertes
125	MG B	Mont Gelé B	Actif	2600	NE	R. vertes
126	MG C	Mont Gelé C	Actif	2620	NE	R. vertes
127	MG D	Mont Gelé D	Actif	2680	E	R. vertes
128	YC A	Yettes Condja A	Actif	2670	NE	R. vertes
129	YC B	Yettes Condja B	Actif	2680	NE	R. vertes

Tab. III.19 *– Caractéristiques principales des glaciers rocheux datés dans cette étude. Informations d'après* LAMBIEL *(1999), révisées d'après des observations personnelles. R. vertes = Roches vertes indifférenciées.*

9.1.2.2 Mesures effectuées dans le Vallon de Tortin

Les mesures effectuées sur les dépôts morainiques dont l'âge est connu grâce aux reconstitutions paléogéographiques effectuées au chapitre 9.1.1, montrent une différence marquée dans les valeurs-*R* mesurées sur les moraines historiques et récentes et sur les moraines tardiglaciaires.

Sur les moraines récentes du glacier des Yettes Condja, une différence d'âge statistiquement significative est présente entre la moraine du stade 1861 AD (YC-1) située juste en aval de l'actuel lac proglaciaire (fig. III.31-A), et la moraine YC-3, située plus en aval (fig. III.31-B). Celle-ci serait donc plus ancienne, et pourrait correspondre à une récurrence glaciaire antérieure au Petit Age Glaciaire. La mesure YC-2 a été effectuée sur une forme considérée comme un glacier rocheux par LAMBIEL (1999) (glacier rocheux des Yettes Condja B), mais qui présente également une morphologie de moraine (fig. III.31-C). La seule mesure disponible sur cette forme confirmerait que la surface est relativement récente (elle ne se différencie pas de la moraine de 1861 AD), ce qui permet de conclure qu'un remaniement récent par des processus glaciaires de ce glacier rocheux est probable.

Pour les moraines tardiglaciaires du glacier de la Printse de Tortin (formé de la confluence des glaciers de Tortin et des Yettes Condja), la différence d'âge entre les moraines du Dryas récent (moraines de Crouye Sina et de Tortin, respectivement TO-2 et To-3) et de la fin du Dryas ancien (moraine du stade de Dena Vio ; TO-4) n'est pas significative, malgré le fait que cette dernière présente une valeur-*R* plus faible que les deux autres (fig. III.32). Les roches moutonnées attribuées au Dryas récent situées juste en aval du front des glaciers rocheux du Mont Gelé C et D (YC-16) (fig. III.31-D) présentent la même valeur-*R* que les moraines de Crouye Sina et de Tortin, confirmant leur attribution chronologique.

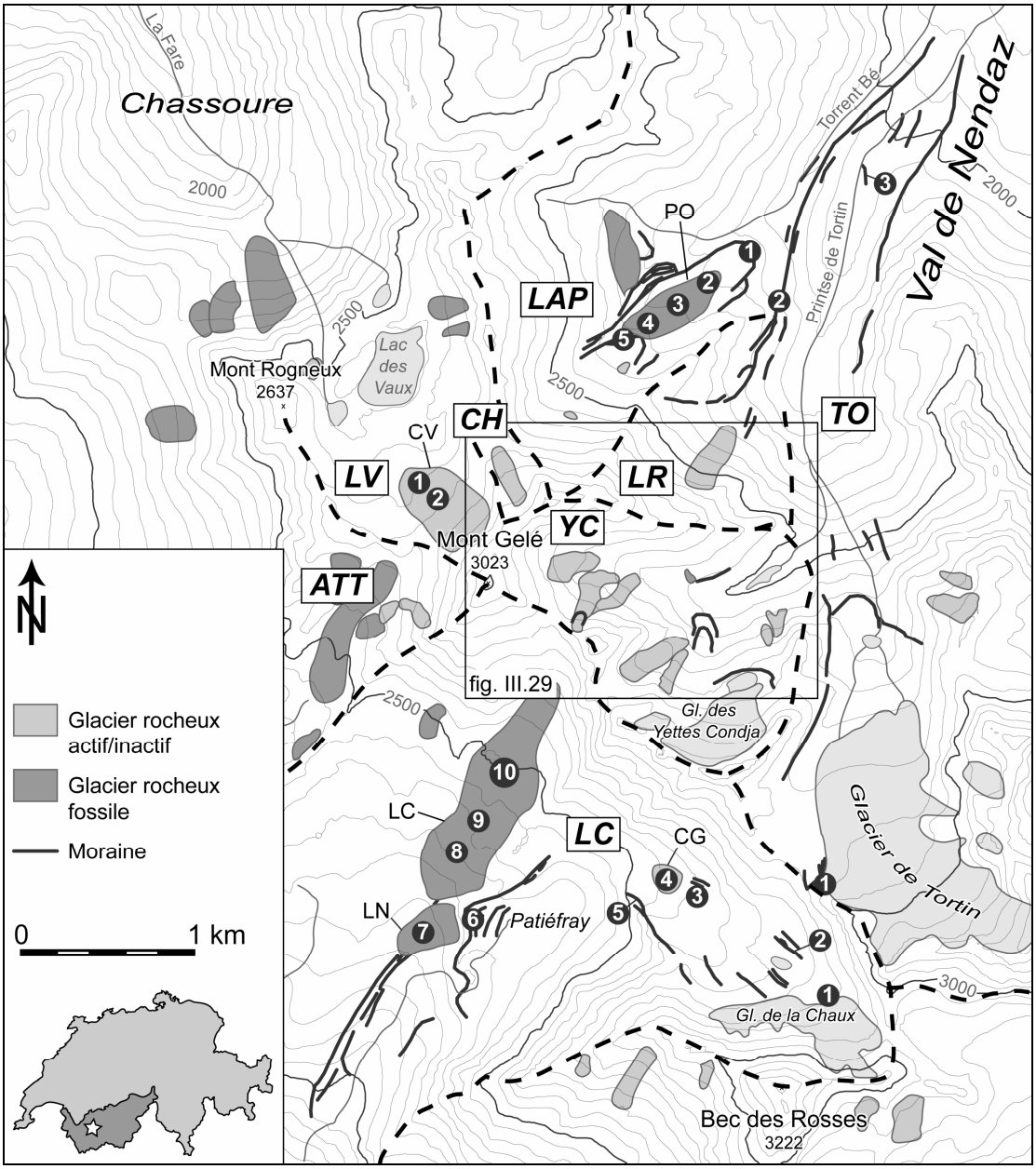


Fig. III.28 *– Localisation des stations de mesure au marteau de Schmidt (nombres) dans la région du Mont Gelé – Mont Fort. Chaque station porte un code à deux/trois lettres suivi d'un chiffre (voir les tableaux III.20 et III.21). ATT = Les Attelas ; CH = Col de Chassoure ; LAP = Les Lapires ; LC = La Chaux ; LR = Lués Rares ; LV = Lac des Vaux ; TO = Tortin ; YC = Yettes Condja. Pour les secteurs du Col de Chassoure (CH), des Lués Rares (LR) et du Vallon des Yettes Condja (YC), voir la figure III.29. Pour l'éboulis des Lapires (LAP), voir la figure III.30. Pour les éboulis du Lac des Vaux (LV) et des Attelas (ATT), voir la figure III.34. Glaciers rocheux étudiés : CG = Col des Gentianes ; CV = Col des Vaux ; LC = La Chaux ; LN = Les Naires ; PO = Plan des Ouchelets.*

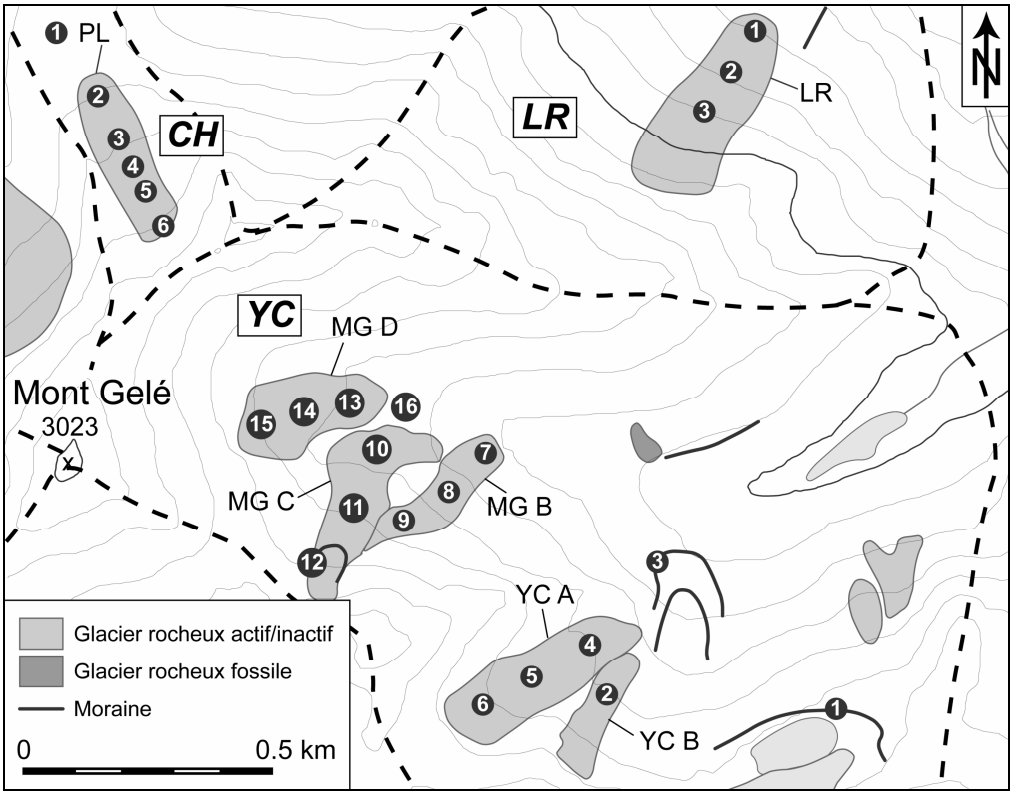


Fig. III.29 *– Détail de la figure III.28 avec la localisation des stations de mesure au marteau de Schmidt dans les secteurs du Col de Chassoure (CH), des Lués Rares (LR) et du Vallon des Yettes Condja (YC). Glaciers rocheux étudiés : LR = Les Lués Rares ; MG B, MG C et MG D = Mont Gelé B, C et D ; PL = Pointe des Lapires ; YC A et YC B = Yettes Condja A et B.*

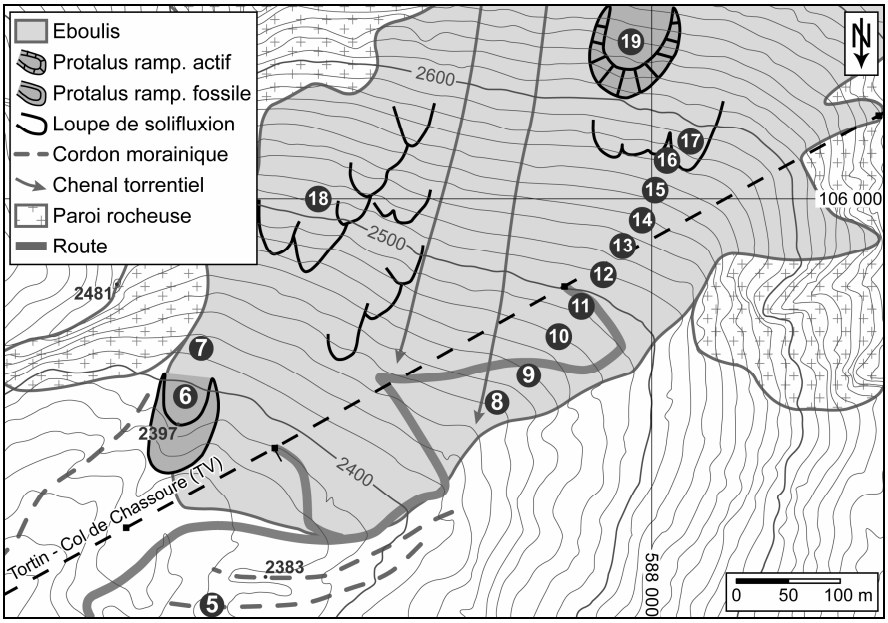


Fig. III.30 *– Localisation des stations de mesure au marteau de Schmidt sur l'éboulis des Lapires. Pour les valeurs-*R *mesurées, voir le tableau III.20.*

Site étudié		Coordonnées			Valeurs-*R*			Remarques
Lieu	**St.**	**X**	**Y**	**Alt. (m)**	**Moy.**	**Ecart type**	**Conf. 95%**	
TO	1	589465	103540	2905	59	5	1.30	Moraine 1861 AD
	2	*589265*	*106600*	*2200*	*44*	*4*	*1.27*	*Moraine st. Crouye Sina*
	3	589740	107230	2040	44	5	1.40	Moraine stade Tortin
	4	590305	108985	1835	43	5	1.48	Moraine stade Dena Vio
LR	1	588985	105870	2350	49	3	0.82	Glacier rocheux GR II
	2	588950	105810	2380	50	4	1.07	
	3	588915	105740	2425	51	3	0.85	
LAP	*1*	*589120*	*106870*	*2230*	*44*	*5*	*1.63*	*Moraine stade Dena Vio*
	2	588815	106610	2285	45	4	1.14	Glacier rocheux GR III
	3	588775	106535	2285	48	4	1.12	
	4	588660	106465	2330	47	7	1.98	
	5	*588525*	*106405*	*2375*	*47*	*3*	*0.87*	*Moraine st. Crouye Sina*
	6	588455	106215	2395	49	4	1.11	Glacier rocheux GR II
	7	588420	106170	2415	52	3	0.82	
	8	588145	106200	2460	51	3	0.83	Eboulis des Lapires
	9	588120	106165	2465	51	4	1.04	
	10	588100	106140	2480	51	2	0.54	
	11	588080	106110	2495	51	3	0.86	
	12	588060	106080	2510	51	3	0.82	
	13	588040	106050	2525	51	2	0.54	
	14	588020	106020	2540	51	2	0.55	
	15	588000	105990	2560	51	2	0.55	
	16	587980	105950	2575	51	3	0.79	
	17	587960	105945	2580	51	3	0.82	Loupe de solifluxion
	18	588325	106040	2510	51	3	0.79	
	19	588020	105880	2640	50	4	1.10	Glacier rocheux GR I
YC	*1*	*589020*	*104560*	*2760*	*57*	*3*	*0.73*	*Moraine 1861 AD*
	2	588690	104600	2710	56	3	0.79	Moraine PAG – GR ?
	3	588830	104835	2570	54	3	0.82	Moraine PAG ?
	4	588675	104715	2700	51	3	0.83	GR Yettes Condja A (GR I)
	5	588565	104630	2730	52	3	0.79	
	6	588490	104540	2760	52	2	0.54	
	7	588460	105080	2620	49	2	0.57	GR Mont Gelé B (GR I)
	8	588410	105009	2660	52	3	0.80	
	9	588330	104935	2710	48	3	0.83	
	10	588285	105095	2680	47	3	0.90	GR Mont Gelé C (GR I)
	11	588225	104955	2740	48	4	1.11	
	12	588140	104880	2780	53	3	0.83	Moraine PAG
	13	588170	105170	2700	47	5	1.40	GR Mont Gelé D (GR I)
	14	588085	105200	2725	50	3	0.78	
	15	588020	105210	2745	51	4	1.04	
	16	588300	105145	2666	44	6	1.79	Roches moutonnées

Tab. III.20 *– Mesures effectuées avec le marteau de Schmidt dans le Vallon de Tortin. En italique, les mesures utilisées pour la calibration des dates (voir aussi le tableau III.22 et la figure III.37). Pour les glaciers rocheux est indiquée leur génération d'appartenance, alors que pour les moraines est donné le stade glaciaire de référence conformément aux reconstitutions paléogéographiques présentées au chapitre 9.1.1. Pour le code des sites, voir la figure III.28.*

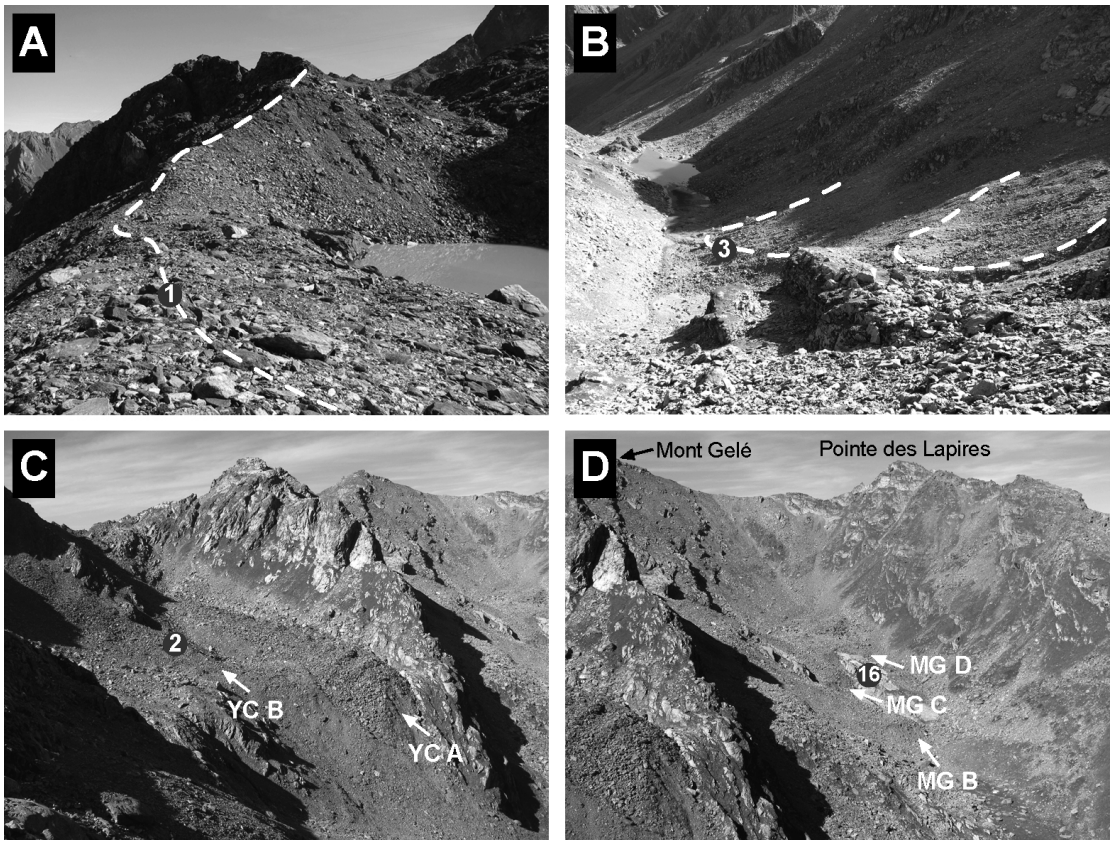


Fig. III.31 *– (A) Moraine du stade 1861 AD en aval de l'actuel lac proglaciaire du glacier des Yettes Condja et emplacement de la station de mesure YC-1. (B) Moraines holocènes du glacier des Yettes Condja situées vers le fond du vallon et emplacement de la station de mesure YC-3. (C) Vue sur les glaciers rocheux des Yettes Condja A et B et emplacement de la station de mesure YC-2. (D) Vue sur la partie supérieure du Vallon des Yettes Condja avec les trois glaciers rocheux du Mont Gelé B, C et D et emplacement de la station de mesure YC-16 sur les roches moutonnées du Dryas récent.*

Les mesures effectuées à la surface des glacier rocheux du secteur des Lués Rares et du Vallon des Yettes Condja sont toutes significativement plus anciennes que celles effectuées sur les moraines récentes, et significativement plus jeunes que celles effectuées sur les moraines tardiglaciaires. Pour tous ces glaciers rocheux, sauf celui du Mont Gelé B, la relation « valeur-*R* – distance » pour les différentes stations de mesure est linéaire, indiquant une diminution de l'âge d'exposition en direction des racines du glacier rocheux. Ceci peut aisément s'expliquer par le développement de la forme par fluage en direction de l'aval, ce qui induit des âges d'exposition augmentant des racines en direction du front du glacier rocheux.

Dans la marge proglaciaire du paléo-glacier des Lapires (fig. III.32), les mesures ont été effectuées en remontant le versant à partir des moraines de la fin du Dryas ancien (stade de Dena Vio ; LAP-1). Celles-ci sont significativement plus anciennes que les moraines du Dryas récent (stade de Crouye Sina ; LAP-5) et que toutes les formes qui se situent en amont de celles-ci.

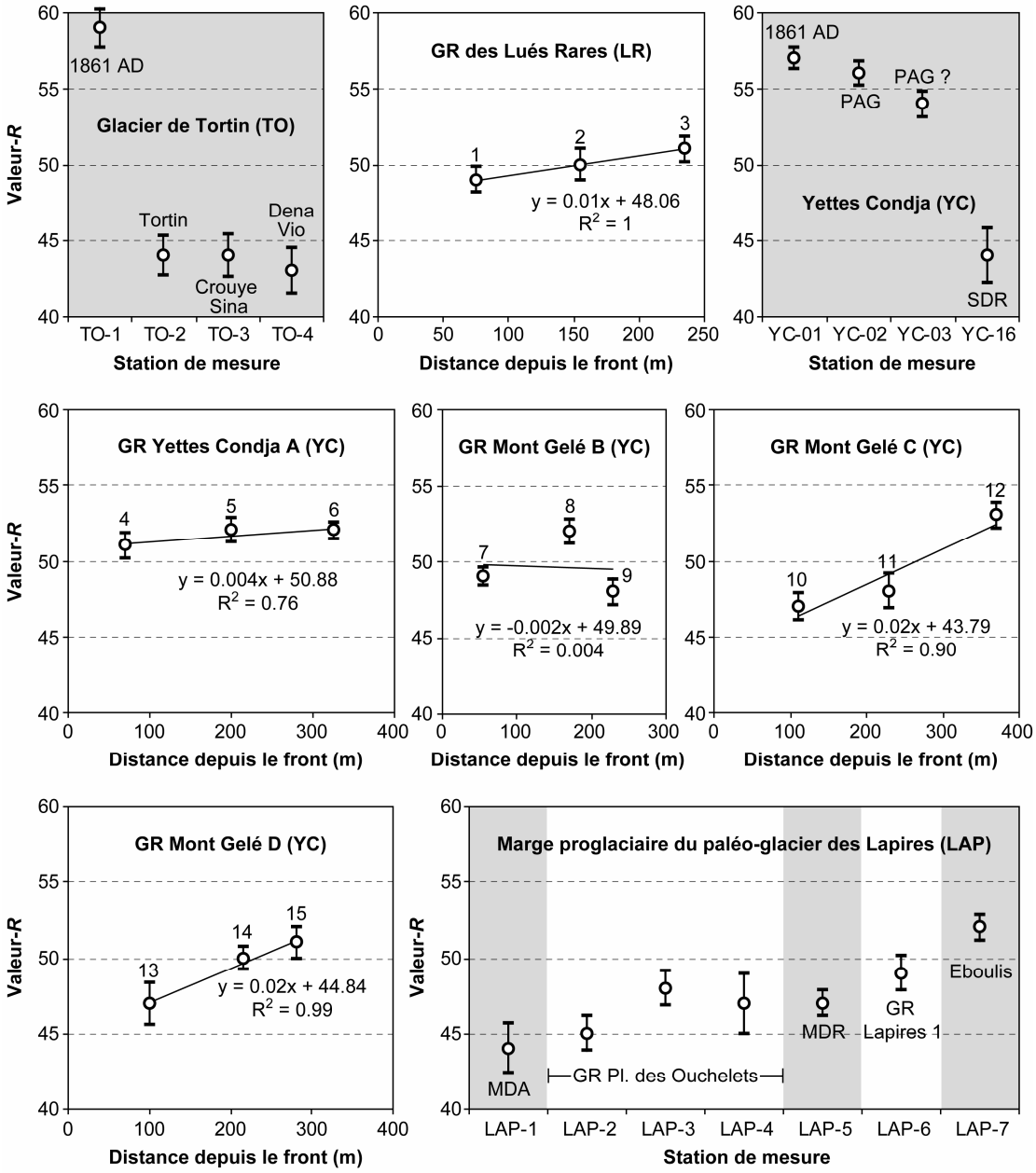


Fig. III.32 *– Résultats des mesures effectuées avec le marteau de Schmidt dans le Vallon de Tortin. En blanc, les stations de mesure sur glacier rocheux, en gris, sur les autres surfaces. SDR = surface du Dryas récent ; MDA = moraine du Dryas ancien ; MDR = moraine du Dryas récent. Pour la localisation des stations de mesure, voir les figures III.28 et III.29.*

Les valeurs-*R* mesurées sur le glacier rocheux fossile du Plan des Ouchelets, intercalé entre les moraines de la fin de Dryas ancien et du Dryas récent, confirment la datation relative de cette forme obtenue par l'approche morpho-stratigraphique. Au niveau du front (LAP-2), l'âge relatif est légèrement plus jeune que celui de la moraine de la fin du Dryas ancien, tandis qu'au niveau des racines (LAP-4), l'âge relatif est à peu près le même que celui de la moraine du Dryas récent. Ceci indique

donc que le glacier rocheux a commencé à se développer juste après le stade de Dena Vio, et que son âge minimal correspond à l'âge des moraines du Dryas récent, indiquant une inactivation de la forme après cette période. Tenant compte de l'âge minimal au niveau du front et de la taille du glacier rocheux, il est probable que celui-ci se soit développé tout au long de l'interstade du Bølling/Allerød.
Plus en amont, le petit protalus rampart fossile qui se situe en pied de pente de l'éboulis des Lapires présente un âge de surface significativement plus jeune que les moraines du Dryas récent situées juste en aval et un âge significativement plus ancien que l'éboulis situé juste en amont.

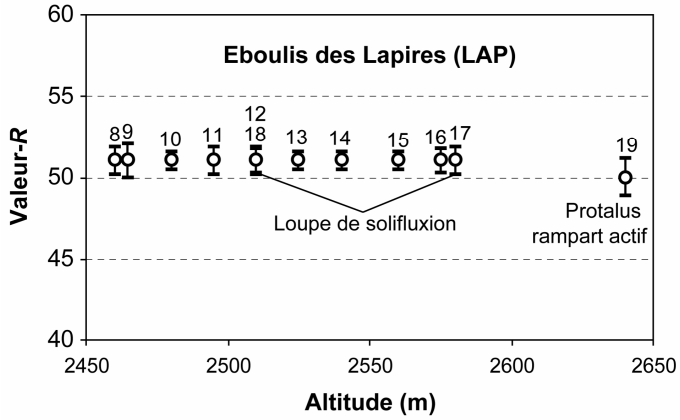


Fig. III.33 *– Résultats des mesures effectuées avec le marteau de Schmidt sur l'éboulis des Lapires. Pour la localisation des stations de mesure, voir la figure III.30.*

Sur l'éboulis des Lapires, 11 stations ont été mesurées le long d'un profil longitudinal à la pente couvrant tout le secteur occidental du versant jusqu'au petit protalus rampart actif nommé Lapires 2 (station LAP-19) (fig. III.30). Une station a été mesurée sur une loupe de solifluxion de la partie orientale du versant (LAP-18) afin de pouvoir en comparer l'âge de surface avec une forme du même type située dans le secteur occidental (station LAP-17). Il est intéressant de noter que toutes les stations mesurées présentent le même âge relatif (fig. III.33). Seul le protalus rampart présente une valeur-*R* légèrement plus faible que les autres stations mesurées, même si la différence d'âge n'est pas significative. Cela confirme donc que l'éboulis s'est construit par aggradation de niveaux successifs au cours du temps, ce qui permet d'expliquer la continuité latérale d'âge de toute la couche superficielle de l'éboulis. Pour les deux loupes de solifluxion étudiées, l'âge relatif ne se différencie pas du reste de l'éboulis. Il ne s'agit donc pas de formes chrono-stratigraphiquement superposées à la partie la plus grossière du versant (et donc plus jeunes). Cela indique que les dépôts fins qui ont permis le développement des loupes de solifluxion sont (*a priori*) contemporains des dépôts plus grossiers qui constituent la partie médiane et inférieure de l'éboulis.

9.1.2.3 Mesures effectuées sur le versant occidental du Mont Gelé

Dans tout le versant occidental du Mont Gelé, comprenant les secteurs du Col de Chassoure, du Lac des Vaux et l'éboulis des Attelas (fig. III.35), une seule mesure a été effectuée sur une surfaces d'origine glaciaire. Il s'agit de la station CHA-1, située sur les roches moutonnées du Col des Chassoure. Sa valeur-*R* est significativement inférieure à toutes les autres mesures effectuées dans les environs, mis à part la station LV-2 située sur le glacier rocheux du Col des Vaux.

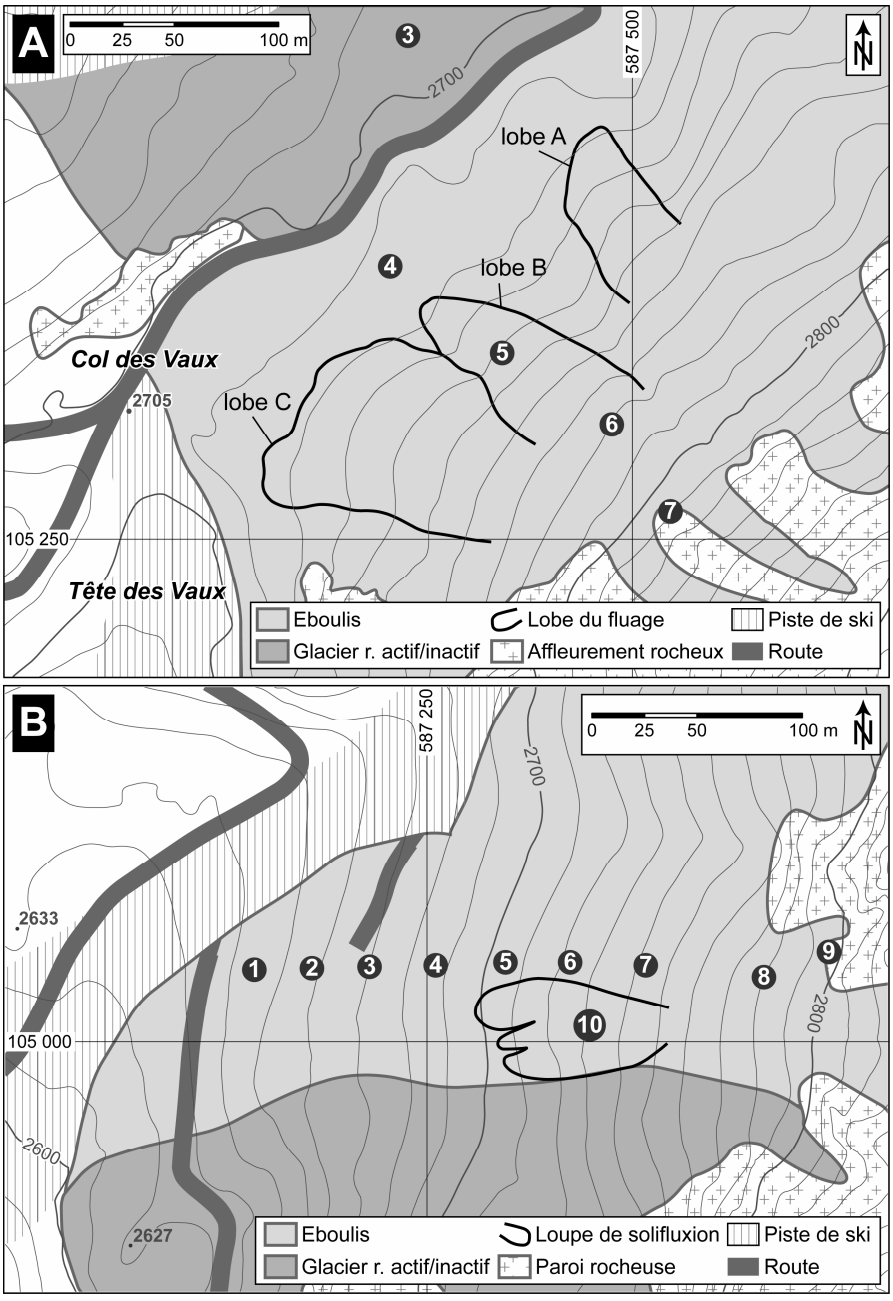


Fig. III.34 *– Localisation des stations de mesure au marteau de Schmidt sur les éboulis du Lac des Vaux (A) et des Attelas (B).*

Site étudié		Coordonnées			Valeurs-*R*			Remarques
Lieu	**St.**	**X**	**Y**	**Alt. (m)**	**Moy.**	**Ecart type**	**Conf. 95%**	
CH	1	587640	105785	2780	44	4	1.13	Roches moutonnées
	2	587750	105765	2765	47	3	0.87	GR de la Pointe des Lapires (GR I)
	3	587765	105700	2795	47	4	1.17	
	4	587790	105630	2825	48	5	1.37	
	5	587870	105520	2830	47	5	1.46	
	6	587890	105490	2845	52	5	1.37	Eboulis
LV	1	587240	105590	2650	49	4	1.08	GR du Col des Vaux (GR II ?)
	2	587280	105575	2660	46	5	1.35	
	3	587390	105532	2695	47	5	1.36	
	4	587390	105385	2715	49	5	1.41	
	5	587435	105350	2745	50	5	1.40	Lobe B
	6	587480	105315	2780	49	3	0.82	Eboulis
	7	587535	105290	2810	49	6	1.68	Paroi rocheuse
ATT	1	587160	105049	2646	54	4	1.09	Eboulis
	2	587188	105045	2659	54	4	1.07	
	3	587210	105042	2673	54	5	1.31	
	4	587244	105040	2689	54	3	0.82	
	5	587275	105037	2706	54	3	0.80	
	6	587275	105036	2721	54	4	1.10	
	7	587335	105025	2745	55	3	0.82	
	8	587395	105025	2780	54	4	1.09	
	9	587450	105010	2795	52	4	1.11	Paroi rocheuse
	10	587315	105015	2735	56	5	1.25	Loupe de solifluxion
LC	*1*	*589415*	*102860*	*2755*	*57*	*3*	*0.77*	*1990 AD*
	2	589285	103035	2740	56	3	0.74	Moraine PAG
	3	588865	103205	2645	52	3	0.80	Marge proglaciaire
	4	588660	103435	2570	51	3	0.82	Glacier rocheux GR I
	5	588500	103330	2550	52	4	1.11	Moraine PAG ?
	6	*567560*	*102875*	*2310*	*46*	*4*	*1.18*	*Moraine st. Crouye Sina*
	7	587320	103210	2245	49	5	1.39	GR Les Naires (GR II)
	8	587490	103568	2365	46	4	1.18	GR La Chaux (GR II)
	9	587600	103645	2415	47	7	2.05	
	10	587745	103950	2480	49	5	1.39	

Tab. III.21 *– Mesures effectuées avec le marteau de Schmidt dans le secteur du Lac des Vaux (LV) – Col de Chassoure (CH), sur l'éboulis des Attelas (ATT) et dans la Combe de la Chaux (LC). En italique, les mesures utilisées pour la calibration des dates (voir aussi le tableau III.23 et la figure III.38). Pour les glaciers rocheux est donnée leur génération d'appartenance, alors que pour les moraines est donné le stade glaciaire de référence conformément aux reconstitutions paléogéographiques présentées au chapitre 9.1.1.*

La valeur-*R* moyenne de 44 sur les roches moutonnées du Col de Chassoure est par contre similaire à celle qui a été mesurée sur les moraines du stade de Crouye Sina du glacier de la Printse de Tortin et sur les roches moutonnées du Vallon des Yettes Condja, indiquant que le Col de Chassoure doit être libre de glace au-moins depuis la fin du Dryas récent. Le glacier rocheux de la Pointe des Lapires (fig. III.35) présente dans sa zone frontale des valeurs-*R* de peu supérieures aux roches

moutonnées du Col de Chassoure (CH-2-3). Cela pourrait indiquer qu'il a commencé à se développer tout de suite après la fin de la déglaciation. Les valeurs-*R* augmentent légèrement en direction de l'amont, sans être jamais significativement plus jeunes. Elles le sont seulement dans l'éboulis qui se trouve aux racines de la formation (CH-6), avec une valeur-*R* supérieure à 50 qui le situe chronologiquement à mi-chemin entre la fin du Tardiglaciaire et la fin de l'Holocène.

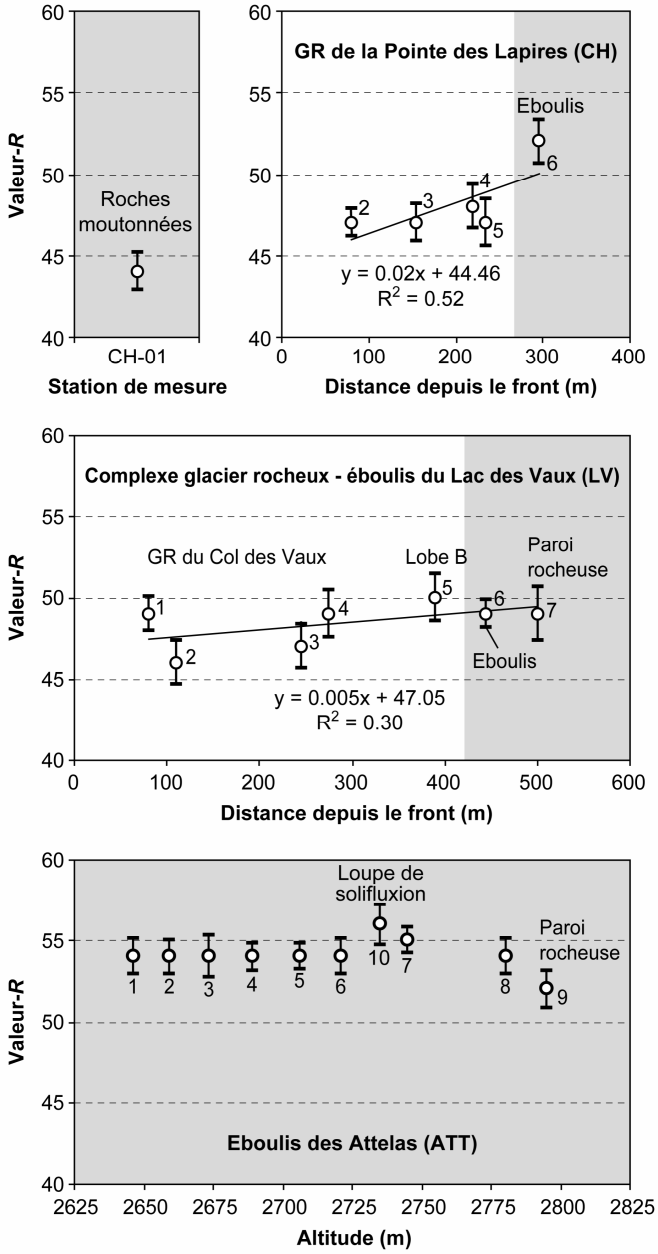


Fig. III.35 *– Résultats des mesures effectuées avec le marteau de Schmidt dans le secteur du Col de Chassoure – Lac des Vaux et sur l'éboulis des Attelas. En blanc, les stations de mesure sur glacier rocheux, en gris, sur les autres surfaces. Pour la localisation des stations de mesure, voir les figures III.28, III.29 et III.34.*

Sur le complexe glacier rocheux – éboulis du Lac de Vaux, les valeurs-*R* mesurées sur le glacier rocheux du Col des Vaux (LV-1-4) fluctuent entre environ 45 et 50. Cela traduit une histoire complexe de la forme, qui pourrait résulter du remaniement de dépôts glaciaires précédents et permet de la situer chrono-stratigraphiquement dans la première moitié de l'Holocène. En remontant le versant (fig. III.34-A), la valeur-*R* maximale a été mesurées sur le lobe B de l'éboulis du Lac des Vaux (LV-5). En amont de celui-ci, en effet, l'âge de surface diminue en direction de la paroi rocheuse (LV-7), même si les différences d'âge ne sont pas significatives. Au-delà d'un remaniement partiel des débris rocheux par fluage du pergélisol, la faible différence d'âge de tout le complexe glacier rocheux – éboulis traduit une situation de relative stabilité sur plusieurs millénaires des parois rocheuses situées dans la zone d'alimentation en débris.

Sur l'éboulis des Attelas, 10 stations ont été mesurées sur un profil longitudinal à la pente entre le pied du versant et la paroi rocheuse qui domine l'éboulis (fig. III.34-B). Comme pour l'éboulis des Lapires, il n'y a pas de différence significative de l'âge de surface entre les différentes stations de mesure, ce qui signifie que la surface de l'éboulis constitue un seul niveau au sens chrono-stratigraphique. Les valeurs-*R* comprises entre 52 et 55 indiquent que la surface de cet éboulis doit être relativement récente. Contrairement à l'éboulis des Lapires, la loupe de solifluxion située dans le secteur médian-supérieur du versant (ATT-10) semble être plus jeune que le reste de la surface de l'éboulis ; cependant, il faut tenir compte du fait que la différence d'âge n'est pas significative et que l'on ne dispose que d'une seule mesure sur ce type de forme pour tout l'éboulis. Ce discours vaut également pour la surface de la paroi rocheuse (ATT-9), qui n'est pas nécessairement plus ancienne que tout le reste du versant (ce qui, d'ailleurs, serait franchement étonnant).

9.1.2.4 Mesures effectuées dans la Combe de la Chaux

Dans la Combe de la Chaux (fig. III.36), les mesures effectuées sont présentées en partant des roches moutonnées de la marge proglaciaire actuelle du glacier de la Chaux (station LC-1, désenglacée vers 1990 AD) et en descendant le Vallon en direction des moraines de Patiéfray (LC-6), attribuées au Dryas récent (chap. 9.1.1.6). Mise à part la station LC-2, qui recoupe la barre de l'intervalle de confiance à 95% de LC-1, toutes les autres moraines considérées comme historiques et récentes (stations LC-3 et LC-5) sont significativement plus anciennes que LC-1 et présentent le même âge relatif que la partie frontale du glacier rocheux du Col de Gentianes (LC-4). Les moraines de Patiéfray (LC-6) sont significativement plus anciennes que toutes les formes situées dans la marge proglaciaire historique du glacier de la Chaux. Le glacier rocheux des Naires (LC-7), qui s'est développé à partir des moraines de Patiéfray, est significativement plus jeune que les moraines du Dryas récent (LC-6) et plus ancien que les formes situées dans la marge proglaciaire historique. Cela indique que son inactivation se serait produite plusieurs millénaires après le dépôt des moraines qui l'alimentent.
Pour le grand glacier rocheux fossile de la Chaux (LC-8-10), enfin, l'âge de surface au front est le même que celui des moraines de Patiéfray, tandis que l'âge de surface aux

racines est semblable à celui du glacier rocheux des Naires. Il est donc probable que cette forme se soit développée pendant le Dryas récent par remaniement des dépôts morainiques du glacier provenant du Col du Mont Gelé, qui devait descendre jusque vers 2500 m d'altitude (fig. III.26) et qu'elle ait continué à fluer de manière relativement continue pendant plusieurs millénaires (la relation « valeur-R – distance » indique en effet un remaniement des dépôts morainiques en direction de l'aval à vitesse relativement constante). D'après les stations LC-7 et LC-10, l'inactivation des glaciers rocheux des Naires et de la Chaux serait relativement synchrone.

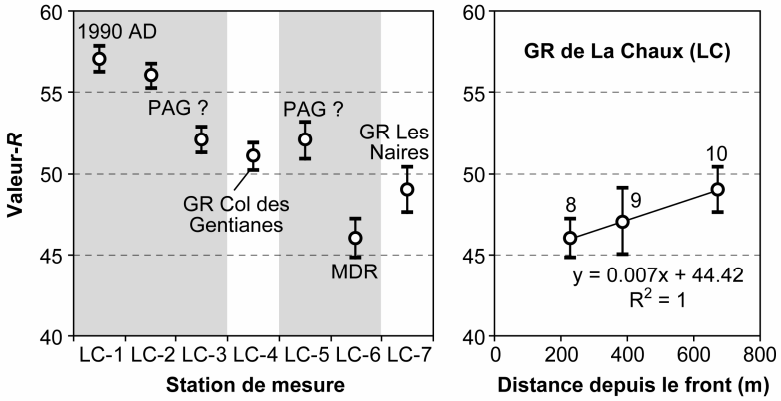


Fig. III.36 *– Résultats des mesures effectuées avec le marteau de Schmidt dans la Combe de la Chaux. En blanc, les stations de mesure sur glacier rocheux, en gris, sur les autres surfaces. L'attribution des stations LC-3 et LC-5 au PAG est hautement hypothétique. MDR = moraine du Dryas récent. Pour la localisation des stations de mesure, voir la figure III.28.*

9.1.3 Chrono-stratigraphie par calibration des âges d'exposition

9.1.3.1 Datations effectuées dans le Vallon de Tortin

Grâce à la datation relative des moraines et surfaces d'érosion glaciaire avec la méthode paléogéographique, il a été possible d'utiliser les valeurs-*R* mesurées sur des surfaces d'âge connu pour calibrer par régression linéaire les âges d'exposition des formes géomorphologiques étudiées (tab. III.22 et fig. III.37). Dans le secteur de Tortin et des Lués Rares, nous avons utilisé la moraine du stade de 1861 AD du glacier des Yettes Condja (YC-1) et la moraine du stade de Crouye Sina (TO-2). Cette approche a permis de calculer l'âge d'exposition des moraines de Dena Vio et du glacier rocheux des Lués Rares (fig. III.37-A). Pour les moraines de Dena Vio (TO-4), on obtient un âge minimal de 12.9 ± 1.4 ka cal BP, les situant à cheval entre le début du Bølling et le Dryas récent, ce qui indique que le stade glaciaire qui les a déposées est certainement pré-Bølling, confirmant ainsi la corrélation du stade de Dena Vio avec le stade du Daun des Alpes Orientales. Pour le glacier rocheux des Lués Rares (LR-1-3), les âges d'exposition sont compris entre 7.4 ± 0.8 ka cal BP au niveau du front et 5.6 ± 0.8 ka cal BP vers les racines, indiquant que cette forme s'est probablement développée pendant la première partie de l'Holocène.

Site étudié			Valeurs-*R*		Chronologie		
Lieu		**St.**	**Moy.**	**Intervalle de confiance 95%**	**Age attribué (ka cal BP)**	**Age calculé (ka cal BP)**	**Erreur d'âge (± ka)**
Tortin	TO	2	44	1.27	12.0	12.0	1.2
	TO	3	44	1.40	–	12.0	1.3
	TO	4	43	1.48	–	12.9	1.4
	LR	1	49	0.82	–	7.4	0.8
	LR	2	50	1.07	–	6.5	1.0
	LR	3	51	0.85	–	5.6	0.8
Les Lapires	LAP	1	44	1.63	14.5	14.9	1.8
	LAP	2	45	1.14	–	13.8	1.3
	LAP	3	48	1.12	–	10.4	1.3
	LAP	4	47	1.98	–	11.5	2.2
	LAP	5	47	0.87	12.0	11.5	1.0
	LAP	6	49	1.11	–	9.2	1.3
	LAP	7	52	0.82	–	5.8	0.9
	LAP	8	51	0.83	–	7.0	0.9
	LAP	9	51	1.04	–	7.0	1.2
	LAP	10	51	0.54	–	7.0	0.6
	LAP	11	51	0.86	–	7.0	1.0
	LAP	12	51	0.82	–	7.0	0.9
	LAP	13	51	0.54	–	7.0	0.6
	LAP	14	51	0.55	–	7.0	0.6
	LAP	15	51	0.55	–	7.0	0.6
	LAP	16	51	0.79	–	7.0	0.9
	LAP	17	51	0.82	–	7.0	0.9
	LAP	18	51	0.79	–	7.0	0.9
	LAP	19	50	1.10	–	8.1	1.2
Vallon des Yettes Condja	YC	1	57	0.73	0.1	0.1	0.7
	YC	2	56	0.79	–	1.0	0.7
	YC	3	54	0.82	–	2.8	0.8
	YC	4	51	0.83	–	5.6	0.8
	YC	5	52	0.79	–	4.7	0.7
	YC	6	52	0.54	–	4.7	0.5
	YC	7	49	0.57	–	7.4	0.5
	YC	8	52	0.80	–	4.7	0.7
	YC	9	48	0.83	–	8.3	0.8
	YC	10	47	0.90	–	9.3	0.8
	YC	11	48	1.11	–	8.3	1.0
	YC	12	53	0.83	–	3.8	0.8
	YC	13	47	1.40	–	9.3	1.3
	YC	14	50	0.78	–	6.5	0.7
	YC	15	51	1.04	–	5.6	1.0
	YC	16	44	1.79	12.0	12.0	1.6

Tab. III.22 *– Résultat des calibrations des âges par régression linéaire pour les sites étudiés dans le Vallon de Tortin. L'erreur d'âge a été calculée sur la base de l'intervalle de confiance à 95%. Pour le code des sites, voir la figure III.28.*

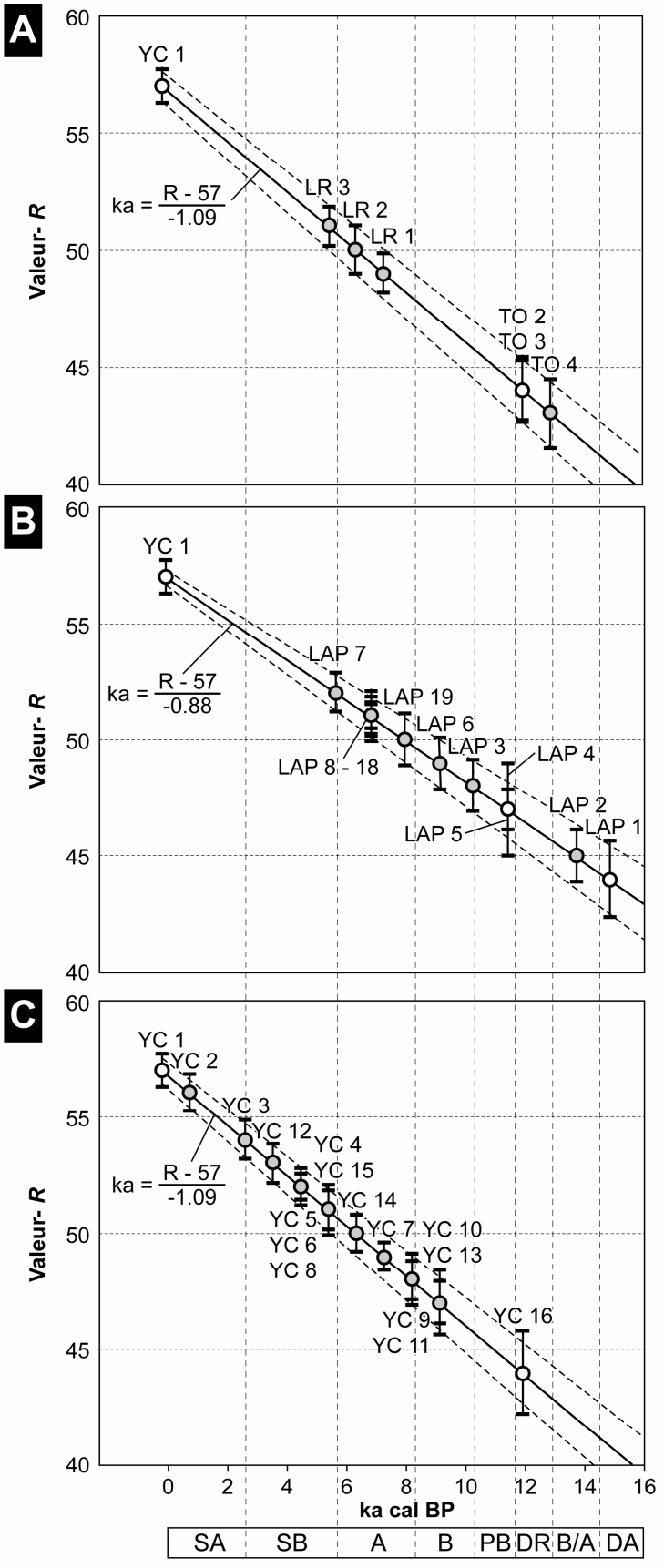

A
B
C
Valeur- R
60
55
50
45
40
YC 1
ka = R - 57 / -1.09
LR 3
LR 2
LR 1
TO 2
TO 3
TO 4
ka = R - 57 / -0.88
LAP 7
LAP 19
LAP 6
LAP 3
LAP 4
LAP 8 - 18
LAP 2
LAP 1
LAP 5
YC 2
YC 3
YC 12
YC 4
YC 15
YC 14
YC 5
YC 7
YC 10
YC 6
YC 13
YC 8
YC 9
YC 16
YC 11
0
2
4
6
8
10
12
14
16
ka cal BP
SA
SB
A
B
PB
DR
B/A
DA

Fig. III.37 *(page précédente) – Calibration par régression linéaire des âges d'exposition (en gris) en fonction de la valeur-*R *mesurée sur des surfaces d'âge connu (en blanc) pour le secteur Tortin – Les Lués Rares (A), le secteur des Lapires (B) et le Vallon des Yettes Condja (C). Chronozones de l'Holocène et du Tardiglaciaire : SA = Subatlantique ; SB = Subboréal ; A = Atlantique ; B = Boréal ; PB = Préboréal ; DR = Dryas récent ; B/A = Bølling/Allerød ; DA = Dryas ancien. Pour le code des sites, voir le tableau III.20.*

Dans le secteur des Lapires, les régressions ont été basées en partie sur les moraines tardiglaciaires situées en aval de l'éboulis (stations LAP-1 et LAP-5). Pour la valeur-*R* de la fin de l'Holocène, en l'absence de surfaces jeunes d'âge connu dans le secteur, nous avons choisi celle qui a été mesurée sur la moraine du stade 1861 AD du glacier des Yettes Condja (YC-1). Pour le glacier rocheux fossile du Plan des Ouchelets (LAP-2-4), on obtient un âge d'exposition compris entre 13.8 ± 1.3 ka cal BP et 11.5 ± 2.2 ka cal BP, indiquant que son développement a démarré juste après le stade de Dena Vio pour se terminer à cheval entre la fin du Dryas récent et le début du Préboréal. Le protalus rampart fossile nommé Lapires 1 date au contraire du début de l'Holocène (LAP-6) ; son âge d'exposition de 9.2 ± 1.3 ka cal BP laisse présupposer qu'il pourrait témoigner des oscillations froides de Schams ou de Misox, pouvant être liées à l'épisode froide 8.2 ka cal BP (cf. chap. 7.1.2). En tous cas, ce protalus rampart témoigne de la période relativement fraîche qui a précédé l'Optimum Climatique Holocène.
Les âges d'exposition obtenus sur l'éboulis des Lapires et sur le protalus rampart situé dans sa partie supérieure (LAP-8-19) sont compris entre 9.3 et 5.8 ka cal BP et sont étonnamment anciennes, indiquant que la presque totalité du volume de l'éboulis a été déposée entre la fin du Dryas récent, quant le secteur à été déglacé, et la fin de l'Atlantique récent. La surface la plus jeune de tout le secteur correspond à la partie inférieure du secteur oriental de l'éboulis (LAP-7), juste en amont du protalus rampart fossile, avec un âge d'exposition de 5.8 ± 0.9 ka cal BP.

Dans les Vallon des Yettes Condja, les âges ont été calibrés à l'aide de la moraine du stade de 1861 AD du glacier des Yettes Condja (YC-1) et des roches moutonnées attribuées au Dryas récent situées au front des glaciers rocheux du Mont Gelé C et D (YC-16). Un âge d'exposition récent (1.0 ± 0.7 ka cal BP) a été obtenu sur le glacier rocheux des Yettes Condja B (YC-2), indiquant que cette forme périglaciaire a été très probablement remaniée par des processus glaciaires pendant le Petit Age Glaciaire. Les mesures ont été effectuées au sommet d'une convexité s'apparentant morphologiquement à une crête morainique, ce qui exclut l'apport des blocs datés par des événements gravitaires pouvant être plus jeunes que la forme en elle-même. Pour le glacier rocheux des Yettes Condja A (YC-4-6), les âges d'exposition compris entre 6.4 et 4.0 ka cal BP indiquent que cette forme est antérieure au Subboréal et, contrairement au glacier rocheux des Yettes Condja B, n'a probablement pas été perturbée par les récurrences glaciaires qui ont marqué les derniers millénaires de l'Holocène.
La moraine marquant l'extension historique maximale du glacier des Yettes Condja, avec un âge d'exposition de 2.8 ± 0.8 ka cal BP (YC-3), peut probablement être

attribuée soit à l'oscillation froide de Göschenen I, soit à celle de Löbben, les deux ayant précédé la Période Chaude Romaine (voir le tableau III.1).
Pour les glaciers rocheux du Mont Gelé B, C et D, les âges d'exposition sont globalement compris entre 9.3 ± 1.3 ka cal BP (YC-13) et 5.6 ± 1.0 ka cal BP (YC-15). Ces valeurs sont légèrement plus anciennes que celles obtenues par SCAPOZZA *et al*. (2011c), qui ont utilisé comme surface récente pour la calibration des âges la moraine située aux racines du glacier rocheux C (voir ci-dessous). D'après la nouvelle calibration des âges, les trois glaciers rocheux du Mont Gelé auraient commencé à évoluer dans la première moitié de l'Holocène, en tout cas avant l'Optimum Climatique de l'Atlantique ancien, et leur développement se serait vraisemblablement poursuivi tout au long de la deuxième partie de l'Holocène (ils sont actuellement encore actifs). A la station YC-8, située sur la partie centrale du glacier rocheux B, l'âge calculé est de 4.7 ± 0.7 ka cal BP, ce qui est beaucoup plus jeune que les autres âges mesurés. Les mesures ont été effectuées sur un replat situé au centre du glacier rocheux. D'une part, cet endroit est favorable à la persistance de la neige, ce qui pourrait avoir pour effet de rajeunir les valeurs de rebondissement des blocs par réduction de l'exposition aux agents atmosphériques. D'autre part, ce replat se situe juste en aval d'une zone très instable (cf. LAMBIEL 2006 : 209), qui pourrait fournir par gravité des blocs provenant de l'intérieur du glacier rocheux (donc avec des âges d'exposition plus jeunes) (voir SCAPOZZA *et al*. 2011c).
Pour la moraine située aux racines du glacier rocheux C, l'âge calibré obtenu est de 3.8 ± 0.8 ka cal BP, ce qui exclut que les blocs datés aient été emmenés lors de récurrence du Petit Age Glaciaire. On pourrait imaginer que celle-ci aurait plutôt eu pour effet de remanier des dépôts morainiques ou des parties du glacier rocheux plus anciens, et donc de les (re)positionner à la surface du sol. Selon ce principe, comme on dispose seulement d'un âge minimal d'exposition des blocs aux agents atmosphériques, il est très difficile de pouvoir calculer combien de temps ceux-ci sont restés à la surface du sol et combien de temps ils ont été recouverts par d'autres débris ou par de la glace, ce qui ne nous permet pas de les attribuer à l'une ou l'autre des oscillations froides holocènes.

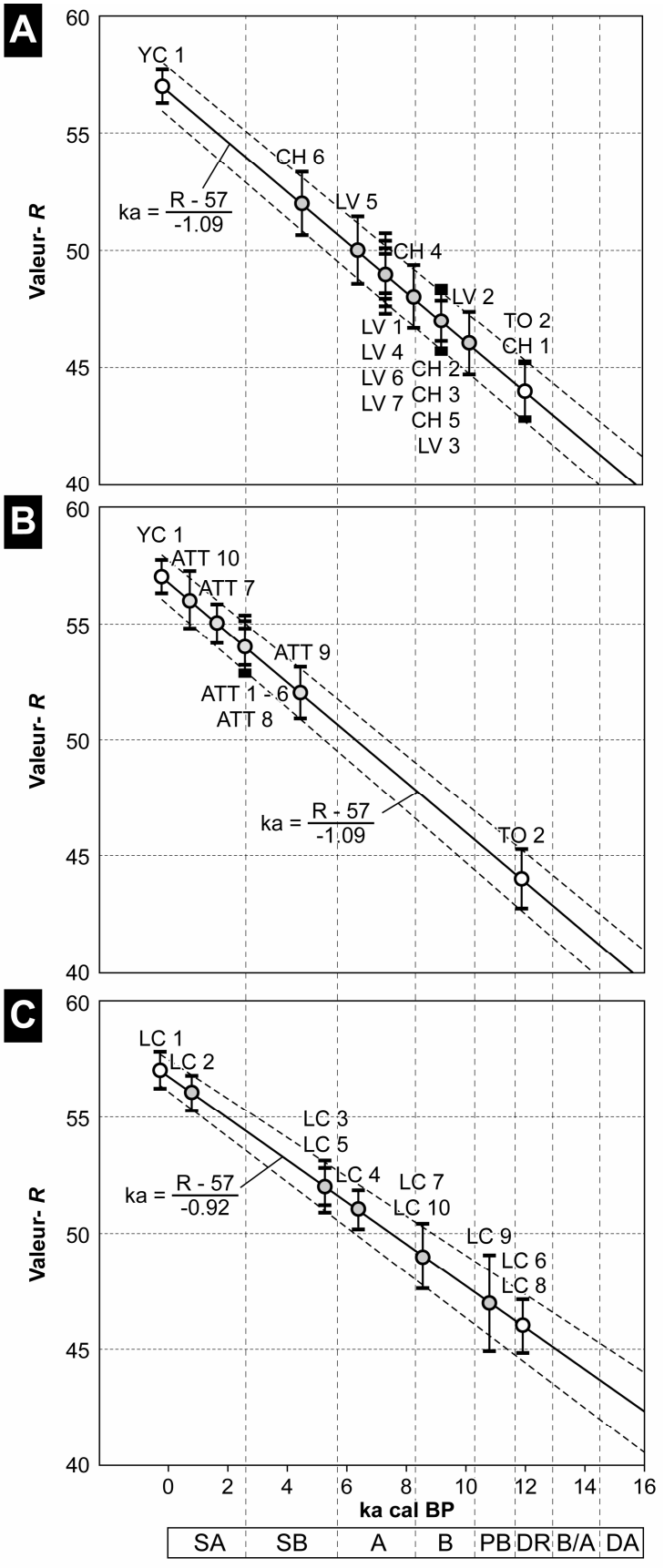
9.1.3.2 Datations effectuées sur le versant occidental du Mont Gelé

En l'absence de surfaces récentes et anciennes d'âge connu, la calibration des âges pour tout le versant occidental du Mont Gelé (secteurs du Col de Chassoure, du Lac des Vaux et des Attelas) a été effectuée avec la droite de régression développée dans le Vallon des Yettes Condja. Nous avons renoncé à utiliser la droite de régression développée dans le secteur des Lapires, qui se situe sur le côté septentrional du Col de Chassoure, parce que les âges d'exposition obtenus selon celle-ci auraient été trop anciens et de ce fait peu cohérents avec l'histoire de la déglaciation présentée à la figure III.26 (en d'autres termes, certains glaciers rocheux et éboulis se seraient développés à des époques où, à leur emplacement, il y avait encore des glaciers).
Bien évidemment, les âges d'exposition obtenus sont fonction des valeurs de référence choisies pour les calibrer. Cependant, comme on travaille avec des âges minimaux, cela ne devrait pas poser trop de problèmes car l'interprétation en termes chrono-stratigraphiques ne devrait pas trop changer.

Secteur étudié			Valeurs-*R*		Chronologie		
Lieu		**St.**	**Moy.**	**Intervalle de confiance 95%**	**Age attribué (ka cal BP)**	**Age calculé (ka cal BP)**	**Erreur d'âge (± ka)**
Lac des Vaux – Col de Chassoure	CH	1	44	1.13	–	12.0	1.0
	CH	2	47	0.87	–	9.3	0.8
	CH	3	47	1.17	–	9.3	1.1
	CH	4	48	1.37	–	8.3	1.3
	CH	5	47	1.46	–	9.3	1.3
	CH	6	52	1.37	–	4.7	1.3
	LV	1	49	1.08	–	7.4	1.0
	LV	2	46	1.35	–	10.2	1.2
	LV	3	47	1.36	–	9.3	1.2
	LV	4	49	1.41	–	7.4	1.3
	LV	5	50	1.40	–	6.5	1.3
	LV	6	49	0.82	–	7.4	0.8
	LV	7	49	1.68	–	7.4	1.5
Eboulis des Attelas	ATT	1	54	1.09	–	2.8	1.0
	ATT	2	54	1.07	–	2.8	1.0
	ATT	3	54	1.31	–	2.8	1.2
	ATT	4	54	0.82	–	2.8	0.8
	ATT	5	54	0.80	–	2.8	0.7
	ATT	6	54	1.10	–	2.8	1.0
	ATT	7	55	0.82	–	1.9	0.8
	ATT	8	54	1.09	–	2.8	1.0
	ATT	9	52	1.11	–	4.7	1.0
	ATT	10	56	1.25	–	1.0	1.1
Combe de La Chaux	LC	1	57	0.77	0.0	0.0	0.8
	LC	2	56	0.74	–	1.1	0.8
	LC	3	52	0.80	–	5.5	0.9
	LC	4	51	0.82	–	6.5	0.9
	LC	5	52	1.11	–	5.5	1.2
	LC	6	46	1.18	12.0	12.0	1.3
	LC	7	49	1.39	–	8.7	1.5
	LC	8	46	1.18	–	12.0	1.3
	LC	9	47	2.05	–	10.9	2.2
	LC	10	49	1.39	–	8.7	1.5

Tab. III.23 *– Résultat des calibrations des âges par régression linéaire pour les sites étudiés dans le secteur du Lac des Vaux (LV) – Col de Chassoure (CH), sur l'éboulis des Attelas (ATT) et dans la Combe de la Chaux (LC). L'erreur d'âge a été calculée sur la base de l'intervalle de confiance à 95%.*

Fig. III.38 *(page suivante) – Calibration par régression linéaire des âges d'exposition (en gris) en fonction de la valeur-*R *mesurée sur des surfaces d'âge connu (en blanc) pour le secteur Col de Chassoure – Lac des Vaux (A), pour l'éboulis des Attelas (B) et la Combe de la Chaux (C). Pour les chronozones de l'Holocène et du Tardiglaciaire, voir la figure III.37. Pour le code des sites, voir le tableau III.21.*


A
B
C
Valeur- R
60
55
50
45
40
YC 1
CH 6
LV 5
CH 4
LV 2
TO 2
CH 1
LV 1
LV 4
LV 6
LV 7
CH 2
CH 3
CH 5
LV 3
ka = R - 57 / -1.09
ATT 10
ATT 7
ATT 9
ATT 1 - 6
ATT 8
LC 1
LC 2
LC 3
LC 5
LC 4
LC 7
LC 10
LC 9
LC 6
LC 8
ka = R - 57 / -0.92
0
2
4
6
8
10
12
14
16
ka cal BP
SA
SB
A
B
PB
DR
B/A
DA

En ce qui concerne l'histoire glaciaire du secteur, au niveau du Col de Chassoure, on obtient un âge d'exposition de 12.0 ± 1.0 ka cal BP (CH-01), ce qui indique que le col est libre de la glace au-moins depuis la fin du Dryas récent, même si cette date n'exclut pas une déglaciation définitive déjà à la fin du Dryas ancien.

Pour le glacier rocheux de la Pointe des Lapires (CH-2-5), les âges d'exposition compris entre 9.3 ± 1.3 ka cal BP (CH-5) et 8.3 ± 1.3 ka cal BP (CH-4) suggèrent que la forme est relativement ancienne et qu'elle se serait développée assez rapidement après le stade de Crouye Sina. Contrairement à la plupart des autres glaciers rocheux actifs étudiés, on n'observe pas de rajeunissement significatif de l'âge en direction des racines du glacier rocheux. Cet aspect, tout comme l'âge assez ancien de la formation, pourrait ne pas être lié à une question de genèse et de développement du glacier rocheux, mais plutôt à une question méthodologique. Le glacier rocheux de la Pointe des Lapires, en effet, présente dans sa moitié inférieure des blocs presque entièrement recouverts par des lichens (cf. LAMBIEL 2006 : 227–228), ce qui pourrait avoir pour effet de diminuer les valeurs de rebondissement mesurées avec le marteau de Schmidt et donc de vieillir l'âge de surface. Dans la partie supérieure de la formation, où les lichens sont presque absents, on a en effet obtenu un âge beaucoup plus jeune (4.7 ± 1.3 ka cal BP ; CH-6).

Sur le grand complexe éboulis – glacier rocheux du Lac des Vaux, les âges d'exposition au niveau de la partie frontale du glacier rocheux du Col des Vaux (LV-1-3) indiquent un développement de la forme dans la première partie de l'Holocène. Ici également, l'âge le plus jeune a paradoxalement été obtenu au niveau du front du glacier rocheux (LV-1 ; 7.4 ± 1.0 ka cal BP), avec une partie dorsale significativement plus ancienne présentant des âges compris entre 10.2 ± 1.2 ka cal BP (LV-2) et 9.3 ± 1.2 ka cal BP (LV-3), ce qui suggère un développement du glacier rocheux par remaniement de dépôts glaciaires préexistants. Dans ce secteur, il faut également tenir compte que les âges peuvent être biaisés par le remaniement anthropique du glacier rocheux, qui a été partiellement terrassé pour permettre l'installation d'une piste de ski. L'âge que l'on obtient au niveau du front du glacier rocheux du Col des Vaux est cohérent par rapport à l'âge de sa partie supérieure, de l'éboulis et de la paroi rocheuse qui le domine (LV-4-7), qui est compris entre 5.9 et 9.0 ka cal BP. Seul le protalus rampart nommé lobe B, avec un âge de surface de 6.5 ± 1.3 ka cal BP (LV-5), est légèrement plus jeune (mais pas de manière significative). Cela montre bien que ce lobe de fluage s'est développé par sursaturation en glace de l'éboulis lui-même. Il ne constitue donc pas, comme cela est le cas de plusieurs glaciers rocheux où l'éboulis situé aux racines est significativement plus jeune que la partie frontale, une structure prolongeant l'éboulis vers l'aval mais en étant (partiellement) déconnectée en ce qui concerne l'alimentation en débris rocheux.

Sur l'éboulis des Attelas, l'âge de surface de tout le versant est compris entre 4.0 et 1.2 ka cal BP, indiquant que le niveau supérieur s'est certainement déposé après l'Atlantique récent. On obtient une date plus ancienne seulement sur la paroi rocheuse qui domine le site (4.7 ± 1.0 ka cal BP ; ATT-9). Dans les parois

rocheuses, il faut toutefois interpréter les âges d'exposition avec précaution. Ces formations, en raison de leur très forte déclivité, sont probablement sujettes à un degré d'altération différent par rapport aux blocs qui constituent un éboulis ou un glacier rocheux à cause de la faible couverture neigeuse et de l'angle d'incidence du rayonnement solaire différent, ce qui pourrait avoir pour effet de vieillir les âges. La loupe de solifluxion de la partie médiane-supérieure du versant présente un âge de 1.0 ± 1.1 ka cal BP (ATT-10), indiquant que cette forme doit être très récente, en tout cas postérieure à la Période Chaude Romaine. Tenant compte du modèle d'évolution d'un éboulis périglaciaire en fonction des oscillations climatiques présenté au chapitre 6.4.2, la présence de sédiments très fins à la surface de l'éboulis des Attelas, ayant conduit à la formation des loupes de solifluxion, pourrait témoigner du réchauffement récent qui a suivi la fin du Petit Age Glaciaire.

9.1.3.3 Datations effectuées dans la Combe de la Chaux

Dans la Combe de la Chaux, les âges ont été calibrés à l'aide des roches moutonnées déglacées vers 1990 AD (LC-1) et des moraines de Patiéfray, attribuées à la fin du Dryas récent (LC-6). Dans la marge proglaciaire historique du glacier de la Chaux, la seule datation que l'on peut rattacher à une récurrence glaciaire récente est celle effectuée sur l'une des crêtes morainiques historiques situées au nord du petit lac proglaciaire de la Chaux (LC-2), qui a donné un âge de 1.1 ± 0.8 ka cal BP. Il est important de mentionner que ces mesures n'ont pas été effectuées sur la crête morainique la plus externe (voir la figure III.28). Malgré cet argument, il reste difficile d'attribuer les blocs mesurés à l'une ou l'autre des récurrences glaciaires des deux derniers millénaires. Les mesures ont été effectuées sur des très gros blocs, qui pourraient dater d'une récurrence glaciaire antérieure au Petit Age Glaciaire et ne pas avoir été recouverts par les dépôts les plus récents.

Les mesures effectuées sur la moraine d'ablation au centre de la marge proglaciaire (LC-3) et sur la moraine historique située le plus en aval (LC-5) ont donné un âge similaire, compris entre 6.7 et 4.2 ka cal BP. Pour la crête morainique située sur la gauche de la marge (datation LC-5), cela pourrait indiquer que la récurrence glaciaire du Petit Age Glaciaire n'a pas atteint la limite maximale holocène du glacier. Les âges d'exposition indiquent que celle-ci doit avoir eu lieu juste après l'Optimum Climatique de l'Atlantique ancien, et qu'elle pourrait correspondre aux oscillations froides de Piora I ou de Piora II. La datation LC-3, effectuée vers le centre de la marge proglaciaire, indiquerait une pré-exposition des dépôts rocheux antérieure au Petit Age Glaciaire. Cette partie pourrait également correspondre à une zone où le glacier rocheux du Col des Gentianes a été remanié par le glacier de la Chaux pendant les récurrences glaciaires de la deuxième partie de l'Holocène : cette explication reste hypothétique, car aucun élément morphologique témoignant d'un remaniement du glacier rocheux (moraine de poussée) n'est visible à cet endroit (voir REYNARD *et al*. 2003, SCAPOZZA *et al*. 2011c). Il est également important de ne pas oublier la possibilité d'un remaniement anthropique des sédiments, lié aux travaux de nivellement entrepris pendant les années 1990 pour la réalisation d'une piste de ski à travers la marge proglaciaire (voir LAMBIEL & REYNARD 2003b).

Pour la partie relativement intacte du glacier rocheux du Col des Gentianes, un âge d'exposition de 6.5 ± 0.9 ka cal BP (LC-4) a été obtenu, indiquant qu'il doit avoir commencé à évoluer vers la fin de l'Optimum Climatique de l'Holocène. Il reste à savoir si ce glacier rocheux ait été effectivement déformé par les avancées glaciaires de la deuxième partie de l'Holocène ou s'il constitue le remaniement par fluage du pergélisol des dépôts morainiques situés plus en amont. La date plus ancienne de la partie intacte du glacier rocheux par rapport aux autres dates obtenues dans la marge proglaciaire permet quand même de privilégier la première hypothèse.

L'âge calculé du glacier rocheux fossile des Naires, qui a été alimenté par les dépôts morainiques de Patiéfray, est de 8.7 ± 1.5 ka cal BP (LC-7), indiquant qu'il se serait développé dès le Dryas récent et qu'il est vraisemblablement devenu inactif pendant l'Atlantique ancien. On peut tirer les mêmes conclusions pour le glacier rocheux de la Chaux, où l'âge au niveau du front (LC-8) correspond au Dryas récent (12.0 ± 1.3 ka cal BP), et l'âge vers les racines (LC-10) correspond parfaitement à l'âge minimal du glacier rocheux des Naires (8.7 ± 1.5 ka cal BP). Comme déjà indiqué plus haut, et par analogie avec le glacier rocheux des Naires, il est probable que le glacier rocheux de la Chaux se soit développé par remaniement de dépôts glaciaires du stade de Crouye Sina. A cette époque, d'après la DLEG régionale, un glacier devait descendre du Col du Mont Gelé au-moins jusque vers 2500 m d'altitude (fig. III.26), où une vaste dépression dans la partie supérieure du glacier rocheux pourrait indiquer la présence d'un bastion morainique juste en aval, ayant été remanié par fluage du pergélisol au début de l'Holocène.

9.1.4 Synthèse générale

L'utilisation conjointe de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt a permis de préciser la chronologie de l'évolution du relief de la région du Mont Gelé – Mont Fort au cours des 15–17 derniers millénaires. Concernant l'évolution des glaciers et des glaciers rocheux, il a été possible de mettre en évidence au-moins six stades tardiglaciaires régionaux, qui ont été regroupés en deux complexes de stades. Les trois stades les plus anciens – ceux de Gotetta, L'Antié et Dena Vio – ont été corrélés avec le complexe Gschnitz/Daun (ca. 17'000–14'500 cal BP) des Alpes Orientales, tandis que les stades de Crouye Sina, Le Véla et Tortin ont été corrélés avec le complexe Egesen (ca. 12'900–11'000 cal BP).

Les mesures effectuées sur les roches moutonnées du Col de Chassoure ont également permis de montrer que celui-ci est libre de glace au-moins depuis la fin du Dryas récent, confirmant ainsi les reconstitutions effectuées sur la base de la DLEG régionale. Dans les marges proglaciaires des glaciers des Yettes Condja et de la Chaux, des moraines significativement plus anciennes que celles attribuées au Petit Age Glaciaire ont également été identifiées, permettant de définir l'extension glaciaire pendant les oscillations froides comprises entre l'Optimum Climatique Holocène et la Période Chaude Romaine.

Pour les glaciers rocheux, trois générations de formes ont été identifiées. La génération la plus ancienne (GR III) se serait développée à partir de la fin du complexe Gschnitz/Daun et son inactivation daterait du Préboréal (début de l'Holocène), comme semble l'indiquer l'âge minimal du glacier rocheux du Plan des Ouchelets (10'400 ± 1300 cal BP), dans le secteur des Lapires. La génération GR II se serait développée à partir de la deuxième moitié du Dryas récent, soit juste après le stade de Crouye Sina, et se serait inactivée avant ou, au plus tard, pendant l'Optimum Climatique Holocène, comme l'indiqueraient les âges minimaux échelonnés entre 10'500 et 6400 cal BP des glaciers rocheux des Lapires 1, du Col des Vaux, des Naires et de la Chaux. Pour les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs (GR I), leur âge minimal le plus ancien, mesuré généralement au niveau du front, permet de les séparer en deux groupes. Certains glaciers rocheux sont relativement anciens et auraient commencé à se développer juste avant et pendant l'Optimum Climatique Holocène (âges minimaux les plus anciens échelonnées entre 10'600 et 6600 cal BP), tandis que d'autres sont plus récents, avec les âges minimaux les plus anciens compris entre 7800 et 4800 cal BP qui situent leur formation dans la deuxième partie de l'Holocène, après l'Optimum Climatique de l'Atlantique ancien. Les deux périodes de début de formation des glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs se superposent de manière importante pour deux raisons : en premier lieu, en raison de la marge d'erreur assez importante des âges d'exposition pour la première partie de l'Holocène ; en deuxième lieu, parce qu'il est probable qu'il n'y a pas de différence nette dans la période de formation des glaciers rocheux de la génération GR I dictée par des raisons essentiellement climatiques. Il est en effet probable que leur développement a démarré à des moments différents en raison de l'hétérogénéité spatiale de certains facteurs de contrôle locaux comme la disponibilité en débris rocheux, la pente du versant, le degré de saturation et les températures du pergélisol.

Pour les éboulis étudiés, enfin, nous avons obtenus des âges minimaux compris entre 8900 et 5800 cal BP pour les éboulis des Lapires et du Lac des Vaux, tombant dans l'Optimum Climatique du Boréal – Atlantique récent, et compris entre 4000 et 1600 cal BP (Subboréal et Subatlantique ancien) pour l'éboulis des Attelas.

Du point de vue méthodologique, la méthode paléogéographique a permis d'identifier les stades tardiglaciaires régionaux et de donner le point d'accrochage maximal pour pouvoir calibrer les âges d'exposition en fonction des valeurs-*R* mesurées. Dans le détail, elle a permis de proposer une attribution chronologique aux moraines de l'Alpage de Tortin, des Lapires et de Patiéfray, et aux roches moutonnées situées en aval des glaciers rocheux du Mont Gelé C et D, dans le Vallon des Yettes Condja. Le marteau de Schmidt, par la suite, a permis d'affiner la chronologie holocène des événements, en particulier en ce qui concerne le développement des glaciers rocheux étudiés. Avec la seule méthode paléogéographique, en effet, ceux-ci auraient été considérés simplement comme datant de la fin du Dryas ancien (génération GR III), du Dryas récent (génération GR II) ou de l'Holocène (génération GR I).

9.2 La région des Fontanesses

9.2.1 Introduction et caractéristiques géomorphologiques

Dans le chapitre 5.4, nous avons étudié dans les détails la répartition du pergélisol et la structure de l'éboulis situé sur le versant oriental du Petit Mont Rouge. Dans ce chapitre, nous retournerons sur ce site et nous nous intéresserons également aux formes qui se situent dans le reste de la région, afin de pouvoir déterminer le contexte paléogéographique et paléoclimatique dans lequel l'éboulis a évolué. Cette région est particulièrement intéressante de ce point de vue car elle présente, en aval des formes périglaciaires du secteur du Petit Mont Rouge et des Pointes de Tsena Réfien, les imposantes moraines latérales gauches du glacier de Tsijiore Nouve (fig. III.39 et III.41-A), qui sont partiellement datées de manière numérique et qui permettent donc d'affiner l'interprétation chrono-stratigraphique de toute la région. La partie supérieure du Vallon des Fontanesses, qui n'a pas été traitée dans cette étude, présente également plusieurs glaciers rocheux actifs/inactifs (à ce propos, voir GARDAZ *et al*. 1995, GARDAZ 1997, 1999, MORAND 2000, LAMBIEL 2006).

Un autre aspect intéressant du Vallon des Fontanesses est la différence pétrographique nette entre le secteur du Petit Mont Rouge, constitué par des dolomies, marbres et brèches de la Série du Mont Dolin, et le reste du vallon, constitué par les gneiss granitiques de la Série d'Arolla (STECK *et al*. 1999).

Le secteur présente 6 glaciers rocheux, dont 5 sont morphologiquement fossiles et seulement un est actif. Les caractéristiques de ces formations sont présentées dans le tableau III.24. Les altitudes du front de ces glaciers rocheux, mis à part celui de la Combe de la Ceintre, qui est orienté au sud-est, sont dans l'ordre de mesure de la limite inférieure de la LIP à l'échelle régionale (fig. III.27). De ce fait, et malgré l'importante couverture végétale qui les caractérise, des sondages géoélectriques effectués sur les glaciers rocheux de Tsena Réfien 1 et 2 par GARDAZ (1999) et, surtout, par LAMBIEL (2006), ont montré que la présence de pergélisol au sein de ces deux formations est probable, ce qui permet de les considérer comme inactifs. Le seul glacier rocheux situé nettement plus bas que la LIP à l'échelle régionale, celui de la Combe de la Ceintre, présente une DP de 210 m.

No.	Nom	Activité	Orient.	Altitude front (m)	Lithologie
1	Petit Mont Rouge 1	Actif	E	2600	Dolomies et marbres
2	Petit Mont Rouge 2	Fossile	E	2550	Dolomies et marbres
3	Tsena Réfien 1	Inactif	NE	2600	Gneiss oeillés
4	Tsena Réfien 2	Inactif	NE	2560	Gneiss oeillés
5	Tsena Réfien 3	Fossile	E	2520	Gneiss oeillés
6	Combe de la Ceintre	Fossile	SE	2480	Dolomies et marbres

Tab. III.24 *– Caractéristiques principales des glaciers rocheux de la partie basse du Vallon des Fontanesses. Le nombre de chaque appareil fait référence à la figure III.39.*

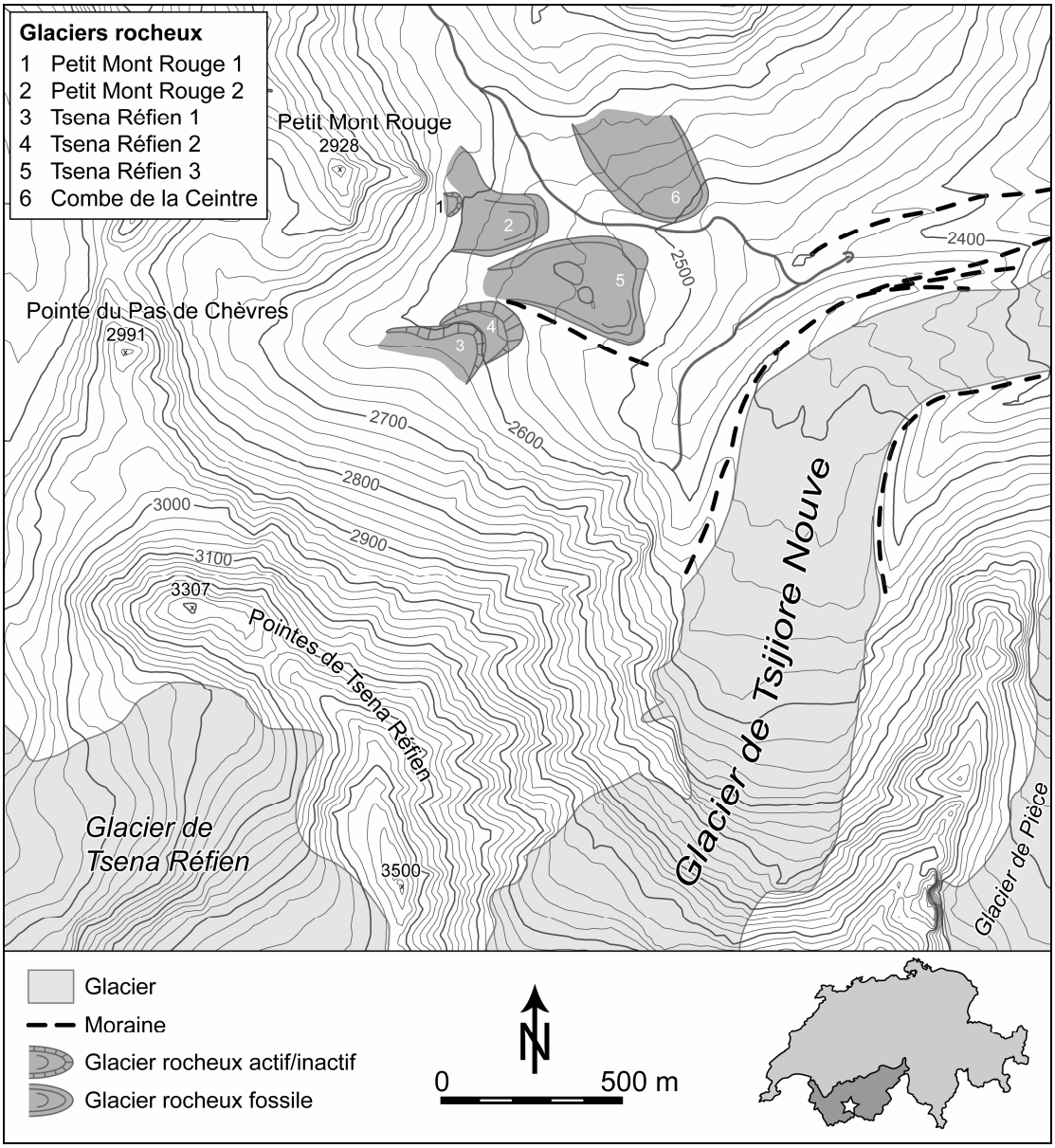


Fig. III.39 *– Formes glaciaires et périglaciaires de la partie basse du Vallon des Fontanesses, en amont d'Arolla. Données d'après* AMBROSETTI-GIUDICI & FOURNIER *(2006) et observations personnelles.*

9.2.2 Chronologie du retrait glaciaire

9.2.2.1 Définition des stades tardiglaciaires

La première étude moderne de synthèse sur le retrait glaciaire dans le Val d'Hérens, est celle de WINISTÖRFER (1977), dont on a déjà discuté au chapitre 9.1.1.1. En aval des moraines qu'il attribue aux stades historiques, il définit une position du glacier de la Borgne (du nom du cours d'eau principal du Val d'Hérens) sur la base des moraines de la Luette pendant la période des moraines intermédiaires. Ce stade est

corrélé dans un premier temps au Daun des Alpes Orientales (WINISTÖRFER 1977) et, par la suite, à l'Egesen (WINISTÖRFER 1980). Tenant compte de la chrono-stratigraphie de référence de l'époque, malgré un changement d'attribution des stades entre 1977 et 1980, l'extension glaciaire définie sur la base des moraines de la Luette reste attribuée au début de l'Holocène. En aval de la Luette, WINISTÖRFER (1977, 1980) définit également un stade glaciaire à Vex, vers le débouché du Val d'Hérens (« période des moraines basses à l'intérieur des vallées », attribuée au Dryas récent) et un autre stade plus ancien pendant lequel le glacier de la Borgne atteignait la plaine du Rhône, qu'il corrèle au stade du Gschnitz des Alpes Orientales (mais qu'il place au Dryas ancien supérieur ; voir également le tableau III.9).

Plusieurs décennies plus tard, l'étude des stades de retrait des glaciers du Val d'Hérens (glacier de la Borgne) et du Val d'Hérémence (glacier de la Dixence) a été repris par Sylvain Coutterand, qui a défini au-moins trois récurrences glaciaires tardiglaciaires régionales (voir COUTTERAND & REYNARD 2011). La plus ancienne est caractérisée par la confluence des glaciers de la Borgne et de la Dixence, qui atteignaient une vallée du Rhône probablement déjà libre des glaciers provenant du Haut-Valais. Cette récurrence, qu'il nomme **stade de Sion**, a été corrélée avec le stade de Gschnitz des Alpes Orientales (voir MAISCH 1982) et avec le stade du Fayet d'en Bas de la Vallée de l'Arve (voir COUTTERAND & NICOUD 2005).
La première récurrence glaciaire importante qui a eu lieu entièrement à l'intérieur du Val d'Hérens est celle du **stade de la Luette**, où le glacier de la Borgne atteignait la localité homonyme, située peu en amont de la confluence du Val d'Hérémence avec le Val d'Hérens. La DLEG calculée avec un AAR de 0.67 pour ce stade est de 340–390 m (LEG vers 2550–2600 m), ce qui permet de le corréler avec le stade du Daun des Alpes Orientales et avec le stade des Houches de la Vallée de l'Arve (voir le tableau III.25). A ce moment-là, qui correspond grosso modo à la fin du Dryas ancien, notre région d'étude se situait entièrement sous la glace, comme on peut le voir sur la figure III.40-A. Tous les glaciers rocheux et les éboulis du Vallon des Fontanesses sont donc plus récents que 15'000–14'500 cal BP.
Les moraines déposées pendant le complexe de stades lié à la récurrence glaciaire du Dryas récent ont été identifiées dans l'ombilic d'Evolène – Les Haudères. La récurrence maximale du Dryas récent, corrélée avec le stade de l'Egesen des Alpes Orientales et avec le stade de Chamonix de la Vallée de l'Arve, a été nommée **stade d'Evolène**. D'après Sylvain Coutterand (communication personnelle), à cette époque, les glaciers de la Borgne de Ferpècle et de la Borgne d'Arolla n'étaient plus confluents. Le premier se terminait, comme l'indique le nom attribué au stade, peu en aval d'Evolène, tandis que le deuxième se terminait 1–2 km en amont des Haudères. La DLEG calculée pour ce stade est de 240 m (LEG vers 2700–2750 m).

Pendant le stade d'Evolène, une bonne partie du Vallon des Fontanesses était libre de glace (fig. III.40-B). Le versant septentrional des Pointes de Tsena Réfien était encore occupé par un glacier qui descendait sur le fond du vallon et qui confluait avec le glacier de Tsijiore Nouve, dont on peut reconnaître les moraines du stade d'Evolène (nommées « complexe externe ») juste à l'extérieur du complexe des moraines holocènes et historiques (nommé « complexe interne » ; voir la figure III.41-B).

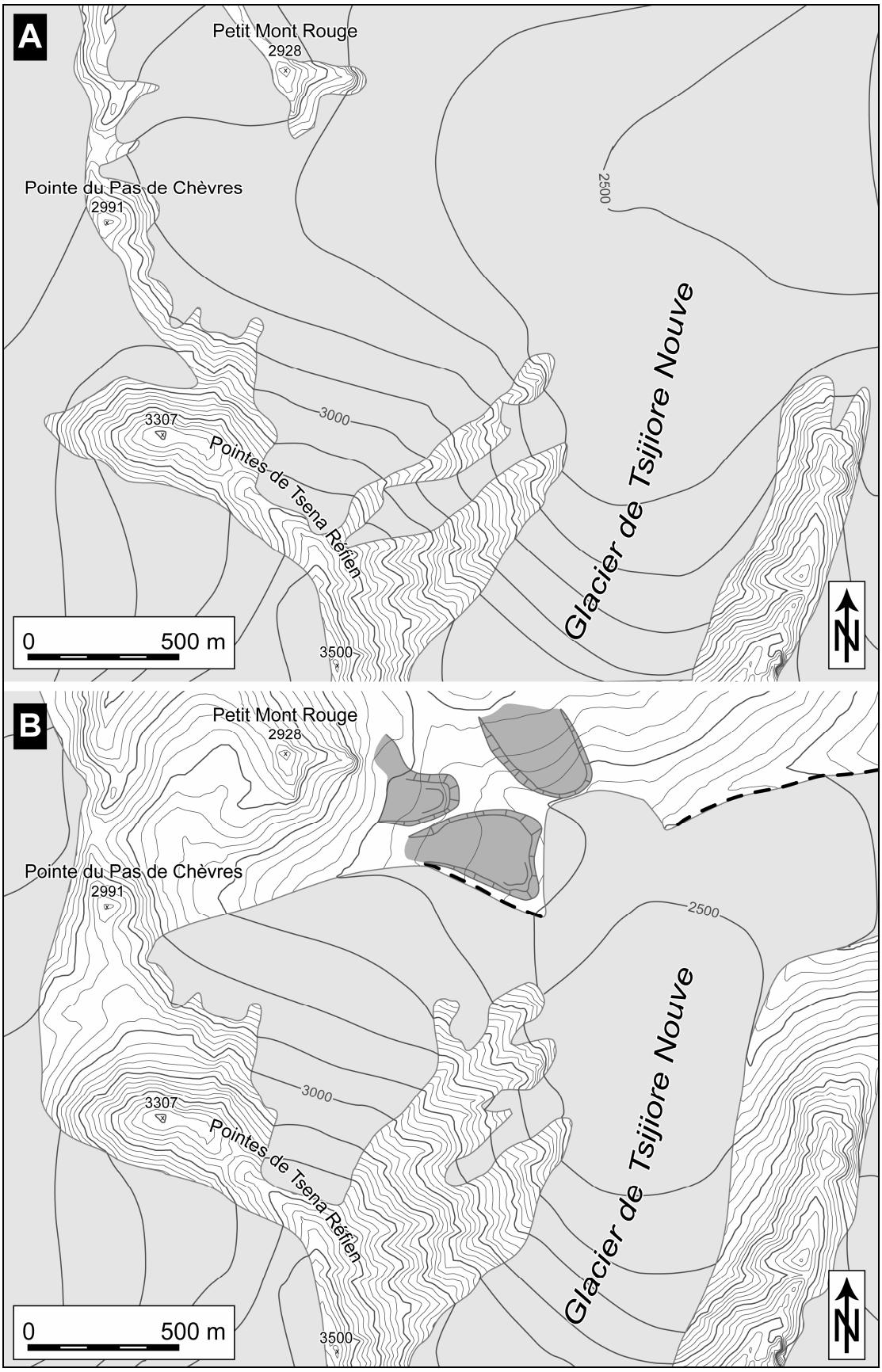

A
Petit Mont Rouge
2928
Pointe du Pas de Chèvres
2991
2500
3307
3000
Pointes de Tsena Réfien
Glacier de Tsijiore Nouve
0
500 m
3500
N
B
Petit Mont Rouge
2928
Pointe du Pas de Chèvres
2991
2500
3307
3000
Pointes de Tsena Réfien
Glacier de Tsijiore Nouve
0
500 m
3500
N

Fig. III.40 *(page précédente) – La partie basse du Vallon des Fontanesses à la fin du Dryas ancien (stade de la Luette) (A) et pendant le Dryas récent (stade d'Evolène) (B). Pour la légende des formes glaciaires et périglaciaires, voir la figure III.39.*

En tenant compte des zones occupées par la glace au Dryas récent, on peut considérer que les glaciers rocheux du Petit Mont Rouge 1 et 2, Tsena Réfien 3 et Combe de la Ceintre avaient assez d'espace libre de glace pour se développer pendant cette période. Leur âge maximal est donc celui du stade glaciaire les précédant, c'est-à-dire le stade de la Luette (fin du Dryas ancien). Pour les glaciers rocheux de Tsena Réfien 1 et 2, qui se situent dans un secteur qui était encore sous la glace pendant le stade d'Evolène, l'âge maximal peut être fixé à la fin du Dryas récent.

Pour terminer, si l'on considère que le Val de Nendaz se situe juste à l'ouest du Val d'Hérémence, il est possible de proposer une corrélation basée sur les valeurs de la DLEG des stades de retrait du glacier de la Borgne avec ceux du glacier de la Printse, avec : stade de Sion = stade de Gotetta ; stade de Dena Vio = stade de la Luette ; stade d'Evolène = stade de Crouye Sina. Un résumé des corrélations des stades glaciaires définis dans le Val d'Hérens basées sur les valeurs de la DLEG est présenté dans le tableau III.25.

VAL D'HERENS S. COUTTERAND	**VAL DE NENDAZ** (Ce travail)	**ALPES ORIENTALES** MAISCH (1982)	**VALLEE DE L'ARVE** COUTTERAND & NICOUD (2005)
Evolène 240 m	Crouye Sina 290–330 m	Egesen I 170–240	Chamonix 240 m
Interstade du Bølling/Allerød			
La Luette 340–390 m	Dena Vio 370–400 m	Daun 250–350 m	Les Houches 420–420 m
?	L'Antié 410–440 m	Clavadel/Senders 380–470 m	Fayet d'en Bas ? 610–730 m
Sion 600–700 m	Gotetta 620–750 m	Gschnitz 600–700 m	Fayet d'en Haut 700–800 m

Tab. III.25 *– Tentative de corrélation des stades glaciaires du Val d'Hérens avec le Val de Nendaz, le Modèle des Alpes Orientales et la Vallée de l'Arve.*

9.2.2.2 Les récurrences glaciaires holocènes

Pour le glacier de Tsijiore Nouve (fig. III.41-A), plusieurs récurrences glaciaires holocènes précédant le Petit Age Glaciaire sont documentées grâce à des datations numériques effectuées par SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER (1976) sur des troncs d'arbre et des paléosols enterrés ou recouvrant des moraines (tab. III.26). Il est important de mentionner que ces datations ne permettent pas de déterminer l'âge de la moraine elle-même mais (selon les cas), seulement son âge maximal ou minimal.

	Echantillon			
	AR-71-4	**TN-71-1**	**TN-74-1**	**TN-74-2**
Lieu	Arolla	Glacier de Tsijiore Nouve		
Age ^{14}C BP	8400 ± 200	2940 ± 150	1075 ± 80	1380 ± 85
Code laboratoire	Ly-749	Ly-750	Hv-7224	Hv-7225
Coordonnées	603350/96950	602900/96375	601925/96075	601925/96075
Altitude (m)	1970	2100	2450	2450
Age cal BP	10'115 – 8775	3445 – 2765	1180 – 795	1515 – 1080
Age BC/AD	-8165 – -6825	-1495 – -820	770 – 1155	435 – 870
Matériel	Bois de mélèze	Bois de mélèze	Paléosol recouvert par loupe de solifluxion	Paléosol

Tab. III.26 *– Datations numériques effectuées par SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER (1976) sur des moraines du glacier de Tsijiore Nouve. Calibration des âges avec le logiciel OxCal 4.1 (BRONK RAMSEY 2001, 2010) selon la courbe de calibration IntCal09 (REIMER* et al. *2009) et avec un intervalle de confiance de 2σ (95,4 % de probabilité).*

La datation la plus ancienne (AR-71-4) a été effectuée sur des troncs de mélèze qui ont été retrouvés à 10 m de profondeur sous de la moraine lors des excavations effectuées pour réaliser les fondations de l'actuel Hôtel du Mont Collon, à Arolla (BEZINGE 1976). En tenant compte du fait que la datation permet de déterminer un âge maximal de la moraine, il est possible de corréler l'avancée glaciaire qui a enterré les troncs de mélèze avec les oscillations froides de Schams ou de Misox et donc, peut-être, avec l'épisode froid 8.2 ka cal BP.
Le lieu où les troncs de mélèze ont été retrouvés se situe environ 100 m plus à l'ouest par rapport au bord du glacier en 1817 et environ 1.2 km plus en aval par rapport aux années 1970 (SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER 1976), montrant qu'à cette époque-là, le glacier était plus grand que lors des phases maximales du Petit Age Glaciaire. Il reste à savoir quelle est la correspondance avec les moraines latérales que l'on retrouve plus à l'amont. Selon SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER (1976), cela pourrait correspondre avec une des moraines du complexe externe que l'on trouve au nord du complexe des moraines historiques et récentes (= complexe interne) (fig. III.41-B). Or, comme ce complexe présente au-moins quatre phases de stagnation du glacier, il est probable qu'une bonne partie des cordons correspond à la récurrence froide du Dryas récent et du début du Préboréal et que seul le cordon le plus interne puisse être corrélé avec l'épisode froid 8.2 ka cal BP. Cette question de l'attribution du complexe externe est particulièrement importante parce qu'elle détermine la largeur occupée par le glacier pendant la phase maximale du Dryas récent et donc l'espace potentiellement favorable au développement des glaciers rocheux situés plus en amont.

Du point de vue des datations, un autre tronc de mélèze, pris dans des dépôts morainiques sur la partie droite de la marge proglaciaire actuelle du glacier (BEZINGE 1976), a donné un âge de 2940 ± 150 ^{14}C BP (Ly-750), permettant de témoigner d'une récurrence glaciaire ayant eu lieu entre 3445 et 2765 cal BP.

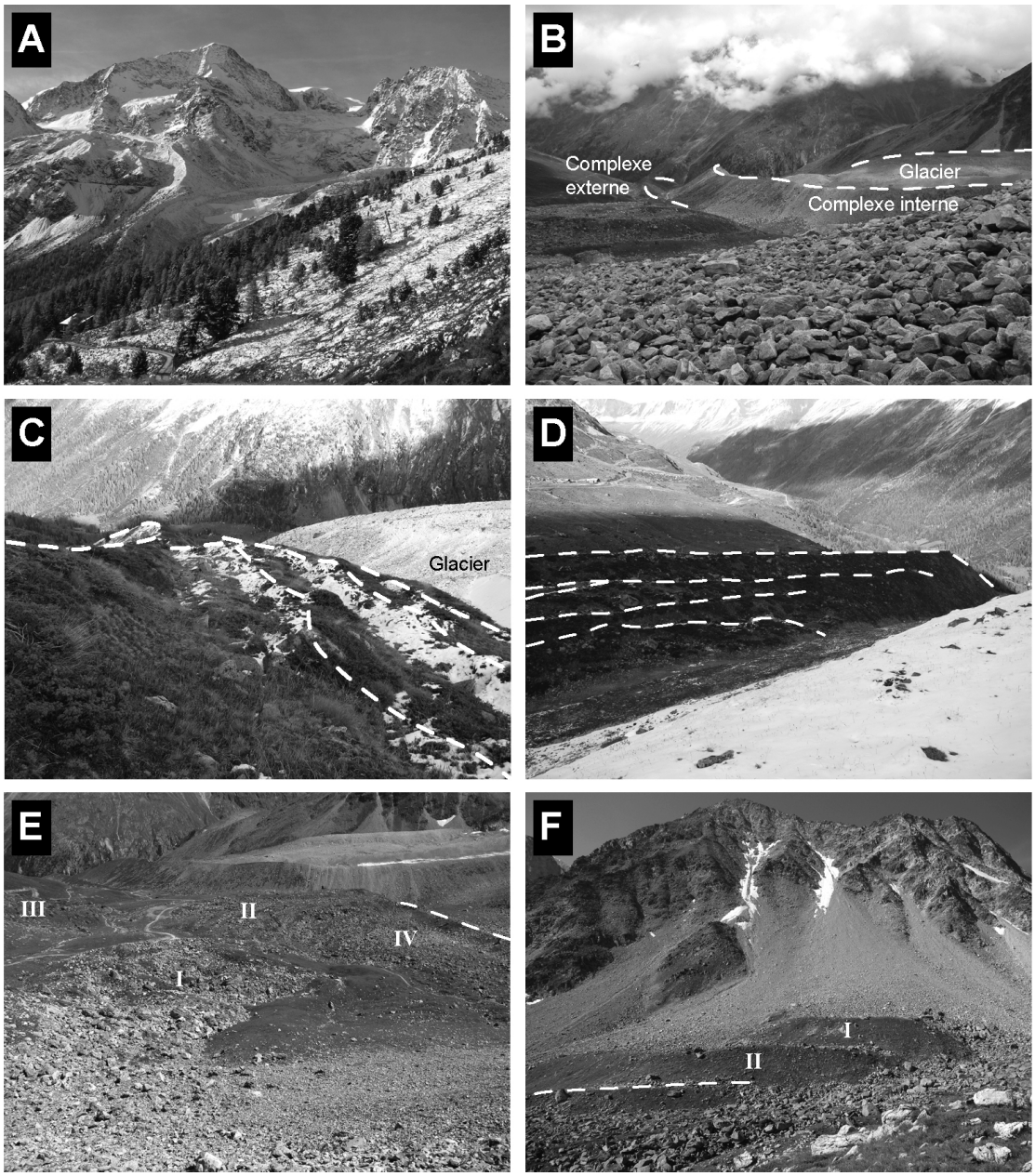


Fig. III.41 *– (A) Le glacier de Tsijiore Nouve le 19 octobre 2010. (B) Vue depuis l'amont sur le complexe externe et sur le complexe interne des moraines latérales gauches du glacier de Tsijiore Nouve. (C) Vue sur les différents cordons qui composent le complexe interne des moraines du glacier de Tsijiore Nouve. (D) Vue sur les différents cordons qui composent le complexe externe des moraines du glacier de Tsijiore Nouve. (E) Vue depuis l'éboulis du Petit Mont Rouge sur les glaciers rocheux fossiles du Petit Mont Rouge 2 (I), de Tsena Réfien 3 (II) et de la Combe de la Ceintre (III) ; la dépression présente dans la partie dorsale du glacier rocheux de Tsena Réfien 3 (IV) pourrait être due à une déformation glaci-tectonique des sédiments gelés par une avancée du glacier des Pointes de Tsena Réfien, dont on peut apercevoir un cordon morainique sur la droite de l'image. (F) Vue sur l'éboulis qui occupe le versant septentrional des Pointes de Tsena Réfien, avec les glaciers rocheux de Tsena Réfien 1 (I) et 2 (II) qui se superposent à un cordon morainique latéro-frontal du petit glacier qui occupait le versant pendant le Tardiglaciaire.*

Cette récurrence glaciaire pourrait correspondre soit à l'oscillation froide de Löbben, soit à celle de Göschenen. La seule certitude est que ce tronc date probablement d'une avancée glaciaire antérieure à la Période Chaude Romaine. Les deux autres dates disponibles pour ce site ont été obtenues sur deux paléosols permettant de contraindre l'âge de la même moraine. La datation TN-74-2 a été effectuée sur un paléosol recouvert par les dépôts morainiques, tandis que la datation TN-74-1 a été effectuée sur un paléosol qui s'est développé sur la moraine elle-même et qui a été par la suite enterré par des loupes de solifluxion. Le paléosol situé sous la moraine, avec une date de 435–870 AD, s'est probablement formé vers la fin de la Période Chaude Romaine et permet de déterminer l'âge maximal de la moraine. Le paléosol enterré par la loupe de solifluxion, avec une date de 770–1155 AD, témoigne probablement de la Période Chaude Médiévale, et permet d'avoir un âge minimal du dépôt glaciaire. Considérant que l'on dispose des dates maximales et minimales du dépôt de la moraine, cette récurrence glaciaire correspond probablement à celle de Göschenen II. Les moraines situées à l'intérieur de celle-ci correspondent donc aux phases du Petit Age Glaciaire et aux périodes de stagnation du dernier siècle et demi.

Cette présentation des datations effectuées sur les moraines du glacier de Tsijiore Nouve permet de tirer deux conclusions importantes, la première basée sur des faits (= datations numériques), et la deuxième, plus spéculative, basée sur des arguments de type morpho-stratigraphique :

1. Le complexe des moraines historiques et récentes (= complexe interne), qui est souvent (de manière très réductive) considéré comme datant seulement du Petit Age Glaciaire, est constitué par au-moins 4 cordons morainiques juxtaposés (visibles dans la partie basse du complexe ; cf. fig. III.41-C). Les datations numériques effectuées sur des troncs d'arbre et des paléosols indiquent que le complexe interne enregistre au-moins 3000 ans de fluctuations glaciaires. Il est donc probable que la présence d'un premier cordon morainique relativement important ait eu pour effet de canaliser les réavancées glaciaires toujours au même endroit ; en d'autres termes, à partir de la Période Romaine, le glacier n'a certainement jamais dépassé ses moraines latérales. Les différentes récurrences glaciaires de Göschenen II et du Petit Age Glaciaire sont donc enregistrées par juxtaposition de cordons morainiques toujours plus internes (à ce propos, voir la figure 26, à la page 92, dans SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER 1976).
2. Le complexe de moraines situé à l'extérieur des moraines historiques et récentes (= complexe externe) présente lui aussi au-moins 4 (voir 5) cordons morainiques juxtaposés, témoignant d'au-moins 4 phases glaciaires (fig. III.41-D). Par analogie avec le complexe interne (cf. point 1), il est donc probable qu'ici aussi le cordon le plus externe ait eu pour effet de canaliser les flux glaciaires successifs et d'en conserver les traces sur le front interne du complexe morainique. Si l'on considère que la partie la plus interne de ce complexe morainique est plus ancien que 3000 cal BP et qu'il pourrait dater probablement de l'épisode froid 8.2 ka cal BP, il est alors possible

d'attribuer les trois autres cordons morainiques plus externes à l'une ou l'autre phase du complexe Egesen, avec le cordon le plus externe (et qui aurait eu pour effet de canaliser les flux glaciaires successifs) qui pourrait correspondre à la phase maximale de l'Egesen.

Bien évidemment, il est difficile de prouver les considérations présentées au point 2 sans avoir recours à des datations numériques. Cependant, en tenant compte du contexte morphoclimatique régional, la solution proposée semble assez logique. Nous y reviendrons dans les chapitres suivants, quand nous traiterons des âges d'exposition des formes étudiées obtenus à l'aide du marteau de Schmidt.

9.2.3 Datation relative à l'aide du marteau de Schmidt

Dans la partie basse du Vallon des Fontanesses, le marteau de Schmidt a été utilisé pour effectuer des datations relatives de cinq glaciers rocheux, deux éboulis, une moraine et une surface d'érosion glaciaire (roches moutonnées) (tab. III.27 et fig. III.42). En tenant compte de la lithologie différente entre les différents sites, les résultats sont présentés séparément pour le secteur du Petit Mont Rouge et pour le secteur de Tsena Réfien. A ce propos, il est important de souligner que, à cause de cette différence de lithologie, aucune comparaison des valeurs-*R* mesurées entre les deux secteurs n'est possible.

Site étudié		**Coordonnées**			**Valeurs-*R***			**Remarques**
Lieu	**St.**	**X**	**Y**	**Alt. (m)**	**Moy.**	**Ecart type**	**Conf. 95%**	
PMR	1	600680	96250	2560	53	4	1.13	Glacier rocheux fossile du Petit Mont Rouge 2 (génération GR II ?)
	2	600580	96250	2555	54	3	0.79	
	3	600525	96265	2585	54	2	0.52	
	4	600450	96280	2605	55	5	1.22	Protalus rampart (GR I ?)
	5	600400	96280	2635	56	3	0.79	*Eboulis du Petit Mont Rouge*
	6	*600370*	*96280*	*2660*	*56*	*2*	*0.52*	
	7	*600560*	*96340*	*2605*	*52*	*5*	*1.46*	*Roches moutonnées*
TR	1	600990	96110	2525	47	3	0.89	Glacier rocheux fossile de Tsena Réfien 3 (génération GR II ?)
	2	600885	96060	2545	48	3	0.84	
	3	600835	96075	2550	48	4	1.14	
	4	600750	96035	2555	48	4	1.06	Moraine de poussée fossile ?
	5	600595	96045	2570	48	4	1.17	
	6	600650	95970	2560	50	4	1.13	Moraine stade Evolène
	7	600555	95950	2590	50	3	0.85	GR de Tsena Réfien 2 (GR I)
	8	600515	95390	2620	49	4	1.17	GR de Tsena Réfien 1 (GR I)
	9	600440	95820	2630	50	3	0.83	Eboulis de Tsena Réfien
	10	600385	95735	2675	50	2	0.53	

Tab. III.27 *– Mesures effectuées avec le marteau de Schmidt dans la région des Fontanesses (PMR = versant oriental du Petit Mont Rouge ; TS = versant septentrional des Pointes de Tsena Réfien). En italique, les mesures utilisées pour la calibration des dates (voir aussi le tableau III.28 et la figure III.44).*

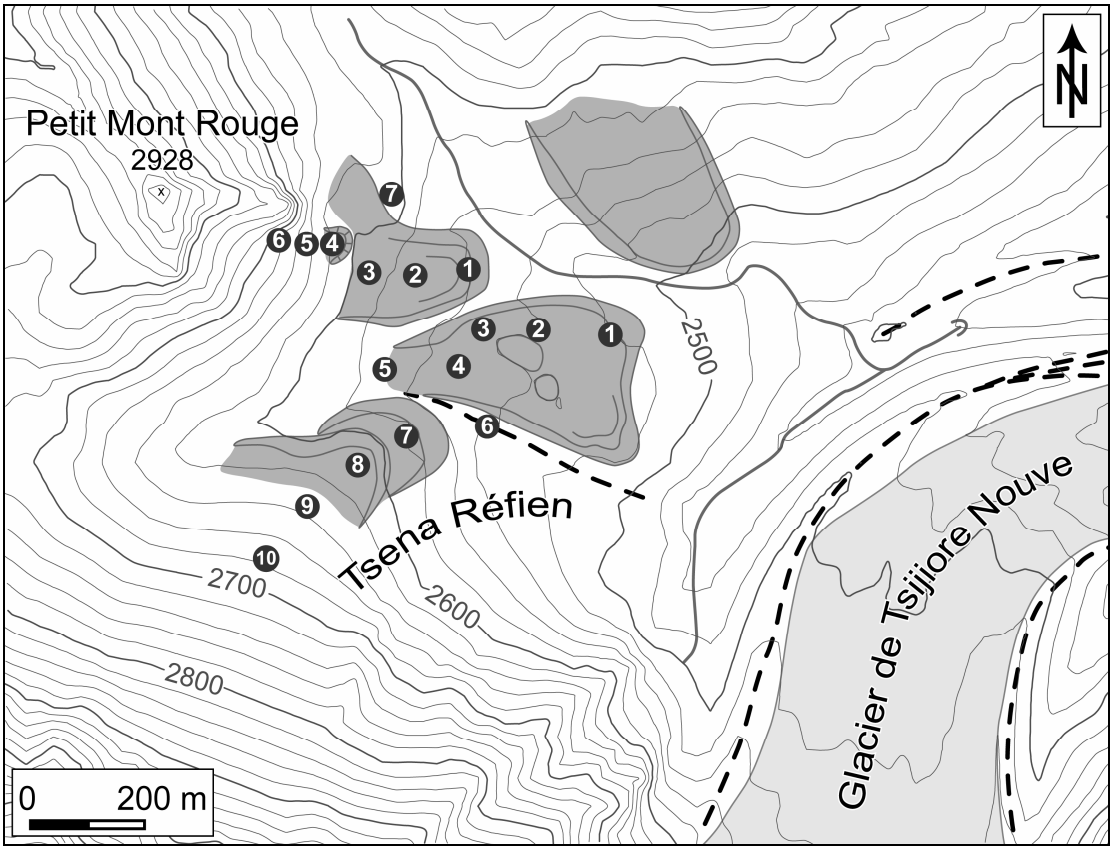


Fig. III.42 *– Localisation des mesures effectuées à l'aide du marteau de Schmidt dans les secteurs du Petit Mont Rouge et de Tsena Réfien. Pour la légende des formes glaciaires et périglaciaires, voir la figure III.39.*

9.2.3.1 Le secteur du Petit Mont Rouge (Série du Mont Dolin)

En partant du front du glacier rocheux du Petit Mont Rouge 2 et en remontant le versant en direction du haut de l'éboulis, en passant par le protalus rampart actif du Petit Mont Rouge 1, on assiste a une augmentation des valeurs-*R* mesurées, ce qui indique que les surfaces mesurées sont de plus en plus jeunes (fig. III.43-A). Malgré cet aspect, il n'y a pas de rajeunissement significatif des âges en fonction de la forme étudiée, ce qui indique que tout le versant constitue plutôt un continuum temporel de dépôt plutôt qu'une discontinuité créé par des formes déposées à des moments différents. Une différence significative d'âge est présente seulement entre l'éboulis (PMR-5-6) et le glacier rocheux fossile du Petit Mont Rouge 2 (PMR-1-3), mais elle ne subsiste pas entre ces formes et le protalus rampart actif du Petit Mont Rouge 1 (PMR-4).

La seule surface d'érosion glaciaire datée (PMR-7), qui correspond à des roches moutonnées qui devraient être libres de la glace depuis la fin du stade de la Luette (= fin du Dryas ancien), présente la valeur-*R* la plus faible de tout le secteur, même si celle-ci n'est pas significativement plus ancienne que la partie frontale du glacier rocheux fossile du Petit Mont Rouge 2. Le protalus rampart actif et l'éboulis du Petit Mont Rouge en sont par contre significativement plus jeunes.

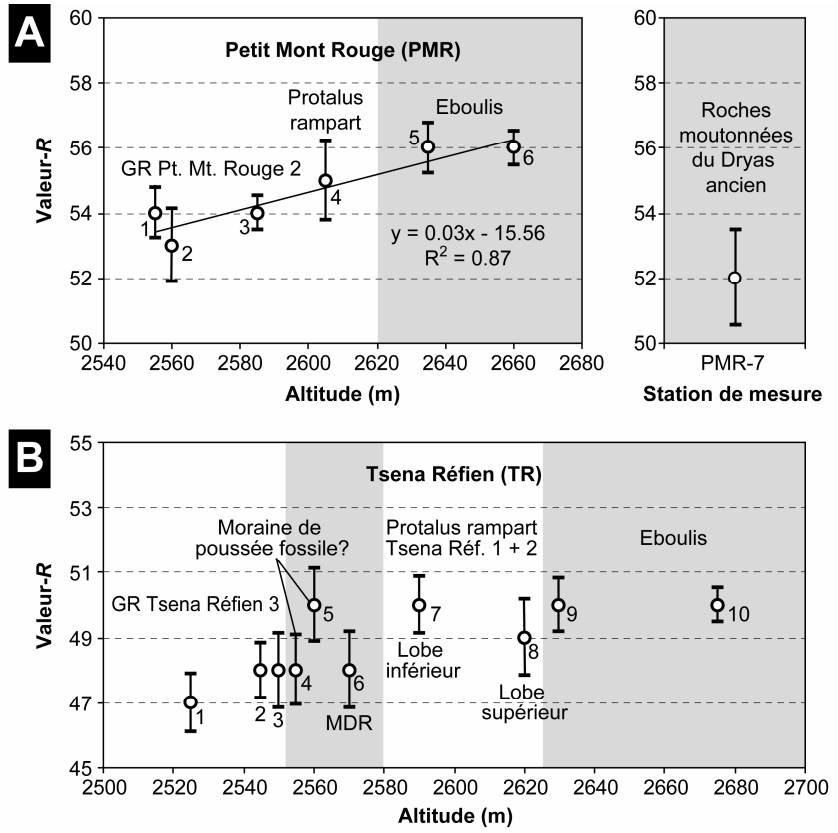


Fig. III.43 *– Résultats des mesures effectuées à l'aide du marteau de Schmidt dans les secteurs du Petit Mont Rouge (A) et de Tsena Réfien (B). En blanc, les stations de mesure sur glacier rocheux, en gris, sur les autres surfaces. MDR = Moraine du Dryas récent. Pour la localisation des stations de mesure, voir la figure III.42.*

9.2.3.2 Le secteur de Tsena Réfien (Série d'Arolla)

Dans le secteur de Tsena Réfien (fig. III.43-B), les formes ont également été datées de l'aval vers l'amont, ce qui devrait nous donner un rajeunissement des âges d'exposition. La valeur-*R* la plus faible correspond en effet à la station de mesure située le plus en aval, c'est-à-dire en amont du front du glacier rocheux de Tsena Réfien 3 (TR-1). En remontant le glacier rocheux, les valeurs-*R* augmentent légèrement, même si ce n'est pas de manière significative. La partie dorsale de ce glacier rocheux présente une large dépression qui laisserait penser que le pergélisol ait été glaci-tectoniquement déformé par une avancée glaciaire (moraine de poussée) (fig. III.41-E). La valeur-*R* mesurée à TR-4 confirme que cette dépression doit avoir le même âge que le reste du glacier rocheux (TR-2-3). L'hypothèse d'une avancée glaciaire ayant déformé la partie dorsale du glacier rocheux est également corroborée par le fait que celui-ci et la moraine de poussée fossile ont le même âge que la moraine du stade d'Evolène (TR-6) du paléo-glacier des Pointes de Tsena Réfien.
En tenant compte du fait qu'au niveau du front, le glacier rocheux de Tsena Réfien 3 est légèrement plus ancien que dans sa partie dorsale et que la moraine du Dryas récent située sur sa gauche, il est probable que son développement ait débuté avant

le Dryas récent, et qu'il ait été partiellement déformé par l'avancée glaciaire du stade d'Evolène. En effet, en tenant compte de l'altitude assez élevée du front de ce glacier rocheux, une initiation de son développement pendant l'interstade tardiglaciaire du Bølling/Allerød n'est pas à exclure.

Plus en amont, les deux glacier rocheux de Tsena Réfien 1 et 2, qui se superposent à la moraine du stade d'Evolène (fig. III.41-F), ainsi que l'éboulis qui les alimente, sont significativement plus jeunes que les formes situées en pied de versant, ce qui indique que ces formes sont certainement holocènes. Malheureusement, on ne dispose pas de mesures effectuées sur une surface récente d'âge connu (par exemple sur les moraines récentes du glacier de Tsijiore Nouve) qui permettrait de déterminer l'âge relatif de l'éboulis et des glaciers rocheux 1 et 2 de Tsena Réfien.
Contrairement à la logique morpho-stratigraphique, le lobe supérieur (TR-8) semble être plus ancien que le lobe inférieur (TR-7) : les barres de l'intervalle de confiance qui se superposent sur plus de la moitié de leur étendue indiquent cependant que cette différence d'âge n'est pas significative et qu'elle résulterait plutôt de problèmes d'ordre méthodologique (erreur d'âge plus grande pour le lobe supérieur). Un dernier mot concerne la station TR-5, qui présente le même âge relatif de l'éboulis et des glaciers rocheux 1 et 2. Il est probable que cela résulte de l'apport plus récent en débris par gravité, venant couvrir les dépôts associés au glacier rocheux fossile de Tsena Réfien 3.

9.2.4 Chrono-stratigraphie par calibration des âges d'exposition

Dans le secteur du Petit Mont Rouge, les âges ont été calibrés à l'aide de la partie supérieure de l'éboulis (PMR-6), considéré comme relativement récent, et des roches moutonnées de la fin du Dryas ancien (PMR-7) (tab. III.28 et fig. III.44). Toutefois, en tenant compte du fait que pour l'éboulis, malgré son aspect relativement frais, on n'a pas la certitude que son âge d'exposition soit relativement récent, les âges calibrés obtenus doivent être considérés comme des âges minimaux dans l'absolu, c'est-à-dire que l'âge réel de la surface datée est certainement plus ancien que la valeur obtenue.

Pour le glacier rocheux fossile du Petit Mont Rouge 2, on obtient un âge d'exposition compris entre 10.9 ± 4.1 ka cal BP (PMR-1) et 7.2 ± 2.9 ka cal BP (PMR-2), indiquant qu'il aurait pu se développer dès que le secteur a été déglacé à la fin du Dryas ancien et que son inactivation daterait de l'Optimum Climatique Holocène de l'Atlantique ancien. Le protalus rampart actif du Petit Mont Rouge 1 serait par contre bien plus récent. L'âge d'exposition de 3.6 ± 4.4 ka cal BP (PMR-4) semble indiquer que cette forme s'est développée dans les huit derniers millénaires, c'est-à-dire grosso modo après l'Optimum Climatique Holocène.

Pour le secteur de Tsena Réfien, comme déjà indiqué plus haut, il n'a pas été possible de proposer une calibration des âges d'exposition en raison de l'absence de mesures effectuées sur des surfaces d'âge connu relativement récentes. En tenant compte de la complexité des moraines latérales du glacier de Tsijiore Nouve, il serait intéressant

d'effectuer des mesures au marteau de Schmidt le long de transects coupant le complexe externe et le complexe interne, afin d'avoir à disposition des données pour chaque cordon morainique. En se basant sur les datations numériques effectuées par SCHNEEBELI & RÖTHLISEBERGER (1976), il serait (peut-être) alors possible de dresser une courbe de calibration des âges à haute résolution, permettant également de déterminer le comportement de la valeur-*R* en fonction du temps.

Site étudié			**Valeurs-*R***		**Chronologie**		
Lieu		**St.**	**Moy.**	**Intervalle de confiance 95%**	**Age attribué (ka cal BP)**	**Age calculé (ka cal BP)**	**Erreur d'âge (± ka)**
Petit Mont Rouge	PMR	1	53	1.13	–	10.9	4.1
	PMR	2	54	0.79	–	7.2	2.9
	PMR	3	54	0.53	–	7.2	1.9
	PMR	4	55	1.22	–	3.6	4.4
	PMR	5	56	0.79	–	0.0	2.9
	PMR	6	56	0.52	0.0	0.0	1.9
	PMR	7	52	1.46	14.5	14.5	5.3

Tab. III.28 *– Résultat des calibrations des âges par régression linéaire pour le site du Petit Mont Rouge. L'erreur d'âge a été calculée sur la base de l'intervalle de confiance à 95%.*

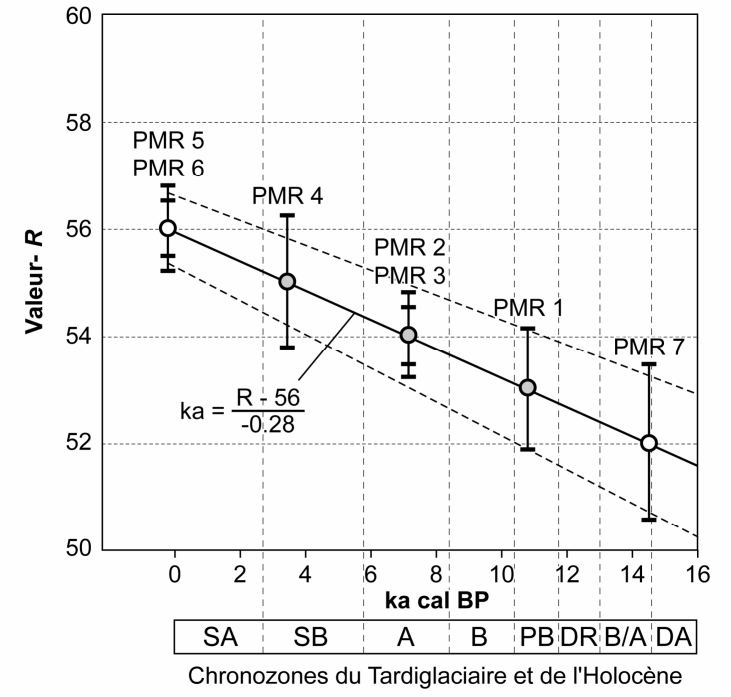


Fig. III.44 *– Calibration par régression linéaire des âges d'exposition (en gris) en fonction de la valeur-*R *mesurée sur des surfaces d'âge connu (en blanc) pour le secteur du Petit Mont Rouge. Pour les chronozones de l'Holocène et du Tardiglaciaire, voir la figure III.37. Pour le code des sites, voir le tableau III.27.*

9.2.5 Synthèse générale

L'étude de la déglaciation du Val d'Hérens, et plus précisément du Val d'Arolla, pendant le Tardiglaciaire, a permis de déterminer l'âge maximal des formes périglaciaires étudiées. Au delà des étapes principales de la déglaciation, reprises des travaux de Sylvain Coutterand, cela a nécessité une analyse géomorphologique assez fine de la partie basse du Vallon des Fontanesses, afin d'établir quels secteurs étaient sous la glace et quels secteurs étaient libres de glace. La présence d'une moraine latéro-frontale du paléo-glacier des Pointes de Tsena Réfien pouvant se raccorder au complexe externe des moraines latérales gauches du glacier de Tsijiore Nouve a permis de déterminer que la zone occupée actuellement par les glaciers rocheux fossiles du Petit Mont Rouge 2, de Tsena Réfien 3 et de la Combe de la Ceintre n'était pas englacée pendant le Dryas récent. Afin d'étayer cette configuration des paléo-glaciers pendant le stade d'Evolène, nous avons également attribué une partie du complexe externe des moraines du glacier de Tsijiore Nouve aux récurrences glaciaires du Dryas récent et du début du Préboréal, en nous basant sur des arguments chronologiques et sur une analyse comparée de ce complexe de moraines avec celui des moraines historiques et récentes.

Sur la base de ce cadre paléogéographique, il s'ensuit que la plupart des glaciers rocheux fossiles étudiés avaient de l'espace à disposition pour se développer dès la fin du Dryas ancien. Cela est confirmé également par l'âge d'exposition déterminé au niveau du front du glacier rocheux du Petit Mont Rouge 2, qui comprend la période située entre 15.0 et 6.8 ka cal BP, et par la valeur-*R* mesurée au front du glacier rocheux de Tsena Réfien 3, qui indique qu'il est antérieur au Dryas récent. Sachant que ces glaciers rocheux se situent à proximité de la LIP régionale, il est probable qu'ils aient commencé à se développer pendant l'interstade tardiglaciaire du Bølling/Allerød, qui présentait des températures environ 1.8–2.5°C plus froides qu'actuellement (cf. chap. 7.1.2), et qu'il se soient inactivés pendant le première partie de l'Holocène. Cela est confirmé également par la valeur de la DP la plus grande de tout le secteur, déterminée sur la base du glacier rocheux de la Combe de la Ceintre, qui se situe 210 m plus bas que la LIP actuelle. En considérant un gradient vertical de température de 0.6°C/100 m, une DP de 210 m indique qu'au moment de l'inactivation du glacier rocheux, MAAT devait être plus froide d'environ 1.3°C, ce qui permet de le corréler avec le génération GR II de la région du Mont Gelé – Mont Fort, s'étant inactivée avant l'Optimum Climatique Holocène. Pour les glaciers rocheux plus récents, l'âge d'exposition compris entre 8.0 et 0.0 ka cal BP du protalus rampart actif du Petit Mont Rouge 1 indique que cette forme s'est développée après l'Optimum Climatique de l'Atlantique ancien, et de ce fait est contemporaine de la plupart des glaciers rocheux actifs datés dans la région du Mont Gelé – Mont Fort. Cette datation doit être interprétée avec beaucoup de précaution, car elle est basée sur l'attribution d'un âge récent à l'éboulis du Petit Mont Rouge. Il suffit que l'âge minimal de celui-ci soit, par exemple, de 3–5 ka cal BP, pour que l'âge minimal du protalus rampart devienne de 9.8–3.4 ka cal BP, ce qui situerait le début de sa formation dans la première partie de l'Holocène.

Les deux protalus rampart inactifs de Tsena Réfien 1 et 2 sont certainement postérieurs au stade d'Evolène. Bien que l'on ne dispose pas de calibration des âges, on peut supposer qu'ils se soient formés pendant la première partie de l'Holocène. Tenant compte qu'ils ne sont pas significativement plus jeunes que la moraine du stade d'Evolène, il est possible de proposer un âge minimal de leur inactivation à l'Optimum Climatique Holocène. L'éboulis de Tsena Réfien serait alors également assez ancien, étant donné qu'il n'est pas statistiquement plus jeune que les deux protalus rampart. Il se serait donc formé assez rapidement entre la fin du Dryas récent et le milieu de l'Holocène.

Pour terminer avec quelques considérations d'ordre méthodologique, les mesures effectuées avec le marteau de Schmidt dans la région d'Arolla ont permis de tester cette méthode sur des dolomies et sur des gneiss granitiques grossiers.
Pour les dolomies, on s'attendait à une remise à zéro de l'âge d'exposition par érosion chimique (karstification) de la surface de la roche. Cela a été partiellement le cas, étant donné que 15 millénaires d'altération de surface sont compris dans seulement quatre unités de la valeur-*R*. Malgré cette faible différence de valeur-*R* par millénaire, il a été quand même possible de discriminer les âges des formes tardiglaciaires, de la première et de la deuxième moitié de l'Holocène. Il est donc probable que la partie de roche constituée par des éléments non karstifiables permet aux dolomies d'êtres moins sujettes à l'érosion chimique que les calcaires massifs. On testera cette hypothèse dans le chapitre suivant, qui sera dédié à des mesures effectuées sur des calcaires siliceux du Jurassique moyen.
Dans les gneiss oeillées d'Arolla, le problème principal était de choisir l'endroit à mesurer, étant donné que les minéraux de relativement grande taille peuvent influencer de manière importante la valeur-*R* finale pour chaque bloc. Les blocs datés présentaient également une couverture lichénique importante.
Pour ces raisons structurales (type de roche et texture) et organiques (présence de lichens), pour les secteurs du Petit Mont Rouge et de Tsena Réfien, nous avons donc des intervalles de confiance à 95% (et donc des intervalles d'âge lors de la calibration) globalement plus importants que ceux déterminés dans la région du Mont Gelé – Mont Fort, où les mesures ont été effectuées sur des gneiss et des roches vertes de texture plus fine.

9.3 La région de Chamosentse

9.3.1 Introduction et choix des sites à dater

Dans la région de Chamosentse, qui se situe en rive droite de la vallée du Rhône, en amont de Chamoson (fig. III.45), des mesures au marteau de Schmidt ont été effectuées essentiellement pour des raisons méthodologiques – tester la méthode sur des calcaires – et pour essayer de résoudre une controverse liée à l'attribution chronologique des roches moutonnées striées du verrou du Pas de Chamosentse (fig. III.46-A). Il s'agissait de se déterminer sur l'attribution du polissage glaciaire au niveau du Pas de Chamosentse à une des avancées glaciaires récentes de la période historique (3.0–0.1 ka cal BP) ou à une avancée glaciaire tardiglaciaire ou du début de l'holocène (communication personnelle de Jacques Ehinger). Ce débat s'insère dans le cadre de la réalisation d'un petit guide géotouristique autour de la Dent de Chamosentse (voir ROUGIER & EHINGER 2010), afin de valoriser le patrimoine géologique et géomorphologique local à travers un sentier didactique de 13 km environ proposant 16 arrêts et passant par le Pas de Chamosentse, le glacier de la Forcla et le Col de la Forcla (voir COLLECTIF 2011).

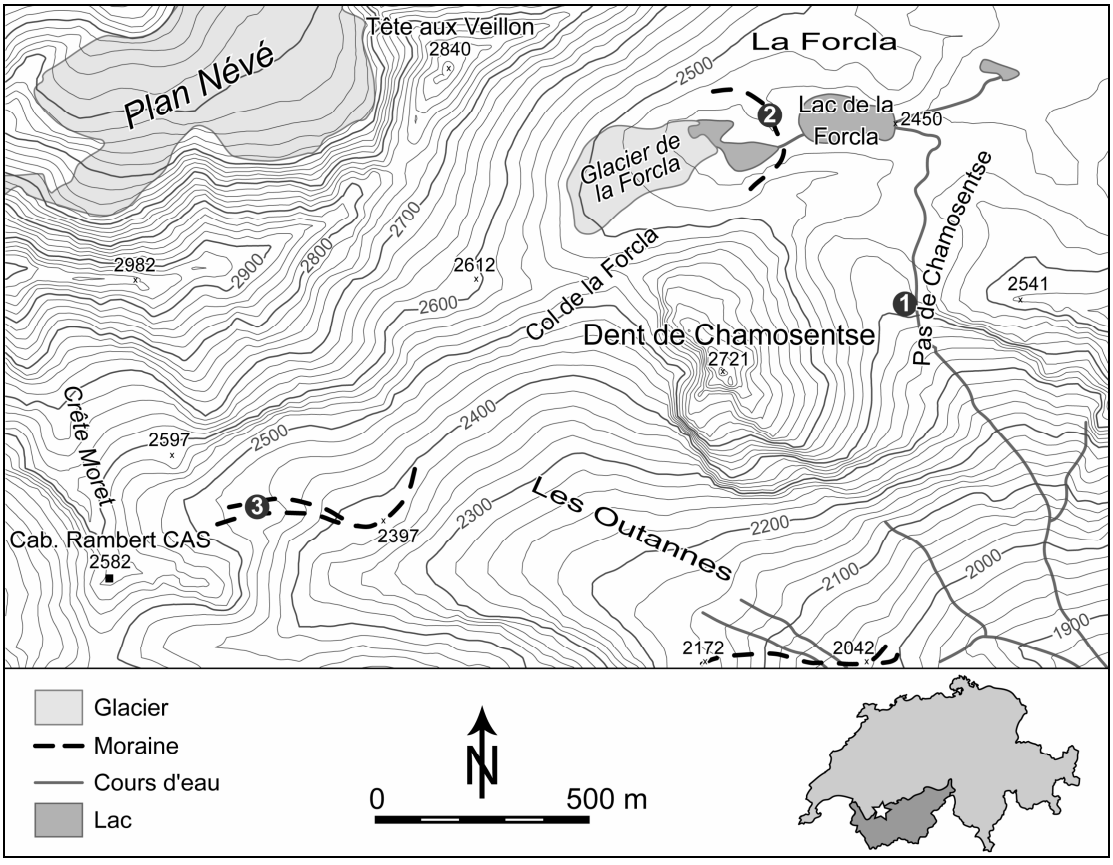


Fig. III.45 *– Situation géographique, formes glaciaires et localisation des mesures effectuées à l'aide du marteau de Schmidt dans la région de Chamosentse.*

Afin d'essayer de résoudre cette controverse chronologique, nous nous sommes donc proposés d'effectuer des datations relatives au marteau de Schmidt sur des surfaces d'âge connu récentes et de la fin du Tardiglaciaire, afin de déterminer, par comparaison des valeurs-*R* mesurées, l'âge d'exposition des surfaces polies par le glacier du Pas de Chamosentse (voir le tableau III.29).
Pour la surface d'âge historique, c'est la moraine récente du glacier de la Forcla, se situant entre l'actuel lac proglaciaire et le lac de la Forcla, qui a été choisie (fig. III.46-B). Cette moraine a été attribuée par DORTHE-MONACHON & SCHOENEICH (1993) à la fin du Petit Age Glaciaire (stade de 1850 AD) sur la base de l'analyse la Carte Dufour de 1863[8], dont le levé original date de 1840[9], soit une dizaine d'années avant la dernière expansion maximale historique des glaciers des Alpes Occidentales. Sur la première édition de la Carte Siegfried de 1880[10], d'ailleurs, le front du glacier de la Forcla est déjà plus bas par rapport à l'altitude de cette moraine. Cela confirme donc qu'elle a été déposée pendant le dernier maximum du Petit Age Glaciaire. Cette analyse des cartes historiques permet également de constater que les stries du verrou du Pas de Chamosentse doivent dater d'une récurrence glaciaire antérieure au dernier maximum du Petit Age Glaciaire.
Pour la surface d'âge tardiglaciaire, nous avons dû choisir une moraine constituée de la même pétrographie que les roches moutonnées du Pas de Chamosentse et que la moraine de 1850 du glacier de la Forcla, à savoir des calcaires siliceux du Bajocien Inférieur (Dogger) de la Nappe de Morcles, déterminés selon la feuille « Dent de Morcles » de l'Atlas Géologique de la Suisse[11]. Un autre critère de sélection était lié à l'altitude de la moraine choisie, qui ne devait pas trop se différencier des deux autres sites datés afin d'éviter des problèmes liés à des taux d'altération de la roche différentes en raison de conditions climatiques (principalement la température et la couverture neigeuse) différentes.

Site étudié		**Coordonnées**			**Valeurs-*R***			**Remarques**
Lieu	**St.**	**X**	**Y**	**Alt. (m)**	**Moy.**	**Ecart type**	**Conf. 95%**	
Pas de Chamosentse	1	578380	120570	2410	54	2	0.52	Roches moutonnées striées
Glacier de la Forcla	2	578100	120990	2460	53	3	0.81	Moraine de 1850 AD
Crêt Moret	3	576900	120060	2470	53	3	0.79	Moraine du Dryas récent ?

Tab. III.29 *– Mesures effectuées avec le marteau de Schmidt dans la région de Chamosentse. Pour la localisation des stations de mesure, voir la figure III.45.*

[8] Carte topographique de la Suisse (Carte Dufour), feuille XVII « Vevey – Sion », 1:100'000, 1863.
[9] Levé original de la Carte Dufour consulté : Blatt XVII, Unterabt. 14. Original-Nr. 406a. Levé par Wolfsberger, 1840. 1:50'000. (Correspond à la feuille no. 485 de l'Atlas Siegfried).
[10] Atlas topographique de la Suisse (Carte Siegfried), feuille 485 « Saxon », 1:50'000, 1880.
[11] Atlas géologique de la Suisse, feuille 58 « Dent de Morcles », 1:25'000, 1971. (Correspond à la feuille no. 1305 de la Carte Nationale 1:25'000).

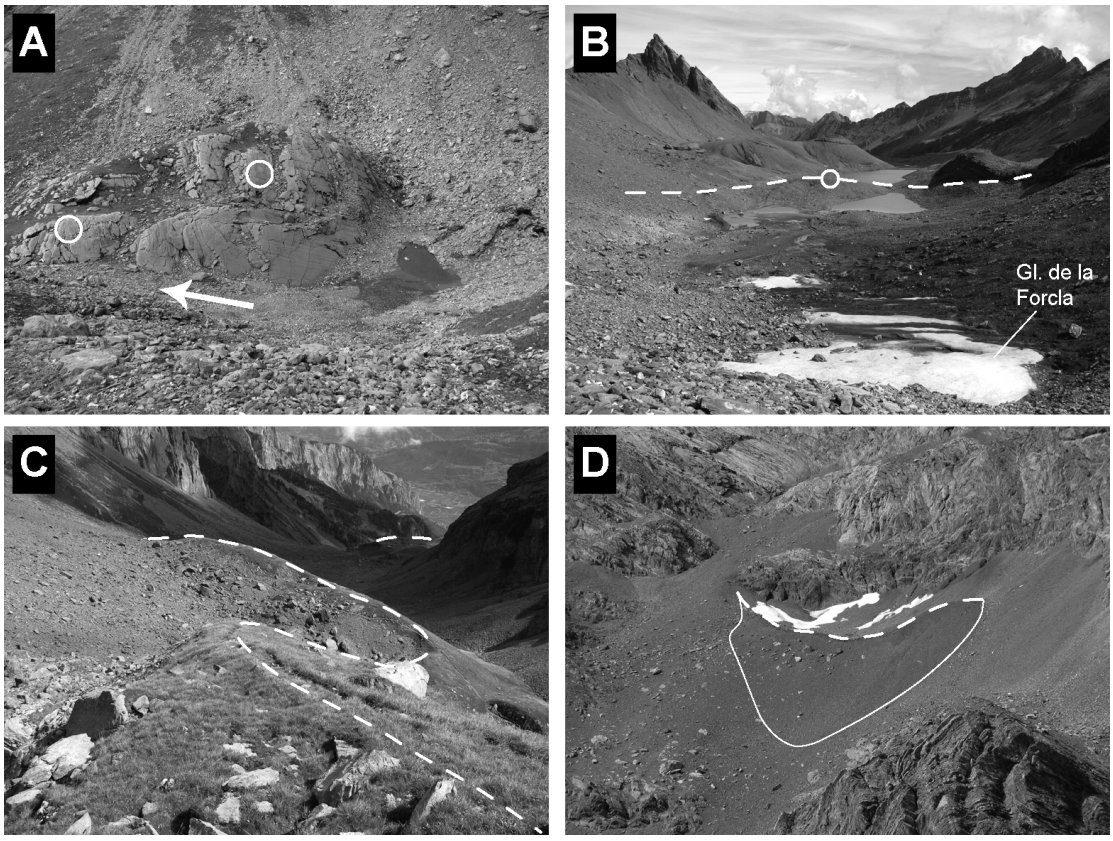
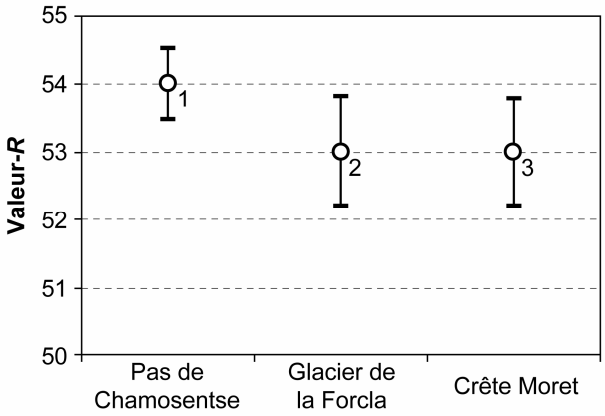


Fig. III.46 *– (A) Verrou poli et strié au pas de Chamosentse. La flèche indique la direction de l'écoulement glaciaire d'après la forme des roches moutonnées et de la direction des stries. Les cercles indiquent l'endroit où les mesures au marteau de Schmidt ont été effectuées. (B) Vue sur la marge proglaciaire du glacier de la Forcla, état au 16 septembre 2010, et emplacement de l'endroit où les mesures au marteau de Schmidt ont été effectuées sur la moraine de 1850 AD. (C) Vue sur la moraine du stade de Crête Moret. En deuxième plan, partie de la moraine du stade des Outannes. (D) Le petit bourrelet de névé qui se situe dans le petit cirque de Crête Moret, vers 2680 m d'altitude.*



Valeur-*R* moyenne par bloc

Bloc	Gl. de la Forcla	Crête Moret
1	55	55
2	54	55
3	52	54
4	51	52
5	51	51

Fig. III.47 *– Résultats des mesures effectuées à l'aide du marteau de Schmidt dans la région de Chamosentse. Pour la localisation des stations de mesure, voir la figure III.45.*

Une moraine relativement bien végétalisée, située au débouché du cirque de Crête Moret, vers 2400 d'altitude, a été choisie (fig. III.46-C). En tenant compte du fait que la limite inférieure de la LEG régionale pour le stade de 1850 AD pour toutes les Alpes Calcaires Occidentales pour l'orientation sud était d'environ 2550 m (DORTHE-MONACHON & SCHOENEICH 1993), il est hautement improbable que cette moraine puisse dater de la période historique. De plus, un glacier de telles dimensions aurait été certainement représenté sur la Carte Dufour de 1863 ou sur la Carte Siegfried de 1880. La seule trace d'englacement récent dans le cirque de Crête Moret est constituée par un bourrelet de névé bien développé qui se situe à environ 2680 m d'altitude (fig. III.46-D).

Plus bas dans la vallée, DORTHE-MONACHON (1993) a défini au-moins trois stades du paléo-glacier de la Losentse plus étendus que celui de Crête Moret, sur la base des moraines des Outannes (front du glacier vers 2040 m), de Chamosentse (front du glacier vers 1380 m) et de Vérines-Dessous (front du glacier vers 840 m). D'après DORTHE-MONACHON (1993 : 69), pendant le stade de Vérines-Dessous, le paléo-glacier de la Losentse s'arrêtait peut-être dans un lac barré par le glacier du Rhône ; on peut donc considérer que ce stade est certainement antérieur au stade de Gschnitz des Alpes Orientales. Pendant le stade de Gschnitz, en effet, le front du glacier du Rhône se situait certainement déjà dans le Haut-Valais (AUBERT 1980), même si sa position exacte est encore à préciser, et les glaciers des vallées situées en rive gauche du Rhône présentaient des langues glaciaires indépendantes (WINISTÖRFER 1980, BIRCHER 1983, MÜLLER 1984 ; voir aussi le chapitre 9.2.2.1). Sans oser proposer une attribution de l'un ou l'autre stade local avec la référence des Alpes Orientales, étant donnée l'altitude assez basse de la langue glaciaire, on peut considérer que les stades de Chamosentse et des Outannes correspondent presque certainement au complexe Gschnitz–Daun ; ils sont donc antérieurs au Bølling. Le stade de Crête Moret se situe au contraire bien plus en amont par rapport au stade des Outannes. L'élévation de la LEG entre les deux stades, calculée grâce à la méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires (méthode d/2) est de 180 m, témoignant d'un réchauffement climatique important entre ces deux stades. Le stade de Crête Moret doit donc être postérieur à l'Allerød. D'après une estimation assez grossière effectuée sur la carte topographique, la LEG pendant le stade de Crête Moret se situait environ 150–200 m en aval de la limite inférieure de la LEG pendant le Petit Age Glaciaire ; il est donc possible de placer chrono-stratigraphiquement ce stade dans une période allant du début du Dryas récent jusqu'au Préboréal.

9.3.2 Essai de datation relative et synthèse générale

Les mesures effectuées à l'aide du marteau de Schmidt sur les trois surfaces que l'on souhaitait dater n'ont pas permis d'apporter une réponse à la problématique de l'attribution chronologique des roches moutonnées du Pas de Chamosentse. Celles-ci présentent en effet la valeur-*R* la plus élevée, ce qui indique qu'il s'agit de la surface la plus jeune des trois (fig. III.47), bien que la différence d'âge ne soit pas statistiquement significative. Cependant, ce résultat est probablement à rejeter, car

les mesures effectuées sur la moraine de 1850 AD du glacier de la Forcla et sur la moraine attribuée au Dryas récent du paléo-glacier de la Losentse ont donné presque exactement le même résultat. Si l'on considère également la valeur-*R* moyenne de chaque bloc mesuré (voir la figure III.47), il n'est pas possible de discriminer les deux surfaces d'un point de vue chronologique, car la dispersion des valeurs dans les deux cas est pratiquement la même.

Comment expliquer ce résultat ? Les arguments de nature géomorphologique et glaciologique ne permettent pas d'interpréter les valeurs-*R* mesurées. Il est en effet très improbable que les deux moraines aient effectivement à peu près le même âge et que les roches moutonnées du Pas de Chamosentse aient été mises à l'air libre que très récemment (elles auraient dû être jusque-là ensevelies sous des dépôts glaciaires ou gravitaires). Il est donc nécessaire de recourir à des arguments de type structural : il est en effet probable que, étant donnée la roche composée principalement par du carbonate de calcium, il y aie eu une sorte de remise à zéro de l'épaisseur de la croûte d'altération superficielle par karstification de la surface de la roche. De ce fait, les âges d'exposition déterminés sur la base de la valeur-*R* sont très semblables, même si la différence d'âge entre les formes que l'on veut dater est apparemment importante. Des résultats similaires ont été obtenus également dans les Alpes Calcaires autrichiennes, pour des mesures effectuées sur des glaciers rocheux actifs et sur des moraines récentes et tardiglaciaires (Andreas Kellerer-Pirklbauer, communication personnelle). Même une érosion de l'ordre de quelques dixièmes de millimètres doit pouvoir causer un effet sur les valeurs-*R* mesurées. Dans le cas des roches moutonnées du Pas de Chamosentse, les stries glaciaires étaient encore bien visibles, ce qui indique que l'érosion par karstification de la surface de la roche doit s'effectuer très lentement. Celle-ci pourrait être variable en fonction de l'inclinaison et de la position des surfaces datées. Dans les cas des deux moraines, les blocs se situaient sur la crête du cordon morainique, ce qui limite l'érosion par ruissellement et la quantité de neige qui peut s'y déposer à cause de la déflation éolienne. Au Pas de Chamosentse, au contraire, les mesures ont été effectuées sur le versant du verrou, où l'érosion chimique de la surface de la roche peut être plus importante en raison du ruissellement de l'eau (météorique ou de fusion de neige) sur les dalles calcaires.

Si, pour terminer, on revient à notre problématique initiale, que peut-on conclure quant à l'attribution chronologique des stries glaciaires du Pas de Chamosentse ? L'analyse de cartes anciennes a exclu une attribution des stries à l'une des avancées glaciaires du Petit Age Glaciaire et l'analyse des mesures effectuées au marteau de Schmidt n'a pas permis de déterminer un âge minimal de cette surface rocheuse ; il est donc probable que celle-ci date d'une période comprise entre le Dryas récent (attribution chronologique des stries selon COLLECTIF 2001 : 30) et le début de l'Atlantique ancien (épisode froid 8.2 ka cal BP ?), même si une récurrence glaciaire antérieure au Petit Age Glaciaire plus étendue que cette dernière (Löbben ? Göschenen I ou II ?) n'est pas totalement à exclure, comme on l'a montré pour les glaciers des Yettes Condja et de la Chaux dans la région du Mont Gelé – Mont Fort (cf. chap. 9.1.4).

9.4 Le Massif de la Cima di Gana Bianca

9.4.1 Introduction et caractéristiques géomorphologiques

Les formes périglaciaires étudiées dans ce chapitre se situent dans le Massif de la Cima di Gana Bianca, dans la partie orientale du Val Blenio (Alpes Tessinoises orientales). Cette région est caractérisée par une morphologie périglaciaire alpine typique, présentant de nombreux glaciers rocheux de différents degrés d'activité, de vastes voiles et cônes d'éboulis et d'importantes moraines tardiglaciaires (fig. III.48). Du point de vue tectonique, le Massif de la Cima di Gana Bianca se situe dans la Nappe du Simano, appartenant au domaine Pennique inférieur. Le substratum pré-quaternaire est composé surtout de gneiss granitiques à deux micas (par la suite nommés « orthogneiss du Simano ») et par des paragneiss semi-pélitiques et pélitiques et des micaschistes à deux micas d'origine méta-sédimentaire (par la suite nommés « paragneiss ») (BERGER *et al*. 2005, 2006, RÜTTI *et al*. 2005). Cet aspect est particulièrement intéressant parce que, comme on l'a déjà vu plusieurs fois, la lithologie est l'un des facteurs pouvant influencer de manière importante les valeurs-*R* mesurées à l'aide du marteau de Schmidt. Les données seront donc traitées par secteurs de lithologie homogène.

Du fait d'une altitude maximale de 2842.3 m (Cima di Gana Bianca) et de la LEG régionale se situant au début des années 1970 à environ 2800–3000 m (MAISCH 1992), la région ne présente pas de glaciers. Les seules traces de neiges pérennes sont constituées par deux glacierets recensés à l'occasion de l'inventaire national des glaciers de 1973 (MÜLLER *et al*. 1976). Le premier, orienté au nord, se situait en dessus de 2450 m d'altitude, aux racines du glacier rocheux de Stabbio di Largario (SL sur la figure III.48 ; objet C44/03[12] sur la figure III.50), tandis que le deuxième, orienté à nord-est, occupait le versant oriental de la Cima di Gana Bianca en dessus de 2620 m d'altitude, aux racines du glacier rocheux de Gana Bianca (GB sur la figure III.48 ; objet C45/01 sur la figure III.50). Ces deux glacierets étaient encore reportés sur l'édition de 2004 de la Carte Nationale[13], mais ne sont plus représentés sur les éditions successives. Lors des visites de terrain effectuées entre 2007 et 2010, aucune trace de glace n'était visible à la surface du sol.

Une description géologique et géomorphologique détaillée de tout le massif, en particulier de ses glaciers rocheux et des étapes du retrait glaciaire régional à la fin du Pléistocène, ainsi qu'une compilation des recherches effectuées dans la région sont présentées par SCAPOZZA & FONTANA (2009). Pour plus d'informations générales concernant les glaciers rocheux des Alpes Tessinoises et leur dynamique, voir SCAPOZZA & MARI (2010). Les caractéristiques topographiques et lithologiques des 8 glaciers rocheux qui ont été datés dans cette étude sont présentées dans le tableau III.30.

[12] Ce code fait référence au nombre d'inventaire selon MAISCH (1992).
[13] Carta Nazionale della Svizzera, foglio 1253 « Olivone », 1 : 25'000, 2004. (Etat des glaciers : 2001).

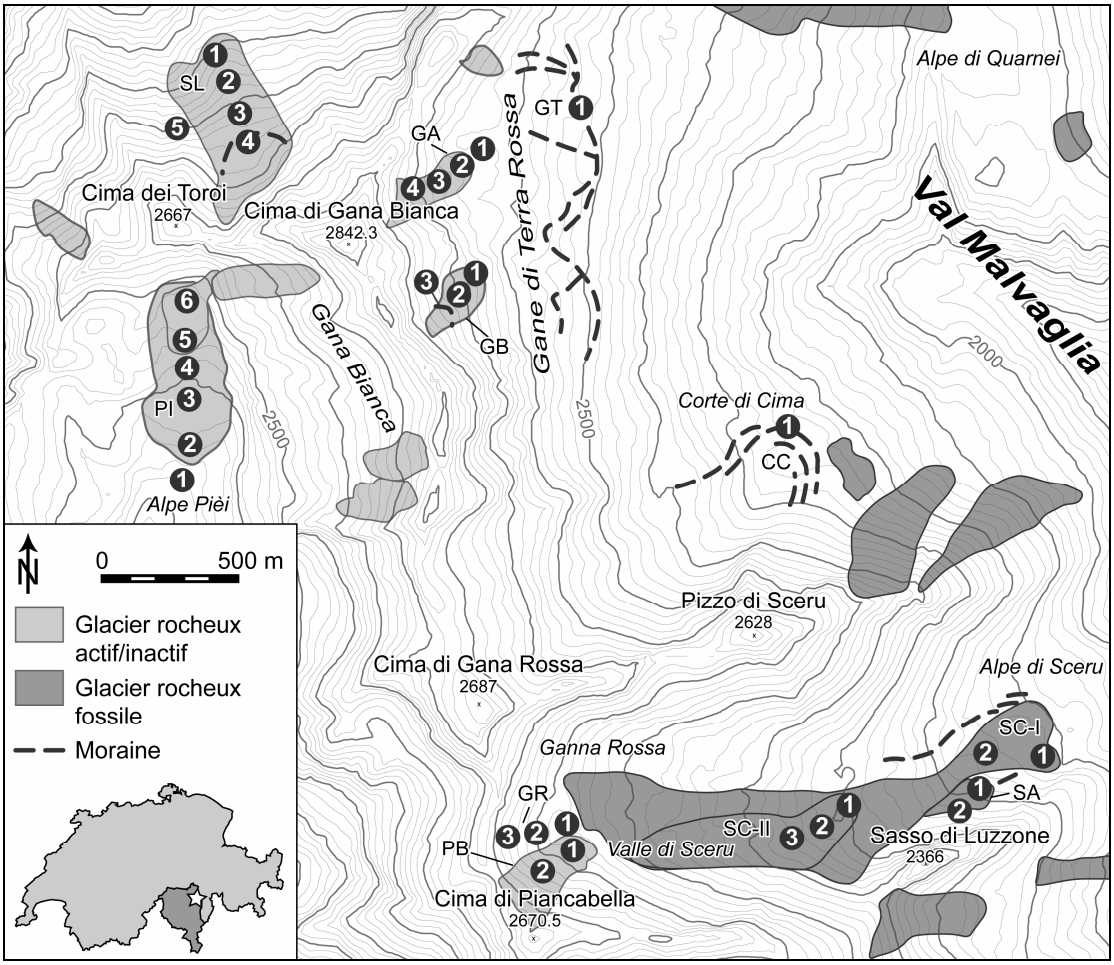


Fig. III.48 *– Formes glaciaires et périglaciaires du Massif de la Cima di Gana Bianca. Modifié d'après* SCAPOZZA & RAMELLI *(2011 : 54) (données d'après* SCAPOZZA & FONTANA *2009). Les nombres indiquent les stations de mesures au marteau de Schmidt des figures III.52 et III.53, caractérisées par un code à deux lettres pour chaque site (voir le tableau III.30).*

ID	Nom	Activité	Altitude du front (m)	Orient.	Lithologie
SL	Stabbio di Largario	Actif	2240	N	Orthogneiss du Simano
GA	Gana	Actif	2530	E	
PB	Piancabella	Actif	2440	NE	Paragneiss
PI	Alpe Pièi	Actif	2340	S	Orthogneiss du Simano
GB	Gana Bianca	Inactif	2560	NE	
SC-I	Alpe di Sceru I	Fossile	1975	NE	Paragneiss
SC-II	Alpe di Sceru II	Fossile	2190	NE	Paragneiss
SA	Sasso di Luzzone	Fossile	2070	N	Paragneiss

Tab. III.30 *– Caractéristiques principales des glaciers rocheux datés dans cette étude. Caractéristiques géographiques d'après* SCAPOZZA & FONTANA *(2009). Le degré d'activité a été déterminé par analyse d'interférogrammes InSAR (voir* SCAPOZZA & MARI *2010,* MARI et al. *2011) et par mesures de terrain au GPS différentiel (voir* RAMELLI et al. *2011).*

9.4.2 Chronologie de la déglaciation

9.4.2.1 Définition des stades tardiglaciaires régionaux

Les étapes du retrait glaciaire régional pendant le Tardiglaciaire dans la partie orientale du Massif de la Cima di Gana Bianca, et plus généralement dans tout le Val Blenio, ont déjà été étudiées dans le détail par SCAPOZZA (2008), SCAPOZZA *et al*. (2008b) et SCAPOZZA & FONTANA (2009), auxquels on fera référence dans cette recherche. Nous invitons donc le lecteur à consulter ces travaux s'il est intéressé à connaître les descriptions des tous les dépôts morainiques considérés et la définition des positions de référence pour chaque stade local. Par rapport à ces travaux, dont on a repris les surfaces glaciaires, on a complété le cadre régional en considérant également le paléo-glacier de Gana Bianca, situé sur le versant sud-ouest du massif. Les calculs de la DLEG pour chaque stade local ont par contre été refaits dans un SIG selon la méthode présentée au chapitre 8.1.2 ; par rapport à la méthode classique, qui consistait en la détermination de la surface glaciaire du paléo-glacier pour chaque tranche d'altitude de 50–100 m (voir SCAPOZZA & FONTANA 2009 : 27), la différence maximale d'altitude de la LEG obtenue avec la méthode SIG est comprise dans un intervalle de ± 30 m.
Les différents stades glaciaires locaux définis dans le Massif de la Cima di Gana Bianca sont présentés dans le tableau III.31. Pour la définition des différentes générations de glaciers rocheux, en tenant compte que les valeurs de la DP sont sujettes seulement à la précision de la détermination de l'altitude du front de chaque formation (et pas à l'incertitude liée à l'une ou l'autre méthode de calcul, comme cela est le cas pour la DLEG), nous avons repris directement les valeurs proposées par SCAPOZZA (2008), SCAPOZZA *et al*. (2008b) et SCAPOZZA & FONTANA (2009).

STADE LOCAL	ORIENT.	LEG (m)	REF (m)	DLEG 2:1 (m)	FRONT (m)	DLEG d/2 (m)
Glacier de Gana Bianca						
Alpe Pièi 1	S/SW	2440	2835	395	2300	–
Glacier des Gane di Terra Rossa						
Gane di Terra Rossa 3	E	2515	2800	285	2400	–
Gane di Terra Rossa 1	E	2500	2800	300	2400	–
Bolle di Pino 1	E	2425	2800	375	2140	415–430
Glacier de Corte di Cima						
Corte di Cima 4	NE	2350	2740	390	2140	–
Alpe di Pozzo 1	E/NE	2225	2770	545	1860	530
Glacier de la Valle di Sceru						
Valle di Sceru 1	NE/E	2370	2770	400	2200	–
Alpe di Sceru 1	E	2260	2800	540	1980	510

Tab. III.31 *– Définition des stades locaux sur la base des positions de référence et calcul de la DLEG avec les méthodes 2:1 et d/2 pour les paléo-glaciers du Massif de la Cima di Gana Bianca. L'altitude de référence pour le stade 1850 AD est basée sur un modèle régional de la LEG pour toutes les Alpes Tessinoises orientales (voir SCAPOZZA, accepté).*

9.4.2.2 Définition des stades régionaux et corrélation de la séquence composite

Une corrélation entre les différentes séquences locales a été effectuée sur la base de la DLEG et de la morphologie des moraines. En tenant compte des corrélations suivantes, plus ou moins assurées (voir SCAPOZZA & FONTANA 2009 : 42) :

- Valle di Sceru 1 = Corte di Cima 4 = Bolle di Pino = Alpe Pièi 1
- Alpe di Sceru 1 = Alpe di Pozzo 1

il a été possible de définir au-moins trois stades glaciaires régionaux, séparés par des phases de retrait glaciaire plus ou moins importantes (en particulier celle comprise entre les stades OW 2 et OW 1). Entre ces stades glaciaires, il a été possible d'insérer trois (voire quatre) générations de glaciers rocheux sur la base des relations morpho-stratigraphiques entre ceux-ci et les moraines (fig. III.49). Les stades glaciaires régionaux ont été définis en utilisant comme référence la séquence de la Valle di Sceru (paléo-glacier de l'Orino–ouest), d'où la dénomination « OW » des stades. Une représentation cartographique des surfaces glaciaires à la fin du Petit Age Glaciaire (stade 1850 AD) et pendant la phase maximale de chacun des trois stades régionaux définis est présentée à la figure III.50.

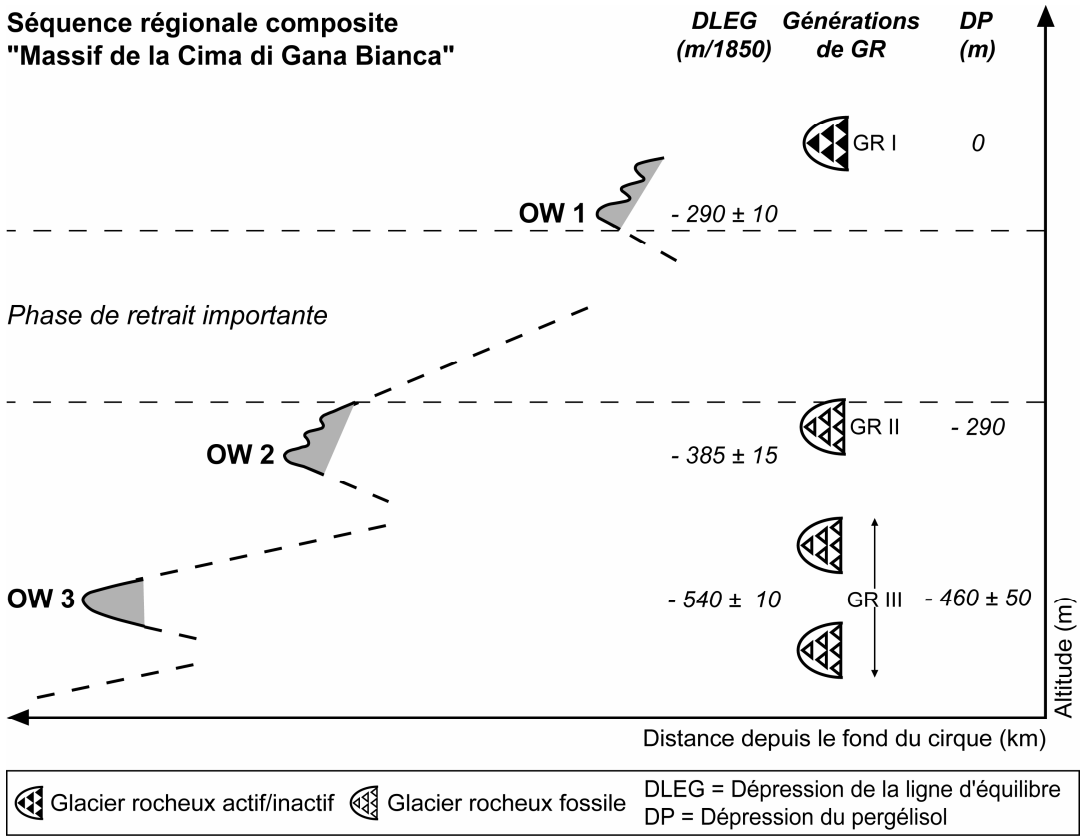


Fig. III.49 *– Séquence composite régionale de déglaciation du Massif de la Cima di Gana Bianca, regroupant les positions glaciaires corrélables entre elles en stades et les générations de glaciers rocheux (GR). La corrélation des stades est basée sur la séquence de référence du glacier de l'Orino–ouest. Modifié d'après SCAPOZZA & FONTANA (2009 : 44).*

CIMA DI GANA BIANCA		MODÈLE GOTHARD		MODÈLE DES ALPES ORIENTALES		
Stade	**DLEG (m)**	**Stade**	**DLEG (m)**	**Stade**	**DLEG (m)***	**DLEG (m)****
OW 1	285–300	Maniò	170–240	Egesen I	170–240	180–450
Interstade du Bølling/Allerød						
OW 2	375–400	All'Acqua	260–315	Daun	250–350	250–400
OW 3	540–545	Fontana	420–450	Clavadel/Senders	380–470	400–500

Tab. III.32 *– Corrélation des stades glaciaires du Massif de la Cima di Gana Bianca avec le Modèle de la région du Gothard (d'après* RENNER *1982 : 110) et avec le Modèle des Alpes Orientales (* d'après* MAISCH *1982 : 101 ; ** d'après* IVY-OCHS et al. *2006b : 117).*

La séquence régionale composite obtenue a été corrélée avec le Modèle de la région du Gothard de RENNER (1982) et avec le Modèle des Alpes Orientales de MAISCH (1982) et IVY-OCHS *et al.* (2006b) (tab. III.32). En tenant compte du fait que les corrélations entre le Modèle Gothard et le Modèle des Alpes Orientales sont plus ou moins assurées grâce à des datations numériques, il est possible de caler chrono-stratigraphiquement les stades définis dans le Massif de la Cima di Gana Bianca par comparaison avec les dates obtenues par RENNER (1982 : 181) dans la région du Gothard, située seulement quelques dizaine de kilomètres au nord-ouest. Pour le stade de Maniò, un âge minimal de 9995 ± 110 ^{14}C BP (UZ-348) (= 11'965– 11'225 cal BP) a été obtenu sur de la tourbe au fond d'une tourbière du Val Torta (Val Bedretto ; 685'250/148'850, 2150 m), tandis que pour le stade de All'Acqua, un âge minimal de 10'325 ± 130 ^{14}C BP (UZ-167) (= 12'570–11'630 cal BP) a été obtenu sur du gyttja au fond d'une tourbière à Plidutscha (Oberen Tavetsch ; 659'050/165'650, 2150 m) (âges calibrés d'après SCAPOZZA 2011). Ces deux datations permettent d'attribuer le stade de Maniò au Dryas récent, et le stade de All'Acqua à une période (froide) précédant le Dryas récent, vraisemblablement la fin du Dryas ancien.

Ce cadre chrono-stratigraphique est cohérent également par rapport aux trois générations de glaciers rocheux définies dans la région, pour lesquelles les valeurs de la DP ont été corrélées avec d'autres générations de glaciers rocheux définies dans les Alpes et datées de manière relative (voir le tableau III.18).
Les glaciers rocheux de la générations GR II, qui se situent en moyenne environ 290 m plus bas que les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs (GR I), se sont installés dans des zones qui étaient occupées par des glaciers pendant le stade OW 2, mais qui étaient libres de glace pendant le stade OW 1. Cette génération a donc commencé à se développer après la fin du Dryas ancien, probablement pendant le Bølling ou, au plus tard, pendant le Dryas récent. Les glaciers rocheux de la génération GR III, avec une DP comprise entre 410 et 510 m, seraient contemporains du stade OW 2 (fin du Dryas ancien). Ils sont en effet tous compris dans des zones qui étaient englacées pendant le stade OW 3. Plusieurs glaciers rocheux de cette génération (normalement ceux qui sont situés à plus haute altitude) se sont développés par remaniement par fluage du pergélisol des moraines du stade OW 2 : leur période de formation pourrait donc être comprise entre le début du Bølling (ou du Dryas récent) et le Préboréal.

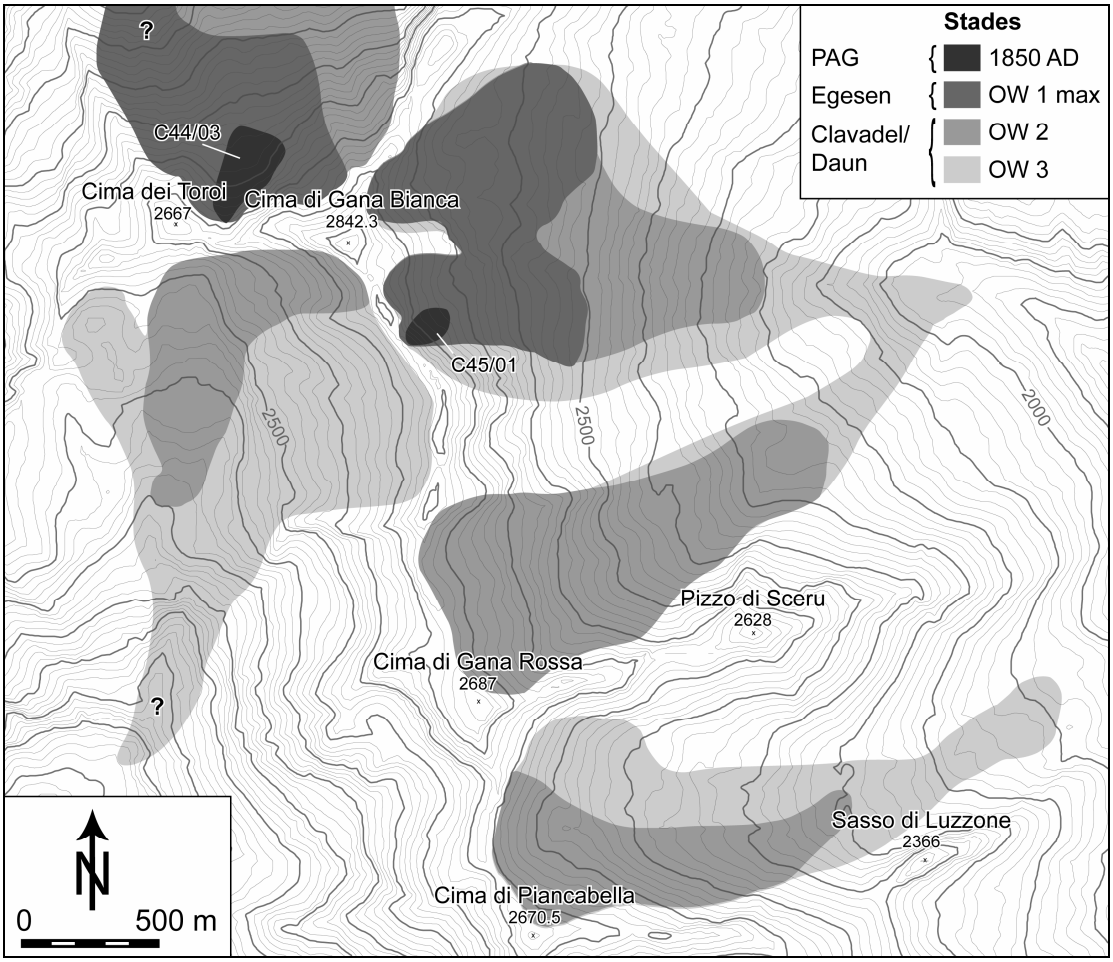


Fig. III.50 *– Les paléo-glaciers du Massif de la Cima di Gana Bianca depuis la fin du Dryas ancien. La topographie est celle du fond de la vallée actuelle. Seules les surfaces des paléo-glaciers sont représentées (et non la topographie de la surface glaciaire). Surfaces glaciaires pour les vallons à l'est de la Cima di Gana Bianca d'après* SCAPOZZA & FONTANA *(2009 : 69).*

9.4.3 Datation relative à l'aide du marteau de Schmidt

9.4.3.1 Considérations générales

Dans le Massif de la Cima di Gana Bianca, le marteau de Schmidt a été utilisé pour effectuer la datation relative de huit glaciers rocheux de différents degré d'activité, trois éboulis, deux complexes morainiques tardiglaciaires et deux surfaces d'érosion glaciaire, également tardiglaciaires (tab. III.33). La localisation des sites étudiés et des stations de mesure est présentée à la figure III.48.

Les valeurs-*R* mesurées sont comprises entre 44 (PI-1), sur des roches moutonnées datant du Dryas ancien situées en aval du front du glacier rocheux de l'Alpe Pièi, et 63 (GA-4 et GB-3), aux racines de deux glaciers rocheux actifs/inactifs de Gana et Gana Bianca. Les intervalles de confiance à 95 % sont généralement inférieurs à ± 1, sauf pour 9 stations de mesure sur 32. Dans ces cas, il est intéressant de noter que les

intervalles de confiance les plus grands correspondent généralement aux stations de mesure avec la valeur-*R* la plus basse, ce qui signifie que l'erreur augmente avec l'âge d'exposition de la surface datée. En tenant compte de la lithologie des différents sites, la région d'étude a été divisée en trois secteurs distincts, dont les résultats seront présentés et analysés séparément : le secteur occidental du Massif de la Cima di Gana Bianca, comprenant les glaciers rocheux de Stabbio di Largario et de l'Alpe Pièi (fig. III.51-A), le secteur des Gane di Terra Rossa (fig. III.51-B) et le secteur de la Valle di Sceru (fig. III-51-C).

Site étudié		**Coordonnées**			**Valeurs-*R***			**Remarques**
Lieu	**St.**	**X**	**Y**	**Alt. (m)**	**Moy.**	**Ecart type**	**Conf. 95%**	
SL	1	718875	148515	2350	56	3	0.75	Glacier rocheux de Stabbio di Largario (GR I)
	2	718865	148455	2370	57	3	0.77	
	3	718880	148320	2430	59	3	0.79	
	4	*718890*	*148220*	*2470*	*60*	*4*	*1.00*	*Moraine 1850 AD*
	5	*718700*	*148345*	*2450*	*48*	*6*	*1.86*	*Paroi rocheuse*
PI	*1*	*718695*	*147020*	*2335*	*44*	*5*	*1.76*	*R. moutonnées*
	2	718725	147125	2375	55	4	1.07	Glacier rocheux de l'Alpe Pièi (GR I), Lobe inférieur
	3	718715	147260	2390	55	3	0.80	
	4	718695	147415	2420	57	4	1.09	
	5	718700	147525	2460	57	3	0.79	GR de l'Alpe Pièi, lobe supérieur
	6	718700	147700	2485	57	3	0.79	
CC	*1*	*721020*	*147140*	*2170*	*50*	*3*	*0.82*	*Moraine OW2*
GT	*1*	*720240*	*148435*	*2435*	*52*	*4*	*1.07*	*Moraine OW1*
GA	1	719780	148175	2540	59	3	0.79	Blocs rocheux
	2	719750	148165	2550	59	3	0.74	Glacier rocheux de Gana (GR I)
	3	719690	148120	2570	60	3	0.75	
	4	719600	148065	2585	63	3	0.73	
GB	1	719805	147725	2585	61	2	0.51	GR de Gana Bianca (GR I)
	2	719755	147685	2600	62	3	0.74	
	3	*719695*	*147645*	*2625*	*63*	*3*	*0.72*	*Moraine 1850 AD*
PB	1	720135	145575	2500	50	4	1.04	GR I
	2	720085	145505	2530	54	3	0.81	Eboulis
GR	1	720095	145665	2460	53	3	0.79	Eboulis de Gana Rossa
	2	719985	145655	2515	53	3	0.82	
	3	719935	145630	2550	54	4	1.09	
SC-II	*1*	*721165*	*145795*	*2205*	*51*	*3*	*0.81*	*Glacier rocheux de Sceru II (GR II)*
	2	721075	145695	2215	50	4	1.04	
	3	*721000*	*145650*	*2250*	*51*	*3*	*0.82*	
SA	1	721665	145825	2095	49	3	0.85	GR III
	2	721620	145775	2115	53	4	1.08	Eboulis
SC-I	1	721910	145965	2020	50	2	0.55	*GR Sceru I (GR III)*
	2	*721735*	*145980*	*2040*	*49*	*2*	*0.55*	

Tab. III.33 *– Mesures effectuées avec le marteau de Schmidt dans le Massif de la Cima di Gana Bianca. En italique, les mesures utilisées pour la calibration des dates (voir aussi le tableau III.33 et la figure III.53). Pour les glaciers rocheux est donnée leur génération d'appartenance, tandis que pour les moraines est donné le stade glaciaire de référence, conformément aux reconstitutions paléogéographiques présentées au chapitre 9.4.2. Pour le code des sites, voir la figure III.48.*

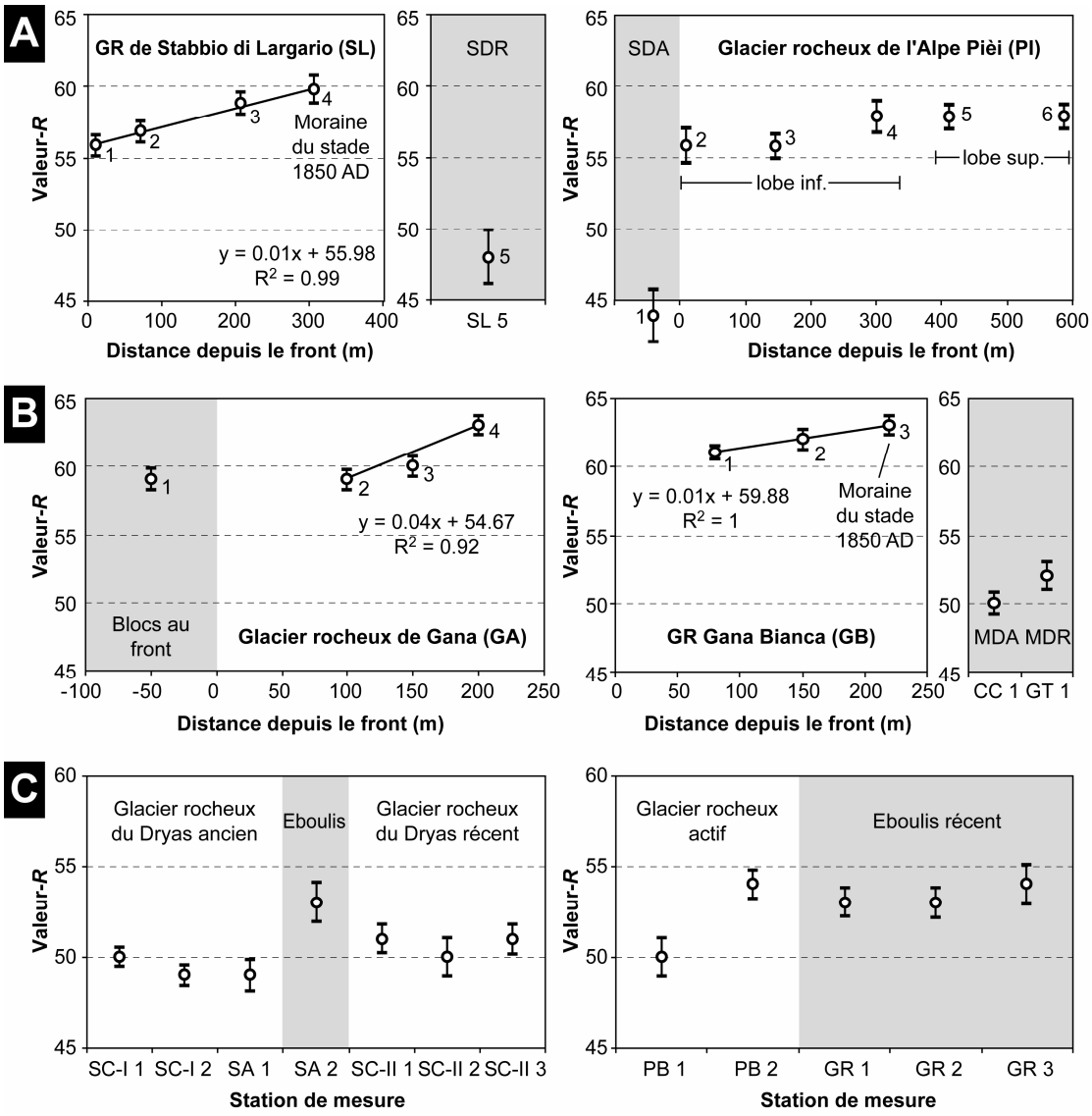


Fig. III.51 *– Résultats des mesures effectuées avec le marteau de Schmidt dans le Massif de la Cima di Gana Bianca. En blanc, les stations de mesure sur glacier rocheux, en gris sur les autres surfaces. (A) Glaciers rocheux de Stabbio di Largario et de l'Alpe Pièi (orthogneiss du Simano). (B) Secteur des Gane di Terra Rossa (orthogneiss du Simano). (C) Valle di Sceru (paragneiss). SDR = surface du Dryas récent ; SDA = surface du Dryas ancien ; MDR = moraine du Dryas récent ; MDA = moraine du Dryas ancien.*

9.4.3.2 Glaciers rocheux de Stabbio di Largario et de l'Alpe Pièi

Le glacier rocheux de Stabbio di Largario est un grand glacier rocheux monomorphique (fig. III.52.A), exposé au nord et constitué entièrement par les orthogneiss du Simano. Des mesures de déplacement de surface effectuées à l'aide d'un GPS différentiel pendant l'été 2009 indiquent que la formation est active, avec des vitesses annuelles moyennes dans la partie centrale du glacier rocheux supérieures à 55 cm/an (RAMELLI *et al*. 2011).

Les valeurs-*R* moyennes mesurées sont comprises entre 48 sur une paroi rocheuse du Dryas récent adjacente au glacier rocheux (SL-5) et 60 dans la zone radicale de la formation (SL-4), qui était occupée par un petit glacieret pendant le Petit Age Glaciaire et jusqu'au début des années 2000. Sur le corps du glacier rocheux, les valeurs-*R* augmentent de manière linéaire avec l'altitude, indiquant que les âges d'exposition augmentent des racines vers la zone frontale. Les différences d'âge entre la partie frontale (SL-1-2) et supérieure (SL-3-4) du glacier rocheux et entre le glacier rocheux et SL-5, sont considérées comme significatives.

Le glacier rocheux de l'Alpe Pièi est de type polymorphique et est constitué de deux lobes de fluage superposés (fig. III.52-B). Selon des mesures géodésiques effectuées sur une trentaine de blocs de la formation pendant l'été 2009, les deux lobes sont actifs, avec des déplacements annuels moyens compris entre 3 et 30 cm/an (RAMELLI *et al*. 2011).
Les valeurs-*R* moyennes pour ce site sont comprises entre 44 sur des roches moutonnées du Dryas ancien situées en aval du front du glacier rocheux (PI-1) et 57 dans la partie supérieure de la formation (PI-4-6). Les différences d'âge entre les roches moutonnées et le glacier rocheux et, à l'exception de la station PI-4, entre les deux lobes du glacier rocheux, sont significatives. Le lobe inférieur est donc plus ancien que le lobe supérieur. L'âge de surface de chaque lobe semble être par contre assez homogène. La valeur-*R* moyenne de la station de mesure PI-4, située dans la partie supérieure du lobe inférieur du glacier rocheux, est la même que celle qui a été mesurée à deux reprises sur le lobe supérieur. Cette similitude est probablement due au fait que les blocs mesurés à la station PI-4, située au pied du front du lobe supérieur, proviennent directement de la surface de celui-ci à cause du mouvement par fluage du glacier rocheux.

Entre les glaciers rocheux de Stabbio di Largario et de l'Alpe Pièi, enfin, on n'observe pas de différence d'âge significative. Une différence est par contre visible entre les deux surfaces d'érosion glaciaire, celle du Dryas récent (SL-5) étant significativement plus jeune que celle du Dryas ancien (PI-1).

9.4.3.3 Mesures effectuées dans les Gane di Terra Rossa

Les glaciers rocheux de Gana et Gana Bianca sont des formations monomorphiques presque parallèles situées sur le versant oriental de la Cima di Gana Bianca (fig. III.52-C). L'analyse des mouvements par interférométrie radar par satellite (InSAR) permet de voir que le glacier rocheux de Gana est probablement actif, avec des mouvements moyens de l'ordre de quelques cm/an, tandis que le glacier rocheux de Gana Bianca est probablement inactif (SCAPOZZA & MARI 2010, MARI *et al*. 2011).
Les valeurs-*R* moyennes mesurées sont comprises entre 50 sur les moraines de Corte di Cima (CC-1) et 63 dans la zone radicale des deux glaciers rocheux (GA-4 et GB-3). Il est intéressant de noter que les différences d'âge sont significatives entre les moraines de Corte di Cima du stade glaciaire OW 2 (fin du Dryas ancien) (CC-1) et les moraines des Gane di Terra Rossa du stade glaciaire OW 1 (Dryas récent) (GT-1), et entre ces deux moraines et les deux glaciers rocheux.

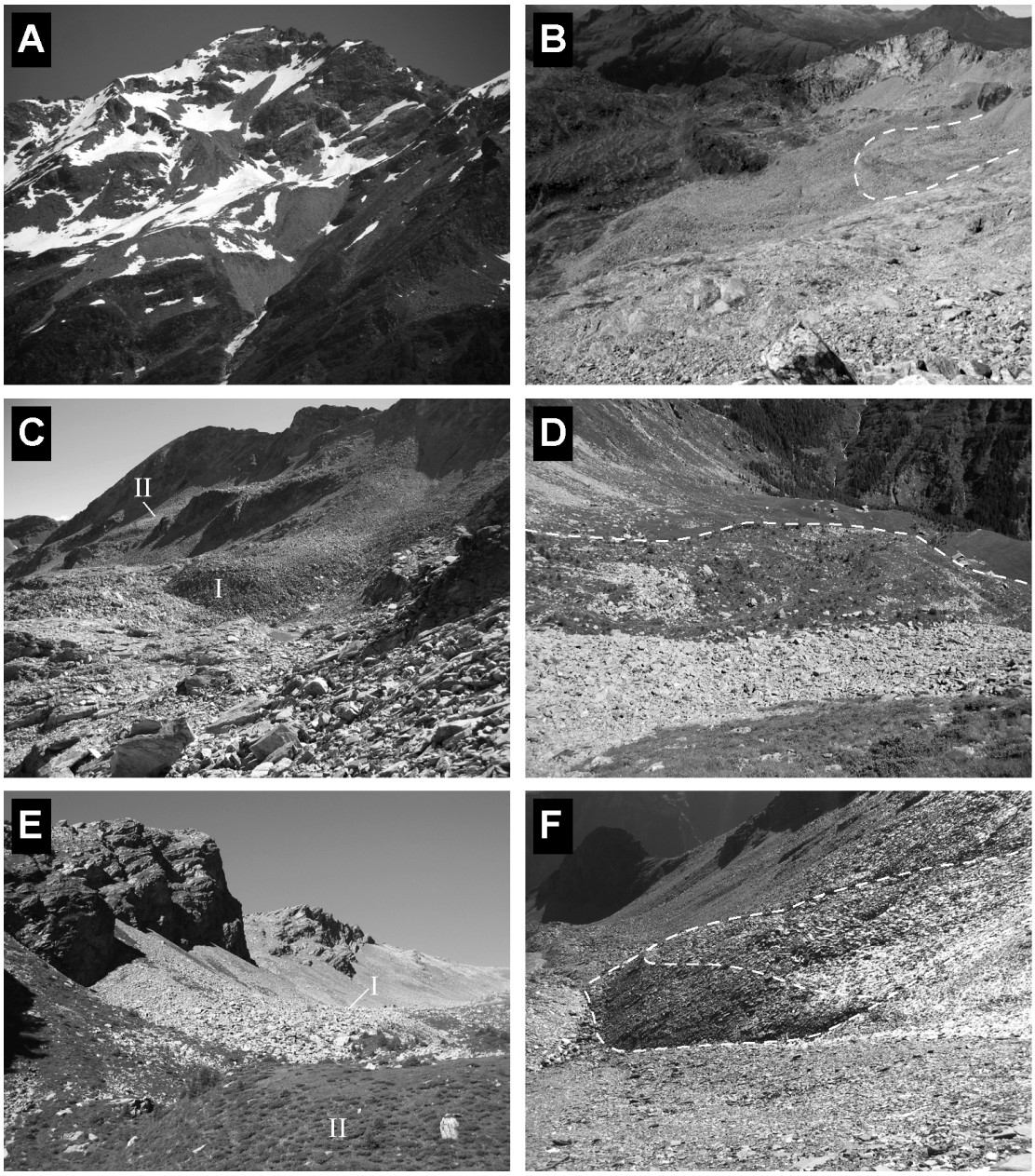


Fig. III.52 *– (A) Vue sur le versant septentrional de la Cima di Gana Bianca, avec le glacier rocheux actif de Stabbio di Largario. A noter toute la partie gauche du glacier rocheux (sur la droite pour l'observateur), qui s'est affaissée dans le talweg du torrent Drosonett. (B) Le glacier rocheux actif de l'Alpe Pièi. En traits tillés, la limite du lobe supérieur. (C) Les glaciers rocheux actifs/inactifs de Gana (I) et de Gana Bianca (II). (D) Vue sur la partie frontale du glacier rocheux fossile de Sceru I depuis le sommet de l'éboulis de Sasso di Luzzone. A noter la taille énorme du glacier rocheux par rapport aux constructions de l'alpage de Sceru, situées au pied du front. (E) Le glacier rocheux fossile de Sasso di Luzzone (I), superposé à la partie frontale du glacier rocheux fossile de Sceru 1 (II). Au deuxième plan, le versant méridional de la Valle di Sceru, avec le voile d'éboulis de Piancabella. (F) Vue sur le glacier rocheux actif de Piancabella, au fond de la Valle di Sceru, depuis le sommet de l'éboulis de Gana Rossa. Au deuxième plan, série de protalus rampart au pied de l'éboulis de Piancabella, constituant la zone radicale du glacier rocheux de Sceru II.*

Pour le site de Gana, il n'y a aucune différence entre les âges d'exposition des grands blocs situés juste en aval du front du glacier rocheux (GA-1) et le glacier rocheux lui-même, ce qui signifie que les blocs proviennent vraisemblablement de la surface du glacier rocheux et qu'ils sont tombés aux pieds du front à cause de son mouvement. Sur les deux glaciers rocheux, les valeurs-*R* augmentent avec l'altitude de manière linéaire comme sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario. Pour la partie radicale des deux glaciers rocheux, les mêmes valeurs-*R* mesurées sur chacune des deux formations indiquent que, très probablement, les racines du glacier rocheux de Gana étaient également couvertes par un petit glacier ou par un glacieret pendant le Petit Age Glaciaire.

Malgré la lithologie semblable entre les Gane di Terra Rossa et le secteur occidental du massif, une comparaison des valeurs-*R* est difficile car, pour des âges identiques, ces valeurs sont de 4 à 6 unités plus élevées dans le cirque des Gane di Terra Rossa, comme on peut le constater en comparant les formes glaciaires d'âge semblable. Cela pourrait être dû à une différence au niveau minéralogique des orthogneiss du Simano et/ou à une différence d'altitude et d'exposition des sites.

9.4.3.4 Mesures effectuées dans la Valle di Sceru

La Valle di Sceru est un vallon périglaciaire complexe constitué presque entièrement par des paragneiss de la Nappe du Simano et caractérisé par la superposition de nombreux glaciers rocheux et éboulis (SCAPOZZA & FONTANA 2009, SCAPOZZA *et al*. 2011b). De l'aval vers l'amont on trouve : les glaciers rocheux de Sceru I et de Sasso di Luzzone (fig. III.52-D/E), appartenant à la génération GR III, qui se seraient développées à partir de la fin du Dryas ancien ; le glacier rocheux de Sceru II, de la génération GR II, que l'on peut attribuer au Dryas récent ; le glacier rocheux de Piancabella (fig. III.52-F) qui, d'après une datation numérique, serait holocène (SCAPOZZA *et al*. 2010a). Ce dernier est le seul à être encore actif, comme le témoignent les mesures effectuées entre juin et octobre 2009 au GPS différentiel, montrant des vitesses de déplacement annuelles moyennes de l'ensemble du glacier rocheux comprises entre 5 et 25 cm/an (RAMELLI *et al*. 2011).
Les valeurs-*R* mesurées sont comprises entre 49 sur les glaciers rocheux supposés de la fin du Dryas ancien (SC-I-2 et SA-1) et 54 sur les éboulis de Gana Rossa (GR-3) et dans la partie radicale du glacier rocheux de Piancabella (PB-2). Du point de vue chronologique, le glacier rocheux de Sceru II (SC-II-1-3) s'insère entre les glaciers rocheux de la fin du Dryas ancien et les sites datant de l'Holocène. Il est intéressant de noter la valeur-*R* assez basse mesurée sur le corps du glacier rocheux de Piancabella (PB-1), qui est plus ancienne de manière significative que la surface des trois éboulis datés et qui n'est pas significativement plus jeune que les surfaces des glaciers rocheux fossiles supposés d'âge pléistocène. Pour l'éboulis de Gana Rossa (GR-1-3), enfin, les trois valeurs-*R* mesurées sur un profil longitudinal à la pente ne sont pas significativement différentes entre elles : cela indique que l'âge d'exposition des blocs qui constituent la surface de l'éboulis est probablement homogène sur tout le versant.

9.4.4 Chrono-stratigraphie par calibration des âges d'exposition

9.4.4.1 Glaciers rocheux de Stabbio di Largario et de l'Alpe Pièi

La calibration des âges d'exposition pour le secteur occidental du Massif de la Cima di Gana Bianca (fig. III.53-A) a été effectuée sur la base de la moraine du stade de 1850 AD présente aux racines du glacier rocheux de Stabbio di Largario (SL-4) et des surfaces d'érosion glaciaire attribuées au Dryas récent (SL-5) et à la fin du Dryas ancien (PI-1). Pour le glacier rocheux de Stabbio di Largario, on obtient un âge d'exposition compris entre 3.9 ± 0.7 ka cal BP au niveau du front (SL-1) et 1.1 ± 0.9 ka cal BP juste en aval de la moraine du stade de 1850 AD (SL-3). Ce glacier rocheux est donc relativement récent et se serait développé à partir du Subboréal, c'est-à-dire après l'Optimum Climatique Holocène.
Pour le glacier rocheux de l'Alpe Pièi, il y a une différence d'environ 2000 ans entre les âges d'exposition du lobe inférieur (5.8–3.8 ka cal BP ; PI-2-3) et du lobe supérieur (3.8–2.2 ka cal BP ; PI-5-6). Etant donné qu'il est très difficile de pouvoir fixer un terme *ante quem* de formation des deux lobes, il n'est pas possible de déterminer s'ils se sont formés pendant des périodes relativement froides, favorables à la formation et au maintien de la glace d'un pergélisol, ou pendant des périodes relativement tempérées, plus favorables aux chutes de blocs en zone périglaciaire et donc à l'apport en débris rocheux au glacier rocheux (cf. chap. 6.4.2). Si l'on considère l'hypothèse « périodes froides », il est possible de corréler la formation du lobe inférieur avec les oscillations de Piora I et/ou Piora II, et la formation du lobe supérieur avec les oscillations de Löbben et/ou de Göschenen I (voir le tableau III.1). Si, au contraire, on privilégie l'hypothèse « périodes tempérées », le développement des deux lobes se serait fait juste avant et/ou pendant les intervalles séparant les oscillations froides.

9.4.4.2 Datations effectuées dans les Gane di Terra Rossa

Dans les Gane di Terra Rossa (fig. III.53-B), la calibration des âges a été effectuée sur la base de la moraine du stade 1850 AD située dans la partie radicale du glacier rocheux de Gana Bianca (GB-3), des moraines du stade OW 1 (Dryas récent) des Gane di Terra Rossa (GT-1) et des moraines du stade OW 2 (fin du Dryas ancien) de Corte di Cima (CC-1). L'âge calibré des deux glaciers rocheux actifs/inactifs datés est compris entre 4.5 ± 0.8 ka cal BP (GA-2) et 3.4 ± 0.8 ka cal BP (GA-3) pour le glacier rocheux de Gana, et entre 2.3 ± 0.6 ka cal BP (GB-1) et 1.2 ± 0.8 (GB-2) pour le glacier rocheux de Gana Bianca. Dans les deux cas, l'âge minimal le plus ancien a été obtenu juste en amont du front. Tout comme le glacier rocheux de Stabbio di Largario, ces deux formations sont relativement récentes et se seraient développées dans la deuxième partie de l'Holocène, postérieure à l'Optimum Climatique de 9.5–6.3 ka cal BP.

9.4.4.3 Datations effectuées dans la Valle di Sceru

Dans la Valle di Sceru (fig. III.53-C), la calibration des âges a dû être effectuée de manière une peu originale. Pour le Tardiglaciaire, nous nous sommes basés sur les glaciers rocheux fossiles d'origine « glaciaire », formés à partir de glaciers fortement

couverts en débris durant la période suivant la récurrence glaciaire qui les a générés (voir SCAPOZZA & FONTANA 2009 : 69). Pour les glaciers rocheux de Sceru I (SC-I-2) et Sasso di Luzzone (SA-1), nous avons fixé comme terme *post quem* la fin du Dryas ancien (14.5 ka cal BP), tandis que pour le glacier rocheux de Sceru II (SC-II-1-3) nous avons choisi comme terme *post quem* la fin du Dryas récent (11.6 ka cal BP).

Site étudié			**Valeurs-*R***		**Chronologie**		
Lieu		**St.**	**Moy.**	**Intervalle de confiance 95%**	**Age attribué (ka cal BP)**	**Age calculé (ka cal BP)**	**Erreur d'âge (± ka)**
Glaciers rocheux de Stabbio di Largario et de l'Alpe Pièi	SL	4	60	1.00	0.1	0.2	0.9
	SL	3	59	0.79	-	1.1	0.9
	PI	4	57	1.09	-	3.0	1.1
	PI	5	57	0.79	-	3.0	0.8
	PI	6	57	0.79	-	3.0	0.8
	SL	2	57	0.77		3.0	0.8
	SL	1	56	0.75	-	3.9	0.7
	PI	2	55	1.07	-	4.8	1.0
	PI	3	55	0.80	-	4.8	0.7
	SL	5	48	1.86	12.0	11.3	1.4
	PI	1	45	1.76	14.5	15.0	1.1
Gane di Terra Rossa	GA	4	63	0.73	0.1	0.1	0.8
	GB	3	63	0.72	0.1	0.1	0.8
	GB	2	62	0.74	-	1.2	0.8
	GB	1	61	0.51	-	2.3	0.6
	GA	3	60	0.75	-	3.4	0.8
	GA	1	59	0.79	-	4.5	0.9
	GA	2	59	0.74	-	4.5	0.8
	GT	1	52	1.07	12.0	12.2	1.2
	CC	1	50	0.82	14.5	14.4	0.9
Valle di Sceru	Surface "0"		59	0	0.0	0.0	0.0
	GR	3	54	1.09	-	7.2	1.6
	PB	2	54	0.81	-	7.2	1.2
	SA	2	53	1.08	-	8.7	1.6
	GR	1	53	0.79	-	8.7	1.1
	GR	2	53	0.82	-	8.7	1.2
	SC-II	1	51	0.81	11.6	11.6	1.2
	SC-II	3	51	0.82	11.6	11.6	1.2
	SC-II	2	50	1.04	-	13.0	1.5
	PB	1	50	1.04	-	13.0	1.5
	SC-I	1	50	0.55	-	13.0	0.8
	SA	1	49	0.85	14.5	14.5	1.2
	SC-I	2	49	0.55	14.5	14.5	0.8

Tab. III.34 *– Calibrations des âges par régression linéaire pour le Massif de la Cima di Gana Bianca. L'erreur d'âge a été calculée sur la base de l'intervalle de confiance à 95%. Pour la localisation et le code des sites, voir la figure III.48 et le tableau III.30.*

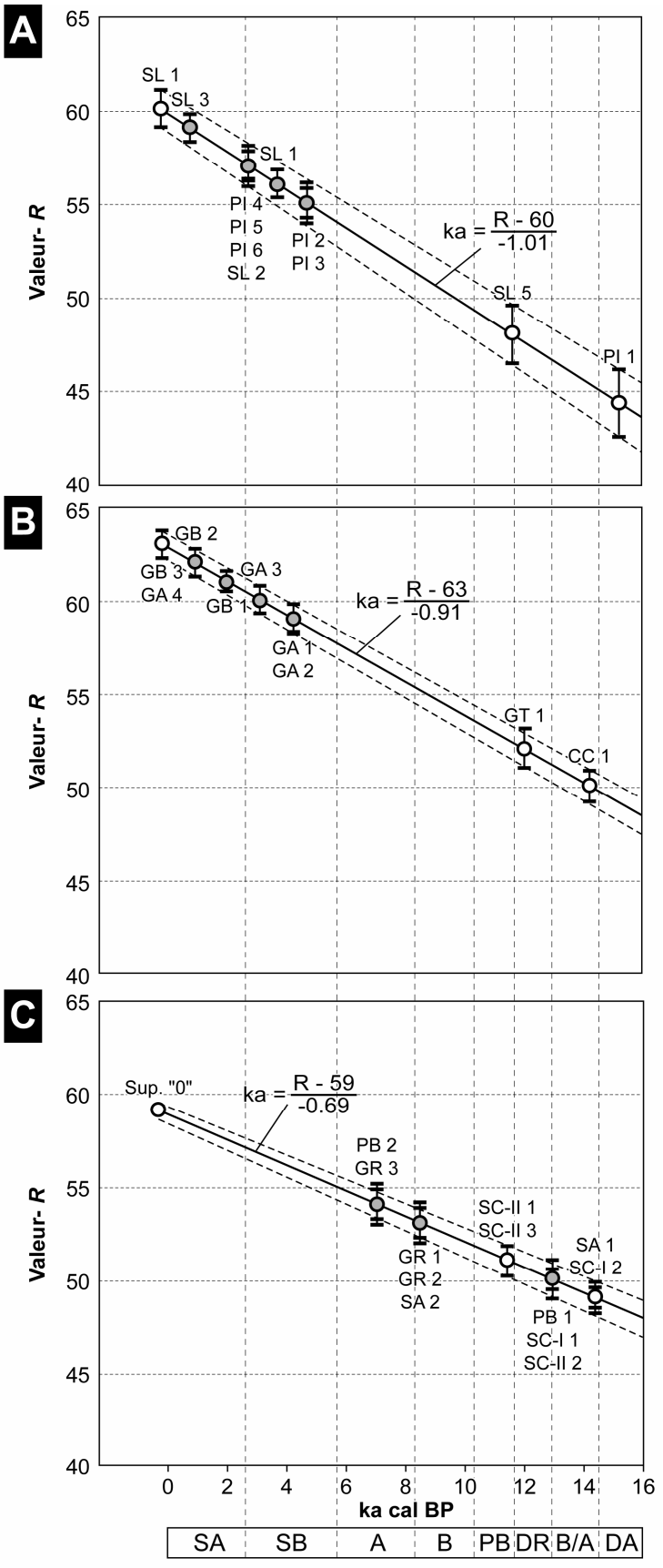

A
B
C
Valeur- R
65
60
55
50
45
40
SL 1
SL 3
SL 1
PI 4
PI 5
PI 6
SL 2
PI 2
PI 3
ka = R - 60 / -1.01
SL 5
PI 1
GB 2
GB 3
GA 4
GA 3
GB 1
GA 1
GA 2
ka = R - 63 / -0.91
GT 1
CC 1
Sup. "0"
ka = R - 59 / -0.69
PB 2
GR 3
SC-II 1
SC-II 3
GR 1
GR 2
SA 2
SA 1
SC-I 2
PB 1
SC-I 1
SC-II 2
0 2 4 6 8 10 12 14 16
ka cal BP
SA SB A B PB DR B/A DA

Fig. III.53 *(page précédente) – Calibration des âges d'exposition par régression linéaire (en gris) en fonction de la valeur-*R *mesurée sur une surface d'âge connu (en blanc) pour les glaciers rocheux de Stabbio di Largario et de l'Alpe Pièi (A), pour le secteur des Gane di Terra Rossa (B) et pour la Valle di Sceru (C). Pour les chronozones de l'Holocène et du Tardiglaciaire, voir la figure III.37. Pour le code des sites, voir la figure III.48.*

En l'absence de moraines récentes dans les paragneiss de la Nappe du Simano, la valeur-*R* de référence pour la surface d'âge récent n'a pas été mesurée sur le terrain mais a été déterminée par régression linéaire sur la base des valeurs-*R* mesurées sur les glaciers rocheux de la fin du Dryas ancien et du Dryas récent. Nous avons ainsi calculé une valeur-*R* théorique de 59 pour une hypothétique surface d'âge « zéro ».
Grâce à cette approche, et malgré une incertitude estimées de 1–2 millénaires introduite dans les âges calibrés en raison de l'utilisation de glaciers rocheux fossiles et non pas de moraines comme surfaces de référence pour la fin du Tardiglaciaire, il a été possible d'estimer les âges d'exposition du glacier rocheux actif de Piancabella et des trois éboulis étudiés.
Pour le glacier rocheux de Piancabella, on obtient un âge d'exposition au niveau du front de 13 ± 1.5 ka cal BP (PB-1). Cette forme serait donc beaucoup plus ancienne que les autres glaciers rocheux actifs/inactifs de la région. Si l'on considère l'absence de moraines du Dryas récent dans la Valle di Sceru (cf. SCAPOZZA & FONTANA 2009), du fait que l'altitude de la LEG régionale à cette époque se situait juste sous les parois rocheuses de la partie supérieure du vallon – et que donc la formation d'un glacier était très difficile en raison de la zone d'accumulation glaciaire très restreinte – il n'est pas exclu que la formation de ce glacier rocheux ait démarré à la fin du Tardiglaciaire. En théorie, en effet, tant le climat plus froid de l'actuel que l'absence d'un glacier auraient été favorables à la formation d'un glacier rocheux à partir du début du Bølling.
Pour les trois éboulis étudiés, enfin, on obtient un âge d'exposition compris entre 9.9 et 5.6 ka cal BP pour l'éboulis de Gana Rossa (GR-1-3), de 7.2 ± 1.2 ka cal BP (PB-2) pour l'éboulis situé aux racines du glacier rocheux de Piancabella et de 8.7 ± 1.6 ka cal BP (SA-2) pour l'éboulis de Sasso di Luzzone. Ces âges assez anciens indiquent qu'une bonne partie du volume des trois éboulis datés a probablement été déposée entre la période de déglaciation de la Valle di Sceru et le Subboréal.

9.4.5 Synthèse générale

La combinaison des reconstitutions des stades glaciaires et de la datation relative des glaciers rocheux a permis de dresser un schéma de l'évolution temporelle de la répartition du pergélisol et des glaciers dans le Massif de la Cima di Gana Bianca depuis la fin du Dryas ancien. En particulier, il a été possible de mettre en évidence au-moins trois stades glaciaires tardiglaciaires majeurs qui sont restés confinés dans la partie supérieure des bassins versants du massif. Les deux stades les plus anciens (OW 3 et OW 2) sont corrélables au complexe Clavadel/Daun des Alpes Orientales (ca. 16'000–14'500 cal BP), tandis que le stade OW 1, caractérisé par plusieurs

positions glaciaires de plus en plus internes, a été corrélé au complexe Egesen (ca. 12'900–11'000 cal BP).

Entre les trois stades glaciaires tardiglaciaires définis, il a été possible de caler chrono-stratigraphiquement au-moins trois générations de glaciers rocheux (GR I, GR III et GR III). La DP calculée par rapport à GR I est de 290 m pour les glaciers rocheux de la génération GR II et de 460 ± 50 m pour GR III. Ces valeurs se sont révélées cohérentes par rapport aux générations de glaciers rocheux fossiles définies à plus petite échelle, que l'on considère soit toutes les Alpes Tessinoises orientales (89 glaciers rocheux ; DP de 300 m pour GR II et de 500 m pour GR III, voir SCAPOZZA & FONTANA 2009 : 64), soit l'ensemble des Alpes Tessinoises (203 glaciers rocheux ; DP de 300 m pour GR I et de 550 m pour GR III, voir SCAPOZZA & MARI 2010 : 21). En tenant compte des âges maximaux pour chaque génération de glaciers rocheux déterminés sur la base des relations morpho-stratigraphiques avec les moraines tardiglaciaires, la génération GR III, qui est postérieure au stade glaciaire OW 3 et contemporaine du stade OW 2, aurait commencé à se développer à la fin du Dryas ancien (< ca. 15'000 BP), tandis que la génération GR II, qui s'est développée dans des zones libres de glace pendant le stade OW 1, aurait pu commencer à se développer juste après la fin du Dryas ancien, dans une période comprise entre le Bølling et la fin du Dryas récent (ca. 14'500–11'650 cal BP).

Pour les glaciers rocheux actuellement actifs ou inactifs (GR I), les âges d'exposition obtenus par calibration des valeurs-*R* mesurées à l'aide du marteau de Schmidt indiquent qu'ils ont commencé leur développement il y plusieurs millénaires. Si l'on tient compte du fait que la datation la plus ancienne pour chaque glacier rocheux fournit un âge minimal de leur développement, on obtient des valeurs qui s'insèrent entre la fin de l'Atlantique récent (5700 cal BP) et le début du Subatlantique ancien (2600 cal BP). Il est très difficile de pouvoir déterminer un terme *ante quem* pour le développement de ces glaciers rocheux, sauf pour le dernier stade glaciaire ayant occupé leur espace « vital ». On peut donc seulement conclure que ces formations auraient commencé à se développer pendant la dernière partie du Tardiglaciaire (dans les zones qui étaient libres de glace au Dryas récent, comme cela est le cas du glacier rocheux de Piancabella et de l'Alpe Pièi) ou pendant la première partie de l'Holocène (dans les zones qui étaient occupées par un glacier pendant le Dryas récent), en tout cas au plus tard juste après l'Optimum Climatique de l'Atlantique ancien, qui s'est terminé vers 6300 cal BP en Europe Centrale.

Les âges d'exposition des éboulis étudiés, tous situés dans la Valle di Sceru, sont assez anciens. Tenant compte des marges d'erreur, l'âge minimal de leur formation se situe entre 10.3 et 5.6 ka cal BP (8.7 ± 1.6 ka cal BP pour SA-2 et 7.2 ± 1.6 ka cal BP pour GR-3). Cette période couvre pratiquement toute la première moitié de l'Holocène, et comprend la fin du Préboréal, le Boréal et l'Atlantique ancien et récent. Ces éboulis se seraient donc formés assez rapidement après la fin de la dernière grande glaciation, au passage entre le Dryas ancien et le Bølling/Allerød, et leur construction aurait continué jusqu'à l'Optimum Climatique Holocène. Sachant que, dans les deux cas, il s'agit de périodes de réchauffement climatique rapide, il

est très probable qu'elles ont été très favorables aux chutes de blocs causées par la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses. Les éboulis de la Valle di Sceru se seraient donc développés pendant une « *grande phase d'éboulisation périglaciaire* », analogue à celle décrite par JORDA & ROSIQUE (1994) dans les Alpes françaises du Sud[14], ayant suivi le retrait glaciaire local. Pendant cette phase d'éboulisation intense, les taux d'érosion des parois rocheuses dans la période située entre le Bølling/Allerød et l'Atlantique récent (probablement surtout du Bølling à la fin du Dryas récent, comme cela a été mis en évidence par HINCHLIFFE & BALLANTYNE 1999) doivent avoir été très supérieurs à ceux de la deuxième partie de l'Holocène.

Du point de vue méthodologique, les mesures effectuées dans le Massif de la Cima di Gana Bianca ont permis de confirmer les conclusions que l'on a pu tirer dans la région du Mont Gelé – Mont Fort : l'utilisation conjointe des reconstitutions paléogéographique et des datations relatives à l'aide du marteau de Schmidt a permis de préciser la chronologie du développement des formes périglaciaires et glaciaires grâce à la calibration des âges d'exposition sur la base des valeurs-*R* mesurées sur des surfaces d'âge minimal connu. En particulier, il a été possible d'affiner la chronologie des formes holocènes étudiées (en particulier des glaciers rocheux) par différenciation des âges d'exposition d'un même glacier rocheux en fonction de la position des stations de mesure. La marge d'erreur assez réduite des mesures effectuées dans le Massif de la Cima di Gana Bianca a d'ailleurs permis de construire des courbes de régression pour la calibrations des âges d'exposition sur la base de trois surfaces d'âge connu, dont deux pour la fin du Tardiglaciaire. Pour ces deux dernières, on a toujours obtenu une différence statistiquement significative des âges. Cela a d'ailleurs permis de calculer la valeur-*R* théorique pour une surface d'âge « zéro » pour les paragneiss de la Nappe du Simano de la Valle di Sceru et laisse également percevoir le gros potentiel du marteau de Schmidt – si les marges d'erreur des valeurs-*R* mesurées sont assez réduites – pour la détermination des âges d'exposition de moraines datant de la deuxième partie du Tardiglaciaire.

[14] La description fournie par JORDA & ROSIQUE (1994: 145–146) de la « *grande phase d'éboulisation périglaciaire* » est la suivante :

« *Ce dispositif met en évidence :*

- *une grande phase d'éboulisation périglaciaire qui succède au retrait local du glacier durancien, vraisemblablement à la fin du Pléniglaciaire supérieur. Il est très probable que la partie supérieure des éboulis soit contemporaine du Tardiglaciaire inférieur des chronologies classiques (Dryas ancien inférieur) ;*
- *une incision régressive des talwegs sur les versants (...), qui pourrait correspondre à la période plus tempérée du « Bølling-Allerød » ;*
- *une reprise de l'activité détritique sur les versants au cours de la première partie du Postglaciaire, en relation avec les couloirs d'éboulisation ouverts par l'incision tardiglaciaire.* »

10 Paléoenvironnements périglaciaires : discussion générale

Grâce aux reconstitutions paléogéographiques et aux datations effectuées à l'aide du marteau de Schmidt, il a été possible d'obtenir beaucoup d'informations permettant de déterminer et d'interpréter la chrono-stratigraphie et l'évolution paléoclimatique de l'environnement périglaciaire des régions alpines étudiées. Pour chaque site, une synthèse permettant de cerner leur évolution morpho-climatique à l'échelle régionale a déjà été présentée à la fin du chapitre dédié à chacune des quatre régions étudiées. Comme pour la partie dédiée à la discussion de la répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude (chap. 6), il s'agit maintenant de passer de l'échelle régionale à un échelon plus global (celui des Alpes suisses), afin d'essayer de répondre aux objectifs fixés au chapitre 7.2.
Tout d'abord, on essayera de faire le point sur la chronologie du développement des formes périglaciaires étudiées sur la base d'une compilation des toutes les datations effectuées. On essayera de décrypter la signification paléoclimatique des glaciers rocheux actifs/inactifs et fossiles datés (10.1), afin de pouvoir caractériser les conditions climatiques qui régnaient au moment de leur formation. Par la suite, on s'attachera aux éboulis (10.2), en conduisant une discussion sur leur âge et sur leur signification paléoclimatique, en particulier en calculant les taux de sédimentation de certains d'entre eux sur la base des âges maximaux et minimaux déterminés. Les enseignements que l'on pourra tirer dans ces deux premiers chapitres nous permettront d'esquisser les étapes principales de l'évolution morpho-sédimentaire et dynamique de l'environnement périglaciaire de haute montagne pendant le Quaternaire récent (10.3). Pour terminer, on présentera quelques enseignements plus méthodologiques (10.4) que l'on aura pu tirer de l'utilisation conjointe de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt.

10.1 Signification paléoclimatique des glaciers rocheux étudiés

10.1.1 Interprétation des datations effectuées

Toutes les datations effectuées dans cette étude ont été regroupées dans le tableau III.35. Afin de pouvoir déterminer la période de formation des différentes formes étudiées, pour chaque site nous avons proposé un âge maximal et un âge minimal. Nous rappelons qu'un âge maximal représente un *terminus post quem*, c'est-à-dire que l'événement daté ne peut pas être antérieur à l'âge déterminé, tandis qu'un âge minimal représente un *terminus ante quem*, c'est-à-dire que l'événement daté ne peut pas être plus jeune que l'âge déterminé.
Comme âge maximal, nous avons toujours proposé l'âge minimal du dernier stade glaciaire pendant lequel le secteur occupé actuellement par le glacier rocheux ou l'éboulis daté était couvert par un glacier, en faisant référence à la séquence de déglaciation des Alpes Orientales. Pour le stade de Clavadel/Senders, nous proposons un âge minimal d'environ 16'000 cal BP (fig. III.3), pour le stade du

Daun le passage entre le Dryas ancien et le Bølling (14'500 cal BP) et pour le complexe Egesen le passage entre le Dryas récent et le Préboréal (11'650 cal BP).
Comme âge minimal, nous avons différencié les glaciers rocheux actuellement actifs, inactifs/fossiles et les éboulis. Comme pour les glaciers rocheux inactifs/fossiles, les âges minimaux déterminés correspondent (en théorie) à l'âge de leur stabilisation (c'est-à-dire de leur inactivation), pour les glaciers rocheux actuellement actifs, le fait d'être toujours actifs indique qu'ils sont toujours en cours de développement. Comme âge minimal, nous avons donc choisi l'âge d'exposition au niveau du front (correspondant normalement à l'âge minimal le plus ancien). L'intervalle entre l'âge maximal et l'âge minimal plus ancien donne donc une bonne approximation de la période pendant laquelle ces glaciers rocheux ont commencé à évoluer. Pour les glaciers rocheux inactifs/fossiles et pour les éboulis, nous avons par contre choisi l'âge minimal tout court, permettant de déterminer le terme *ante quem* de leur stabilisation.

10.1.2 Les glaciers rocheux actifs

La plupart des glaciers rocheux actifs étudiés se situent dans des zones qui étaient occupées par un glacier pendant le Dryas récent. Ils sont donc globalement holocènes. La période du début de leur formation est assez large, et couvre pratiquement tout l'Holocène au-delà d'environ 2.0 ka cal BP (fig. III.54). Plus dans le détail, on peut observer que le début de leur formation advient à deux moments privilégiés : entre le début de l'Holocène et environ 6.0 ka cal BP, et entre 6.0 ka cal BP et 2.0 ka cal BP. Le premier cas de figure concerne la plupart des glaciers rocheux de la région du Mont Gelé – Mont Fort, tandis que le deuxième cas de figure concerne tous les glaciers rocheux actifs du Massif de la Cima di Gana Bianca, sauf celui de Piancabella.
Il n'est pas facile de déterminer si cela pourrait traduire une différence d'évolution climatique entre les deux régions et donc une différence dans le moment du développement des glaciers rocheux holocènes. Cependant, ce résultat indique que la plupart des glaciers rocheux actuellement actifs se sont développés, soit juste avant et/ou pendant l'Optimum Climatique Holocène de 9.5–6.3 ka cal BP, soit au plus tard juste après cet évènement climatique majeur du dernier interglaciaire. Nos résultats confirment donc les datations relatives effectuées par FRAUENFELDER *et al*. (2005) sur plusieurs glaciers rocheux de la région du Val d'Err – Julierpass (GR) et du Fletschhorn (VS) et par KELLERER-PIRKLBAUER (2008) sur plusieurs glaciers rocheux des Alpes autrichiennes (voir aussi le chapitre 7.1.3.2), qui obtiennent des âges minimaux de la surface des formations investiguées comprises généralement entre 5.0 et 3.0 ka cal BP.
Contrairement aux datations numériques discutées dans le chapitre 7.1.3.1, nous n'observons pas une période très pauvre en âge minimaux correspondant à l'Optimum Climatique Holocène, mais plutôt un continuum d'âges compris entre 10.6 et 1.7 ka cal BP (fig. III.54).

ID	FORME ÉTUDIÉE	AGE MAXIMAL		AGE MINIMAL	
		STADE	ka cal BP	DATATION	ka cal BP
RÉGION DU MONT GELE – MONT FORT					
Glaciers rocheux actifs					
LR	Les Lués Rares	Crouye Sina	11.6	LR-1	7.4 ± 0.8
LAP II	Les Lapires 2	Crouye Sina	11.6	LAP-19	8.1 ± 1.2
YC A	Yettes Condja A	Crouye Sina	11.6	YC-4	5.6 ± 0.8
MG B	Mont Gelé B	Crouye Sina	11.6	YC-7	7.4 ± 0.5
MG C	Mont Gelé C	Crouye Sina	11.6	YC-10	9.3 ± 0.8
MG D	Mont Gelé D	Crouye Sina	11.6	YC-13	9.3 ± 1.3
PL	Pointe des Lapires	Crouye Sina	11.6	CH-2	9.3 ± 0.8
CV	Col des Vaux	Crouye Sina	11.6	LV-1	7.4 ± 1.0
LV B	Lobe B	Crouye Sina	11.6	LV-5	6.5 ± 1.3
CG	Col des Gentianes	Crouye Sina ?	11.6	LC-4	6.5 ± 0.9
Glaciers rocheux fossiles					
PO	Plan des Ouchelets	Dena Vio	14.5	LAP-3	10.4 ± 1.3
LAP I	Les Lapires 1	Crouye Sina	11.6	LAP-6	9.1 ± 1.3
LN	Les Naires	Crouye Sina	11.6	LC-7	8.7 ± 1.5
LC	La Chaux	Crouye Sina ?	11.6	LC-10	8.7 ± 1.5
Eboulis					
LAP	Les Lapires	Crouye Sina	11.6	LAP-9	7.0 ± 1.2
PL	Pointe des Lapires	Crouye Sina	11.6	CH-6	4.7 ± 1.3
LV	Lac des Vaux	Crouye Sina	11.6	LV-4	7.4 ± 1.3
ATT	Les Attelas	Dena Vio ?	14.5	ATT-3	2.8 ± 1.2
REGION DES FONTANESSES					
Glaciers rocheux actifs					
PMR I	Petit Mont Rouge 1	La Luette	14.5	PMR-4	6.6 ± 3.2
Glaciers rocheux fossiles					
PMR II	Petit Mont Rouge 2	La Luette	14.5	PMR-3	9.2 ± 1.4
Eboulis					
PMR	Petit Mont Rouge	La Luette	14.5	PMR-5	4.0 ± 2.1
MASSIF DE LA CIMA DI GANA BIANCA					
Glaciers rocheux actifs					
SL	Stabbio di Largario	OW 1	11.6	SL-1	3.9 ± 0.7
PI	Alpe Pièi	OW 2	14.5	PI-2	4.8 ± 1.0
GA	Gana	OW 1	11.6	GA-2	4.5 ± 0.8
PB	Piancabella	OW 2 ?	14.5	PB-1	13.0 ± 1.5
Glaciers rocheux inactifs/fossiles					
GB	Gana Bianca	OW 1	11.6	GB-1	2.3 ± 0.6
SC I	Alpe di Sceru I	OW 3	16.0 ?	SC-I-1	13.0 ± 0.8
SA	Sasso di Luzzone	OW 3	16.0 ?	SA-1	14.5 ± 1.2
SC II	Alpe di Sceru II	OW 2	14.5	SC-II-3	11.6 ± 1.2
Eboulis					
SA	Sasso di Luzzone	OW 3	16.0 ?	SA-2	8.7 ± 1.6
PB	Piancabella	OW 2 ?	14.5	PB-2	7.2 ± 1.2
GR	Gana Rossa	OW 2 ?	14.5	GR-2	8.7 ± 1.2

Tab. III.35 *(page précédente) – Compilation de toutes les datations effectuées dans la région du Mont Gelé – Mont Fort, dans la région des Fontanesses et dans le Massif de la Cima di Gana Bianca (voir également la figure III.54).*

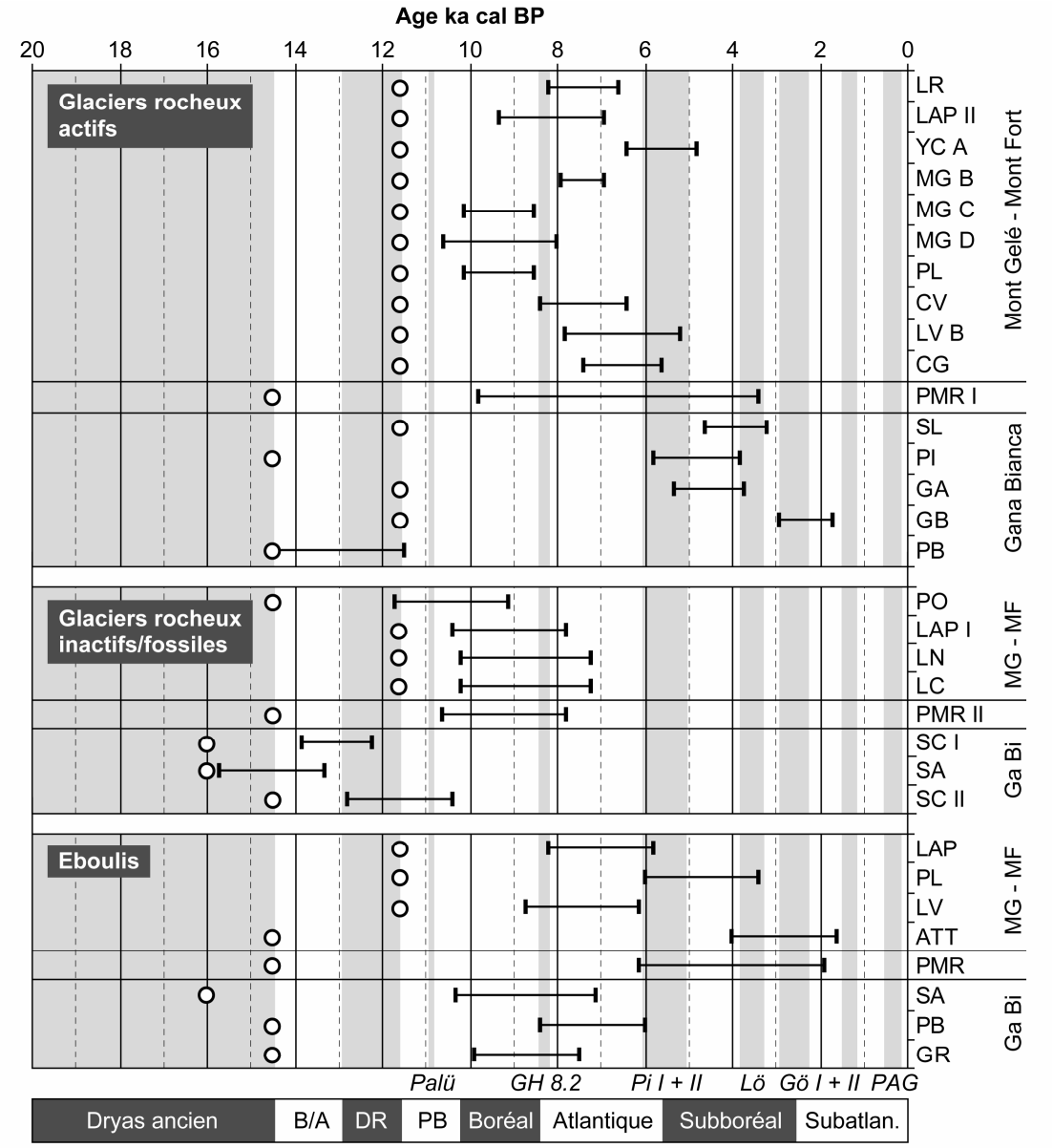


Fig. III.54 *– Compilation de toutes les datations effectuées dans la région du Mont Gelé – Mont Fort (MG – MF), dans la région des Fontanesses (PMR) et dans le Massif de la Cima di Gana Bianca (Ga Bi) (pour les dates précises, voir le tableau III.35). En gris clair, les périodes relativement froides. Les cercles blancs indiquent l'âge maximal de chaque forme étudiée, correspondant au dernier stade glaciaire ayant occupé la zone de formation de la forme en question. La barre noire indique l'âge minimal de chaque formation tenant compte de la marge d'erreur des datations effectuées (voir détails dans le texte). Oscillations de l'Holocène : Pi = Piora ; Lö = Löbben ; Gö = Göschenen ; PAG = Petit Age Glaciaire. Chronozones : B/A = Bølling/Allerød ; DR = Dryas récent ; PB = Préboréal.*

Pour les trois seuls cas de glaciers rocheux actuellement encore actifs qui auraient pu se développer avant le début de l'Holocène, on obtient dans deux cas (PMR I et PI) des dates qui concordent avec celles des autres glaciers rocheux actifs étudiés. Dans un seul cas (PB), nous avons un glacier rocheux qui est encore actif qui aurait commencé à se développer entre le début du Bølling et la fin du Dryas récent. Pour les glaciers rocheux PMR I et PI, cela pourrait indiquer que, malgré la disponibilité d'un espace libre de glace et de conditions climatiques favorables au développement de glaciers rocheux **dans la tranche d'altitude des formes actuellement actives** à la fin du Tardiglaciaire, il manquait probablement un élément déclenchant majeur permettant de démarrer leur formation. Cet élément déclenchant majeur pourrait être lié, plus qu'aux conditions climatiques favorables à l'aggradation et à la conservation de la glace d'un pergélisol, à la disponibilité en matériaux rocheux. Les deux moments privilégiés mis en évidence pour le début de la formation des glaciers rocheux actuellement actifs coïncident avec deux périodes de réchauffement climatique relativement rapide : au début du Préboréal et à la fin du Boréal – début de l'Atlantique ancien, avec l'entrée dans l'Optimum Climatique Holocène. Il est donc possible que la remontée en altitude des isothermes ait favorisé la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses – ce qui aurait eu pour conséquence une augmentation des chutes de blocs et des petits éboulements (cf. chap. 6.4.2) – à une altitude plus basse que celle des glaciers rocheux actuellement actifs.
Selon cette hypothèse, les glaciers rocheux actuellement fossiles, se situant à plus basse altitude que les glaciers rocheux actuellement actifs, devraient témoigner de périodes de réchauffement rapide plus anciennes que celle de l'Optimum Climatique Holocène. C'est ce que nous allons vérifier dans le chapitre suivant.

10.1.3 Les glaciers rocheux inactifs/fossiles

Pour les huit glaciers rocheux fossiles datés, cinq présentent un âge maximal compris entre 16'000 et 14'500 cal BP, ce qui situe le début de leur formation dans la deuxième moitié du Tardiglaciaire. Pour les deux glaciers rocheux fossiles qui se sont développés dans des zones libres de glace à la fin du Dryas ancien (SC I et SA), l'âge minimal de leur inactivation est compris entre le Bølling et la moitié du Dryas récent, indiquant que ces glaciers rocheux ne se sont probablement pas réactivés pendant le Dryas récent. Pour les autres glaciers rocheux fossiles, leur âge minimal est compris entre le Dryas récent et 7.0 ka cal BP, indiquant qu'ils ont dû s'inactiver dans la première partie de l'Optimum Climatique Holocène.
En tenant compte des considérations présentés dans le chapitre précédent, on peut conclure que ces glaciers rocheux auraient commencé à se développer pendant deux phases de réchauffement climatique rapide : celle du Bølling et celle du Préboréal. Ces glaciers rocheux n'auraient par contre pas survécu au réchauffement climatique de la fin du Boréal – début de l'Atlantique ancien.

Cette donnée est intéressante parce qu'elle permet de voir que ces phases de réchauffement climatique rapide peuvent avoir une influence importante sur la fourniture de débris rocheux pour le développement d'un glacier rocheux. Si l'on

considère également les glaciers rocheux actifs, l'image qui en résulte est celle d'un début de la formation des glaciers rocheux toujours plus précoce au fur et à mesure que l'on descend en altitude. Cela pourrait être justement lié à l'altitude, qui influence la capacité d'un glacier rocheux à « survivre » à la période de réchauffement climatique rapide successive. Les glaciers rocheux fossiles plus anciens, et donc situés plus bas en altitude, se seraient inactivés pendant le Bølling/Allerød ou, au plus tard, au début de l'Holocène, alors que les glaciers rocheux fossiles plus récents se seraient inactivés pendant l'Optimum Climatique Holocène. Les glaciers rocheux actifs s'étant formés au début de l'Holocène, situés à plus haute altitude, semblent avoir survécu au réchauffement climatique de la fin du Boréal – début de l'Atlantique ancien, ce qui explique également leur capacité à maintenir des conditions froides malgré le réchauffement climatique du dernier siècle et demi.

10.1.4 Glaciers rocheux et (paléo)climat

Grâce aux différentes générations de glaciers rocheux déterminées dans la région du Mont Gelé – Mont Fort et dans le Massif de la Cima di Gana Bianca, il a été possible de composer une chronologie paléoclimatique permettant de caler les générations de glaciers rocheux et les stades glaciaires. Tous les calculs paléoclimatiques proposés ici ont été effectués en adoptant comme paramètres de référence les valeurs de la DLEG et de la DP définis à l'échelle régionale (voir les figures III.25 et III.49). Les paléo-températures et paléo-précipitations déterminées sont donc à interpréter comme des valeurs moyennes pour toute la région d'étude.

Comme première étape, il a été nécessaire de calculer les valeurs de MAAT à la LIP actuelle sur la base des valeurs de la DP (voir le tableau III.36). L'altitude moyenne de la LIP pour les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs (GR I) a été déterminée d'après LAMBIEL (1999 : 54) (voir aussi la figure III.27) pour la région du Mont Gelé – Mont Fort, et d'après SCAPOZZA & FONTANA (2009 : 64) pour le Massif de la Cima di Gana Bianca.

La différence de température entre les générations de glaciers rocheux devrait permettre de calculer MAAT à la LEG pour chaque stade glaciaire dont on dispose d'une reconstitution de la LEG, sur la base de l'équation III.1 proposée par KERSCHNER (1985). Le conditionnel est nécessaire car, comme on l'a vu dans les chapitres précédents, **l'altitude du front des glaciers rocheux inactifs/fossiles** (reflétant la position la plus basse en altitude que ceux-ci ont atteinte dans le passé) **n'a pas une signification paléoclimatique stadiaire, mais plutôt interstadiaire, dans le sens qu'elle reflète le moment où le glacier rocheux s'est inactivé**. Ce moment correspond en effet le plus souvent à une période de réchauffement climatique rapide. Il s'ensuit que l'abaissement de température déterminé à l'aide des glaciers rocheux doit être inférieur à l'abaissement de température réel permettant de générer l'avancée glaciaire du stade pour lequel on veut calculer MAAT à la LEG.
Comme nous n'avons pas voulu proposer au hasard des valeurs pour ce décalage thermique entre le stade glaciaire et le moment de l'inactivation des glaciers

rocheux, nous avons préféré utiliser, dans les calculs du tableau III.37, la valeur d'abaissement de température maximale déterminée sur la base des glaciers rocheux.

GENERATION	DP (m)	LIP (m)	ΔT (°C)	$MAAT_{LIPa}$ (°C)	$MAAT_{2000m}$ (°C)
REGION DU MONT GELE – MONT FORT (gradient de 0.56 °C/100 m ; BOUËT 1978)					
GR I	0	2540	0	-0.9*	2.1
GR II	160–290	2380–2250	-0.9/-1.6	-1.8/-2.5	1.2/0.5
GR III	370–400	2170–2140	-2.1/-2.2	-3.0/-3.1	0.0/-1.0
MASSIF DE LA CIMA DI GANA BIANCA (gradient de 0.59 °C/100 m ; BOUËT 1985)					
GR I	0	2500	0	-0.6**	2.4
GR II	290	2210	-1.7	-2.3	0.7
GR III	410–510	2090–1990	-2.4/-3.0	-3.0/-3.6	-0.1/-0.7

Tab. III.36 *– Calculs de MAAT à la limite inférieure du pergélisol actuelle (LIPa) et de sa normalisation à 2000 m ($MAAT_{2000m}$) sur la base de la dépression du pergélisol (DP). * Calculée à partir de MAAT moyenne de 8.5°C pour la période 1960-79/85-93 à Fey (Nendaz ; 780 m) déterminée par REYNARD (2000 : annexe 5.16). ** D'après SCAPOZZA & FONTANA (2009 : 52).*

STADE	DLEG (m/1850)	LEG (m)	ΔT (°C)	$MAAT_{LEG}$ (°C)	$MAAT_{2000m}$ (°C)
REGION DU MONT GELE – MONT FORT (0.56 °C/100 m ; BOUËT 1978)					
1973 AD	+120	3100*	+1.7**	-4.5	1.7
1850 AD	0	2980*	0	-5.5	0
Tortin	205	2775	-1.6	-5.0	-0.7
Le Véla	204	2740		-5.2	-1.1
Crouye Sina	290–330	2690–2650		-5.5/-5.7	-1.7/-2.1
Dena Vio	370–400	2610–2580	-2.2	-6.0/-6.1	-2.6/-2.9
L'Antié	410–440	2570–2540		-6.2/-6.4	-3.0/-3.3
Gotetta	620–750	2360–2230	-3.9	-7.4/-8.1	-5.4/-6.8
MASSIF DE LA CIMA DI GANA BIANCA (0.59 °C/100 m ; BOUËT 1985)					
1973 AD	+120	2890***	+0.8**	-2.0	3.3
1850 AD	0	2770***	0	-2.8	1.7
OW 1	280–300	2490–2470	-1.7	-2.7/-2.8	0.2/0.0
OW 2	370–400	2400–2370	-2.4	-2.5/-2.6	-0.1/-0.5
OW 3	530–550	2240–2220	-3.0	-2.8/-2.9	-1.4/-1.6

Tab. III.37 *– Calculs de MAAT à la ligne d'équilibre des glaciers ($MAAT_{LEG}$) sur la base de l'équation III.1 et normalisation de MAAT à 2000 m ($MAAT_{2000m}$). ΔT d'après la DP entre les glaciers rocheux (voir le tableau III.36). * Altitude moyenne de la LEG dans le Groupe du Mont Blanc de Cheilon pour 1850 et 1973 AD d'après MAISCH* et al. *(2000 : 238). ** Différence de température entre 1850 et la période 1961/90 calculée par SCAPOZZA & FONTANA (2009 : 31) sur la base des données de BEGERT* et al. *(2005). *** D'après SCAPOZZA (accepté).*

STADE	DLEG (m/1850)	LEG (m)	MAP_{LEG} (mm/an)	MAP_{2000m} (mm/an)	$-\Delta P$ (%)
REGION DU MONT GELE – MONT FORT (50 mm/100 m ; REYNARD 2000 : 137)					
1973 AD	+120	3100	1531	981	0
1861 AD	0	2980	1205	715	27
Tortin	205	2775	1342	955	3
Le Véla	204	2740	1281	911	7
Crouye Sina	290–330	2690–2650	1198–1135	853–810	13–17
Dena Vio	370–400	2610–2580	1076–1033	771–743	21–24
L'Antié	410–440	2570–2540	1019–979	734–709	25–28
Gotetta	620–750	2360–2230	646–589	589–531	40–46
CIMA DI GANA BIANCA (49 mm/100 m ; SCAPOZZA & FONTANA 2009 : 20–21)					
1973 AD	+120	2890	2787	2342	0
1850 AD	0	2770	2301	1916	18
OW 1	280–300	2490–2470	2375–2312	2130–2077	9–11
OW 2	370–400	2400–2370	2489–2391	2289–2206	2–6
OW 3	530–550	2240–2220	2319–2257	2199–2147	6–8

Tab. III.38 *– Calculs de MAP à la ligne d'équilibre des glaciers (MAP_{LEG}) selon l'équation III.2, et normalisation de MAP à 2000 m (MAP_{2000m}) permettant de déterminer la diminution des précipitations ($-\Delta P$) entre l'actuel et le passé.*

Par la suite, grâce à l'équation III.2, il a été possible de calculer MAP à la LEG pour tous les stades glaciaires étudiés. La normalisation de MAP_{LEG} à 2000 m d'altitude a finalement permis de déterminer la diminution des précipitations entre la période actuelle et les stades glaciaires passés (tab. III.38).

Une chronologie basée sur les paléo-températures a été composée en tenant compte de MAAT normalisée à 2000 mètres d'altitude (fig. III.55). Le schéma a été complété en rajoutant la différence de MAAT par rapport à 1850 couramment admise pour l'interstade tardiglaciaire du Bølling/Allerød (environ -0.8/-1.5°C) et la différence de MAAT par rapport à l'actuel pour l'Optimum Climatique Holocène (environ +0.5/1.5°C), déterminées par BURGA & PERRET (1998) sur la base des fluctuations de la limite supérieure de la forêt.
Mis à part des températures à 2000 m d'altitude environ 0.6–1.5 °C plus chaudes dans le Massif de la Cima di Gana Bianca que dans la région du Mont Gelé – Mont Fort, il y a une bonne correspondance entre les fluctuations des températures et les variations du $\delta^{18}O$ sur la courbe isotopique groenlandaise du sondage NGRIP, ce qui confirme que la corrélation des stades glaciaires avec la séquence de référence des Alpes Orientales est probablement correcte. La différence de température rencontrée pour les glaciers est moins marquée pour les glaciers rocheux, qui devraient être moins influencés par la différence de régime pluviométrique entre les Alpes Penniques et les Alpes Lépontines. Pour ces formes, nous avons représenté leur position chrono-stratigraphique au moment de leur inactivation, conformément aux datations présentées à la figure III.55.

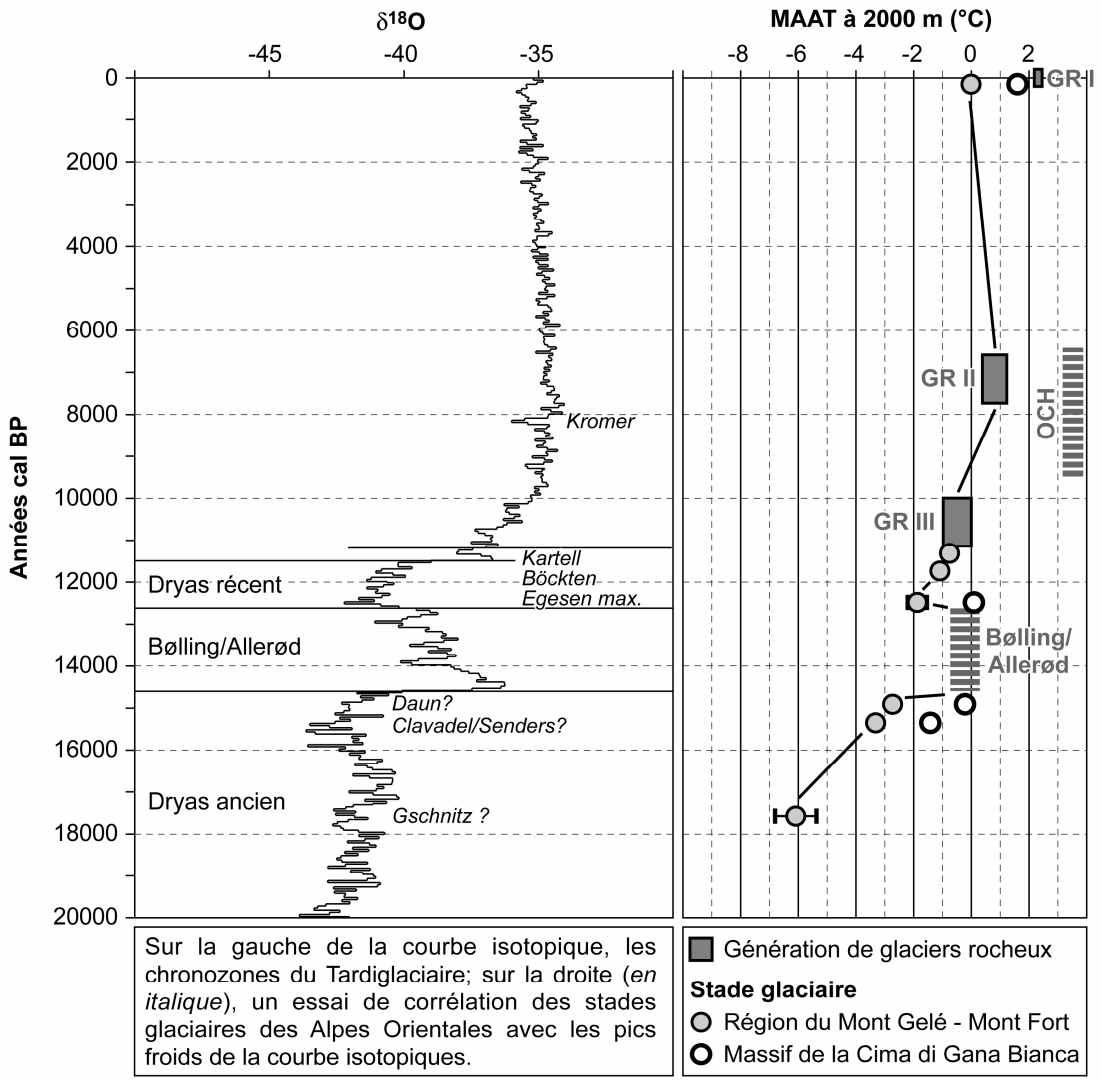


Fig. III.55 *– Comparaison entre la courbe isotopique grœnlandaise du sondage NGRIP (voir la figure III.3) et les paléo-températures à 2000 m d'altitude reconstituées sur la base des générations de glaciers rocheux et des stades glaciaires dans la région du Mont Gelé – Mont Fort et dans le Massif de la Cima di Gana Bianca. OCH = Optimum Climatique Holocène.*

Pour la génération GR III, les paléo-températures au moment de l'inactivation de ces glaciers rocheux s'accordent bien avec le réchauffement climatique rapide ayant suivi le stade de Kartell, ce qui confirme les âges minimaux obtenus pour ces formations. Une différence plus importante existe par contre pour les glaciers rocheux de la génération GR II, qui témoignent de paléo-températures plus froides que celles de l'Optimum Climatique Holocène. Il est donc probable qu'au moment du début de cette période de réchauffement climatique rapide, les glaciers rocheux ont continué à évoluer surtout à cause de l'inertie thermique de la glace de leur pergélisol en étant complètement en déséquilibre par rapport aux nouvelles conditions climatiques. Cela expliquerait d'une part la concordance des âges minimaux avec l'Optimum Climatique Holocène et d'autre part la corrélation de ces

glaciers rocheux (en termes de paléo-températures) avec le stade de Kromer ou même avec les dernières phases du complexe Egesen. **Pour les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs (GR I), enfin, on voit bien qu'ils ne sont pas climatiquement corrélables avec le Petit Age Glaciaire, mais qu'au contraire leur position témoigne bien du réchauffement climatique récent** (la différence entre MAAT à 2000 m d'altitude pour GR I et pour le stade de 1850 AD est en effet comprise entre 0.7 et 2.1 °C !). Comme cela était le cas des âges d'exposition, la comparaison des paléo-températures reconstituées sur la base des glaciers rocheux et des stades glaciaires confirme encore une fois que **la signification paléoclimatique des glaciers rocheux n'est pas stadiaire mais plutôt interstadiaire ou post-stadiaire**. Ce résultat remettrait donc en discussion l'utilisation des glaciers rocheux pour la reconstitution des paléo-températures pendant les stades glaciaires.

En ce qui concerne les paléo-précipitations calculées, les résultats obtenus dans les deux régions étudiées indiquent que le climat pendant le Tardiglaciaire devait être plus sec que l'actuel. Dans la région du Mont Gelé – Mont Fort, on peut noter un assèchement progressif du climat au fur et à mesure que l'on remonte le temps au delà de la limite Pléistocène – Holocène. Pendant le stade maximal du Dryas récent (Crouye Sina), les précipitations étaient environ 15% inférieures aux précipitations actuelles, ce qui confirme les résultats obtenus par REYNARD (1997) dans le Vallon de Tortin. On observe une diminution de 20–30% pour la fin du Dryas ancien (stades de Dena Vio et de l'Antié) et même de 40–46% pour le stade de Gotetta, corrélé avec le stade de Gschnitz des Alpes Orientales. Dans le Massif de la Cima di Gana Bianca, la diminution des précipitations pendant le Tardiglaciaire est légèrement moins importante pendant le stade maximal du Dryas récent (OW 1) (environ 10% en moins), et devient encore moins importante pendant le Dryas ancien (6–8% en moins). Cela confirme donc que **la diminution des précipitations pendant le Tardiglaciaire a été moins importante au Sud des Alpes que dans les régions intra-alpines bénéficiant d'un climat plus continental comme le Valais**. Conformément au modèle empirique de la cryosphère présenté à la figure III.10, cela permet d'expliquer pourquoi, par rapport à la région du Mont Gelé – Mont Fort, dans le Massif de la Cima di Gana Bianca il était possible d'avoir des valeurs semblables de la DLEG avec des températures à 2000 m d'altitude de 0.6–1.5 °C plus chaudes et d'avoir également des valeurs de la DP sensiblement plus élevées (cf. chap. 9.1.1.8).

Pour terminer, il est intéressant de faire une comparaison entre le paléoclimat de la région du Mont Gelé – Mont Fort et celui des Alpes Orientales pendant les stades de Gschnitz, de l'Egesen–maximum et de Kartell des Alpes Orientales, dont l'âge d'exposition est désormais connu grâce aux isotopes cosmogéniques (tab. III.39). Les corrélations paraissent *a priori* excellentes, ce qui permet de les considérer fort plausibles. Du point de vue climatique, en effet, la rive gauche de la Vallée du Rhône peut être considérée comme assez proche des Grisons ou du Tyrol. Au niveau des âges, dans la région du Mont Gelé – Mont Fort il manque encore une attribution chronologique grâce aux isotopes cosmogéniques. Toutefois, tant les arguments palynologiques que des critères de conservation des moraines font du Vallon de

Tortin la localité-type de l'Egesen (Crouye Sina) et du Daun (Dena Vio) pour les Alpes Occidentales (cf. chap. 9.1.1.1). Les âges d'exposition obtenus à l'aide du marteau de Schmidt s'accordent d'ailleurs relativement bien aux âges d'exposition obtenus à l'aide des isotopes cosmogéniques sur les moraines des localités-types pour le stades de Gschnitz (Trins, Vallée de Gschnitz, Tyrol), de l'Egesen (Vallée de Schönferwall, Tyrol) et de Kartell (Cirque de Kartell, Groupe du Ferwall, Tyrol) dans les Alpes Orientales. Les marges d'erreur sont également dans le même ordre de grandeur, ce qui permet de voir la potentialité du marteau de Schmidt également pour la datation de moraines de la fin du Tardiglaciaire. Toutes ces considérations permettent de conclure que, non seulement le Vallon de Tortin, mais plus généralement **tout le Val de Nendaz peut donc être considéré comme la vallée de référence pour le Valais central et les vallées affluentes en rive gauche du Rhône en ce qui concerne les stades tardiglaciaires, sans devoir allez chercher forcément des analogues grisons ou tyroliens**. Par rapport à ces derniers, auxquels on fait encore (trop) souvent référence même dans les Alpes Occidentales, le Val de Nendaz a également l'avantage de présenter une séquence de déglaciation pratiquement continue sur toute la vallée. Le Modèle des Alpes Orientales, au contraire, a été composé à partir d'éléments tirés de dans l'une ou l'autre vallée des Grisons et du Tyrol.

Stratigraphie isotopique	Stade	–ΔT (°C)	–ΔP (%)	Age ka cal BP	Source
GH 11.2	Tortin	2.4	~3	12.0 ± 1.3	Ce travail
	Kartell	1.9–2.3	~0	ca. 10.8 ± 1.0	(1)
GS-1	Crouye Sina	3.4–3.8	~15	12.0 ± 1.2	Ce travail
	Egesen–max	3.5–4.0	10–20	ca. 12.3 ± 1.5	(2)
GS-2a	Gotetta	7.1–8.5	40–46	> 14.9 ± 1.8	Ce travail
	Gschnitz	8.2 –9.7	38–67	> 15.4 ± 1.4	(3)

Tab. III.39 *– Comparaison entre le paléoclimat des Alpes Orientales et de la région du Mont Gelé – Mont Fort pendant le Tardiglaciaire et au début de l'Holocène. Abaissement des températures (-ΔT) et des précipitations (-ΔP) par rapport à l'actuel (1961–1990). Pour la stratigraphie isotopique, voir la figure III.3. (1)* IVY-OCHS et al. *(2009); (2)* KERSCHNER & IVY-OCHS *(2008); (3)* IVY-OCHS et al. *(2006b).*

10.1.5 Vitesses à long terme des glaciers rocheux

Grâce aux âges d'exposition calibrés par régression linéaire, il a été possible de calculer des vitesses moyennes des glaciers rocheux pour lesquels on disposait d'au-moins trois stations de mesure le long d'un profil longitudinal à la formation, avec des âges croissant de manière significative en direction du front. Cette approche fonctionne de manière inverse que celle proposée par KÄÄB (2005) et FRAUENFELDER (2005), qui consiste à estimer l'âge d'un glacier rocheux en partant de l'interpolation des lignes de fluage (*streamlines*) à partir de champs de vitesse de surface (*surface velocity fields*) à l'échelle pluridécennale, déterminés par

photogrammétrie. Nous utilisons tout simplement l'âge en fonction d'une distance pour calculer la vitesse de fluage moyenne d'un glacier rocheux dans la période comprise entre les datations effectuées. Des essais similaires ont été proposés par exemple par ANDRÉ (1994) sur la base de datations de la surface de glaciers rocheux de l'archipel des Svalbard à l'aide de la lichénométrie.

Le problème principal de la méthode proposée par KÄÄB (2005) et FRAUENFELDER (2005) est lié au fait que l'estimation de l'âge d'un glacier rocheux est basée sur le présupposé que les vitesses pluridécennales déterminées pour la période récente ont été relativement constantes pendant toute la période de formation du glacier rocheux (voir KELLERER-PIRKLBAUER *et al*. 2008). Avec notre approche, nous aimerions justement montrer que ces vitesses ont été variables dans le temps. Les résultats obtenus sont synthétisés dans le tableau III.40.

PERIODE (ka cal BP)	**DISTANCE (m)**	**VITESSE MOYENNE (cm/an)**
REGION DU MONT GELE – MONT FORT		
Glacier rocheux des Lués Rares (LR)		
7.4 – 6.5	70	7.8
6.5 – 5.6	80	8.9
5.6 – 0.0	145	2.6
Glacier rocheux du Mont Gelé C (MG C)		
9.3 – 8.3	120	12.0
8.3 – 0.1	140	3.1
Glacier rocheux du Mont Gelé D (MG D)		
9.3 – 6.5	115	4.1
6.5 – 5.6	65	7.2
5.6 – 0.0	80	1.4
Glacier rocheux de la Chaux (LC)		
12.0 – 10.9	155	14.1
10.9 – 8.7	290	13.2
MASSIF DE LA CIMA DI GANA BIANCA		
Glacier rocheux de Stabbio di Largario (SL)		
3.9 – 3.0	61	6.8
3.0 – 1.1	136	7.2
1.1 – 0.2	100	11.1
Glacier rocheux de Gana (GA)		
4.5 – 3.4	50	4.5
3.4 – 0.1	50	1.5
Glacier rocheux de Gana Bianca (GB)		
2.3 – 1.2	70	6.4
1.2 – 0.1	70	6.4

Tab. III.40 *– Vitesses de fluage moyennes à long terme des glaciers rocheux calculées sur la base des âges d'exposition déterminés à l'aide du marteau de Schmidt.*

Etant donné qu'il est difficile de pouvoir déterminer si les blocs datés ont toujours été à la surface du glacier rocheux et s'ils ont été transportés vers l'aval par fluage de celui-ci et non par gravité, nous n'avons considéré que des blocs situés sur la partie frontale des glaciers rocheux étudiés. En effet, tenant compte de la définition « fonctionnelle » proposée par FRANCOU (1988a : 559), « *on peut parler de glacier rocheux à partir du moment où la région frontale ne peut plus être atteinte par les chutes de pierres venant de la paroi* » (cf. chap. 2.2.1). Dans plusieurs cas, la datation la plus jeune donnait des âges d'exposition de plusieurs millénaires. Afin d'estimer la vitesse moyenne récente du glacier rocheux, nous avons utilisé cet âge en fonction de la distance entre la station de mesure située le plus en amont et l' « altitude de la ligne d'initiation d'un glacier rocheux » (RILA = *Rockglacier Initiation Line Altitude*), correspondant à l'altitude à laquelle le glacier rocheux commence à fluer en dehors (*creep out*) de la ligne de la pente d'éboulis qui le surmonte (HUMLUM 1988, 2000).
Pour le temps sur lequel calculer les vitesses moyennes, nous avons utilisé la valeur-*R* moyenne de l'âge d'exposition. Cette approche introduit donc une erreur assez grande dans les vitesses de fluage moyennes calculées, parce qu'on ne tient pas compte de l'intervalle d'erreur d'âge et du fait que les datations représentent des âges minimaux. Les vitesses moyennes présentées dans le tableau III.40 doivent donc être interprétées qualitativement comme des variations des vitesses de fluage d'une période à l'autre et non pas quantitativement comme des déplacement absolus.

En termes généraux, on peut noter un comportement assez différent pour chaque glacier rocheux. Les vitesses moyennes déterminées sont comprises entre 1.5 et 14.1 cm/an, ce qui entre dans les valeurs typiques pour des glaciers rocheux alpins actifs. Dans plusieurs cas (glaciers rocheux LR, MG C, MG D et GA), on assiste à une diminution des vitesses de fluage au cours du temps. **Cela pourrait indiquer qu'au moment de sa formation, un glacier rocheux se déplace de manière relativement rapide**. Pour le glacier rocheux du Mont Gelé C, nous avons même des vitesses de 12 cm/an durant le millénaire compris entre 9.3 et 8.3 ka cal BP, c'est-à-dire au début de l'Optimum Climatique Holocène. Cette vitesse est plus ou moins dans l'ordre de mesure des déplacements horizontaux de surface mesurés depuis l'an 2000, qui sont compris entre 10 et 30 cm/an (DELALOYE *et al*. 2010). Dans le cas du glacier rocheux du Mont Gelé D, la diminution des vitesses de fluage a déterminé une inactivation de la forme ; les vitesses horizontales de surface mesurées entre 2000 et 2003 sont en effet pratiquement nulles (LAMBIEL & DELALOYE 2004).

Le seul glacier rocheux présentant une accélération importante durant le dernier millénaire est celui de Stabbio di Largario, avec des vitesses moyennes de fluage entre 1.1 et 0.1 ka cal BP (correspondant grosso modo à l'intervalle de temps entre la Période Chaude Médiévale et le Petit Age Glaciaire) qui ont presque doublé par rapport à la période comprise entre 3.9 et 1.1 ka cal BP. Si l'on tient compte de la vitesse annuelles actuelle, qui est comprise entre 30 et 100 cm/an (RAMELLI *et al*. 2011, DELALOYE *et al*. 2010, S. Mari & C. Scapozza, données non publiées), ces valeurs sont cinq fois plus élevées que la moyenne du dernier millénaire. Il est donc probable qu'une importante accélération de ce glacier rocheux se soit produite au

cours des dernières décennies, comme le témoignent les signes morphologiques d'une déstabilisation relativement récente (cf. RAMELLI *et al*. 2011) et comme on a pu l'observer sur d'autres glaciers rocheux des Alpes (par ex. ROER *et al*. 2005, 2008, LAMBIEL 2006, KÄÄB *et al*. 2007b, DELALOYE *et al*. 2008, 2010).

Pour le seul glacier rocheux fossile pour lequel nous avons essayé d'appliquer notre approche, celui de la Chaux, nous obtenons une vitesse moyenne entre le début de sa formation (ca. 12.0 ka cal BP, correspondant au stade de Crouye Sina) et le moment de son inactivation (ca. 8.7 ka cal BP) de 13.5 cm/an, indiquant que, malgré la taille énorme de ce glacier rocheux, il s'est développé de manière assez rapide entre la fin du Dryas récent et l'Optimum Climatique Holocène.

En conclusion, l'analyse des vitesses à long terme des glaciers rocheux permet de formuler deux remarques importantes :

1. les vitesses de fluage pendant la période d'activité des glaciers rocheux étudiés montrent des variations relativement importantes ;
2. pour la plupart des glaciers rocheux étudiés, nous observons une diminution des vitesses de fluage durant les derniers millénaires.

Il est important de mentionner que la deuxième remarque ne tient pas compte d'une éventuelle déstabilisation récente ou réactivation du glacier rocheux, avec une augmentation importante de ses vitesses dans les dernières décennies, ce qui aurait un effet très limité sur les vitesses de fluage moyennes déterminées sur plusieurs millénaires. C'est par exemple le cas du glacier rocheux des Lués Rares, pour lequel on obtient une vitesse moyenne de 2.6 cm/an dans les 5.6 derniers millénaires. Les vitesses horizontales mesurées depuis 2006 à l'aide du GPS différentiel montrent en effet des valeurs comprises entre 10 et 30 cm/an (DELALOYE *et al*. 2010), témoignant d'une accélération récente importante de cette formation.

Le corpus de données dont nous disposons actuellement ne nous permet pas de proposer une relation certaine entre les vitesses de fluage des glaciers rocheux et les conditions climatiques. Cependant, si l'on considère que le réchauffement climatique récent semble avoir pour effet d'accélérer la vitesse des glaciers rocheux (voir références ci-dessus) et que les dates proposées semblent indiquer que les vitesses de fluage des glaciers rocheux étudiés étaient assez importantes au moment de leur formation (correspondant à des périodes de réchauffement climatique rapide, comme on l'a vu dans les chapitres précédents), on pourrait imaginer que **la dégradation d'un pergélisol induite par un réchauffement de sa température pourrait avoir pour effet d'augmenter la plasticité de la glace et donc d'accélérer le mouvement d'un glacier rocheux**, comme cela a été proposé par exemple par KÄÄB *et al*. (2007b). **Cela indiquerait encore une fois que la plupart des glaciers rocheux se développeraient sous des conditions climatiques interstadiaires et/ou post-stadiaires**.

10.2 Signification paléoclimatique des éboulis étudiés

10.2.1 Age des éboulis périglaciaires étudiés

Comme pour les glaciers rocheux, pour les huit éboulis périglaciaires datés dans cette étude, l'âge maximal a été déterminé sur la base du dernier stade glaciaire ayant occupé le versant d'éboulis. Ces âges maximaux correspondent le plus souvent à la fin du Dryas ancien ou à la fin du Dryas récent. Dans un seul cas (éboulis de Sasso di Luzzone), le site est libre de glace depuis au-moins 16'000 cal BP. Les âges minimaux obtenus à l'aide du marteau de Schmidt s'échelonnent entre 10.3 et 1.6 ka cal BP, couvrant pratiquement tout l'Holocène (tab. III.35). Malgré cette grande variabilité apparente l'étude attentive des datations montre que la plupart des âges minimaux tombent entre 8.7 ± 1.6 ka cal BP et 7.0 ± 1.2 ka cal BP, ce qui correspond à l'Optimum Climatique Holocène de 9.5–6.3 ka cal BP. Le niveau de surface de ces éboulis aurait donc été déposé au plus tard pendant cette période. Comme on a déjà pu le constater dans plusieurs cas, en effet, **les âges d'exposition homogènes sur toute la surface de la forme permettent de confirmer que les éboulis s'aggradent par superposition de niveaux**. L'âge de surface d'un éboulis correspond donc à l'âge du dernier niveau déposé.

Si l'on considère que la différence entre l'âge maximal et minimal permet de déterminer la durée de la période de formation d'un éboulis, on se rend compte que la plupart des formes étudiées se sont formées dans un intervalle de temps relativement court, compris entre 4.2 (Lac des Vaux) et 7.3 (Sasso di Luzzone et Piancabella) millénaires. Seul deux sites présentent des temps de formation supérieurs à 10 millénaires (respectivement 10.5 et 11.7 millénaires pour les éboulis du Petit Mont Rouge et des Attelas).

Nous pouvons donc constater que :

1. la plupart des éboulis étudiés présentent un âge de surface qui date du Boréal à l'Atlantique récent. Cela signifierait que **les taux d'éboulisation après la fin de l'Optimum Climatique Holocène ont été très faibles**, comme le montre l'âge relativement ancien de la couche de surface des éboulis datés ;
2. la période de formation des éboulis étudiés a été dans la plupart des cas relativement courte. Cela signifierait que **les taux d'éboulisation pendant la période de formation des éboulis ont été très importants**, étant donné que la majeure partie du volume aurait été déposée en ce moment-là.

Sur la base de ces deux constats, dans le chapitre suivant nous essayerons de quantifier le taux d'éboulisation pour quatre éboulis étudiés (ceux sur lesquels on dispose de forages et/ou des données géophysiques), afin d'avoir une idée de l'érosion moyenne des parois rocheuses alimentant les éboulis pendant leur période de formation.

10.2.2 Taux d'éboulisation de quatre éboulis périglaciaires

Sur la base d'une estimation du volume de quatre éboulis de la zone périglaciaire alpine, nous avons calculé le taux d'érosion moyen des parois rocheuses les surmontant d'après la démarche présentée au chapitre 8.3. Pour les sites des Attelas, des Lapires et du Petit Mont Rouge, l'estimation du volume et de l'épaisseur de l'éboulis (sans tenir compte de l'éventuel soubassement morainique) a été basée sur les données des forages et sur la prospection géophysique bidimensionnelle (voir partie II). Pour l'éboulis de Gana Rossa, nous nous sommes basés sur une coupe interprétative proposée par SCAPOZZA (2008 : 229), basée sur des prospections géoélectriques et électromagnétiques (voir également SCAPOZZA *et al*. 2011b). La porosité totale, comprenant la fraction volumétrique occupée par de la glace et par de l'air ou de l'eau, a été estimée sur la base des diagraphies nucléaires réalisées dans les deux forages inférieurs de chaque site. Pour le site de Gana Rossa, en l'absence de données concernant la porosité totale, nous avons utilisé une valeur de 40%, déterminée dans les forages réalisés sur les éboulis des Attelas et des Lapires. Pour le site du Petit Mont Rouge, la porosité totale de 50% traduit la présence d'un protalus rampart sursaturé en glace dans la partie inférieure de la pente.
Avant de passer à la présentation des taux d'érosion obtenus, il faut dire quelques mots sur les volumes d'éboulis calculés. La méthode utilisée est extrêmement simple, car elle permet d'estimer le volume de l'éboulis tout simplement en multipliant une surface le long d'une coupe passant par le centre du versant, calculée par planimétrie, par la largeur moyenne du dépôt. Il faut donc considérer le volume obtenu comme un volume maximal, parce qu'il est possible que la topographie du fond rocheux et/ou du soubassement morainique remonte vers la surface en direction des bords de l'éboulis. Cela est normalement le cas pour des profils d'érosion typiques engendrés par des petits glaciers de cirque, où la forme du profil est contrôlée principalement par l'érosion basale du glacier, le type et la quantité de sédiments transportés et l'augmentation de pression en amont des obstacles (surcreusement) (MACGREGOR *et al*. 2009).
A titre de comparaison, pour l'éboulis des Lapires un volume total de 4.7 millions de m^3 a été obtenu. Cette valeur est légèrement supérieure à celle qui a été obtenue par T. Zufferey & V. Nanchen (données non publiées) sur la base d'une approche modélisant la topographie du fond rocheux de l'éboulis par une loi puissance (4.3 millions de m^3) et par modélisation tridimensionnelle à l'aide de la méthode SLBL[15] (4.0 million de m^3). Malgré sa simplicité apparente, la démarche adoptée dans cette étude donne des résultats qui sont comparables à ceux obtenus avec des méthodes plus sophistiquées, même si les volumes totaux finaux sont légèrement surestimés.

[15] Acronyme de *Sloping Local Base Level* (voir JABOYEDOFF *et al*. 2009). Cette méthode consiste en le calcul par procédure itérative, à partir d'un modèle numérique de terrain et du contour de l'éboulis, d'un profil d'érosion. En ajoutant une degré de tolérance aux valeurs d'altitude (= profondeur) calculées par le modèle et en fixant une profondeur maximale (connue sur la base de forages ou de la prospection géophysique), il est possible de calculer un profil d'érosion glaciaire de type concave.

	ATTELAS	LAPIRES	PETIT MT. ROUGE	GANA ROSSA
Section de l'éboulis (a) [m^2]	5350	11800	4125	3500
Largeur de l'éboulis (l) [m]	130	400	180	150
Volume total (V') [m^3]	695'500	4'720'000	742'500	525'000
Porosité totale (Φ) [%]	40	40	50	40
Volume de roche (V) [m^3]	*417'300*	*2'832'000*	*371'250*	*315'000*
Aire planimétrique (A') [m^2]	48'760	152'100	25'760	23'340
Pente moyenne ($\tan^{-1}$h/d) [°]	42.3	42.9	44.4	41
Aire contributive (A) [m^2]	*65'925*	*207'635*	*36'055*	*30'925*
Temps (t) [ka]	*11.7 ± 1.2*	*4.6 ± 1.2*	*10.5 ± 2.1*	*5.8 ± 1.2*
Taux d'érosion (R) [m/ka]	**0.54**	**2.97**	**0.98**	**1.76**

Tab. III.41 *– Paramètres pour le calcul des taux d'érosion des parois rocheuses sur la base du volume des éboulis. Pour le détail sur les calculs effectués, voir le chapitre 8.3.*

Source	Région	Lithologie	Taux d'érosion (m/ka)
SASS & WOLLNY (2001)	Alpes bavaroises	Calcaires	0.1 (Holocène)
			0.5 (Tardiglaciaire)
POSER (1954)	Alpes du Zillertal	Gneiss, schistes, serpentinites	0.7 – 1.0
FRANCOU (1988a)	Alpes françaises	Gneiss (adret)	1.0 (Holocène)
		Gneiss (ubac)	2.0 – 2.5 (depuis 3 ka)
DÜRR (1970)	Dolomites	Dolomie, calcaires	< 0.1
BARSCH (1977)	Alpes suisses	Gneiss, granites	2.2 – 4.5
		Schistes métamorphiques	1.0 – 2.1

Tab. III.42 *– Estimation de taux d'érosion à long terme des parois rocheuses à partir du volume total de sédiments accumulés au pied des parois rocheuses (éboulis, protalus rampart, glaciers rocheux) dans les Alpes. D'après SASS & WOLLNY (2001 : 1085) et BERTRAN (2004 : 212). Voir ces deux références pour les taux d'érosion à long terme dans d'autres régions de montagne ou arctiques de la planète.*

Les taux d'érosion des parois rocheuses obtenus pour les quatre éboulis étudiés sont compris entre 0.54 m/ka (ou mm/an) et 2.97 m/ka, soit un rapport de 1 à 5.5. Cette différence est probablement due au temps pour lequel on a calculé le taux d'érosion moyen, qui dans le cas des éboulis des Lapires et de Gana Rossa a été relativement court. Si l'on effectue le calcul en tenant compte du temps total à partir du moment initial de formation de l'éboulis (c'est-à-dire son âge maximal), les taux d'éboulisation sont beaucoup moins dispersés. On obtient 0.44 m/ka pour les Attelas, 1.18 m/ka pour les Lapires, 0.71 m/ka pour le Petit Mont Rouge et 0.70 m/ka pour Gana Rossa. Ces valeurs sont assez similaires aux taux d'érosion à long terme des parois rocheuses calculés dans d'autres sites des Alpes, qui s'échelonnent entre 0.1 et 4.5 m/ka, avec des taux moyens compris entre 1.0 et 2.0 m/ka (voir le tableau III.42).

Ce résultat indique donc que **les taux d'érosion obtenus en se basant simplement sur le temps total donnent des résultats qui ne reflètent pas le vrai taux d'érosion obtenu en se basant sur le temps de formation effectif de l'éboulis**. L'interprétation des taux d'érosion obtenus sur le temps de formation effectif est donc radicalement différente. L'inconvénient principal de cette approche est le fait de ne pas avoir des valeurs de comparaison pour les laps de temps plus réduit que l'ensemble du Tardiglaciaire ou de l'Holocène.

10.2.3 Evolution du taux d'érosion des parois rocheuses dans le temps

Les taux d'érosion obtenus sur la base du temps de formation effectif de l'éboulis permettent de pouvoir estimer l'évolution de l'éboulisation des parois rocheuses dans les 15 derniers millénaires. Le taux d'érosion très élevé déterminé sur l'éboulis des Lapires, qui est le seul à avoir pu se former seulement après le Dryas récent, indique que l'éboulisation pendant la première partie de l'Holocène devait être très importante. L'autre éboulis ayant un âge minimal datant de la première partie de l'Holocène, celui de Gana Rossa, présente également un taux d'érosion important. Dans ce cas, cependant, il est difficile séparer la partie de l'éboulis datant de l'Holocène de celle datant du début du Bølling/Allerød à la fin du Dryas récent. Pour les éboulis des Attelas et du Petit Mont Rouge, nous obtenons enfin des taux d'érosion moyens à relativement long terme, ce qui ne permet pas de différencier les taux d'éboulisation entre le début du Bølling/Allerød et la deuxième partie de l'Holocène.

Afin de mieux expliquer les taux d'érosion obtenus et de les contraindre dans le temps, nous avons essayé de comparer l'extension altitudinale et l'orientation des parois rocheuses alimentant les éboulis avec la position de la LIP dans les parois rocheuses au cours du temps. La LIP dans les parois rocheuses a été estimée sur la base de données de température à une dizaine de centimètres de profondeur depuis 2005 dans deux sites des régions de Verbier et du Vallon de Réchy (voir LAMBIEL *et al*. 2009b ; données fournies par C. Lambiel et R. Delaloye). Etant donné que l'évolution des températures de la roche est directement liée à l'évolution des températures de l'air (LAMBIEL *et al*. 2009b), il est possible d'estimer les températures de la roche pour la période 1850–1985 sur la base des températures mesurées depuis 2005. Pour cette période, la LIP se situait à environ 2500–2700 m pour les versant des quadrants septentrionaux, et à environ 3000–3100 m pour les versants est et ouest. Afin de déterminer les variations de la LIP dans les parois rocheuses en fonction des fluctuations de température pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène, nous l'avons mise en parallèle avec les variations de la limite supérieure des arbres (*treeline*) dans les Alpes. Les fluctuations de la *treeline* sont en effet directement dépendantes des fluctuations des températures estivales à l'échelle décennale, voire séculaire, et permettent de reconstituer les paléo-températures à une altitude donnée tout simplement en lui appliquant un gradient vertical de température (TINNER & VESCOVI 2005).

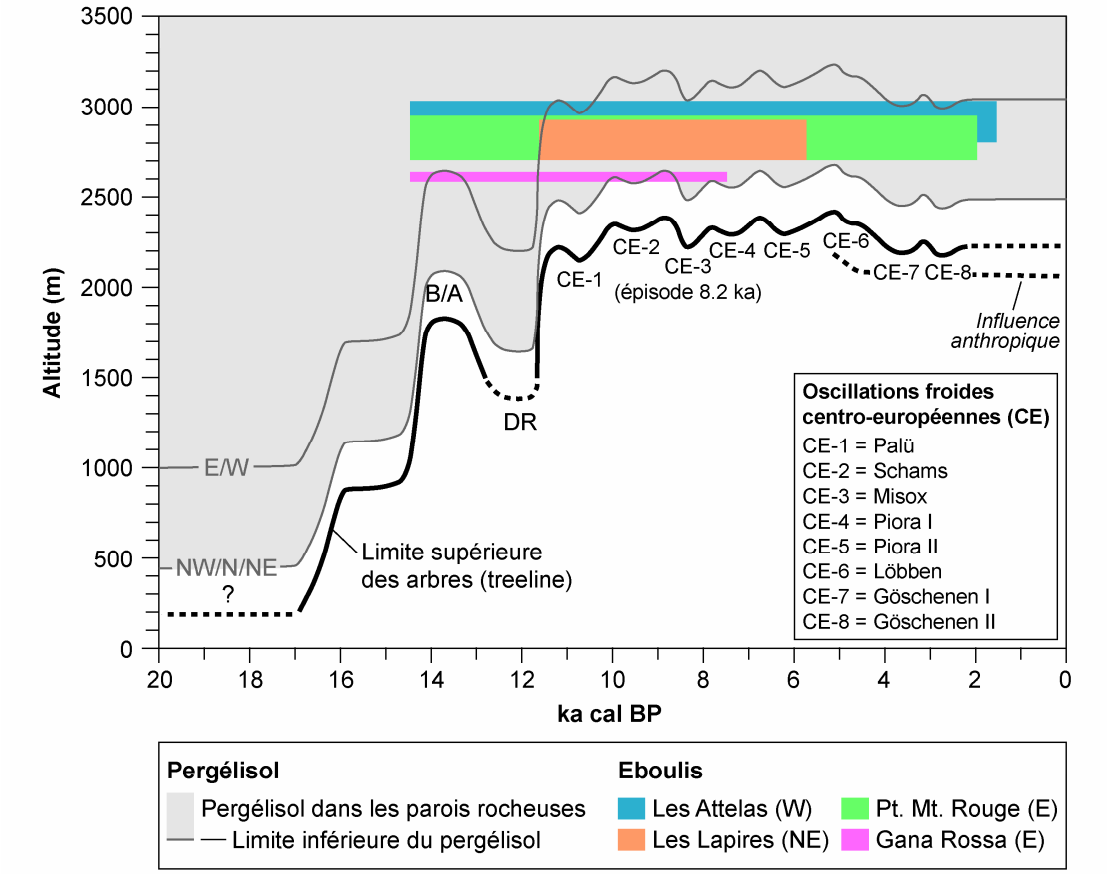


Fig. III.56 *– Evolution temporelle de la limite inférieure du pergélisol dans les parois rocheuses estimée sur la base de la limite supérieure des arbres. Pour chaque éboulis, l'extension verticale de la paroi rocheuse le dominant et la période de formation des éboulis est donnée par les rectangles colorés. Limite supérieure des arbres dans les Alpes au cours des 20 derniers millénaires d'après* TINNER & VESCOVI *(2005 : 10). B/A = Bølling/Allerød ; DR = Dryas récent.*

En résumant, à la figure III.56 nous avons donc utilisé la LIP dans les parois rocheuses – qui est fonction directe des températures de l'air – pour estimer l'altitude moyenne de l'isotherme 0°C dans les parois rocheuses dominant les éboulis étudiés, et nous avons déterminé les fluctuation de cette isotherme dans le temps en le mettant en parallèle aux fluctuations de la *treeline* – qui est également fonction directe des températures de l'air (estivales). L'altitude maximale atteinte par la *treeline* correspond en effet à des températures moyennes de l'air pendant la saison estivale de 5.5–7.5 °C (KÖRNER 1999, PAULSEN 2000, SCAPOZZA *et al.* 2010a).

L'altitude absolue de la *treeline*, qui varie en fonction de la continentalité du climat, n'est pas fondamentale dans cette approche, car pour la reconstitutions des fluctuations de la LIP dans les parois rocheuses, nous nous sommes basé exclusivement sur ses fluctuations relatives en fonction du temps. L'accrochage en altitude des valeurs de la LIP dans les parois rocheuses n'a donc pas été effectué en

calculant l'altitude de l'isotherme 0°C à partir de l'altitude de la *treeline*, mais plutôt en se basant sur l'altitude de l'isotherme 0°C calculé pour la période 1850–1985. Cela a permis de nous affranchir d'altitudes de la *treeline* ne provenant pas directement de la zone d'étude. Cette approche permet également d'estimer la position de l'isotherme -0.5°C de la roche – correspondant à celle que l'on a appelé « zone d'éboulisation maximale » au chapitre 6.4.2 – pour laquelle le facteur de sécurité de la paroi rocheuse est minimal (cf. fig. II.155). L'isotherme -0.5°C se situe en effet environ 80–100 m plus haut que l'isotherme 0°C.

Qu'est-ce que cela permet d'observer ? Avant tout, le site des Lapires (orienté à nord-est) est le seul où la paroi rocheuse à été caractérisée par du pergélisol tout au long de sa période de formation. La position de cette paroi rocheuse à proximité de la LIP dans les parois rocheuses fait supposer que l'isotherme -0.5°C a caractérisé assez longtemps une partie importante de la paroi, surtout pendant l'Optimum Climatique Holocène. Après cette période, une descente en altitude des isothermes a certainement eu pour effet de stabiliser la paroi, ce qui expliquerait le taux d'érosion très faible à partir de 6.0–7.0 ka cal BP. Pour cet éboulis, l'érosion assez intense de la paroi rocheuse le dominant, s'étant produite sur seulement cinq millénaires, expliquerait la faible stratification de l'éboulis (cf. chap. 5.4.4.4) ; le dépôt sédimentaire aurait eu peu de temps pour enregistrer les oscillations climatiques. Conformément au modèle présenté au chapitre 6.4.2, la présence de niveaux relativement riches en glace dans le forage 12/2009 (voir la figure III.91) pourrait toutefois être liée aux oscillations froides de la première partie de l'Holocène.
Le site de Gana Rossa (orienté à l'est) se trouve dans une situation similaire à l'éboulis des Lapires pendant le Bølling/Allerød et au début du Préboréal. Une bonne partie de la paroi rocheuse aurait donc été érodée durant ces deux périodes. Sa stabilisation après 9.0–7.5 ka cal BP pourrait résulter du fait que la paroi rocheuse a été presque complètement érodée ; aujourd'hui, elle est en effet très peu développée (la partie de paroi dominant l'apex de l'éboulis a une dénivellation de 60 m seulement).

Pour l'éboulis des Attelas (orienté à l'ouest), nous avons une situation à moyen–long terme plus stable que pour les deux sites cités ci-dessus. Une bonne partie de la paroi rocheuses se situait en dessous de la LIP dans les parois rocheuses pendant la plupart du temps de formation de l'éboulis (mis à part pendant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène). Pendant les oscillations froides de l'Holocène, cependant, la paroi rocheuse aurait pu geler de manière permanente (au-moins dans sa partie supérieure), pour dégeler durant les périodes plus chaudes (cf. MATSUOKA *et al*. 1998). Ce va-et-vient du pergélisol dans la paroi permettrait d'expliquer la bonne stratification de l'éboulis (cf. chap. 5.1.3.4), qui aurait enregistré sous forme de niveaux relativement riches en glace la diminution des températures pendant les oscillation froides de l'Holocène. Ces niveaux auraient par la suite été incorporés dans le corps du pergélisol par aggradation de l'éboulis suite aux nombreuses chutes de blocs se produisant au moment du réchauffement de la paroi rocheuse.

La situation de l'éboulis du Petit Mont Rouge (orienté à l'est) est similaire à celle de l'éboulis des Attelas. Cependant, il faut toujours se rappeler que les âges

d'exposition calculés pour ce site sont probablement trop jeunes (cf. chap. 9.2.4). Le taux d'éboulisation presque deux fois plus élevé que celui des Attelas et l'âge minimal qui pourrait être de plusieurs millénaires plus ancien que celui calculé (ca. 6.0–7.0 ka cal BP ?), pourraient indiquer que les parois rocheuses dominant ce site ont dû subir une érosion assez intense pendant le Tardiglaciaire et au début de l'Holocène, avec des taux d'éboulisation relativement constants, ce qui expliquerait l'absence de stratification du dépôt (cf. chap. 5.4.2.1).

10.2.4 Synthèse sur l'éboulisation dans le domaine périglaciaire alpin

Au chapitre précédent, il a été possible de montrer qu'il existe des périodes d'érosion accrue des parois rocheuses dominant les éboulis périglaciaire du moment que leur température passe en dessus de -0.5°C, favorisant une grande instabilité de la paroi par les cycles de gel–dégel et par la dégradation et la disparition (en dessus de 0°C) du pergélisol. Mais il serait très réducteur de résumer à ce seul facteur la variation des taux d'éboulisation mesurés, sans tenir compte de l'éboulisation paraglaciaire et de l'éboulisation due à la gélifraction pendant les périodes froides.

L'**éboulisation paraglaciaire** consiste en l'activité géomorphologique exacerbée des zones qui ont été fraîchement déglacées et concerne toute la **période d'ajustement paraglaciaire**, qui est une période de transition caractérisée par une morphogenèse accélérée des formes directement conditionnées par le retrait glaciaire (CHURCH & RYDER 1972). Elle est probablement due à l'apparition de fractures de décompression des versant par détente postglaciaire (ANDRÉ 1993), à la disparition du frettage latéral suite à la disparition de la pression latérale exercée par le glacier et à une augmentation de la pression hydrostatique dans le fissures par augmentation des quantités d'eau pendant la déglaciation (BERTRAN 2004). D'après HINCHLIFFE & BALLANTYNE (1999), qui ont étudié de nombreux éboulis du nord de l'Ecosse, l'éboulisation paraglaciaire serait maximale juste après le début de la déglaciation, pendant le *Dimlington Stade* (DS ; l'équivalent du Dryas ancien de l'Europe Centrale), et diminuerait graduellement déjà pendant le *Lateglacial Interstade* (LI ; l'équivalent du Bølling/Allerød de l'Europe Centrale), pour atteindre des valeurs similaires au taux d'érosion moyen de l'Holocène déjà à la fin du *Loch Lomond Stade* (LLS ; l'équivalent du Dryas récent de l'Europe Centrale) (fig. III.57-A).
L'**éboulisation due à la gélifraction**, que nous appellerons **éboulisation périglaciaire**, est strictement liée au climat, qui conditionne les cycles de gel–dégel. Ce type d'éboulisation est plus intense pendant les périodes froides caractérisées par un climat « périglaciaire ». Toujours d'après HINCHLIFFE & BALLANTYNE (1999), l'éboulisation périglaciaire en Ecosse aurait été maximale pendant le *Dimlington Stade* et le *Loch Lomond Stade*, tandis que durant la période au climat tempéré frais du *Lateglacial Interstade*, la gélifraction n'était probablement pas beaucoup plus intense que pendant l'Holocène (fig. III.57-B). Cette phase d'éboulisation due à la gélifraction correspond probablement à la **grande phase d'éboulisation périglaciaire** décrite par JORDA & ROSIQUE (1994) dans les Alpes françaises du Sud et présentée au chapitre 9.4.5.

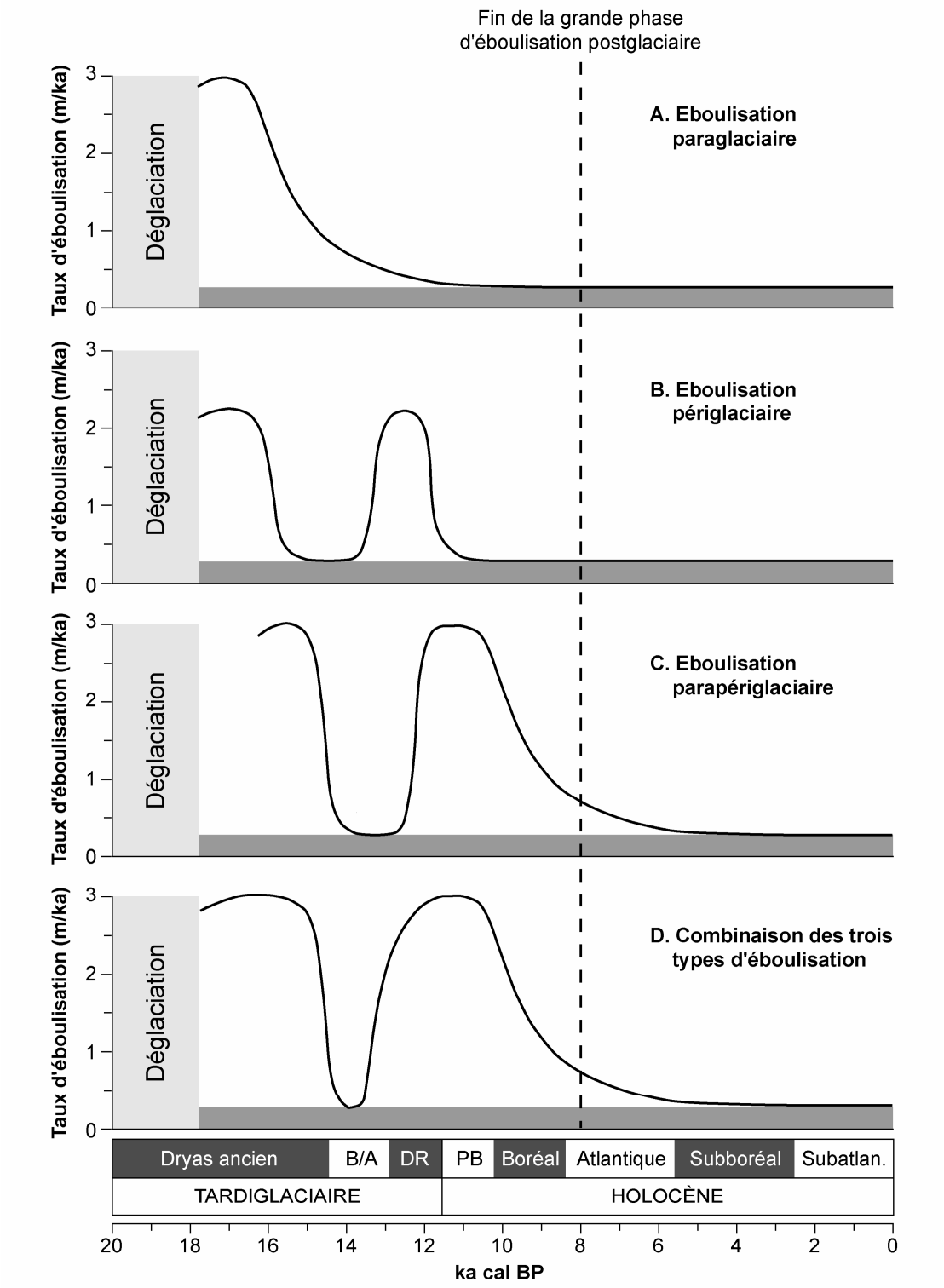


Fig. III.57 *– Modèle schématique de l'évolution du taux d'éboulisation dans la zone périglaciaire alpine pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène (schéma inspiré du modèle écossais développé par* HINCHLIFFE & BALLANTYNE *1999 : 65). La bande grisée représente le taux d'éboulisation moyen d'un éboulis de la zone périglaciaire alpine pendant la deuxième partie de l'Holocène.*

Afin de pouvoir proposer un modèle de l'évolution de l'éboulisation dans le domaine périglaciaire alpin, il nous reste à rajouter à l'éboulisation paraglaciaire et périglaciaire l'éboulisation due à la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses, que nous appellerons **éboulisation parapériglaciaire** par analogie avec la définition de système morphogénétique parapériglaciaire proposée par MERCIER (2008) (voir le chapitre 7.1.1).
Comme on l'a vu au chapitre précédent, **l'éboulisation parapériglaciaire est maximale durant les périodes de réchauffement climatique rapide, qui induisent une remontée rapide des isothermes et donc le réchauffement, voire la disparition, du pergélisol dans les parois rocheuses** (fig. III.57-C). Contrairement à l'éboulisation périglaciaire, l'éboulisation parapériglaciaire est plus importante durant les périodes chaudes qui suivent un stade ou une oscillation froide. Pour la fin du Dryas ancien et pour le début de l'Holocène, elle est probablement partie intégrante de l'éboulisation paraglaciaire. Cependant, en tenant compte de l'inertie thermique du pergélisol, pour lequel les temps de réaction à un changement climatique en profondeur peuvent être plus ou moins longs, l'éboulisation parapériglaciaire fonctionne probablement sur des temps plus longs que l'éboulisation paraglaciaire.

En mettant ensemble les modèles de fonctionnement de l'éboulisation paraglaciaire, périglaciaire et parapériglaciaire, nous obtenons une bonne image de l'évolution de l'éboulisation postglaciaire dans le domaine périglaciaire alpin (fig. III.57-D) :

1. Le Tardiglaciaire est caractérisé par des taux d'éboulisation relativement élevés, sous le double effet de l'éboulisation paraglaciaire et périglaciaire. La première se met en place juste après la fin de la déglaciation alpine (qui s'échelonne entre 18.0 et 14.5 ka cal BP selon les vallées) pour se terminer 4–5 millénaires plus tard, tandis que la deuxième caractérise surtout les périodes stadiaires (Dryas ancien et Dryas récent). Une première phase d'éboulisation parapériglaciaire caractérise les parois rocheuses situées vers 2000–2500 m d'altitude suite à la dégradation du pergélisol pendant la phase de réchauffement rapide du début du Bølling. Cette phase est probablement synchrone, voire légèrement décalée dans le temps, de la phase d'éboulisation paraglaciaire.
2. Une deuxième phase d'éboulisation parapériglaciaire, probablement la plus importante, se met en place pendant la période de réchauffement rapide du Préboréal et se poursuit jusqu'à l'Optimum Climatique Holocène. Pour cette phase, nous obtenons pour l'éboulis des Lapires un taux d'érosion des parois rocheuses d'environ 3 mm/ka, soit environ 1.7 fois celui calculé pour l'éboulis de Gana Rossa, comprenant également le Bølling/Allerød et le Dryas récent. La fin de cette deuxième phase d'éboulisation parapériglaciaire coïncide également avec la fin de la grande phase d'éboulisation postglaciaire qui avait commencé au moment de la déglaciation.

3. Pendant la deuxième partie de l'Holocène, les taux d'éboulisation ont chuté à moins de 0.5 m/ka, probablement plutôt autour de 0.1 m/ka (un taux moyen de 0.54 m/ka a été calculé pour l'éboulis des Attelas, mais comprenant également la grande phase d'éboulisation postglaciaire), comme le montrent différentes études menées dans les Alpes (voir SASS & WOLLNY 2001 : 1085, BERTRAN 2004 : 212).

Pour cette deuxième partie de l'Holocène, les datations effectuées ne nous permettent pas de différencier des sous-phases d'activité accrue, comme cela semble être le cas pour le Petit Age Glaciaire. Pendant cette dernière oscillation froide holocène, des datations lichénométriques effectuées sur deux cônes d'éboulis norvégiens ont permis à MCCARROL *et al*. (1998, 2001) de montrer que les taux de sédimentation pendant le XVIIIe siècle étaient de 5 à 7 fois plus élevés que le taux holocène moyen. Cela ne signifie cependant pas que cela s'est forcément produit également dans la zone périglaciaire alpine. Il est plus probable que toute la deuxième partie de l'Holocène, globalement plus fraîche et humide que la première, ait été plus calme du point de vue de l'éboulisation en raison d'une descente en altitude de la LIP dans les parois rocheuses.

Si l'on fait un parallélisme entre les grandes phases d'éboulisation déterminées dans cette étude et les grandes phases de torrentialité holocène mises en évidence par BALLANDRAS (1997) dans les Alpes françaises, par SCHOENEICH *et al*. (1997) en Valais et par SCAPOZZA *et al*. (2011d) dans la région de la Greina (Alpes suisses centrales), nous avons un comportement semblable pour la période située entre le début de l'Holocène et la fin de l'Optimum Climatique de l'Holocène. Nous avons en effet une phase de charriage torrentiel très intense s'étant produite dans la période comprise entre la fin du Dryas récent/début du Préboréal et la fin du Boréal/Atlantique ancien, correspondant à la fin de la grande phase d'éboulisation postglaciaire. Une phase d'accalmie assez généralisée s'est produite pendant la fin de l'Optimum Climatique de l'Holocène (Atlantique récent), avec peu de charriage en raison de l'épuisement du stock sédimentaire dans la partie haute des bassins versants. A partir du Subboréal, toutefois, les phases de torrentialité et d'éboulisation présentent un comportement différencié. Nous avons une reprise de l'activité torrentielle, avec des alternances de phases de crise et d'accalmie portant à la formation de cônes de déjection superposés ou emboîtés (BALLANDRAS 1997, SCHOENEICH *et al*. 1997), alors que l'accalmie au niveau de l'éboulisation se poursuit au-moins jusqu'à la fin du Petit Age Glaciaire. Dans ce contexte, comme cela a été le cas de l'éboulisation a plus basse altitude (cf. exemple norvégien ci-dessus), il est possible que le contrôle effectué par l'état thermique du pergélisol dans les parois rocheuses soit le responsable de la relative stabilité des parois rocheuses de la zone périglaciaire alpine dans la période comprise entre le Subboréal et le milieu du XXe siècle.

10.3 Evolution de l'environnement périglaciaire alpin pendant le Quaternaire récent

En guise de conclusion, nous essayerons d'intégrer les données relatives à la chrono-stratigraphie, à la (paléo)-dynamique des formes étudiées et au paléo-climat présentées dans les chapitres précédents afin d'esquisser les étapes principales de l'évolution de l'environnement périglaciaire alpin pendant le Quaternaire récent (fig. III.58), sur le modèle de ce qui a été présenté, par exemple, par MAISCH *et al*. (2003) et par BÖHLERT *et al*. (2011) dans des situations analogues à la nôtre.

10.3.1 Le Tardiglaciaire

10.3.1.1 Début du Dryas ancien – déglaciation rapide et stade de Gschnitz

Le début du Tardiglaciaire (20.0–16.0 ka BP) a été marqué par un retrait glaciaire rapide, caractérisé par le collapse des dômes des glace qui alimentaient les glaciers du Rhône et du Ticino au Dernier Maximum Glaciaire, se situant respectivement sur la haute Vallée de Conches (KELLY *et al*. 2004) et sur la haute Surselva (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998). La déglaciation des cols reliant le Sud et le Nord des Alpes s'est achevée assez rapidement, comme semblent l'indiquer les dates de déglaciation des cols du Simplon (ca. 18.5–16.8 ka cal BP ; MÜLLER 1984), du Lukmanier (ca. 18.5–16.8 ka cal BP ; BURGA 1988) et du Grimsel (ca. 17.4–13.1 ka cal BP ; KELLY *et al*. 2006). Dans les vallées alpines, cette période est marquée par un retrait important des glaciers au niveau de leur front. De petites progressions glaciaires, regroupées dans les stades de Bühl et de Steinach des Alpes Orientales, se présentent pendant les pics froids du stade isotopique groenlandais GS-2b. A cette époque, le front du glacier du Rhône stationne encore entre la cuvette lémanique et le verrou de Saint-Maurice (SCHOENEICH *et al*. 1997, SCHOENEICH 1998b), tandis que le front des glaciers du Ticino et du Brenno a déjà quitté la cuvette du Lac Majeur et se situe dans la région de Biasca (SCAPOZZA & FONTANA 2009).

Le premier véritable stade tardiglaciaire est celui de Gschnitz, qui a eu lieu au début du stade isotopique groenlandais GS-2a et qui est daté approximativement entre 19.1 et 15.4 ka cal BP (IVY-OCHS *et al*. 2006b). Pendant ce stade, les glaciers des vallées de la rive gauche du Rhône occupaient encore l'ensemble de la vallée (exemple du glacier de la Printse, Val de Nendaz) ou se terminaient dans un plaine du Rhône déjà libérée par le glacier homonyme (exemple du glacier de la Borgne, Val d'Hérens et d'Hérémence). Le versant occidental du Mont Gelé était caractérisé par des glaciers de plus petit taille, arrivant peu en amont de Verbier. Dans les Alpes Tessinoises orientales, le glacier du Brenno (Val Blenio) arrivait peu en amont de Olivone, tandis que le glacier de l'Orino (Val Malvaglia) se terminait en amont du barrage actuel (SCAPOZZA & FONTANA 2009). Le climat pendant le stade Gschnitz était très froid et sec. Par rapport à l'actuel, dans la région du Mont Gelé – Mont Fort les températures moyennes étaient de 7.1 à 8.5 °C plus froides et les précipitations étaient de 40–45% plus réduites.

Malgré la déglaciation rapide et le réchauffement des températures, pendant la première moitié du Dryas ancien, l'actuel domaine périglaciaire alpin se situe dans un système morphogénétique encore entièrement de type glaciaire.

10.3.1.2 Fin du Dryas ancien et interstade tardiglaciaire du Bølling/Allerød

Après le stade de Gschnitz, la deuxième partie du Dryas ancien est caractérisée par un lent et progressif réchauffement climatique, avec cependant encore au-moins deux récurrences glaciaires, celles de Clavadel/Senders et du Daun, situées à la fin du stade isotopique groenlandais GS-2a (ca. 15.5–14.5 ka cal BP). Malgré le réchauffement climatique d'environ 3.5°C en quelques millénaires, le climat pendant ces deux stades glaciaires reste rude, avec des températures d'environ 4.9°C, respectivement 4.5°C, plus froides qu'actuellement pendant les stades de Clavadel/Senders et du Daun dans la région du Mont Gelé – Mont Fort. Les conditions climatiques au Sud des Alpes suisses n'étaient guère meilleures : pour le Massif de la Cima di Gana Bianca, nous avons des températures de 4.8°C, respectivement 3.7°C, plus froides qu'actuellement pendant les stades de Clavadel/Senders et du Daun. Ce qui change entre les deux régions, c'est la sécheresse du climat. En effet, les précipitations étaient de seulement 6–10% inférieures aux valeurs actuelles dans le Massif de la Cima di Gana Bianca, alors que la région du Mont Gelé – Mont Fort était beaucoup plus sèche, avec une diminution des précipitations par rapport à l'actuel comprise entre 20 et 30%.

Suite à la déglaciation rapide, la fin du Dryas ancien et le début du Bølling sont caractérisés par le début de la phase d'éboulisation paraglaciaire, à laquelle se superpose la première phase d'éboulisation parapériglaciaire. L'action conjointe de ces deux phases d'éboulisation (avec l'éboulisation paraglaciaire qui était probablement dominante) libère d'importants stocks de débris rocheux, qui commencent à construire assez rapidement de grands cônes d'éboulis. Les taux d'éboulisation sont 6 à 10 fois plus élevés que ceux de la deuxième partie de l'Holocène. Malgré la phase de réchauffement rapide du début du Bølling (~2.5°C en moins de deux siècles), les températures moyennes restent encore relativement fraîches (environ 1.8–2.5 °C de moins que l'actuel ; BURGA & PERRET 1998), ce qui favorise le développement de grands glaciers rocheux comme celui du Plan des Ouchelets (Vallon des Lapires) ou de Sceru I (Valle di Sceru) par remaniement par fluage du pergélisol des dépôts gravitaires fraîchement tombés des parois et des dépôts glaciaires laissés par les glaciers aux stades de Clavadel/Senders et du Daun. A cette époque, la limite inférieure du pergélisol discontinu dans les dépôts meubles se situait environ 350–500 m plus bas qu'actuellement, comme en témoignent les glaciers rocheux de la génération GR III.

Du point de vue de la morphogenèse, la fin du Dryas ancien et le début du Bølling correspondent à une phase de transition entre un système morphogénétique à prédominance glaciaire et un système morphogénétique à prédominance périglaciaire. Cette phase de transition correspond à la première crise morphogénétique paraglaciaire du domaine périglaciaire alpin.

10.3.1.3 Dryas récent – le retour des glaciers

La période relativement froide et sèche du Dryas récent est marquée par une importante récurrence glaciaire caractérisée par une succession de stades de plus en plus internes à l'avancée maximale, qui a eu lieu au début du stade isotopique groenlandais GS-1. Pendant cette avancée maximale des glaciers pendant le Dryas récent, qui a été corrélée au stade de l'Egesen I des Alpes orientales, le refroidissement climatique par rapport à la période précédente du Bølling/Allerød a été d'environ 1.5–2.0 °C, comme en témoigneraient les paléo-températures de 3.4–3.8 plus froides qu'actuellement reconstituées pour ce stade dans la région du Mont Gelé – Mont Fort et dans le Massif de la Cima di Gana Bianca. Les précipitations étaient plus réduites qu'actuellement d'environ 15% dans la région du Mont Gelé – Mont Fort et d'environ 10% dans le Massif de la Cima di Gana Bianca.

Après le refroidissement assez brutal qui a eu lieu au début de cette chronozone, déterminant l'avancée glaciaire de l'Egesen I, le climat a commencé à se réchauffer lentement. Cette période a été marquée par au-moins deux autres progressions glaciaires, cependant moins importantes que celle de l'Egesen I. Ces deux progressions glaciaires ont été corrélées, dans la région du Mont Gelé – Mont Fort, avec les stades du Véla (= Egesen II ou Böckten) et de Tortin (= Egesen III ou Kartell). Les paléo-températures calculées pour ces deux stades indiquent que le réchauffement climatique à partir du stade de Crouye Sina (équivalent de l'Egesen I dans les Alpes Occidentales) a été de 0.8°C pendant le stade du Véla et de 1.2°C pendant le stade de Tortin. D'après les courbes isotopiques groenlandaises et d'après les datations récentes (voir le tableau III.39), on a tendance à placer le stade de Kartell (Egesen III) au Préboréal (et donc au début de l'Holocène), en correspondance à l'épisode froid groenlandais GH-11.2 ka cal BP.

Malgré une certaine éboulisation périglaciaire liée à la gélifraction, il est probable que cette période ait été relativement calme du point de vue de l'apport en débris par les versants. Dans les régions qui n'ont pas été occupées par des glaciers, le climat « périglaciaire » qui a régné pendant le Dryas récent à haute altitude a donc été certainement favorable à l'aggradation de pergélisol, ce qui aurait permis aux éboulis de stocker des quantités non négligeables de glace et au pergélisol des glaciers rocheux de se refroidir de manière importante.

Du point de vue morphogénétique, le Dryas récent a donc été une période marquée tout d'abord par le retour d'un système morphogénétique à prédominance glaciaire, ayant laissé peu à peu la place à un système morphogénétique périglaciaire. Dans les zones situées dans la partie supérieure du domaine périglaciaire, il est probable qu'ait eu lieu une dégradation des formes périglaciaires datant de la fin du Dryas ancien et du Bølling/Allerød par des processus de type glaciaire, comme cela pourrait être le cas pour le glacier rocheux de Tsena Réfien 3 dans la région des Fontanesses (cf. chap. 9.2.3.2)

10.3.2 L'Holocène

10.3.2.1 Du Préboréal à la fin de l'Atlantique récent

La période comprise entre la fin du complexe Egesen (ca. 10.8 ka cal BP) et la fin de l'Optimum Climatique Holocène (ca. 6.3 ka cal BP) constitue probablement la période de crise morphogénétique la plus importante du domaine périglaciaire alpin. Le début de l'Holocène a en effet été marqué par un réchauffement des températures de 2.9–3.9°C entre 10.8 et 9.3 ka cal BP, ce qui a profondément changé l'équilibre morphogénétique de type glaciaire/périglaciaire que s'était installé pendant le Dryas récent. **Ce réchauffement climatique rapide est certainement le responsable de la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses, qui a causé une grande crise morphogénétique parapériglaciaire, se superposant probablement à une deuxième crise morphogénétique paraglaciaire du domaine périglaciaire alpin**. L'action combinée de l'éboulisation parapériglaciaire (qui a été probablement dominante) et paraglaciaire fait que les taux d'érosion au Préboréal et au début du Boréal sont similaires (voire supérieurs) à ceux de la première crise morphogénétique paraglaciaire.

Cette période correspond également à une période privilégiée pour la formation des glaciers rocheux. Dans la frange inférieure du domaine périglaciaire, de nombreux glaciers rocheux se forment par remaniement des dépôts morainiques laissés par des petits glaciers qui au Dryas récent ne sont pas descendus plus bas que la limite inférieure du pergélisol discontinu. Dans certains cas, ces glaciers rocheux peuvent atteindre une taille assez considérable, comme cela est le cas du glacier rocheux de la Chaux, qui s'est développé à une vitesse moyenne de 13.5 cm/an. Mais la plupart des glaciers rocheux se forment probablement par remaniement des vastes cônes d'éboulis formés par l'éboulisation intense qui caractérise cette période, les appareils situés plus haut en altitude étant encore actifs actuellement.

Pendant la phase la plus chaude de l'Optimum Climatique Holocène, correspondant à l'Atlantique ancien, les glaciers rocheux de la génération GR II, situés entre 150 et 300 m plus bas que les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs, s'inactivent (et probablement se fossilisent), comme l'indiqueraient plusieurs datations effectuées dans la région du Mont Gelé – Mont Fort et des Fontanesses. Cette période correspond également à la fin de la deuxième crise morphogénétique parapériglaciaire qui, comme le témoignent les âges minimaux de plusieurs éboulis compris entre 8.7 et 7.0 ka cal BP, marque également la fin de la grande phase d'éboulisation postglaciaire.

En fonction de l'altitude, nous avons donc un système morphogénétique à prédominance périglaciaire, caractérisé par la croissance/maintien des formes périglaciaires, qui fonctionne de manière synchrone avec un système morphogénétique à prédominance parapériglaciaire (situé à plus basse altitude), caractérisé par la dégradation du pergélisol et donc des formes périglaciaires.

10.3.2.2 Du Subboréal à la fin du Petit Age Glaciaire

La période qui suit l'Optimum Climatique Holocène et qui culmine avec le Petit Age Glaciaire, appelée Néoglaciaire par les auteurs anglo-saxons (*Neoglacial*), est caractérisée globalement par une lente diminution des températures et par une recrudescence d'activité des mouvements de versant (BERTRAN 2004). Cela n'est probablement pas le cas dans le domaine périglaciaire alpin, qui serait plutôt caractérisé par une accalmie de la morphogenèse et par une réduction du taux d'éboulisation. Le début du Subboréal correspond également au début du développement des glaciers rocheux plus récents, probablement suite à l'aggradation du pergélisol dans les éboulis datant de la fin de la grande phase d'éboulisation postglaciaire qui prend fin vers 8.0–7.0 ka cal BP.

Cette période est caractérisée par plusieurs phases de récurrence glaciaire d'ampleur semblable à celle de la fin du Petit Age Glaciaire. Des datations au radiocarbone et au marteau de Schmidt montrent que des extensions glaciaires plus importantes que celle du stade de 1850 AD pourraient s'être produites vers 5.5 ka cal BP (âges d'exposition de 5.5 ± 0.9 ka cal BP et 5.5 ± 1.2 ka cal BP dans la marge proglaciaire du glacier de la Chaux) et vers 3.0 ka cal BP (âge d'exposition de 2.8 ± 0.8 ka cal BP, respectivement datation radiocarbone à 3.1 ± 0.3 ka cal BP, dans les marges proglaciaires des glaciers des Yettes Condja et de Tsijiore Nouve). Comme mis en évidence par GAMPER & SUTER (1982) et GAMPER (1985), en lien avec des oscillations climatiques froides, il y aurait eu une activité accrue de la solifluxion, tandis que les périodes plus chaudes seraient caractérisées par la prédominance de la pédogenèse. Les loupes de solifluxion présentes à la surface de l'éboulis des Attelas, dont l'âge d'exposition est de 1.0 ± 1.1 ka cal BP, pourraient donc témoigner de ce rafraîchissement climatique de la deuxième partie de l'Holocène.

Du point de vue morphogénétique, pendant le Néoglaciaire, nous observons donc un retour temporaire à un système morphogénétique périglaciaire par interruption de la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses et dans les matériaux meubles.

10.3.2.3 De la fin du Petit Age Glaciaire à nos jours

Depuis 1850, et en particulier depuis 1985, nous sommes entrés dans une nouvelle phase de réchauffement climatique rapide. Il est donc probable que la partie inférieure de la zone périglaciaire alpine vit à nouveau une phase d'éboulisation parapériglaciaire suite à la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses, comme en témoignerait l'augmentation de la fréquence depuis la moitié des années 1980 des coulées de débris se déclenchant à proximité de la limité inférieure du pergélisol (ZIMMERMANN & HAEBERLI 1992) et des chutes de blocs et petits éboulements associés à la dégradation du pergélisol (MATSUOKA *et al*. 1998, GRUBER & HAEBERLI 2007). Pendant cette période, nous assistons également à une augmentation assez généralisée de la dynamique des glaciers rocheux actifs (par ex. AVIAN *et al*. 2005, LAMBIEL 2006, KÄÄB *et al*. 2007b, ROER *et al*. 2008), pouvant témoigner d'une nouvelle crise parapériglaciaire induite par la dégradation du

pergélisol. Ce changement dans la dynamique des versants gelés en permanence et des glaciers rocheux pourrait constituer un signal climatique important des changements en cours actuellement dans la cryosphère alpine.

Malgré le retour temporaire à un système morphogénétique périglaciaire, ayant conservé les formes périglaciaires pendant le Néoglaciaire, la tendance serait donc celle du passage vers une nouvelle crise morphogénétique parapériglaciaire permettant de faire la transition, dans les environnements de haute montagne, entre le système morphogénétique périglaciaire et un nouvel état d'équilibre, le système morphogénétique tempéré.

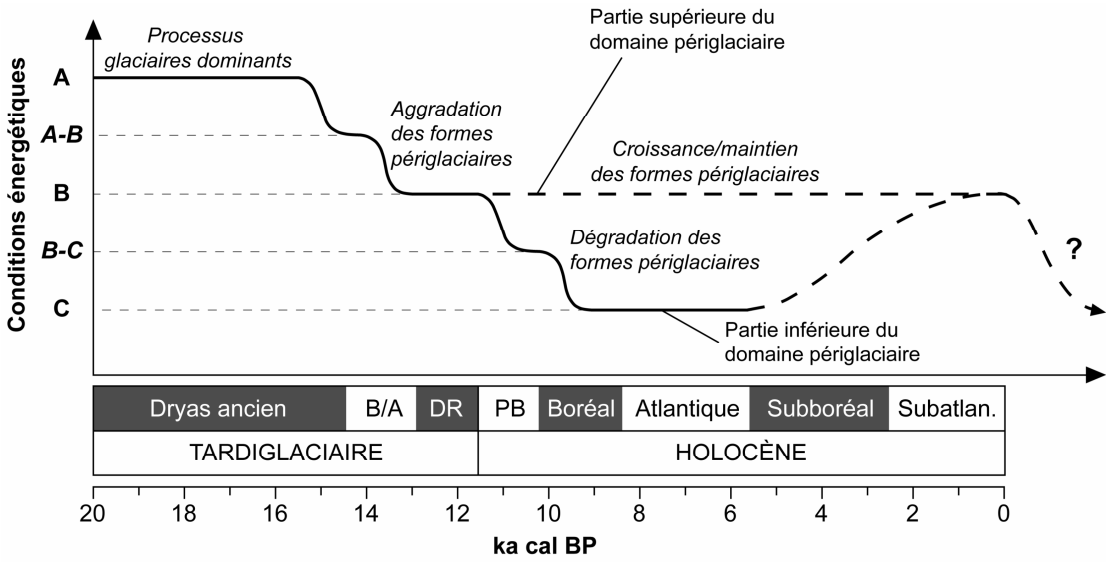


Fig. III.58 *– Evolution des systèmes morphogénétiques dominants à l'altitude du domaine périglaciaire alpin actuel. Système morphogénétique : A = glaciaire ; B = périglaciaire ; C = tempéré. Crise morphogénétique : A-B = paraglaciaire ; B-C = parapériglaciaire.*

10.4 Quelques remarques méthodologiques

10.4.1 Reconstitutions de l'altitude de la ligne d'équilibre (LEG)

Les deux méthodes utilisées pour la reconstitution de l'altitude de la LEG – la méthode de partage des surfaces (méthodes 2:1) et la méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires (méthode d/2) – ont été confrontées entre elles afin de déterminer si les résultats fournis par les deux méthodes sont comparables. La relation entre les valeurs de la DLEG calculées à l'aide des deux méthodes dans la région du Mont Gelé – Mont Fort et dans le Massif de la Cima di Gana Bianca est de type linéaire (fig. III.59), ce qui permet de confirmer la validité de la méthode d/2.
En ce qui concerne la DLEG, on s'aperçoit que les valeurs données par la méthode d/2 sont surestimées par rapport à celles calculées à l'aide de la méthode 2:1, ce qui conforte les résultats obtenus par MAISCH (1981 : 167–170) dans les Grisons. Cette surestimation est, en moyenne, de 31 m pour la région du Mont Gelé – Mont Fort et de 30 m dans le Massif de la Cima di Gana Bianca. Tenant compte que cette surestimation est généralement inférieure à ± 50 m (elle est supérieure seulement pour les stades plus anciens, ceux de l'Antié et de Gotetta, définis dans le Val de Nendaz), une corrélation des stades basée exclusivement sur les valeurs de la DLEG déterminées à l'aide de la méthode d/2 n'aurait pas donné des résultats différents par rapport à la corrélation des stades que nous avons proposé sur la base des calculs de la DLEG basés sur la méthode 2:1.
En tenant compte de la relation linéaire entre les valeurs de la DLEG déterminées à l'aide des deux méthodes, il est alors possible de proposer une équation permettant de déterminer la DLEG(2:1) sur la base des valeurs de la DLEG(d/2) :

$$DLEG(2:1) = 0.70 * DLEG(d/2) + 96.03 \; ; \; R = 0.96 \qquad \text{(III.10)}$$

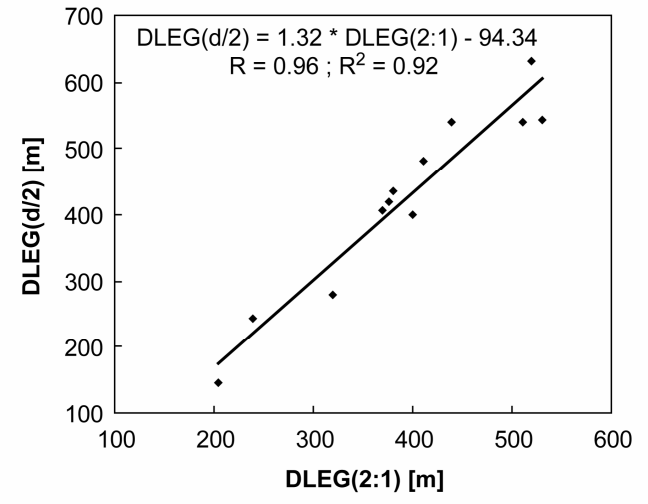


Fig. III.59 *– Relation statistique entre les valeurs de la dépression de la ligne d'équilibre glaciaire (DLEG) déterminées à l'aide de la méthode de partage des surfaces (2:1) et de la méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires (d/2).*

Grâce à l'équation III.10, il est alors possible de calculer les valeurs de la DLEG(2:1) dans les secteurs où il est impossible de reconstituer avec précision la surface du paléo-glacier, mais la position de son front serait plus ou moins connue. De manière inverse, grâce à l'équation de régression présentée à la figure III.59, il est possible de calculer la DLEG(d/2) sur la base de la DLEG(2:1). Si l'on considère des versants ou des secteurs où l'on ne dispose pas d'informations sur la position du paléo-glacier pendant l'un ou l'autre stade glaciaire, cette approche permet de calculer approximativement l'altitude du front du paléo-glacier par rapport à un stade glaciaire dont l'altitude du front est connue sur la base de la DLEG (2:1) régionale pour le stade glaciaire considéré. Ce calcul est très simple et s'effectue en deux étapes : tout d'abord, il faut doubler la valeur de la DLEG(d/2) obtenue sur la base de la valeur de la DLEG(2:1) régionale, ce qui permet d'obtenir la différence d'altitude entre les deux fronts glaciaires ; par la suite, on soustrait la valeur obtenue à l'altitude du front glaciaire pour le stade glaciaire de référence.

10.4.2 Remarques méthodologiques sur le marteau de Schmidt

*10.4.2.1 Relation entre la valeur-***R** *et la lithologie*

Dans cette recherche, des valeurs-*R* mesurées à l'aide du marteau de Schmidt ont été obtenues sur six types de roches différentes. Afin de pouvoir comparer les valeurs-*R* mesurées pour les différentes lithologies, nous avons calculé une valeur-*R* pour une surface hypothétique d'âge 0 ka cal BP sur la base des équations de régression déterminées pour chacun des différents secteurs étudiés (tab. III.43).

REGION / SECTEUR	VALEUR-*R*	LITHOLOGIE
Région du Mont Gelé – Mont Fort		
Tortin – Lués Rares	57.1	Gneiss chlorito-albitiques de la Formation du Métailler (Nappe du Mont Fort)
Vallon des Lapires	57.2	
Vallon de la Chaux	57.0	
Région des Fontanesses		
Petit Mont Rouge	> 56.0	Dolomies de la Série du Mont Dolin (Nappe de la Dent Blanche)
Tsena Réfien	> 50	Gneiss granitiques de la Série d'Arolla (Nappe de la Dent Blanche)
Région de Chamosentse		
Chamosentse	~54–55	Calcaires siliceux du Bajocien inférieur de la Nappe de Morcles
Massif de la Cima di Gana Bianca		
Gana Bianca – W	60.2	Gneiss granitiques à deux micas de la Nappe du Simano
Gana Bianca – E	63.1	
Valle di Sceru	59.0	Paragneiss semi-pélitiques et pélitiques de la Nappe du Simano

Tab. III.43 *– Valeur-*R *pour une surface hypothétique d'âge « zéro » calculée par régression linéaire pour les différentes régions étudiées dans cette thèse.*

Pour les dolomies de la Série du Mont Dolin, nous ne disposons que d'une valeur-*R* minimale, tandis que pour les gneiss granitiques des la Série d'Arolla, la valeur-*R* de 50 se réfère probablement à une surface datant du début de l'Holocène, et donc la valeur-*R* pour une surface d'âge « zéro » est vraisemblablement comprise entre 55 et 60. Tenant compte de ces deux considérations, la valeur-*R* la plus faible a été obtenue sur les calcaires silicieux du Bajocien inférieur de la Nappe de Morcles, tandis que la valeur-*R* la plus élevée a été obtenue sur les gneiss granitiques à deux micas de la Nappe du Simano. Ces valeurs correspondent assez bien aux valeurs-*R* compilées par GOUDIE (2006 : 705–707) pour des lithologies comparables dans différentes parties de la Terre. Sur la base de la valeur-*R* propre à chaque lithologie, M.J Selby a proposé une classification des roches en 6 classes (voir GOUDIE 2006 : 708). Avec des valeurs-*R* comprises entre 50 et 60, toutes les mesures réalisées dans cette recherche ont été effectuées sur des roches solides (*strong rock*), ce qui correspond assez bien aux types de roches proposées par GOUDIE (2006 : 708) (« *Competent igneous and metamorphic rocks – marble, granite, gneiss* »), bien que cette classification ait été proposée pour un marteau de Schmidt de type N, alors que l'appareil utilisé dans cette recherche est de type L[16].

Pour la région du Mont Gelé – Mont Fort qui, malgré l'appartenance à une seule nappe tectonique (la Nappe du Mont Fort), présente plusieurs types de gneiss, des micaschistes, des prasinites et des métabasaltes dans le socle antépermien de la Formation du Métailler, et plusieurs types de roches méta-sédimentaires dans la couverture permo-triasique de la Formation du Col de Chassoure (SARTORI *et al*. 2006), les valeurs-*R* calculées pour une surface d'âge 0 ka cal BP sont tout à fait comparables. Elles sont en effet comprises dans seulement 0.2 unités de la valeur-*R*, entre 57.0 et 57.2. Cela confirme donc la comparabilité de toutes les datations effectuées dans la région.

Pour le Massif de la Cima di Gana Bianca, malgré une plus grande homogénéité des gneiss granitiques à deux micas de la Nappe du Simano, les valeurs-*R* pour une surface d'âge 0 ka cal BP déterminées pour la partie orientale et occidentale de la région présentent une différence de 2.9 unités, ce qui a rendu nécessaire le développement de deux droites de régression différentes pour calibrer les âges d'exposition obtenus dans ces deux secteurs.
Pour le moment, nous n'avons pas une explication unique de cette différence. Elle pourrait être due soit à des micro-différences au niveau lithologique, soit à une différence d'exposition du versant, soit à une micro-différence climatique, ou plus probablement à une combinaison des différents facteurs. En ce qui concerne l'exposition du versant, elle pourrait traduire des différences dans la persistance de la couverture neigeuse, qui modifierait l'altération superficielle des roches (GOUDIE 2006). Par exemple, BALLANTYNE *et al*. (1989, 1990) ont observé une augmentation du degré d'altération des blocs restant couverts plus longtemps par des névés persistant tardivement pendant l'été. Une différence d'enneigement pourrait être liée

[16] Un marteau de Schmidt de type L produit un impact trois fois moins important que le type N (0.735 N*m, respectivement 2.205 N*m) (GOUDIE 2006 : 703).

également à une tendance climatique régionale : en tenant compte de l'assèchement progressif du climat tessinois de l'ouest vers l'est en fonction de l'effet de barrage des Alpes Tessinoises occidentales et des différents massifs séparant les vallées qui interceptent les courants provenant du sud-ouest (SPINEDI & ISOTTA 2004, SCAPOZZA & FONTANA 2009), la partie orientale du Massif de la Cima di Gana Bianca est en effet légèrement plus sèche que la partie occidentale.

*10.4.2.2 Relation entre la valeur-***R** *et l'altitude*

L'effet de l'enneigement différent devrait également produire une différence de valeur-*R* non seulement en fonction de l'orientation, mais également (et surtout) en fonction de l'altitude. Des effets altitudinaux pourraient être liés non seulement à la différence de couverture neigeuse, mais également à la température, à la pente, au type et au degré de couverture par la végétation (DAHL 1967). SHAKESBY *et al*. (2006), en comparant les valeurs-*R* mesurées sur des moraines datant du Petit Age Glaciaire et du Préboréal avec l'altitude, ont trouvé une corrélation négative entre l'altitude et la valeur-*R* pour les surfaces récentes pour une des deux sous-régions étudiées, tandis qu'ils n'ont trouvé aucune relation statistiquement significative pour les surfaces datant du début de l'Holocène.

Afin de déterminer si un effet altitudinal existe dans nos sites d'étude, une compilation des valeurs-*R* pour les surfaces datant de la fin du Petit Age Glaciaire et de la fin du Dryas récent est proposée à la figure III.60. Pour les stations de mesure d'âge récent (fig. III.60-A), une corrélation positive entre la valeur-*R* et l'altitude a été trouvée dans la région du Mont Gelé – Mont Fort et dans le Massif de la Cima di Gana Bianca. Pour la première région, une régression linéaire a été calculée sur la base des cinq stations échantillonnées. Le résultat indique que **l'effet de l'altitude** est relativement important, et correspond à un accroissement de la valeur-*R* de 1.6 unités par 100 m d'élévation. Le fait de ne pas avoir utilisé la valeur-*R* mesurée sur la moraine latérale gauche du glacier de Tortin au Col des Gentianes (TO-1 ; 2905 m d'altitude) dans la calibration des âges d'exposition s'est donc révélé judicieux.

Un résultat similaire a été obtenu sur la base des surfaces datant de la fin du Dryas récent (fig. III.60-B). Dans la détermination de l'effet d'altitude, la valeur-*R* moyenne obtenue sur les roches moutonnées du vallon des Yettes Condja (YC-16) n'a pas été utilisée afin de ne pas mélanger des valeurs déterminées sur des moraines avec celles déterminées sur la roche en place (cf. SHAKESBY *et al*. 2006). Ici aussi, l'effet de l'altitude est relativement important et similaire à celui observé sur les surfaces datant de la fin du Petit Age Glaciaire, et correspond à un accroissement de la valeur-*R* de 1.7 unités par 100 m d'élévation.

L'effet de l'altitude peut donc engendrer des différences importantes dans les âges d'exposition calculés. Dans la région du Mont Gelé – Mont Fort, une différence de 1.6–1.7 unités de la valeur-*R* (correspondant à une différence de 100 m d'élévation) peut causer une différence d'âge d'exposition de 1.5–1.9 ka cal BP.

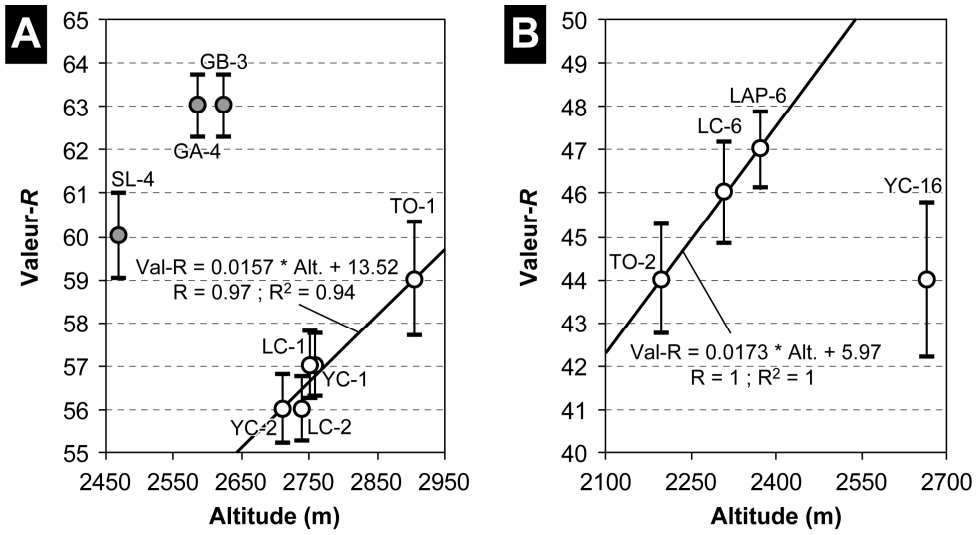


Fig. III.60 *– Relations entre la valeur-R et l'altitude pour des stations de mesure de la fin du Petit Age Glaciaire (A) et de la fin du Dryas récent (B). En blanc, les mesures effectuées dans la région du Mont Gelé – Mont Fort ; en gris, les mesures effectuées dans le Massif de la Cima di Gana Bianca.*

L'effet de l'altitude ne devrait pas avoir influencé les âges d'exposition déterminés dans cette étude. Pour toutes les régions étudiées, sauf celle du Mont Gelé – Mont Fort, les valeurs-*R* de référence utilisées pour calibrer les âges d'exposition sont propres au secteur ou au versant étudié.
Pour la région du Mont Gelé – Mont Fort, la différence de valeur-*R* pour les stations datant de la fin du Petit Age Glaciaire (mis à part la station TO-1 située à plus de 2900 m d'altitude) n'est pas statistiquement significative, ce qui indique que les âges d'exposition calculés en utilisant les stations de référence YC-1 (57 ± 0.73) et LC-1 (57 ± 0.77) devraient être exemptes de cet effet altitudinal. Pour les stations datant de la fin du Dryas récent, enfin, dans le secteur de Tortin – Lués Rares et des Yettes Condja, la valeur de référence était pratiquement la même malgré une différence d'altitude de 466 m (44 ± 1.27 pour TO-2 à 2200 m ; 44 ± 1.79 pour YC-16 à 2666 m), probablement en raison du type de surface différente (moraine pour TO-2 et roche en place pour YC-16), tandis que pour le Vallon des Lapires et de la Chaux, nous avons utilisé des valeurs-*R* de référence propres au secteur étudié.

10.4.3 Utilisation conjointe de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt

L'utilisation conjointe de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt a permis de préciser la chronologie de l'évolution du relief à partir du milieu du Tardiglaciare, sans devoir se limiter au Tardiglaciaire ou à l'Holocène, comme cela est souvent le cas dans ce genre d'études. Malgré la bonne complémentarité des

deux méthodes présentées, la validité de chacune d'entre elles semblerait être limitée à un contexte chronologique particulier.

La méthode paléogéographique est basée sur l'étude de l'étagement altitudinal dégressif des systèmes morphogénétiques glaciaire et périglaciaire, dicté par des changements climatiques importants. Les variations climatiques qui permettent de produire des formes à des altitudes différentes selon l'alternance entre les périodes glaciaires (stades glaciaires) et les périodes « périglaciaires » (périodes interstadiaires et post-stadiaires) sont typiques du Tardiglaciaire alpin. La méthode paléogéographique est donc intéressante pour l'étude de cette période.

A l'échelle de l'Holocène, au contraire, il est souvent très difficile de pouvoir différencier des récurrences glaciaires ou des générations de glaciers rocheux sans recourir à des datations numériques (radiocarbone, isotopes cosmogéniques, luminescence). Il en résulte que, le plus souvent, cette période, bien que plus longue que l'ensemble du Tardiglaciaire, est seulement caractérisée dans les séquences morpho-stratigraphiques par la récurrence glaciaire du Petit Age Glaciaire et par la génération de glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs. Durant l'Holocène, en effet, l'ampleur des variations climatiques n'a pas été assez importante pour marquer une évolution altitudinale des systèmes morphogénétiques. Il en résulte que l'enregistrement sédimentaire des changements climatiques s'est fait le plus souvent à l'intérieur d'une seule forme, par exemple par superposition de dépôts morainiques ou de lobes de glaciers rocheux ou par stratification des éboulis. En tenant compte de ces aspects, le marteau de Schmidt est donc une méthode intéressante pour étudier les formes holocènes, car il permet de différencier les âges de surface d'une même forme (par exemple un glacier rocheux), selon la position des stations de mesure.

La résolution du marteau de Schmidt comme méthode de datation, est cependant très variable en fonction du temps (GOUDIE 2006). Certains chercheurs, comme WINKLER (2005), pensent que l'étendue temporelle sur laquelle il est possible d'effectuer des datations significatives est de seulement 200–300 ans, tandis que dans beaucoup d'autres études, cette méthode est utilisée pour différencier des surfaces datant du Tardiglaciaire, du début de l'Holocène ou du Néoglaciaire (voir le chapitre 8.2.1). Les résultats obtenus dans cette recherche permettent de confirmer une résolution temporelle longue du marteau de Schmidt.
Dans ce contexte, les valeurs-*R* obtenues dans cette étude sont globalement comprises entre 40 et 50 pour les surfaces datant du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène, entre 45 et 55 pour les surfaces holocènes comprises grosso modo entre 10 et 3 ka cal BP et supérieures à 55 pour les surfaces datant du Petit Age Glaciaire ou plus récentes. Ces valeurs sont légèrement supérieures à celles obtenues par BÖHLERT *et al.* (2011) dans la région de l'Albula (Grisons) ; toutefois, la différence de valeurs d'une période à l'autre est assez similaire.

Pour l'Holocène, le marteau de Schmidt permet d'obtenir des erreurs d'âge qui sont similaires, ou légèrement plus étendues, que celles obtenues à l'aide des datations aux isotopes cosmogéniques terrestres (TCND – *Terrestrial Cosmogenic Nuclides*

Dating) (cf. SHAKESBY *et al*. 2011). Comme indiqué par ces auteurs, cela n'a rien d'étonnant, car beaucoup de datations aux isotopes cosmogéniques publiées présentent même des intervalles d'erreur d'âge qui sont supérieurs aux âges d'exposition déterminés à l'aide du marteau de Schmidt. Si l'on considère donc la différence de coût d'une datation au marteau de Schmidt par rapport à une datation aux isotopes cosmogéniques et le fait que le marteau de Schmidt permet d'effectuer autant de mesures que l'on souhaite sur une même forme géomorphologique, cette méthode peut se révéler très intéressante pour déterminer la chrono-stratigraphie de formes glaciaires ou périglaciaires, surtout en l'absence de matière organique à dater à l'aide du radiocarbone ou en l'absence de fines à dater par luminescence stimulée optiquement (OSL – *Optically Stimulated Luminescence*).

Le marteau de Schmidt semble par contre être moins adapté pour différencier chronologiquement les formes tardiglaciaires, car la marge d'erreur des âges d'exposition calculés au-delà de 10–12 ka cal BP est souvent supérieure à la périodicité des fluctuations climatiques que l'on veut étudier. Cet aspect est également souligné par BÖHLERT *et al*. (2011), qui déconseillent l'utilisation du marteau de Schmidt pour la différenciation chronologique des formes géomorphologiques tardiglaciaires. Toutefois, comme on a pu le montrer plusieurs fois au cours de cette recherche, si les marges d'erreur des valeurs-*R* mesurées sont assez réduites et si la courbe de calibration des âges est à haute résolution, le marteau de Schmidt pourrait devenir une méthode concurrentielle aux isotopes cosmogéniques également pour la détermination d'âges d'exposition de moraines, de glaciers rocheux ou d'éboulis datant de la deuxième partie du Tardiglaciaire. A ce propos, certains auteurs comme MATTHEWS *et al*. (2011) et SHAKESBY *et al*. (2011) commencent déjà à considérer le marteau de Schmidt comme une vraie et propre méthode de datation numérique, en utilisant le concept de *Schmidt-hammer exposure-age dating* (abrégé en SHD).

En ce qui concerne l'utilisation conjointe de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt en fonction de la lithologie, celle-ci s'est révélée plus efficace dans le domaine Pennique, caractérisé par d'amples surfaces de lithologie semblable. Dans les dolomies de la Série du Mont Dolin de la région des Fontanesses ou dans les calcaires siliceux du Bajocien inférieur de la région de Chamosentse, au-delà des perturbations induites par l'érosion chimique de ce type de roches, il a été en effet beaucoup plus difficile de trouver des formes de lithologie et d'altitude semblable où effectuer des mesures permettant de calibrer les âges d'exposition. Ce problème était principalement dû à la grande hétérogénéité au niveau lithologique de ces régions. Cet aspect est particulièrement exacerbé dans le domaine Helvétique, où une lithologie particulière peut avoir une extension spatiale très réduite, au contraire des grandes nappes gneissiques qui caractérisent les Alpes Penniques et les Alpes Lépontines.

IV. Conclusions générales

Il destino di un uomo è quello di affezionarsi anche alle ginestre se ci è nato, a un paese che non puoi neanche metterti giù con comodo in un prato, e già ti ritrovi una brancata di ricci nel sedere.

P. Martini, *Il fondo del sacco*, 1970

11 Conclusions générales et perspectives de recherche

Dans le contexte d'un climat de plus en plus chaud, une étude « géosystémique » de la répartition du pergélisol dans l'ensemble d'un versant périglaciaire alpin, de la paroi rocheuse jusqu'au glacier rocheux, s'avère primordiale. S'insérant dans cette problématique, ce travail de thèse avait pour objectif général l'étude des versants d'éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu selon deux volets de recherche différents : une étude de la stratigraphie et de la répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude et des processus qui lui sont associés et une reconstitution de l'histoire paléoenvironnementale du domaine périglaciaire alpin pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Les objectifs spécifiques de chacune des deux parties ont été atteint par un certain nombre d'études de cas, conclu par une discussion générale des principaux enseignements (chap. 6 et chap. 10). Seuls les enseignements généraux propres à chacun des deux volets de recherche seront repris ici (chap. 11.1 et chap. 11.2), à partir desquels nous proposerons de perspectives de recherche futures (chap. 11.1.6 et chap. 11.2.5).

11.1 Le pergélisol dans les éboulis de haute altitude

Dans le cadre de cette étude, la répartition spatiale du pergélisol a été étudiée dans cinq éboulis des Alpes Valaisannes, dont trois ont fait l'objet de forages profonds, grâce à la prospection géophysique de détail effectuée à l'aide de méthodes thermiques, de résistivité, sismiques et nucléaires. Pour chaque éboulis étudié, il a été possible de proposer une cartographie de la répartition tridimensionnelle des corps gelés à l'échelle de l'objet (chap. 6.1), de déterminer les caractéristiques physiques du dépôt (chap. 6.2) et d'analyser les modalités de fonctionnement et l'importance relative des facteurs contrôlant l'occurrence de pergélisol (chap. 6.3). L'analyse fine de la stratigraphie du pergélisol, réalisée grâce aux forages par le biais d'observations directes et de diagraphies nucléaires, a également permis de proposer une interprétation génétique et paléoclimatique de la structure des éboulis périglaciaires étudiés (chap. 6.4). Enfin, grâce aux études de cas réalisées, il a été possible de proposer quelques remarques méthodologiques sur les méthodes d'acquisition des données (chap. 6.5). Les enseignements principaux relatifs à ces cinq domaines sont synthétisés dans les chapitres suivants.

11.1.1 Répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude

Dans les cinq éboulis étudiés, la répartition du pergélisol est discontinue et aucun des versants n'est intégralement occupé par du pergélisol. Généralement, c'est dans les parties inférieures des éboulis que les températures du sous-sol sont négatives, que GST est la plus froide, que les résistivités électriques sont les plus élevées et que les vitesses des ondes P sont les plus rapides, indiquant la présence de pergélisol. En

direction de l'amont, on assiste le plus souvent à une diminution des résistivités électriques et des vitesses des ondes P, à un réchauffement des températures du sous-sol et de la surface du sol et à un épaississement de la couche active, indiquant un réchauffement du pergélisol et/ou une diminution de la teneur en glace. Dans les parties supérieures des éboulis, enfin, les températures du sous-sol positives, GST la plus chaude ainsi que les résistivités électriques et les vitesses des ondes P les plus faibles indiquent que le pergélisol est absent. Dans tous les sites étudiés sauf celui du Petit Mont Rouge, les températures de la surface du sol et les résistivités électriques mesurées dans la partie sommitale des versants d'éboulis indiquent également que la présence de pergélisol y est possible.

En tenant compte de ces aspects et malgré le fait que la position des secteurs où le pergélisol est présent, respectivement absent, peut varier de manière importante d'un versant d'éboulis à l'autre, on peut conclure que **de manière générale le pergélisol est présent dans les parties inférieures des éboulis et absent dans les parties supérieures**, ce qui permet de prouver de manière directe le modèle de la répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude proposé par HAEBERLI (1975), LAMBIEL (2006) et LAMBIEL & PIERACCI (2008).

La complexité de ce modèle explicatif varie en fonction de la taille et de l'hétérogénéité des versants prospectés : plus l'éboulis est grand et morphologiquement hétérogène, plus la répartition du pergélisol est également hétérogène, déterminant également une grande complexité des processus agissant au sein de l'éboulis (comme cela est le cas, par exemple, de l'éboulis des Lapires).

11.1.2 Caractéristiques physiques des éboulis

Grâce aux diagraphies nucléaires réalisées dans les deux forages aval de chaque site, il a été possible de montrer que **la porosité d'un éboulis diminue en profondeur en raison de la compaction des débris rocheux et de la présence d'une matrice fine de plus en plus abondante remplissant les interstices entre les éléments**. Ce colmatage progressif des éboulis n'est toutefois pas homogène et varie en fonction de la position dans la stratigraphie d'un pergélisol. Ainsi, la couche active est généralement très poreuse en surface (40–80%) et présente une diminution de la porosité au fur et à mesure que l'on s'approche du toit du pergélisol, le corps du pergélisol présente généralement une diminution progressive de la porosité avec la profondeur, tandis que juste sous la base du pergélisol, la porosité peut augmenter de manière très importante (ex. Les Lapires et Petit Mont Rouge).

Les diagraphies nucléaires ont également permis de calculer la teneur en glace des différentes parties des éboulis étudiés. Ainsi, il a été possible de montrer que ces derniers sont le plus souvent sous-saturés en glace ou, au maximum, saturés en glace (teneur en glace des niveaux qui en sont riches généralement comprise entre 20 et 50%). Lorsqu'une forme de fluage du pergélisol est présente, les diagraphies ont permis de confirmer que les sédiments sont sursaturés en glace (teneur en glace d'environ 60%).

Les résistivités électriques mesurées sur les différents sites se sont révélées très variables en raison de la porosité, de la teneur en glace et de la température différentes d'un site à l'autre.

Les variations de porosité sont dues essentiellement à la lithologie. Dans le cas d'une lithologie composée de dolomies et de calcaires, la karstification de la roche augmente de manière sensible la porosité du dépôt. Au contraire, une lithologie plus schisteuse, produisant beaucoup de fines par altération mécanique (limons) et chimique (argiles), crée une matrice très massive et de ce fait peu poreuse. Dans une lithologie composée de roches cristallines, la porosité peut être importante dans les zones à gros blocs, tandis que la désagrégation mécanique et la kaolinisation peuvent produire des quantités importantes de fines en profondeur. En ce qui concerne les variations de teneur en glace, **les résistivités maximales sont de 1.3 à 20 fois plus élevées lorsqu'une forme de reptation du pergélisol est présente**. Cependant, des différences importantes sont présentes entre les formes de reptation du pergélisol en fonction de leur granulométrie (dépendant principalement, mais pas exclusivement, de la lithologie). **Dans les glaciers rocheux à galets** (*pebbly rock glaciers*), les résistivités sont généralement comprises entre 1.5 et 20 kΩm, indiquant que **le pergélisol est cimenté par la glace** (*ice-cemented permafrost*), tandis que **dans les glaciers rocheux à blocs** (*bouldery rock glaciers*), les résistivités nettement supérieures à 10–50 kΩm indiquent que **le pergélisol présente une teneur en glace élevée** (*ice-rich permafrost*). L'analyse des relations résistivité–température, enfin, a permis de montrer que **plus la teneur en glace est faible, plus la résistivité électrique est influencée par la température du pergélisol**.

11.1.3 Facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol dans un éboulis

Quatre facteurs de contrôle principaux de la répartition du pergélisol au sein d'un éboulis ont été individualisés, pouvant agir seuls ou de manière combinée :

- La **radiation solaire directe** détermine la position de la limite inférieure du pergélisol discontinu en fonction de l'altitude et de l'orientation du versant. A l'échelle de l'objet, ce facteur de contrôle est rarement dominant, sinon on expliquerait mal l'absence de pergélisol dans les parties supérieures des éboulis étudiés. Cependant, le bilan énergétique négatif induit par la faible radiation solaire directe et par l'altitude élevée détermine la présence possible de pergélisol dans la partie sommitale des versants d'éboulis.
- La **ventilation ascendante** d'un dépôt sédimentaire a pu être prouvée via les mesures de la température du sol dans les forages. Elle est possible seulement quand la porosité efficace de l'éboulis est suffisamment importante pour laisser transiter l'air entre les éléments. Comme la porosité efficace est le plus souvent contrôlée par la teneur en glace et par la granulométrie (dépendant en une bonne partie de la lithologie), il existe des relations plus ou moins complexes entre ces deux paramètres et la ventilation ascendante.

En général, les échanges thermiques advectifs gagnent en importance sur les échanges thermiques conductifs et convectifs en fonction de la diminution de la saturation en glace et de l'augmentation de la porosité efficace (qui sont le plus souvent liées). Ainsi, la profondeur à laquelle l'air peut transiter dans un dépôt sédimentaire est contrôlée par la porosité efficace du corps gelé et des matériaux situés sous le pergélisol. **Dans les parties supérieures des versants, où le pergélisol est généralement absent et où l'air peut donc s'évacuer librement, les échanges thermiques advectifs prédominent sur les échanges thermiques conductifs et convectifs, ce qui permet la création et le maintien d'une anomalie thermique positive empêchant la formation et le maintien de pergélisol**.

- L'**augmentation de la granulométrie en direction de l'aval** n'a pas seulement un effet important sur les échanges thermiques conductifs/convectifs, comme cela a été présenté maintes fois dans la littérature (cf. chap. 6.3.3), mais détermine de manière importante les secteurs d'évacuation de l'air « chaud » dans le cas d'un éboulis ventilé. Ainsi, une granulométrie trop fine pour permettre à l'air de transiter, comme cela est le cas dans des loupes de solifluxion ou dans des (secteurs de l') éboulis où la matrice fine est abondante, détermine les zones pouvant être potentiellement réchauffées par l'arrivée d'air relativement chaud de l'intérieur de l'éboulis. A ce titre, **plus que l'augmentation de la granulométrie en direction de l'aval, c'est donc sa diminution en direction de l'amont qui est déterminante**.
- La **redistribution de la neige par le vent et les avalanches** peut avoir un effet important sur le régime thermique de la surface du sol (de la partie inférieure) d'un éboulis. Cependant, contrairement à l'importance qui a été donnée à ce facteur de contrôle dans les premières études qui se sont occupées de la répartition du pergélisol dans les éboulis (cf. chap. 6.3.5), **dans notre cas son impact s'est révélé le plus souvent très marginal pour expliquer les anomalies thermiques négatives présentes dans la moitié inférieure des éboulis étudiés.**

En conclusion, plus que l'importance de chaque facteur de contrôle pris individuellement, c'est la relation que ceux-ci entretiennent entre eux qui est déterminante. Ainsi, **la relation granulométrie–ventilation semble être le facteur de contrôle principal permettant d'expliquer la présence de pergélisol dans les parties inférieures d'un éboulis et son absence dans les parties supérieures.**

11.1.4 Structure des éboulis périglaciaires de haute altitude

L'analyse de la structure des éboulis périglaciaires de haute altitude étudiés a permis de montrer que **la stratigraphie du pergélisol peut être un élément important pour interpréter la signification paléoclimatique de ce type de formes**. Des informations très précises concernant les variations de la teneur en glace et de la

porosité avec la profondeur ont été obtenues grâce aux diagraphies nucléaires. Cela a permis d'affiner la stratigraphie des éboulis étudiés, en mettant en évidence, dans le cas des Attelas et (partiellement) des Lapires, une **pseudo-stratification** des dépôts avec une alternance de niveaux grossiers riches en glace et de niveaux plus fins pauvres en glace et, dans le cas du Petit Mont Rouge, la présence d'aucun indice de stratification évident. Dans les éboulis des Attelas et des Lapires, il existe probablement une relation entre l'alternance de niveaux de teneur en glace différente et les fluctuations climatiques de la fin du Tardiglaciaire et de l'Holocène, comme cela a été mis en évidence dans le modèle conceptuel présenté et discuté au chapitre 6.4.2. Sur l'éboulis du Petit Mont Rouge, par contre, l'absence d'indices de stratification évidente peut indiquer qu'il n'y a pas eu d'alternance entre processus différents pendant la période de construction de l'éboulis et/ou qu'il y a eu peu de variations d'intensité de l'éboulisation qui a pu être soit peu intense durant une longue période, soit très intense durant une période relativement courte, précédant une période de calme morphogénétique.

11.1.5 Enseignements méthodologiques

Les synthèses proposées pour chaque site d'étude et aux chapitres 6.2.3 et 6.5 ont déjà largement présenté les enseignements principaux apportés par les mesures effectuées à l'aide des diagraphies et de la prospection géophysique bidimensionnelle. Pour résumer, nous retiendrons les points suivants :

- l'utilisation d'une **caméra de diagraphie** et de **diagraphies nucléaires** a permis une excellente identification *in situ* de la stratigraphie sédimentaire des forages étudiés, ce qui n'aurait pas été possible en étudiant exclusivement les matériaux expulsés du trou au moment du forage ;
- grâce à la teneur en air/eau dans les zones non gelées et à la teneur en glace déterminées à partir de l'intensité de la sonde gamma-gamma (densité) et grâce à la teneur en air/eau dans le corps du pergélisol obtenue par soustraction de la teneur en glace à la porosité apparente, déterminée à l'aide de la sonde neutron-neutron (porosité), nous avons pu proposer des **modèles à trois phases** (roche, glace, air/eau) de la subsurface des éboulis des Attelas et des Lapires ;
- la réalisation de **profils ERT parallèles et perpendiculaires entre eux** a permis de déterminer l'étendue tridimensionnelle des structures prospectées et de discriminer les structures réelles de la subsurface de celles créées par les effets latéraux dus à une structure hétérogène et anisotrope du sous-sol ;
- la réalisation de **prospections géoélectriques et sismiques le long d'un même profil amont-aval** a permis de discriminer les résistivités électriques élevées dues à une porosité importante (résistivité élevée et vitesse des ondes P faible) de celles dues à une teneur en glace importance (résistivité élevée et vitesse des ondes P élevée) dans les profils ERT réalisés.

11.1.6 Perspectives de recherche et développements futurs

Selon la thématique traitée, les perspectives de recherche sont multiples et découlent des nombreuses incertitudes qui ont souvent accompagné les résultats obtenus. Ainsi, par exemple, bien que la vérification directe ait permis de prouver le modèle de la répartition du pergélisol dans un éboulis de haute altitude et de proposer ses facteurs de contrôle, le fonctionnement physique d'un éboulis périglaciaire est loin d'avoir été complètement compris, ce qui doit passer par le **développement d'un modèle physique de fonctionnement des échanges thermiques qui ont lieu dans un éboulis**.
Cette modélisation physique devrait passer forcément par la détermination de la part des échanges thermiques advectifs dans le bilan énergétique d'un pergélisol, ce qui permettrait de répondre à des questions non résolues, comme par exemple de savoir pourquoi sur le site des Attelas le pergélisol est présent dans la partie inférieure et pas dans la partie supérieure de la pente, ou, plus généralement, si le bas d'un éboulis est plus froid en raison de la présence de pergélisol ou si c'est parce que cette partie du versant est la plus froide qu'il y a présence de pergélisol. Cette modélisation physique devrait également tenir compte des facteurs structuraux, tels que la lithologie, la granulométrie et la porosité, dans le but de déterminer la teneur en glace et les températures du pergélisol. Ainsi, par exemple, il serait peut-être possible de comprendre pourquoi, sur le site du Lac des Vaux, il y a plus de glace dans le lobe B que dans le lobe C, alors que la granulométrie y est plus fine.

Peut-être qu'il serait possible de répondre à ces questions tout simplement en **intensifiant le monitoring thermique et géophysique dans les forages et en surface et en le prolongeant à plus long terme**. Ce type de données est probablement fondamental pour pouvoir aboutir aux modèles physiques présentés ci-dessus.

Un mécanisme qui pourrait être important n'a été abordé que de manière très marginale dans le cadre de cette recherche : **le rôle des circulations d'eau liquide sur la présence ou l'absence de pergélisol**. Nous avons appliqué la méthode de la polarisation spontanée (PS) à l'étude des mouvements d'eau dans les formes périglaciaires alpines (SCAPOZZA 2008, SCAPOZZA *et al*. 2008a). Cette méthode, associée à du monitoring thermique et géophysique de surface et en forage, pourrait permettre de caractériser les mouvements d'eau sous la surface du sol et donc de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique de glaciers rocheux et d'éboulis. Cette étude des transferts d'eau pourrait également être fondamentale dans le but de mieux comprendre la part des différents types d'échanges thermiques qui composent le bilan énergétique du sous-sol, comme cela a été mis en évidence par exemple par RIST & PHILLIPS (2005) et RIST (2007).

Finalement, il ne faut pas oublier la portée de la vérification directe menée dans cette étude sur la **modélisation de la répartition du pergélisol à l'échelle locale** (cf. chap. 6.1), qui doit passer par l'intégration de la répartition particulière du pergélisol dans un éboulis de haute altitude dans des modèles géostatistiques, comme cela est en train d'être testé dans la région du Mont Gelé – Mont Fort par DELUIGI (2011).

11.2 Histoire paléoenvironnementale du domaine périglaciaire alpin

Grâce aux datations relatives effectuées à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt, il a été possible de définir la chrono-stratigraphie du retrait glaciaire et du développement des glaciers rocheux et des versants d'éboulis des quatre régions des Alpes suisses étudiées. La compilation de toutes les datations effectuées a permis de proposer une interprétation de la signification paléoclimatique des glaciers rocheux (chap. 10.1) et des versants d'éboulis (chap. 10.2). Sur la base de ces éléments, il a donc été possible d'esquisser l'évolution de l'environnement périglaciaire alpin durant le Quaternaire récent (chap. 10.3). Pour terminer, il a été possible de proposer quelques remarques méthodologiques sur les méthodes de datation utilisées (chap. 10.4). Les enseignements principaux issus de cette analyse chrono-stratigraphique sont présentés dans les chapitres suivants.

11.2.1 Signification paléoclimatique des glaciers rocheux

La plupart des **glaciers rocheux actifs** étudiés se sont développés entre le début de l'Holocène et environ 6.0 ka cal BP, et entre 6.0 ka cal BP et 2.0 ka cal BP. Ce résultat nous indique que la plupart des glaciers rocheux actuellement actifs se serait développée, soit juste avant et/ou pendant l'Optimum Climatique Holocène de 9.5–6.3 ka cal BP, soit au plus tard juste après cet évènement climatique majeur du dernier interglaciaire, confirmant les datations relatives effectuées par FRAUENFELDER *et al*. (2005) et par KELLERER-PIRKLBAUER (2008). Parmi les **glaciers rocheux fossiles** datés, la plupart présente un âge maximal compris entre 16.0 et 14.5 ka cal BP, situant le début de leur formation dans la deuxième moitié du Tardiglaciaire. Leur âge minimal est compris entre le Dryas récent et 7.0 ka cal BP, indiquant qu'ils ont dû s'inactiver dans la première partie de l'Optimum Climatique Holocène.

A partir des âges maximaux et minimaux déterminés et des reconstitutions paléoclimatiques effectuées sur la base des glaciers rocheux et des glaciers, nous pouvons tirer trois conclusions :

- **les moments privilégiés mis en évidence pour le début de la formation des glaciers rocheux coïncident avec des périodes de réchauffement climatique relativement rapide** : pour les glaciers rocheux actifs, celle du début du Préboréal (entrée dans l'Holocène) et celle de la fin du Boréal – début de l'Atlantique ancien (entrée dans l'Optimum Climatique Holocène) ; pour les glaciers rocheux fossiles, celle du Bølling (entrée dans l'interstade tardiglaciaire) et celle du Préboréal ;
- les paléo-températures reconstituées sur la base des glaciers rocheux montrent que leur inactivation est également à rattacher à des périodes de réchauffement climatique relativement rapide ;
- les vitesses à long terme calculées pour certains glaciers rocheux indiquent que les vitesses de fluage pendant la période d'activité des glaciers rocheux

présentent des variations relativement importantes et qu'elles ont diminué dans les derniers millénaires (en ne tenant pas compte d'une éventuelle déstabilisation ou réactivation récente), ce qui indique que, au moment de leur formation, les glaciers rocheux devaient se déplacer de manière relativement rapide.

Ces trois conclusions concordent pour indiquer que **la signification paléoclimatique d'un glacier rocheux n'est pas stadiaire mais plutôt interstadiaire et/ou post-stadiaire**, ce qui remet en discussion l'utilisation de ces formes pour la reconstitution des paléo-températures pendant les stades glaciaires.

11.2.2 Signification paléoclimatique des éboulis périglaciaires

L'analyse des âges maximaux et des âges d'exposition de la surface des éboulis étudiés permet de constater que :

- **les éboulis s'aggradent par superposition de niveaux de même âge**, ce qui permet d'expliquer les âges d'exposition homogènes sur l'ensemble de la surface du versant ;
- la surface de la plupart des éboulis étudiés date de la période comprise entre le Boréal et l'Atlantique récent, indiquant que **les taux d'éboulisation après la fin de l'Optimum Climatique Holocène ont dû être faibles** ;
- l'intervalle séparant l'âge maximal et l'âge minimal est dans la plupart des cas relativement court (4–6 millénaires), indiquant que **les taux d'éboulisation durant la période de formation des éboulis ont dû être importants**.

Le calcul des taux d'érosion des parois rocheuses sur la base du volume de matériaux rocheux sur quatre éboulis a permis de développer un modèle schématique de l'évolution du taux d'éboulisation dans la zone périglaciaire alpine durant le Tardiglaciaire et l'Holocène (cf. chap. 10.2.4). En plus de l'**éboulisation paraglaciaire**, qui consiste en une éboulisation exacerbée des zones fraîchement déglacées, et de l'**éboulisation périglaciaire**, liée aux cycles de gel-dégel, nous avons mis en évidence l'existence d'une **éboulisation parapériglaciaire liée à la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses**.

Du point de vue paléoclimatique, les éboulis de haute altitude seraient donc à la fois des formes périglaciaires, paraglaciaires et parapériglaciaires. En termes de volume de débris apportés lors de chaque phase d'éboulisation, les processus paraglaciaires et parapériglaciaire semblent dominer nettement sur les processus périglaciaires : on peut donc conclure que **les éboulis de haute altitude se sont développés principalement pendant des périodes interstadiaires et/ou post-stadiaires,** confirmant ainsi la signification paléoclimatique des glaciers rocheux, qui en constituent (dans la plupart des cas) le prolongement direct.

11.2.3 Evolution de l'environnement périglaciaire alpin

Les grandes étapes de l'évolution de l'environnement périglaciaire alpin pendant le Quaternaire récent présentées au chapitre 10.3 résument déjà bien tous les propos exprimés dans la troisième partie de cette thèse. Il ne vaut donc pas la peine de les répéter ici. Nous retiendrons seulement que, du point de vue morphogénétique :

- pendant la première moitié du Dryas ancien, l'actuel domaine périglaciaire alpin est encore dominé exclusivement par des processus de type glaciaire ;
- la fin du Dryas ancien et le début du Bølling correspondent à une phase de transition entre un système morphogénétique à dominance glaciaire et un système morphogénétique à dominance périglaciaire, donnant lieu à la première crise morphogénétique paraglaciaire ;
- le Dryas récent a été une période marquée tout d'abord par le retour d'un système morphogénétique à dominance glaciaire, ayant laissé peu à peu la place à un système morphogénétique périglaciaire ;
- du Préboréal à la fin de l'Atlantique récent, c'est le réchauffement climatique rapide qui est probablement responsable de la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses, causant une grande crise morphogénétique parapériglaciaire ;
- du Subboréal à la fin du Petit Age Glaciaire (Néoglaciaire), un retour temporaire à un système morphogénétique périglaciaire interrompt partiellement la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses et dans les matériaux meubles, faisant baisser de manière importante les taux d'éboulisation dans la zone périglaciaire alpine.

11.2.4 Enseignements méthodologiques

Du point de vue méthodologique, l'utilisation conjointe de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt a permis de préciser la chronologie de l'évolution du relief des régions étudiées à partir de la moitié du Tardiglaciaire. Plus concrètement, la méthode paléogéographique a permis d'identifier les stades tardiglaciaires régionaux et de donner le point d'accrochage maximal pour pouvoir calibrer les âges d'exposition en fonction des valeurs-*R* mesurées à l'aide du marteau de Schmidt ; celui-ci a permis ensuite d'affiner la chronologie holocène des événements, en particulier en ce qui concerne le développement des glaciers rocheux et éboulis étudiés.

Malgré la bonne complémentarité de ces deux méthodes d'étude de l'histoire paléoenvironnementale, la validité de chacune d'entre elle semble être limitée à un contexte chronologique particulier, la méthode paléogéographique étant plus appropriée pour l'étude des variations climatiques tardiglaciaires, alors que le marteau de Schmidt se prête mieux à l'étude des formes holocènes.

11.2.5 Perspectives de recherche et développements futurs

Le marteau de Schmidt a permis d'effectuer un nombre assez important de datations des âges d'exposition sur 24 glaciers rocheux et 8 éboulis. Cependant, les indications que l'on a pu tirer sur leur signification paléoclimatique présentent encore beaucoup d'incertitudes, en particulier en ce qui concerne le calage chronologique de leurs phases de développement. A ce propos, **il sera nécessaire de poursuivre et de multiplier les datations de formes périglaciaires alpines**. La datation des âges d'exposition à l'aide du marteau de Schmidt peut encore être améliorée, en particulier par le développement de courbes de calibration des valeurs-*R* à très haute résolution (cf. chap. 10.4.3). Cela nécessitera une étude chronologique des formes périglaciaires basée sur l'utilisation conjointe du marteau de Schmidt et des isotopes cosmogéniques terrestres (TCN – *Terrestrial Cosmogenic Nuclides*). Sur la base de cette approche, certains auteurs commencent déjà à considérer le marteau de Schmidt comme une véritable méthode de datation numérique (MATTHEWS *et al*. 2011 et SHAKESBY *et al*. 2011, par exemple, utilisent déjà le concept de *Schmidt-hammer exposure-age dating*, abrégé en SHD).

Au chapitre 10.2.4, nous avons vu que les grandes phases d'éboulisation sont synchrones des grandes phases de torrentialité holocène mises en évidence par BALLANDRAS (1997) et par SCHOENEICH *et al*. (1997) jusqu'à la fin de l'Optimum Climatique de l'Holocène. Un comportement différencié se manifeste cependant à partir du Subboréal, avec une reprise de l'activité torrentielle alors que l'accalmie au niveau de l'éboulisation se poursuit au-moins jusqu'à la fin du Petit Age Glaciaire. Cela montre qu'il est très difficile de comprendre le fonctionnement des transferts sédimentaires ayant lieu dans l'ensemble d'un versant haut alpin en se concentrant uniquement sur l'un ou l'autre des sous-systèmes qui le composent. **Une approche géosystémique** (cf. ROVERA 1990, BALLANDRAS 2003) **sera donc nécessaire afin de pouvoir quantifier les stocks et les flux de matériel qui composent la cascade sédimentaire d'un versant haut alpin** (cf. OTTO & DIKAU 2004). Bien évidemment, cette approche ne doit pas être basée exclusivement sur la quantification des flux actuels, mais doit être basée également sur la quantification des stocks – ce qui nécessite des prospections géophysiques détaillées – et sur le calage chronologique des phases de transfert sédimentaire accru – ce qui nécessite de datations numériques à haute résolution.

Dans l'optique d'intégrer encore mieux l'approche paléoenvironnementale à l'approche processuelle dans une compréhension vraiment globale d'un versant périglaciaire alpin, **il sera nécessaire de « remonter » le versant encore plus que ce qui a été fait dans cette recherche, pour aller étudier également les parois rocheuses, qui constituent les zones de production les plus élevées de matériaux rocheux,** et donc de comprendre dans les détails le transfert des matériaux de la paroi rocheuse à l'éboulis (cf. FRANCOU 1988a). Des datations des âges d'exposition à l'aide du marteau de Schmidt et des isotopes cosmogéniques terrestres associées à l'étude de l'éboulisation actuelle avec des techniques de Laser Scanner 3D pourraient fournir des résultats qui ne manqueront pas de nous étonner.

11.3 En termes de changements climatiques

Depuis 1850, et en particulier depuis 1985, nous assistons à une nouvelle phase de réchauffement climatique rapide, présentant déjà des modifications environnementales importantes dans les zones de montagne de la planète. En ce qui concerne le domaine périglaciaire alpin, nous assistons depuis au-moins trois décennies à une augmentation de la fréquence des coulées de débris et des chutes de blocs et petits éboulements, ainsi qu'à une augmentation assez généralisée de la dynamique des glaciers rocheux actifs. Y a-t-il là des indices tangibles d'une nouvelle crise morphogénétique parapériglaciaire induite par une dégradation importante du pergélisol ?

Difficile de le dire. C'est pour cette raison que les investigations sur les interactions entre processus glaciaires, périglaciaires et gravitaires doivent être encore plus soutenues, afin de pouvoir comprendre et évaluer les réactions de la cryosphère alpine face aux changements climatiques actuellement en cours. Les réseaux de monitoring thermique et géophysique de la cryosphère sont désormais en place. Maintenant, il faut espérer que les fonds permettant de les exploiter et de les entretenir à long terme seront suffisants.

Un objectif sous-jacent de cette thèse, que nous n'avons jamais vraiment explicité, était de montrer que la relation existant entre les fluctuations climatiques et les modifications thermiques affectant le pergélisol ne sont pas linéaires, et cela quelle que soit l'échelle spatiale ou temporelle d'analyse. S'il est clair que cela complexifie de manière importante la production de modèles prédisant de façon fiable les modifications environnementales de la cryosphère alpine face aux changements climatiques, cela justifie également l'intérêt, l'effort et l'acharnement des scientifiques dans leur volonté de vouloir lire, interpréter et comprendre, toujours plus dans le détail mais toujours plus de manière holistique, ce magnifique livre ouvert qu'est la Nature.

Claro, martedì 6 settembre 2011,
giorno di S. Petronio e di S. Umberto

Références bibliographiques

Tutto è!
Senza parole!
Sfolgorante di
Cosmica bellezza

(Luce silenziosa)

Ivan Fontana, *Temporalia*, 2009.

Références bibliographiques

ALLEY R.B., MAYEWSKI P.A., SOWERS T., STUIVER M. & TAYLOR K.C. (1997). Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25: 483–486.

AMBROSETTI-GIUDICI S. & FOURNIER X. (2006). *Levé géomorphologique de la région d'Arolla*. Institut de géographie de l'Université de Lausanne, levé géomorphologique No. 411 (non publié), 36 pp.

ANDRÉ M.-F. (1986). Dating slope deposits and estimating rates of rock wall retreat in Northwest Spitsbergen by lichenometry. *Geografiska Annaler* 68A: 65–75.

ANDRÉ M.-F. (1993). *Les versants du Spitzberg : approche géographique des paysages polaires*. Presses Universitaires de Nancy, 361 pp.

ANDRÉ M.-F. (1994). Rock glaciers in Svalbard. Tentative dating and inferred long-term velocities. *Geografiska Annaler* 76A: 235–245.

ANDRÉ M.-F. (1997). Holocene rockwall retreat in Svalbard: a triple-rate evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 423–440.

ANDRÉ M.-F. (2003). Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions? *Geomorphology* 52: 149–164.

ANDRÉ M.-F. (2009). From climatic to global change geomorphology: contemporary shifts in periglacial geomorphology. In: J Knight & S. Harrison (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*. London, Geological Society, special publication 320, pp. 5–28.

ARCHIE G.E. (1942). The electrical resistivity log as an aid to determining some reservoir characteristics. *Petroleum Transaction of the American Institute of Mining and Metallurgic Engineers* 146: 54–62.

ARENSON L.U. (2002). *Unstable alpine permafrost: a potentially important natural hazard – Variations of geotechnical behaviour with time and temperature*. PhD Thesis, ETH Zurich, 271 pp. (Diss. ETH No. 14801, disponible sur http://e-collection.ethbib.ethz.ch/view/eth:25904).

ARENSON L.U., HOELZLE M. & SPRINGMAN S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structures of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 13: 117–135.

ASSIER A., FABRE D. & EVIN M. (1996). Prospection électrique sur les glaciers rocheux du Cirque de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France). *Permafrost and Periglacial Processes* 7: 53–67.

AUBERT D. (1980). Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. *Bulletin de la Murithienne* 97: 101–169.

AVIAN M., LIEB G. & KAUFMANN V. (2005). Recent and Holocene dynamics of a rock glacier system: the example of Langtalkar (Central Alps, Austria). *Norsk Geografisk Tidsskrift* 59: 149–156.

AZÓCAR G.F. & BRENNING A. (2010). Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the Dry Andes, Chile (27°–33° S). *Permafrost and Periglacial Processes* 21: 42–53.

BADER S. (1990). *Die Modellierung von Nettobilanzgradienten spätglazialer Gletscher zur Herleitung der damaligen Niederschlags- und Temperaturverhältnisse dargestellt an ausgewählten Beispielen aus den Schweizer Alpen*. Thesis, Universität Zürich, Physische Geographie 31, 108 pp.

BAERISWYL P.A. & REBETEZ M. (1997). Regionalization of precipitation in Switzerland by means of Principal Components Analysis. *Theoretical and Applied Climatology* 58: 31–41.

BALCH E.S. (1900). *Glaciers or freezing caverns*. Philadelphia, Allen Lane & Scott, 377 pp.

BALLANDRAS S. (1997). *Contribution à l'étude de la torrentialité alpine. Stratigraphies, morphodynamique, paléoenvironnements*. Thèse de doctorat, Université de Savoie, 551 pp.

BALLANDRAS S. (2003). Réalité et logique des géosystèmes montagnards alpins : principes de fonctionnement morphodynamique. In : Dynamique et vulnérabilités des milieux montagnards méditerranéens et alpins. *Collection EDYTEM – Cahiers de Géographie* 1: 123–133.

BALLANTYNE C.K. (1987). Some observations on the morphology and sedimentology of two active protalus ramparts, Lyngen, northern Norway. *Arctic and Alpine Research* 19: 167–174.

BALLANTYNE C.K. (2002a). The Conachair protalus rampart, St Kilda. *Scottish Geographical Journal* 118: 343–350.

BALLANTYNE C.K. (2002b). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21: 1935–2017.

BALLANTYNE C.K. & KIRKBRIDE M.P. (1987). Rockfall activity in upland Britain during the Loch Lomond Stadial. *The Geographical Journal* 153: 86–92.

BALLANTYNE C.K. & BENN D.I. (1994). Glaciological constraints on protalus rampart development. *Permafrost and Periglacial Processes* 5: 145–153.

BALLANTYNE C.K., BLACK N.M. & FINLAY D.P. (1989). Enhanced boulder weathering under late-lying snowpatches. *Earth Surface Processes and Landforms* 14: 745–750.

BALLANTYNE C.K., BLACK N.M. & FINLAY D.P. (1990). Use of the Schmidt test hammer to detect enhanced boulder weathering under late-lying snow patches. *Earth Surface Processes and Landforms* 15: 471–474.

BALLANTYNE C.K., SCHNABEL C. & XU S. (2009). Exposure dating and reinterpretation of coarse debris accumulations ("rock glaciers") in the Cairngorm Mountains, Scotland. *Journal of Quaternary Science* 24: 19–31.

BARKER R.D. (1979). Signal contribution sections and their use in resistivity studies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 59: 123–129.

BARKER R.D. (1981). Offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. *Geophysical Prospecting* 29: 128–143.

BARSCH D. (1969). Studien und Messungen an Block-Gletschern in Macun, Unterengadin. *Zeitschrift für Geomorphologie* Suppl. Bd. 8: 11–30.

BARSCH D. (1970). Fossile Blockgletcher als Klimaindikatoren der letzen Kaltzeit. *Eiszeitalter und Gegenwart* 21: 194.

BARSCH D. (1971). Rock glaciers and ice-cored moraines. *Geografiska Annaler* 53A: 203–206.

BARSCH D. (1973). Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorener Schuttkörpers in verschieden Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 9: 143–167.

BARSCH D. (1977). Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. *Zeitschrift für Geomorphologie* Suppl. Bd. 28: 148–160.

BARSCH D. (1978). Active rock glaciers as indicators of discontinuous permafrost. An example from the Swiss Alps. *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost*, Edmonton, Alberta, Canada, 10–13 July 1978: 348–353.

BARSCH D. (1988). Rockglaciers. In: M.J. Clark (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*. Chichester, Wiley, pp. 69–90.

BARSCH D. (1993). Schneehaldenmoränen (protalus ramparts). *Wurzburg Geographische Arbeiten* 87: 257–267.

BARSCH D. (1996). *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Berlin/Heidelberg, Springer, 331 pp.

BARSCH D., FIERZ H. & HAEBERLI W. (1979). Shallow core drilling and bore-hole measurements in the permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Switzerland. *Arctic and Alpine Research* 11: 215–228.

BASU A. & AYDIN A. (2004). A method for normalization of Schmidt hammer rebound values. International *Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 41: 1211–1214.

BEAUCHAMP J. (2006). *Les systèmes aquifères*. Amiens, Université de Picardie Jules Vernes (disponible sur http://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours.qge/du-7.htm).

BEGERT M., SCHLEGER T., KIRCHHOFER W. (2005). Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology* 25: 65–80.

BELLONI S., CARTON A., DRAMIS F. & SMIRAGLIA C. (1993). Distribution of permafrost, glaciers, and rock glaciers in the Italian Mountains and correlations with climate: an attempt to synthesize. *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5–9 July 1993: 36–41.

BENISTON M. & HAEBERLI W. (2001). Sensitivity of mountain regions to climatic change. In: J.L. Lozan, H. Grassi & P. Hupfer (eds.), *Climate of the 21st Century: changes and risks*. Hamburg, GEO Publications, pp. 237–244.

BERES M., HUGGENBERGER P., GREEN A.G. & HORTSMEYER H. (1999). Using two- and three-dimensional georadar methods to characterize glaciofluvial architecture. *Sedimentary Geology* 129: 1–24.

BERGER A., MERCOLLI I. & ENGI M. (2005). The Central Lepontine Alps: notes accompanying the tectonic and petrographic map sheet Sopra Ceneri (1:100'000). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 85: 109–146.

BERGER A., MERCOLLI I. & ENGI M. (2006). *Tectonic and petrographic map of the Central Lepontine Alps. Map sheet 43 « Sopra Ceneri », 1:100'000*. Wabern, Federal Office of Topography, Carta geologica speciale No. 127.

BERTHLING I. & ETZELMÜLLER B. (2007). Holocene rockwall retreat and the estimation of rock glacier age, Prins Karls Forland, Svalbard. *Geografiska Annaler* 89A: 83–93.

BERTHLING I., ETZELMÜLLER B., ISAKSEN K. & SOLLID J.L. (1998). Rock glaciers on Prins Karls Forland. I: internal structure, flow velocity and morphology. *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 135–145.

BERTHLING I., ETZELMÜLLER B., ISAKSEN K. & SOLLID J.L. (2000). Rock glaciers on Prins Karls Forland. II: GPR soundings and the development of internal structures. *Permafrost and Periglacial Processes* 11: 357–369.

BERTINELLI F., PETICOLAS V., ASTA J., RICHARD L. & SOUCHIER B. (1993). Relations dynamiques entre la végétation et le sol sur éboulis froid dans les Alpes françaises méridionales. *Revue d'Ecologie Alpine* 2: 93–104.

BERTRAN P. (dir.) (2004). Dépôts de pente continentaux. Dynamique et faciès. *Quaternaire* H.-S. 1: 1–259.

BERTRAN P., FRANCOU B. & PECH P. (1993). Stratogenèse associée à la dynamique des coulées à front pierreux en milieu alpin, La Mortice, Alpes Méridionales, France. *Géographie Physique et Quaternaire* 47: 93–100.

BETTS M.W. & LATTA M.A. (2000). Rock surface hardness as an indication of exposure age: an archaeological application of the Schmidt hammer. *Achaeometry* 42: 209–223.

BEZINGE A. (1976). Troncs fossiles morainiques et climat de la période Holocène en Europe. *Bulletin de la Murithienne* 93: 93–111.

BICHLER A., BOBROWSKY P., BEST M., DOUMA M., HUNTER J., CALVERT T. & BURNS R. (2004). Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide. *Landslides* 1: 29–40.

BIÉLER P.-L. (1978). Le paléoclimat de la région de Nendaz : nouvelles interprétations au sujet du réchauffement post-würmien. *Bulletin de la Murithienne* 95: 9–20.

BINI A., FELBER M., POMICINO N. & ZUCCOLI L. (2001). *Geologia del Mendrisiotto (Canton Ticino, Svizzera): Messiniano, Pliocene e Quaternario*. Berna, Ufficio federale delle acque e della geologia, Rapporti dell'UFAEG – Serie Geologia, No. 1, 462 pp.

BINI A., BUONCRISTIANI J.-F., COUTTERAND S., ELLWANGER D., FELBER M., FLORINETH D., GRAF H.-R., KELLER O., SCHLÜCHTER C. & SCHOENEICH P. (2009). *La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM)*. Wabern, Service Géologique National, 1:500'000.

BIRCHER W. (1983). *Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales: glazialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen*. Thesis, Universität Zürich, Physische Geographie 9, 233 pp.

BOCHUD C. (1998). *Paramètres météorologiques et pergélisol : étude d'une saison hivernale sur les sites des Diablerets et de Tortin/Mont Gelé*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 58 pp.

BÖCKLI L., BRENNING A., GRUBER S. & NÖTZLI J. (2011). A statistical permafrost distribution model for the European Alps. *The Cryosphere Discussions* 5: 1419–1459.

BOGOSLOVSKY V.A. & OGILVY A.A. (1977). Geophysical methods for the investigation of landslides. *Geophysics* 42: 562–581.

BÖHLERT R., EGLI M., MAISCH M., BRANDOVA D., IVI-OCHS S. KUBIK P.W. & HAEBERLI W. (2011). Application of a combination of dating techniques to reconstruct the Lateglacial and early Holocene landscape history of the Albula region (eastern Switzerland). *Geomorphology* 127: 1–13.

BOMMER C., PHILLIPS M., KEUSEN H.-R. & TEYSSEIRE P. (2010). *Construire sur le pergélisol – Guide pratique*. Birmensdorf, Institut fédéral de recherches sur la forêt, la neige et le paysage (WSL), 126 pp.

BOUËT M. (1978). Le Valais. In: M. Schüepp, M. Bouët, M. Bider & C. Urfer (Hrsg.), *Regionale Klimabeschreibung, 1. Teil – Gesamtübersicht, Westschweiz, Wallis, Jura und Juranordfuss sowie Mittelland*. Zürich, Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt. Klimatologie des Schweiz 18, pp. 88–114.

BOUËT M. (1985). *Climat et météorologie de la Suisse romande*. Lausanne, Payot (2ème édition), 170 pp.

BRETZ-GUBY N. (1994). *Géomorphologie et végétation à l'étage alpin : l'exemple du Mont-Gelé (VS)*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 60 pp.

BROCCARD A. (1998). Coupes dans des matériaux gelés au Grüobtälli, Vallée de Tourtemangne, VS : un pergélisol en voie de disparition ? *Bulletin de la Murithienne* 116: 91–98.

BRONK RAMSEY C. (2001). Development of the Radiocarbon Program OxCal. *Radiocarbon* 43: 355–363.

BRONK RAMSEY C. (2010). *OxCal 4.1 Manual*. University of Oxford, Radiocarbon Accelerator Unit.

BÜNTGEN U., FRANK D.C., NIEVERGELT D. & ESPER J. (2006). Summer temperature variations in the European Alps, A.D. 755–2004. *Journal of Climate* 19: 5506–5523.

BURGA C.A. (1988). Swiss vegetation history during the last 18'000 years. *New Phytologist* 110: 591–602.

BURGA C.A. & PERRET R. (1998). *Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter*. Thun, Ott Verlag, 805 pp.

BURGA C., PERRET R. & ZOLLER H. (2001). Swiss localities of early recognized Holocene climate oscillations – characterisation and significance. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 146: 65–74.

BURRI M. (1974). Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). *Eclogae geologicae Helvetiae* 67: 135–154.

CAILLEUX A. & TRICART J. (1959). *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Paris, Centre de Documentation Universitaire, 3 voll.

CALDERONI G., GUGLIELMIN M., LOZEJ A. & TELLINI C. (1993). Research on rock glaciers in the Central Italian Alps (Valtellina, Sondrio, Northern Italy). *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5–9 July 1993: 72–77.

CALDERONI G., GUGLIELMIN M. & TELLINI C. (1998). Radiocarbon dating and postglacial evolution, Upper Valtellina and Livignese area (Sondrio, Central Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 275–284.

CARCIONE J.M. & SERIANI G. (1998). Seismic and ultrasonic velocities in permafrost. *Geophysical Prospecting* 46: 441–454.

CHAPELLIER D. (1975). Géophysique et archéologie. *Cahiers d'archéologie romande de la bibliothèque historique vaudoise* 3: 1–113.

CHAPELLIER D. (1987). *Diagraphies appliquées à l'hydrogéologie*. Paris, Lavoisier Technique et Documentation, 165 pp.

CHURCH M. (1996). Space, time and the mountain – How do we order what we see? In: B.L. Rhoads & C.E. Thorn (eds.), *The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology held 27–29 September 1996*. Chichester, Wiley, pp. 147–170.

CHURCH M. & RYDER J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciations. *Geological Society of America Bulletin* 83: 3059–3071.

CLAERBOUT J.F. & MUIR F. (1973). Robust modeling with erratic data. *Geophysics* 38: 826–844.

COJAN I. & RENARD M. (2006). *Sédimentologie*. Paris, Dunod, 444 pp. (2ème édition).

COLLECTIF (2011). *Les Hauts de Chamoson*. Le Mont-sur-Lausanne, Editions LEP, 72 pp.

CORTE A.E. (1976a). The hydrological significance of rock glaciers. *Journal of Glaciology* 17: 157–158.

CORTE A.E. (1976b). Rock glaciers. *Biuletyn Periglacjalny* 26: 175–197.

COSSART E., BRAUCHER R., FORT M., BOURLES D. & CARCAILLET J. (2008). Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, Southeastern France): evidence from field data and ^{10}Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* 95: 3–26.

COSSART E., FORT M., BOURLES D., CARCAILLET J., PERRIER R., SIAME L. & BRAUCHER R. (2010). Climatic significance of glacier retreat and rockglaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating and weathering rind thickness in Clarée valley (Briançonnais, French Alps). *Catena* 80: 204–219.

COUTTERAND S. & NICOUD G. (2005). Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de Cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). *Quaternaire* 16: 85–94.

COUTTERAND S. & REYNARD E. (2011). The Lateglacial of Hérens valley (Valais, Switzerland): palaeogeographical and chronological reconstructions of deglaciation stages. *XVIII. INQUA-Congress « Quaternary sciences – the view from the mountains »*, Bern, Switzerland, 21–27 July 2011: Abstract 1914.

CUBIZOLLE H. (2009). *Paléoenvironnements*. Paris, Armand Colin, Collection U, 271 pp.

CURRY A.M. & MORRIS C. J. (2004). Lateglacial and Holocene talus slope development and rockwall retreat on Mynydd Du, UK. *Geomorphology* 58: 85–106.

DAHL R. (1967). Post-glacial micro-weathering of bedrock surfaces in the Narvik district of Norway. *Geografiska Annaler* 49A: 155–166.

DAHLIN T. (2001). The development of DC resistivity imaging techniques. *Computer & Geosciences* 27: 1019–1029.

DAHLIN T. & LOKE M.H. (1998). Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics* 38: 237–249.

DAKHNOV V.N. (1959). Geophysical well logging (translated by G.V. Keller). *Quarterly of the Colorado School of Mines* 57 (1962): 1–445.

DANSGAARD W., WHITE J.W. & JOHNSON J. (1989). The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature* 339: 532–534.

DAPPLES F., OSWALD D., RAETZO H., LARDELLI T. & ZWAHLEN P. (2003). New record of Holocene landslide activity in the Western and Eastern Swiss Alps: implications of climate and vegetation changes. *Eclogae geologicae Helvetiae* 96: 1–9.

DAVIES M.C., HAMZA O. & HARRIS C. (2001). The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 137–144.

DE BOER D.H. (1992). Hierarchies and spatial scale in process geomorphology: a review. *Geomorphology* 4: 303–318.

DELALOYE R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse de doctorat, Université de Fribourg. GeoFocus 10, 240 pp. (disponible sur http://doc.rero.ch/record/5309?ln=fr).

DELALOYE R. & MORAND S. (1998). Les glaciers rocheux de la région d'Entremont (Alpes Valaisannes) : inventaire et analyse spatiale à l'aide d'un SIG. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 158: 75–86.

DELALOYE R. & LAMBIEL C. (2005). Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift* 59: 194–203.

DELALOYE R. & LAMBIEL C. (2008). Typology of vertical electrical soundings for permafrost/ground ice investigation in the forefields of small alpine glaciers. In: C. Hauck & C. Kneisel (eds.), *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 101–108.

DELALOYE R., REYNARD E. & LAMBIEL C. (2000). Pergélisol et construction de remontées mécaniques : l'exemple des Lapires (Mont-Gelé, Valais). *Publication de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches* 141: 103–113.

DELALOYE R., LAMBIEL C., REYNARD E. & LUGON R. (2003a). Réponse du pergélisol à l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire : quelques exemples alpins et pyrénéens. *Environnements périglaciaires* 10: 46–65.

DELALOYE R., REYNARD E., LAMBIEL C., MARESCOT L. & MONNET R. (2003b). Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 175–180.

DELALOYE R., MÉTRAILLER S. & LUGON R. (2003c). Evolution du pergélisol dans les complexes glaciers/glaciers rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona (Nax, St-Martin, VS). *Bulletin de la Murithienne* 121: 7–20.

DELALOYE R., LAMBIEL C. & LUGON R. (2005). *ESA SLAM project, phase 2, Bas-Valais. Validation of InSAR data in permafrost zone. Final Report*. Bern, Federal Office of Water and Geology (FOWG), 108 pp.

DELALOYE R., PERRUCHOUD E., AVIAN M., KAUFMANN V., BODIN X., HAUSMANN H., IKEDA A., KÄÄB A., KELLERER-PIRKLBAUER A., KRAINER K., LAMBIEL C., MIHAJLOVIC D., STAUB B., ROER I. & THIBERT E. (2008). Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2008: 343–348.

DELALOYE R., HAUCK C., HILBICH C., LAMBIEL C., MORARD S. & SCAPOZZA C. (2009). Electrical Resistivity Tomography Monitoring of permafrost within the PERMOS network. *Abstract volume 7th Swiss Geoscience Meeting*, Neuchâtel, Switzerland, 20–21 November 2009, Abstract 4.2: 165–166.

DELALOYE R., LAMBIEL C. & ROER I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. Seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica* 65: 135–145.

DELARZE R., GONSETH Y. & GALLAND P. (1998). *Guide des milieux naturels de Suisse*. Lausanne, Délachaux et Niestlé, 415 pp.

DELUIGI N. (2011). *Modélisation de la répartition du pergélisol alpin dans les formations superficielles à l'aide de l'apprentissage automatique*. Mémoire de Master, Université de Lausanne (parution prévue en automne 2011).

DELUIGI N., LAMBIEL C. & KANEVSKI M. (2011). Modélisation à l'aide du machine learning de la répartition du pergélisol alpin dans les formations superficielles. *Mattertal – Ein Tal in Bewegung. Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft (SGmG)*, 29 Juni – 1 Juli 2011, St. Niklaus (VS): 64–65.

DIXON J. (2006). Scale in periglacial geomorphology. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3/2006: 175–186.

DORTHE-MONACHON C. (1988). Les variations glaciaires dans la Vallée de l'Arve (Haute-Savoie), après le Dernier Maximum Würmien et jusqu'à l'Holocène. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 25: 97–101.

DORTHE-MONACHON C. (1993). *Etude des stades tardiglaciaires des vallées de la rive droite du Rhône entre Loèche et Martigny*. Institut de géographie de l'Université de Lausanne, Travaux et recherches 10, 113 pp.

DORTHE-MONACHON C. & SCHOENEICH P. (1993). Ligne d'équilibre des glaciers : le stade de référence 1850 dans les Alpes calcaires occidentales. *Geographica Helvetica* 48: 125–134.

DRAMIS F., GIRAUDI C. & GUGLIELMIN M. (2003). Rock glacier distribution and paleoclimate in Italy. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 199–204.

DUBOIS J. & DIAMENT M. (2005). *Géophysique*. Paris, Dunod, 227 pp. (3ème édition).

DÜRR E. (1970). Kalkalpine Sturzhalden und Sturzschuttbildung in den westlichen Dolomiten. *Tübinger Geographische Studien* 37: 1–128.

EDWARDS L.S. (1977). A modified Pseudosection for Resistivity and induced-polarization. *Geophysics* 42: 1020–1036.

EGGERS H. (1961). Moränenterrassen im Wallis. *Freiburger Geographische Arbeiten* 1: 1–127.

ELLIS D.V. (1986). Neutron porosity devices – What do they measure? *First Break* 4: 11–17.

EVANS D.J., ARCHER S. & WILSON D.J. (1999). A comparison of the lichenometric and Schmidt hammer dating techniques based on data from the proglacial area of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Reviews* 18: 13–41.

EVIN M. (1987). *Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Grenoble, 308 pp.

EVIN M., FABRE D. & JOHNSON P.G. (1997). Electrical Resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 179–189.

FARBROT H., ISAKSEN K., EIKEN T., KÄÄB A. & SOLLID J.L. (2005). Composition and internal structures of rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 59: 139–148.

FERRIANS O.J. & HOBSON G.D. (1973). Mapping and predicting permafrost in North America: a review, 1963-1973. *Proceedings of the 2nd International Conference on Permafrost*, Yakutsk, U.S.S.R, 13–28 July 1973, North American Contributions: 479–498.

FAVILLI F., EGLI M., BRANDOVA D., IVY-OCHS S., KUBIK P., CHERUBINI P., MIRABELLA A., SARTORI G., GIACCAI D. & HAEBERLI W. (2009a). Combined use of relative and absolute dating techniques for the detecting signals of Alpine landscape evolution during the late Pleistocene and early Holocene. *Geomorphology* 112: 48–66.

FAVILLI F., EGLI M., SARTORI G., CHERUBINI P., BRANDOVA D.& HAEBERLI W. (2009b). Application of relative and absolute dating techniques in the Alpine environment. *Studi Trentini di Scienze Naturali* 85: 91–106.

FISCH W. SR., FISCH W. JR. & HAEBERLI W. (1977). Electrical D.C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 13: 239–260.

FLORINETH D. & SCHLÜCHTER C. (1998). Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae* 91: 391–407.

FOUCAULT A. & RAOULT J.-F. (2001). *Dictionnaire de géologie*. Paris, Dunod, 380 pp. (5ème édition).

FOX R., HOHMANN G., KILLPACK T. & RJIO L. (1980). Topographic effects in resistivity and induced polarization surveys. *Geophysics* 45: 75–93.

FRANCOU B. (1977). Formes d'éboulis élevés en Briançonnais. *Revue de géographie alpine* 65: 63–77.

FRANCOU B. (1988a). *L'éboulisation en haute montagne. Andes et Alpes. Six contributions à l'étude du système corniche-éboulis en milieu périglaciaire*. Thèse de doctorat d'état, Centre National de la Recherche Scientifique de Caen, 662 pp.

FRANCOU B. (1988b). Eboulis stratifiés dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. *Zeitschrift für Geomorphologie* 32: 47–76.

FRANCOU B. (1991). Pentes, granulométrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin. *Permafrost and Periglacial Processes* 2: 175–186.

FRANCOU B. & HÉTU B. (1989). Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. *Notes et comptes-rendus du groupe de travail « Régionalisation du périglaciaire »* 14 : 11–69.

FRAUENFELDER R. (2005). *Regional-scale modelling of the occurrence and dynamics of rockglaciers and the distribution of paleopermafrost*. PhD Thesis, University of Zürich. Schriftenreihe Physische Geographie, Glaziologie und Geomorphodynamik 45, 70 pp. + 5 articles.

FRAUENFELDER R. & KÄÄB A. (2000). Toward a palaeoclimatic model of rock-glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 31: 281–286.

FRAUENFELDER R., HAEBERLI W. & MAISCH M. (2001). Using relict rockglaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55: 195–202.

FRAUENFELDER R., LAUSTELA M. & KÄÄB A. (2004). Velocities and relative surface ages of selected alpine rockglaciers. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 184: 103–118.

FRAUENFELDER R., LAUSTELA M. & KÄÄB A. (2005). Relative age dating of alpine rockglacier surface. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 49: 145–166.

FRAUENFELDER R., SCHNEIDER B. & KÄÄB A. (2008). Using dynamic modelling to simulate the distribution of rockglaciers. *Geomorphology* 93: 130–143.

FRENCH H.M. (1996). *The periglacial environment*. London, Longman, 341 pp. (2nd edition).

FRENCH H.F. & THORN C.E. (2006). The changing nature of periglacial geomorphology. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3/2006: 165–174.

FRENZEL B. (ed.) (1993). Solifluction and climatic variations in the Holocene. *Paläoklimaforschung and Palaeoclimate Research* 11: 1–387.

FUNK M. & HOELZLE M. (1992). A model of potential direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 139–142.

GAMPER M. (1985). *Morphochronologische Untersuchungen an Solifluktionszungen, Moränen und Schwemmkegeln in der Schweizer Alpen*. Thesis, Universität Zürich, Physische Geographie 17, 115 pp.

GAMPER M. & SUTER (1982). Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. *Geographica Helvetica* 2/1982: 105–114.

GARCÌA-RUIZ J.M., VALERO-GARCÉS B., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ P., LORENTE A., MARTI-BONO C., BEGUERÍA S. & EDWARDS L. (2001). Stratified scree in the Central Spanish Pyrenees: palaeoenvironmental implications. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 233–242.

GARDAZ J.-M. (1997). Distribution of mountain permafrost, Fontanesses Basin, Valaisan Alps, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 101–105.

GARDAZ J.-M. (1999). *Permafrost prospecting. Periglacial and rock glacier hydrology in mountain areas: case studies in the Valais Alps, Switzerland*. PhD Thesis, University of Fribourg, 184 pp.

GARDAZ J.-M., LUGON R. & MONBARON M. (1995). Prospection du pergélisol de montagne à l'aide de la méthode BTS (Alpes Valaisannes, Suisse). *UKPIK – Rapports de recherche de l'Institut de Géographie, Université de Fribourg* 10: 93–105.

GENTIZON C., BAUD M., HOLZMANN C., LAMBIEL C., REYNARD E. & SCHOENEICH P. (2000). GIS and geomorphological mapping as management tool in alpine periglacial areas. In: M.F. Buchroithner (ed.), High Mountain Cartography 2000. *Kartographische Bausteine* 18: 215–228.

GERLACH H. (1869). Die Penninischen Alpen. *Neuen Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* 23: 1–132.

GERLACH H. (1883). Die Penninischen Alpen. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz* 27: 1–132.

GILBERT R. (1999) (ed.). *A handbook for geophysical techniques for geomorphic and environmental research*. Ottawa, Geological Survey of Canada. Open file report 3731, 125 pp.

GIRAUDI C. (2002). I rock glacier tardo-pleistocenici ed olocenici dell'Appennino – Età, distribuzione, significato paleoclimatico. *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences* 15: 45–52.

GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997). Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy. *Quaternary Research* 48: 280–290.

GLASSEY P. (1997). *Rénovation de la télécabine Tortin – Col de Chassoure. Travaux préparatoires 1997. Sondage au futur pylône 10*. Haute-Nendaz, Bureau technique Paul Glassey SA, Rapport d'exécution 200, 5 pp.

GOLAZ F. (1995). *Le Val de Moiry (Valais): morphologie glaciaire, périglaciaire et essai de reconstitution paléogéographique des stades glaciaires*. Mémoire de Licence, Université de Lausanne. Travaux et recherches 13, 144 pp.

GORBUNOV A.P., MARCHENKO S.S. & SEVERSKY E.V. (2004). The termal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 95–98.

GOUDIE A.S. (2006). The Schmidt hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography* 30: 703–718.

GRIFFITHS D.H., TURNBULL J. & OLAYINKA A.I. (1990). Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First Break* 8: 121–129.

GROSS G., KERSCHNER H. & PATZELT G. (1976). Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in Alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12: 223–251.

GRUBER S. (2005). *Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing*. PhD thesis, University of Zurich, 121 pp. (disponible sur http://www.zora.uzh.ch/18100/).

GRUBER S. & HAEBERLI W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research* 112: F02S18. DOI: 10.1029/2006JF000547.

GRUBER S., PETER M., HOELZLE M., WODDHATCH I. & HAEBERLI W. (2003). Surface temperatures in steep Alpine rock faces – a strategy for regional scale measurements and modelling. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 325–330.

GRUBER S., KING L., KOHL T., HERZ T., HAEBERLI W. & HOELZLE M. (2004a). Interpretation of geothermal profiles perturbed by topography: the alpine permafrost boreholes at Stockhorn plateau, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 349–357.

GRUBER S., HOELZLE M. & HAEBERLI W. (2004b). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters* 31: L13504. DOI: 10.1029/2004GL020051.

GUDE M., DIETRICH S., MÄUSBACHER R., HAUCK C., MOLENDA R., RUZICKA V. & ZACHARDA M. (2003). Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 331–336.

GUGLIELMIN M. & SILETTO G.B. (2000). *Carta della criosfera*. Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio ed Edilizia Residenziale.

GUGLIELMIN M., ALDIGHIERI B. & TESTA B. (2003). PERMACLIM: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations. *Geomorphology* 51: 245–257.

GUILLIEN Y. (1964). Les grèzes litées comme dépôts cyclothémiques. *Zeitschrift für Geomorphologie* S.B. 5: 53–58.

GUODONG C. & DRAMIS F. (1992). Distribution of mountain permafrost and climate. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 83–91.

GUYOD H. & SHANE L.E. (1969). *Geophysical well logging, Volume I*. Houston (TX), Hubert Guyot, 256 pp.

HAAS J.N., RICHOZ I., TINNER W. & WICK L. (1998). Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at the timberline of the Alps. *The Holocene* 8: 301–309.

HAEBERLI W. (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 17: 1–221.

HAEBERLI W. (1978). Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps. *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost*, Edmonton, Alberta, Canada, 10–13 July 1978: 378–384.

HAEBERLI W. (1979). Holocene push-moraines in Alpine permafrost. *Geografiska Annaler* 61A: 43–48.

HAEBERLI W. (1982). Klimarekonstruktionen mit Gletscher – Permafrost – Beziehungen. *Materialien zur Physiogeographie* 4: 9–18.

HAEBERLI W. (1983). Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps – Today and in the past. *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 17–22 July 1983: 415–420.

HAEBERLI W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 77: 1–142.

HAEBERLI W. & PENZ U. (1985). An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21: 351–361.

HAEBERLI W. & VONDER MÜHLL D. (1996). On the characteristics and possible origin of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplementband 104: 43–57.

HAEBERLI W. & BENISTON M. (1998). Climate change and its impact on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio* 27: 258–265.

HAEBERLI W. & BURN C.R. (2002). Natural hazards in forests: glacier and permafrost effects as related to climate change. In: R.C. Sidle (ed.), *Environmental change and geomorphic hazards in forests*. Wallingford/New York, CABI Publishing. IUFRO Research Series 9, pp. 167–202.

HAEBERLI W., KING L. & FLOTRON A. (1979). Surface movement and lichen-cover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 11: 421– 441.

HAEBERLI W., HUDER J., KEUSEN H.-R., PIKA J. & RÖTHLISBERGER H. (1988). Core drilling through rock glacier-permafrost. *Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost*, Trondheim, Norway, 2–5 August 1988: 937–942.

HAEBERLI W., HOELZLE M., KELLER F., SCHMID W., VONDER MÜHLL D. & WAGNER S. (1993). Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5–9 July 1993: 214–219.

HAEBERLI W., WEGMANN M. & VONDER MÜHLL D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae* 90: 407–414.

HAEBERLI W., KÄÄB A., WAGNER S., VONDER MÜHLL D., GEISSLER P., HAAS J.N., GLATZEL-MATTHEIER H. & WAGENBACH D. (1999). Pollen analysis and ^{14}C age of moss remains in a permafrost core recovered from the active rock glacier Murtèl-Corvatsch, Swiss Alps: geomorphological and glaciological implications. *Journal of Glaciology* 43, 1–8.

HAEBERLI W., BRANDOVA D., BURGA C., EGLI M., FRAUENFELDER R., KÄÄB A., MAISCH M., MAUZ B. & DIKAU R. (2003). Methods for absolute and relative age dating of rock-glacier surfaces in alpine permafrost. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 343–348.

HAEBERLI W., HALLET W., ARENSON L., ELCONIN R., HUMLUM O., KÄÄB A., KAUFMANN V., LADANYI B., MATSUOKA N., SPRINGMANN S. & VONDER MÜHLL D. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 189–214.

HALL K. (2006). Perceptions of rock weathering in cold regions: a discussion on space and time attributes of scale. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3/2006: 187–196.

HANSON S. & HOELZLE M. (2004). The thermal regime of the active layer at the Murtèl rock glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 273–282.

HARRIS S.A. & PEDERSEN D.E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 107–120.

HARRIS S.A., FRENCH H.M., HEGINBOTTOM J.A., JOHNSTON G.H., LADANYI B., SEGO D.C. & VAN EVERDINGEN R.O. (1988). *La terminologie du pergélisol et notions connexes*. Ottawa, Conseil National de Recherches du Canada, Note de service technique 142, 154 pp.

HARRIS C. & VONDER MÜHLL D. (2001). Permafrost and Climate in Europe: climate change, mountain permafrost degradation and geotechnical hazards. In: G. Visconti G., M. Beniston, E.D. Iannorelli & D. Barba (eds.), *Global change in protected areas*. Dordrecht, Kluwer, pp. 71–82.

HARRIS C. & HAEBERLI W. (2003). Warming permafrost in the mountains of Europe. *World Meteorological Organization Bulletin* 52: 1–6.

HARRIS C. & MURTON J.B. (eds.) (2005). *Cryospheric systems. Glaciers and permafrost*. London, Geological Society, special publication 242, 161 pp.

HARRIS C., HAEBERLI W., VONDER MÜHLL D. & KING L. (2001a). Permafrost monitoring in the high mountain of Europe: the PACE project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 3–11.

HARRIS C., DAVIES M.C. & ETZELMÜLLER B. (2001b). The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 145–156.

HARRIS C., VONDER MÜHLL D., ISAKEN K., HAEBERLI W., SOLLID J.L., KING L., HOLMUND P., DRAMIS F., GUGLIELMIN F. & PALACIOS D. (2003). Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change* 39: 215–225.

HAUCK C. (2001). Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich 171*: 1–204.

HAUCK C. (2002). Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography. *Geophysical Research Letters* 29: 2016. DOI: 10.1029/2002GL014995.

HAUCK C. & KNEISEL C. (2008a). Quantifying the ice content in low-altitude scree slopes using geophysical methods. In: C. Hauck & C. Kneisel (eds.), *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 153–164.

HAUCK C. & KNEISEL C. (2008b) (eds.). *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, 240 pp.

HAUCK C. & VONDER MÜHLL D. (2003a). Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions. *Permafrost and Periglacial Processes* 14: 305–318.

HAUCK C. & VONDER MÜHLL D. (2003b). Evaluation of geophysical techniques for application in mountain permafrost studies. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplementband 132: 161–190.

HAUCK C., VONDER MÜHLL D. & MAURER H. (2003). Using DC resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost. *Geophysical Prospecting* 51: 273–284.

HAUCK C., ISAKSEN K., VONDER MÜHLL D. & SOLLID J.L. (2004). Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 191–205.

HAUCK C., BACH M. & HILBICH C. (2008). A four-phase model to quantify subsurface ice and water content in permafrost regions based on geophysical data sets. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2008: 675–680.

HAUCK C., BÖTTCHER M. & MAURER H.R. (2011). A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere* 5: 453–468.

HECHT S. (2000). Fallbeispiele zur Anwendung refraktionsseismischer Methoden bei der Erkundung des oberflächennahen Untergrundes. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplementband 123: 111–123.

HECHT S. (2003). Investigation of the shallow subsurface with seismic refraction methods – application potentials and limitations with examples from various field studies. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplementband 132: 19–36.

HEINCKE B., MAURER H., GREEN A.G., WILLENBERG H., SPILLMANN T. & BURLINI L. (2006). Characterizing an unstable mountain slope using shallow 2D and 3D seismic tomography. *Geophysics* 71: 241–256.

HERZ T., KING L. & GUBLER H. (2003). Microclimate within coarse debris of talus slopes in the alpine periglacial belt and its effect on permafrost. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 383–387.

HÉTU B., VAN STEIJN H. & VANDELAC P. (1994). Les coulées de pierres glacées : un nouveau type de pierraille sur les talus d'éboulis. *Géographie physique et Quaternaire* 48: 3–22.

HÉTU B., VAN STEIJN H. & BERTRAN P. (1995). Le rôle des coulées de pierres sèches dans la genèse d'un certain type d'éboulis stratifiés. *Permafrost and Periglacial Processes* 6: 173–194.

HILBICH C. (2009). *Geophysical monitoring systems to assess and quantify ground ice evolution in mountain permafrost*. PhD thesis, Friedrich Schiller University of Jena, 173 pp. (disponible sur http://www.db-thueringen.de/servlets/DocumentServlet?id=13905).

HILBICH C. (2010). Time-lapse refraction seismic tomography for the detection of ground ice degradation. *The Cryosphere* 4: 243–259.

HILBICH C., HAUCK C., DELALOYE R. & HOELZLE M. (2008a). A geoelectric monitoring network and resistivity-temperature relationships of different mountain permafrost sites in the Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2008: 699–704.

HILBICH C., HAUCK C., HOELZLE M., SCHERLER M., SCHUDEL M., VÖLKSCH I., VONDER MÜHLL D. & MÄUSBACHER M. (2008b). Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: a 7-year study of seasonal, annual and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research* 113: F01S90. DOI: 10.1029/2007JF000799.

HILBICH C., MARESCOT L., HAUCK C., LOKE M.H. & MÄUSBACHER R. (2009). Applicability of electrical resistivity tomography monitoring to coarse blocky and ice-rich permafrost landforms. *Permafrost and Periglacial Processes* 20: 269–284.

HILCHIE D.W. (1978). *Applied openhole log interpretation*. Golden (CO), Douglas W. Hilchie Inc., 300 pp.

HINCHLIFFE S. & BALLANTYNE C.K. (1999). Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland. *Scottish Geographical Journal* 115: 53–70.

HIPPOLYTE J.-C., BOURLES D., BREUCHER R., CARCAILLET J., LEANNI L., ARNOLD M. & AUMAITRE G. (2009). Cosmogenic ^{10}Be dating of a sackung an its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy (France). *Geomorphology* 108: 312–320.

HOEKSTRA P. & MCNEILL D. (1973). Electromagnetic probing of permafrost. *Proceedings of the 2nd International Conference on Permafrost*, Yakutsk, U.S.S.R, 13–28 July 1973, North American Contributions: 517–526.

HOELZLE M. (1992). Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 143–147.

HOELZLE M. & KELLER F. (1992). Raumanalyse mit ARC/INFO im Periglazial des Oberengadins. *Geographica Bernensia* 39: 33–41.

HOELZLE M., WEGMANN M. & KRUMMENACHER B. (1999). Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 10: 113–124.

HOELZLE M., MITTAZ C., ETZELMÜLLER B. & HAEBERLI W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 53–68.

HOELZLE M., HAEBERLI W. & STOCKER-MITTAZ C. (2003). Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 419–424.

HOFFMANN T. & SCHROTT L. (2003). Determining sediment thickness of talus slopes and valley fill deposits using seismic refraction – a comparison of 2D interpretation tools. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplementband 132: 71–87.

HOFFMANN-WELLENHOF B., LICHTENEGGER H. & COLLINS J. (2001). *GPS: Theory and Practice*. Wien, Springer-Verlag, 370 pp. (5th revised edition).

HUMLUM O. (1988). Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: a methodological approach to the study of rock glaciers. *Arctic and Alpine Research* 20: 160–178.

HUMLUM O. (1997). Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 383–408.

HUMLUM O. (2000). The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology* 35: 41–67.

HURNI J.P. (1982). *Des glaciers et de leur AAR*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 45 pp. (non publié).

IKEDA A. (2006). Combination of conventional geophysical methods for sounding the composition of rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 35–48.

IKEDA A. (2008). Reassessment of DC Resistivity in rock glaciers by comparing with P-wave velocity: a case study in the Swiss Alps. In: C. Hauck & C. Kneisel (eds.), *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 137–152.

IKEDA A. & MATSUOKA N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadine, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 13: 145–161.

IKEDA A. & MATSUOKA N. (2006). Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes. *Geomorphology* 73: 279–296.

ISAKSEN K., HOLMLUND P., SOLLID J.L. & HARRIS C. (2001). Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 13–25.

ISHIKAWA M. (2003). Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology* 52: 105–120.

ISHIKAWA M (2008). ERT imaging for frozen ground detection. In: C. Hauck & C. Kneisel (eds.), *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 109–117.

ISHIKAWA M. & HIRAKAWA K. (2000). Mountain permafrost distribution based on BTS measurements and DC resistivity soundings in the Daietsu Mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost and Periglacial Processes* 11: 109–123.

IVY-OCHS S. & KOBER F. (2008). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. In: F. Preusser, I. Hajdas & S. Ivy-Ochs (eds.), Recent progress in Quaternary dating methods. *Eiszeitalter und Gegenwart* 57: 179–209.

IVY-OCHS S., SCHLÜCHTER C., KUBIK P.W., SYNAL H.-A., BEER J. & KERSCHNER H. (1996). The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionucleides ^{10}Be, ^{26}Al and ^{36}Cl. *Eclogae geologicae Helvetiae* 89: 1049–1063.

IVY-OCHS S., KERSCHNER H., REUTHER A., MAISCH M., SAILER R., SCHAEFER R., SCHAEFER J., KUBIK P.W., SYNAL H.-A. & SCHLÜCHTER C. (2006a). The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl and ^{21}Ne. In: L.L. Siame, D.L. Bourlès & E.T. Brown (eds.), *In situ-produced cosmogenic nuclides and quantification of geological processes*. Geological Society of America Special Paper 415, pp. 43–61.

IVY-OCHS S., KERSCHNER H., KUBIK P.W. & SCHLÜCHTER C. (2006b). Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science* 21: 115–130.

IVY-OCHS S., KERSCHNER H., REUTHER A., PREUSSER F., HEINE K., MAISCH M., KUBIK P.W. & SCHLÜCHTER C. (2008). Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23: 559–573.

IVY-OCHS S., KERSCHNER H., MAISCH M., CHRISTL M., KUBIK P.W. & SCHLÜCHTER C. (2009). Latest Pleistocene and Holocene glaciers variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* 28: 2137–2149.

JABOYEDOFF M., COUTURE R. & LOCAT P. (2009). Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: toward a progressive failure. *Geomorphology* 103: 5–16.

JANKE J. & FRAUENFELDER R. (2008). The relationship between rock glacier and contributing area parameters in the Front Range of Colorado. *Journal of Quaternary Science* 23: 153–163.

JEGERLEHNER J. (1902). Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. *Gerlands Beiträge zur Geophysik* 5: 486–566.

JOHNSEN S., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N., STEFFENSEN J.P., CLAUSEN H.B., MILLER H., MASSON-DELMOTTE V., SVEINBJÖRNSDOTTIR A.E. & WHITE J. (2001). Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-2, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16: 299–307.

JOHNSON P.G. (1974). Mass movement of ablation complexes and their relationship to rock glaciers. *Geografiska Annaler* 56A: 93–101.

JONGMANS D. & GARAMBOIS S. (2007). Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178: 101–112.

JORDA M. & ROSIQUE T. (1994). Le Tardiglaciaire des Alpes Françaises du Sud : rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques. *Quaternaire* 5: 141-149.

JÖRIN U.E., STOCKER T.F. & SCHLÜCHTER C. (2006). Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during Holocene. *The Holocene* 16: 687–704.

JULIUSSEN H. & HUMLUM O. (2008). Thermal regime of openwork block fields on the mountains Elgåhogna and Sølen, Central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 19: 1–18.

JUUR HVORSLEV M.J. & GOODE T.B. (1963). Core drilling in frozen soils. *Proceedings of the 1st International Conference on Permafrost*, Lafayette, Indiana, 11–15 November 1963: 364–371.

KÄÄB A. (2005). *Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. PhD Thesis, University of Zürich. Schriftenreihe Physische Geographie, Glaziologie und Geomorphodynamik 48, 264 pp.

KÄÄB A., REYNOLDS J.M. & HAEBERLI W. (2005). Glacier and permafrost hazards in high mountains. In: Huber U.M., Bugmann H.K. & Reasoner M.A. (eds.), *Global change and mountain regions (a state of knowledge overview)*. Dordrecht, Springer, pp. 225 – 234.

KÄÄB A., CHIARLE M., RAUP B., SCHNEIDER C. (2007a). Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. Global and Planetary Change 56: vii–ix.

KÄÄB A., FRAUENFELDER R. & ROER I. (2007b). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change* 56: 172–187.

KAISER K. (1960). Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. *Eiszeitalter und Gegenwart* 11: 121–141.

KELLER F. & GUBLER H. (1993). Interaction between snow cover and high mountain permafrost Murtél/Corvatsch, Swiss Alps. *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5–9 July 1993: 332–337.

KELLERER-PIRKLBAUER A. (2008). The Schmidt-hammer as a relative age dating tool for rock glacier surfaces: examples from Northern and Central Europe. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2009: 913–918.

KELLERER-PIRKLBAUER A., WANGENSTEEN B., FARBROT H. & ETZELMÜLLER B. (2008). Relative surface age-dating of rock glacier systems near Hólar in Hjaltadalur, northern Iceland. *Journal of Quaternary Science* 23: 137–151.

KELLY M.A., BUONCRISTIANI J.-F. & SCHLÜCHTER C. (2004). A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae geologicae Helvetiae* 97: 57–75.

KELLY M.A., IVY-OCHS S., KUBIK P.W., VON BLANCKENBURG F. & SCHLÜCHTER C. (2006). Chronology of deglaciation based on ^{10}Be dates of glacial erosional features in the Grimsel Pass region, central Swiss Alps. *Boreas* 35: 634–643.

KERSCHNER H. (1976). Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen). *Geographischer Jahresbericht aus Osterreich* 36: 26–49.

KERSCHNER H. (1978). Paleoclimatic inferences from Late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria. *Arctic and Alpine Research* 10: 635–644.

KERSCHNER H. (1985). Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21: 363–369.

KERSCHNER H. (1990). Methoden der Schneegrenzbestimmung. In: H. Liedtke H. (Hrsg.), *Eiszeit-Forschung*. Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, pp. 299–311.

KERSCHNER H. & IVY-OCHS S. (2008). Palaeoclimate from glaciers: examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change* 60: 58–71.

KERSCHNER H., KASER G. & SAILER R. (2000). Alpine Younger Dryas glaciers as palaeo-precipitation gauges. *Annals of Glaciology* 31: 80–84.

KERSCHNER H., HERTL A., GROSS G., IVY-OCHS S. & KUBIK P.W. (2006). Surface exposure dating of moraines in the Kromer valley (Silvretta Mountains, Austria) – evidence for glacial response to the 8.2 ka event in the Eastern Alps? *The Holocene* 16: 7–15.

KEYS W.S. & MACCARY L.M. (1971). *Application of borehole geophysics to water-resources investigations*. Washington (D.C.), U.S. Government Printing Office, 126 pp.

KING L. (1976). Permafrostuntersuchungen in Tarfala (Schwedisch Lappland) mit Hilfe der Hammerschlag-seismik. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12: 187–204.

KING L. (1986). Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. *Geografiska Annaler* 68A: 131–139.

KING M.S., ZIMMERNAN R.W. & CORWIN R.F. (1988). Seismic and electrical properties of unconsolidated permafrost. *Geophysical Prospecting* 36: 349–364.

KINZL H. (1932). Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und im Montblancgebiet. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 20: 269–397.

KNEISEL C. (2003): Sporadic and discontinuous mountain permafrost occurrence in the Upper Engadine, eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 561–566.

KNEISEL C. (2004). New insights into mountain permafrost occurrence and characteristic in glacier forefields at high altitude through the application of 2D resistivity imaging. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 221–227.

KNEISEL C. (2006). Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. *Geomorphology* 80: 42–44.

KNEISEL C. & HAUCK C. (2003). Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplementband 132: 145–159.

KNEISEL C. & HAUCK C. (2008). Electrical methods. In: C. Hauck & C. Kneisel (eds.), *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 3–27.

KNEISEL C., HAUCK C., FORTIER R. & MOORMAN B. (2008). Advances in geophysical methods for permafrost investigations. *Permafrost and Periglacial Processes* 19: 157–178.

KNIGHT J. & HARRISON S. (eds.) (2009). *Periglacial and paraglacial processes and environments*. London, Geological Society, special publication 320, 272 pp.

KONRAD S.K., HUMPHREY N.F., STEIG E.J., CLARK D.H., POTTER JR. N. & PFEFFER W.T. (1999). Rock glacier dynamics and paleoclimatic implications. *Geology* 27: 1131–1134.

KÖRNER C. (1999). *Alpine Plant Life*. Springer, Berlin, 344 pp.

KRAUTBLATTER M. & DIKAU R. (2007). Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply. *Geografiska Annaler* 89A: 21–40.

KRAUTBLATTER M. & HAUCK C. (2007). Electrical resistivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls. *Journal of Geophysical Research* 112: F02S20. DOI: 10.1029/2006JF000546.

KRUMMENACHER B. (1997). Minitemperatur-Datalogger UTL-1. *Arbeitschift der VAW – ETH Zürich* 19: 10–13.

KRUMMENACHER B., AFFENTRANGER R., KIENHOLZ H., EISENRING S. & HAEBERLI W. (2003). Use of the solar compass to estimate the presence of permafrost. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 611–615.

KUNETZ G. (1966). *Principles of direct current resistivity prospecting*. Berlin/Nikolasse : Gebrüder-Bornträger, 103 pp.

KÜTTEL M. (1976). *Pollenanalytischen Untersuchungen zur Vegetations- Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spät- und Frühpostglazials im obern Tessin, im Berner Oberland und im Wallis*. Universität Bern (unveröffentliche Dissertation).

KÜTTEL M. (1979a). Pollenanalytischen Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zum Gletscherrückzug in den westlichen Schweizer Alpen. *Berichte der Schweizerischen botanischen Gesellschaft* 89: 9–62.

KÜTTEL M. (1979b). Räumliche und zeitliche Korrelation der « Moraines Intermédiaires » mit besonderer Berücksichtigung der Moränen der Alpage de Tortin (Nendaz, VS). *Bulletin de la Murithienne* 96: 71–83.

LAMBERT A. (1967). La formation de glace dans les conduits karstiques, les roches fissurées et les pierriers. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* 9: 321–324.

LAMBIEL C. (1999). *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais)*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 167 pp. (non publié).

LAMBIEL C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. Travaux et recherches 33, 260 pp. (disponible sur http://doc.rero.ch/record/6234?ln=fr).

LAMBIEL C. (2007). Répartition du pergélisol alpin : le cas des éboulis. *Geosciences Actuel* 1/2007: 33–35.

LAMBIEL C. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (éds.), *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3–5 septembre 2009, Olivone. Institut de Géographie, Université de Lausanne, Géovisions 36, pp. 211–224.

LAMBIEL C. & REYNARD E. (2001). Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on rock glacier inventory in the Bagnes–Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55: 219–223.

LAMBIEL C. & REYNARD E. (2003a). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). *Physische Geographie* 41: 91–103.

LAMBIEL C. & REYNARD E. (2003b). Impacts du développement d'un domaine skiable sur la morphologie glaciaire et périglaciaire : le cas de Verbier (Valais, Suisse). In : E. Reynard, C. Holzmann, D. Guex & N. Summermatter (éds.), *Géomorphologie et tourisme, Actes de la réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm)*, Finhaut, 21–23 septembre 2001. Institut de Géographie, Université de Lausanne. Travaux et recherches 23, pp. 19–33.

LAMBIEL C. & DELALOYE R. (2004). Contribution of real-time kinematics GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 229–241.

LAMBIEL C. & DELALOYE R. (2005). *Le pergélisol dans la région Mont Gelé – Mont Fort. Rapport de recherche 2004–2005*. Institut de Géographie, Université de Lausanne et de Fribourg, 11 pp. (disponible sur http://www.unil.ch/igul/page16229.html).

LAMBIEL C. & PIERACCI K. (2008). Permafrost distribution in talus slopes located within the alpine periglacial belt, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 19: 293–304.

LAMBIEL C. & SCHÜTZ P. (2008). Ground characteristics and deformation of a frozen moraine affected by tourist infrastructures (Col des Gentianes, Valais). In: C. Rothenbühler (Hrsg.), *Klimaveränderungen auf der Spur*. Samedan, Studien des Europäisches Tourismus Instituts an der Academia Engiadina 5, pp. 110–122.

LAMBIEL C. & SCAPOZZA C. (2009). Thermal regime of an alpine talus slope. *Geophysical Research Abstracts* 11: EGU2009-7094.

LAMBIEL C., DELALOYE R., BARON L. & MONNET R. (2003). Measuring rock glacier surface velocities with Real Time Kinematics GPS (Mont Gelé area, Western Swiss Alps). *8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003*. Extended Abstracts volume: 89–90.

LAMBIEL C., PIERACCI K. & REYNARD E. (2005). La détection du pergélisol alpin : de l'analyse géomorphologique à la compréhension des processus. In : L. Dambo & E. Reynard (eds.), *Vivre les milieux fragiles : Alpes et Sahel*. Institut de Géographie, Université de Lausanne, Travaux et Recherches 31, pp. 29–42.

LAMBIEL C., SCAPOZZA C., PIERACCI K., BARON L. & MARESCOT L. (2008a). Thermal and electrical properties of a periglacial talus slope. *Abstract volume 6th Swiss Geoscience Meeting*, Lugano, Switzerland, 21–23 November 2008, Abstract 6.15: 188–189.

LAMBIEL C., DELALOYE R., STROZZI T., LUGON R., & RAETZO H. (2008b). ERS InSAR for assessing rock glacier activity. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2008: 1019–1024.

LAMBIEL C., SCAPOZZA C. & DELALOYE R. (2009a). *Le pergélisol dans la région Mont Gelé – Mont Fort. Rapport de recherche 2006–2009*. Institut de Géographie, Université de Lausanne et Département des Géosciences, Université de Fribourg, 19 pp. (disponible sur http://www.unil.ch/igul/page16229.html).

LAMBIEL C., BARDOU E., DELALOYE R. SCHÜTZ P. & SCHOENEICH P. (2009b). Extension spatiale du pergélisol dans les Alpes vaudoises; implication pour la dynamique sédimentaire locale. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 91 : 407–424.

LANZ E., MAURER H. & GREEN A.G. (1998). Refraction tomography over a buried waste disposal site. *Geophysics* 63: 1414–1433.

LAUSTELA M., EGLI M., FRAUENFELDER R., KÄÄB A., MAISCH M. & HAEBERLI W. (2003). Weathering rind measurements and relative age dating of rockglaciers surfaces in crystalline regions of the Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 627–632.

LAUTRIDOU J.P. (1988). Recent advances in cryogenic weathering. In: M.J. Clark (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*. Chichester, Wiley, pp. 33–47.

LE BER M. & OTER-DUTHOIT L. (1987). Désagrégation des parois rocheuses et climat : approche thermique et thermodynamique. *Bulletin de l'AFEQ* 24: 147–159.

LECLERC R. & HICKIN E.J. (1997). The internal structure of scrolled floodplain deposits based on ground-penetrating radar, North Thomson River, British Columbia. *Geomorphology* 21: 17–25.

LEFÈVRE C. & SCHNEIDER J.-L. (2002). *Les risques naturels majeurs*. Paris, GB Science Publisher, 306 pp.

LEHNING M., BARTELT P., BROWN B., RUSSI T., STÖCKLI U. & ZIMMERLI M. (1999). SNOWPACK model calculation for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Regions Science and Technology* 30: 145–157.

LERJEN M. (2001). *Lokale Permafrostverbreitung in den Schottensee-Schutthalden südwestlich des Flüelapasses (Bündner Alpen)*. Diplomarbeit, Universität Zürich, 124 pp.

LERJEN M., KÄÄB A., HOELZLE M. & HAEBERLI W. (2003). Local distribution pattern of discontinuous mountain permafrost. A process study at Flüela Pass, Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 667–672.

LITTLE J.D., SANDALL H., WALEGUR M.T. & NELSON F.E. (2003). Application of differential global positioning systems to monitor frost heave and thaw settlement in Tundra environments. *Permafrost and Periglacial Processes* 14: 349–357.

LLIBOUTRY L. (1955a). L'incorporation des éboulis dans la glace. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences de Paris* 240: 1623–1624.

LLIBOUTRY L. (1955b). Origine et évolution des glaciers rocheux. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences de Paris* 240: 1913–1915

LLIBOUTRY L. (1961). Phénomènes cryonivaux dans les Andes de Santiago. *Biuletyn Peryglacjalny* 10: 209–224.

LOKE M.H. (1999). Time-lapse resistivity imaging inversion. *Proceedings of the 5th Meeting of the Environmental and Engineering Society (EEGS) European Section*, Budapest, Hungary, 6–9 September 1999, Extended Abstract: Em1.

LOKE M.H. (2000). Topographic modelling in electrical imaging inversion. *62nd EAGE Conference and Technical Exhibition*, Glasgow, Scotland, 29 May–2 June 2000, Extended Abstracts: D-2.

LOKE M.H. (2002). *RES2DMOD ver. 3.01. Rapid 2D resistivity forward modelling using the finite-difference and finite-element method*, 28 pp. (disponible sur http://www. geoelectrical.com).

LOKE M.H. (2004). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*, 128 pp. (disponible sur http://www.geoelectrical.com).

LOKE M.H. & BARKER R.D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* 44: 131–152.

LOKE M.H. & DAHLIN T. (2002). A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics* 49: 149–162.

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: 207–220.

LUMESA SA (2003). *Drilling technology*. Lumino, Lumesa SA, 16 pp.

LUTERBACHER J., MENZEL A., ESTRELLA N., DELLA-MARTA P.M., PFISTER C., RUTISHAUER T. & XOPLAKI E. (2007). Exceptional European warmth of autumn 2006 and winter 2007: historical context, the underlying dynamics, and its phenological impacts. *Geophysical Research Letters* 34: L12704. DOI: 10.1029/2007GL029951.

LÜTSCHG M., BARTELT P., LEHNING M., STOECKLI V. & HAEBERLI W. (2003). Numerical simulation of the interaction processes between snow cover and alpine permafrost. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 697–702.

LÜTSCHG M., STÖCKLI V., LEHNING M., HAEBERLI W. & AMMANN W. (2004). Temperatures in two boreholes at Flüela Pass, Eastern Swiss Alps: the effect of snow redistribution on permafrost distribution patterns in high mountain areas. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 283–297.

MACGREGOR K.R., ANDERSON R.S. & WADDINGTON E.D. (2009). Numerical modeling of glacial erosion and headwall processes in alpine valleys. *Geomorphology* 103: 189–204.

MAGNY M. (1995). *Une histoire du climat. Des derniers mammouths au siècle de l'automobile*. Paris, Errance, 176 pp.

MAISCH M. (1981). *Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz)*. Thesis, Universität Zürich, Physische Geographie 3, 217 pp.

MAISCH M. (1982). Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica* 37: 93–104.

MAISCH M. (1992). *Die Gletschers Graubündens*. Geographisches Institut der Universität Zürich, Physische Geographie 33, 2 voll.

MAISCH M., WIPF A., DENNELER B., BATTAGLIA J. & BENZ C. (2000). *Die Gletscher der Schweizer Alpen*. Zürich, VDF Hochschulverlag AG an der ETHZ, 373 pp.

MAISCH M., HAEBERLI W., FRAUENFELDER R., KÄÄB A. & ROTHENBÜHLER C. (2003). Lateglacial and Holocene evolution of glaciers and permafrost in the Val Muragl, Upper Engadine, Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 717–722.

MALET J.-P., MAQUAIRE O. & CALAIS E. (2002). Le GPS en géomorphologie dynamique. Application à la surveillance de mouvements de terrain (Super-Sauze, Alpes du Sud, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2/2002 : 165–180.

MANN M.E., ZHANG Z., RUTHERFORD S., BRADLEY R.S., HUGHES M.K., SHINDELL D., AMMANN C., FALUVEGI G. & FENBIAO N. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326: 1256–1260.

MARESCOT L. (2006). Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 90: 23–40.

MARESCOT L., MONNET R., BARON L., LAMBIEL C., REYNARD E., DELALOYE R. & CHAPELLIER D. (2001). 2D electrical resistivity imaging in mountain permafrost studies: three challenging surveys in the Swiss Alps and Jura Mountains. *Proceedings of the 7th EEGS-ES meeting*, Birmingham, England, 2–6 September 2001: 104–105.

MARESCOT L., LOKE M.H., CHAPELLIER D., DELALOYE R., LAMBIEL C., REYNARD E. (2003). Assessing reliability of 2D resistivity in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics* 1: 57–67.

MARI S., DELALOYE R., SCAPOZZA C. & STROZZI T. (2011). Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994-2007). In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions 36, pp. 145–159.

MATSUOKA N. (2001). Microgelivation versus macrogelivation: toward bridging the gap between laboratory and field frost weathering. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 299–313.

MATSUOKA N. & IKEDA A. (2001). Geological control on the distribution and characteristics of talus-derived rock glaciers. *Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba* 27: 11–16.

MATSUOKA N., HIRAKAWA K., WATANABE T., HAEBERLI W. & KELLER F. (1998). The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, 23–27 June 1998. Collection Nordicana 55: 711–717.

MATSUOKA N., IKEDA A. & DATE T. (2005). Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 16: 99–113.

MATTHEWS J.A. & OWEN G. (2008). Endolithic lichens, rapid biological weathering and Schmidt hammer R-values on recently exposed rock surfaces: Storbreen glacier foreland, Jotunheimen, Norway. *Geografiska Annaler* 90A: 287–297.

MATTHEWS J.A. & OWEN G. (2010). Schmidt hammer exposure-age dating: developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen–Jostedalsbreen regions of southern Norway. *Boreas* 39: 105–115.

MATTHEWS J.A., SHAKESBY R.A., OWEN G. & VATER A.E. (2011). Pronival rampart formation in relation to snow-avalanche activity and Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD): three case studies from southern Norway. *Geomorphology* 130: 280–288.

MAURER H. & HAUCK C. (2007). Geophysical imaging of alpine rock glacier. *Journal of Glaciology* 53: 110–120.

MAURER H., SPRINGMAN S.M., ARENSON L.U., MUSIL M. & VONDER MÜHLL D. (2003). Characterisation of potentially unstable mountain permafrost – A multidisciplinary approach. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 741–746.

MCCARROL D. (1989). Potential and limitations of the Schmidt Hammer for relative-age dating: field tests on Neoglacial moraines, Jotunheimen, Southern Norway. *Arctic and Alpine Research* 21: 268–275.

MCCARROLL D., SHAKESBY R.A. & MATTHEWS J.A. (1998). Spatial and temporal patterns of Late Holocene rockfall activity on a Norwegian talus slope: a lichenometric and simulation-modeling approach. *Arctic and Alpine Research* 30: 51–60.

MCCARROLL D., SHAKESBY R.A. & MATTHEWS J.A. (2001). Enhanced rockfall activity during the Little Ice Age: further lichenometric evidence from a Norwegian talus. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 157–164.

MELLOR M. & SELLMANN P.V. (1975). General considerations for drill system design. *CRREL – Technical Report* 64: 1–40.

MERCIER D. (2008). Paraglacial and paraperiglacial landsystems: concepts, temporal scales and spatial distribution. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 4/2008: 223–233.

MEYER DE STADELHOFEN C. (1991). *Applications de la géophysique aux recherches d'eau*. Paris, Lavoisier Technique et Documentation, 192 pp.

MONACHON C. (1978). Essai de reconstitution de la paléogéographie des stades glaciaires dans la vallée des Fares, Isérables (VS). *Bulletin de la Murithienne* 95: 35–43.

MONJUVENT F. & WINISTÖRFER J. (1980). Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suisses et leur piedmont. *Géologie Alpine* 56: 251–282.

MONNIER S. (2004). Identification, caractérisation et distribution spatiale des glaciers-rocheux dans la haute vallée de l'Arc (Alpes françaises du Nord). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2/2004: 139–156.

MORAND S. (2000). Inventaire des glaciers rocheux du Val d'Arolla (Valais, Suisse) – problématique des dangers naturels en zone périglaciaire. In: C. Hegg & D. Vonder Mühll (Hrsg.), *Beiträge zur Geomorphologie*. Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom 8–10 Juli 1999 in Bramois (Kt. Wallis). Bismendorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, pp. 107–112.

MORARD S., DELALOYE R. & DORTHE J. (2008a). Seasonal thermal regime of a mid-latitude ventilated debris accumulation. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2008: 1233–1238.

MORARD S., DORTHE J. & DELALOYE R. (2008b). Indices de fonctionnement de la ventilation des éboulis froids. In: C. Rothenbühler (Hrsg.), *Klimaveränderungen auf der Spur*. Samedan, Studien des Europäisches Tourismus Instituts an der Academia Engiadina 5, pp. 44–56.

MORARD S., DELALOYE R. & LAMBIEL C. (2010). Pluriannual thermal behaviour of low elevation cold talus slopes in western Switzerland. *Geographica Helvetica* 65: 124–134.

MORTARA G., OROMBELLI G., PELFINI M. & TELLINI C. (1992). Suoli e suoli sepolti olocenici per la datazione di eventi geomorfologici in ambiente alpino: alcuni esempi tratti da indagini preliminari in Val d'Aosta. *Il Quaternario* 5: 135–146.

MÖSELER B.M. & WUNDER J. (1999). Kaltluftströme auf Blockhalden und ihre Auswirkungen auf Flora und Vegetation. In: B.M. Möseler & R. Molenda (Hrsg.), *Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie periglazialer Blockhalden im außeralpinen Mitteleuropa*. Bonn, Decheniana-Beihefte 37, pp. 43–47.

MÜLLER H.-N. (1982). Zum Spätglazial zweier Walliser Gebiete: Val de Nendaz und Simplonpass. In: J. Suter (Hrsg.), *Kurzfassung der Vorträge Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich*. Physische Geographie 5, p. 47.

MÜLLER H.-N. (1984). *Spätglaziale Gletscherschwankungen in den Westlichen Schweizeralpen (Simplon-Süd und Val de Nendaz, Wallis), und im Nordisländischen Tröllaskagi-Gebirge (Skidadalur)*. Universität Zürich, Inaugural-Dissertation, 197 pp.

MÜLLER F., CALFISCH T. & MÜLLER G. (1976). Firn und Eis der Schweizer Alpen (Gletscherinventar). *Arbeiten aus dem Geographischen Institut ETHZ* 57: 1–174.

MÜLLER H.-N., KERSCHNER H. & KÜTTEL M. (1980). Gletscher- und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen im Val de Nendaz (Wallis) – Ein Beitrag zur Alpinen Spätglazialchronologie. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 16: 61–84.

MÜLLER H.-N., KERSCHNER H. & KÜTTEL M. (1983). The Val de Nendaz (Valais, Switzerland), a type locality fort he Egesen advance and the Daun advance in the Western Alps. In: H. Schroeder-Lanz (Hrsg.), *Late- and Postglacial oscillations of glaciers: glacial and periglacial forms*. Rottedam, Balkema, pp. 73–82.

MUSIL M., MAURER H., GREEN A.G., HORSTMEYER H., NITSCHE F.O., VONDER MÜHLL D. & SPRINGMANN S. (2002). Shallow seismic surveying of an alpine rock glacier. *Geophysics* 67: 1701–1710.

MUSIL M., MAURER H., HOLLIGER K. & GREEN A.G. (2006). Internal structure of an alpine rock glacier based on crosshole georadar traveltimes and amplitudes. *Geophysical Prospecting* 54: 273–285.

NGRIP–MEMBERS (2004a). High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431: 147–151.

NGRIP–MEMBERS (2004b). *North Greenland Ice Core Project Oxygen Isotope Data*. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series n. 2004-059. Boulder (CO), NOAA/NGDC Paleoclimatology Program.

NICHOLAS J.V & BUTLER D.R. (1996). Application of relative-age dating techniques on rock glaciers of the La Sal Mountains, Utah: an interpretation of Holocene paleoclimates. *Geografiska Annaler* 78A: 1–18.

NIEDZIELSKI T., MIGOŃ P. & PLACEK A. (2009). A minimum sample size required from Schmidt hammer measurements. *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 1713–1725.

NIESSEN F. & KELTS K. (1989). The deglaciation and Holocene sedimentary evolution of southern perialpine Lake Lugano – implications for Alpine paleoclimate. *Eclogae geologicae Helvetiae* 82: 235-263.

NÖTZLI J., GRUBER S., KOHL T., SALZMANN N. & HAEBERLI W. (2007). Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research* 112: F02S13. DOI: 10.1029/2006JF000545.

NUSSBAUM F. (1906). Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. *Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern* 20: 1–230.

OLYPHANT G.A. (1987). Computer simulation of rock-glacier development under viscous and pseudoplastic flow. *Geological Society of America Bulletin* 94: 499–505.

OSTERKAMP T.E. & PAYNE M.W. (1981). Estimates of permafrost thickness from well logs in Northern Alaska. *Cold Regions Science and Technology* 5: 13–27.

OTTO J.C. & DIKAU R. (2004). Geomorphologic system analysis of a high mountain valley in the Swiss Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie* 48: 323–341.

OTTO J.C. & SASS O. (2006). Comparing geophysical methods for talus slopes investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps). *Geomorphology* 76: 257–272.

PATTERSON W.P., DIETRICH K.A., HOLMDEN C. & ANDREWS J.T. (2010). Two Millennia of North Atlantic seasonality and implications for Norse colonies. *PNAS – Proceedings of the National Academy of Sciences* 107: 5306–5310.

PAUL F., BAUDER A., MARTY C. & NÖTZLI J. (2011). Neige, glaciers et pergélisol 2009/10. *Les Alpes* 7/2011: 46–52.

PAULSEN J. (2000). Tree growth near treeline: abrupt of gradual reduction with altitude? *Arctic Antarctic and Alpine Research* 32: 14–20.

PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909). *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig, Tautschnig, 3 voll.

PERMOS (2009). *Permafrost in Switzerland 2004/2005 and 2005/2006*. J. Nötzli, B. Nägeli & D. Vonder Mühll (eds.), Glaciological Report Permafrost No. 6/7 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 100 pp.

PERMOS (2010). *Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008*. J. Nötzli & D. Vonder Mühll (eds.), Glaciological Report Permafrost No. 8/9 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 68 pp.

PETERSEN J.K., KAWASAKI K., OSTERKAMP T.E. & SCOTT J.H. (1985). Nuclear well logging in permafrost. *AAPG Bulletin, American Association of Petroleum Geologists* 69: 674–675.

PFISTER C. (1984). *Das Klima der Schweiz von 1525–1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft*. Bern/Stuttgart, Academica helvetica 6, 3 voll.

PHILLIPS M. (2000). *Influences of snow supporting structures on the thermal regime of the ground in alpine permafrost terrain*. Davos, Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung (SLF), 146 pp.

PHILLIPS M., ZENKLUSEN MUTTER E., KERN-LÜTSCHG M. & LEHNING M. (2009). Rapid degradation of ground ice in a ventilated talus slope: Flüela Pass, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 20: 1–14.

PHILLIPS W.M., HALL A.M., MOTTRAM R., FIFIELD L.K. & SUGDEN D.E. (2006). Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: timescales for the development of a classical landscape of selective linear glacial erosion. *Geomorphology* 73: 222–245.

PIERACCI K. (2006). *Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitudes. Région du Grand Chavalard, Valais, Suisse*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 143 pp. (disponible sur http://doc.rero.ch/record/6091?ln=fr).

PIERACCI K. & LAMBIEL C. (2008). Le permafrost dans le complexe éboulis – glaciers rocheux du Basse au Grand Chavalard (Massif de la Dent de Morcles, Valais, Suisse). In: C. Rothenbühler (Hrsg.), *Klimaveränderungen auf der Spur*. Samedan, Studien des Europäisches Tourismus Instituts an der Academia Engiadina 5, pp. 57–67.

PIERACCI K., LAMBIEL C. & REYNARD E. (2008). Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis de haute altitude (Hautes Alpes Calcaires, VS, Suisse). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2/2008: 87–97.

PIRSON S. (1963). *Handbook of well log analysis*. Englewood Cliffs (NJ), Prentice-Hall. 326 pp.

POTTER Jr. N. (1972). Ice-cored rockglacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Bulletin of the Geological Society of America* 83: 3025–3068.

POSER H. (1954). Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrunds (Zillertaler Alpen). *Göttinger Geographische Abhandlungen* 15: 125–180.

PREUSSER F. (2004). Toward a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. *Boreas* 33: 195–210.

PROCEQ (2004). *Scléromètre à béton DIGI-SCHMIDT 2000 modèle ND/LD – Mode d'emploi*. Schwerzenbach, Proceq SA, 21 pp.

RAMELLI G. (2010). *Structure interne, dynamique et âge des glaciers rocheux du Massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (TI)*. Mémoire de master, Université de Lausanne, 141 pp. (disponible su http://mesoscaphe.unil.ch/igul/memoires/bd/).

RAMELLI G., SCAPOZZA C., MARI S. & LAMBIEL C. (2011). Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin). In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions 36, pp.177–193.

RAVANEL L., ALLINGOL F., DELINE P. & BRUNO G. (2011). Les écroulements rocheux dans le Massif du Mont Blanc pendant l'été caniculaire 2003. In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (éds.), *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3–5 septembre 2009, Olivone. Institut de Géographie, Université de Lausanne, Géovisions 36, pp. 225–241.

REIMER P.J., BAILLIE M.G., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., BRONK RAMSEY C., BUCK C.E., BURR G.S., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAJDAS I., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., MCCORMAC F.G., MANNING S.W., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SOUTHON J.R., TALAMO S., TURNEY C.S., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50'000 years cal BP. *Radiocarbon* 51: 1111-1150.

RENNER F. (1982). *Beiträge zur Gletscher-Geschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen hölzern*. Thesis, Universität Zürich, Physische Geographie 8, 182 pp.

REYNARD E. (1996). Glaciers rocheux et limite inférieure du pergélisol discontinu dans le Vallon de Tortin (Nendaz-Valais). *Bulletin de la Murithienne* 114: 135–149.

REYNARD E. (1997). *Morphologie périglaciaire du Vallon de Tortin: relations avec les moraines de l'Egesen*. Lausanne, Institut de Géographie (rapport non publié), 6 pp.

REYNARD E. (2000). *Gestion patrimoniale et intégrée des ressources en eau dans les stations touristiques de montagne. Le cas de Crans–Montana–Aminona et Nendaz (Valais)*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. Travaux et recherches 17, 371 pp. + Annexes (disponible sur http://www.unil.ch/webdav/site/igul/shared/Travaux_et_recherches/IGUL-TR17-vol1&2.pdf).

REYNARD E. & WENKER L. (1997). Confrontation de modèles de répartition potentielle du permafrost et de données de terrain. Le cas du Mont Gelé et de la Cabane des Diablerets. In: D. Vonder Mühll (Hrsg.), Report zum Treffen der SANW-Koordinationsgruppe Permafrost vom 20 April 1996. *Arbeitsheft der VAW/ETH Zürich* 19: 31–33.

REYNARD E., DELALOYE R. & LAMBIEL C. (1999). Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS). *Bulletin de la Murithienne* 117: 89–103.

REYNARD E., LAMBIEL C., DELALOYE R., DEVAUD G., BARON L., CHAPELLIER D., MARESCOT L. & MONNET R. (2003). Glacier/permafrost relationship in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 947–952.

REYNOLDS J.M. (1997). *An introduction to applied and environmental geophysics*. Chichester, Wiley, 796 pp.

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: 507–521.

RIFF F. (2008). *Contribution du laser scanner 3D dans l'étude du fluage du pergélisol. Développement méthodologique et comparaison avec le D-GPS*. Mémoire de Master, Université de Lausanne, 108 pp. (non publié).

RIFF F., LAMBIEL C. & OPPIKOFER T. (2008). Contribution of terrestrial laser scanning for studying the creep of mountain permafrost. *Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2008. Extended Abstracts volume: 255–256.

RISEBOROUGH D., SHIKLOMANOV N., ETZELMÜLLER B., GRUBER S. & MARCHENKO S. (2008). Recent advances in permafrost modelling. *Permafrost and Periglacial Processes* 19: 137–156.

RIST A. (2007). *Hydrothermal processes within the active layer above alpine permafrost in steep scree slopes and their influence on slope stability*. PhD Thesis, University of Zurich, 168 pp.

RIST A. & PHILLIPS M. (2005). First results of investigations on hydrothermal processes within the active layer above alpine permafrost in steep terrain. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 59: 177–183.

RODE M. & KELLERER-PIRKLBAUER A. (soumis). Relative-age dating of rock glaciers by applying the Schmidt-hammer method in the Schöderkogel-Eisenhut area, Schladmiger Tauern Range, Austria. *The Holocene*.

ROER I., KÄÄB A. & DIKAU R. (2005). Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps): probable controls. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 59: 157–163.

ROER I., HAEBERLI W., AVIAN M., KAUFMANN V., DELALOYE R., LAMBIEL C. & KÄÄB A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2009: 1505–1510.

ROUGIER H. & EHINGER J. (2010). Autour de la Dent de Chamosentse – Développement d'un sentier didactique. *Résumés du colloque « Les géosciences au service de la société »*, Lausanne, Suisse, 24–26 juin 2010: 42.

ROVERA G. (1990). *Géomorphologie dynamique et aménagement des versants en moyenne Tarentaise*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 463 pp.

RÜTTI R., MAXELON M. & MANCKTELOW N.S. (2005). Structure and kinematics of the northern Simano Nappe, Central Alps, Switzerland. *Eclogae geologicae Helvetiae* 98: 63–81.

RUZICKA V. (1999). The freezing scree slopes and their arachnofauna. In: B.M. Möseler & R. Molenda (Hrsg.), *Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie periglazialer Blockhalden im außeralpinen Mitteleuropa*. Bonn, Decheniana-Beihefte 37, pp. 141–147.

SAILER R. & KERSCHNER H. (1999). Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. *Annals of glaciology* 28: 141–145.

SALATHÉ R. (1961). Die Stadiale Gliederung des Gletscherrückzuges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel* 72: 137–230.

SANDMEIER K.J. (2010). *REFLEXW Version 5.6. – Windows™ 9x/NT/2000/XP/7-program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data*, 507 pp. (disponible sur http://www.sandmeier-geo.de/).

SARTORI M., GOUFFON Y. & MARTHALER M. (2006). Harmonisation et définition des unités lithostratigraphiques briançonnaises dans les nappes penniques du Valais. *Eclogae geologicae Helvetiae* 99: 363–407.

SASS O. (2006). Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology* 80: 45–58.

SASS O. (2007). Bedrock detection and talus thickness assessment in the European Alps using geophysical methods. *Journal of Applied Geophysics* 62: 254–269.

SASS O. (2008). The use of GPR in determining talus thickness and talus structure. In: C. Hauck & C. Kneisel (eds.), *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 165–171.

SASS O. & WOLLNY K. (2001). Investigations regarding alpine talus slopes using ground penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 1071–1086.

SASS O. & KRAUTBLATTER M. (2007). Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology* 86: 176–192.

SAWADA Y. (2003): Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri,, Hokkaido, Japan. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 2–25 July 2003: 1001–1006.

SAWADA Y., ISHIKAWA M. & ONO Y. (2003). Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology* 52: 131–130.

SCAPOZZA C. (accepté). Il modello regionale della linea di equilibrio dei ghiacciai per lo stadio di riferimento 1850 nelle Alpi Ticinesi orientali (Svizzera). *Geologia Insubrica*.

SCAPOZZA C. (2008). *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales*. Mémoire de master, Université de Lausanne, 286 pp. (disponible sur http://doc.rero.ch/record/8799?ln=fr).

SCAPOZZA C. (2009a). Contributo dei metodi termici alla prospezione del permafrost montano: esempi dal massiccio della Cima di Gana Bianca (Val Blenio, Svizzera). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 97: 55–66.

SCAPOZZA C. (2009b). Répartition du pergélisol dans les Alpes tessinoises. *Geosciences Actuel* 1/2009: 20–23.

SCAPOZZA C. (2011). *Dates ^{14}C du territoire tessinois et des régions environnantes*. Document inédit, 7 pp.

SCAPOZZA C. & REYNARD E. (2007). Rock glaciers e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la Cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica* 10: 29–40.

SCAPOZZA C. & ANTOGNINI M. (2009). Nota breve sul ritrovamento di antichi legni alla base del fronte del rock glacier di Piancabella (Valle di Blenio, Ticino). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 97: 77–80.

SCAPOZZA C. & FONTANA G. (a cura di) (2009). Le Alpi Bleniesi. Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. *Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale, Lugano* 10: 1–111.

SCAPOZZA C. & MARI S. (2010). Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 98: 15–29.

SCAPOZZA C. & RAMELLI G. (2011). Datazione relativa con il martello di Schmidt delle età di esposizione di alcuni rock glaciers delle Alpi Bleniesi (Ticino, Svizzera). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 99: 13–24.

SCAPOZZA C., GEX P., LAMBIEL C. & REYNARD E. (2008a). Contribution of self-potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2009: 1583–1588.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C. & REYNARD E. (2008b). Glaciers rocheux et distribution régionale du pergélisol discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales (Suisse). In: C. Rothenbühler (Hrsg.),

Klimaveränderungen auf der Spur. Samedan, Studien des Europäisches Tourismus Instituts an der Academia Engiadina 5, pp. 57–67.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C., REYNARD E., BARON L. & MARESCOT L. (2009a). Verification of geophysical models of the permafrost distribution within an alpine talus slope using borehole information, Valais, Swiss Alps. *Geophysical Research Abstracts* 11: EGU2009-9444.

SCAPOZZA C., RIFF F. & SCHOENEICH P. (2009b). Stratigraphie, paléogéographie et dynamique tardiglaciaire du Quaternaire ancien de la Côte entre Gilly et Bursins (VD). *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 91: 343–361.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C., REYNARD E., FALLOT J.-M., ANTOGNINI M. & SCHOENEICH P. (2010a). Radiocarbon dating of fossil wood remains buried by the Piancabella rock glacier, Blenio Valley (Ticino, Southern Swiss Alps): implications for rock glacier, treeline and climate history. *Permafrost and Periglacial Processes* 21: 90–96.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C., BARON L., MARESCOT L. & REYNARD E. (2010b). Distribution and structure of permafrost in two alpine talus slopes, Valais, Swiss Alps. *Thermal state of frozen ground in a changing climate during the IPY*. Abstracts from the Third European Conference on Permafrost, Svalbard, Norway, 13–17 June 2010: 158.

SCAPOZZA C., BARON L. & LAMBIEL C. (2010c). Borehole logging in alpine periglacial talus slopes, Valais Alps, Switzerland. *Abstract volume 8th Swiss Geoscience Meeting*, Fribourg, Switzerland, 19–20 November 2010, Abstract 10.16: 243–244.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C., ABBET D., DELALOYE R. & HILBICH C. (2010d). Internal structure and permafrost characteristics of the Lapires talus slope (Nendaz, Valais). *Abstract volume 8th Swiss Geoscience Meeting*, Fribourg, Switzerland, 19–20 November 2010, Abstract 7.16: 166–167.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C., BARON L., MARESCOT L. & REYNARD E. (2011a). Internal structure and permafrost distribution in two alpine periglacial talus slopes, Valais, Swiss Alps. *Geomorphology* 132: 208–221.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C., GEX P. & REYNARD E. (2011b). Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le Sud des Alpes Suisses. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1/2011: 15–32.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C. & REYNARD E. (2011c). Datation relative de formes périglaciaires alpines à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt. In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions 36, pp. 127–143.

SCAPOZZA G., SCAPOZZA C. & REYNARD E. (2011d). Morphogenèse de la région de la Greina depuis le Dernier Maximum Glaciaire. In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions 36, pp. 99–111.

SCHMIDT E. (1950). Der Beton-Prüfhammer – Ein Gerät zur Bestimmung der Qualität des Betons im Bauwerk. *Schweizerische Bauzeitung* 68: 378–379.

SCHNEEBELI W. & RÖTHLISBERGER F. (1976). 8000 Jahre Gletschergeschichte im Wallis. *Die Alpen (SAC)* 52 (3/4): 5–134.

SCHOENEICH P. (1992). Glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes vaudoises. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 82 et *Bulletin de géologie Lausanne* 318: 35–55.

SCHOENEICH P. (1998a). Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire* 9: 203–215.

SCHOENEICH P. (1998b). *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises)*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. Travaux et recherches 14, 483 pp.

SCHOENEICH P., DORTHE-MONACHON C., JAILLET S. & BALLANDRAS S. (1997). Le retrait glaciaire dans les vallées des Préalpes et des Alpes au Tardiglaciaire. *Bulletin d'études préhistoriques et archéologiques alpins*, Numéro spécial consacré aux Actes du VIII Colloque International sur les Alpes dans l'Antiquité, Sion, 26–28 septembre 1997: 23–37.

SCHROTT L. & HOFFMANN T. (2008). Refraction seismic. In: C. Hauck & C. Kneisel (eds.), *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 57–80.

SCHROTT L. & SASS O. (2008). Application of field geophysics in geomorphology: advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93: 55–73.

SCHROTT L., HÖRDT A. & DIKAU R. (2003) (eds.). Geophysical applications in geomorphology. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplementband 132, 190 pp.

SCHÜTZ P. (2007). *Étude des relations glacier–permafrost dans une marge proglaciaire à forte composante anthropique (Col des Gentianes, Valais, Suisse)*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 108 pp. (disponible sur http://doc.rero.ch/record/7978?ln=fr).

SCHWARB M., DALY C., FREI C. & SCHÄR C. (1999). *Hauteurs annuelles moyennes des précipitations dans la zone alpine européenne 1971–1990*. Berne, Atlas Hydrologique de la Suisse (HADES), planche 2.6.

SCOTT W.J., SELLMAN P.V. & HUNTER J.A. (1978). Geophysics in the study of permafrost. *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost*, Edmonton, Alberta, Canada, 10–13 July 1978, 2: 93–115.

SCOTT J.H., PETERSEN J.K., OSTERKAMP T.E. & KAWASAKI K. (1986). *Interpretation of geophysical well logs in permafrost. Final report*. Morgantown (WV), U.S. Department of Energy, Office of Fossil Energy, 124 pp.

SCOTT W.J., SELLMANN P. & HUNTER J. (1990). Geophysics in the study of permafrost. In: S. Wars (ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics*. Tulsa (OK), Society of Exploration Geophysicists, pp. 355–384.

SEPPI R., CARTON A. & BARONI C. (2010). Rock glacier relitti e antica distribuzione del permafrost nel Gruppo Adamello Presanella (Alpi Centrali). *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences* 23: 137–144.

SHAKESBY R.A. (1997). Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. *Progress in Physical Geography* 21: 394–418.

SHAKESBY R.A., MATTHEWS J.A. & OWEN G. (2006). The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews* 25: 2846–2867.

SHAKESBY R.A., MATTHEWS J.A., KARLÉN W. & LOS S.O. (2011). The Schmidt hammer as a Holocene calibrated-age dating technique: testing the form of the R-value–age relationship and defining the predicted-age error. *The Holocene* 21: 615–628.

SLYMAKER O. (2009). Proglacial, periglacial or paraglacial ? In: J Knight & S. Harrison (eds.), *Periglacial and paraglacial processes and environments*. London, Geological Society, special publication 320, pp. 71–84.

SMIRAGLIA C. (1992). Observations on the rock glaciers of Monte Emilius (Valle d'Aosta, Italy). *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 163–168.

SPINEDI F. & ISOTTA F. (2004). Il clima del Ticino negli ultimi 50 anni. *Dati, statistiche e società* 4: 4–39.

SPIEGEL R.J., STURDIVANT VR. & OWEN T.E. (1980). Modelling resistivity anomalies from localized voids under irregular terrain. *Geophysics* 45: 1164–1183.

STADELMANN S. & LAMBIEL C. (1998). *Essai de reconstitution paléoclimatique sur la base des observations faites dans le Vallon de Louvie (Valais)*. Lausanne, Institut de Géographie (rapport non publié), 31 pp.

STECK A., BIGIOGGERO B., DAL PIAZ G.V., ESCHER A., MARTINETTI G & MASSON H. (1999). *Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100'000*. Berne, Service hydrologique et géologique national, Carte géologique spéciale No. 123.

STEINER A. (1931). Etude des banquettes glaciaires de la vallée de Bagnes (Valais). *Mémoires de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 3: 273–311.

STOCKER-MITTAZ C., HOELZLE M. & HAEBERLI W. (2002). Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: first step. *Permafrost and Periglacial Processes* 13: 271–282.

SUMMERFIELD M.A. (1991). *Global geomorphology*. Edinburgh, Pearson, 537 pp.

SUMNER P. & NEL W. (2002). The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: tests on rock samples form Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 1137–1142.

TELFORD W.M., GELDART L.P. & SHERIFF R.E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press, 792 pp. (2nd edition).

THOMPSON W.F. (1962). Preliminary notes on the nature and distribution of rock glaciers relative to true glaciers and other effects of climate on the ground in North America. In: W. Ward (ed.), *Actes du colloque « Variations du régime des glaciers existants »*, Obergurgl, 10–18.09.1962. Publication de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique 58, pp. 212–219.

THORN C.E. & LOWENHERZ D.S. (1987). Spatial and temporal trends in alpine periglacial studies: implications for paleoreconstructions. In: J. Boardman (ed.), *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 57–65.

TIMUR A. (1968). Velocity of compressional waves in porous media at permafrost temperatures. *Geophysics* 33: 584–595.

TINNER W. & VESCOVI E. (2005). Ecologia e oscillazioni del limite degli alberi nelle Alpi dal Pleniglaciale al presente. *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica* 82: 7–15.

TONG L. & YANG C. (1990). Incorporation of topography into 2-D resistivity inversion. *Geophysics* 55: 354–361.

TRICART J. (1956). Etude expérimentale du problème de la gélivation. *Biuletyn Peryglacjalny* 4: 285–318.

TSOURLES P.I., SYMANSKI J.E. & TOSKAS G.N. (1999). The effect of terrain topography on commonly used resistivity arrays. *Geophysics* 64: 1357–1363.

TURATTI A. (2002). *La discontinuité du pergélisol dans l'éboulis des Lapires (Nendaz/VS)*. Travail de diplôme, Université de Fribourg, 109 pp.

VALENTI G. (2006). Il permafrost in Ticino. *Dati, statistiche e società* 6: 46–50.

VAN STEIJN H. (1988). Debris flows involved in the development of Pleistocene stratified slope deposits. *Zeitschrift für Geomorphologie* S.B. 71: 45–58.

VAN STEIJN H., VAN BREDEDORE L. & GOEDHEER J.G. (1984). Stratified slope deposits of the grèzes litées type in the Ardèche region in the South of France. *Geografiska Annaler* 66A: 295–305.

VAN STEIJN H., BOELHOUWERS J., HARRIS S. & HÉTU B. (2002). Recent research on the nature, origin and climatic relations of blocky and stratified slope deposits. *Progress in Physical Geography* 26: 551–575.

VAN TATENHOVE F. & DIKAU R. (1990). Past and present permafrost distribution in the Turtmanntal, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 22: 302–316.

VONDER MÜHLL D. (1992). Evidence of intrapermafrost groundwater flow beneath an active rock glacier in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 169–173.

VONDER MÜHLL D. (1993). Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 122: 1–222.

VONDER MÜHLL D. (1996). Drilling in Alpine permafrost. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 50: 17–24.

VONDER MÜLL D. & HAEBERLI W. (1990). Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). *Journal of Glaciology* 36: 151–158.

VONDER MÜHLL D. & HOLUB P. (1992). Borehole logging in alpine permafrost, Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 125–132.

VONDER MÜHLL D., HAUCK C. & LEHMANN F. (2000). Verification of geophysical models in Alpine permafrost using borehole information. *Journal of Glaciology* 31: 300–306.

VONDER MÜHLL D., HAUCK C., GUBLER H., MCDONALD R. & RUSSIL N. (2001). New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special references to radiometry techniques. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 27–38.

VONDER MÜHLL D., HAUCK C. & GUBLER H. (2002). Mapping of mountain permafrost using geophysical methods. *Progress in Physical Geography* 26: 643–660.

VONDER MÜHLL D., ARENSON L.U. & SPRINGMAN S.M. (2003). Temperature conditions in two Alpine rock glaciers. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 1195–1200.

WAGNER S. (1996). DC Resistivity and seismic refraction sounding on rock glacier permafrost in north-west Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 50: 25–36.

WAHRAFTIG C. & COX C. (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin* 70: 383–435.

WAKONNIG H. (1996). Unterkühlte Schutthalden – Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich. *Arbeiten aus dem Institut für Geographie Karl-Franzens, Universität Graz* 33: 209–223.

WALKER M., JOHNSEN S., RASMUSSEN S.O., POPP T., STEFFENSEN J.-P., GIBBARD P., HOEK W., LOWE J., ANDREWS J., BJÖRCK S., CWYNAR L.C., HUGHEN K., KERSHAW P., KROMER B., LITT T., LOWE D.J., NAKAGAWA T., NEWNHAM R. & SCHWANDER J. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24: 3–17.

WASHBURN A.L. (1979). *Geocryology*. London, Arnold, 406 pp.

WENTWORTH C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology* 30: 377–392.

WENKER L. (1997). *Prévision de la répartition spatiale du permafrost dans les Alpes suisses du sud-ouest. Comparaison entre les Diablerets (Vaud) et le Mont Gelé (Valais)*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 84 pp.

WENKER L. & REYNARD E. (1997). Permafrost mapping in two regions of the Western Swiss Alps: Les Diablerets and Verbier. *Proceedings of workshop "Mountain Permafrost and slope stability in the periglacial belt of the Alps"*, Zurich – Bormio, 22–27 August 1997, 5 pp.

WHALLEY W.B. (1974). Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris-transportation system. Department of Geography, University of Readings. *Geographical Paper* 24: 1–60.

WHALLEY W.B. (1984). Rockfalls. In: D. Brunsden & D.B. Prior (eds.), *Slope instability*. London, Wiley, pp. 217–256.

WINISTÖRFER J. (1977). Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. *Bulletin de la Murithienne* 94: 3–65.

WINISTÖRFER J. (1980). Late Pleistocene and Holocene glacier extents in the Alps of the Central Valais. *Geographica Helvetica* 35: 53–56.

WINKLER S. (2000). The Little Ice Age maximum in the Southern Alps, New Zealand: preliminary results at Mueller Glacier. *The Holocene* 10: 643–647.

WINKLER S. (2005). The Schmidt Hammer as a relative-age dating technique: potential and limitations of its application on Holocene moraines in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 48: 105–116.

WINKLER S., MATTHEWS J.A., SHAKESBY R.A. & DRESSER P.Q. (2003). Glacier variations in Breheimen, southern Norway: dating Little Ice Age moraine sequences at seven low-altitude glaciers. *Journal of Quaternary Science* 18: 395–413.

WYLLIE M.R., GREGORY A.R. & GARDNER G.H. (1958). An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics* 23: 459–493.

ZACHARDA M., GUDE M., KRAUS S., HAUCK C., MOLENDA R. & RUZICKA V. (2005). The relict mite *Rhagidia gelida* (Acari, Rhagidiidae) as biological cryoindicator of periglacial microclimate in European highland scress. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 37: 402–408.

ZACHARDA M., GUDE M. & RUZICKA V. (2007). Thermal regime of three low elevation scree slopes in Central Europe. *Permafrost and Periglacial Processes* 18: 301–308.

ZELLER G. (1964). Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. *Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie* 13: 1–111.

ZEMP M., HOELZLE M. & HAEBERLI W. (2007). Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. *Global and Planetary Change* 56: 83–100.

ZHANG T., BARRY R.G. & HAEBERLI W. (2001). Numerical simulations of the influence of the seasonal snow cover on the occurrence of permafrost at high latitudes. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55: 261–266.

ZIENERT A. (1965). Gran Paradiso – Mont Blanc: Prähistorische und Historische Gletscherstände. *Eiszeitalter und Gegenwart* 16: 202–225.

ZIMMERMAN R.W & KING M.S. (1986). The effect of the extent of freezing on seismic velocities in unconsolidated permafrost. *Geophysics* 51: 1285–1290.

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.

ZUMBÜHL H.J. & HOLZHAUSER H. (1988). Glaciers des Alpes du Petit âge glaciaire. *Les Alpes* 3/1988, Numéro spécial du 125e anniversaire du CAS. Berne, Club Alpin Suisse (CAS), 322 pp.

CURRICULUM VITAE

Né le 23 mai 1983 à Faido (Tessin, Suisse)
Originaire de Olivone (Tessin, Suisse)
Bourgeois de Prugiasco (Tessin, Suisse)

1998–2002	Attestation fédérale de maturité au gymnase cantonal de Bellinzona.
2003–2006	Bachelor universitaire ès Sciences (BSc) en géosciences et environnement, mention « géographie », à la Faculté des géosciences et de l'environnement de l'Université de Lausanne.
2006–2008	Assistant étudiant du Prof. Emmanuel Reynard à l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne (IGUL).
2006–2007	Mandat de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm) pour la réalisation du chapitre « Glaciers » du CD-Rom « Géomorphologie de la montagne – fiches pour l'enseignant ».
2006–2008	Maîtrise universitaire ès Sciences (MSc) en géographie, spécialisation « environnements alpins », à la Faculté des géosciences et de l'environnement de l'Université de Lausanne. Thèse de Master intitulée « *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires dans les Alpes Tessinoises orientales* » (publiée le 25 février 2008 sur http://doc.rero.ch/record/8799?ln=f), supervisée par le Dr. Christophe Lambiel et le Dr. Pierre Gex.
2008–2011	Assistant diplômé – doctorant FNS dans le groupe du Prof. Emmanuel Reynard à l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne (IGUL).
2008–2012	Thèse de doctorat (PhD) en géosciences et environnement, mention « géographie », à la Faculté des géosciences et l'environnement de l'Université de Lausanne.
2009–	Collaborateur scientifique pour les activités didactiques de la Fondation Alpine des Sciences de la Vie (FASV) de Olivone (Tessin, Suisse).
2010	Membre fondateur des Jeunes Géomorphologues Suisses.
2011	Collaborateur scientifique de la Fondazione Bolle di Magadino : réalisation du projet de recherche « *Geomorfologia della piana fluvio-deltizia del Ticino negli ultimi 20'000 anni* ».
2012–	Chercheur à l'Istituto Scienze della Terra (IST) de la Scuola Universitaria Professionale della Svizzera Italiana (SUPSI), Lugano–Trevano.

PRIX ET DISTINCTIONS

Prix de Faculté 2008	Prix de la Faculté des géosciences et de l'environnement (GSE) de l'Université de Lausanne.
Prix Schläfli 2008	Prix A. F. Schläfli de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles.

PRINCIPALES PUBLICATIONS

SCAPOZZA C. (accepté). Il modello regionale della linea di equilibrio dei ghiacciai per lo stadio di riferimento 1850 nelle Alpi Ticinesi orientali (Svizzera). *Geologia Insubrica*.

SCAPOZZA C. (2012). *Geomorfologia della piana fluvio-deltizia del Ticino negli ultimi 20'000 anni*. Magadino, Fondazione Bolle di Magadino, 113 pp.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C., BARON L., MARESCOT L. & REYNARD E. (2011). Internal structure and permafrost distribution in two alpine periglacial talus slopes, Valais, Swiss Alps. *Geomorphology* 132: 208–221.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C., GEX P. & REYNARD E. (2011). Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le Sud des Alpes Suisses. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1/2011: 15–32.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C., REYNARD E., FALLOT J.-M., ANTOGNINI M. & SCHOENEICH P. (2010). Radiocarbon dating of fossil wood remains buried by the Piancabella rock glacier, Blenio Valley (Ticino, Southern Swiss Alps): implications for rock glacier, treeline and climate history. *Permafrost and Periglacial Processes* 21: 90–96.

SCAPOZZA C. & FONTANA G. (a cura di) (2009). Le Alpi Bleniesi. Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. *Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale, Lugano* 10: 1–111.

SCAPOZZA C., RIFF F. & SCHOENEICH P. (2009). Stratigraphie, paléogéographie et dynamique tardiglaciaire du Quaternaire ancien de la Côte entre Gilly et Bursins (VD). *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 91: 343–361.

SCAPOZZA C., GEX P., LAMBIEL C. & REYNARD E. (2008). Contribution of self-potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2009: 1583–1588.

REYNARD E., FONTANA G., KOZLIK L. & **SCAPOZZA** C. (2007). A method for assessing the scientific and additional values of geomorphosites. *Geographica Helvetica* 62: 148–158.

SCAPOZZA C. & REYNARD E. (2007). Rock glaciers e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la Cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica* 10(2): 29–40.

AUTRES PUBLICATIONS

SCAPOZZA C. (2012). Valorisation patrimoniale de l'industrie de la pierre ollaire du Val Blenio (Tessin, Suisse). *Minaria Helvetica* 30 : 119–131.

SCAPOZZA C., ANTOGNINI M., OPPIZZI P. & PATOCCHI N. (2012). Stratigrafia, morfodinamica, paleoambienti della piana fluvio-deltizia del Ticino dall'Ultimo Massimo Glaciale a oggi: proposta di sintesi. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 100: sous presse.

MARI S., **SCAPOZZA** C., DELALOYE R. & LAMBIEL C. (2012). Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2006–2011). Rapporto No. 1 del Gruppo Permafrost Ticino. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 100: sous presse.

SCAPOZZA C. & SCAPOZZA V. (2011). Prehnitkristalle am Lukmanier/Cristaux de prehnite de la région du Lucomagno. *Schweizer Strahler* 1/2011: 10–15.

SCAPOZZA C. & RAMELLI G. (2011). Datazione relativa con il martello di Schmidt delle età di esposizione di alcuni rock glaciers delle Alpi Bleniesi (Ticino, Svizzera). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 99: 13–24.

CREMONESE E., GRUBER S., PHILLIPS M., POGLIOTTI P., BÖCKLI L., NÖTZLI J., SUTER P., BODIN X., CREPAZ M., KELLERER-PIRKLBAUER A., LANG K., LETEY S., MAIR V., MORRA DI CELLA U., RAVANEL L., **SCAPOZZA** C., SEPPI R. & ZISCHG A. (2011). An inventory of permafrost evidence for the European Alps. *The Cryosphere* 5: 651–657.

MARI S., DELALOYE R., **SCAPOZZA** C. & STROZZI T. (2011). Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994-2007). In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions 36, pp. 145–159.

RAMELLI G., **SCAPOZZA** C., MARI S. & LAMBIEL C. (2011). Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin). In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions 36, pp.177–193.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C. & REYNARD E. (2011). Datation relative de formes périglaciaires alpines à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt. In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions 36, pp. 127–143.

SCAPOZZA G., **SCAPOZZA** C. & REYNARD E. (2011). Morphogenèse de la région de la Greina depuis le Dernier Maximum Glaciaire. In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions 36, pp. 99–111.

SCAPOZZA C. (2010). Geomorfologia marziana. *Meridiana* 208: 36–41.

SCAPOZZA C. & MARI S. (2010). Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 98: 15–29.

SCAPOZZA C. (2009). Contributo dei metodi termici alla prospezione del permafrost montano: esempi dal massiccio della Cima di Gana Bianca (Val Blenio, Svizzera). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 97: 55–66.

SCAPOZZA C. (2009). Répartition du pergélisol dans les Alpes tessinoises. *Geoscience Actuel* 1/2009: 20–23.

SCAPOZZA C. & ANTOGNINI M. (2009). Nota breve sul ritrovamento di antichi legni alla base del fronte del rock glacier di Piancabella (Valle di Blenio, Ticino). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 97: 77–80.

MORARD S., **SCAPOZZA** C., DUHEM V., DELALOYE R. & REYNARD E. (2009). *Géomorphologie de la Montagne – Fiches pour l'enseignant*. Fribourg, Société Suisse de Géomorphologie (SSGm), disponible sur http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/montagne/.

FONTANA G. & **SCAPOZZA** C. (2008). Il patrimonio geomorfologico tra ricerca scientifica, protezione e valorizzazione. Esempi dalla Valle di Blenio. *GEA, paesaggi, territori, geografie* 24: 23–28.

SCAPOZZA C., LAMBIEL C. & REYNARD E. (2008). Glaciers rocheux et distribution régionale du pergélisol discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales (Suisse). In: C. Rothenbühler (Hrsg.), *Klimaveränderungen auf der Spur*. Samedan, Studien des Europäisches Tourismus Instituts an der Academia Engiadina 5, pp. 57–67.

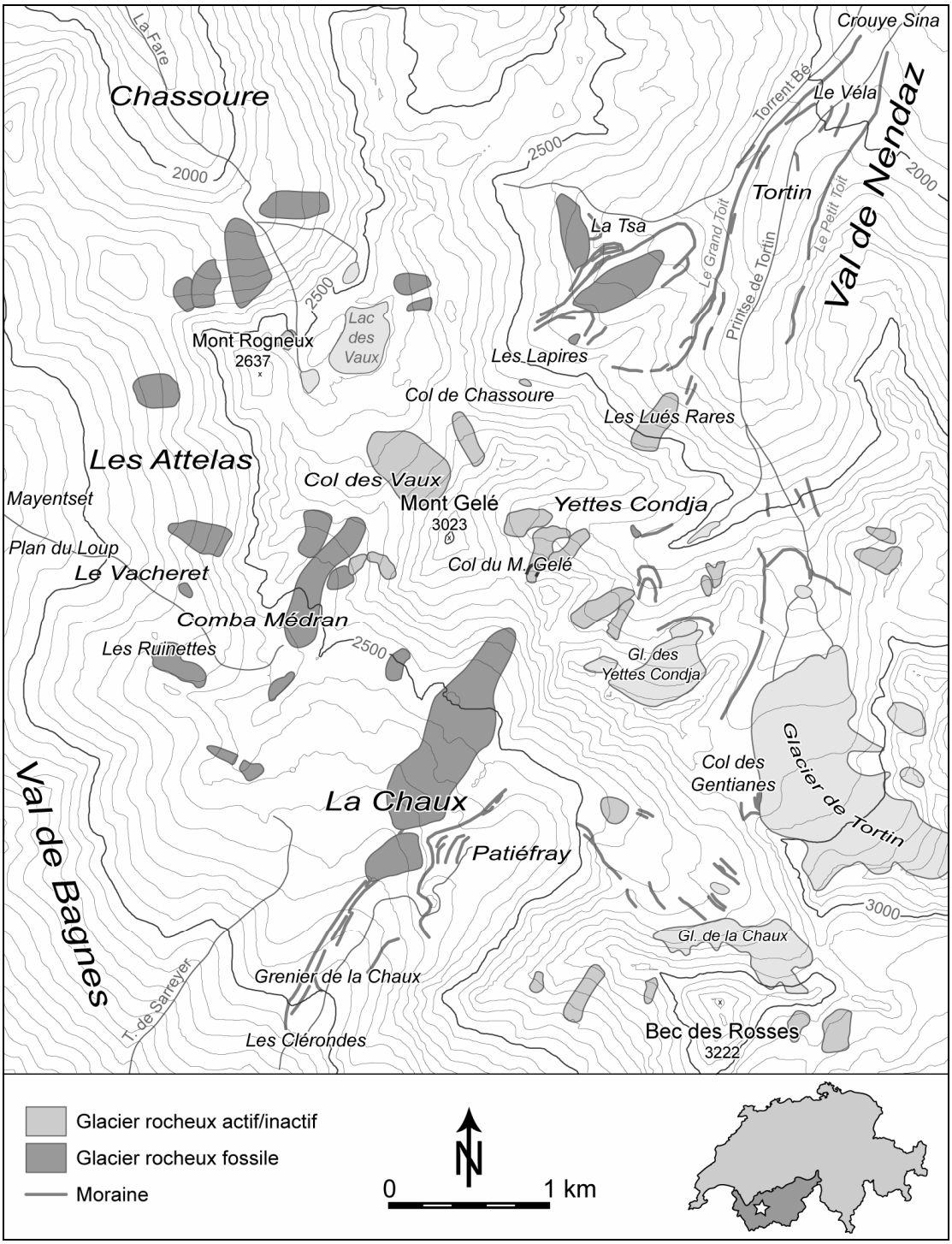
SCAPOZZA C., LAMBIEL C., REYNARD E., ANTOGNINI M. & SCHOENEICH P. (2008). ^{14}C age of fossil wood remains buried by an inactive rockglacier, upper Ticino area (southern Swiss Alps). *Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2009, Extended Abstracts volume: 269–270.

SCAPOZZA C., SCAPOZZA V. & FONTANA G. (2008). Morfologia periglaciale delle Alpi Ticinesi orientali. *GEA, paesaggi, territori, geografie* 24: 14–22.

FONTANA G., AMBROSETTI-GIUDICI S. & **SCAPOZZA** C. (2007). Geoheritage and Geomorphosites in the Blenio Valley (Ticino, Switzerland). In: H. Veit, T. Scheurer & G. Köck G. (eds.), *Landscape development in mountain regions*. Proceedings of the Forum Alpinum 2007, Engelberg, Switzerland, 18–21 April. Vienna, Austrian Academy of Science Press, Digital Edition, pp. 64–65.

SCAPOZZA C., TAPIA R. & TUIA D. (2006). Modélisation par télédétection de la répartition du permafrost dans les Hautes Alpes Calcaires (Suisse). *Actes du Colloque International de Géomatique et d'Analyse Spatiale SAGEO 2006, Recherches & Développements* [CD-Rom], Strasbourg, France, 11–13 septembre 2006: 4 pp.

Annexe I : Lieux-dits de la région du Mont Gelé – Mont Fort



N° 39 Philippe HERTIG (2012) : Didactique de la géographie et formation initiale des enseignants spécialistes. Conception et première évaluation du nouveau dispositif de formation initiale des enseignants de géographie du Secondaire supérieur à la HEP Vaud. Lausanne : Université, Institut de géographie. 147 pages.

N° 38 Géraldine REGOLINI (2012) : Cartographier les géomorphosites. Objectifs, publics et propositions méthodologiques. Lausanne : Université, Institut de géographi 294 pages.

N° 37 Emmanuel REYNARD, Laetitia LAIGRE, Nicolas KRAMAR (eds) (2011) : Les géosciences au service de la société. Actes du colloque organisé en l'honneur du Professeur Michel Marthaler, 24-26 juin 2010, Lausanne. Lausanne : Universi Institut de géographie. 262 pages.

N° 36 Christophe LAMBIEL, Emmanuel REYNARD, Cristian SCAPOZZA (eds) (2011) : La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone. Lausanne : Université, Institut de géographie. 273 pages.

N° 35 Géraldine REGOLINI-BISSIG, Emmanuel REYNARD (eds) (2010) : Mapping Geoheritage, 127 pages.

N° 34 Lawali DAMBO (2007) : Usages de l'eau à Gaya (Niger) : entre fortes potentialités et contraintes majeures. Thèse de doctorat, 354 pages. Version couleur sur CD-ROM annexé.

N° 33 Christophe LAMBIEL (2006) : Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités. Thèse de doctorat, 260 pages.

N° 32 Jean-Pierre PRALONG (2006) : Géotourisme et utilisation des sites naturels d'intérêt pour les sciences de la Terre : les régions de Crans-Montana-Sierre (Valais, Alpes suisses) et Chamonix-Mont-Blanc (Haute-Savoie, Alpes françaises). Thèse de doctorat, 224 pages.

N° 31 Lawali DAMBO, Emmanuel REYNARD (eds) (2005) : Vivre dans les milieux fragiles : Alpes et Sahel. Hommage au Professeur Jorg WInistorfer. 348 pages.

N° 30 Marina MARENGO et Jean-Bernard RACINE (avec la collaboration de C.-A. BLANC) (2005) : De l'Etat Providence à la solidarité communautaire : le monde associatif à Lausanne. (Agenda 21). Vers un nouveau projet de société locale. 242 pages.

N° 29 Veronica NOSEDA (2005) : "Violences urbaines". Une exploration au-delà des interprétations reçues. 142 pages.

UNIL | Université de Lausanne

Institut de géographie et durabilité

Quartier - Mouline
Géopolis
CH-1015 Lausanne

www.unil.ch/igd

ISBN 978-2-940368-16-7