UNIVERSITÉ DE SAVOIE – UFR CISM
École doctorale Terre, Univers, Environnement

Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique

Thèse présentée pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences de l'Université de Savoie

Spécialité : Géophysique

MÉTHODES SISMOLOGIQUES POUR L'ÉTUDE DE LA FRACTURATION DANS LES GLACIERS ALPINS : GLACIERS D'ARGENTIÈRE ET DU GORNER

par

Pierre-François Roux

Soutenue publiquement le 03 mars 2008, devant le jury composé de :

Michel Dietrich	Ingénieur de Recherche, IFP	Examinateur
Martin Funk	Professeur, WAV ETHZ	Rapporteur
Stéphane Gaffet	Chargé de Recherche CNRS, Géosciences Azur	Examinateur
Jean-Luc Got	Enseignant-chercheur, LGIT	Directeur de thèse
Jean-Robert Grasso	Physicien d'observatoire OSUG, LGIT	Examinateur
David Marsan	Enseignant-chercheur, LGIT	Directeur de thèse
Gloria Senfaute	Chargée de Recherche, INERIS	Rapporteur
Jérôme Weiss	Directeur de Recherche CNRS, LGGE	Examinateur

à 14h30, au Bourget-du-Lac

Remerciements

Avant toute chose, je tiens à remercier Jean-Luc Got et David Marsan, mes deux directeurs de thèse. Le premier, pour avoir initié ce projet de thèse, et pour la liberté qu'il m'a accordé dans les orientations que ma recherche a pu prendre. Les discussions que nous avons eues ensemble ont toujours été un moteur pour faire avancer ce projet, et m'ont permis de prendre conscience de beaucoup de choses, parfois même bien longtemps après en avoir parlé. David a, quant à lui, dirigé de main de maître cette thèse. Sa disponibilité, ses idées, ses "teubeudeubeudeup", ses "c'est facile, en une heure c'est fait", et bien sûr, sa gentillesse, m'ont permis d'explorer de nombreuses pistes en toute sérénité, et d'arriver au terme de ce voyage qu'est la thèse.

Mes remerciements vont également aux (nombreux !) membres du jury, qui ont accepté de partager leur point de vue sur mon travail lors de la soutenance : Gloria Senfaute, Stéphane Gaffet, Michel Dietrich, Martin Funk, Jérôme Weiss et, dans le rôle du maître de cérémonie, Jean-Robert "John Bob" Grasso. La difficulté à réunir un jury aussi conséquent a été plus que grandement amoindrie par la gentillesse et la disponibilité de chacun.

Je remercie chaleureusement toutes les personnes rencontrées à l'ETH Zürich (Martin Funk, Nicholas Deichmann, Mauro Werder, Jérôme Failletaz, pour ne citer qu'eux), et tout particulièrement Fabian Walter, qui m'a proposé d'étudier la sismicité du Gorner. J'ai pu en profiter pour rester quelques jours sur le glacier, en sa compagnie : un moment mémorable ! Il paraît que Fabian va devenir une star de la télévision...

Je me dois de remercier tous ceux avec qui j'ai pu travailler, et qui ont participé de près ou de loin à ce travail (notamment Agnès Helmstetter, John Bob, Gareth O'Brien, Philippe Roux, et d'autres, c'est sûr). Merci à Sebastian Rost pour sa gentillesse.

Et puis, il y a les gens qui étaient là tout le temps, par tout temps, de mes débuts au LGIT jusqu'à la fin : Fernanda, Virginie (et par extension, Cyrille et Jeanne), Riad "Apple" , Jean "Carla Bruni", Jean-Philippe, Philippe "Pancho Villa", Bernard, Vadim, Jacques ; Jacques, d'ailleurs, pour tout, merci mille fois ; Vincent "faites ça bien", les gens du LGCA : François, Thierry, Christian "Bill", Eva, Eduardo, Krasi, et puis Céline du CROUS. Il y

a aussi les non Savoisiens : Sylvain, Pierre "Rampoil", Julien "Ju de pomme", Guillaume "Guida" et Paola, Matthieu "Matteo", Samuel, et tous les thésards de Grenoble. En fait, pour faire simple : merci à toute la maison des Géosciences, ça va plus vite. Ai-je oublié quelqu'un ? Bien sûr (mais c'est volontaire, pour le suspens) ! Un immense, immense, immense merci à Arnaud "Jean-Louis, viens donc prendre l'apéro", Mickael "Yankovic", Aurélien "Xaro", Philippe "Myotis bonjour", Olivier "Callaghan Abitbol at yahoo dot com", Aurélie "Aurle", Pascale "Pascou", Fabien "doctorant" (par ordre d'apparition), pour tout, simplement. Olivier, merci pour les déménagements, merci pour le n'importe-quoi, merci pour ton soutien, ton aide en LateX et GMT, ton aide tout court. Merci aux amis qui ne font (heureusement pour eux !) pas de géophysique : Gato et Gata, et à ceux qui en font quand même : les Parisiens (Pô, Merry, Rich' et Charles). Merci à Luc, au glacier d'Argentière, qui m'a vu grandir – pas Luc, le glacier. Merci à la ville de Chambéry, pour être la ville de Chambéry, et merci à la ville d'Annecy, pour être la ville d'Annecy (on peut aller loin comme ça, mais je m'arrêterai là).

Enfin, un immense merci à ma famille au sens le plus large (et je dis bien le plus large : Domy, JP, Clarque, Bill Boy, Sand, vous êtes ma famille !), à ceux qui m'ont soutenu durant ces années, et à ceux qui étaient là "le jour dit" (mon père et Maman). Merci à Domy "mère spirituelle" et Jean-Paul pour leur soutien, leur enthousiasme, et aussi pour leur aide infiniment précieuse le jour de la soutenance. Je crois que les crêpes n'auraient pas été aussi bonnes sans les blancs d'œufs, Dominique ! Et merci à Mamé, parce que c'est Mamé. Merci à Émilie, à qui je dédie ce mémoire, et sans qui rien de tout ceci ne serait. Merci de m'avoir supporté, soutenu, suivi en Savoie, d'avoir fait tous ces sacrifices pour que je puisse réaliser mon rêve... Ég elska þig. Et puis Paul, la prochaine fois, préviens, quand tu arrives en avance !

À la mémoire de Sandrine, et à l'avenir de Paul.

Table des matières

1 Introduction **5**

1.1 À propos des mouvements gravitaires 5

1.2 Écoulement des glaciers alpins 7

1.2.1 Le glacier d'Argentière 8

1.2.2 Le glacier du Gorner (Valais) et *jökulhlaup* du lac *Gornersee* 11

1.3 Objectifs du travail de thèse 13

1.4 Plan du mémoire 14

2 Généralités sur les antennes **17**

2.1 Définition et historique 17

2.2 Caractéristiques d'une antenne 21

2.3 Méthodologies classiques 24

2.3.1 Méthodes de *retard / sommation* 26

2.3.2 Méthodes "continues" 28

2.3.3 Quelle conclusion tirer des méthodes d'antennes "classiques" ? . . . 28

2.4 Localisation et antennes 29

2.4.1 Introduction 29

2.4.2 Méthodes linéaires 30

2.4.3 Erreur de localisation 30

2.4.4 Problème non linéarisé : l'apport des méthodes de recherche sur grille 31

2.4.5 Aspect probabiliste 32

2.4.6 De l'intérêt d'utiliser des antennes pour la *localisation* 32

3 Activité micro-sismique d'un glacier alpin 35

3.1 Abstract 37
3.2 Introduction 37
3.3 Measuring micro-seismic activity at glacier d'Argentière 40
3.4 Signal characteristics 42
3.5 Detection event statistics 45
3.6 Computation of time delays 49
3.7 Locating the sources 50
3.8 Error estimation 59
3.9 Magnitude computation 61
3.10 Discussion and conclusion 67
3.11 Précisions sur la loi magnitudes – occurences 72
3.12 Corrélation temporelle des occurrences 73

4 Corrélation de bruit au glacier d'Argentière 77

4.1 Introduction 77
4.2 Données 79
4.3 Vitesse de propagation sous l'antenne 81
4.3.1 Correction de l'erreur d'horloge 81
4.3.2 Détermination de la vitesse apparente de propagation 85
4.4 Variation temporelle du maximum de corrélation 87
4.5 Asymétrie des fonctions de corrélation 92
4.6 Discussion 98

5 Influence des changements de pression d'eau 103

5.1 Introduction 103
5.2 Acquisition du signal en 2004 106
5.3 Caractéristiques du signal 107

5.4 Décalages temporels et phases sismiques 109
5.4.1 Détermination des décalages temporels à l'aide de la fonction d'intercorrélation. 110
5.4.2 Importance de la phase dans le calcul du décalage temporel. 110
5.5 Pointé des ondes P des séismes profonds 112
5.5.1 Introduction 112
5.5.2 Algorithme de *Earle and Shearer* (1994). Application aux séismes profonds 115
5.6 Localisation 119
5.7 Discussion et conclusion 128
5.8 Perspectives 130

6 Sismicité glaciaire et changement de contraintes 133
6.1 Introduction 133
6.2 Répartitions de l'azimut et de la vitesse apparente 135
6.3 Localisation des épicentres 143
6.3.1 Méthode 143
6.3.2 Estimation de l'erreur sur la localisation 144
6.3.3 Application au jeu de données de 2004. Discussion 146
6.4 Conclusions préliminaires et perspectives 152

7 Conclusion générale 155
7.1 De l'application des méthodes d'antennes aux glaciers 155
7.2 De la corrélation de bruit 158
7.3 Synthèse sur l'aspect méthodologique 158

8 Perspectives 161
8.1 Des antennes de capteurs aux antennes de séismes. 161
8.2 Application aux Ruines de Séchilienne 164

Chapitre 1

Introduction

1.1 À propos des mouvements gravitaires

On parle de mouvement gravitaire lorsqu'un volume d'un matériau quelconque (ce peut être de la roche, de la glace, de la neige, de la boue...) est soumis à un déplacement sous l'effet de son propre poids. Le *glissement* est généralement le résultat d'une *déformation*, également gravitaire, affectant localement ou globalement le volume. Il est nécessaire de distinguer les glissements stables (mouvements de terrains, glaciers) des glissements instables (avalanches, coulées de boue, etc.). Le passage du premier état au second est envisageable, et varie suivant les sollicitations auxquelles le mouvement est soumis. Selon *Vengeon et al.* (1999), on peut distinguer trois grands scénarios :

1. accélération de la déformation et divergence rapide vers une rupture généralisée ;
2. rutpure généralisée se développant après une phase de déformation antérieure apparemment stabilisée ;
3. évolution continue et à vitesse constante de la déformation, sur une longue période de temps.

Les auteurs décrivent ce dernier scénario par le terme de *pseudo-viscoplasticité*, en ce sens où, à l'échelle globale, le mouvement évoque le fluage, alors qu'à l'échelle locale, la "mécanique du mouvement est très discontinue" (*Vengeon et al.*, 1999). Rien n'exclut la di-

vergence du mouvement vers la rupture, qu'elle soit locale ou globale. Ce cas de figure est plus courant qu'il n'y paraît au premier abord ; c'est particulièrement vrai dans les Alpes, où il existe un grand nombre de mouvements gravitaires descriptibles de la sorte.

Les mouvements gravitaires représentent avant toute chose un risque naturel majeur : les mouvements de terrain, avalanches, coulées de boue, chutes de blocs, etc., sont en effet autant de mouvements gravitaires succeptibles de générer des pertes et des dommages conséquents (par exemple, *Evrard et al.* (1990), *Bessason et al.* (2007)). Pouvoir caractériser les mécanismes internes aux mouvements, conduisant éventuellement à la divergence d'un mouvement gravitaire est donc primordial si l'on souhaite protéger les personnes et les biens menacés. Ces mêmes mécanismes sont en général inaccessibles à la mesure directe, puisqu'ils ont lieu au sein du massif en mouvement, voire à l'interface entre la partie mobile et le socle sur lequel elle se déplace. On a par conséquent habituellement recours à la modélisation (*Merrien-Soukatchoff et al.*, 2001; *Helmstetter et al.*, 2004) et à l'auscultation par des méthodes indirectes, telles que la géophysique active (*Méric et al.*, 2005), la télédétection (*Duranthon and Effendiantz*, 2004; *Delacourt et al.*, 2004), ou la géophysique passive.

Parmi les différentes méthodes de géophysique passives se trouve la sismologie, qui s'intéresse aux ondes générées par les mécanismes de ruptures ayant lieu à *l'intérieur* du volume considéré, sans aucune intervention humaine supplémentaire (à l'opposé, donc, des méthodes actives). Les mouvements gravitaires ont en général été peu étudiés du point de vue sismologique ; on retiendra cependant le travail de *Gomberg et al.* (1995) sur les glissements de terrain, et celui de *Amitrano et al.* (2005) sur l'écroulement d'une falaise calcaire en Normandie. Les glaciers ont par contre été le sujet de nombreuses études sismologiques par le passé (*Neave and Savage*, 1970; *Weaver and Malone*, 1979; *Deichmann et al.*, 1979; *Wolf and Davies*, 1986; *Deichmann et al.*, 2000). Ces derniers sont un bon analogue des glissements de terrain, et présentent l'avantage (1) d'être facilement accessibles de part les installations destinées au tourisme et (2) d'être très émissifs du point de vue sismologique (*Neave and Savage*, 1970). La description donnée par *Vengeon et al.* (1999) concernait les mouvements en milieu cristallophyllien, mais peut très bien s'appliquer aux glaciers.

Ces derniers évoluent en effet suivant le troisième scénario : une déformation continue et à vitesse (plus ou moins) constante à grande échelle, pouvant présenter localement une fracturation parfois importante et discontinue. Notons que la divergence vers une rupture à grande échelle est en revanche plus rare, mais existe malgré tout : on peut citer le cas du glacier du Tour, dans le massif du Mont-Blanc, dont tout une partie s'est effondrée sur du village éponyme, le 14 août 1949.

1.2 Écoulement des glaciers alpins : frottement basal et crevassage

Le mouvement d'un glacier alpin (c'est à dire, d'un glacier dont la glace est au point de fusion (*Ahlmann*, 1935)) est composé de trois mécanismes distincts (*Paterson*, 1994) : la déformation plastique de la glace, celle du lit rocheux, et son glissement sur ledit lit. Ce dernier est gouverné par le frottement basal, qui est lui même fonction de nombreux paramètres physiques. Sa description demeure cependant incomplète du fait de la difficulté pratique à accèder à la base d'un glacier. Il apparaît que les écoulements d'eau jouent un rôle prépondérant dans ces mécanismes de frottement : ils sont en effet succeptibles de transporter de la chaleur (*Weertman*, 1957), de modifier les conditions de pression localement (*Robin*, 1976), ou globalement *Iken* (1981). Notons que l'eau joue un rôle tout aussi prépondérant dans les glissements de terrain (*Vangenuchten and Derijke*, 1989; *Van Asch et al.*, 1999), justifiant à nouveau l'étude des glaciers alpins comme analogues desdits glissements. Parallèlement, le caractère fragile de la glace aux courtes échelles de temps qui est à l'origine de l'ouverture de crevasses en surface, est succeptible d'influencer directement l'hydrologie glaciaire en permettant le transfert d'eau de surface vers les profondeurs du glacier (*Van der Veen*, 2007). Ces différents mécanismes (frottement basal comme ouverture de crevasses) génèrent des ondes sismiques (*Neave and Savage*, 1970; *Goodman et al.*, 1979; *Deichmann et al.*, 2000), justifiant de fait l'intérêt d'utiliser la sismologie pour caractériser le glissement d'un glacier sur son lit rocheux.

Historiquement, la première écoute sismologique passive menée sur glacier a été réalisée par *Neave and Savage* (1970). Dans ces travaux, les auteurs avaient disposés des sismomètres *à la surface* du glacier d'Athabasca, en Alaska, et enregistré le signal en continu sur une durée d'environ 160 heures. La localisation des séismes glaciaires indiquait qu'ils étaient générés exclusivement par l'ouverture de crevasses situées à proximité du réseau. *Neave and Savage* (1970) insistaient sur le fait qu'aucune des sources n'était localisée à l'interface glace-roche ni même en profondeur. Plus tard, *Weaver and Malone* (1979) ont cependant trouvé des séismes basse-fréquence sur les glaciers couvrant les volcans Mount St. Helens et Mount Rainier. Les auteurs ont suggèré que des mécanismes de *stick-slip* pouvaient être la source de ces séismes glaciaires. Ces résultats ont par la suite été confirmés par d'autres travaux (*Deichmann et al.*, 1979; *Blankenship et al.*, 1987; *Anandakrishnan and Bentley*, 1993; *Deichmann et al.*, 2000; *Danesi et al.*, 2007). Dans tous les cas, il est difficile de séparer les signaux associés aux processus de surface de ceux liés au frottement basal.
Afin d'étudier à la fois les processus de frottement basal, la fracturation de la glace en surface ou au sein du massif de glace et l'influence de l'hydrologie sur le comportement global d'un glacier, nous avons étudié deux glaciers alpins différents : le glacier d'Argentière, dans le massif du Mont-Blanc, et celui du Gorner, dans le massif du Mont Rose, en Valais. Le premier est un site unique, en ceci qu'un réseau de galeries a été creusé dans le lit rocheux, quelques mètres sous la base du glacier, offrant de fait la possibilité de mesurer la sismicité "basale" en nous affranchissant de l'émissivité de surface. Le second cas, quant à lui, est sujet chaque année au remplissage et à la vidange d'un lac supra-glaciaire, modifiant considérablement l'hydrologie sous-glaciaire. Les deux paragraphes suivants sont consacrés à la présentation générale de ces deux sites.

1.2.1 Le glacier d'Argentière

Le glacier d'Argentière est un glacier alpin de vallée d'une dizaine de kilomètres de long, situé dans le massif du Mont-Blanc. Sa surface actuelle est d'environ 19 km^2 (source LGGE), et il s'étend de 3400 m d'altitude (cirque glaciaire d'Argentière) à environ 1700 m,

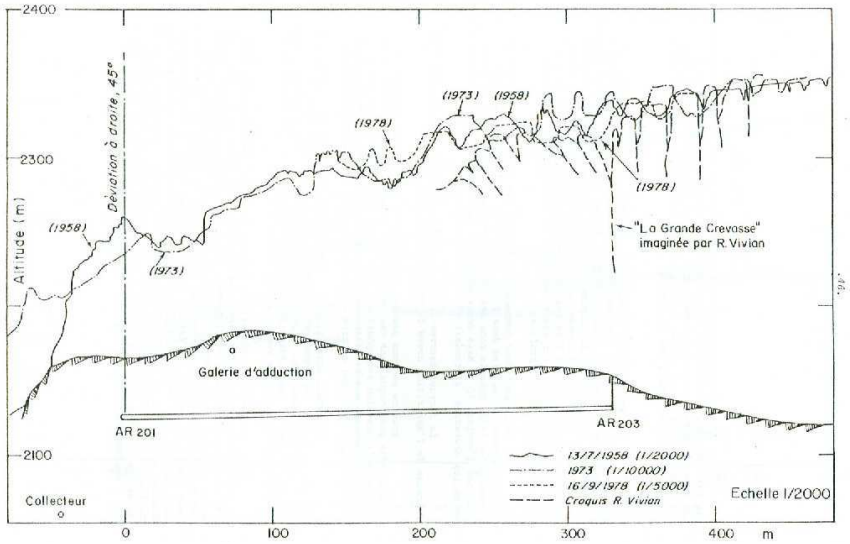


FIG. 1.1 – Coupe transversale de l'amont de la chute de séracs du glacier d'Argentière, au niveau du verrou du Rognon. La galerie utilisée pour l'installation du réseau sismologique est notée "Galerie d'adduction". L'épaisseur au moment de l'expérience sismologique (hiver 2003 – 2004), est équivalente à l'épaisseur mesurée en 1958 représentée en traits pleins. Figure tirée de *Hantz* (1981).

au niveau de la langue terminale, sous la Pierre à Bosson. La largeur du glacier passe de près de 3 *km* de largeur au niveau du cirque amont à quelques centaines de mètres dans sa partie la plus basse. À 2 *km* environ en amont du front glaciaire, un verrou rocheux (verrou du Rognon ou de Lognan) donne naissance à une importante chute de séracs (*séracs de Lognan* ; voir la figure 1.1). En amont de la chute de séracs, le lit rocheux remonte de plusieurs dizaine de mètres, modifiant par conséquent les conditions d'écoulements sous-glaciaires (*Vivian*, 1974; *Hantz*, 1981), puisqu'il crée une retenue d'eau. La décrue du glacier a mis à jour le lit rocheux au milieu de la chute de séracs (ci-après désignée par "Le Rognon") ; la majorité des blocs de glaces s'écroulent sur cette zone (voir la vue aérienne du glacier en figure 1.2). C'est à cet endroit que le réseau de galeries industrielles a été creusé à même la roche et sous une centaine de mètre de glace, afin de capter l'eau sous-glaciaire pour alimenter le barrage d'Emosson situé à une vingtaine de kilomètres du glacier. Ces galeries offrent donc un accès privilégié à la base du glacier et notamment à des cavités



FIG. 1.2 – Vue aérienne du glacier d'Argentière. Le Rognon est la partie rocheuse située au milieu de la chute de séracs de Lognan.

naturelles formées par le décollement du glacier de son lit rocheux (*Vivian*, 1971). Seul le glacier de Svartisen, en Norvège, présente un accès similaire à la base du lit rocheux (*Jansson et al.*, 1996). Les galeries d'Argentière sont situées sur trois étages d'altitudes différentes : 2060, 2120 et 2170.

1.2.2 Le glacier du Gorner (Valais) et *jökulhlaup* du lac *Gornersee*

Le glacier du Gorner est un glacier alpin de vallée d'une superficie de 60 km^2, faisant de lui le second plus grand glacier des Alpes. Long d'environ 14 km, il s'étend de 4600 m d'altitude (*Signalkuppe*) à 2200 m et est constitué d'une multitude de glaciers tributaires, dont le principal est le Grenzgletscher (figure 1.3). La grande majorité de la masse glaciaire constituant le Gorner est tempérée (sa température est au point de fusion, voir par exemple *Ahlmann* (1935)). Cependant, l'existence de glace "froide" (dont la température est sous le point de fusion) introduite par le Grenz implique que le glacier du Gorner peut être considéré comme un glacier polythermal.
à la confluence du Gorner et du Grenz, le glacier du Mont-Rose alimente un lac supra-glaciaire (*Gornersee*) qui se forme chaque année sur le Gorner (figure 1.3 ; voir par exemple *Huss et al.* (2007)). Ce lac commence à se remplir aux alentours du mois de mai, et se vidange habituellement entre les mois de juin et d'août (*Bezinge et al.*, 1973), donnant lieu à un *jökulhlaup* (mot islandais formé à partir des mots *jökull*, "glacier" et *hlaup*, littéralement "explosion"). Chaque année, un volume d'environ 1 à5.10^6 m^3 d'eau de fonte s'accumule dans le Gornersee (*Huss et al.*, 2007), avant d'être vidangé par voie intra- ou supra-glaciaire. Le cas de figure courant consiste en un début de vidange par voie de surface, avant d'être poursuivie par voie sous-glaciaire. La vidange dure typiquement entre 2 et 7 jours, et implique des débits au terminus du glacier allant de 20 à 50 $m^3.s^{-1}$ (*Huss et al.*, 2007). Cette vidange consiste en un risque naturel important, pouvant entraîner des dommages importants dans la vallée de Zermatt (*Raymond et al.*, 2003).

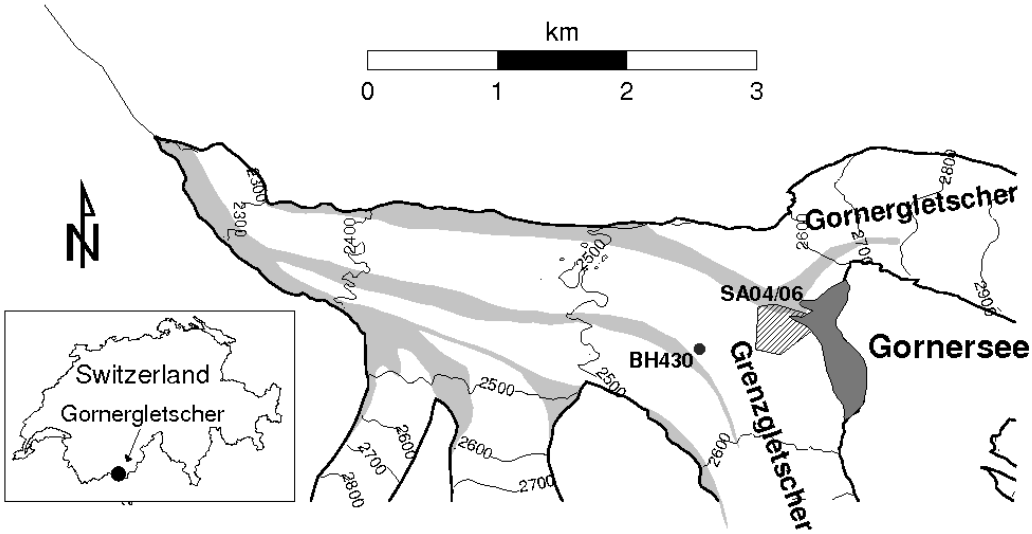


FIG. 1.3 – Topographie schématique du glacier du Gorner et de celui du Grenz. D'après *Walter et al.* (2007)

1.3 Principaux objectifs du travail de thèse

Jusqu'alors, les études sismologiques des mouvements gravitaires en général (*Gomberg et al.*, 1995) et des glaciers en particulier n'ont pas permis de localiser et de caractériser avec précision les sources des séismes profonds. Les auteurs suggèrent en général que certaines des sources sont situées à l'interface glace – roche, sans pouvoir le confirmer du fait de l'erreur conséquente sur la détermination de la position de l'hypocentre. Certains ont recours à des moyens indirects pour s'en assurer (par exemple, *Danesi et al.* (2007)). Ce travail de thèse cherche principalement à mettre au point ou à adapter des méthodes de traitement utilisées par ailleurs en sismologie, afin d'augmenter la résolution et la quantité d'information sur les processus en jeu.

Antennes sismologiques : la localisation de séismes est susceptible d'être grandement améliorée en utilisant des antennes sismologiques, qui consistent schématiquement (une définition générale en est donnée au chapitre 2) en un ensemble de capteurs disposés de manière à ce que le pas d'échantillonnage spatial soit considérablement diminué par rapport à celui d'un réseau de stations sismologiques. Deux capteurs d'une antenne vont ainsi mesurer la même forme d'onde, mais décalée du temps nécessaire pour parcourir la distance entre eux. L'utilisation en pratique d'un système d'acquisition commun à tous les sismomètres d'une antenne permet de traiter les sismogrammes de manière globale, et non plus "station par station", et introduit la notion d'information relative permettant de s'affranchir d'un grand nombre d'inconnues et d'erreurs de mesure.
Les antennes offrent en outre un avantage purement pratique sur les réseaux sismologiques dans le cadre de l'écoute passive de mouvements gravitaires. Ces derniers peuvent en effet s'avérer difficiles d'accès, ne permettant pas d'installer des capteurs directement dans la zone d'intérêt. Ceci est en contradiction évidente avec ces méthodes dites “classiques” qui, pour être effectives, nécessitent une bonne couverture de la zone épicentrale. Les antennes sismologiques présentent le double avantage de ne nécessiter qu'un nombre restreint de

sites (autant de sites que l'on souhaite installer d'antennes), et de *devoir* être installées à une distance suffisante de la zone épicentrale pour pouvoir faire l'approximation d'onde incidente plane, s'assurant de fait de la bonne cohérence des signaux d'un capteur à l'autre de l'antenne.

Corrélation de bruit : les techniques de corrélation de bruit récemment adaptées à la sismologie globale (*Campillo and Paul*, 2003) sont susceptibles d'être appliquées au cas des glaciers. Ces derniers sont en effet très hétérogènes, favorisant les phénomènes de diffraction, à la base du principe de reconstruction des fonctions de Green dans un milieu ouvert et absorbant (*Derode et al.*, 2003a,b). Il paraît par conséquent possible d'obtenir de l'information sur le milieu de propagation situé entre les capteurs de l'antenne installée sous le glacier.

1.4 Plan du mémoire de thèse

Ce mémoire de thèse est schématiquement divisé en trois parties. La première concerne les aspects méthodologiques généraux liés aux antennes sismologiques et à la localisation de séismes. Les deux suivantes concernent les travaux menés sur le glacier d'Argentière (chapitres 3 et 4) et sur le glacier du Gorner (chapitres 5 et 6).
Le chapitre 3 est rédigé sous la forme d'un article accepté au *Journal of Glaciology*. Il présente une méthode de localisation originale appliquée à la sismicité enregistrée au glacier d'Argentière. Cette technique permet le traitement simultané d'un grand nombre de séismes, et prend en compte la topographie du site, qui est un élément capital dans des objets géophysiques de cette taille. À partir de ces résultats, nous avons pu déterminer la magnitude des séismes glaciaires, chose qui n'avait jamais été réalisée auparavant. Nous y expliquons que les séismes localisés peuvent être liés à des mécanismes de *stick-slip* ayant lieu à l'interface glace – roche. Le chapitre 4 est consacré à l'application de la corrélation de bruit à ces mêmes données. Elle fournit une information quant aux écoulements sous-glaciaires, et permet de compléter l'étude réalisée par méthodes d'antenne. Le chapitre 5

est une application de la méthode développée au chapitre 3 aux données enregistrées sur le glacier du Gorner. Cette application nous a permis de confronter la méthode développée dans le cadre de cette thèse à des techniques classiques ; nous démontrons qu'elle est un outil de qualité dans la localisation et la caractérisation de séismes générés par des mouvements gravitaires. Le chapitre 6, enfin, cherche à appliquer des méthodes d'antenne classiques à des séismes de surface qui, comme nous l'avons mentionné plus tôt, sont les témoins de mécanismes physiques tels que des variations de contrainte ou le transfert d'eau vers la base par hydro-fracturation.

Le chapitre 7 conclut sur les résultats de ces différents travaux, et ouvre une perspective d'application des méthodes développées dans le cadre de cette thèse au glissement de terrain des "Ruines de Séchilienne".

Chapitre 2

Les antennes sismologiques : généralités et méthodologies classiques

2.1 Définition et historique

La définition, tout comme l'utilisation des "antennes sismologiques" varie beaucoup selon les auteurs. *Ringdall and Husebye* (1982) proposent de définir une antenne sismologique comme étant un ensemble de sismomètres dont le signal "est sujet à un traitement intégré". Les composantes d'une antenne doivent par conséquent enregistrer des paquets d'ondes cohérents. À ceci s'ajoutent bien sûr de nombreux paramètres dans la description, tels que la géométrie, le nombre de capteurs, l'ouverture (qui caractérise la distance maximale entre les sismomètres composant l'antenne), la distance inter-capteurs, etc. Ces caractéristiques sont déterminées par la nature des ondes sismiques à traiter (notamment leur fréquence), et par la distance à la source étudiée. Cette définition de base permet de différencier l'outil antenne des réseaux sismologiques. Dans les deux cas, cependant, et par opposition à un capteur seul, il s'agit d'échantillonner un champ d'onde à la fois dans le domaine temporel et dans le domaine spatial. Dans ce travail, nous avons pris le parti de différencier les antennes en tant qu'outil physique des *techniques* d'antennes. Les premières correspondent à un réseau dense, de géométrie fixée, tandis que les secondes ne s'intéressent

qu'aux méthodes de traitement développées dans le cadre des antennes, mais applicables, finalement, à tout signal enregistré sur plusieurs capteurs simultanément.

Historiquement parlant, les antennes et les techniques de traitement afférentes ont été largement développées par le monde pétrolier dans les années 50. Il s'agissait alors de dispositifs uni-dimensionnelles, déployés sur de grandes distances à des fins purement exploratoires. C'est par le truchement de la conférence de Genève sur les essais nucléaires, en 1958, qu'a été introduit le concept "d'antennes sismologiques " dans le cadre d'un éventuel traité de surveillance (*CTBT - Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty* ; voir, par exemple, *Mykkeltvert et al.* (1990), *Kennett and Ringdal* (2001)). Dans ce contexte, les principaux objectifs d'une antenne sont de permettre la détection, la localisation et l'identification des évènements de faible magnitude. Il s'agit en outre de déterminer les caractéristiques de la source, afin de déterminer si l'évènement enregistré correspond ou non à une explosion nucléaire.

Les antennes bi-dimensionnelles ont alors été évoquées, puis déployées principalement par les États-Unis et l'Angleterre. Ainsi, de 1960 à 1963, les américains ont construit cinq antennes de petite ouverture (moins de 10 km, pour environ 16 sismomètres) dans le cadre du programme VELA Uniform et maintenues durant une dizaine d'années, dans l'Arizona, l'Oregon, le Tennessee et l'Utah. L'objectif de ces dernières était de valider la capacité des antennes définies par la conférence de Genève à améliorer le rapport signal sur bruit (RSB), et de tester différentes géomètries.

Consécutivement, l'agence pour l'énergie atomique anglaise (*United Kingdom Atomic Energy Administration*, ou UKAEA) a déployé cinq antennes de faible ouverture, sur cinq continents différents (*Eskdalemuir*, Grande-Bretagne ; *Yellowknife*, Canada ; *Gauribidanur*, Inde ; *Warramunga*, Australie ; et *Brasilia*, Brésil). Ces antennes sont disposées suivant deux lignes perpendiculaires d'une vingtaine de kilomètres (donnant une ouverture d'environ 25 km), chacune contenant une vingtaine de capteurs. À l'exception de *Brasilia*, ces antennes sont toujours en service actuellement. À titre d'exemple, l'antenne *Yellowknife* a récemment été mise à profit par *Rost et al.* (2006) pour compiler un catalogue global des temps d'arrivée des principales phases sismiques. En 1964, les États-Unis ont construit l'antenne

LASA (*Large Aperture Seismic Array*, voir (*Green et al.*, 1965), figure 2.1), présentant une ouverture de près de $200km$, pour un total de 546 capteurs. L'antenne *LASA* était répartie en 21 sous-antennes dont les 26 capteurs (25 sismomètres courte-période, verticaux et 1 large-bande trois composantes) étaient disposés suivant des cercles concentriques séparés par $0.5km$. Les sous-antennes présentaient une ouverture de $7km$ chacune. Cependant, les signaux enregistrés à l'échelle de l'antenne globale n'étaient pas cohérents, du fait de sa grande ouverture globale, et les capteurs de chaque sous-antenne étaient trop près les uns des autres pour que le bruit sismique soit incohérent. Il est apparu après quelques années de service qu'une antenne de cette taille n'était pas à même d'être utilisée dans le cadre du *CTBT*, le coût d'exploitation d'une telle antenne étant lui aussi un obstacle. L'antenne *LASA* a été fermée en 1978. Sur une base similaire, mais avec une ouverture à demie inférieure, une seconde antenne de très grande ouverture a été construite en Norvège : *NORSAR (NORwegian Seismic ARray)* (figure 2.1).

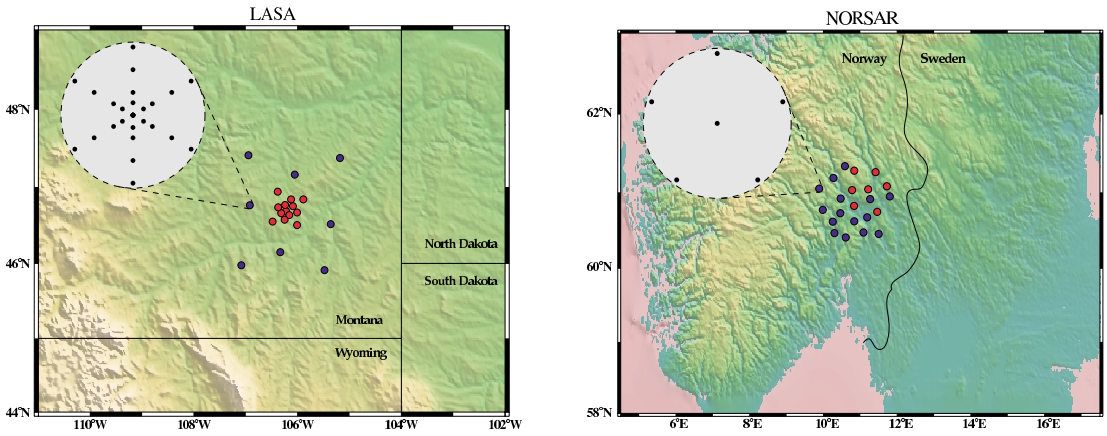


FIG. 2.1 – Configuration des antennes LASA (à gauche) et NORSAR (à droite). Les encarts circulaires montrent la configuration d'une sous-atenne, tandis que le reste de l'illustration représente la configuration globale de l'antenne. NORSAR est ici présentée dans sa configuration d'origine (d'après *Hedlin et al.* (2000)).

Elle était constituée de 22 sous-antennes composées de 6 sismomètres courte-période et d'un capteur trois composantes large bande, à nouveau répartis suivant une géométrie concentrique. Bien que d'ouverture inférieure à celle de *LASA* (environ 100 km contre les

200 km de l'antenne américaine), *NORSAR* a été réduite à une ouverture globale de 70km, pour les raisons évoquées dans le cadre de *LASA*. La configuration actuelle ne compte par conséquent plus que 7 sous-antennes. Au terme de ces deux expérimentations marquantes, il est apparu clairement que les antennes de cette taille n'étaient pas intéressantes tant dans le cadre imposé par le *CTBT* que pour la sismologie plus classique faisant appel à ce type de méthode. Les chercheurs se sont donc tournés vers des antennes de taille inférieure. Outre les antennes de petite ouverture citées précédemment (antennes *UKAEA* ou *VELA Uniform*, pour ne citer qu'elles), il faut retenir celles d'ouverture moyennes développées dans le courant des années 70. L'antenne allemande *GRF* (*Gräfenberg*) appartient à cette catégorie : elle présente une ouverture d'une cinquantaine de kilomètres, et est constituée de 13 stations large-bande, dont trois à trois composantes. Contrairement aux précédentes, cette antenne ne suit pas une géométrie parfaite (dans le cas présent, il s'agit d'une configuration en L), en ceci que les capteurs ont été disposés de telle sorte qu'ils soient tous sur une géologie similaire. Les antennes de petite taille, telles que celles installées par les États-Unis suite à la conférence de Genève, ont été construites à nouveau dans les années 80. Les antennes *NORESS* (Norwegian Experimental Seismic System), *ARCESS*, *GERESS*, par exemple, sont à géométrie circulaire, pour une ouverture de quelques kilomètres au plus. L'espacement entre les capteurs est irrégulier, offrant par conséquent une bonne résolution (la notion de résolution est abordée au paragraphe suivant).

Il est nécessaire d'ajouter à l'ensemble des types d'antennes présentés ci-dessus (que l'on peut classer suivant leur ouverture) celles qui s'appuient sur les réseaux régionaux. L'antenne japonaise *J-Array* (*J-Array Group*, 1993), par exemple, combine 14 réseaux régionaux gérés par des universités. Même si l'instrumentation n'est pas homogène d'un réseau à l'autre, l'antenne résultante offre plus de 200 capteurs verticaux, couvrant une surface d'environ 2000 km par 500 km. *Yamazaki and Hirahara* (1994) ont utilisé *J-Array* pour déterminer l'épaisseur des discontinuités du manteau supérieur à 410 km et 660 km. Au même titre, le réseau japonais *Hi-Net* (*Hi-sensitivity seismograph Network*) est constitué d'environ 700 sismomètres courte-période en forage, couvrant l'ensemble de l'archipel (*Obara et al.*, 2005). Il s'agit cette fois d'un unique réseau, offrant par conséquent une

instrumentation homogène. Il a été utilisé comme antenne par *Ishii et al.* (2005) dans le suivi de la rupture du séisme de Sumatra-Andaman ($M_w = 9.3$) de 2004.

Enfin, pour compléter le panel d'applications éventuelles des antennes sismologiques, il convient de mentionner ici leur utilisation en volcanologie, pour la surveillance et le suivi de l'activité sismique dans les zones volcaniques (*Neuberg et al.*, 1994; *Ferrazzini et al.*, 1991). Cette dernière application diffère largement des précédentes sur les deux points suivants (*Almendros et al.*, 1999) : (1) la distance entre la source et les capteurs est petite, et (2) la nature des signaux enregistrés est nettement différente de celle généralement admise pour les séismes tectoniques. On utilise dès lors des antennes dont l'ouverture dépasse rarement le kilomètre. *Métaxian et al.* (2002) ont, par exemple, réussi à localiser la source de trémors volcaniques par triangulation sismique, en utilisant un réseau d'antennes triangulaires. Ces dernières applications sont nettement plus proches de celles qui nous concernent, en ceci qu'elles s'intéressent à des objets géophysiques de proche surface, et de taille restreinte.

2.2 Caractéristiques d'une antenne

Une antenne sismologique peut être caractérisée par les quatres principaux points suivants :

- son ouverture,
- la distance entre deux capteurs adjacents (fidélité),
- sa géométrie,
- et le nombre de capteurs qui la composent.

La fonction de transfert d'une antenne (figure 2.2 ; voir par exemple *Rost and Thomas* (2002)), est telle que :

$$|A(\vec{k})|^2 = \frac{1}{N}|\sum_{n=1}^{N} e^{2\pi i \vec{k}\cdot\vec{r}_n}|^2 \tag{2.1}$$

où N est le nombre de capteurs de l'antenne, $\vec{r}_n$ est le vecteur de coordonnées du capteur n, et $\vec{k}$ est le vecteur nombre d'onde.

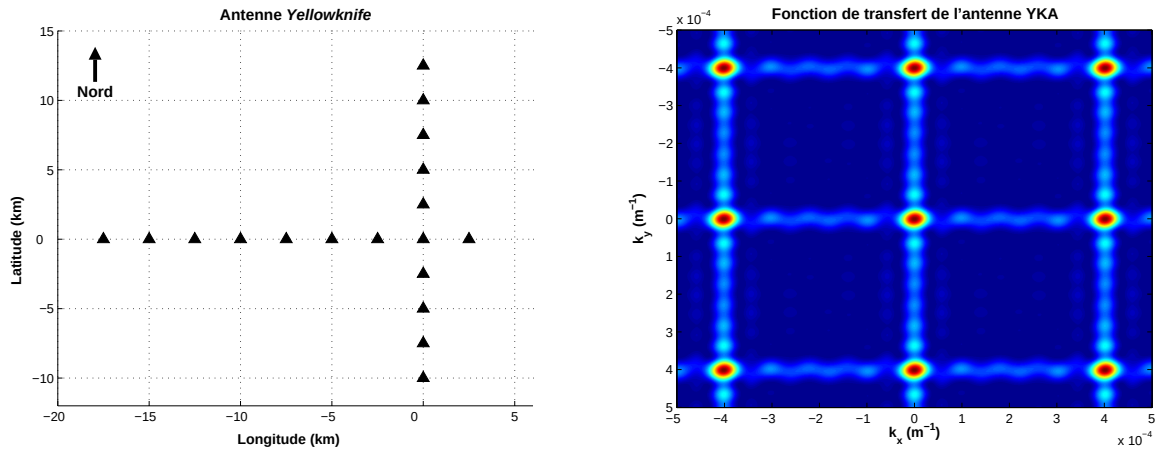


FIG. 2.2 – à gauche : géométrie de l'antenne *Yellowknife (YKA)*, située au Canada. La distance entre les capteurs est de $\Delta x = 2500m$. à droite : fonction de transfert dans le plan des nombres d'ondes (k_x, k_y). Le nombre d'onde maximal caractérisable avec *YKA* est de $\frac{1}{2\Delta x}$, qui correspond à la demi-distance entre le lobe principal (centré sur $(0, 0)$) et les lobes secondaires.

La fonction de transfert permet par conséquent d'évaluer la capacité de résolution de l'antenne (ouverture) ainsi que la fidélité avec laquelle sera échantillonné le champ d'onde qui nous intéresse (distance inter-capteur). Ces paramètres doivent être fixés en fonction des objectifs à atteindre, et du type d'onde à caractériser (contenu fréquentiel, longueurs d'ondes).

Ouverture de l'antenne : l'ouverture va déterminer la capacité de résolution de l'antenne. On peut séparer deux composantes ondulatoires d'un champ d'onde incident si la largeur à mi-hauteur de la fonction de transfert est inférieure à la distance séparant les deux Dirac des composantes en question.

Distance inter-capteurs : selon le théorème de Shannon, bien connu dans le cadre de l'échantillonnage temporel, le nombre d'onde maximal k_{max} que l'on peut espérer caractériser par une antenne dont les composantes sont séparées par une distance Δx doit être tel

que :

$$k_{max} \leq \frac{1}{2.\Delta x} \tag{2.2}$$

En d'autres termes, la distance minimale entre les sismomètres doit être inférieure à au moins une demi longueur d'onde du signal à caractériser. Cela revient à tracer un cercle de rayon $\frac{k_{max}}{2}$ autour du lobe principal de la fonction de transfert (Figure 2.2).

Nombre de capteurs ; stations d'acquisition : la capacité de détection d'une antenne croit en toute logique avec le nombre de capteurs. Mais ce dernier est généralement limité par la station d'acquisition employée lors du déploiement de l'antenne. Il est en effet nécessaire que toutes les voies d'acquisition aient la même base temporelle afin de permettre un traitement global (*Ringdall and Husebye*, 1982; *Rost and Garnero*, 2004). Dans cette optique, on cherche à utiliser des balises d'acquisition offrant le plus grand nombre de voies possibles, ou permettant une synchronisation entre échantillonneurs.

Géométrie : la géométrie caractérise la sensibilité spatiale de l'antenne. Elle est déterminante, notamment, lorsque l'on cherche à faire de la détection d'évènement, comme c'est le cas dans le cadre du $CTBT$. L'antenne YKA (*Yellowknife*, Canada), par exemple, dont la fonction de transfert est représentée figure 2.2, est plus sensible aux ondes dont la direction de propagation coïncide avec l'orientation des bras. Les antennes déployées dans le monde présentent différentes géométries. La plus courante, de nos jours, est celle à symétrie circulaire. Elle ne favorise aucune direction. Enfin, selon *Schisselé* (2002), l'antenne à géométrie spirale (déployée dans le Golfe de Corinthe, en Grèce, dans le cadre du projet $3F - Corinth$) est celle qui a la capacité d'échantillonnage la plus vaste, tant en terme de distance à la source que d'azimut.
La géométrie et le nombre de capteurs sont deux paramètres qui sont généralement dictés par les conditions de terrain et de matériel. Un site accidenté ne permettra par exemple pas de déployer une antenne parfaitement circulaire.

2.3 Méthodologies classiques

Le choix d'une des nombreuses méthodes de traitement d'antenne classique dépend principalement de l'objectif à atteindre (par exemple, détection d'évènements de faible magnitude par amélioration du RSB, localisation, détection de phases sismiques caractéristiques d'une structure profonde, etc.). La grande majorité de ces techniques fait l'hypothèse d'une onde plane arrivant sur les capteurs. Cette hypothèse est valable tant que la source est suffisamment loin de l'antenne, mais devient restrictive dès que l'on s'intéresse à l'étude de structures proches du réseau. Il est possible de décrire l'onde par le biais du vecteur lenteur, qui s'exprime en fonction de deux paramètres : l'azimut θ, qui est l'angle entre le Nord et le vecteur lenteur (ce dernier étant perpendiculaire au front d'onde), et l'angle d'incidence i (figure 2.3) :

$$\begin{aligned} \vec{s} &= (s_x, s_y, s_z) \\ \vec{s} &= \frac{1}{v}(\sin i \sin\theta, \sin i \cos\theta, \cos i) \end{aligned} \tag{2.3}$$

où v est la vitesse de propagation de l'onde sous l'antenne. Notons de plus que le vecteur lenteur $\vec{s}$ est proportionnel au vecteur nombre d'onde $\vec{k}$:

$$\vec{s} = \frac{1}{\omega}\vec{k} \tag{2.4}$$

ω étant la pulsation (en $rad.s^{-1}$). Le *back-azimuth* θ' correspond à la direction entre le Nord et *la source*.

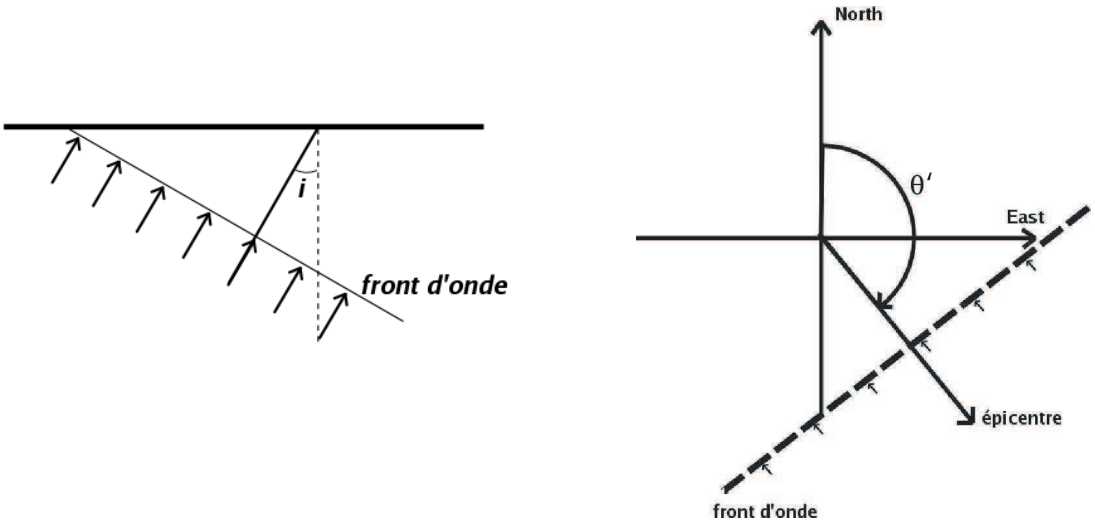


FIG. 2.3 – Paramètres du champ incident. *à gauche* : coupe verticale, sur laquelle est représentée l'angle d'incidence i ; *à droite* : coupe horizontale, où l'on retrouve le *back-azimuth* θ'

Dans le cas à deux dimensions, on réduit le vecteur lenteur à sa projection sur le plan horizontal contenant l'antenne ; c'est la lenteur apparente ou lenteur horizontale $\vec{s}_{hor}$, définie par :

$$\vec{s}_{hor} = s_{hor}\,(\sin\theta, \cos\theta) \tag{2.5}$$

avec $s_{hor} = \|\vec{s}_{hor}\|$. Notons que la relation entre le vecteur lenteur et les paramètres le caractérisant est non linéaire en θ.

Pour une antenne vérifiant la propriété 2.2, le champ d'onde est cohérent d'un capteur à l'autre mais décalé du temps nécessaire à la propagation entre les deux sismomètres. Ce retard s'exprime en fonction de la lenteur $\vec{s}$ (toujours dans l'hypothèse d'une onde plane) et du vecteur $\vec{r}_{ij}$ reliant les capteurs i et j par :

$$\tau_{ij} \;=\; \vec{s}\cdot\vec{r}_{ij} \tag{2.6}$$

On peut distinguer deux grandes classes de méthodes d'antenne : la première regroupe des techniques visant à déterminer complètement le vecteur lenteur (à deux ou trois dimensions) à partir de son expression en ondes planes, tandis que la seconde s'intéresse d'avantage à des méthodes dites de "haute résolution" et font appel à des opérations de

filtrage. Nous n'avons considéré que la première dans ce travail (le lecteur est renvoyé à *Schisselé* (2002) pour plus de détails sur les méthodes "haute résolution") ; nous verrons que l'approximation en ondes planes est limitative (en particulier lorsque l'antenne est à proximité des sources), mais qu'il est possible de la contourner.

2.3.1 Méthodes de *retard / sommation* : *f -k* (Fréquence - nombre d'onde) et *beamforming*

Les méthodes de *retard / sommation* sont les plus classiquement utilisées en sismologie du fait de leur simplicité de mise en œuvre. Pour un jeu de paramètres (θ, s_{hor}) (ou (θ, i, s) dans le cas tridimensionnel), on calcule les *retards* à appliquer à chaque sismogramme afin de maximiser la valeur efficace (ou tout autre fonction caractéristique) de la trace *somme*, qui correspond à l'énergie incidente. Le *beamforming* consiste à appliquer l'opération de retard / sommation à un ensemble de sismogrammes pour des valeurs de lenteur données, afin d'améliorer le rapport signal sur bruit (RSB ; voir par exemple (*Ringdall and Husebye*, 1982)). En effet, soit $x_j(t)$ le signal enregistré au sismomètre j, $u(t)$ le signal correspondant au champ d'onde incident (de vecteur d'onde $\vec{k}_0 = \vec{s}_0/\omega$) et $b_j(t)$ le bruit à ce même sismomètre ; on peut écrire :

$$x_j(t) = u(t - \vec{r}_j \cdot \vec{s}_0) + b_j(t) \tag{2.7}$$

$\vec{r}_j = [r_j^x r_j^y]$ étant le vecteur reliant un point de référence donné (le barycentre de l'antenne, par exemple) et le capteur j et $\cdot$ est le produit scalaire. Le signal est décalé dans le temps de la valeur correspondant au temps de propagation entre ces deux points. Connaissant $\vec{s}_0$, on peut écrire :

$$\tilde{x}_j(t) = x_j(t + \vec{r}_j \cdot \vec{s}_0) = u(t) + b_j(t + \vec{r}_j \cdot \vec{s}_0) \tag{2.8}$$

et la trace somme T vaut par conséquent :

$$T(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N} \tilde{x}_j(t) = u(t) + \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N} b_j(t + \vec{r}_j \cdot \vec{s}_0) \tag{2.9}$$

pour N enregistrements. La composante de bruit $B(t) = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N} b_j(t+\vec{r}_j \cdot \vec{s}_0)$ est fortement atténuée, si le bruit est aléatoire ou si il correspond à des ondes caractérisées par une lenteur différente de $\vec{s}_0$.

La technique en fréquence - nombre d'onde (f-k) consiste en une opération similaire à celle du *beamforming*, mais dans les domaines de Fourier temporel (ω est la pulsation) et spatial ($\vec{k}$ est le vecteur d'onde – voir 2.4). Dans le cas du champ d'onde de lenteur $\vec{s}_0$ utilisé ci-dessus, la trace somme T vaut :

$$T(t) = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N} x_j(t + \vec{s}_0 \cdot \vec{r}_j) \tag{2.10}$$

Pour un champ d'onde de lenteur $\vec{s}$, on aura alors :

$$T(t) = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N} u(t + (\vec{s} - \vec{s}_0) \cdot \vec{r}_j) \tag{2.11}$$

L'énergie E peut s'écrire, dans le domaine de Fourier (théorème de Parseval) :

$$E(\vec{k} - \vec{k}_0) = \int_{\mathbb{R}} T^2(t)dt \tag{2.12}$$

$$= \frac{1}{2\pi}\int_{\mathbb{R}} |U(\omega)|^2 . |\frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N} e^{2i\pi(\vec{k}-\vec{k}_0)\cdot\vec{r}_j}|^2 d\omega \tag{2.13}$$

où $U(\omega)$ est la transformée de Fourier de $u(t)$, et $i = \sqrt{-1}$. On recherche dans ce cas le vecteur $\vec{k}$ qui maximise la fonction E ; en pratique, on effectue une recherche exhaustive dans le domaine (θ, s_{hor}). On peut en effet ré-écrire 2.13 en fonction de ces deux paramètres :

$$E(\theta, s_{hor}) = \frac{1}{2\pi}\int_{\mathbb{R}} |U(\omega)|^2 . |\frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N} e^{2i\pi s_{hor}(\sin\theta . r_j^x + \cos\theta . r_j^y)}|^2 d\omega \tag{2.14}$$

Travailler en Fourier permet de choisir la bande de fréquence sur laquelle appliquer l'algorithme de recherche. Il est en outre possible d'exprimer l'énergie E en fonction de la fonction de transfert de l'antenne (*Rost and Thomas*, 2002) :

$$E(\vec{k} - \vec{k}_0) = \frac{1}{2\pi}\int_{\mathbb{R}} |U(\omega)|^2 |A(\vec{k} - \vec{k}_0)|^2 d\omega \tag{2.15}$$

On représente classiquement le résultat de la recherche du f-k dans le domaine (k_x, k_y) (domaine des nombres d'onde) ; il est toujours possible (et plus intuitif) d'utiliser le domaine

(θ, s_{hor}) en vertu de la relation 2.4.

Ces techniques de *retard / sommation* s'appliquent à de nombreux cas de figure. Elles permettent par exemple de mettre en évidence et d'isoler une phase donnée dans un sismogramme (*Rost and Weber*, 2001), ou d'indiquer la *direction de propagation du champ d'onde* à l'aide du paramètre θ (*Almendros et al.*, 2004). Cette dernière application est largement utilisée en sismo-volcanologie, où il existe une variété de séismes ne présentant pas d'arrivées impulsives permettant le pointé et la localisation (voir §2.4). D'autres auteurs cherchent à maximiser la fonction de corrélation moyenne calculée entre les différents couples possibles de capteurs pour trouver les paramètres du vecteur lenteur (*Frankel et al.*, 1991; *Saccorotti et al.*, 2001). L'opération de sommation n'a dans ce cas plus lieu d'être – même s'il est toujours nécessaire d'effectuer la recherche exhaustive en (θ, s_{hor}) pour calculer les retards.

2.3.2 Méthodes "continues"

Plutôt que de parcourir un ensemble de valeurs discrètes, *Métaxian et al.* (2002) inversent l'équation 2.6 non-linéaire en θ. Les données sont constituées par les décalages temporels déterminés directement à partir du signal. L'utilisation des probabilités donne une estimation de l'incertitude sur la détermination de l'azimut et de la lenteur apparente. En croisant les azimuts déterminés par plusieurs antennes entourant la source, les auteurs donnent une *localisation* (et non plus la simple information de direction de propagation du champ d'onde) de la source du signal enregistré.

2.3.3 Quelle conclusion tirer des méthodes d'antennes "classiques" ?

Les différentes méthodes mentionnées ci-dessus permettent de déterminer le vecteur lenteur ou nombre d'onde, mais aucune d'entre elles ne permet de *localiser* dans l'espace la source des ondes enregistrées par l'antenne. L'utilisation de plusieurs antennes entourant la source permet fournir une telle information par triangulation (*Métaxian and Lesage*, 1997; *Métaxian et al.*, 2002). En dehors de cette situation "idéale" où il est effectivement

possible de disposer plusieurs antennes autour de la source, il est nécessaire d'utiliser ou de développer des techniques ne faisant pas l'hypothèse forte d'onde plane, ce qui revient finalement à exprimer les paramètres mesurables avec une antenne en fonction des paramètres hypocentraux.

2.4 Localisation et antennes

2.4.1 Introduction

La localisation des séismes est une des principales tâches en sismologie classique. Localiser un séisme consiste à déterminer à la fois la position de l'hypocentre dans l'espace et le temps d'origine t_0 dudit séisme. En règle générale, les algorithmes de localisation les plus courants s'appuient sur l'inversion des temps d'arrivée des différentes phases visibles dans le sismogramme étudié, et ce pour le plus grand nombre de stations possible. Classiquement, on sépare le problème direct, qui revient à calculer des temps d'arrivée, connaissant la position de la source, son temps d'origine, ainsi que le modèle de vitesse la séparant du réseau de stations, et le problème inverse, qui consiste à déterminer les paramètres hypocentraux à partir des temps d'arrivée mesurés sur les sismogrammes et d'un modèle de vitesse. Ce dernier n'est pas non-linéaire. On peut en effet écrire, pour une station i, et dans le cas d'un milieu homogène :

$$t_i = t_0 + \sqrt{\frac{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2}{v}} \tag{2.16}$$

où t_i est le temps d'arrivée de l'onde à la station i, $[x_i, y_i, z_i]$ est la position de la i-ème station, et v est la vitesse de propagation supposée ici uniforme sur tout le trajet de l'onde entre la source $[x, y, z]$ et la station i.
Dans un cas plus général, on pourra écrire :

$$t_i = t_0 + \int_{\mathcal{P}_i} s(\mathbf{u}) d\mathbf{u} \tag{2.17}$$

où $\mathcal{P}_i$ est le rai sismique entre la station i et la source, s est la lenteur à la coordonnée $\mathbf{u}$ le long du rai. Il est commode d'écrire ceci sous la forme matricielle $F(\mathbf{m}) = \mathbf{d}$, où $\mathbf{m}$ est

le vecteur de paramètres (dans le cas de la localisation, $\mathbf{m} = [x, y, z, t_0]$), $\mathbf{d}$ le vecteur des données (c'est à dire, les temps d'arrivée t_i) et F est la fonctionnelle non linéaire reliant ces deux vecteurs.

2.4.2 Méthodes linéaires

La technique d'inversion généralement employée est basée sur les travaux de *Geiger* (1912), dans lesquels le problème non linéaire $F(\mathbf{m}) = \mathbf{d}$ est linéarisé autour d'une solution initiale $\mathbf{m}^0$ perturbée : $\mathbf{m}^1 = \mathbf{m}^0 + \delta\mathbf{m}^0$. On obtient un système de la forme $\Delta\mathbf{d} = G\Delta\mathbf{m}$, où G est la matrice des dérivées de $\mathbf{d}$ par rapport aux paramètres $\mathbf{m}$, qui est inversé (en $\delta\mathbf{m}^j$, j étant dans ce cas le numéro de l'itération), pour obtenir un nouveau jeu de paramètres $\mathbf{m}^{j+1}$. Ce processus itératif est répété tant que la variation $\Delta\mathbf{d}$ entre les temps d'arrivée mesurés et ceux calculés avec les $\mathbf{m}^j$ est supérieure à un seuil fixé. Le taux de convergence de cette méthode dépend fortement de la solution initiale $\mathbf{m}^0$; la convergence n'est par ailleurs pas garantie dans cette méthode de localisation.
L'incertitude sur la localisation est calculée lors de l'inversion linéaire : dans le voisinage direct de la solution vraie, l'approximation linéaire est généralement correcte ; il est donc possible de déterminer la matrice de variance-covariance de la solution finale. Le temps de parcours T_p est calculé dans un modèle de vitesses à une dimension en z (*PREM* (*Dziewonski and Anderson*, 1981) ou *iasp91* (*Kennett and Engdahl*, 1991) en sismologie classique) ou est tabulé (par exemple, *Herrin et al.* (1968)).

2.4.3 Erreur de localisation

En règle générale, l'erreur de localisation dépend principalement de trois facteurs :

- le modèle de vitesse dans lequel la source et les stations se situent, et donc, les temps de parcours calculés et comparés aux temps d'arrivée théoriques ;
- la géométrie du problème (réseau - séismes) ;
- les erreurs de pointé de phase (la précision d'un pointé variant grandement avec la qualité des données et le type de phase pointée).

L'erreur dûe au modèle de vitesse, qui est la plus difficile à évaluer, peut elle même être divisée en trois parties distinctes (*Lay and Wallace*, 1995) : la non connaissance du modèle autour de la source, de celui autour du réseau, et des vitesses de propagation entre la zone hypocentrale et le réseau. De nombreuses techniques ont été mises au point pour réduire l'effet des erreurs sur les temps de parcours ; ces méthodes prennent en général avantage d'un grand nombre de séismes proches les uns des autres : on peut dans ce cas supposer que la variation sur le modèle de vitesse autour de la zone hypocentrale est constante pour tous les séismes, et qu'il est donc possible de l'ignorer (*Pujol*, 1988). L'erreur restante, qui prend en compte l'indétermination du modèle le long du trajet et autour des stations, est désigné par les "corrections de station". Citons pour exemple la méthode *JHD* (*Joint Hypocenter Determination*, ou détermination conjointe des hypocentres) (*Douglas*, 1967; *Frolich*, 1979), dans laquelle sont inversées simultanément les positions de M séismes et les corrections de stations. On introduit cependant de cette façon un biais entre le temps d'origine et les corrections de stations.

2.4.4 Problème non linéarisé : l'apport des méthodes de recherche sur grille

L'utilisation d'une information tri-dimensionnelle sur la vitesse de propagation est pourtant souhaitable. Afin d'éviter l'écueil des dérivées partielles, il est intéressant de considérer les méthodes de type "recherche sur grille", qui consistent à discrétiser l'espace et à considérer chaque point du maillage comme étant une source possible. On résoud le problème direct pour cette source d'essai, et l'on compare le résultat de ce dernier calcul aux données à l'aide d'une fonction coût E de l'écart entre les données observées et celles calculées. Les techniques de recherche sur grilles permettent par conséquent de localiser des séismes en utilisant une expression non linéaire du problème (la résolution du problème direct revenant à tracer le rai dans un modèle de vitesse complexe).

2.4.5 Aspect probabiliste

Il est commode d'introduire l'aspect probabiliste au problème de localisation : l'hypocentre n'est plus représenté par un point unique, mais par une densité de probabilité. La solution du problème linéarisé correspond dans ce cas au maximum de la densité de probabilité, qu'il est par ailleurs possible d'explorer soit intégralement, soit de façon "dirigée" (*Lomax et al.*, 2000; *Rabinowitz*, 2000) ou, au contraire, aléatoirement (type Monte-Carlo). Le principal inconvénient de la recherche exhaustive réside dans sa lenteur puisqu'il est nécessaire, dans ce cas, d'effectuer un grand nombre de fois le problème direct ; ces limitations sont particulièrement valables lorsque le volume à échantillonner est important. On peut estimer l'incertitude sur la localisation en calculant les écarts-types des distributions de densité de probabilité.

2.4.6 De l'intérêt d'utiliser des antennes pour la *localisation*

Nous avons montré dans la section 2.3 que la majorité des techniques d'antenne ne permettait pas la *localisation* de la source du fait de l'hypothèse d'onde plane. Il est donc nécessaire d'exprimer différement le problème direct si l'on souhaite obtenir directement les paramètres hypocentraux. *Almendros et al.* (1999) ont ainsi proposé un algorithme fournissant à la fois le *back-azimuth* et la distance à la source, en faisant l'hypothèse d'un champ d'onde sphérique (ou circulaire dans un problème à deux dimensions). Les méthodes de traitement en antenne s'appliquent particulièrement bien à leur cas, puisque les auteurs cherchent à localiser la source de séismes LP (Long Period), qui ne présentent pas d'arrivées suffisamment impulsive pour permettre le pointé de phase et donc, l'utilisation de techniques classiques de localisation.

L'analyse proposée par *Almendros et al.* (1999) combine à la fois le principe de recherche exhaustive et celui des méthodes de "retard-sommation". Chaque point du maillage est considéré comme une source possible ; pour cette source, on peut calculer le décalage temporel théorique τ_{ij} entre les capteurs i et j en fonction de sa distance aux capteurs D et

de son *back-azimuth* θ' par :

$$\tau_{ij} = s_{hor}\sqrt{(x_j - D\sin\theta')^2 + (y_j - D\cos\theta')^2} - \sqrt{(x_i - D\sin\theta')^2 + (y_i - D\cos\theta')^2} \quad (2.18)$$

(les notations étant celles de l'article d'*Almendros et al.* (1999)). Les auteurs cherchent alors à maximiser l'inter-corrélation normalisée R_{ij} (*cf.* chapitre 4) des signaux enregistrés aux capteurs i et j. Le couple (D, θ) est considéré comme étant la solution du problème lorsque l'inter-corrélation est maximum pour l'ensemble des couples possibles.

L'exemple de l'étude menée par *Almendros et al.* (1999) montre qu'il est effectivement possible de *localiser* la source d'un séisme enregistré par une antenne sismologique. Il semble que les méthodes de recherche exhaustive soient les plus efficaces dans cette optique. Notons que les volumes échantillonnés par les antennes dans le cas des mouvements gravitaires sont nécessairement inférieurs à ceux de la sismologie globale, et permettent par conséquent d'utiliser un maillage fin de l'espace pour une durée de calcul équivalente.

Il est communément admis que l'information relative permet de réduire l'erreur liée à l'incertitude du modèle de vitesse à une valeur de vitesse de propagation moyenne calculée le long du rai ; dans cette vision des choses, seul le modèle à proximité des capteurs est influent (figure 2.4).

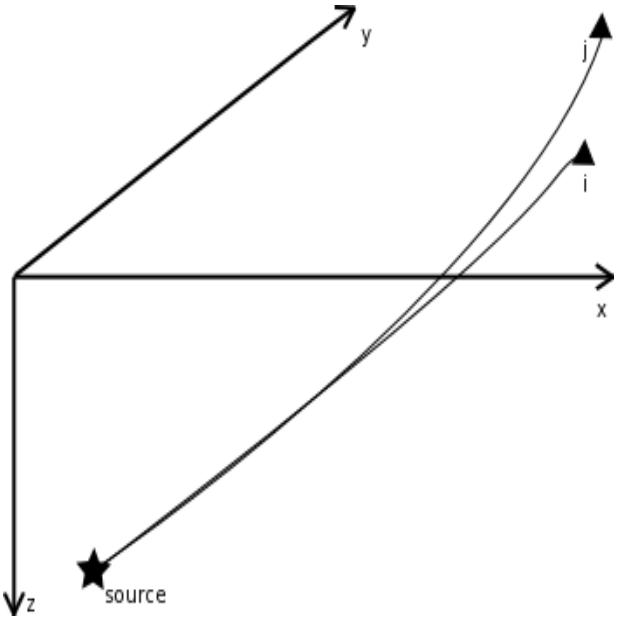


FIG. 2.4 – Représentation schématique des rais reliant la source (étoile) aux stations i et j (triangles). Les rais suivent un trajet commun jusqu'à proximité des stations, n'échantillonnant le milieu que dans ce volume restreint.

Nous montrerons (chapitre 5) cependant que l'introduction d'une information relative, telle que les antennes sismologiques peuvent apporter, permet de réduire l'erreur de localisation *relative* entre deux séismes : si leur sources sont physiquement proches l'une de l'autre, elles seront localisées par l'antenne en des positions voisines. La qualité de la localisation absolue, quant à elle, est fonction de la géométrie du rai, qui dépend elle même du modèle de vitesse dans lequel se propagent les ondes.
Notons que dans le cas des mouvements gravitaires, le modèle de vitesse est rarement si ce n'est jamais determiné précisement, même s'il s'agit de sites de surface dont l'épaisseur est *a priori* accessible à des méthodes de géophysique active : il n'est pas possible d'effectuer des mesures sur des sites dont l'accès est difficile, et les vitesses de déformation sont en général élevées, empêchant par conséquent de considérer une mesure effectuée à un instant donné comme valable de façon pérenne.

Chapitre 3

Micro-seismic activity within a serac zone in an Alpine glacier (Glacier d'Argentière, Mont-Blanc, France)

Résumé étendu

Le chapitre qui suit est écrit sous la forme d'un article publié au *Journal of Glaciology* (*Roux et al.*, 2008). Un résumé étendu en français est donné dans le présent paragraphe. L'article est suivi par deux compléments : le premier concerne la modélisation de la loi occurrences – magnitudes réalisée en 3.9, tandis que le second introduit la notion de déclenchement de séismes glaciaires à Argentière.

L'activité micro-sismique de la chute de séracs du glacier d'Argentière a été enregistrée durant deux périodes distinctes (un mois en avril 2002, et 4 mois durant l'hiver 2003-2004). Un réseau de 9 sismomètres 1 Hz, déployés en antennes sismologiques, a été installé dans une galerie creusée dans le lit rocheux, 5 m environ sous l'interface glace - roche. L'écoute sismique depuis la base du glacier permet de s'affranchir des processus de surface très émissifs (ouverture de crevasses, principalement) et d'enregistrer des signaux dont les sources sont situées au sein du massif de glace. La grande majorité des évènements enregistrés

sont caractérisés par des signaux courts et impulsifs, mais certains, comme les chutes de sérac, sont plus large bande. Des séismes tectoniques régionaux sont également enregistrés et sont caractérisés par un contenu plutôt basse fréquence. Nous avons développé et appliqué une méthode de localisation en antenne à l'ensemble de ces signaux, divisée en deux étapes distinctes. Dans un premier temps, on calcule les temps de parcours entre chacun des points du modèle de terrain et les 9 sismomètres du réseau sous-glaciaire, en traçant les rais sismiques. Dans un second temps, on effectue une recherche exhaustive des paramètres hypocentraux, auxquels sont ajoutés deux paramètres de vitesse (pour la glace et le rocher), afin de trouver le modèle de vitesse et les positions des sources qui ajustent au mieux les délais temporels calculés entre les différents capteurs.

De cette façon, nous avons pu mettre en évidence trois essaims de sismicité à proximité du réseau, montrant que la fracturation n'est pas uniformément répartie sur le glacier mais plus volontiers isolée dans des zones distinctes. Nous avons déterminé les magnitudes locales des séismes localisés, en utilisant les séismes tectoniques comme étalons. Les magnitudes suivent une loi de Gutenberg-Richter, et varient typiquement de $M_L = -3$ à $M_L = 0.15$, indiquant qu'il n'y a pas de taille de source dominant le processus. Nous suggérons que ces essaims de sismicité révèlent la nature hétérogène de la friction à la base du glacier sous forme de zones soumises à une importante friction, générant une fracturation intense au sein de la masse de glace.

Article

Pierre-François ROUX[(1)], David MARSAN[(1)], Jean-Philippe MéTAXIAN[(1)], Gareth O'BRIEN[(2)]

and Luc MOREAU[(3)]

(1) Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Université de Savoie, 73376, Le Bourget-du-Lac, France

E-mail : pierre-francois.roux@univ-savoie.fr

(2) Seismology and Computational Rock Physics Laboratory, Department of Geology, Uni-

versity College Dublin, Dublin, Ireland
(3) Laboratoire Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne, Université de Savoie, 73376, Le Bourget-du-Lac, France

3.1 Abstract

A passive seismic study was carried out underneath Glacier d'Argentière, where an array of seismometers was installed in a subglacial access tunnel. The data show a very high emissivity from the glacier. Fracturing can be discriminated from serac falls using the signal characteristics. We apply seismic array methods for locating the sources of these signals, using a two step grid search in the parameter space. Four clusters of activity are found close to the network showing that this fracturing does not take place uniformely over the glacier, but rather in isolated small zones. We compute a local magnitude using regional earthquakes for calibration. The magnitudes follow a classical Gutenberg-Richter law in the range $M_L = -3$ to $M_L = 0.15$, showing that no characteristic size events dominate the process. We suggest that those spatial clusters of icequakes could reveal the heterogeneous nature of the friction at the base of the glacier, with patches of high frictional stresses locally generating intense fracturing within the ice mass.

3.2 Introduction

The movement of Alpine glaciers results from a number of complex, coupled mechanisms that involve hydrology, mechanics, thermodynamics, on scales from microscopic to kilometers. This movement is strongly controlled by the friction at the base of the glacier, and is therefore difficult to observe directly. Many authors have made use of boreholes to study basal processes. Borehole instrumentations therefore allows for monitoring changes in water pressure, sliding rate, bed strength variations at the base of glaciers (see for instance *Clarke* (2005) for a review of studies using boreholes instrumentation). They however show

a poor resolution since they sample the space and time at a few, localized spots. Some rare examples of subglacial laboratories in France *Vivian* (1971) and in Norway (e.g. *Jansson et al.* (1996)) allow access to the base of the glacier and hence the direct observation of subglacial processes. Also, *Kamb and LaChapelle* (1964) drove a tunnel in the ice to the bedrock especially for that purpose. Such sites or experiments only probe the glacier base at some localized spots, which possibly could be neither typical nor the most interesting and important ones.

Apart from these exceptions, there is no way to directly measure basal processes. Consequently, different geophysical remote-sensing methods have been applied to glaciers : among them, ground penetrating radar (for a review of studies using GPR in glaciology, see *Plewes and Hubbard* (2001)) and active seismic methods (*Crary*, 1963) are the most commonly used in order to investigate ice thickness and the internal structure of the glacier. Yet these methods provide little evidence specificaly on basal sliding processes. Alternatively, passive seismic methods have proved useful in the study of basal processes, especially as they can remotely probe the insitu mechanical properties of the glacier and its base, larger length scales than tunnels or boreholes. In their early works, *Neave and Savage* (1970) reported that the opening of crevasses is the only source for the seismic activity they recorded. However, *Weaver and Malone* (1979) found low frequency events that, as they suggested, could be related to basal processes like stick-slip sliding. Other studies confirmed these results despite a low accuracy in event location (*Deichmann et al.*, 1979). More recently, *Blankenship et al.* (1987) and *Anandakrishnan and Bentley* (1993) revealed the existence of seismic events associated with stick-slip at the base of Ice Streams B and C, both being soft-bedded glaciers ; *Ekström et al.* (2003) mention glacial earthquakes associated with large stick-slip processes that might occur at the base of Greenland and Alaska glaciers, and *Deichmann et al.* (2000) also identified evidence for deep icequakes occurrences in Unteraargletscher which is an Alpine glacier. Theoretical studies on basal processes *Weertman* (1957, 1964); *Lliboutry* (1968) postulate that regelation and plastic flow are the two main processes governing basal sliding. Regelation theory states that on the upstream side of an obstacle in the glacier bed there is an excess of pressure that lowers the pressure melting

point and therefore apparently cools the ice (assumed to be at the pressure melting point and to be separated from the bedrock by a thin water film) compared to the downstream ice. Thus heat flows from the downstream to the upstream side either through the rock or the surrounding ice, melting ice on the upstream face. The meltwater flows around the obstacle and refreezes on the downstream side. However, this theory relies on four basic assumptions that are not consistent with reality (*Weertman*, 1957). More realistic models have been developed since then (*Weertman*, 1964; *Nye*, 1970; *Kamb*, 1970; *Lliboutry*, 1987), but they still are inconsistent with measured ice velocities (see, for example, *Iken* (1977)). None of these theories predict unsteady sliding such as the stick-slip motion, since they make the assumption of zero friction at the ice-bed interface. *Robin* (1976) suggested that the meltwater could be squeezed out of the upstream ice and thus could produce patches of cold ice freezing to the bedrock. These cold patches could contribute to basal friction (along with rocks in the basal ice), leading to the "jerky motion" mentioned by some authors (*Vivian and Bocquet*, 1973; *Hubbard*, 2002).

The micro-seismic activity of an Alpine glacier should reveal highly stressed zones that can be linked with basal friction. It is however necessary to separate surface activity (opening and widening of crevasses) from deeper seismic activity. In this paper, we address the problem of source location of icequakes by using an array technique (for a review of classical array techniques, see for instance *Rost and Thomas* (2002)). We propose a method of source location and characterization using a grid search approach. We took advantage of the galleries driven under the base of Glacier d'Argentière, Mont-Blanc, France, to set up a network of seismometers deployed as antennas in order to measure the seismic activity from the base. We thus have the opportunity to measure the deeply sourced signals that can be masked from surface measurements by emissive crevasse processes. For each pair of seismometers of a given antenna, the time delays are measured and are then compared with the theoretical delays calculated by tracing rays between each point of the data elevation model and the sensors of our network. A description of the different steps of the procedure is presented and the method is applied to our data set. Icequake magnitudes are also computed. We find evidence for patches of high seismic activity that suggests that

basal friction produces heterogeneous stress zones, at least in this part of the glacier. A link is made between these results and previous theoretical and practical studies of basal processes.

3.3 Measuring micro-seismic activity at glacier d'Argentière

The glacier d'Argentière is a 10 km long temperate glacier located in the Mont-Blanc Massif in Haute-Savoie, France. Its surface area is 19 km^2 and its maximum and minimum altitude is 3400 $m.a.s.l.$ and 1700 $m.a.s.l.$ respectively. A strong change in the slope of the bedrock creates a serac fall (named "séracs de Lognan") 2 km up-glacier from the glacier snout. Because of the overall shrinking of the glacier, the bedrock can be seen in the middle of the serac fall ("Le Rognon", see figure 3.1). Behind the serac fall, a network of industrial galeries has been dug in the bedrock about 5 meters under the glacier bed by Emosson S.A., at 2170 $ma.s.l.$. The mean thickness of ice above the galleries is around 100 m (*Reynaud et al.*, 1988). A detailed section of the serac fall as well as more details about the galleries are given in *Vivian* (1971) and in *Vivian and Bocquet* (1973). Two seismic experiments were carried out at glacier d'Argentière, during April 2002 and between 2003, December, 10^{th} to 2004, January, 21^{st}. We mostly report on measurements made during the 2003-2004 winter campaign, during which a network of seismic arrays was set up in one of the galleries. It was composed of 15 1 Hz Mark Products L4-C seismometers operated on 3-channel seismic recorders. Sensors were spaced $\backsim$ 50 m apart (figure 3.1).
In this paper, we report results using only 9 out of 15 seismometers, as 2 recorders did not work properly. Also, the three recorders considered do not have the same time base. This led us to process each of those three remaining stations as separate antennas, made of 3 seismometers each. We thus have at our disposal nine pairs of sensors (3 pairs per recorder). Furthermore, all sensors lie at the same altitude, thus yielding a poor resolution in depth.

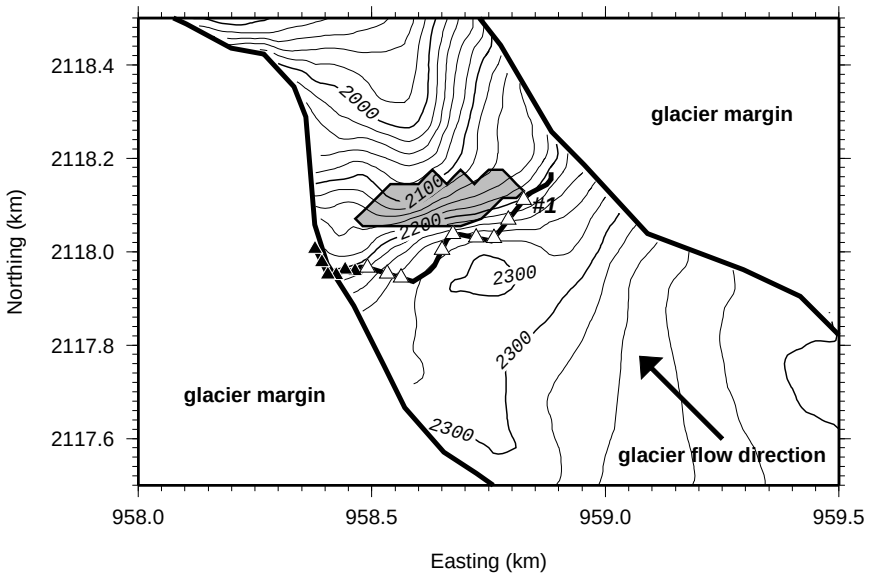


FIG. 3.1 – Main settings of the experiment. The glacier flows from approximatively South to North. The white triangles represent the seismometers used in this study, with the following denomination going from to right left : 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, and 9. For convenience, we added the label of the station 1. The black triangles show the 6 seismometers that are not used in this study. The "Rognon" (bare rock) is shown by the shadowed zone, close to the network. The gallery in which the array is installed is shown by the thick line crossing the glacier, and is located a few meters below the base of the glacier.

Simultaneous and continuous recordings with sampling frequency of 250 Hz were obtained at these three recorders from December, 11^{th}, 2003 to January, 9^{th}, 2004.

3.4 Signal characteristics

The data show a very high seismic emissivity from the glacier. At least two main types of events can be observed that we name type I and II hereafter. Most of these events are due to small cracks, that show short, impulsive signal (type I event, figure 3.2). The frequency content of type-I icequakes is contained in the 10 Hz $-$ 40 Hz band and therefore represents relatively high frequency events. Since the seismometers are close enough to the sources, the attenuation is low even at those frequencies. The second type of event is composed of long, complex events with high amplitude, that are likely to be associated with serac falls. The frequency content of this type of icequake is more complex than that of the type I events and varies with time (figure 3.3, b, d, f and h). Unfortunately, we have no other way other than visual observation to prove such events are serac falls. However, we are able to localize them separately and thus to show that they happen where we expect them to (figure 3.9).

This grouping into 2 types is somewhat loose, as it is possible to find events that are intermediates between these types. In all cases, it is impossible to distinguish P from S wave arrivals. We found some rare examples of events showing a possible P wave, therefore confirming the hypothesis that the measured wave-train is the S wave. Another possibility would be surface waves, propagating along the ice-rock interface. We however have no way to confirm nor infirm the former suggestion. As a consequence, we supposed S wave energy is dominant in the recorded signals.

We can also find a few low frequency events that are regional tectonic earthquakes. Some of them are also recorded by the Sismalp network (*Thouvenot et al.*, 1990; *Thouvenot and Fréchet*, 2006), while others are only recorded on the Argentière array, their amplitude being too small to trigger the Sismalp network. Many icequakes (whatever their type) show quasi-harmonic codas, peaked at around 21 Hz (figure 3.3, h and i). The value of

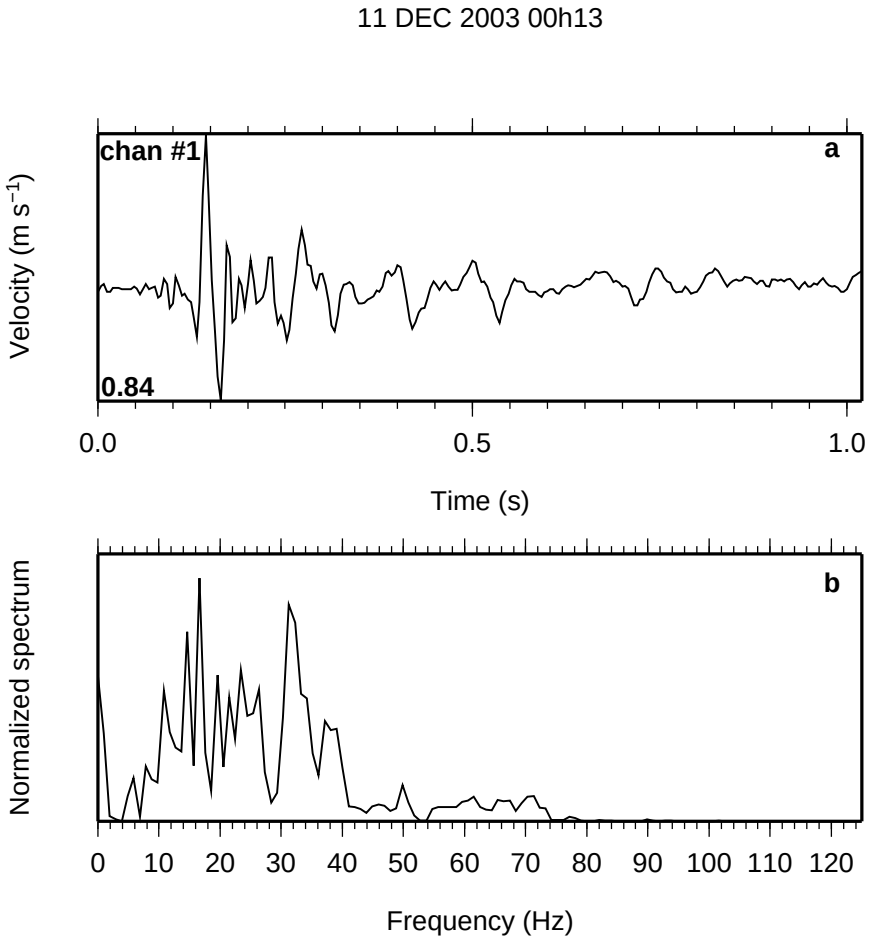


FIG. 3.2 – (a) Velocity seismogram of a type I icequake recorded at channel 1, and (b) corresponding smoothed normalized power spectrum density. The date and time of this event and the maximum amplitude in $\mu\, m\, s^{-1}$ are indicated in the upper and lower left of the record, respectively. The signal is unfiltered.

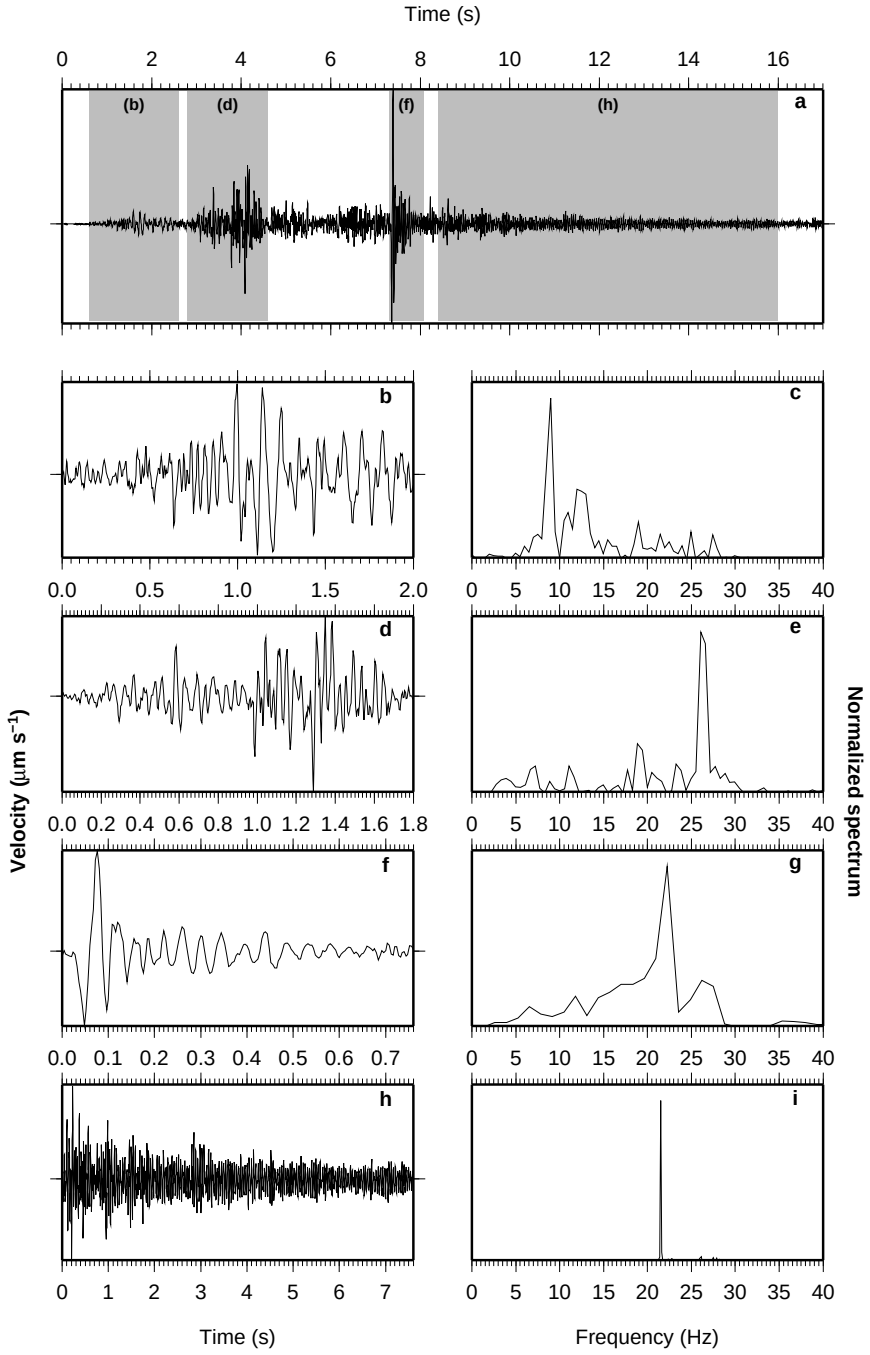


FIG. 3.3 – Velocity seismograms of a type-II event recorded at channel 1 and the corresponding power density spectra. The top window shows the entire serac fall signal, lasting for more than 15 seconds. Boxes marked (b), (d), (f) and (h) are sub-events occurring during the serac fall. They are shown in more detail in the respective windows with their corresponding spectra on their right. For these four events, the frequency content is different, showing how it evolves with time.

TAB. 3.1 – List of frequency peak values measured at each station of our network (the stations are ordered geographically according to figure 1). Although these values are different for all nine seismometers, they remain constant in the time interval considered in our study (approximatively one month).

Channel #	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Peak frequency (Hz)	21.53	21.87	22.12	22.46	22.95	21.04	22.54	22.28	21.90

this peak frequency is dependent on the sensor. Table 3.1 gives these different values for the nine seismometers of our network. Furthermore, these resonances, when they occur, are not necessarily recorded on all nine seismometers. It appears the L4-C seismometers can generate such a resonance in specific conditions – namely, when being excited by closeby sources. We therefore attribute this resonance to an instrumental response rather than a physical cause linked with the glacier.

3.5 Detection event statistics

Using a STA/LTA (*S*hort *T*erm *A*verage over *L*ong *T*erm *A*verage) method (*Allen*, 1978) with the following parameters : STA window length = 0.7 s, LTA window length = 7 s, threshold = 1.5, we quantified the high emissivity from the glacier. We systematically added a 1 second pre-event window in order to prevent missing first arrivals on certain channels and a 3 seconds post-event window to ensure the full waveform is taken into account. Furthermore, we only analysed events that are simultaneously recorded on the nine seismometers. A total of 13390 icequakes of all types was detected via this method. From these it is possible to separate the serac falls (type-II events) by applying a duration and amplitude criterion to the already detected events. To do so, we merged overlapping events in order to compute a duration. Then the events with a duration higher than 10 seconds (taking into account the pre- and post-event time lags introduced at the detection step) and with a maximum peak-to-peak amplitude higher than 2.42 $\mu m\, s^{-1}$ on two sensors simultaneously were considered to be serac falls. The two sensors were chosen in order to ensure

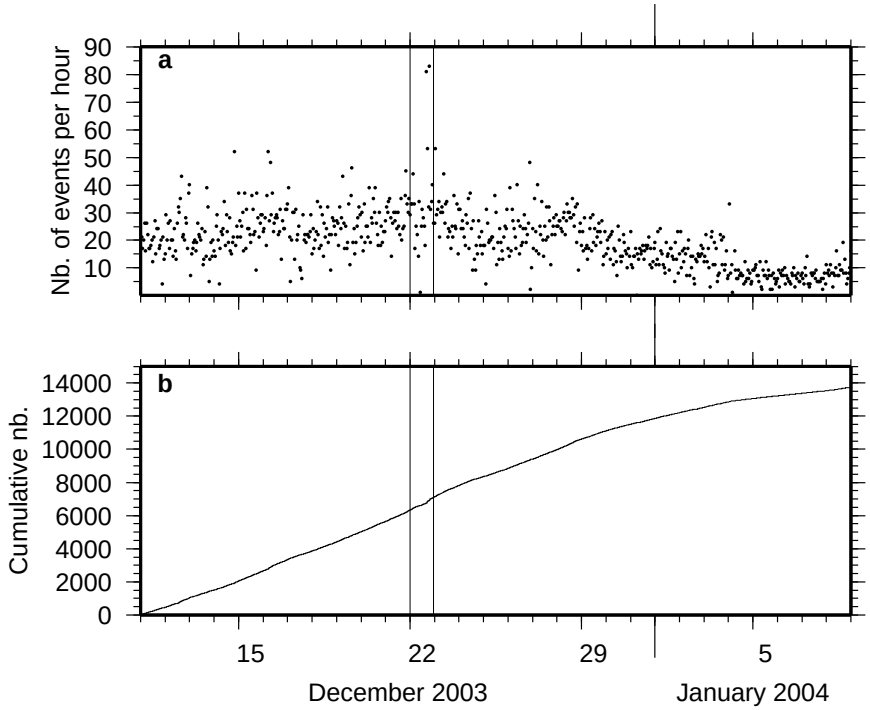


FIG. 3.4 – *(a)* number of detected events per hour over the 30 days of data, and *(b)* cumulative number of events. The number of days goes from the 11^{th} of December 2003 to the 9^{th} of January 2004. The seismic rate is almost constant from the 11^{th} to the 29^{th} of December, and starts to decrease from there on. An episode of anomalously high seismic activity occurred on the 22^{th} of December, and is shown by the vertical lines.

both a good signal-to-noise ratio and proximity to the "Rognon" where the serac falls are expected to be located. These duration and amplitude thresholds were chosen empirically. With these criteria, an amount of 32 major serac falls were detected. Figure 3.4 shows the number of detected event per hour, over the 30 days, along with the cumulative number of icequakes over the same period of time. The seismic rate is relatively constant from the 11^{th} to the 29^{th} of December 2003 and then decreases. Yet there are small variations, with a major peak between the 22^{nd} and the 23^{rd} of December (figure 3.4). This event mostly corresponds to two hours (16h and 19h) on the 22^{nd} of December during when a strong increase in the number of high amplitude icequakes (including type-I and type-II events) is observed over a short period of time (about 20 minutes). One of these two swarms is

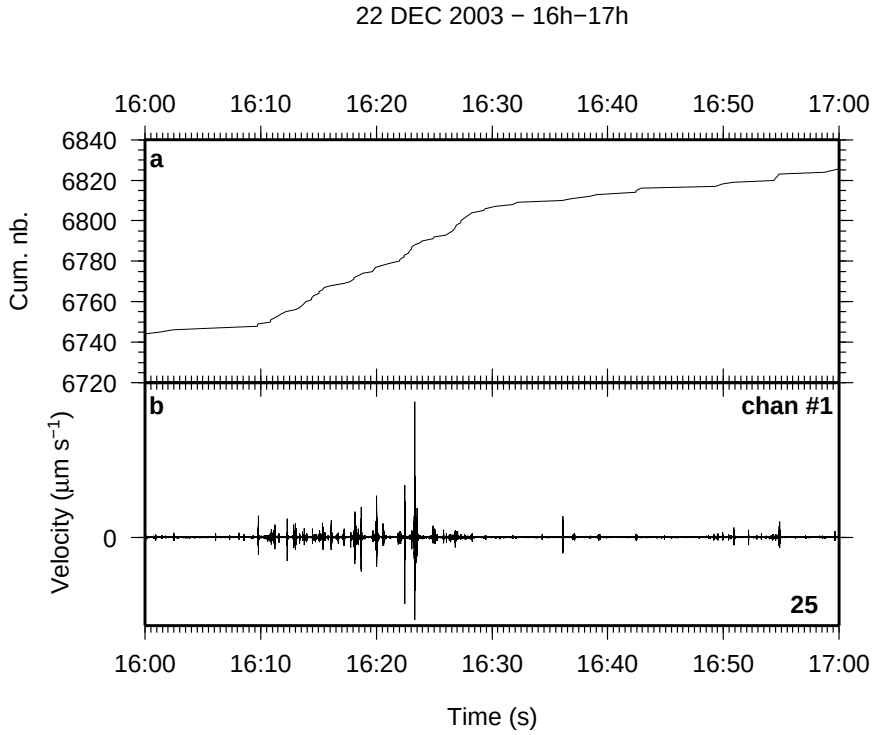


FIG. 3.5 – *(a)* cumulative number of detected events for the 16^{th} hour of the 22^{nd} of December. *(b)* One hour of signal on channel 1 ; the peak velocity is indicated in the lower left corner. We clearly see the increase in seismic rate as well as the increase in amplitude. This swarm seems to lead to a major event of high amplitude, followed by a few smaller events.

shown on figure 3.5. We clearly see the increase of high amplitude icequakes. These swarms are not due to the human activity since they are recorded on the nine seismometers of the network, and occur out of working hours in the galleries, during the winter period.

We computed a mean number of event per hour of 19.34 over the 30 days of data. In order to take into account the change in the seismicity rate occurring by the end of the month of December, we also computed the mean number of events per hour over two separate periods (figure 3.6). It is compared to a stationnary Poisson process. The Poisson mean is calculated using the number of events per hour over the two separate time periods (21 days and 7 days for the December and the January period,respectively). In the first case, it yields a mean number of event per hour of 23.5 with a standard deviation of $\sqrt{\frac{23.5}{21}} = 1.06/hour$,

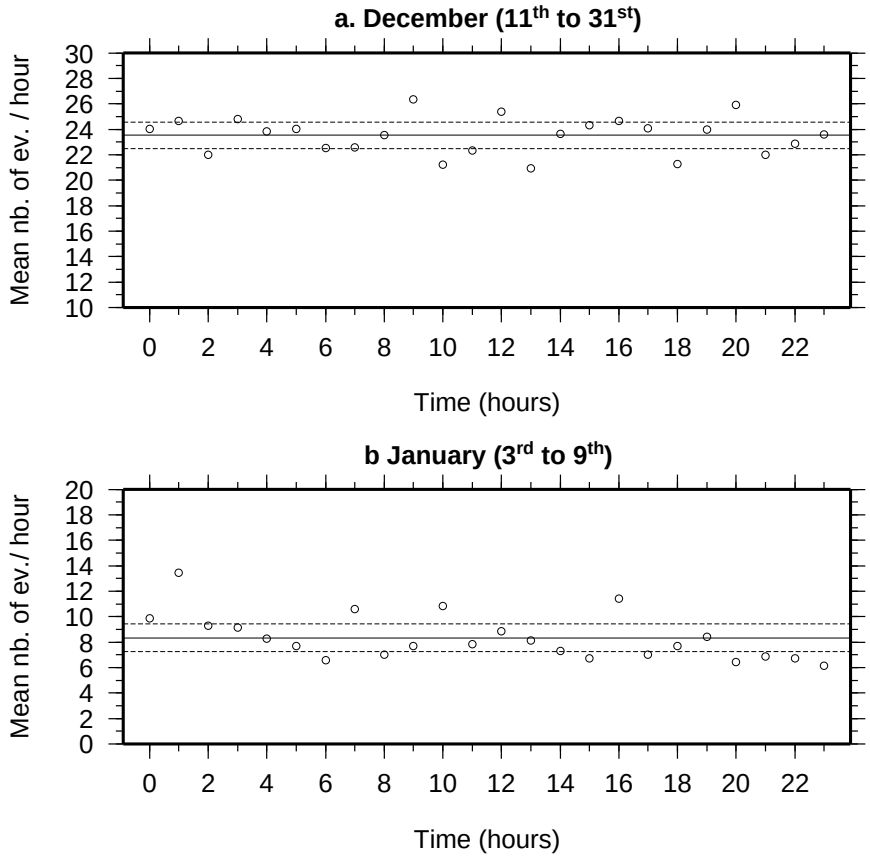


FIG. 3.6 – Comparison between the mean number of event per hour computed over two separate periods (circles) and a Poisson law. The null hypothesis of a stationnary Poisson law corresponds to having the number of events N occuring during 1 hour to follow a Poisson distribution with a mean λ. Averaging over n days, the sample mean number $\frac{N_1+N_2+...+N_n}{n}$ must then have a mean λ and a standard deviation $\sqrt{\frac{\lambda}{n}}$. The two periods are shown, independent of time *(a)* with mean 23.5 $hour^{-1}$ (straight line) and with standard deviation $\sqrt{23.5/21} = 1.06$ $hour^{-1}$ (dashed lines), and *(b)* with mean 8.33 $hour^{-1}$ (straight line) with standard deviation $\sqrt{8.33/7} = 1.09$ $hour-1$ (dashed line). There is no clear day/night cycle, nor any link with an eventual human activity in the galleries.

while in the second case the mean number of event equals 8.33 with a standard deviation of $\sqrt{\frac{8.33}{7}} = 1.09/hour$. In both case we see that the mean number of events per hour is close to a Poisson law with only one remarkable departure in January (betwenn 1 and 2 a.m.). We cannot find any clear day / night cycle in the temporal variation of the seismic activity. One should note that the galleries are visited by workerson a daily basis. It is obvious that some events are due to this human activity. Nevertheless, since we imposed an event to trigger all seismometers simultaneously, these human-related events are not taken into account in our analysis. Furthermore, this human activity is relatively low during the winter period.

3.6 Computation of time delays

An array is a network of sensors close to each other so to record a delayed but coherent signal on each. This method was originally used to detect and to identify nuclear explosions (*Mykkeltvert et al.*, 1990), but was quickly expanded to other applications in seismology (for a review of arrays techniques and their possible applications, see for instance *Rost and Thomas* (2002)). For example these methods have been used in volcano seismology (*Chouet*, 1996; *Almendros et al.*, 1999), and allow the computation of precise time delay between pairs of seismometers of a given recorder. Usually, the geometry of an array is determined according to the problem in hand. However, in our case, the geometry of the array was imposed by the geometry of the galleries. Time delay computation is more precise than phase picking, especially here as it is impossible to distinguish P from S wave arrivals (see section 3.4). There are different methods aimed at computing the time shift between two coherent waves. They usually relay on the coherency function in the frequency domain (*Jenkins and Watts*, 1968) or cross-correlation function in the time domain (*e.g. Frankel et al.* (1991)) . Here we used a simple method of delay computation in the time domain that is independent of spectral analysis parameters (mostly analysis windows sizes) but still yielding a precision in time delay measurement that is below the sampling rate.
We compute the time delay by minimizing the normalized root mean square (RMS) of the

difference of two shifted signals arriving at 2 sensors of a given antenna. Let s_i and s_j be the centered signals recorded on seismometers i and j and R_{ij} be the RMS function defined as :

$$R_{ij}(\tau) = \sqrt{\frac{1}{N}.\frac{\sum_{k=1}^{N}(s_j(t_k+\tau) - s_i(t_k))^2}{\sigma_j^2 + \sigma_i^2}} \tag{3.1}$$

where σ_i^2 and σ_j^2 are the variances of signal i and j, respectively, τ is the time lag, and N is the number of samples in the considered signal. Hence, when the time-shift corresponds to the physical delay, the RMS tends to zero, assuming that the signals are coherent enough. For uncorrelated signals, R_{ij} tends to 1 in the limit of infinite samples ($N \to \infty$). Initially, the tested time shifts τ are multiples of the sampling period. A quadratic interpolation is performed on this discrete RMS function in order to determine the position of the minimum, hence yielding the final value of the time lag whose precision is below the sampling rate (figure 3.7). The minimum value of the RMS function indicates whether the two signals are coherent or not, and thus whether the value of delay is of good quality or not. Typical values for this minimum range between 0.4 to 0.7, preventing us from using a reliable criterion upon it.

We applied this technique to the 13930 detected events. They were band-pass filtered by multiplying their Fourier transform by a Gaussian with mean 20 Hz and standard deviation 20 Hz, in order to attenuate high frequency noise. The delays of 13716 events were calculated.

Given the geometry and the number of recorders and sensors available, we compute nine values of delays for each event (*i.e.* three pairs of seismometers on three different recorders).

3.7 Locating the sources

The time delay between seismometers i and j can be expressed by the difference between the travel times :

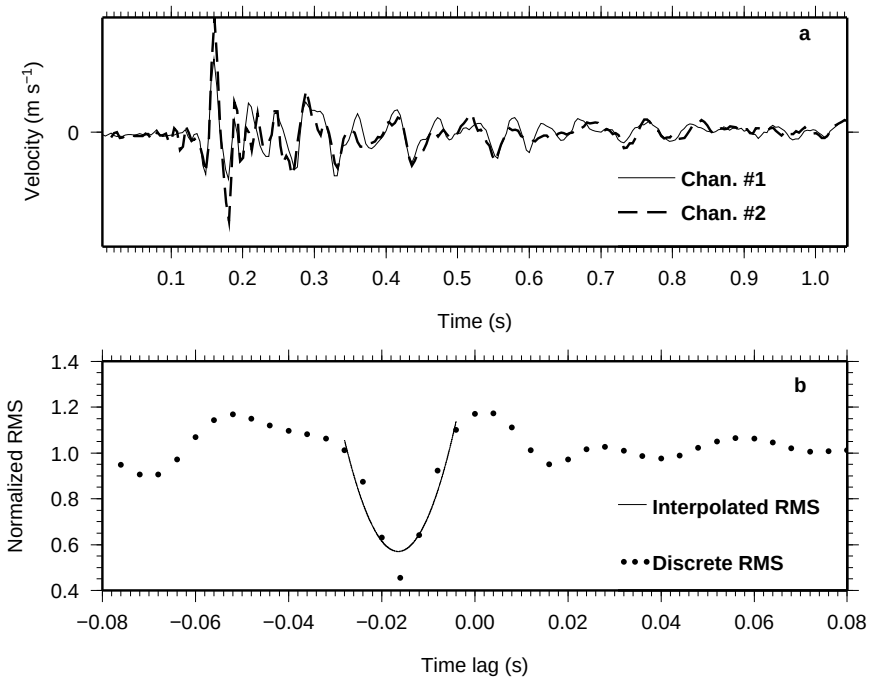


FIG. 3.7 – *(a)* signal of a type-I event recorded on seismometers 1 (straight line) and 2 (bold, dashed line) which are separated by approximatively 40 meters. *(b)* normalized discrete RMS function vs. time lag (straight line), and interpolated RMS function (dashed line). The former yields a precision below the sampling period of 4 ms. The difference between the minima of the interpolated and the discrete RMS function is due to the number of points used in the interpolation. The resolution of the interpolation decreases if less points are used in the interpolation. We here used 10 points centered around the initial minimum to interpolate the RMS. The value of the minimum is that of the discrete RMS function. The two signals in the top window are shifted by the computed delay, for comparison.

$$\tau_{ij} = T_j - T_i = \int_{\mathrm{P_j}} v(s)^{-1} ds - \int_{\mathrm{P_i}} v(s)^{-1} ds \tag{3.2}$$

where τ_{ij} is the time delay between sensors i and j, T_i and T_j are the travel times from source to sensors i and j, respectively, $\mathrm{P_i}$ and $\mathrm{P_j}$ are paths between source and sensors i and j respectively, v is the velocity and s is the coordinate along the ray. The time delay thus depends on the source and receiver positions and on the velocity model in which the wavefield propagates. However, since the sensors are close to each other, the time lag is mostly due to the difference of wave path in the medium close to them. Hence the influent velocity parameters are (1) the contrast between ice and rock wave velocities that will determine the transmission angle at the interface, and (2) the wave velocity close to each seismometer. Since we don't have much information upon heterogeneities of either propagation media, and in order to simplify the problem and to decrease the number of unknowns, we approximate the velocity model by supposing the ice and the rock are both homogeneous. The ice-mass at a serac zone is however a very fractured medium. Yet, this hypothesis is valid as long as the wave-length of the considered waves are much greater than the size of the fractures. A simple order-of-magnitude calculation yields a wave-length ranging from 50 m to 130 m using a wave velocity of 2000 $m\,s^{-1}$. These values are higher than classical values for ice fracturing that can be found in temperate glacier ; the largest crevasse that can be found at glacier d'Argentière is around 20 m wide.

The sources are localized by performing a two step grid search. A Data Elevation Model was constructed, based on measurements collected by the Emosson company for the topography of the bedrock and for and the spatial changes in ice thickness, and by the French National Geography Institute (IGN) for the glacier surface topography. Since these topographical data pre-date our experiment, we apply a homogeneous decrease of 10 meters of the ice thickness over the whole glacial surface. This value is constrained to be consistent with the observed size of the bare rock patch (the "Rognon") that is apparent in the middle of the serac zone. The spacing of the DEM is 30 meters. Seismic wave velocity in ice has already been measured for temperate glaciers (*Weaver and Malone*, 1979; *Deichmann et al.*, 2000),

but these measurements were made from the surface, on homogeneous parts of the glaciers. In our case however, we can suppose that the effective ice wave velocity at the serac fall might be lower than the value measured in the former studies since it is a highly fractured medium occasionally filled with water or air. Similarly, the seismic wave velocity close to the array is unknown as the rock was decompressed by the excavation of the galleries. Since no precise measurement of wave velocities have been carried out at glacier d'Argentière, we consider these velocities in both ice and rock as unknowns of the problem.

Each point in the ice (and a few points belonging to the "Rognon") of this DEM is considered as a possible location for a given icequake. We trace the ray between this point and each of the nine seismometers, for different velocity models. Ice velocities are constrained to range from 1000 $m\,s^{-1}$ to 2500 $m\,s^{-1}$ and rock velocities from 1800 $m\,s^{-1}$ to 2800 $m\,s^{-1}$, both with a step of 50 $m\,s^{-1}$. We also impose a lower seismic wave velocity in ice than in rock. This ray-tracing task is performed using a enhanced Podvin-Lecomte algorithm (*Podvin and Lecomte*, 1991; *Monteiller et al.*, 2005). We then calculate theoretical time delays, for each of the velocity models considered. This theoretical value is to be compared to the measured value by minimizing the following error function :

$$E = \sum_{ij} \frac{|\tau ij^{obs} - \tau_{ij}^{cal}|^2}{2.\sigma_{ij}^2} \tag{3.3}$$

where τ_{ij}^{cal} and τ_{ij}^{obs} are, respectively, the calculated and the observed time delay for sensors i and j, and σ_{ij} is the standard deviation of delay measurements for sensors i and j. This standard deviation must take into account both the precision on time delay measurements (that equals half of the sampling rate set to 4 ms) and the error due to the DEM. The former error is assumed to be the same for every point of the DEM, and was set to 2 ms. This yields a total standard deviation of 2.83 ms, that is independent of both the test-source position and of the value of the delay. This error function allows us to compute the Gaussian probability density function (PDF) $\rho(\mathbf{X}_1, ..., \mathbf{X}_N, V_{ice}, V_{rock}) \propto e^E$ over the whole parameter space, which includes the positions of the N events ($\mathbf{X}_k = [x_k\ y_k\ z_k]^T$ being the position vector for event k) plus the two velocity parameters V_{ice} and V_{rock}. Since

the source positions are independent parameters, the PDF can be rewritten as :

$$\rho(\mathbf{X}_1, ..., \mathbf{X}_N, V_{ice}, V_{rock}) \propto \prod_{k=1}^{N} \tilde{\rho}(\mathbf{X}_k, V_{ice}, V_{rock}) \tag{3.4}$$

where $\tilde{\rho}$ is the PDF of one position vector plus the two velocity parameters. Let ρ_v be the velocity marginal distribution and $\rho_{\mathbf{X}}$ be the source-position marginal distribution. They can be expressed as :

$$\rho_v(V_{ice}, V_{rock}) \propto \prod_{k=1}^{N} \left\{ \int_{\mathbb{R}^3} \tilde{\rho}(\mathbf{X}_k, V_{ice}, V_{rock}) d\mathbf{X}_k \right\} \tag{3.5}$$

$$\rho_{\mathbf{X}_k}(\mathbf{X}_k) \propto \int_{\mathbb{R}^2} \left[\tilde{\rho}(\mathbf{X}_k, V_{ice}, V_{rock}). \prod_{l=1, l\neq k}^{N} \int_{\mathbb{R}^3} \tilde{\rho}(\mathbf{X}_l, V_{ice}, V_{rock}). d\mathbf{X}_l \right] dV_{ice}.dV_{rock} \tag{3.6}$$

Among the 13930 icequakes detected with the STA/LTA algorithm (cf section 3.5), 11410 were localized using the above method. The 2520 left could not be localized because their normalization factors $A^{-1} = \int_{\mathbb{R}^{3N+2}} \rho(\mathbf{X}_1, ..., \mathbf{X}_N, V_{ice}, V_{rock}) d\mathbf{X}.dV_{ice}.dV_{rock}$ were too small, so that all grid points have an unsignificant probability of being the location of the source. This is likely to be due to a source out of the DEM or simply because the delays were not correctly estimated for this event.

Figure 3.8 a shows the icequake epicenter marginal distributions, averaged over the 11410 localized events. It gives the probability density of icequake sources, therefore representing the "seismicity map" over the 30 days of observation. We clearly see that activity is located at a few distinct patches close to our seismic network. This stresses the fact that the seismic activity is not homogeneously distributed in the glacier. In their survey of micro-seimicity at Unteraargletscher, *Deichmann et al.* (2000) also found clusters of events. Most were located near the surface, but a few events were clustered near the bedrock interface. A significant patch of activity in our study may be linked with serac falls on the "Rognon". Figure 3.9 shows the PDF averaged over the 32 major serac falls detected (see section 3.5). It emphasizes the fact that (1) the serac falls are localized where we expect them to be, and (2) that one of the patches found in figure 3.8 is effectively due to the fall of seracs over

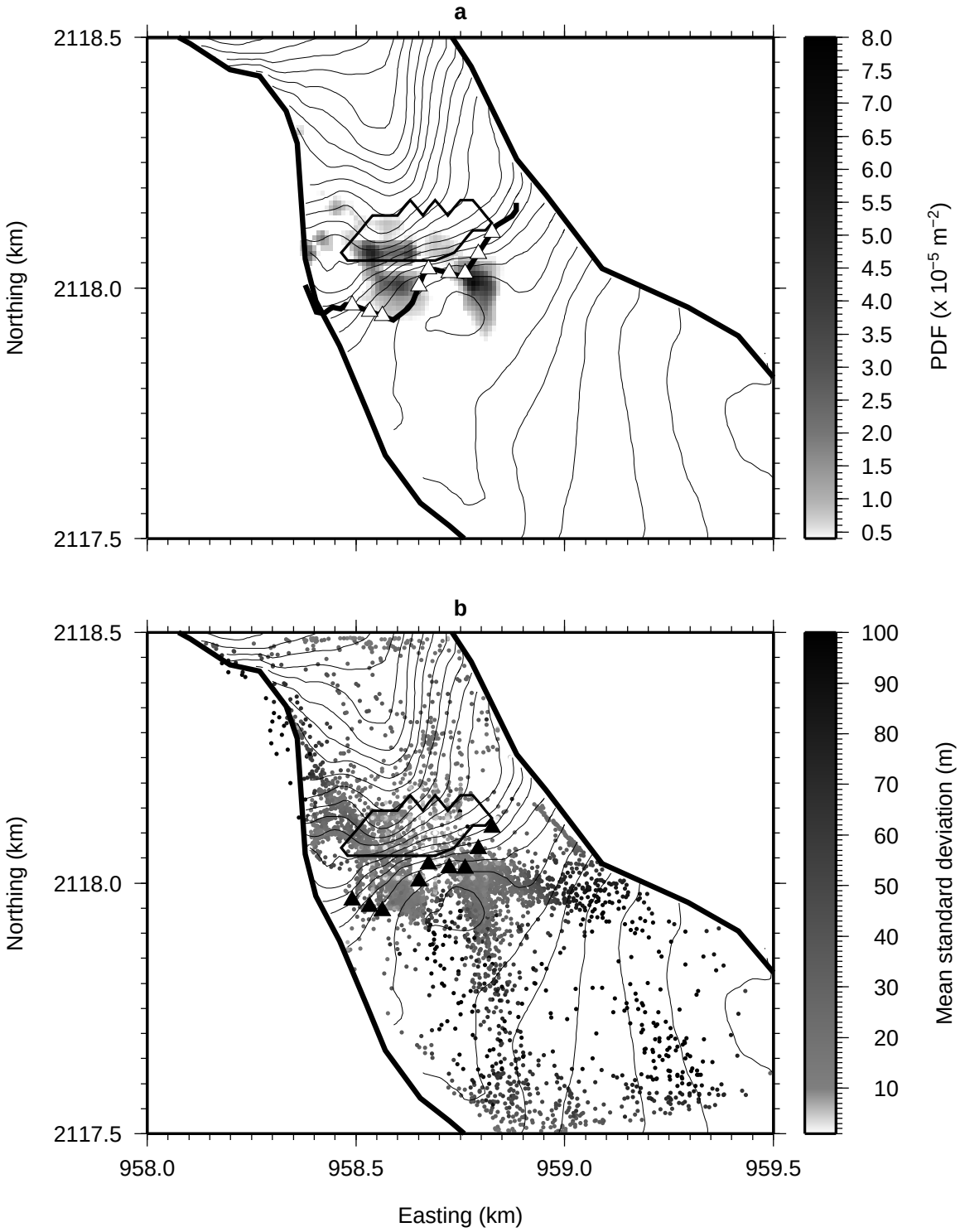


FIG. 3.8 – *(a)* PDF of the sources positions averaged over the 11410 events, in two dimensions and *(b)* averaged standard deviation map in meters. The PDF shows at least three activity patches that are localized close to the network. The other clusters can be linked either to serac falls or to processes that are discussed in section 3.9. The standard deviation map shows that there is a small error in location at the clusters identified by the PDF. Note that this low error is due to the closeness to the sensors (shown with white triangles).

the "Rognon". The other clusters can be linked with processes that are discussed in section 3.10, e.g. the opening and widening of crevasses or stick-slip occuring at the glacier base. The velocity model obtained in our inversion is almost homogeneous : $V_{ice} = 2100\ m\ s^{-1}$ and $V_{rock} = 2300\ m\ s^{-1}$. Assuming the S-wave hypothesis formulated earlier, the inferred S-wave velocity in ice is higher than in other studies. *Neave and Savage* (1970) and *Deichmann et al.* (2000) found $V_S(ice) = 1820\ m\ s^{-1}$ and $V_S(ice) = 1900\ m\ s^{-1}$, respectively. Since wave velocity is higher in rock than in ice, the rays tend to dive directly into the rock, therefore poorly constraining the wave velocity in ice. Furthermore, as we use relative information by computing time delays, the relevant velocity parameter is the wave velocity close to the array, where the rays separate from each other.

Figure 3.8 *b* shows error on locations which is given by the standard deviation of each marginal distribution. Mean errors in the x and y directions are 17 m and 19 m, respectively. The mean error in the z direction is 10.5 m. This low value is erroneous and is likely to be due to the large discretization step of the DEM in the z direction when compared to the effective thickness of the glacier at this location (it equals 2 or 3 discretization steps). Recall that all nine seismometers were lying at the same altitude hence yielding a poor resolution in icequakes depth.

The serac fall example shown in figure 3.10 is of particular interest. The top graph shows the $\approx 12\ s$ long signal recorded on one of the nine sensors. The STA/LTA detection method decomposed the signal in three overlapping parts, as shown in figure 3.10 *a*. The delays for all nine pairs of seismometers, and for the three events, are shown in the middle figure. We thereby localize three different centroids, of which the PDF is shown on figure 3.10 *c* to *e* (time increases from left to right). The recorded signal is due to the avalanche of ice generated by the breaking of the serac on the rock at the "Rognon". A simple order of magnitude calculation leads to an average avalanche velocity of $12\ m\ s^{-1}$.

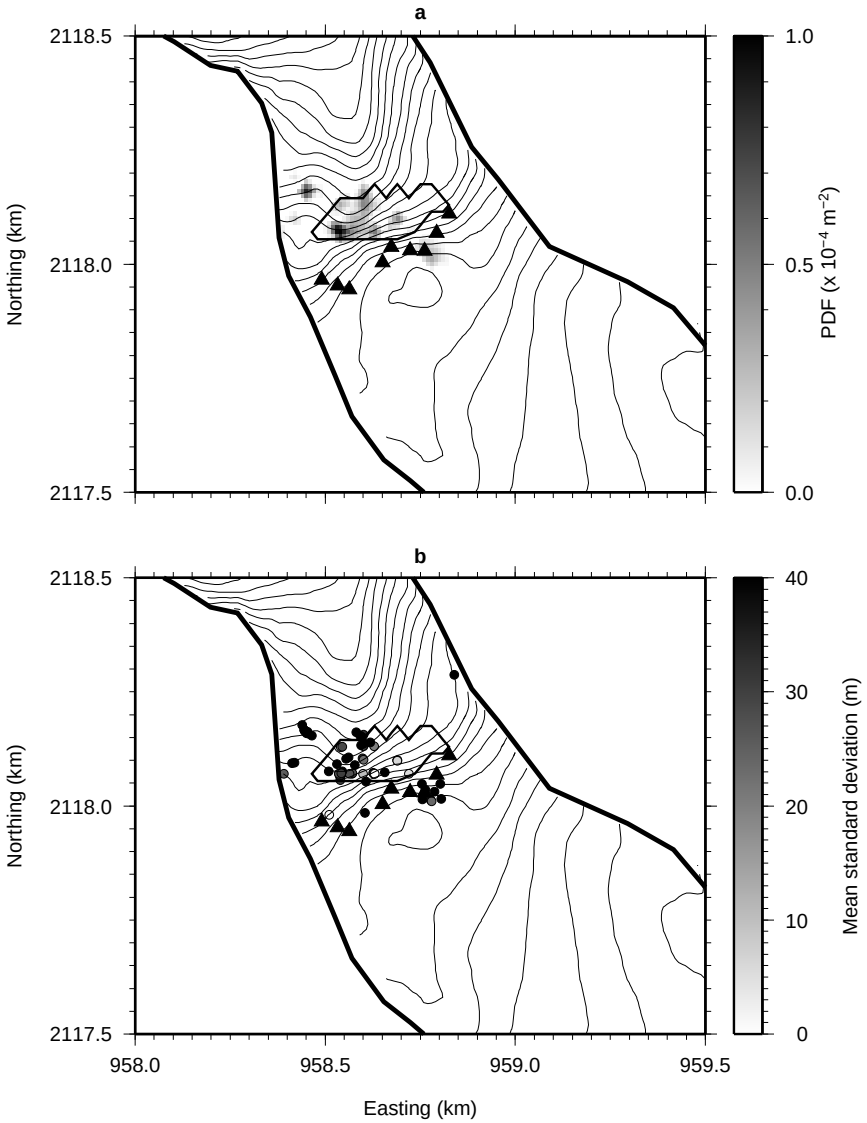


FIG. 3.9 – *(a)* PDF of the serac fall positions averaged over the 32 detected serac falls. We see that these sources are mostly located on the "Rognon" (materialized on the figure by the bold line), on which the ice blocks collapse. *(b)* serac fall centroïds. The color indicates the uncertainty on the location, ranging from 0 m to 10 m.

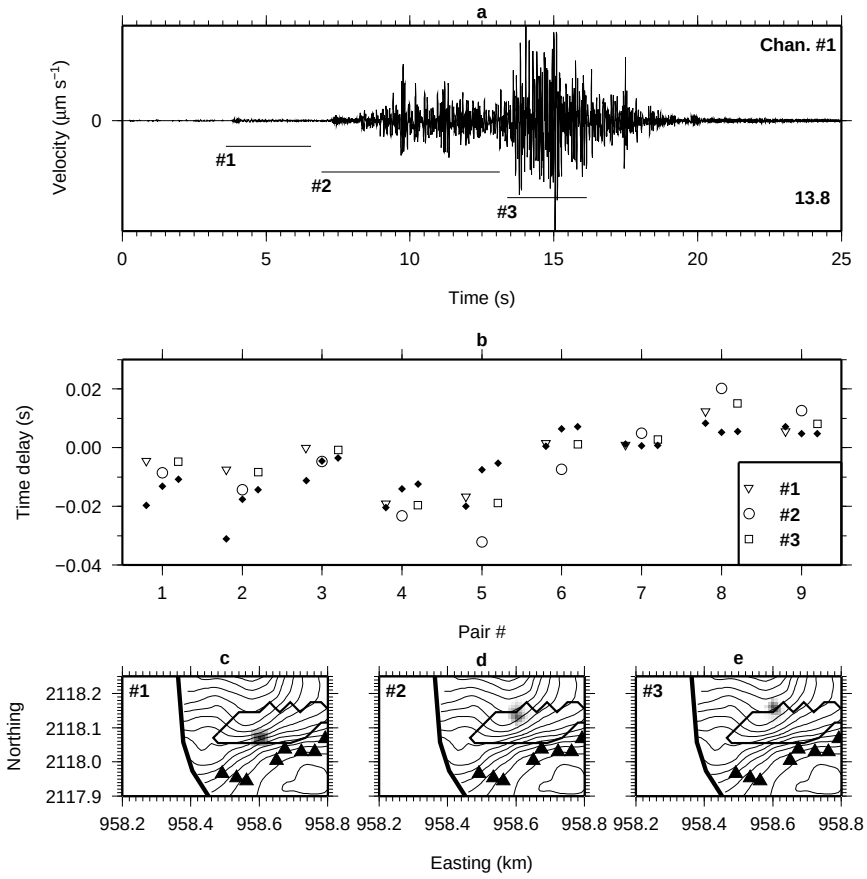


FIG. 3.10 – Example of location of a serac fall. *(a)* Signal of the serac fall recorded on sensor # 1. The vertical lines mark the beginning and the end of the three triggers. The maximum amplitude is indicated in the bottom right corner. *(b)* Time delays for the nine pairs of seismometers. These are the mean delay over each of the 3 time windows. The triangles show the delays for sub-event #1, the circles show the delays for sub-event #2 and the crosses show the delays for sub-event #3. The black dots represent the delays computed with the best-fit velocity model. *(c)* to *(e)* : probability density function for each of the three sub-events. We clearly see the source moving down the glacier. This is due to the avalanche of ice moving down over the "Rognon" with an average speed of 12 $m\,s^{-1}$.

3.8 Error estimation

In order to estimate the accuracy of the location with errors due to both the geometry of the array and the velocity model, we performed two synthetic tests. For that purpose, we selected 822 nodes of the DEM and considered them as sources for which we computed travel times to the nine sensors of our network. The nodes were chosen to represent the entire surface of the glacier and are located mid-depth in the ice.

Estimation of the error due to the geometry of the array : For each node, we randomly perturbed the time delays using a Gaussian distribution with a standard deviation of 2 ms, which corresponds to the standard deviation for the calculated time delays. A set of 100 independent perturbations was computed for one node. We inverted the source location using this set of time delays, with the best-fit velocity model. We finall computed the standard deviation on the location over the 100 realizations, proceeding in a similar manner for each of the 822 nodes. Figure 3.11 a shows the spatial distribution of this location error. It typically ranges from $\approx$ 10 cm to $\approx$ 270 m and it is low within the regions where the activity clusters were found (figure 3.8) – of the order of $\approx$ 20 m. The geometry of the array imposes a large-error zone upstream of the galleries, on the right margin of the glacier. The error on depth ranges from $\approx$ 30 cm to $\approx$ 90 m, and is low on the "Rognon" where there is no ice. Typical error on depth are of the order of the glacier thickness, showing the low accuracy in depth determination.

Influence of the velocity model : For each node, we computed the set of theoretical travel-times in a randomly perturbed velocity model. This perturbation is again Gaussian, with a standard deviation of 500 ms^{-1}. The mean velocity model was chosen to be the best-fit one, and we imposed the wave velocity in the ice to be lower than the wave velocity in the rock. We performed a Monte-Carlo run, with 100 independent perturbations for each node. Figure 3.11 b shows the resultant spatial distribution of the standard deviation of the inverted locations. Although it is rather similar to that found previously – again showing the influence of the array geometry, the standard deviation is typically higher and

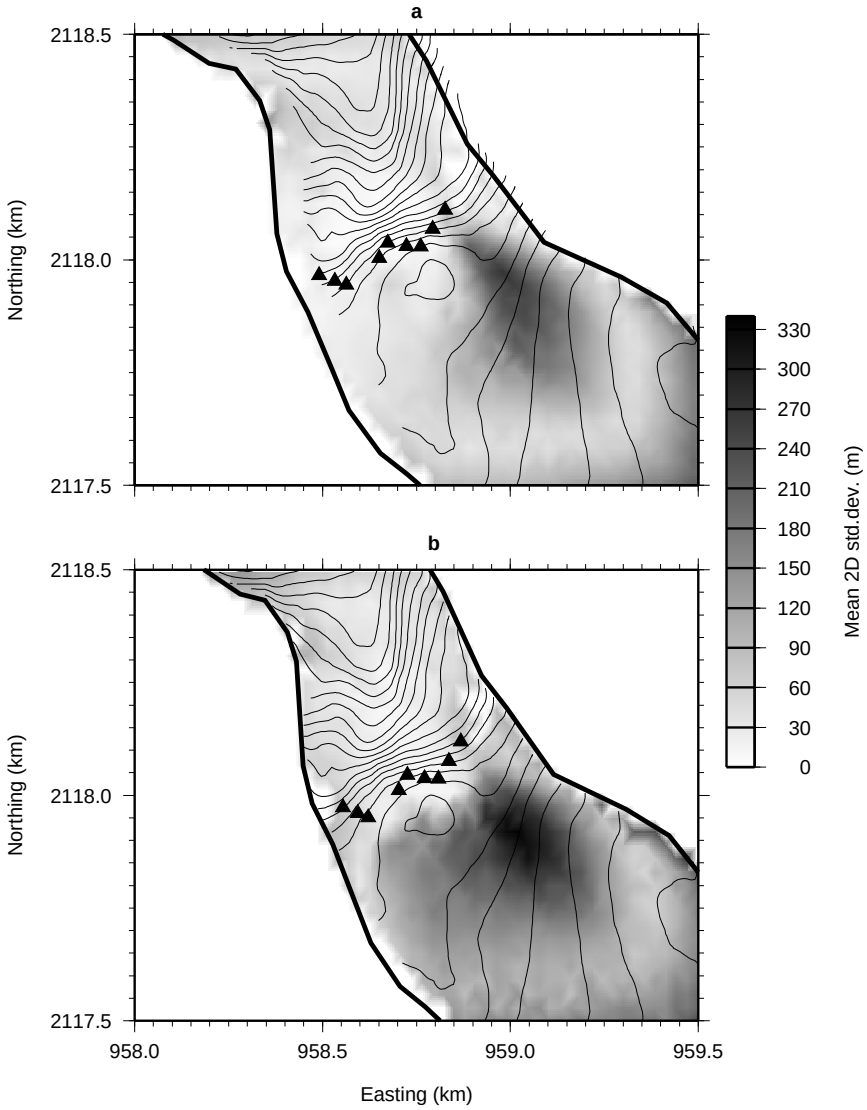


FIG. 3.11 – (a) Spatial distribution of errors due to the array geometry. It typically ranges between 0 m and $\approx$ 270 m, and it is low close to the array. (b) spatial distribution of errors due to the velocity model. This distribution is similar to the previous one, but shows higher values (ranging from $\approx 0\ m$ to $\approx 335\ m$). This error is also dominated by the effect of the geometry. The location mostly depends on the velocity model close to the array.

ranges from $\approx 6\ m$ to $\approx 330\ m$. Once again, the error is low within the regions where the clusters are located (of the order of $\approx 40\ m$). As stated earlier, the inverted locations depend mainly on the velocity close to the array since the time-delays contains information about the difference in travel time, which is local to the pair of seismometers. We tested this by locating the real data set in two fixed velocity models ($V_{ice} = 1000\ m\ s^{-1}$ and $V_{ice} = 1800\ m\ s^{-1}$, keeping $V_{rock} = 2300\ m\ s^{-1}$ in both cases). This test shown in figure 3.12 yielded a clustered activity map with strong similarities to the best-fit one (figure 3.8). As only the wave velocity in the ice changed, it confirms that the relevant velocity parameter is the wave velocity in the rock.

3.9 Magnitude computation

In order to classify and characterize the sources, we computed local magnitudes for all the sources. It is classically defined by (*Richter*, 1935) :

$$M_L = \log\left(\frac{A}{A_0}\right) \tag{3.7}$$

where A is the maximum of peak to peak amplitude of displacement measured on the signal (in mm) and recorded with a standard Wood-Anderson seismometer, and A_0 corresponds to a reference earthquake of magnitude 0, hence generating a displacement of 1 μm at a distance of $100 km$. A_0 is a correction factor applied to the logarithm of measured trace amplitude in order to take into account geometrical spreading. It can be expressed in a simple way by :

$$\log(A_0) = a + c.\log(\Delta) \tag{3.8}$$

where Δ is the hypocentral distance in km, a is a site-dependent coefficient and c characterizes the attenuation due to geometrical spreading. *Richter* (1958) gave a distance correction table for distances ranging from 0 km to 600 km. These values were originaly defined for Southern California, but are used worldwide.

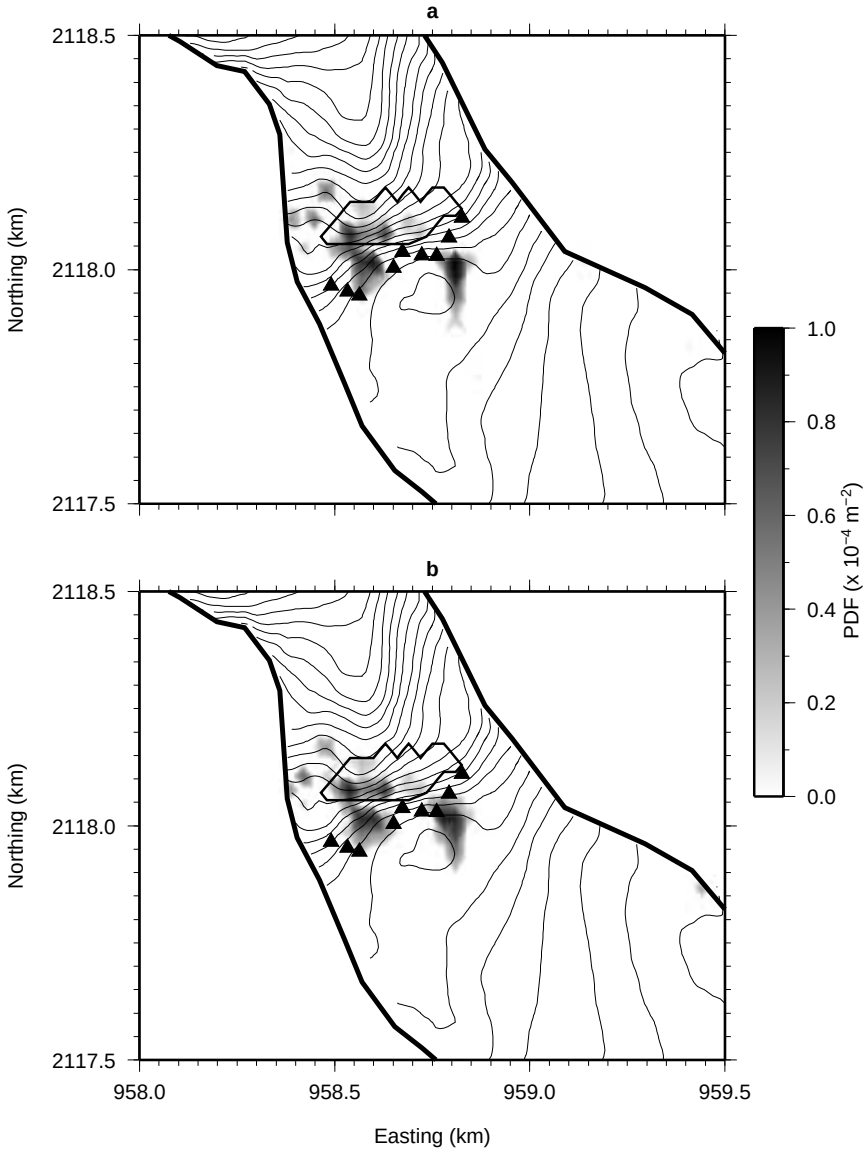


FIG. 3.12 – Activity map obtained when setting the ice-wave velocity to *(a)* 1000 $m\,s^{-1}$ and to *(b)* 1800 $m\,s^{-1}$, with the rock wave velocity set to 2300 $m\,s^{-1}$ in both cases. The clusters found in figure 3.8 are located at the same place in both models. This confirms that the location is not dependent on the ice elastic parameters (or wave velocity), since the rays follow the same paths except in a region close to the array.

We computed an attenuation law for our specific case. To this effect, we computed the synthetic Wood-Anderson (WA) seismograms from the recorded seismograms. *Urhammer and Collins* (1990) show that the classical values for WA seismometers (i.e. static magnification = 2800, free period = 0.8 s and fraction of critical damping = 0.8) were not the values determined from measurements. They suggest using the value of 2080 ± 60 for the static magnification. However, we decided to apply the 2800 static magnification value to our work since it is used in common practice. This yields an over estimation of the local magnitude by an average of 0.13 M_L units (*Urhammer and Collins*, 1990). Synthetic WA seismograms were computed following the methodology of *D'Amico and Maiolino* (2005). We first computed the displacement response curve of L-4C seismometers (sensitivity of the transducer 172.3 $V\ m^{-1}\ s$, natural frequency 1 Hz and damping factor 0.7) and the response curve of a standard WA seismometer. We then divided the Fourier transform of the velocity seismic signal with the displacement curve of L-4C and multiplied it with the response curve of a standard WA seismometer. Taking the inverse Fourier transform yields the synthetic WA seismograms we use hereafter. The maximum peak to peak amplitude of displacement was then read for each event, on the nine seismometers of our network.
With this set of amplitudes, we computed an attenuation law in a two-stage process. First the station-dependent coefficient $a^{(i)}$ for sensor i was computed by comparing the amplitude of tectonic earthquakes recorded at station OG 03 (Samoëns) of the Sismalp Network (*Thouvenot et al.*, 1990; *Thouvenot and Fréchet*, 2006), which is 20.8 km away from our network. Assuming that this distance is small compared to the distance to the tectonic earthquakes we consider (see table 2), we assumed that the amplitude measured at station OG 03 is nearly the same than the amplitude measured at our network. Hence for sensor i and for tectonic event k we can write :

$$\log\left(A^{(i,k)}\right) - \log\left(A_0\right) = \log\left(a^{(i)}\right) \tag{3.9}$$

where $A^{(i,k)}$ is the peak-to-peak amplitude measured at sensor i and A_0 is the peak-to-peak reference amplitude. These coefficients are calculated by a simple linear regression

TAB. 3.2 – List of tectonic earthquakes recorded at both station OG 03 and our network. The three first events are used in the station-dependent coefficients calculation. The fourth one cannot be used for that purpose since it is too close. It is however used in the attenuation law determination. The local magnitude and the distance to station OG 03 are as given by the Sismalp network.

Date	Time	Magnitude (M_L)	Distance to OG 03 (km)	Distance to Argentière (km)
20/12/2003	03 :29	3.12	180.1	165.7
21/12/2003	01 :36	2.86	180.1	197.9
04/01/2004	10 :55	1.86	126.6	128.4
06/01/2004	05 :12	1.22	13.6	11.8

using a set of 3 well recorded tectonic earthquakes (table 3.2). As an example, figure 3.13 shows a regional tectonic event recorded on (a) station OG 03 and (b) on one sensor of the Argentière network.

Then, we scaled an attenuation law of the form of (8) with our set of amplitudes and the tectonic earthquakes. This system of equations was solved by least squares, after constraining the value of M_L for the tectonic earthquakes :

$$c.\log\left(\Delta^{(k)}\right) = \log\left(A^{(i,k)}\right) - a^{(i)} - M_L^{(k)} \tag{3.10}$$

for station i and for tectonic event k. $\Delta^{(k)}$ and $M_L^{(k)}$ are given by the Sismalp catalogue and $A^{(i,k)}$ is the peak-to-peak amplitude of displacement (in micro-meters) measured by our array. This inversion leads to $c = -1.2164 \pm 0.0013$. In order to validate this result, we processed full-waveform numerical simulations of wave propagation (*O'Brien and Bean*, 2004) from a few located sources to different recorders set all over the glacier, including the nine actual sensors. From these simulations, we computed the attenuation law with the following constraint upon amplitude which corresponds to the magnitude 0 earthquake as defined earlier :

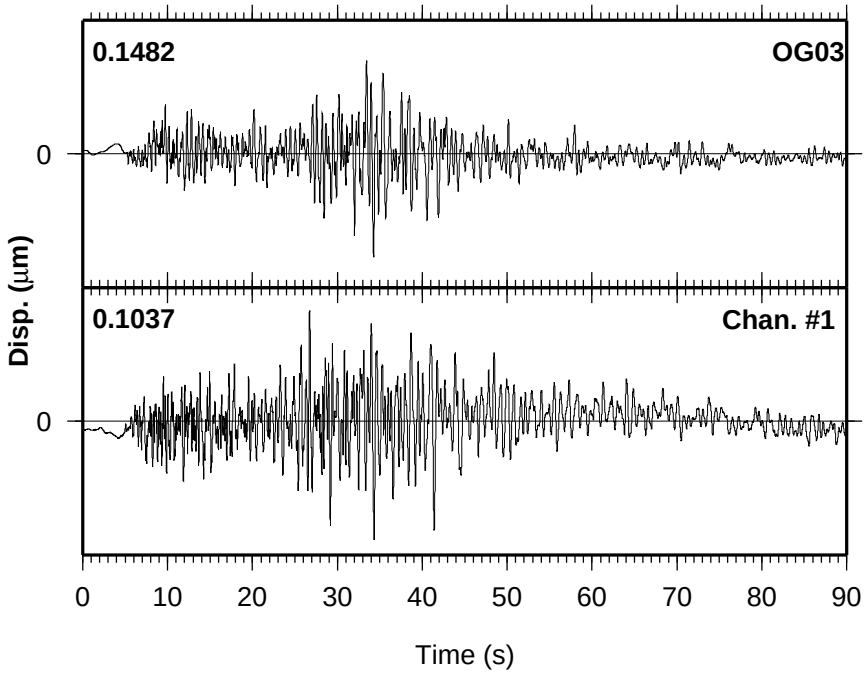


FIG. 3.13 – Vertical displacement generated by a tectonic earthquake recorded at Sismalp station OG 03 (top) and at sensor # 1 (bottom). The maximum of displacement is indicated at the top left corner of each window, in micrometers. For sensor # 1, we computed an amplification factor of 0.698, which is almost equal to the amplification factor of OG 03, equal to 0.700.

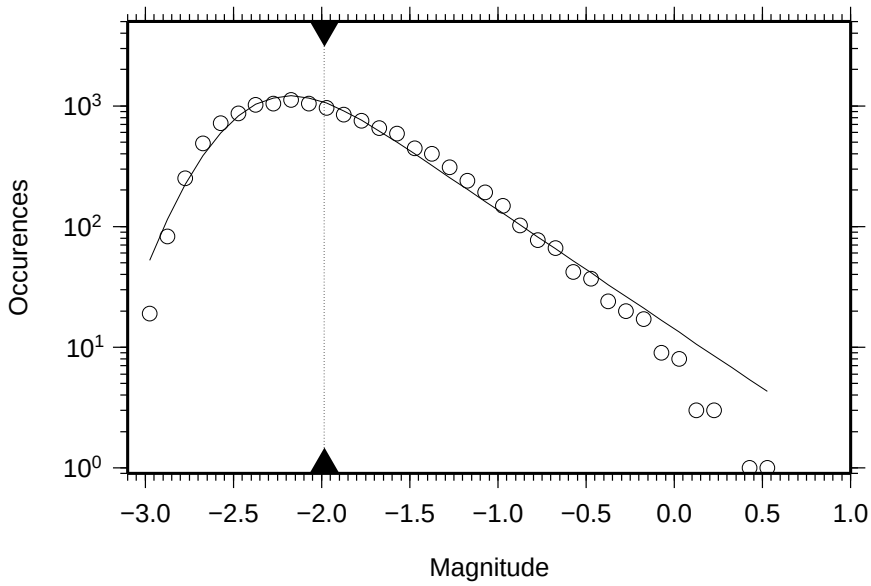


FIG. 3.14 – Number of occurrences versus magnitude, fitted by a law taking into account the capacity of the network to detect a given event (line). This law is the product of the classical Gutenberg-Richter law with a detection function of the form $q(m) = \frac{1}{2} + \frac{1}{2}.erf\left(\frac{m-\mu}{\sqrt{2}\sigma}\right)$. The data follow this law from $\approx M_L - 3$ to $\approx M_L - 0.15$. The black triangle shows the magnitude of completness ($m_c = -1.98 \pm 0.03$) defined as $m_c = \mu + \sigma$.

$$\log A(\Delta = 100\ km) = -6 \tag{3.11}$$

This numerical simulation leads to $c = -1.2$, which is in good agreement with our data. The constraint upon the amplitude of a reference earthquake has obviously an important weight on these results.

Once the attenuation law is determined, local magnitudes are computed for all 12601 localised icequakes by applying equation 3.7. Figure 3.14 shows the number of occurrences versus the magnitude.

We model this magnitude-occurrence relationship by assuming that the number of earthquake of magnitude m is of the form $n(m) \approx e^{-\beta.m}.q(m)$, where $e^{\beta.m}$ represents the Gutenberg-Richter law with $\beta = b.\log_e 10 \approx 2.3b$ (the coefficient b is the b-value), and q is the probability that an earthquake of magnitude m would be detected by the network.

The function used in our case is of the form $q(m) = \frac{1}{2} + \frac{1}{2}.erf\left(\frac{m-\mu}{\sqrt{2}\sigma}\right)$, which is the integral of a normal law with expected value μ and standard deviation σ. Such a form comes from the assumption (a) that detection is hampered by the noise at the station, and (b) that this noise is log-normal, as is usually observed. The maximum likelihood estimator, using Poisson statistics, yields $\mu = -2.26 \pm 0.02$, $\sigma = 0.27 \pm 0.01$ and $b = 0.99 \pm 0.02$. The magnitude of completness can be estimated as $m_c = \mu + \sigma = -1.98 \pm 0.03$ (*Ogata and Katsura*, 1993). Interestingly, the b-value is very close to 1, which is a typical value for tectonic earthquakes at much larger magnitudes. This suggests that fracturing in an Alpine glacier, at least within a serac zone, is at criticality, with no characteristic size events dominating the process. The data follow this law for magnitudes ranging from $M_L - 3$ to $M_L - 0.15$. Higher magnitude events are serac falls, which source mechanisms are different from those of type-I events.

3.10 Discussion and conclusion

We have seen that the high seismic activity was concentrated in several clusters. We should again stress that these clusters are well determined close to the antennas. This should not exclude that there might be other clusters elsewhere in the glacier. Many different processes can be invoked to explain both the high seismic activity that we recorded and the four clusters. The first process to consider is obviously the fall of seracs on the "Rognon". Type II events are composed of many smaller events that can be explained by the fall of ice on the surface of the glacier or directly on the bedrock (at the "Rognon") when the serac breaks down on the glacier (figure 3.3). As shown in figures 3.9 and 3.10 seracs that break on the rock flow down the glacier in an avalanche of ice debris. The second process is the opening and widening of crevasses that eventually split the glacier into blocks (seracs). Previous passive seismic experiments (*Neave and Savage*, 1970) have shown that the opening of crevasses is a seismically active process that can even mask deeper sources. Besides, an important fracturing of the ice massif occurs at the serac fall under which the measurements were made since there are strong changes in the bedrock

topography as well as high deformation rate (an order-of-magnitude calculations yields a deformation rate of the order of 10^{-3} per day) ; the biggest crevasses can be seen from the surface and are likely to be responsible for some of the seismic activity (see *Vivian and Bocquet* (1973), for a section view of the serac fall showing the position of the galleries relatively to the crevasses and the bedrock topography).

Deichmann et al. (2000), showed that deep sources could exist. Since our seismometers were recording from the bottom of the glacier, we expect to be able to measure deep events in our experiment. *Robin* (1976) suggested that stick-slip processes could occur even for temperate glaciers. According to *Ahlmann* (1935), a temperate glacier is a glacier in which ice below the level that can be affected by seasonal variations is at the pressure-melting point. *Goodman et al.* (1979) showed that a sudden compression applied on a sample of ice kept close to the pressure-melting point induces a rapid cooling of that sample. Hence if the basal ice of a temperate glacier is close to the pressure-melting point, an increase of the hydrostatic pressure will rapidly cool that parcel of ice, hence freezing it to the bed. Since the glacier is motion, the accumulation of stress at this point leads to a sudden rupture of the frozen patch and to stick-slip. *Goodman et al.* (1979) installed three wire strain-meters in the galleries of glacier d'Argentière for three-week periods in September 1975, January 1976 and April 1976. The strain-meters were installed at a location close to stations 7, 8 and 9 in our experiment. Their records showed long-period strain changes that they related to Earth tides. They however found two types of strain events that were recorded on the three data-loggers they used. The first type was strain excursion which begin with a rapid change followed by a slow decay back to the original value while the second type was small offsets from the general trend. They related the first type of strain event with events observed on tilt-meters set close to the San Andreas fault in California by *McHugh and Johnston* (1977). They also coupled these strain measurements with a seismometer and observed that some of the strain events were correlated with seismic events. 30% of the events could be found on at least two of their three recorders. Although these strain events could be explained by the opening of crevasses, it appeared that some of them would still be due to local phenomena that could be explained by the fracturing of ice frozen to the

bedrock. The clusters that we show in figure 3.8 support the hypothesis of local stick-slip processes rather than the opening and widening of crevasses, since the activity is not distributed across the width of the glacier as we would expect if only crevassing was considered. One of the clusters found is actually close to the site *Goodman et al.* (1979) choose to install their wire strain-meters. Similarly, *Hubbard* (2002) measured the displacement of the basal ice under Glacier de Tsanfleuron in Switzerland. Five anchors were emplaced in the ice, at different heights above the bedrock. He reports a non-uniform motion, varying both through time and with distance to the glacier bed. The total motion occured in discrete events separated by periods of little motion, which could be explained by stick-slip. Another possible stick-slip mechanism could be caused by the numerous rock inclusions that can be found in the basal ice (*Vivian and Bocquet*, 1973). The friction of such blocks on asperities of the bedrock could generate the seismic signals we recorded. However, we found multiplets of icequakes (of which two events are given in figure 3.15 *a* that can be defined as a set of events with similar waveforms (*Got et al.*, 1994). These multiplets can be explained by similar source-mechanisms located at the same place or closeby to each other. Figure 3.15 *b* shows the probability density function averaged over the 28 events of one multiplet. It is located on one of the clusters found earlier. The difference in time between events belonging to that cluster is sufficiently large to suggest that these sources are not moving with the glacier, and thus that they are located at the interface between the bedrock and the bottom of the glacier. The elongated form of the PDF distribution is likely to be an artifact due to the geometry of the array. *Danesi et al.* (2007) found similar results beneath an Antarctic outlet glacier. This supports once again the hypothesis of local basal ice area freezing to the bedrock and tends to invalidate the rock-on-rock stick-slip hypothesis. Such a source is rather punctual in time, and would depend on both the size and shape of the rock inclusion and of bed asperities. Such a mechanism is unlikely to explain the existence of the multiplet.

In order to locate the icequakes sources, we proposed an approach in which each point of the DEM is a test source from which we trace rays for several different velocity models. We therefore assume that we work in the far-field hypothesis. Even though the sources can be

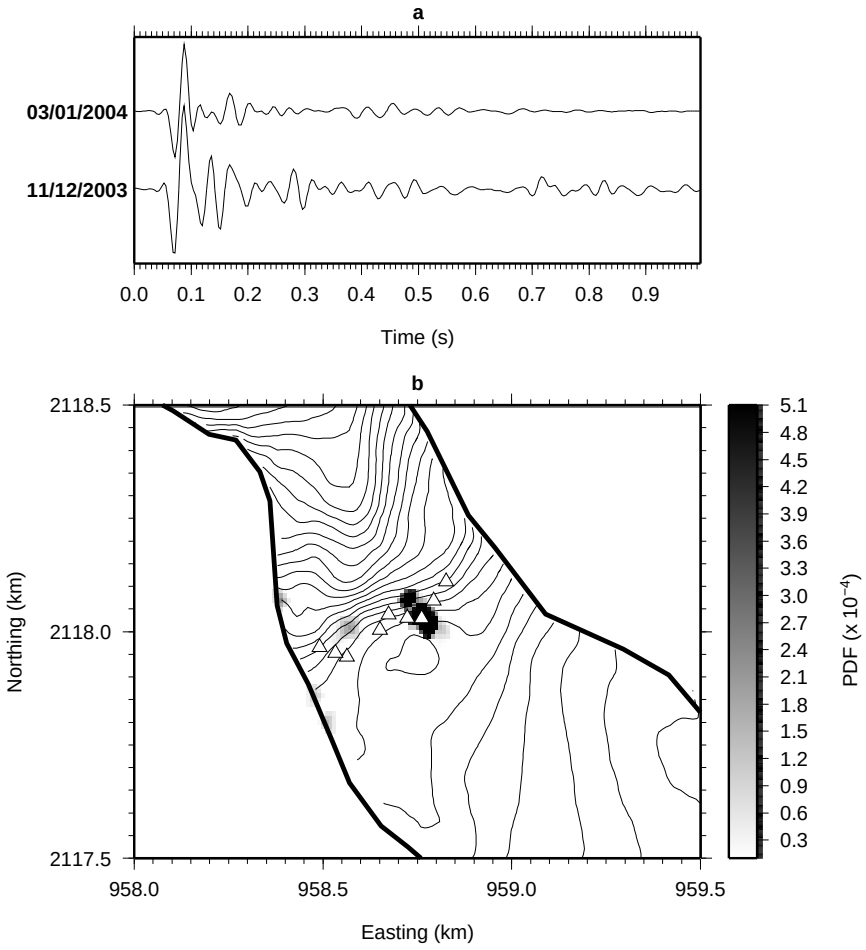


FIG. 3.15 – *(a)* two events belonging to a multiplet composed of 28 events. The bottom event occurred on the 11^{th} of December, at $4h32$ $a.m.$, while the bottom event occurred on the 3^{th} of January, at $4h28$ $a.m.$. The signals are band-pass filtered between 2 Hz and 40 Hz. Note the very similar first arrivals. However, some differences are noticeable in the coda, showing how the medium in which the waves propagated might have changed. *(b)* PDF of the multiplet epicentral position. Its maximum corresponds to one of the patches shown in figure 8.

very close to the sensors, both their size (according to the negative magnitudes computed in section 3.8) compared to the source-station distances and the DEM grid spacing (30 m) supports such an hypothesis.

Then we compute the probability density function of the whole set of detected icequakes. It gives an idea of the seismic activity over the considered period of time. This method works as long as the seismometers are close enough to record a coherent but delayed signal so that we can calculate a delay with a precision lower than the sample rate. We have seen that even in the case of small antennas, the solution found is robust as long as we have enough data (both in terms of number of events and of number of antennas). Moreover, the use of probabilities gives an original approach to grid-search methods in antenna techniques. It yields both the locations of the sources via the mean value, and the error on these locations via the standard deviation of the probability density function. It however relies on the fact that there are a high number of events processed at once.

Acknowledgments

We are very grateful to Emosson S.A. for the access to the galleries. We warmly thank V. Goudard, J. Grangeon and P. Rampal for their help in the field work, B. Valette for the numerous discussions we have had about the inversion process, C. Michel, F. Thouvenot for Sismalp data, J. Weiss. B. Hubbard, D. Chandler and an anonymous reviewer's comments helped to significantly improve the manuscript. P.F. R. was supported by the Conseil Général de la Région Rhône-Alpes. This work was partly funded by BQR Université de Savoie. Figures were made using the GMT package (*Wessel and Smith*, 1991).

3.11 Précisions concernant la loi magnitudes – occurrences déterminée au paragraphe 3.9

La détermination des magnitudes dépend essentiellement de la capacité d'un réseau à détecter un séisme. Cette capacité est classiquement traduite par la magnitude de complétude m_c : tous les séismes de magnitude supérieure à m_c pourront être détectés par le réseau. La magnitude de complétude dépend du réseau utilisé, et est *in fine* fonction du bruit ambiant à chaque capteur. En d'autres termes, un séisme ne peut être détecté que si son rapport signal sur bruit est suffisament élevé.

Nous avons supposé, dans le cas d'Argentière, que le bruit était distribué suivant une loi log-normale. Il est cependant possible de paramétrer la fonction q mentionnée au paragraphe 3.9 d'une autre façon, en considérant que le bruit est réparti non plus suivant une loi log-normale, mais une loi de type Gumbel (*Marsan et al.*, 2007) : le bruit à chaque station est généré par des sources sismiques aléatoirement réparties autour du capteur, et dont les magnitudes suivent également une loi de Gutenberg – Richter. La fonction q, qui représente la probabilité qu'un séisme de magnitude m soit détecté par le réseau, est dans ce cas de la forme (*Marsan et al.*, 2007) :

$$q(m) = \exp\left(-e^{-\frac{m-\mu}{\sigma}}\right) \tag{3.12}$$

les notations étant celles du paragraphe 3.9. Le résultat de cette modélisation est présenté sur la figure 3.16. On obtient dans ce cas $\mu = -2.06 \pm 0.06$, $\sigma = 0.48 \pm 0.03$ et $b = 1.19 \pm 0.05$, et une magnitude de complétude de $m_c = -1.58$. Les valeurs de b et de m_c sont toutes les deux plus élevées que celles trouvées en utilisant une loi log-normale. On constate en outre que l'ajustement est de meilleure qualité dans le cas Gumbel, ce qui donne une indication quant à la nature du bruit sismique enregistré par l'antenne.

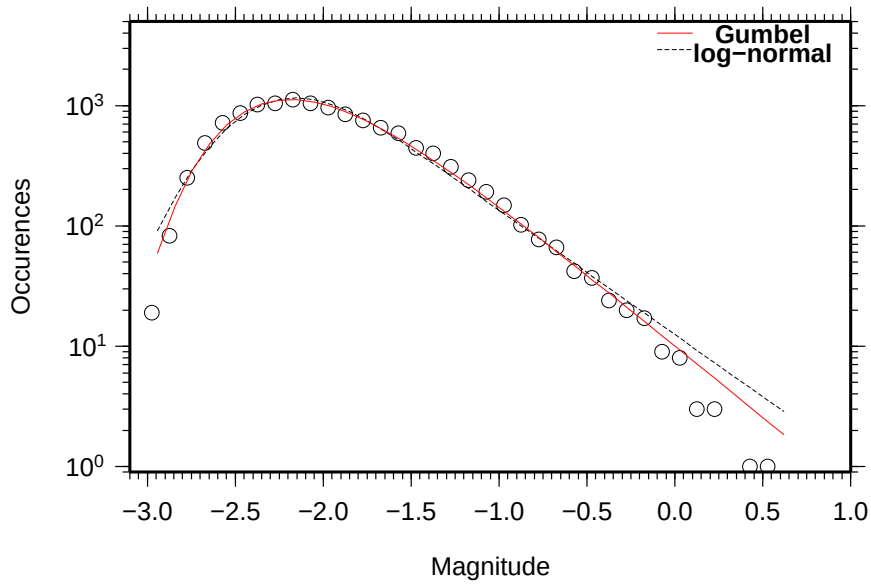


FIG. 3.16 – Ajustement de la distribution magnitudes – occurrences au glacier d'Argentière avec une loi de Gumbel (en rouge), et comparaison avec la loi log-normale (en pointillés noirs). L'ajustement avec la première est de meilleure qualité qu'avec la seconde loi.

3.12 Corrélation temporelle des occurrences

En sismologie crustale, le nombre de répliques après un séisme donné est classiquement représenté par la loi d'Omori (*Omori*, 1894; *Lay and Wallace*, 1995) :

$$n = \frac{c}{(K+t)^p} \tag{3.13}$$

où n est le nombre d'occurrences dans un intervalle de temps t après le choc principal, et c, K et p sont des constantes dépendant de la taille du séisme. Le choc principal (*main-shock*) induit un changement de l'état de contraintes du système complexe qui l'entoure ; ce dernier, pour réajuster cette modification, doit à son tour émettre de l'énergie, et par conséquent générer de nouveaux séismes, de magnitudes inférieures (les répliques, ou *af-tershocks*) : on considère qu'une séquence de répliques libère environ 10% du moment sismique du choc principal (*Lay and Wallace*, 1995). La loi d'Omori sus-mentionnée décrit ce réajustement dans le temps, et indique la décroissance rapide du nombre de répliques (décroissance en loi puissance) après le choc principal. Il est évident que ce réajustement possède également une dimension spatiale (par exemple, *Marsan et al.* (1997)) dont nous

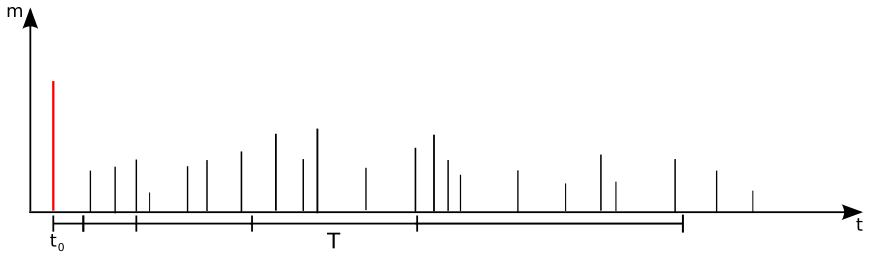


FIG. 3.17 – Schéma de principe du calcul de la corrélation temporelle entre un séisme de magnitude m_0 ayant lieu à l'instant t_0 et les occurrences suivantes. On compte le nombre d'occurrences dans des intervalles de temps T dont la taille évolue (croissance algébrique) avec le temps.

ne ferons pas état dans le présent exposé.

En pratique, on compte le nombre $N(T, m_0)$ de séismes de magnitudes $m \geq m_c$ (m_c est la magnitude de complétude) suivant un séisme de magnitude $m_0 \geq m$ ayant lieu à l'instant t_0 (voir figure 3.17) et dans l'intervalle de temps $T = [t_k\ t_l]$ (k et l sont tels que $k \leq l$ et $k, l \geq 0$) de taille croissante. On calcule alors un taux de sismicité normalisé, λ, que l'on peut exprimer par :

$$\lambda(T) = \frac{N(T, m_0)}{N_{ev}.T} \tag{3.14}$$

où N_{ev} est le nombre total de séismes de magnitude $m \geq m_0$ considérés après le choc principal.

La figure 3.18 montre le taux de sismicité suivant des occurrences de magnitude $M_L = -1.5$, $M_L = -1$ et $M_L = -0.5$ respectivement. On constate l'existence d'une décroissance linéaire pour les temps courts (10^{-3} jours, soit environ une minute). Il semble en outre y avoir causalité pour ces temps, en ce sens où des séismes de forte amplitude déclenchent plus de séismes que des évènements plus faibles.

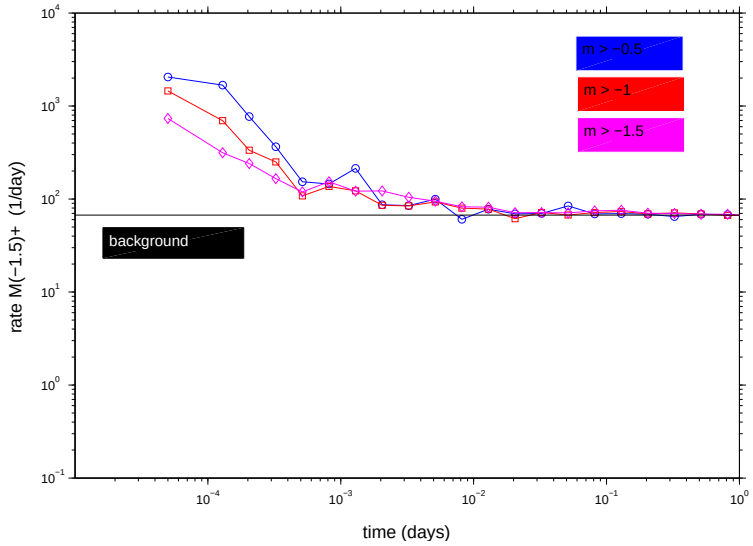


FIG. 3.18 – Nombre de répliques par jour suivant des séismes de magnitude $M_L = -1.5$ (violet), $M_L = -1$ (rouge) et $M_L = -0.5$ (bleu). La ligne horizontale noire est le nombre de séismes par jour pour lesquels on ne constate pas de corrélation temporelle.

La sismicité de fond (ou *background rate*, en noir sur la figure 3.18) correspond à la sismicité totalement décorrélée, c'est à dire qu'elle n'est pas déclenchée par d'autres occurrences. Dans le cas du glacier, cette dernière est à associer à la sismicité liée à l'écoulement gravitaire du glacier sur son lit rocheux. La figure 3.19 montre le même taux de corrélation temporelle, mais pour lequel on a soustrait le taux de sismicité de fond. L'intersection des différentes corrélations avec ce dernier donne un temps de corrélation d'environ une minute. On constate à nouveau la causalité mentionnée plus tôt, pour cette même durée. Ces résultats indiquent qu'il existe une corrélation temporelle entre les séismes générés par les différents processus mécaniques proposés au paragraphe 3.10, au même titre qu'il en existe dans la croûte terrestre. Un séisme glaciaire est donc susceptible d'en déclencher d'autres, malgré la faible taille des sources mesurées à Argentière (les magnitudes sont systématiquement négatives ; voir les paragraphes 3.9 et 3.11) ; la durée de corrélation est cependant nettement inférieure dans ce cas que dans le cas de la sismologie crustale. Ce dernier point suggère que la vaste majorité de la sismicité enregistrée à Argentière est générée par le mouvement du glacier sur son lit rocheux, plutôt que par déclenchement.

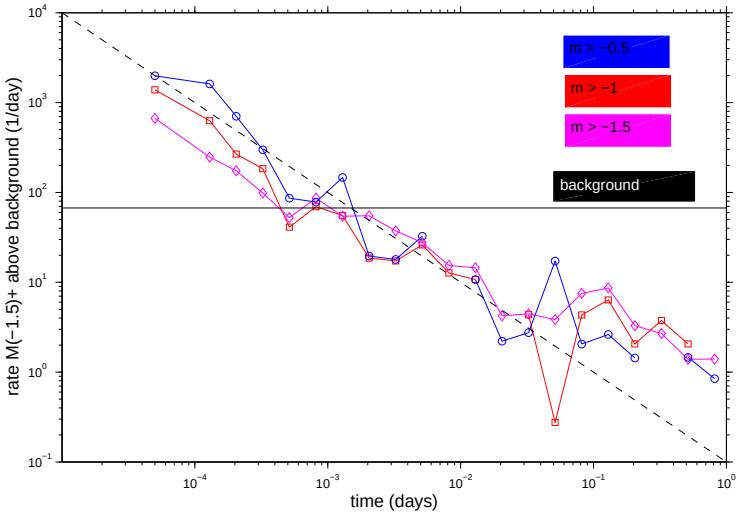


FIG. 3.19 – Taux de corrélation temporelle (nombre de séismes de magnitude supérieure à celle du choc principal) pour différentes magnitudes (voir figure 3.18) auquel on a retranché le taux de sismicité de fond. On constate (1) que ce taux de corrélation suit approximativement une droite (en diagramme log) quelque soit la magnitude du choc principal considéré et (2) qu'il y a causalité (un séisme de forte amplitude va générer plus de répliques qu'un séisme plus faible). Cette causalité n'est valable que pour des temps inférieurs à $10^{-3} jours$, soit une minute environ.

Chapitre 4

Corrélation au glacier d'Argentière : les écoulements d'eau comme source de bruit ?

4.1 Introduction

Lobkis and Weaver (2001) ont démontré que, dans le cadre théorique d'un champ diffus (c'est à dire un champ composé d'ondes d'amplitudes et de phases aléatoires qui se propagent dans toutes les directions possibles et qui contient par conséquent de l'information sur tous les trajets possibles (*Shapiro and Campillo*, 2004)) et d'un milieu élastique fini et non absorbant, la fonction de corrélation est proportionnelle à la fonction de Green ; une démonstration "simple" s'appuie sur l'expression modale du champ diffus, donnée par :

$$\phi(x,t) = \mathfrak{Re} \sum_{n=1}^{\infty} a_n u_n(x) e^{i\omega_n t} \tag{4.1}$$

où $\phi(x,t)$ est le champ diffus en question, x est la position, t le temps, u_n et ω_n sont les fonctions et les fréquences propres correspondantes de la Terre, respectivement, et les a_n sont les amplitudes modales complexes (*Lobkis and Weaver*, 2001). Les fonctions propres u_n sont orthogonales deux à deux. On peut ainsi écrire, dans le cas de champs élastodyna-

miques :

$$\int \rho u_n . u_m d^3\mathbf{x} = \delta_{nm} \tag{4.2}$$

Considérer ϕ comme un champ diffus revient à dire que les amplitudes modales a_n sont des fonctions aléatoires complètement décorrélées :

$$\langle a_n a_m^* \rangle = \delta_{nm} F(\omega_n) \tag{4.3}$$

où F est la densité spectrale d'énergie, et $\langle . \rangle$ représente une moyenne d'ensemble. La corrélation des champs enregistrés aux points x et y peut s'écrire simplement par :

$$C(x, y, \tau) = \sum_{n=1}^{\infty} F(\omega_n) u_n(x) u_n(y) e^{i\omega_n t} \tag{4.4}$$

les termes croisés disparaissant en vertu de l'équation 4.3. Cette dernière expression est, à une constante près, la fonction de Green G_{XY} caractérisant le milieu entre les points x et y pondérée par la densité spectrale F.

Derode et al. (2003b) et *Derode et al.* (2003a) soulignent cependant que l'argument présenté ci-dessus ne s'applique qu'à des cas particuliers et idéaux, éloignés de la réalité. Ils démontrent cependant que le résultat reste valable même dans le cas d'un milieu ouvert et absorbant, en faisant appel à une cavité de retournement temporel (voir par exemple *Fink* (1992)). Dans ce cadre, il est nécessaire que les sources de bruit soit uniformément réparties autour des récepteurs, englobant également les hétérogénéités éventuelles du milieu, afin créer une cavité "idéale" (*Derode et al.*, 2003b). La fonction de Green entre les points x et y est alors la somme sur les sources des corrélations entre ces deux points. On a alors, dans ce cas (voir *Derode et al.* (2003a)) :

$$\sum_S G_{SX} \times G_{SY} = G_{XY}(t) + G_{XY}(-t) \tag{4.5}$$

où S est la distribution de sources sus-mentionnée (les notations sont celles de *Derode et al.* (2003b)). Cette condition sur la position des sources est particulièrement astreignante. Les auteurs montrent pourtant que, dans le cas d'un milieu très diffusant, il est possible de reconstituer *au moins partiellement* la fonction de Green à partir des corrélations. Ces

dernières peuvent être calculées dans la coda de séismes (*Campillo and Paul*, 2003) ou en utilisant du bruit de fond (*Shapiro et al.*, 2005; *Roux et al.*, 2005; *Stehly et al.*, 2006) : dans le cas de la coda, l'équipartition de l'énergie aux temps suffisamment longs par diffusion (*Aki*, 1969) nous assure que le champ d'onde étudié répond aux critères de champ diffus évoqués dans l'argumentaire de *Lobkis and Weaver* (2001). Dans le cas du *bruissement* sismique, les champs d'ondes sont émis par plusieurs sources, réparties dans le temps et dans l'espace. Considérer de grandes périodes de temps permet de s'assurer que tous les trajets sont empruntés, à la fois par les ondes directes et celles diffusées. Notons tout de même que les premières tendent à réduire la convergence de la corrélation vers la fonction de Green lorsque le temps augmente (*Gouédard*, 2005).
La fonction de Green d'un milieu correspond au signal enregistré en un point x, si une source impulsive est appliquée en un point y. Pouvoir la reconstituer, même partiellement, permet donc de caractériser le milieu de propagation situé à l'intérieur d'un réseau de capteurs. Nous avons appliqué ces techniques de corrélation de bruit aux enregistrements continus d'Argentière. Dans le cas où la convergence vers la fonction de Green est effective, il est possible de retrouver la vitesse de propagation des ondes sous le réseau d'Argentière, qui est, comme nous l'avons vu, le paramètre déterminant lors de la localisation des sources par méthodes d'antennes. Après application, nous avons constaté que la valeur du maximum de corrélation varie dans le temps, suivant une période diurne / nocturne. Nous verrons en outre qu'il est possible d'estimer l'erreur d'horloge des stations.

4.2 Données

Le traitement appliqué à une heure de données brutes est le suivant : le signal est dans un premier temps corrigé de la réponse instrumentale du capteur (sismomètres Mark Products L-4C, de fréquence 1 Hz). Le spectre est ensuite égalisé sur une bande de fréquence donnée (*Roux et al.*, 2005). Nous travaillons dans le cas présent sur la bande $2\ Hz - 15\ Hz$, choisie de telle sorte que la longueur d'onde maximale reste supérieure à deux fois l'espacement minimum entre les capteurs (qui est de 30 m en prenant en compte les 9 capteurs),

pour une vitesse de propagation d'environ 2300 $m.s^{-1}$, en vertu du théorème de Shannon "spatial" (voir 2.2). Cette plage de fréquence évite également les fréquences proches des résonnances constatées aux alentours de 20 Hz (voir le paragraphe 3.4).

L'objectif de l'égalisation spectrale est d'homogénéïser le signal sur la bande de fréquence d'intérêt, ce qui revient à donner la même énergie à chaque fréquence du spectre d'amplitude, et tendre par conséquent vers un bruit blanc. La phase n'est en revanche pas modifiée. On supprime les fortes variations d'amplitudes dûes aux nombreux évènements présents même à ces fréquences (les évènements de type I couvrent en gros une bande allant d'une dizaine de Hertz à 40 Hz typiquement, voir 3.4) en binarisant le signal (*Campillo and Paul*, 2003) : on évite ainsi que les arrivées directes, d'amplitude supérieure au champ diffus, aient plus de poids lors de la corrélation.

Les corrélations normalisées sont calculées par tranches d'une heure puis moyennées entre elles sur des périodes plus longues. La fonction de corrélation de deux signaux s_1 et s_2 est donnée par :

$$c_{s_1 s_2}(\tau) = \int_{\mathbb{R}} s_1(t) s_2(t+\tau) dt \tag{4.6}$$

où τ est le décalage à appliquer pour que les deux signaux soient en phase. Le coefficient de normalisation correspond à la racine carrée du produit des auto-corrélations :

$$\rho_{s_1 s_2}(\tau) = \frac{c_{s_1 s_2}(\tau)}{\sqrt{c_{s_1 s_1}(0).c_{s_2 s_2}(0)}} \tag{4.7}$$

les fonctions $c_{s_1 s_1}(0)$ et $c_{s_2 s_2}(0)$ correspondent aux autocorrélations, et $\rho_{s_1 s_2}$ est la corrélation normalisée. Les différences d'horloges entre les stations, et la variation de ces écarts nous empêche cependant de calculer la corrélation directement sur le mois de données disponibles. Nous avons par conséquent limité le moyennage à des fenêtres de 24 ou 72 heures glissant dans le temps par pas de 24 heures. Il est évident que plus la durée utilisée pour le calcul des fonctions de corrélation sera grande, plus ces dernières convergeront vers la fonction de Green.

4.3 Vitesse de propagation sous l'antenne

Le résultat de la corrélation de 72 heures de données (allant du 5 au 7 janvier 2004) est présenté sur la figure 4.1 *(a)*, en haut. Les fonctions de corrélation calculées pour chacun des 36 couples possibles de l'antenne d'Argentière (prise dans son intégralité) sont tracées suivant la distance séparant les capteurs. La position du maximum de chacune des fonctions de corrélation est représentée sur la même figure, en bas. Cette dernière répartition est linéaire : il est donc possible de déterminer une vitesse de propagation entre les capteurs de l'antenne (par exemple, *Shapiro and Campillo* (2004), *Shapiro et al.* (2005)). Cependant, les différences de base de temps entre les stations induit un décalage d'une partie des maxima. Il est par conséquent nécessaire de corriger ce décalage afin de calculer la vitesse de propagation sous l'antenne.

4.3.1 Correction de l'erreur d'horloge

Pour effectuer la correction de l'erreur d'horloge, nous faisons l'hypothèse que les stations ARG1 et ARG2 sont synchrones. Afin de nous en assurer, nous avons calculé les différences de temps d'arrivée d'un séisme tectonique enregistré sur l'antenne, et ayant eu lieu le 6 janvier à 5h12, à une dizaine de kilomètres du glacier. L'angle d'incidence vertical du front d'onde et la proximité relative des capteurs par rapport à la distance à l'hypocentre impliquent que les temps d'arrivée sont identiques sur les 9 sismomètres. La figure 4.2 montre les formes d'onde de ce séisme telles qu'enregistrées à Argentière (en haut) et les décalages temporels calculés sur les premières arrivées (en bas). On constate un décalage nul (ou du moins inférieur au pas d'échantillonnage) entre les stations ARG1 et ARG2, et un décalage de $-1.48\ s$ (en moyenne, pour les couples faisant intervenir ARG3). On peut ainsi considérer synchrones les deux premières stations relativement à ce dernier décalage. Nous avons calculé le décalage introduit par les différences d'horloge à l'aide du graphe présenté sur la figure 4.1 *(a)*, en bas. On remarque en effet qu'il y a deux groupes de points distincts : le premier (en noir sur la figure) correspond aux temps d'arrivée t_1 pour des couples de capteurs faisant intervenir une seule station ou deux stations à base de temps

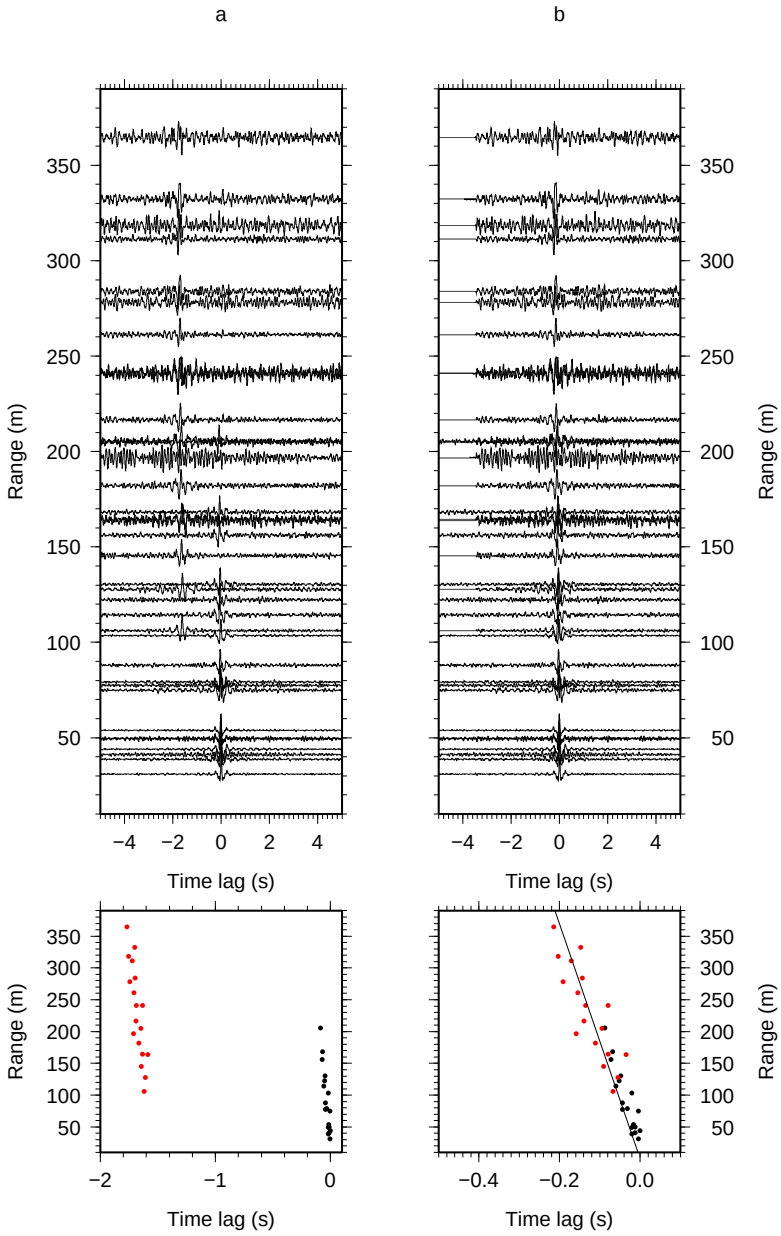


FIG. 4.1 – Fonctions de corrélations calculées sur 72 heures consécutives classées suivant la distance inter-capteurs (en haut), et position des maxima de corrélation (en bas). *(a)* Fonctions non corrigées de la différence d'horloges entre les stations. On constate clairement, pour les couples de capteurs faisant intervenir deux stations différentes, le décalage dans les temps d'arrivée.*(b)* Fonctions corrigées du décalage de $-1,55$ s introduit par les différences d'horloge. On constate l'asymétrie des fonctions de corrélations : ces dernières ne montrent une propagation que dans une seule direction, indiquant la répartition non uniforme des sources de bruit.

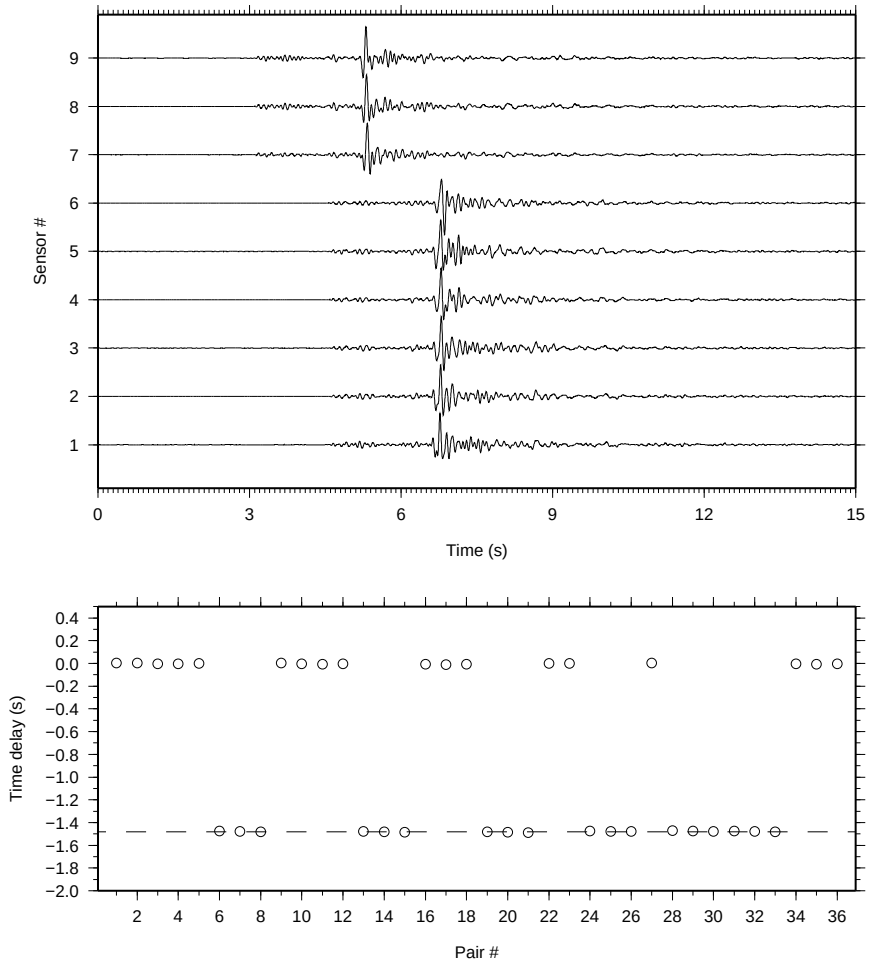


FIG. 4.2 – En haut : traces du séisme tectonique du 6 janvier 2004, de magnitude $M_L = 1.22$, enregistré sur les 9 capteurs de l'antenne d'Argentière. En bas : différences de temps d'arrivée calculées pour tous les couples possibles. Ces derniers sont classés dans l'ordre suivant : 1-2, 1-3, ..., 1-9, 2-3,..., 2-9,..., 8-9. Seuls les couples faisant intervenir les stations ARG1 ou ARG2 et ARG3 présentent une différence de temps d'arrivée de $-1,48\ s$.

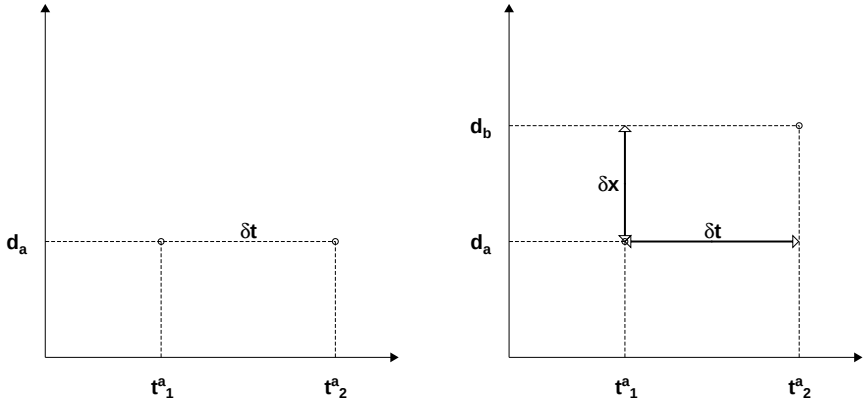


FIG. 4.3 – Représentation schématique du principe de détermination du décalage δt. à gauche : cas idéal où la distance est la même pour deux couples de capteurs. à droite : cas réaliste, où les distances de propagation sont différentes de δx pour deux couples distincts.

commune, tandis que le second (en rouge sur la figure) correspond aux temps d'arrivée t_2 correspondant à des couples de capteurs faisant intervenir deux stations dont la base de temps diffère. Pour une distance inter-capteurs donnée (soit d_a, voir figure 4.3) le temps d'arrivée doit être le même, qu'il s'agisse d'un couple appartenant au premier ou au second groupe. Si ce n'est pas le cas, on peut écrire, pour deux temps d'arrivée distincts t_1^a et t_2^a : $t_1^a + \delta t = t_2^a$, où δt est le décalage recherché (figure 4.3). En réalité, il n'existe pas de couples pour lesquels la distance séparant les capteurs est strictement égale. On peut cependant faire l'approximation $t_1^a \approx t_2^b$ (se reporter à la figure 4.3, à droite pour les notations) qui est valable pour une distance δx suffisamment petite. On prend ici $\delta x = 8\ m$, qui correspond au pas d'échantillonnage dans le cas d'une vitesse de propagation de 2000 $m.s^{-1}$.
En pratique, on recherche sur les graphes tel que celui présenté sur la figure 4.1 (en bas) les N points séparés au plus par une distance δx, et pour lesquels il existe un décalage δt (en rouge sur la figure 4.1). Pour ces points, on peut écrire :

$$\delta t + t_1^i = t_2^i \tag{4.8}$$

i étant l'indice du groupe de points présentant un écartement spatial inférieur à δx. Ceci revient à un système linéaire sur-determiné $A.X = B$, avec $A = 10^{t_1^i}$, $B = 10^{t_2^i}$ et $X = 10^{\delta t}$,

que l'on peut résoudre par moindres carrés. On en déduit finalement que

$$\delta t = \log \frac{\sum_{i=1}^{N} t_1^i . t_2^i}{\sum_{i=1}^{N} {t_1^i}^2} \tag{4.9}$$

La figure 4.1, *(b)* montre le résultat de l'application de cette méthode aux maxima. La régression linéaire effectuée sur les corrélations recalées donne une estimation de la vitesse de propagation. Dans le cas présent, on calcule $\delta t = -1.55\ s$ et une vitesse de $1790 m.s^{-1}$. Le décalage temporel est proche de celui calculé à l'aide du séisme tectonique, et donne par conséquent une idée de la précision ($\approx 0.1\ s$). L'utilisation de 72 heures de données peut biaiser l'estimation de ce décalage temporel, si le taux de dérive implique une variation importante sur cette durée. Afin de connaître le taux horaire de dérive d'horloge inter-station, nous avons calculé la corrélation dans une fenêtre glissante de 24 heures, sur le mois de données, et appliqué à chacune de ces fenêtres la méthode présentée ci-dessus pour déterminer le décalage temporel. Le résultat de cette opération est représenté sur la figure 4.4. On constate que la dérive de l'écart entre les horloges est linéaire (le taux de dérive vaut $-0.072\ s/jour \pm 0.008$ pour la période allant du 12 décembre au 17 décembre et $-0.0764\ s/jour \pm 0.002$ pour la période suivante).

4.3.2 Détermination de la vitesse apparente de propagation

Nous avons appliqué un algorithme de retard / sommation aux fonctions de corrélation afin de calculer la vitesse apparente de propagation. Pour différentes valeurs de vitesse, on applique à chaque fonction de corrélation un retard de la forme $\frac{d}{V}$, où d représente la distance entre deux capteurs, et V représente la vitesse testée. Ces fonctions décalées sont ensuite sommées entre elles, l'objectif étant alors de maximiser la valeur efficace de la somme. Cette méthode est *a priori* plus robuste que la régression linéaire effectuée sur la position des maxima, puisqu'elle ne fait aucune approximation quant à la distance et / ou au temps d'arrivée ; elle dépend cependant de la qualité de la détermination du décalage temporel inter-stations. La figure 4.5 montre l'évolution temporelle de la vitesse apparente déterminée par les deux méthodes mentionnées ci-dessus. On constate une bonne cohérence

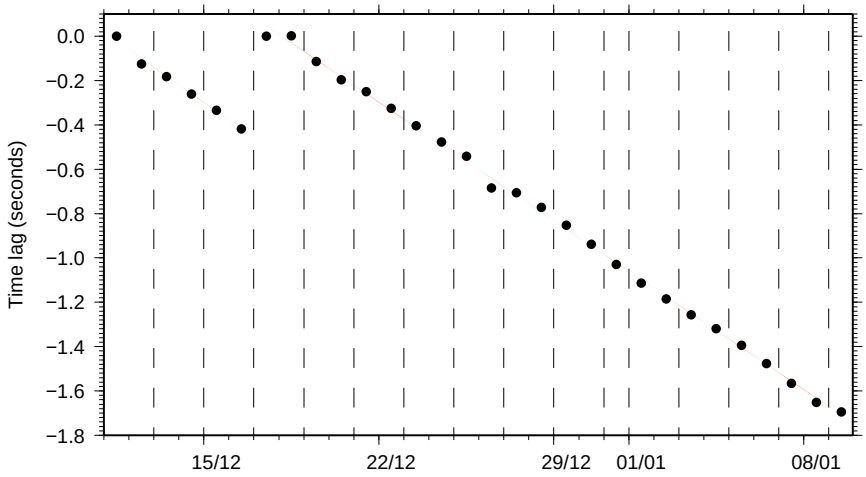


FIG. 4.4 – Variation de l'écart entre les horloges des stations ARG1 / ARG2 et ARG3. On constate une remise à zéro de cet écart le 17 décembre 2003, qui correspond à une intervention sur les stations (retrait de données). La dérive entre les horloges est linéaire, et son taux vaut $-0.072\ s/jour \pm 0.008$ pour la période allant du 11 décembre au 17 décembre et $-0.0764\ s/jour \pm 0.002$ pour la période suivante.

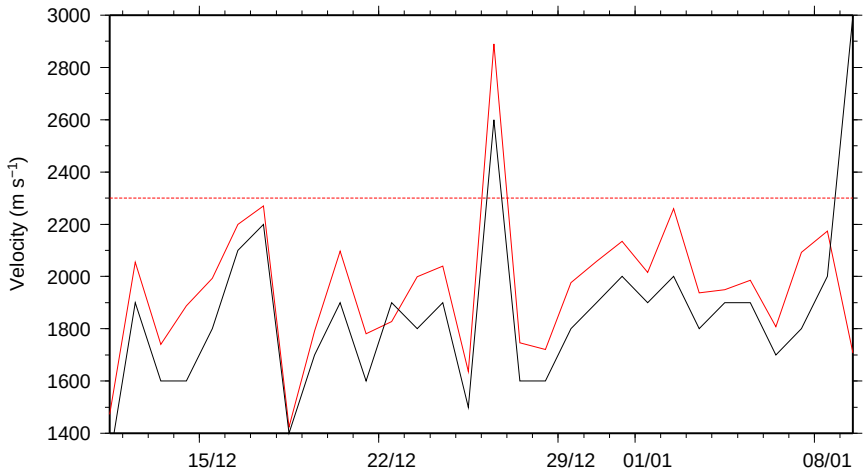


FIG. 4.5 – Vitesse apparente de propagation déterminée par la méthode de retard sommation (en noir) et par régression linéaire (en rouge). Les deux estimations sont très proches l'une de l'autre. Dans le premier cas, la valeur moyenne de vitesse est de $1850\ m.s^{-1} \pm 330\ m.s^{-1}$, tandis que dans le second cas, on obtient une vitesse moyenne de $1982\ m.s^{-1} \pm 276\ m.s^{-1}$. Ces deux valeurs sont plus faibles que celle trouvée au chapitre 3 ($2300\ m.s^{-1}$, en pointillées rouges).

des résultats déterminés par ces deux techniques. Les vitesses moyennes (1850 $m.s^{-1} \pm$ 330 $m.s^{-1}$ et 1982 $m.s^{-1} \pm 276$ $m.s^{-1}$, déterminées respectivement par la méthode de retard-sommation et par régression linéaire) sont cependant inférieures à la vitesse calculée lors de l'inversion de la position des sources (2300 $m.s^{-1}$), mais restent du même ordre de grandeur. Les variations autour de la moyenne restent relativement faibles, exceptions faites des 18 et 26 décembre où la vitesse calculée est beaucoup plus élevée (2600 $m.s^{-1}$ et ≈ 2700 $m.s^{-1}$, respectivement). On constate que, pour ces deux dates, la détermination de la dérive s'écarte significativement de la droite moyenne (figure 4.4) ; il n'y a en revanche pas de variations du taux de sismicité (figure 3.4). L'origine de ces deux écarts est donc à rechercher dans des variations de la source de bruit (discutée dans le paragraphe 4.6), impliquant une mauvaise détermination de la différence d'horloge par la méthode proposée ci-dessus. La figure 4.6 montre le résultat de l'opération de calcul de la différence d'horloge, tel que présenté sur la figure 4.1, pour le 26 décembre ; le calcul se fait cependant sur 24 heures au lieu des 72 heures de la figure 4.1. Les fonctions de corrélations sont normalisées par leur maxima respectifs. On constate que le rapport signal sur bruit pour les grandes distances est très faible, indiquant de fait que la source de bruit était moins active ce jour. Ce qui implique par conséquent une position du maximum erronée (4.6, *(a)*, en bas), et *in fine* une vitesse mal estimée (surestimée dans ce cas). À titre de comparaison, les maxima de corrélation calculés sur 72 heures centrées sur le 26 décembre sont présentés figure 4.7. On constate que leur position est mieux définie. Il n'est pourtant pas rigoureux d'utiliser une fenêtre de 72 heures, puisque la dérive sur une telle durée est de l'ordre de grandeur des décalages mesurés.

4.4 Variation temporelle du maximum de corrélation

Le calcul de la corrélation par tranches d'une heure nous permet de suivre la variation temporelle du maximum de corrélation. La figure 4.8 montre le résultat pour le premier couple de la station ARG1 (à gauche). On constate la fluctuation diurne - nocturne du maximum de corrélation, qui varie typiquement de 10 % à 40 %. La corrélation est à

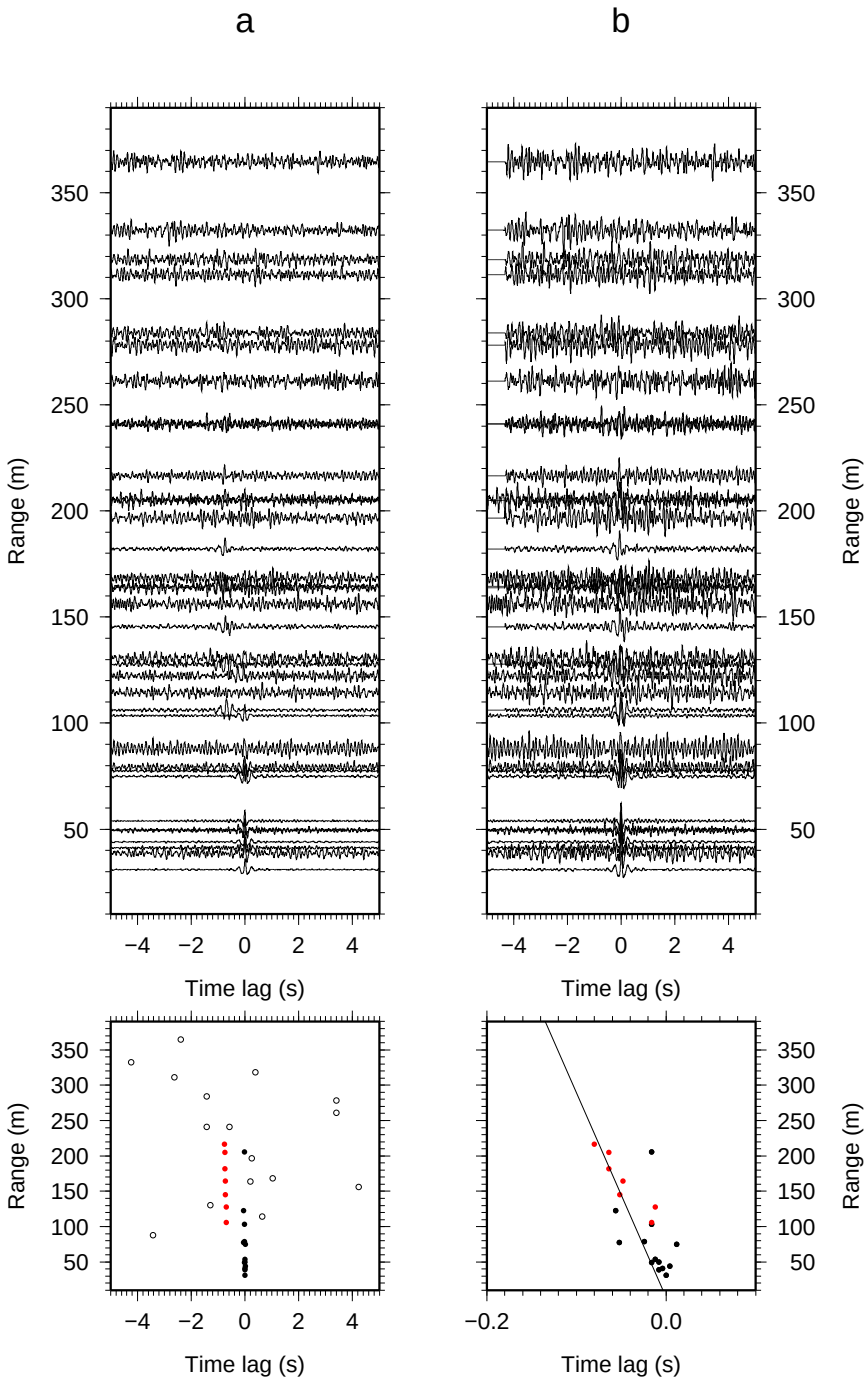


FIG. 4.6 – Fonctions de corrélation calculées sur 24 heures consécutives, le 26 décembre. Les notations sont les mêmes que pour la figure 4.1. Les maxima utilisés pour le calcul de la différence d'horloge sont representés en noirs et rouges ; les points blancs sont les maxima non utilisés. Au final, trois points seulement sont utilisés dans la détermination du décalage, qui vaut dans ce cas $-0.68\ s$. Les fonctions de corrélation sont normalisées par leur maxima respectifs.

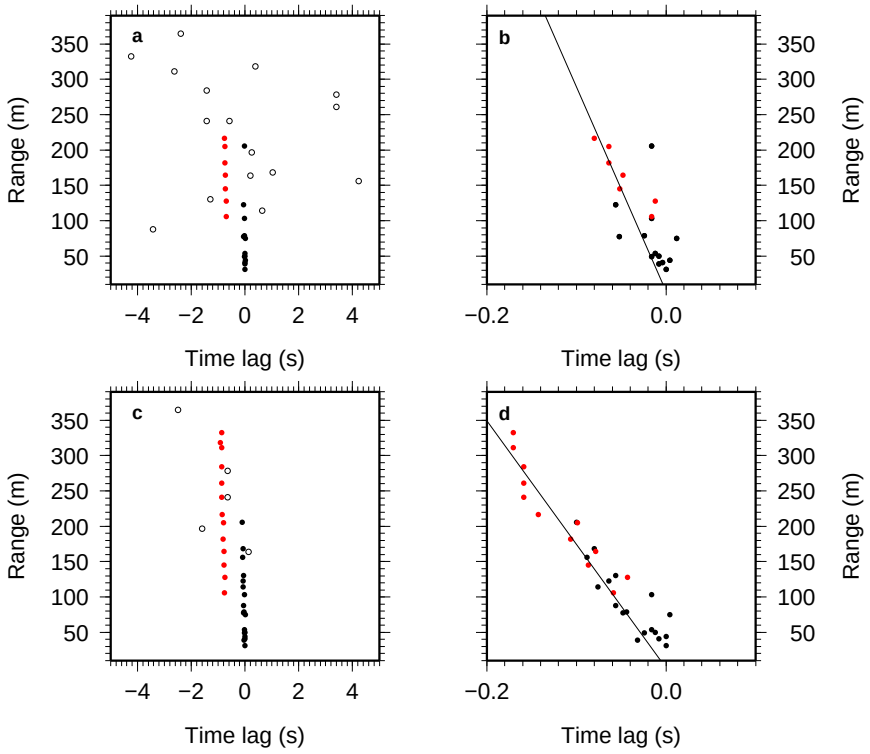


FIG. 4.7 – Comparaison des déterminations du décalage entre les horloges des stations et de la vitesse de propagation, en utilisant une fenêtre de 24 heures (*(a)* et *(b)*) ou de 72 heures (*(c)* et *(d)*).

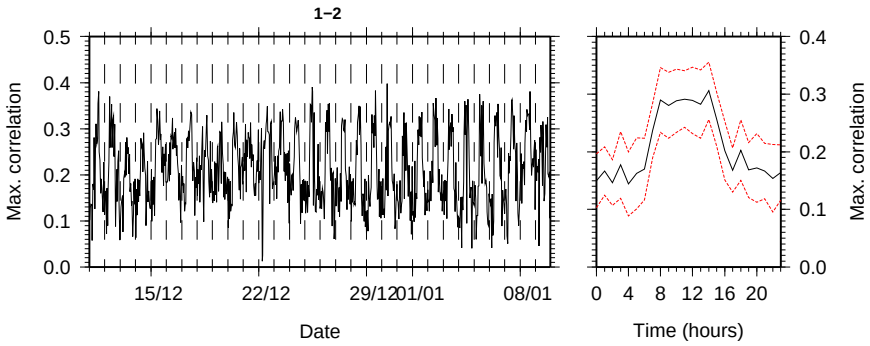


FIG. 4.8 – à gauche : variation temporelle du maximum de corrélation pour le premier couple de la station ARG1 ; à droite : sommation sur 24 heures. On remarquera la variation diurne / nocturne.

son maximum en milieu de journée, et au minimum en milieu de nuit. Ce résultat est de plus observé sur toutes les stations prises séparement. Il paraît naturel de supposer que ces variations suivant le cycle diurne - nocturne du maximum de corrélation sont liées à des variations de la sismicité émise par le glacier suivant le même cycle. Ceci supposerait qu'il y ait plus de séismes glaciaires le jour que la nuit, accroissant de fait la corrélation pendant la journée. Nous avons cependant constaté qu'un tel cycle n'existait pas à l'échelle de l'antenne (*cf* §3.5). Cette dernière agit comme un filtre, puisque la détection d'un séisme n'a lieu que si les 9 capteurs de l'antenne sont déclenchés simultanément : seuls les séismes suffisamment gros pour être enregistrés par tous les sismomètres sont détectés. Il n'est pourtant pas exclu qu'il existe une activité à plus petite échelle, c'est à dire des évènements de moindre énergie, ne pouvant être enregistrés que par deux ou trois capteurs simultanément, et qui constitueraient ce bruit cyclique. Il peut s'agir dans ce cas de séismes glaciaires plus petits, mais également de toute autre source de signal sismique possible – gouttes d'eau tombant sur un capteur, écoulement d'eau localisé, par exemple.

Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons appliqué un algorithme de détection (de type STA/LTA (*Allen*, 1978, 1982) ; voir par exemple au paragraphe 5.5.2) à deux voies prises séparement, et nous avons compté le nombre d'évènements détectés simultanément sur les deux capteurs. On considère qu'un évènement est commun aux deux capteurs si la différence de temps pointé est inférieure à 5 échantillons (soit 0.02 s). Les paramètres de détection

ont été choisis de façon à détecter un maximum d'occurrences : la taille des fenêtres LTA et STA est égale à 1 s et 0.1 s, respectivement, et le seuil est fixé à 3. L'algorithme STA/LTA peut aussi bien détecter des évènements impulsifs que des augmentations d'amplitude liées à des sources différentes de celles considérées jusqu'alors (c'est à dire, la sismicité glaciaire). Le nombre de détections, ainsi que le nombre d'évènements communs aux capteurs 1 et 2 de la station ARG1 est représenté sur la figure 4.9. Ces deux capteurs ont été choisis pour leur bon rapport signal sur bruit. Le nombre de détection par heure est du même ordre

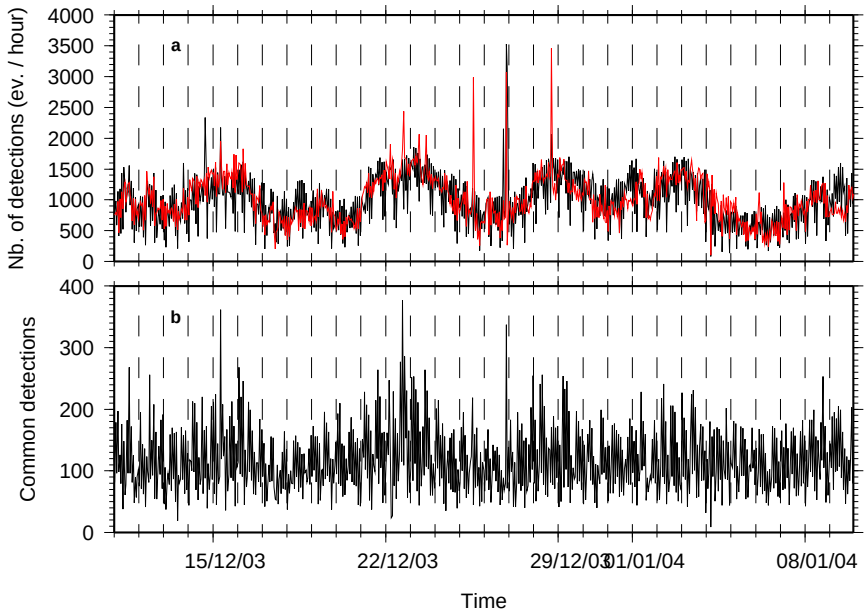


FIG. 4.9 – (a) Nombre de détections par heure sur les capteurs 1 (noir) et 2 (rouge) de la station ARG1 et (b) nombre de détections communes à ces deux capteurs. On considère une détection comme commune lorsque les temps d'arrivée déterminés par STA/LTA diffèrent de moins de 5 échantillons (soit 0.02 s). Le nombre de détections communes présente une périodicité de 24 heures, avec un maximum en milieu de journée. à ce signal périodique sont cependant superposés d'autres composantes, rendant difficilement discernable le cycle diurne-nocturne.

de grandeur pour les deux capteurs (de l'ordre du millier d'évènements par heure), et est modulé par une composante longue période, d'une semaine environ (figure 4.9 *(b)*) ; il ne semble pas y avoir de périodicité autre que cette dernière. Il est important de noter que le

nombre d'évènements par heure est très supérieur au nombre moyen de séismes par heure calculé avec l'antenne complète (qui était d'une vingtaine d'évènements par heure). Les détections communes sont quant à elles de l'ordre d'une centaine par heure. Ces dernières présentent une composante haute-fréquence, que l'on filtre par décimation en ne prenant qu'un point toutes les 6 heures (figure 4.10 *(b)*). Elles sont comparées aux variations du maximum de corrélation sur la figure 4.10. Le nombre de détections communes montre cette fois une pseudo-périodicité journalière, qui n'est pas systématiquement en phase avec les variations du maximum de corrélation. Notons de plus qu'une corrélation élevée n'est pas synonyme d'un grand nombre d'occurences détectées en commun par les sismomètres (voir, par exemple, le 25 décembre). Ces remarques suggèrent que la sismicité n'est que partiellement, si ce n'est pas du tout, à l'origine de la corrélation.

On peut supposer que la sismicité glaciaire est périodique en termes d'énergie : le nombre d'occurences par heure sur un seul capteur n'est pas cyclique, mais il l'est sur (au moins) deux capteurs proches, ce qui indique qu'il y a en proportion plus d'évènements de faible amplitude la nuit. Au delà d'une certaine énergie, cependant, la périodicité disparaît. Ceci suggère l'existence de deux régimes superposés, l'un périodique et l'autre pas. Ces deux régimes peuvent être associés à deux types de sources : la première est localisée en essaim, ne présente pas de cyclicité (3.5), et est vraisemblablement induite par le frottement basal ou tout autre mécanisme glaciaire possible (se reporter à la discussion 3.10), tandis que la seconde est cyclique, et peut être associée autant à de la sismicité glaciaire de faible amplitude qu'à tout autre source de signal sismique enregistré de façon cohérente sur les sismomètres.

4.5 Asymétrie des fonctions de corrélation

Dans le cas idéal d'une équipartition des sources de bruit autour d'un couple de capteurs, la fonction de corrélation résultante doit être symétrique par rapport au décalage nul (*Larose et al.*, 2006). La comparaison des amplitudes des parties causale et acausale de la fonction de corrélation permet par conséquent d'estimer une direction de propagation,

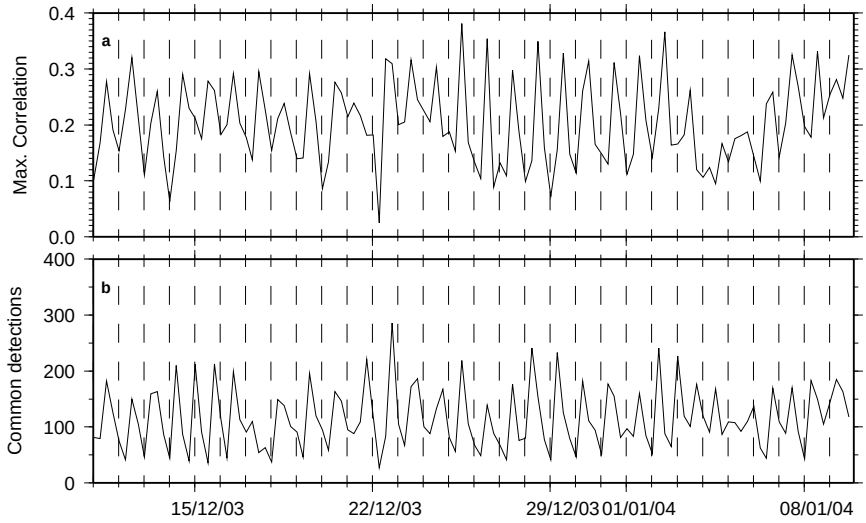


FIG. 4.10 – Variation temporelle du maximum de corrélation (a) et du nombre de détections communes sur les voies 0 et 1 de la station ARG1 (b). Alors que la sismicité enregistrée à l'échelle de l'antenne ne présente pas de cycle jour nuit, nous voyons qu'à l'échelle de deux capteurs (distants d'une quarantaine de mètres), on trouve un cycle diurne - nocturne. Ce cycle n'est pas systématiquement en phase avec le signal de maximum de corrélation. Les deux signaux sont décimés afin d'éliminer les variations haute fréquence d'amplitude supérieure aux variations diurne-nocturne.

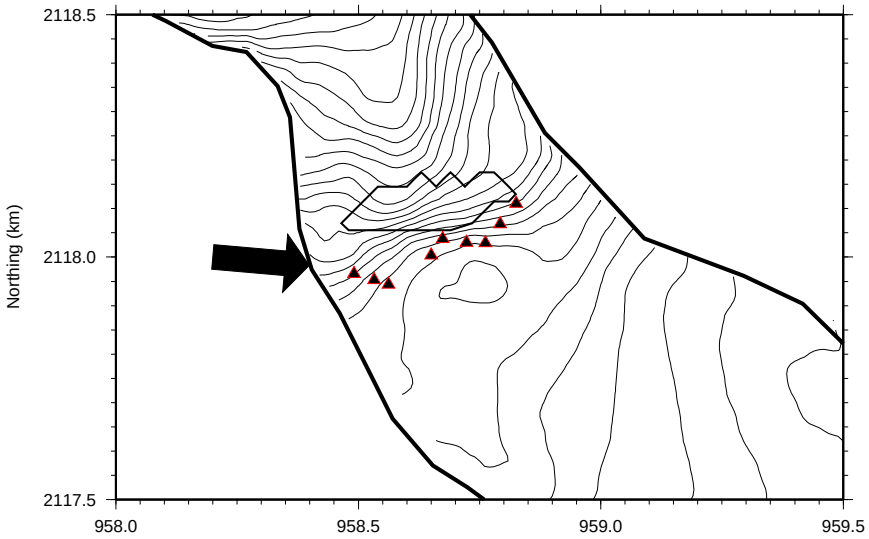


FIG. 4.11 – Représentation schématique de la direction de propagation (direction source – capteur) indiquée par l'asymétrie des fonctions de corrélation.

si les sources ne sont pas équiréparties (*Stehly et al.*, 2006). Dans le contexte d'Argentière, les fonctions de corrélation sont clairement asymétriques (figure 4.1 *(b)*), ce qui implique une répartition non uniforme des sources de bruit sur la durée utilisée pour le calcul de la corrélation (*Larose et al.*, 2006; *Stehly et al.*, 2006). La partie *acausale* étant nettement dominante, la direction de propagation est perpendiculaire à la direction d'écoulement du glacier (c'est à dire parallèle à l'antenne d'Argentière considérée comme une ligne), et provient de la rive gauche (figure 4.11). Il n'est cependant pas possible de déterminer directement la direction de propagation privilégiée à l'aide des fonctions de corrélation (*Stehly et al.*, 2006) puisque la partie causale n'apparaît pas. Aussi, afin d'avoir une estimation de l'azimut, nous avons appliqué la méthode $f-k$ (§2.3.1) pour chaque heure de bruit enregistrée sur les trois capteurs de la station ARG2 (puisqu'ils présentent une géométrie triangulaire), sur le mois de données. Les variations temporelles de vitesse apparente et d'azimut sont montrées sur la figure 4.12. L'évolution temporelle des deux paramètres mesurés par $f-k$ montre un cycle diurne-nocturne. La vitesse apparente moyenne vaut $V_m^a = 1994\ m.s^{-1} \pm 377\ m.s^{-1}$. Elle est fonction de l'angle d'incidence du champ d'onde sur le réseau (compté nul à l'horizontale) : plus elle est élevée, plus l'angle est grand, et

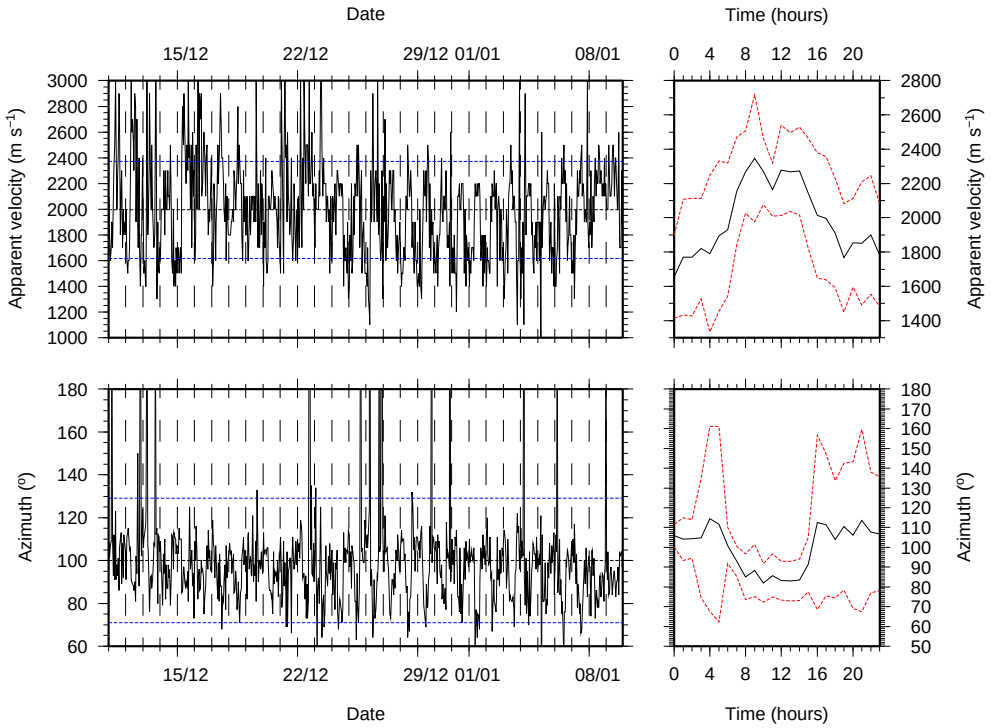


FIG. 4.12 – Variations temporelles de la vitesse apparente (en haut) et de l'azimut (en bas). Les sommations sur 24 heures sont représentées à droite. On constate à nouveau une variation journalière de ces deux paramètres, indiquant l'existence de deux sources distinctes. La moyenne de la vitesse apparente vaut $V_m^a = 1994\ m.s^{-1}$, et son écart-type est égal à $\sigma_{V_a} = 377\ m.s^{-1}$. L'azimut moyen, quant à lui, vaut $\theta_m = 100^o$ avec un écart-type de $\sigma_\theta = 29^o$. Les lignes en pointillés correspondent aux valeurs moyennes (en noir) plus ou moins l'écart-type (en bleu). Les variations importantes mais occasionnelles de l'azimut tendent à augmenter l'écart-type sur ce dernier. Ceci est clairement visible sur les sommations sur 24 heures.

inversement. On en déduit par conséquent que la nuit, l'angle d'incidence est faible, tandis que la journée, ce dernier est élevé. Cette variation de vitesse apparente peut également être liée à une variation vraie de la vitesse de propagation. L'azimut moyen, quant à lui, vaut $\theta_m = 100^o \pm 29^o$. La sommation sur 24 heures permet de séparer l'azimut de jour (qui vaut environ $90^o \pm 10^o$, calculé entre 5 heures et 16 heures) de celui de nuit ($108^o \pm 30^o$, entre 16 heures et 5 heures). L'augmentation significative de l'écart-type pendant la nuit est lié à des valeurs très supérieures à $\theta_m + \sigma_\theta$ (14 valeurs élevées, de moyenne 272^o). Ces résultats suggèrent l'existence de deux azimuts correspondant vraisemblablement à deux sources différentes ; le maximum de corrélation coïncide cependant avec l'activité de la source diurne (d'azimut 90^o), expliquant pourquoi cette dernière domine la corrélation lorsqu'elle est calculée sur le mois de données.

La corrélation calculée sur deux tranches horaires distinctes (de 10h à 15h et de 19h à 4h, eu égard au résultat présenté sur la figure 4.8, à droite) pour les capteurs 7 et 9 est représentée sur la figure 4.13c et d. Elles y sont comparées à la corrélation moyennée sur le mois (4.13b). On constate clairement que la position du maximum varie avec le temps, et présente deux maxima distincts, presques symétriques par rapport à zéro (-0.004 s et 0.005 s la journée et la nuit, respectivement). Le maximum de corrélation nocturne, s'il est inférieur au maximum diurne, est élevé lorsqu'il est comparé à celui de la corrélation moyenne ; la partie acausale en est par contre totalement absente. Ceci indique que la source de bruit nocturne est située à l'est de la médiane aux capteurs 7 et 9 (figure 4.14), et probablement à proximité de ces derniers, puisqu'elle masque la source de bruit diurne. Cette dernière est en effet active le jour et la nuit, comme le montre la figure 4.15, sur laquelle est représenté un calcul similaire au précédent, mais pour le couple $1 - 5$. On constate à nouveau l'émergence de la partie causale de la fonction de corrélation dans la partie nocturne. Son amplitude est très faible lorsqu'elle est comparée à la partie acausale, qui domine largement les fonctions de corrélation tant diurne que nocturne. On remarque de plus que la variation de la position du maximum ne suit pas de cycle journalier (figure 4.15a), et n'est pas symétrique par rapport au zéro : il est situé à -0.015 s la journée et à 0.003 s la nuit. Ceci est dû au fait que quelque soit la période considérée, le maximum

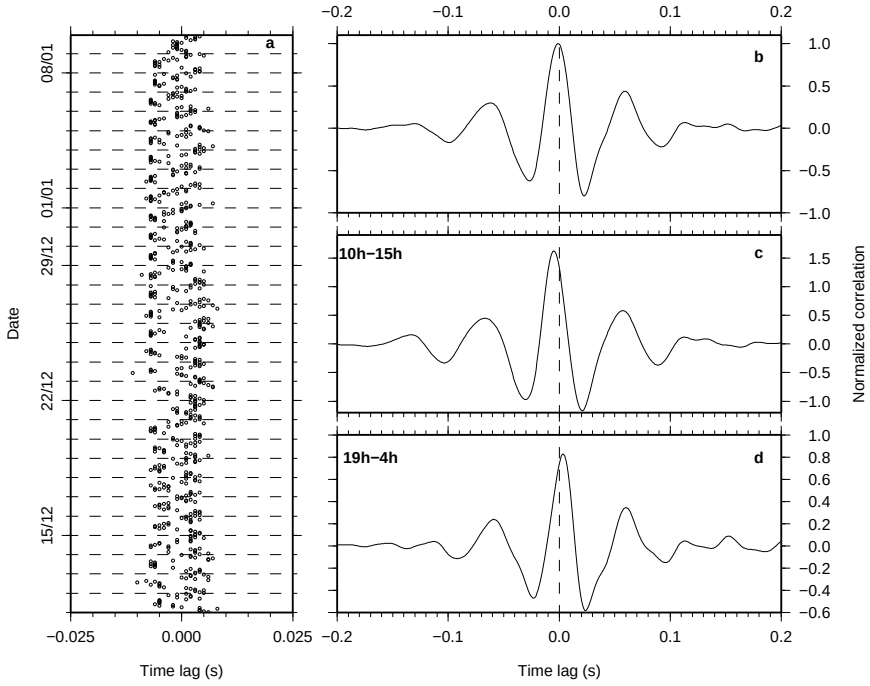


FIG. 4.13 – (a) Position du maximum de corrélation calculée pour le couple 7 – 9, séparés par 75 mètres. Le temps moyen est de $-0.0001\ s \pm 0.05\ s$. On constate les variations suivant le cycle jour / nuit : le temps d'arrivée est négatif durant la journée (partie acausale dominante), tandis qu'il est positif pendant la nuit (partie causale dominante). (b) : corrélation moyenne calculée par tranches de 24h sur le mois de données. Elle est normalisée par son maximum. (c) et (d) : corrélation moyenne calculée sur des plages horaires allant de 10h à 15h (c) et de 19h à 4h (d). Elles sont toutes les deux normalisées par le maximum de la corrélation moyenne calculée par tranches de 24h. La corrélation diurne est d'amplitude nettement supérieure aux corrélations nocturne et moyenne. Comme suggéré par (a), la position du maximum de corrélation se déplace suivant la période de la journée à laquelle elle est calculée.

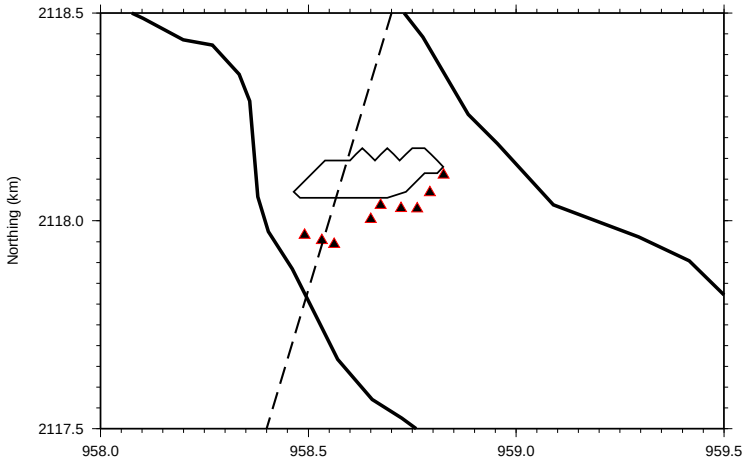


FIG. 4.14 – Représentation schématique de la zone dans laquelle la source de bruit nocturne est susceptible de se trouver.

de corrélation est toujours celui de la partie acausale (source diurne). Notons toutefois que l'utilisation des stations ARG1 et ARG2 dans le calcul de la corrélation est susceptible d'introduire une erreur liée à la différence d'horloge de ces deux balises d'acquisition. Ces différences de temps d'arrivée des parties causales et acausales indiquent à nouveau que les deux sources sont distinctes spatialement. En outre, l'existence de la partie causale dans la fonction de corrélation nocturne pour le couple 1 – 5 suggère que la source diurne est active en permanence.

4.6 Discussion

Nous avons appliqué les méthodes de corrélation de bruit aux données enregistrées sur l'antenne d'Argentière, et mis en évidence l'existence d'un bruit présentant un cycle diurne / nocturne, plus cohérent la journée que la nuit (figure 4.8). Nous avons montré qu'il pouvait exister une relation entre ce cycle et des variations dans la sismicité glaciaire, quelqu'en soit l'origine, mais que cette dernière n'était pas à même d'expliquer complètement la corrélation. L'asymétrie des fonctions de corrélation (figures 4.1, 4.13 et 4.15) et l'existence d'une périodicité dans l'azimut déterminé par méthode $f-k$ (figure 4.12) indiquent que la source dominante de bruit (la source diurne) est située en rive gauche du glacier. L'étude

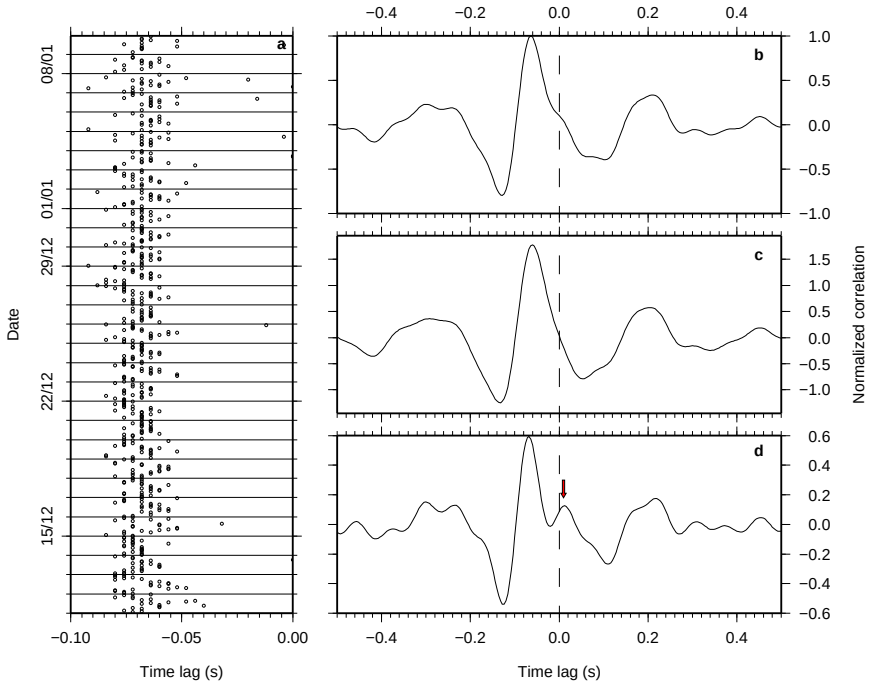


FIG. 4.15 – (a) Position du maximum de corrélation calculée pour le couple 1 – 5, séparés par 168 mètres. Le temps moyen est de $-0.0926\ s$, et son écart-type vaut $0.8104\ s$. On constate que les variations, parfois importantes, ne suivent pas de cycle diurne. (b) : corrélation moyenne calculée par tranche de 24 heures sur le mois de données. Elle est normalisée par son maximum. (c) et (d) : corrélation moyenne calculée sur des plages horaires allant de 10h à 15h (c) et de 19h à 4h (d). Elles sont toutes les deux normalisées par le maximum de la corrélation moyenne (b). La flèche rouge en (d) marque l'émergence de la partie acausale dans le signal de corrélation nocturne (à $0.003\ s$). On constate que la source diurne existe et domine toujours le signal, même pendant la nuit.

plus détaillée des fonctions de corrélation tend à confirmer l'hypothèse selon laquelle il existe deux sources distinctes à la fois spatialement et temporellement. La source diurne semble de plus être active en permanence.

Forts de ces constats, nous proposons dans ce qui suit quatre mécanismes présentant des variations diurnes, susceptibles d'expliquer les observations.

- L'activité humaine dans les galeries est la première possibilité à considérer. Elle est en effet "cyclique", en ceci qu'elle est cantonnée à la journée. Elle est cependant faible durant la période hivernale, et est localisée spatialement à quelques zones de travail, qui varient d'un jour à l'autre. On comprend dès lors que cette hypothèse n'est pas en mesure d'expliquer les variations des différents paramètres sus-mentionnés.
- La fracturation thermique suit également un cycle jour / nuit, puisqu'elle est liée aux variations de température extérieure ; elle est particulièrement active la nuit, lorsque la température décroît. Elle est de plus capable de générer de l'énergie sismique, qu'il est possible d'enregistrer avec les capteurs de l'antenne. Elle va cependant être uniformément répartie sur la surface du glacier, ce qui n'est pas compatible avec les deux azimuts dominants mis en évidence par la méthode *f-k* et par l'asymétrie des fonctions de corrélation.
- Le crevassage (ouverture et propagation de crevasses) est un processus très émissif en termes d'énergie sismique (*Neave and Savage*, 1970; *Weaver and Malone*, 1979; *Deichmann et al.*, 1979, 2000). Selon *Paterson* (1994), les crevasses se forment aux endroits où au moins l'une des trois composantes principales du tenseur des contraintes est extensive. Dans le contexte de la chute de sérac du glacier d'Argentière, cependant, il est clair que le crevassage est réparti sur toute la zone entourant la galerie dans laquelle l'antenne est installée, contredisant à nouveau l'existence des directions de propagation privilégiées.
- La sismicité étudiée au chapitre 3 n'est pas cyclique dans le temps, mais est localisée en essaims. Elle est *a priori* décorrélée de l'activité périodique mise en évidence au paragraphe 4.4.
- L'écoulement d'eaux sous-glaciaires est également sujet à des variations diurnes : le

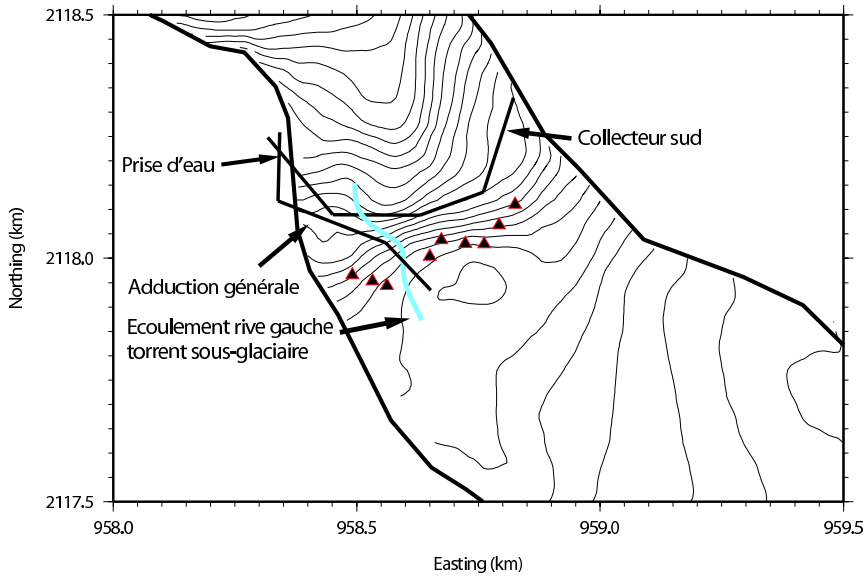


FIG. 4.16 – Position schématique du torrent sous-glaciaire de la rive gauche (en bleu) et des principales galeries d'adduction de l'eau de fonte (en noir). Le "collecteur sud" dirige l'eau vers la retenue, au Nord du glacier. La galerie d'adduction générale est connectée au collecteur par l'intermédiaire de la prise d'eau, où sont concentrés l'ensemble des flux. Données Emosson.

débit est théoriquement plus faible la nuit que durant la journée ; ceci est particulièrement vrai en été, mais reste valable en hiver (même si les débits sont plus faibles). Bien que l'eau sous forme liquide puisse exister partout dans la masse de glace – *Vivian* (1974) fait état d'une nappe d'eau créée par le verrou glaciaire en amont de la chute de sérac, il existe des chemins d'écoulements sous-glaciaires préférentiels. Il existe de plus un important réseau de galeries destinées à canaliser ces flux d'eau. L'ensemble de ces galeries et torrents est schématisé sur la figure 4.16. Les données de débit journalier moyen (Luc Moreau, communication personnelle) indiquent que le point de captage situé entre les stations ARG2 et ARG3 capte environ 80% du débit total (qui est constant sur toute la période considérée). On peut supposer, dans ce cas, que le débit principal des galeries d'adduction et au niveau de la prise d'eau est sujet à des variations diurnes auxquelles n'est pas soumis le torrent naturel. Ceci permet d'expliquer la variation temporelle de la corrélation à l'échelle de l'antenne.

Aucun de ces mécanismes n'est capable d'expliquer seul l'ensemble des observations. Il est vraisemblable que le bruit enregistré et caractérisé à l'aide de l'antenne d'Argentière soit une superposition d'au moins deux d'entre eux. On peut par exemple penser que la sismicité traitée au chapitre 3 (qui ne présente pas de périodicité, mais qui est principalement localisée en quelques zones spécifiques) est la source nocturne de corrélation, qui est masquée la journée par les écoulements d'eau.

Chapitre 5

Influence des changements de pression d'eau dûs au jökulhlaup sur le frottement basal : le cas du glacier du Gorner.

5.1 Introduction

Les *jökulhlaups* ont été abordés de façon théorique et numérique par de nombreux auteurs par le passé (pour une revue, voir par exemple *Huss et al.* (2007)). On sépare généralement le problème en deux parties : la première concerne l'initiation de la vidange, et la seconde l'écoulement de l'eau *via* des conduits intra- ou sous-glaciaires. Le mécanisme généralement admis concernant l'écoulement de l'eau dans ces conduits met en jeu la compétition entre l'ouverture par fonte et la fermeture du conduit par déformation plastique de la glace (*Nye*, 1976). Comme le soulignent *Walter et al.* (2007), la déformation fragile de la glace n'est généralement pas prise en compte dans ces modèles théoriques. Il paraît pourtant légitime de supposer que l'augmentation de la pression d'eau au sein de la glace va engendrer à la fois de la déformation plastique et de la fracturation. Cette dernière peut

être liée aux importantes variations de contrainte pouvant avoir lieu pendant le remplissement et la vidange du lac, ou, éventuellement, à de la fracturation hydraulique (ouverture de fissures sous l'effet de la pression de l'eau). Cet aspect fragile de la glace intéresse non seulement les mécanismes d'écoulement de l'eau, mais également ceux relatifs à l'initiation de la vidange (*Roberts*, 2005).

La vidange du lac supra-glaciaire du Gorner (le lecteur est invité à consulter le chapitre 1, où sont donnés plus de détails relatifs à cet événèment) suit des mécanismes variés d'une année à l'autre. En 2004 et 2005, par exemple, elle a eu lieu exclusivement par voie sous-glaciaire, tandis qu'en 2006, le lac a débordé et a été vidangé par un moulin situé à proximité du Gornersee. Afin d'étudier le lien entre l'augmentation conséquente de la pression de l'eau et la sismicité glaciaire, les laboratoires de glaciologie *VAW* (Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie) et de sismologie

textitSED (Schweizerischer Erdbebendienst) de l'ETHZ (Eidgenössische Technische Hochschule Zürich) ont installé à plusieurs reprises (printemps 2004, 2006 et 2007) un réseau de sismomètres à trois composantes dans cette zone (figure 1.3, *Walter et al.* (2007)). Lors de la campagne de mesures de 2004, qui est celle à laquelle nous nous intéressons dans ce travail, un important dispositif de suivi optique (théodolite automatique et réseau de réflecteurs disposés sur la surface du glacier) et GPS (4 points GPS continu) a été mis en place en sus de l'instrumentation sismique (*Walter et al.*, 2007; *Sugiyama et al.*, 2007). Des capteurs de pression ont été installés l'un en forage, à proximité du lit rocheux (site BH430 sur la figure 1.3) et l'autre au fond du Gornersee afin de mesurer la hauteur d'eau dans le glacier et celle dans le lac, respectivement. En outre, des profils de sismique réfraction et sismique de puits sont réalisés afin de suivre les variations temporelles de la vitesse de propagation dans la glace (*Gischig*, 2007). Cette dernière évolue en fonction de la hauteur de la nappe au sein de la glace : la vitesse de propagation des ondes P dans la glace augmente avec le niveau du lax, l'eau remplaçant l'air dans les interstices de la glace non comprimée de surface et remplissant les crevasses. Ces mesures de vitesse de propagation sont également utiles pour la localisation et la caractérisation des séismes glaciaires.

L'objectif de l'ETH réside dans l'identification et la localisation des séismes profonds des

campagnes 2004 et 2006, afin d'étudier l'éventuel lien existant entre de la fracturation (hydraulique ou pas) et le *jökulhlaup*. Ce travail a donné lieu à une publication (*Walter et al.*, 2007), dans laquelle des essaims de séismes situés à proximité de l'interface glace / roche ou plus généralement au sein du massif de glace ont été mis en évidence. Selon *Walter et al.* (2007), l'occurence de ces séismes n'est pas corrélée avec la vidange du Gornersee, mais apparaissent plutôt lorsque la hauteur d'eau est faible ou diminue. Ceci suggère que les variations de pression de l'eau basale induit des variations dans la vitesse d'écoulement et le frottement à l'interface glace – roche ; les micro-séismes enregistrés et localisés à proximité de l'interface sont vraisemblablement dûs à des mécanismes de frottement basal.

La méthode utilisée par *Walter et al.* (2007) pour localiser les séismes est basée sur l'inversion de temps d'arrivées pointés à la main. Cette dernière s'est révélée efficace pour les essaims situés à l'intérieur du réseau, mais pas pour ceux situés loin des capteurs (figure 5.7, sur laquelle est représenté le résultat de la localisation effectuée par l'ETH pour les séismes profonds de 2004). On constate l'existence de trois essaims, dont un est situé très au Nord du réseau, et pour lequel les erreurs de localisation sont grandes. L'objectif du présent travail est de re-déterminer la position hypocentrale de ces séismes, afin de compléter l'étude réalisée par l'ETH. Pour cela, nous nous sommes proposés d'appliquer la méthode de localisation développée pour Argentière (chapitre 3). Nous verrons que du fait des caractéristiques intrinsèques du signal (§5.3), il est nécessaire d'isoler les phases présentes dans la plupart des sismogrammes (§5.5) pour calculer les décalages temporels. Les résultats obtenus pour les données de 2004 sont concluants quant à l'intérêt d'utiliser la méthode d'antenne dans ce cadre (§5.6), et indiquent que cette dernière est un bon complément de la technique de localisation utilisée par *Walter et al.* (2007). Nous envisageons donc d'étendre cette application aux autres essaims profonds détectés pour les années 2006 et 2007, afin de suivre leur évolution à la fois spatiale et temporelle.

Nous présentons dans ce qui suit le réseau de capteurs déployé lors de l'expérience de 2004 et le signal enregistré au glacier du Gorner, avant de nous intéresser à la localisation des séismes profonds, et ce qu'elle implique en terme de traitement du signal.

5.2 Acquisition du signal en 2004 (*Walter et al.*, 2007)

La figure 1.3 montre la localisation des réseaux en 2004 et en 2006 (SA04 et SA06, respectivement). Lors de l'expérience de 2004, le réseau était constitué de 14 sismomètres à 3 composantes (13 Lennartz LE-3D de fréquence de coupure 1 Hz et un Geospace GS-20DH de fréquence de coupure 28 Hz placé en forage, à environ 50 m sous la surface), disposés à même la glace. Les capteurs étaient reliés à des balises 21 voies, connectées entre elles *via* une liaison de type ethernet, afin de garantir une base de temps commune pour les 14 sismomètres. La géométrie du réseau est présentée sur la figure 5.1.

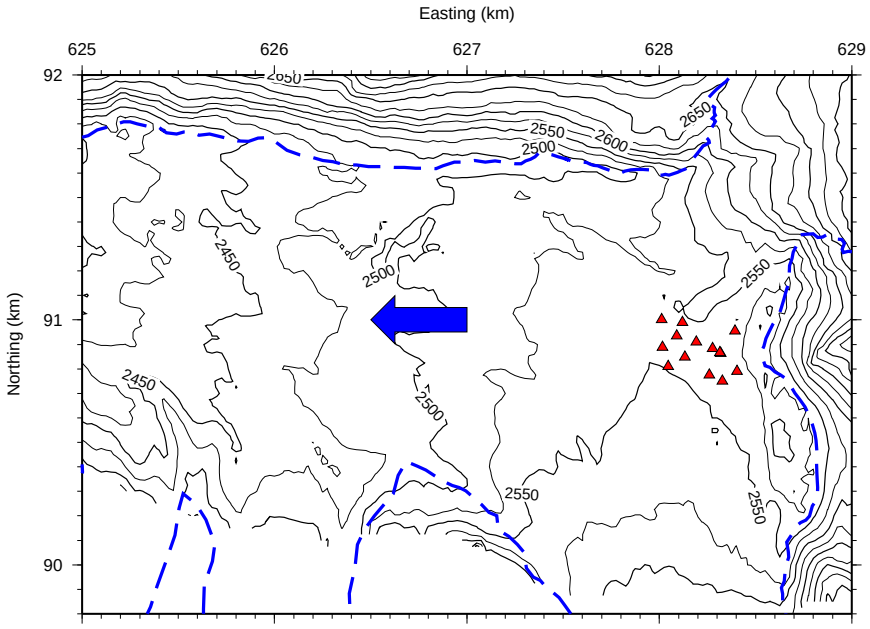


FIG. 5.1 – Topographie du glacier du Gorner, et position des 14 capteurs (triangles rouges). Les bords du glacier sont représentés par le trait en pointillés bleus, et la direction d'écoulement est matérialisée par la flèche bleue.

Les séismes glaciaires ont été isolés à l'acquisition par STA/LTA (voir 5.5), dont les paramètres sont les suivants : taille de la fenêtre STA 80 ms, taille de la fenêtre LTA 800 ms, seuil à 10. La durée d'acquisition était fixée à 2 s, prenant en compte 0.5 s de signal avant l'instant de détection. Un sismomètre seul ne peut pas déclencher le réseau car un minimum de 4 voies est requis pour débuter l'enregistrement d'un séisme. Les sismogrammes résultant

de cette acquisition ont une durée fixée de deux secondes par évènement, échantillonnés à 1000 Hz. Au total, 34960 séismes ont été détectés et enregistrés, sur une période allant du 14 juin au 8 juillet 2004. Notons que la seconde balise sismique n'a pas fonctionné du 25 juin au 29 juin, diminuant de moitié le nombre de sismomètres disponibles durant cette période.

5.3 Caractéristiques du signal

La majorité des séismes enregistrés sont courts (de l'ordre de la demi-seconde) et impulsifs, et montrent en général une onde P, suivie par une onde de surface (Rayleigh) (*Deichmann et al.* (2000) ; figure 5.2). Une onde S est parfois discernable, mais elle est généralement cachée par l'onde de surface. Les séismes profonds et ceux de surface présentent des différences notoires, permettant de distinguer les premiers des seconds (*Deichmann et al.*, 2000; *Walter et al.*, 2007). L'onde P des séismes profonds est très impulsive et est d'amplitude plus élevée que la composante en onde de surface ; cette dernière est parfois inexistante pour ces séismes. à l'inverse, le rapport d'amplitude entre la P et l'onde de Rayleigh est faible pour les séismes de surface (figure 5.3). En outre, *Walter et al.* (2007) font remarquer que les ondes de surface sont de fréquence dominante inférieure à celle des ondes de volume. En d'autres termes, il est possible de discriminer les séismes profonds des séismes de surface en utilisant un critère sur la fréquence de la phase dominante du signal. Parmi les 34964 évènements enregistrés sur la période considérée, 82 séismes profonds ont pu être isolés de cette manière (*Walter et al.*, 2007). Le reste de la sismicité est associé à des mécanismes de surface ou proche surface (crevassage principalement), traité séparement au chapitre suivant.

Par convention, les séismes seront désignés ci-après par leur identifiant unique, déterminé à partir de la date (par exemple, le séisme profond présenté sur la figure 5.3, (b) et qui a été enregistré le 20 juin 2004 à 1h10 et 18s sera désigné par 040620011018).

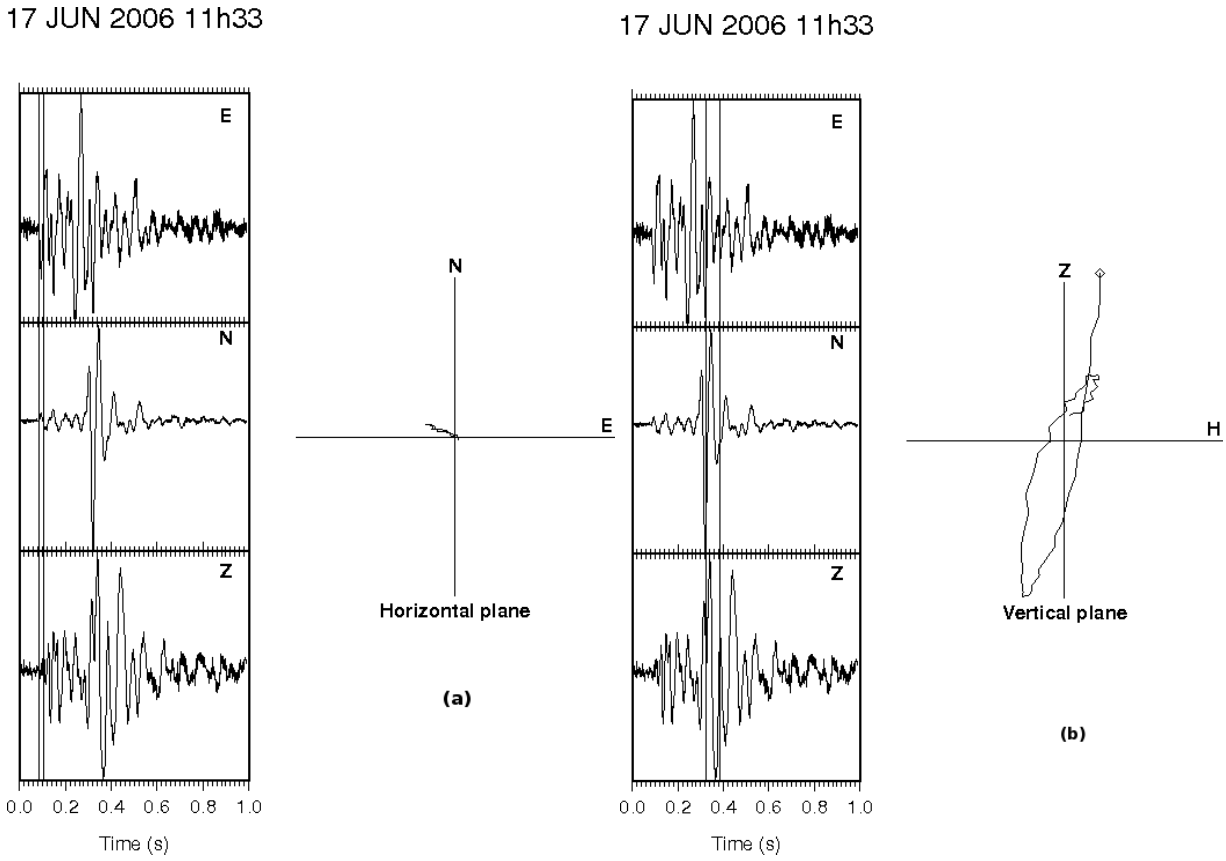


FIG. 5.2 – Enregistrement d'un micro-séisme glaciaire au Gorner. (a) : projection dans le plan horizontal de la première arrivée. Cette dernière présente une polarisation rectiligne. Le mouvement particulaire est limité à la zone située entre les barres verticales. (b) : projection dans le plan vertical orienté suivant l'azimuth déterminé par l'onde P. On constate cette fois ci un mouvement elliptique rétrograde (le début du signal est marqué sur la projection par un diamant).

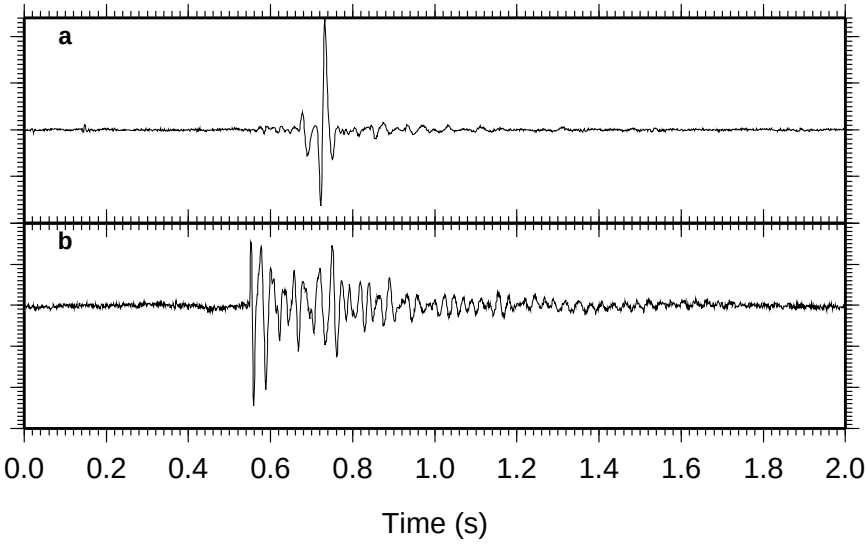


FIG. 5.3 – Comparaison entre un séisme glaciaire de surface *(a)* (17/06/04, 11h33) et un séisme glaciaire profond *(b)* (20/06/04, 1h10). Le rapport d'amplitude entre l'onde P et l'onde de Rayleigh est nettement supérieur dans le cas du séisme profond.

5.4 Décalages temporels et phases sismiques

La méthode de localisation introduite dans le cas du glacier d'Argentière utilise comme données des décalages temporels. Ces derniers peuvent être définis comme étant une différence de temps d'arrivée, calculée sur une phase commune pointée manuellement ou automatiquement (voir par exemple en 3.7). La précision des pointés est cependant un facteur déterminant dans la qualité de la localisation ; il existe de plus une vaste gamme de signaux (tel que le trémor volcanique (*Fehler*, 1983)) pour lesquels il n'est pas possible de pointer une phase. La précision sur l'information de décalage temporel peut être considérablement améliorée en utilisant des antennes : le signal (s'il est conforme aux conditions évoquées dans la section 2.2) est en effet cohérent d'un capteur à l'autre, mais décalé du temps de propagation nécessaire pour parcourir la distance les séparant. Il existe dans ce cas différentes techniques de mesure du décalage, tant dans le domaine temporel (voir par exemple 3.7) que fréquentiel (*Jenkins and Watts*, 1968; *Fréchet*, 1985). Dans le cas présent, nous avons utilisé une méthode classique opérant dans le domaine temporel.

5.4.1 Détermination des décalages temporels à l'aide de la fonction d'inter-corrélation.

les décalages temporels (cf 3.6) peuvent être déterminés en utilisant la fonction d'intercorrélation (voir le chapitre 4). La fonction de corrélation est maximum lorsque les deux signaux sont en phase ; on considère par conséquent que le décalage entre deux signaux est celui correspondant au maximum de corrélation. En théorie, l'intercorrélation normalisée est égale à 1 lorsque les deux signaux sont strictement identiques pour un décalage donné. L'opération de corrélation revient à faire glisser un signal par rapport à l'autre et à calculer l'espérance du produit de ces deux sismogrammes : $\Gamma_{s_1 s_2}(\tau) = E\left[s_1(t)s_2(t+\tau)\right]$. Au terme de cette opération, on a à disposition deux informations : la valeur maximum de corrélation normalisée et le délai à proprement parler. La première permet ainsi d'estimer la qualité de la détermination du second. Le calcul du décalage temporel est discret, comme dans le cas de la méthode appliquée à Argentière (3.6). On cherche alors l'équation quadratique ajustant au mieux la fonction d'intercorrélation au voisinage de son maximum, pour obtenir la valeur vraie du décalage temporel. La figure 5.4 présente un exemple de calcul de délais avec cette technique. Notons tout de même que cet exemple est idéal : l'onde d'intérêt (P dans ce cas) a été pointée au préalable, et la fenêtre d'analyse est de taille idéale par rapport à la période dominante du signal. La forte corrélation des deux formes d'onde permet un calcul de décalage précis.

5.4.2 Importance de la phase dans le calcul du décalage temporel.

Quelle que soit la méthode utilisée, il est primordial que le décalage soit calculé sur une phase commune aux deux sismogrammes. Dans l'hypothèse simplificatrice d'un milieu homogène, si l'on désigne par Δt^P et Δt^S les délais calculés sur les phases P et S, respectivement, et si l'on considère $V_P = k.V_S, k \geq 1$, où V_P et V_S sont les vitesses de propagation

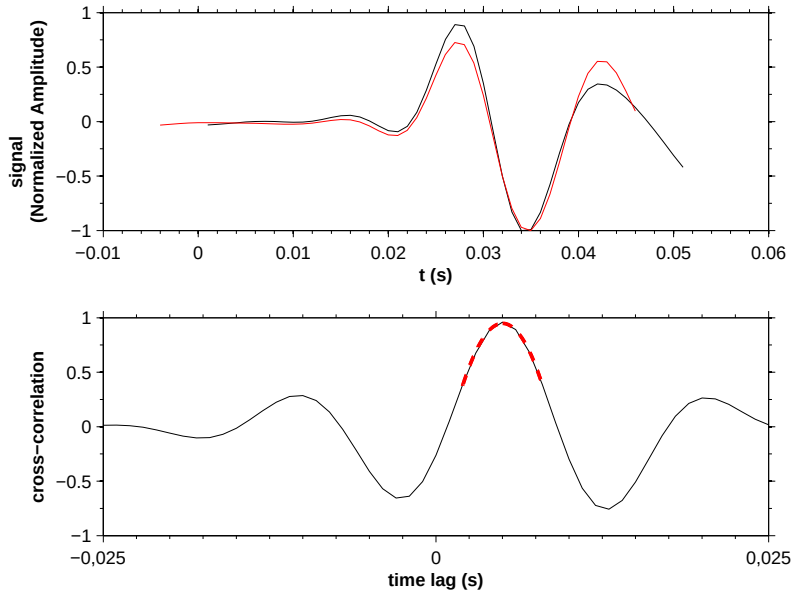


FIG. 5.4 – Illustration du calcul de décalage par inter-corrélation. En haut : formes d'onde des composantes verticales des voies 5 (en noir) et 6 (en rouge) d'un séisme glaciaire au Gorner (040620011018). Les fenêtres sont centrées sur l'arrivée P de ce séisme. En bas : fonction d'intercorrélation discrète (en noir) et ajustement quadratique autour du maximum (en rouge). L'ajustement est effectué sur 10 points. La valeur de décalage est la même trouvée que dans le cas du minimum de valeur efficace (RMS, voir le chapitre 3). On constate que le maximum d'intercorrélation est parfaitement ajusté par une parabole.

des ondes P et S, respectivement, on peut écrire :

$$\Delta t^P = \frac{d_2 - d_1}{V_P} \tag{5.1}$$

$$\Delta t^S = \frac{d_2 - d_1}{V_S} \tag{5.2}$$

d_1 et d_2 correspondant aux distances séparant la source des capteurs 1 et 2. Puisque $V_P = k.V_S$, on peut écrire

$$\Delta t^P = \frac{d_2 - d_1}{kV_S} \Leftrightarrow k\Delta t^P = \Delta t^S, k \geq 1 \tag{5.3}$$

Si l'on calcule un décalage temporel sur une arrivée P, la valeur trouvée sera k fois supérieure à un décalage temporel calculé sur l'arrivée S.

Problématique liée au jeu de données du Gorner : l'existence de plusieurs phases (paragraphe 5.3) dans la majorité des séismes enregistrés par le réseau du Gorner implique de devoir pointer les phases d'intérêt pour lesquelles on souhaite calculer des décalages temporels. La complexité des signaux, ainsi que l'existence de petits séismes parasites pouvant apparaître sur certains sismogrammes rend la tâche de piqué automatique difficile. Il est de plus nécessaire de choisir la phase qui sera utilisée pour la détermination du délai ; dans le cas des séismes profonds, les ondes P sont suffisamment énergétiques et impulsives pour pouvoir être utilisées dans ce cadre. Appliquer cette technique aux séismes de surface, pour lesquels le rapport d'amplitude onde P / onde de Rayleigh est très faible, requiert de pouvoir pointer cette dernière. Nous verrons dans le chapitre suivant que c'est l'étape limitante dans ce cas.

5.5 Pointé des ondes P des séismes profonds

5.5.1 Introduction

Le développement instrumental des réseaux sismologiques à travers le monde a considérablement augmenté la capacité de détection des séismes. Compte-tenu du nombre impor-

tant d'évènements ayant lieu chaque année (approximativement 50000 séismes ou explosions dont la magnitude m_b dépasse $m_b = 3$), il est rapidement devenu nécessaire de mettre au point des algorithmes permettant, d'une part, la détection automatique, et d'autre part, le pointé automatique des phases sismiques, classiquement utilisé pour la localisation. La nécessité actuelle d'accélérer cette dernière pour des raisons de prévention des risques rend ce pointé automatique particulièrement important. Un grand nombre de méthodes de détection d'évènement a été développé depuis les années 70, développement marqué par la croissance et la démocratisation de l'outil informatique. La géophysique exploratoire (et tout particulièrement la sismique réfraction) a joué un rôle crucial dans le cadre du pointé de phase, puisqu'il est nécessaire de connaître précisement les temps de premières arrivées pour déterminer les vitesses et épaisseurs des premières couches (ou *Weathered Zone*, *WZ*) pour la correction statique des profils sismiques (*Thornburg*, 1930; *Hagedoorn*, 1959; *Peraldi and Clement*, 1972; *Hatherly*, 1982; *Gelchinsky and Shtivelman*, 1983; *Coppens*, 1985). Les méthodes les plus communes s'appuient sur l'analyse de l'énergie des champs d'onde incidents et de son évolution au cours du temps (voir *Withers et al.* (1998) pour une revue). Elles permettent d'effectuer à la fois la détection d'évènements et le pointé des phases. La technique d'analyse de l'énergie consiste à construire une fonction caractéristique (FC) ou enveloppe du signal, de la filtrer et de la comparer à un seuil fixé par l'utilisateur. Il existe un grand nombre de FC dans la littérature ; *Withers et al.* (1998) proposent de les classer en quatre catégories :

- celles calculées dans le domaine temporel,
- celles déterminées dans le domaine fréquentiel,
- les FC calculées à partir de paramètres de polarisation,
- et celles calculées par méthodes adaptatives (c'est à dire dont les paramètres s'adaptent automatiquement aux données).

Ce sont ces techniques qui sont classiquement implémentées sur les stations sismologiques. Nous les avons mises en œuvre pour les données d'Argentière, et ce sont celles auxquelles nous nous sommes intéressés en premier lieu pour effectuer le pointé de phase sur les données du glacier du Gorner.

D'autres méthodes utilisent l'analyse de la polarisation de l'onde et des paramètres y afférent (*Vidale*, 1986; *Cichowicz*, 1993) ou des valeurs propres (Analyse en Composantes Principales – *ACP* ou *Principal Component Analysis* – *PCA*, voir par exemple *Magotra et al.* (1987)). *Wagner and Owens* (1996) précisent toutefois qu'il existe de nombreux problèmes et d'ambiguités inhérents à l'ACP pour un capteur trois-composantes unique : selon eux, la validité d'une telle approche repose sur un ensemble d'hypothèses (concernant, entre autres, la nature isotrope et homogène du milieu de propagation, la nature du bruit ambiant ou la non-superposition de signaux de polarisation et de direction de propagation différents) ne garantissant aucunement le caractère physique des vecteurs et valeurs propres. Les auteurs mentionnent également les inconvénients inhérents aux ondes "haute-fréquence" (c'est à dire dont le contenu varie typiquement entre 1 Hz et la centaine de Hertz), puisqu'elles sont sensibles à des variations à petite échelle des propriétés mécaniques du milieu de propagation, impliquant la superposition de nombreux signaux diffractés. Ces deux remarques soulignent à la fois l'intérêt d'utiliser des antennes et les limitations associées au contenu fréquentiel des signaux auxquels nous nous intéressons.

On trouve également des techniques faisant usage des réseaux de neurones artificiels (*Dai and MacBeth*, 1995, 1997), développées dans un premier temps dans le domaine pétrolier, toujours dans le cadre de la sismique réfraction (*Murat and Rudman*, 1992; *MacCormack et al.*, 1993), et des méthodes dites "auto-régressives", dans lesquelles le signal est modélisé de façon statistique (*Pisarenko et al.*, 1987; *Leonard and Kennett*, 1999). Ces dernières sont principalement utilisées pour le pointé de phase, et doivent par conséquent être mises en œuvre en commun avec d'autres techniques.

Citons également les méthodes de traitement basée sur la corrélation de formes d'ondes (*Young et al.*, 1996). Après avoir détecté un évènement en utilisant, par exemple, les techniques d'analyse de l'énergie contenue dans le signal, il est corrélé avec des formes d'ondes "théoriques" propagées dans un modèle de vitesse global ou avec des formes d'ondes empiriques afin d'être localisé. Ce dernier type de méthode ne nécessite pas de pointé de phase et permet par conséquent de déterminer l'ensemble des paramètres (le vecteur position $\vec{x} = (x, y, z)$ et le temps d'origine t_0) sans avoir à inverser des temps d'arrivée.

5.5.2 Algorithme de *Earle and Shearer* (1994). Application aux séismes profonds

Earle and Shearer (1994) ont mis au point un algorithme basé sur la méthode STA/LTA (*Allen*, 1978, 1982) et permettant de faire du pointé de phases. L'objectif des auteurs est de pointer le maximum de phases possibles dans un sismogramme, afin d'identifier aussi bien des arrivées faibles que les principales phases. *Earle and Shearer* (1994) utilisent pour cela l'enveloppe analytique plutôt que l'énergie (carré du signal) comme entrée du filtre STA/LTA. L'enveloppe analytique peut être définie par (*Kanasewich*, 1981) :

$$E(t) = |s(t) + i.H[s(t)]| \tag{5.4}$$

où $i = \sqrt{-1}$ et H est l'opération de transformation de Hilbert. La série temporelle des valeurs prises par le rapport STA/LTA est convoluée avec une fenêtre de Hanning afin d'en atténuer les fluctuations rapides. Lorsque le seuil est dépassé, une détection est déclarée ; le pointé de la phase est défini comme *le point d'inflexion du rapport STA/LTA situé entre le point de détection et le maximum qui le suit* (*Earle and Shearer*, 1994). La figure 5.5 montre un exemple d'application de cet algorithme au séisme 040620011018. La taille des fenêtres STA et LTA sont fixées à 0.01 s et 0.2 s, respectivement, et le seuil vaut 5. On constate, sur la figure 5.5, qu'une seule des deux phases visibles est pointée. Ceci tient au fait que, d'une part, le temps séparant ces deux arrivées (environ 0.1 s) est très faible devant la taille de la fenêtre LTA choisie et que, d'autre part, la seconde arrivée (qui est l'onde de surface) n'est pas impulsive comme l'est l'onde P. Ce résultat indique que cet algorithme n'est pas efficace pour pointer l'onde de Rayleigh, et ne pourra donc être utilisé dans le cadre de la localisation des séismes de surface (chapitre 6).

Nous avons mis en œuvre l'algorithme de *Earle and Shearer* (1994) pour pointer l'arrivée P sur l'ensemble des sismogrammes. Pour chaque évènement, nous avons à notre disposition 42 sismogrammes (14 sismomètres 3 composantes). L'information est redondante d'une composante à l'autre sur un capteur donné : le temps d'arrivée doit théoriquement être le même sur chacune d'entre elles. Forts de ces constats simples, nous avons développé le

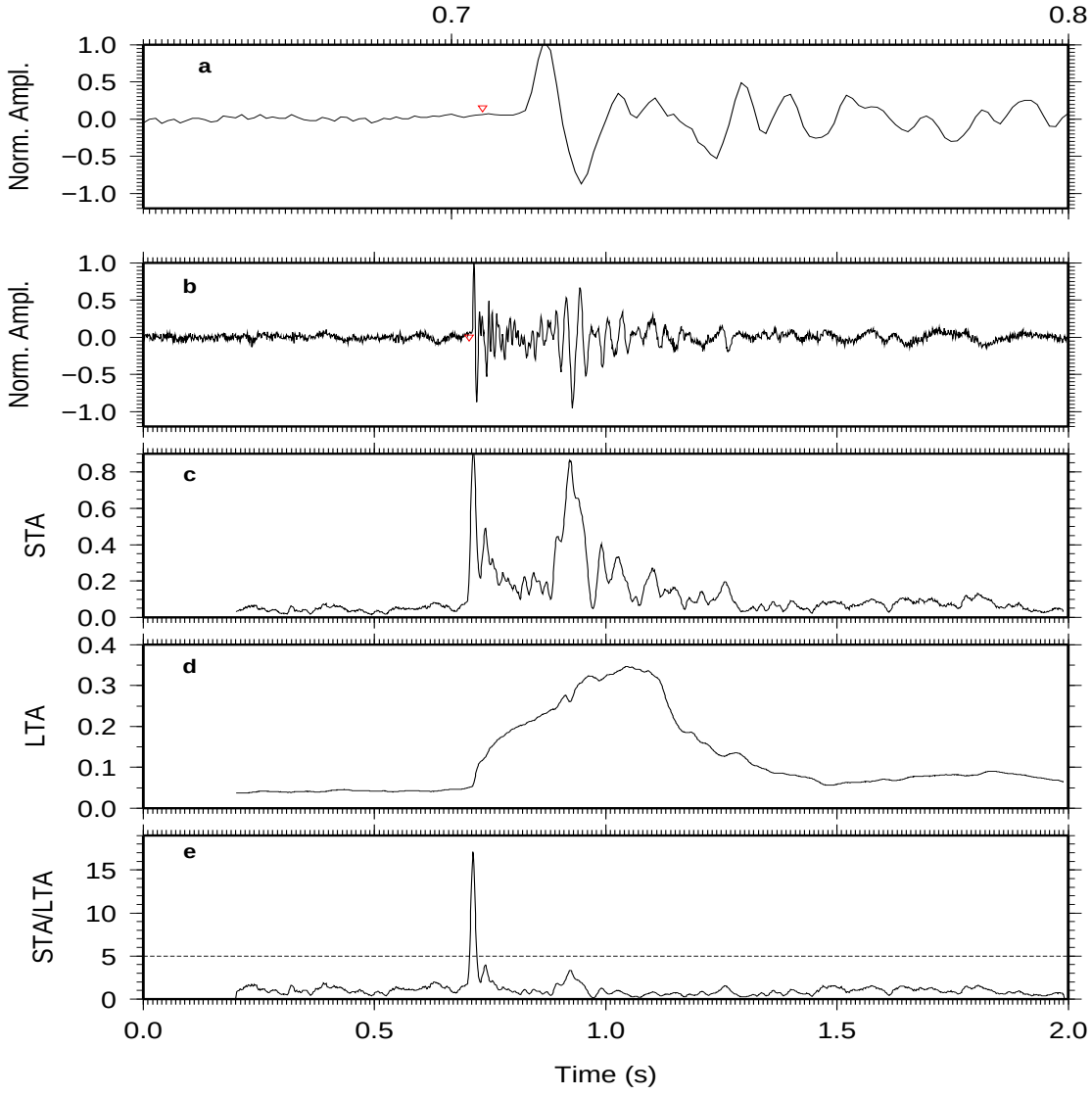


FIG. 5.5 – Application de l'algorithme de *Earle and Shearer* (1994) au séisme 040620011018. (a) Agrandissement de la zone où le pointé a été effectué. Le triangle rouge indique la position du pointé de la première arrivée.(b) Sismogramme complet (amplitude normalisée par l'amplitude crête à crête). (c) et (d) évolution des fenêtre STA et LTA, respectivement. Les paramètres utilisés dans ce cas sont identiques à ceux utilisés avec la FC RMS (taille de la fenêtre STA : 0.01 s, taille de la fenêtre LTA : 0.2 s, seuil : 5). La fonction caractéristique est dans ce cas l'enveloppe analytique du signal temporel. (e) évolution temporelle du rapport STA/LTA. On constate que sur les deux arrivées visibles, seule la première est effectivement pointée par l'algorithme (voir le texte pour plus de détails).

schéma suivant :

- l'algorithme de *Earle and Shearer* (1994) est appliqué à l'ensemble des 42 sismogrammes filtrés entre 4 Hz et 100 Hz par un filtre passe-bande de Butterworth du $4^{ème}$ ordre, afin d'éliminer le bruit haute-fréquence. Si pour une trace donnée, il n'y a aucune détection, le temps d'arrivée est fixé à zéro.
- On calcule la médiane ($m_i, i \in [\![1, 14]\!]$) de la distribution de temps d'arrivée par *capteur*, en ne prenant en compte que les valeurs non nulles, et l'écart-type ($\sigma_j, j \in [\![1, 3]\!]$) de la distribution de temps d'arrivée par *composante*.
- on recherche les temps d'arrivée t^a_{ij} (où i désigne le sismomètre et j la composante) tels que

$$m_i - \min \sigma_j \leq t^a_{ij} \leq m_i + \min \sigma_j \tag{5.5}$$

  On admet par conséquent que le temps d'arrivée est le même sur chacune des trois composantes d'un même sismomètre, et l'on cherche à supprimer les phases arrivant après ou avant la phase choisie. Ceci ne peut bien sûr fonctionner que si la phase d'intérêt est vue par une majorité de capteurs.

Cette série de critères permet de pointer la phase principale des signaux des séismes profonds, et de supprimer d'éventuels pointés erronés. La figure 5.6 montre un exemple d'application de cet algorithme de pointé. Le pointé relatif aux trois composantes des 14 sismomètres est montré en *(a)*, *(b)* et *(c)*. Le résultat final présenté en *(d)* ne correspond qu'à la composante *Est*. On constate la suppression du pointé de la seconde voie, qui ne correspondait pas à l'arrivée qui nous intéresse.

Le calcul des délais se fait sur l'ensemble des phases pointées (c'est à dire dont le temps d'arrivée n'est pas nul) avec des fenêtres de 50 échantillons (0.05 s) centrées sur l'arrivée théorique, puis est moyenné sur les composantes pour lesquelles (1) un pointé existe et (2) la corrélation est supérieure à un seuil. Ce dernier critère implique que les formes d'onde utilisées dans le calcul du délai soient cohérentes, ce qui n'est *a priori* pas le cas pour des séismes dont la source est située *à l'intérieur* de l'antenne. On ne gardera finalement que les évènements pour lesquels on a pu calculer au moins 4 décalages. Le rapport d'amplitude

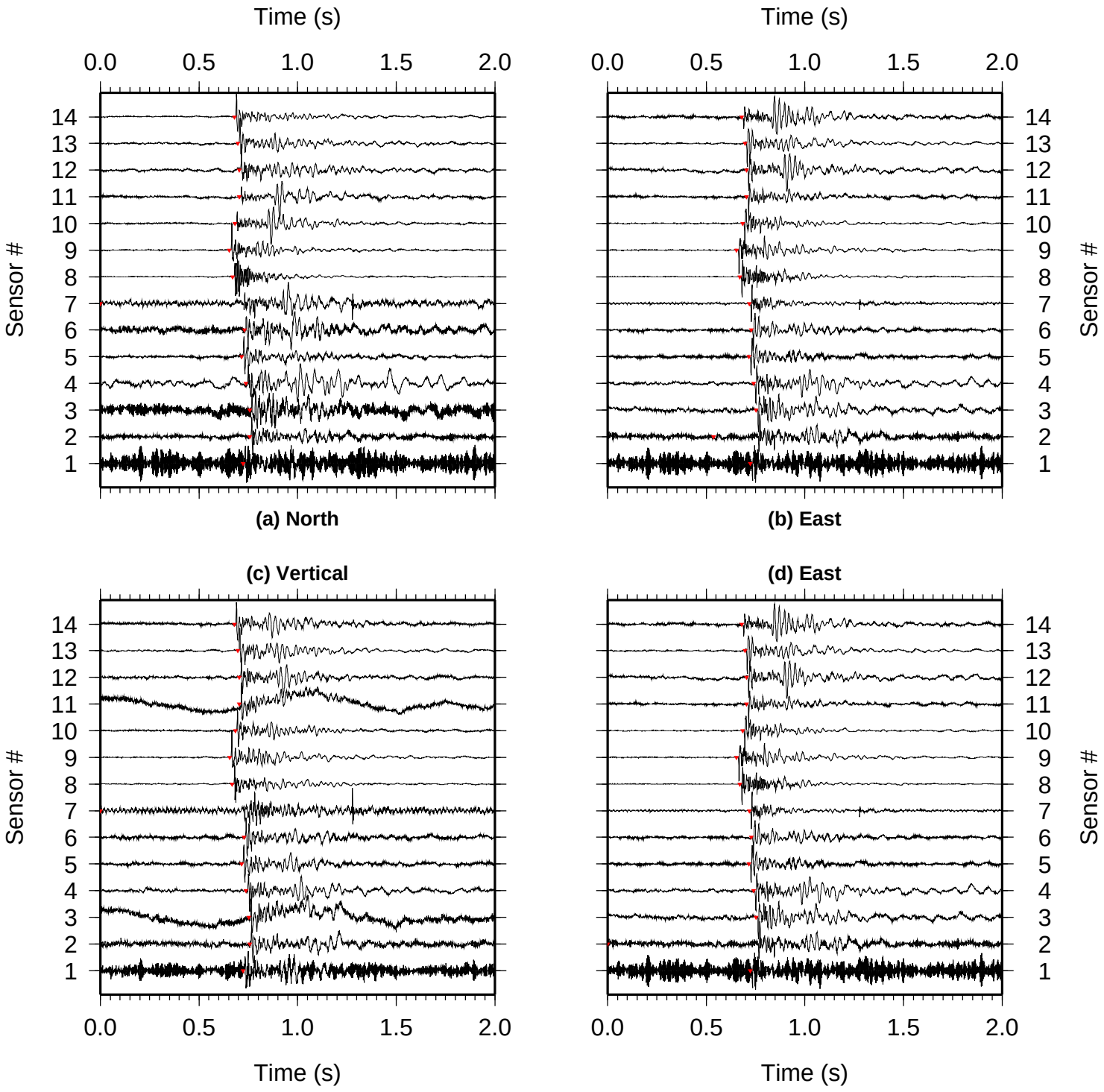


FIG. 5.6 – Exemple d'application du critère de pointé de phase utilisant l'algorithme de *Earle and Shearer* (1994) au séisme de la figure 5.5. Les paramètres de pointé sont les suivants : STA 0.01s, LTA 0.2s, seuil à 5 et seuil de corrélation à 85 %. *(a), (b) et (c)* : pointés réalisés sur les composantes Est, Nord et Verticale, respectivement, après la première étape du critère. La voie #7 des composantes Verticale et Nord sont à zéro, indiquant que le pointé n'a pas fonctionné avec les paramètres utilisés. On remarque de plus que le pointé de la voie # 2 de la composante Est ne correspond pas à la première arrivée. Le résultat final pour la composante Est est montré en *(d)*. Le pointé de la voie # 2 a effectivement été mis à 0.

entre la phase P et l'onde de Rayleigh du signal présenté sur la figure 5.6 est suffisament élevé sur au moins une des trois composantes pour que la première arrivée soit correctement détectée et pointée par l'algorithme de *Earle and Shearer* (1994). Les paramètres utilisés (STA $0.01s$, LTA $0.2s$ et seuil à 5) ont été choisis après avoir testé différents jeux de valeurs. Les tailles des fenêtres d'analyse correspondent cependant à la gamme de fréquence contenant le plus d'énergie pour les signaux enregistrés au Gorner (c'est à dire entre 5 Hz et 100 Hz, environ).

5.6 Localisation

La figure 5.7 montre le résultat de la localisation de 79 des 82 séismes profonds réalisée par *Walter et al.* (2007) pour les données de 2004. Les auteurs ont fixé la vitesse de propagation des ondes P à 3630 $m.s^{-1}$, sauf pour le capteur en forage, pour lequel la vitesse est fixée à 3700 $m.s^{-1}$ afin de prendre en compte la couche lente en surface (*Gischig*, 2007). Selon ce dernier, en effet, il existe une couche superficielle d'environ 20 m d'épaisseur dans laquelle les ondes P se propagent plus lentement que dans le volume sous-jacent. Comme mentionné dans l'introduction (5.1), la vitesse superficielle varie dans le temps suivant le remplissage du lac. Elle passe d'environ 3350 $ms.s^{-1} \pm 70$ $m.s^{-1}$ avant le début du remplissage à 3640 $m.s^{-1} \pm 55$ $m.s^{-1}$ au début de la vidange. *Gischig* (2007) remarque également que la vitesse n'est pas la même, suivant qu'on la mesure perpendiculairement ou parallèlement aux crevasses. La vitesse de propagation dans la glace plus en profondeur est quant à elle de ≈ 3750 $m.s^{-1}$. Le crevassage, mais également la fonte interne et superficielle et la porosité plus élevée expliquent cette vitesse plus faible en surface. Le modèle de vitesse en ondes S est similaire, avec comme valeurs 1790 $m.s^1$ en surface et 1820 $m.s^{-1}$ en profondeur. On constate l'existence de trois essaims de séismes bien définis : deux sont situés à l'intérieur du réseau, et le troisième se trouve en bordure nord du glacier. Les séismes "internes" au réseau ont été étudiés en détail par *Walter et al.* (2007). Ces derniers montrent que ces évènements ont systématiquement lieu pendant la nuit, période à laquelle la pression d'eau sous-glaciaire est à son minimum. Il semblerait donc que cette

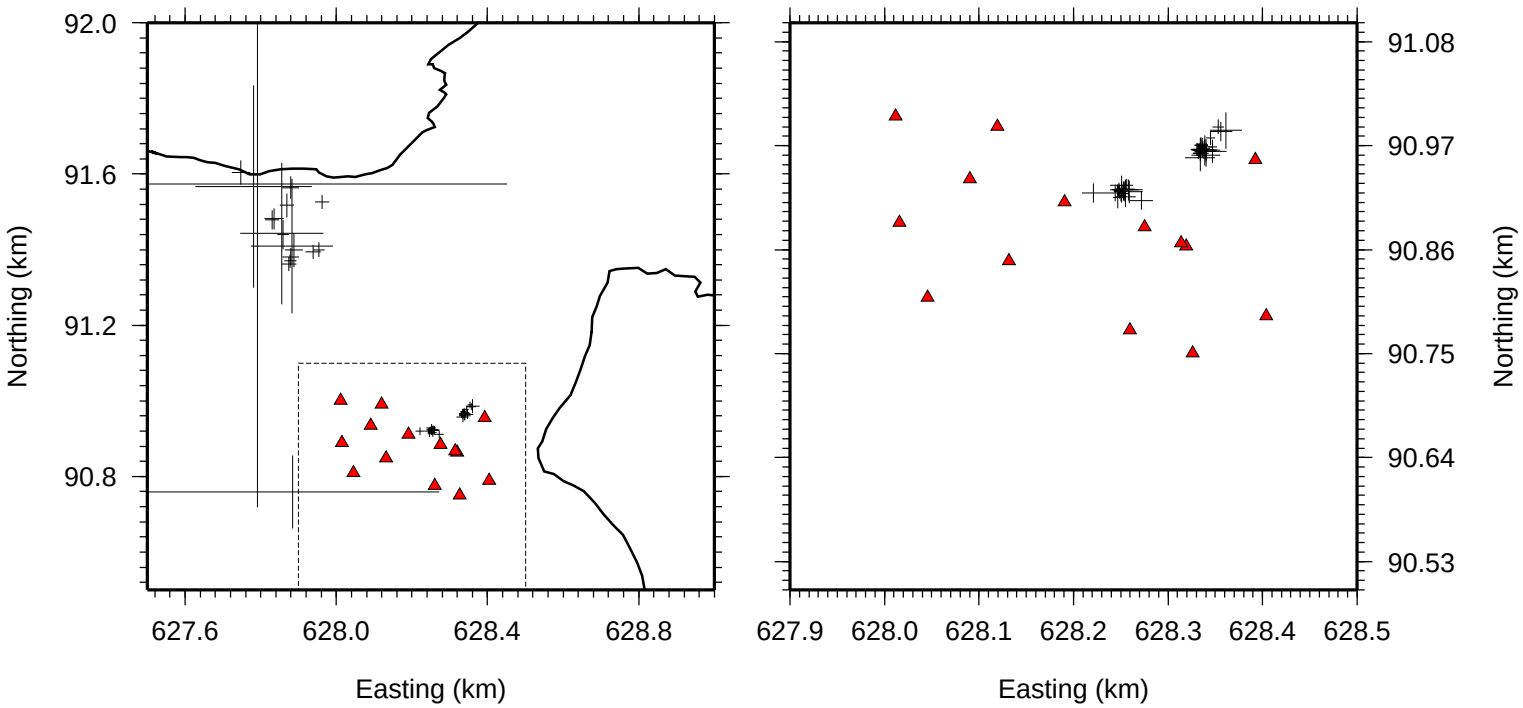


FIG. 5.7 – Localisation des 79 séismes profonds détectés par *Walter et al.* (2007) (croix). La partie droite est l'agrandissement de la zone schématisée par un cadre sur la partie gauche. On constate l'existence de trois essaims de séismes : deux sont situés à l'intérieur de l'antenne, tandis que le troisième est localisé en bordure nord du glacier. Les stations sont représentées par les triangles rouges.

faible pression implique une augmentation du frottement basal, générant une fracturation plus importante à l'interface. On peut également supposer que le bruit est généralement plus faible pendant la nuit (la fonte de surface étant moindre, les écoulements superficiels sont diminués et les sismomètres sont plus stables), permettant l'enregistrement de séismes de plus faible amplitude. Lors de la vidange, la hauteur d'eau dans le forage est supérieure à la pression de flottaison théorique (en 2004 comme en 2006). Aucun séisme profond n'est détecté durant cette période. Les données de 2006 montrent de plus la "réapparition" de ces occurences après que la hauteur d'eau soit revenue à son niveau d'origine. Ceci conforte par conséquent l'hypothèse selon laquelle les séismes profonds sont intimement liés au frottement basal.

Les séismes profonds de l'essaim situé au Nord de l'antenne (ci après désigné par amas 3) n'ont pas fait l'objet d'une étude approfondie par les auteurs. Il est cependant intéressant de pouvoir déterminer si ces derniers sont localisés à l'interface glace – roche. Dans ce qui suit, nous ne nous préoccuperons que des 17 séismes de cet essaim. Leurs dates d'occurence sont représentées sur le graphique de la figure 5.8. Notons que *la totalité des séismes appartenant à l'amas 3 et détectés a lieu avant la vidange du lac*, indiquant le découplage entre ces deux phénomènes. Outre l'influence de la hauteur d'eau dans le glacier sur l'activité des essaims profonds, il est possible que la forte augmentation de sismicité suite à l'initiation du phénomène de *jökulhlaup* puisse masquer la sismicité associée à cet amas, situé à distance du réseau (contrairement aux deux autres amas). La figure 5.9 montre la projection suivant la ligne A-A' de la position des sources des 17 séismes de l'amas 3. Une partie de ces sources est située sous le lit rocheux, ce qui ne semble pas réaliste dans le contexte du Gornergletscher. L'utilisation du réseau comme une antenne sismologique est donc susceptible d'apporter plus d'information quant à la localisation de ces sources. Notons que l'un des 17 séismes n'est pas pris en compte car il n'est enregistré que par la moitié des capteurs (la seconde balise d'acquisition ne fonctionnant pas, voir 5.2). Nous avons appliqué la méthode de localisation présentée au §3.7 aux 17 séismes sus-mentionnés. Pour cela, nous avons dans un premier temps simplifié le problème en utilisant un modèle de vitesse homogène mais inconnue. Il n'y a *a priori* pas lieu d'introduire la propagation

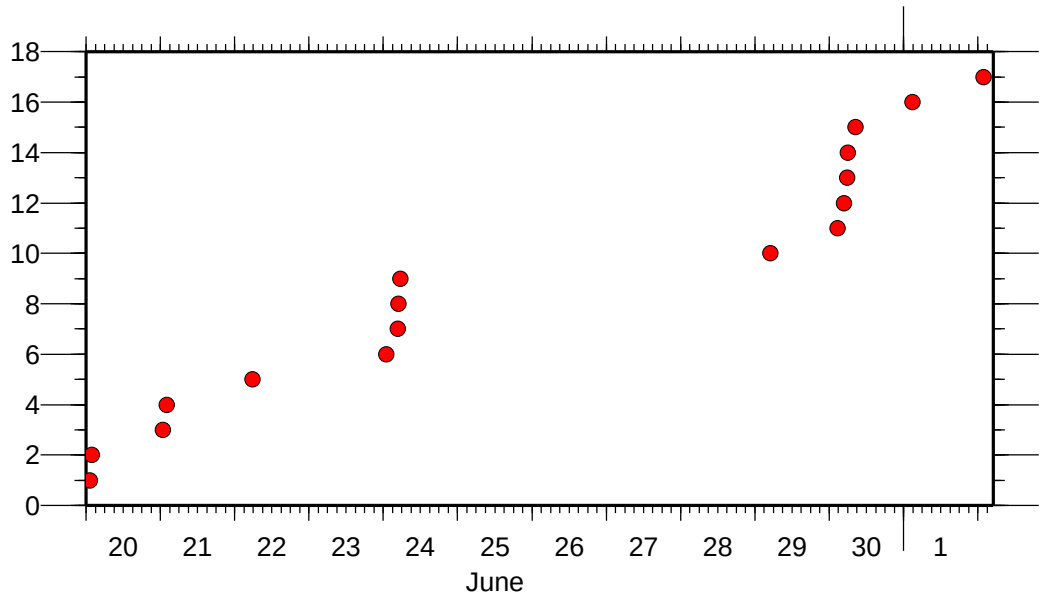


FIG. 5.8 – Nombre cumulé de séismes de l'amas 3, en fonction du temps. On constate que ces évènements ont systématiquement lieu la nuit, avant le début de la vidange. Ils ne présentent vraisemblablement pas de cyclicité.

dans la roche puisque les sismomètres se trouvent à la surface du glacier et les sources sont situées *dans la glace*. De plus, on ne tient pas compte de la topographie, car la surface du glacier est à altitude quasi-constante autour du réseau de capteurs. L'espace est discrétisé par pas de 30 m dans les directions horizontales, et de 10 m dans la direction verticale. La vitesse de propagation est recherchée dans l'intervalle 3200 $m.s^{-1}$ – 3600 $m.s^{-1}$, variant par pas de 50 $m.s^{-1}$. L'écart-type sur les données est fixé à 1 ms et prend en compte à la fois l'erreur sur la mesure du décalage temporel et celle associée au modèle de vitesse ; dans le cas présent, nous avons choisi l'écart-type de façon à ce que la majorité des 16 séismes considérés de l'amas 3 soient localisés.

Après application de la méthode, 15 évènements sont localisés (figure 5.10). La vitesse calculée est de 3405 $m.s^{-1} \pm 8$ $m.s^{-1}$. Cette valeur est cohérente avec la gamme de vitesses superficielles trouvées en sismique réfraction par *Gischig* (2007).

Les séismes de l'amas 3 sont à nouveau localisés sous l'interface glace-roche (figure 5.10, en bas). On constate une diminution notoire de l'erreur sur la position des sources, indiquant

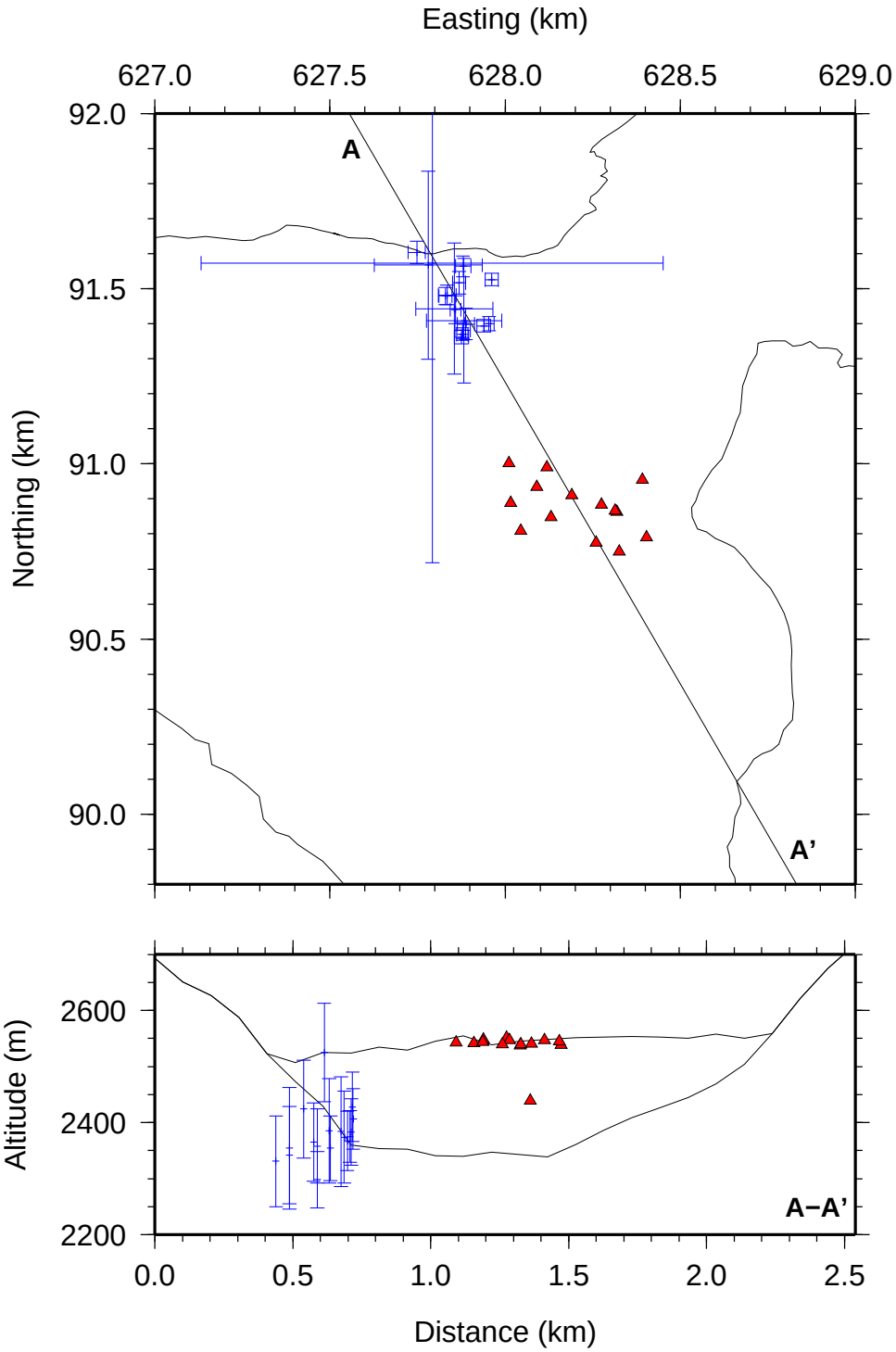


FIG. 5.9 – En haut : localisation en carte des séismes de l'amas 3, avec leurs barres d'erreur. En bas : position de ces mêmes séismes en coupe suivant A-A'. La distance est calculée à partir du point A. Les sources de ces séismes sont localisées pour la plupart sous l'interface glace-roche, et présentent une barre d'erreur importante tant dans les directions horizontales que dans la direction verticale.

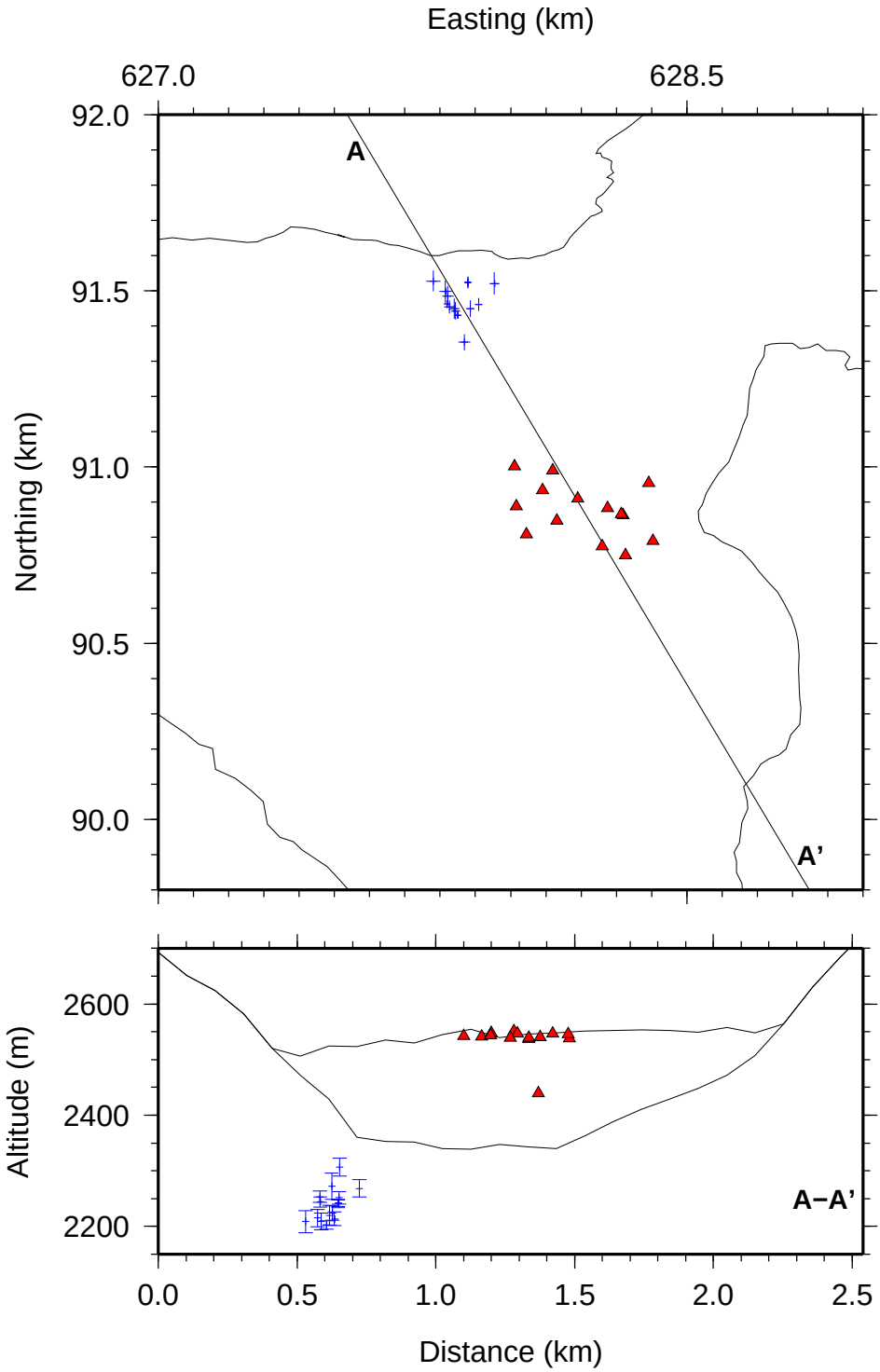


FIG. 5.10 – En haut : localisation en carte des séismes de l'amas 3 déterminée par la méthode de recherche sur grille. En bas : position en coupe suivant A-A'. Les sources de ces séismes sont toujours largement situées sous le lit rocheux. L'erreur est considérablement diminuée tant dans les directions verticales que horizontale.

de fait que la méthode d'antenne est plus précise que celle utilisée par *Walter et al.* (2007), pour les sources situées loin du réseau. Il semble cependant que les hypothèses faites sur le modèle de vitesse ne soient pas correctes, et tout particulièrement celle concernant le lit rocheux et sa topographie. En effet, si les sources des séismes de l'amas 3 sont situées à l'interface glace / roche, le rai sismique sera refracté et se propagera dans le lit rocheux, avant de remonter aux sismomètres de l'antenne. Afin de tenir compte de cette éventualité, nous avons introduit dans l'inversion la topographie du lit rocheux. Cette dernière est discrétisée à 10 m dans les trois directions de l'espace. Les milieux "roche" et "glace" sont considérés comme homogènes et de vitesses de propagation inconnues ; de fait, on fait varier ces dernières entre 3500 $m.s^{-1}$ et 4000$m.s^{-1}$ (ondes P), par pas de 100 $m.s^{-1}$ dans les deux cas. L'écart-type initial est cette fois fixé à 0.7 ms (0.5 ms dûs à la mesure du décalage temporel et 0.5 ms attribués à l'erreur introduite par l'imprécision du modèle de vitesse).

La figure 5.11 montre le résultat de cette inversion. On constate que les sources des séismes sont localisées proche de l'interface glace-roche, confirmant par conséquent l'idée de réfraction des rais. Ceci montre clairement que la géométrie du rai importe grandement pour trouver la position du barycentre des séismes (position absolue mentionnée à la fin du chapitre 2). Les vitesses de propagation dans la glace et la roche calculées par l'inversion sont de 3600 $m.s^{-1}$ et de 3900 $m.s^{-1}$, respectivement. Le large pas de discrétisation des maillages en vitesse empêche une estimation correcte de l'écart-type sur les distributions de probabilité en vitesse. L'écart-type sur les positions ne dépasse pas 20 m, et est typiquement de l'ordre du mètre. La figure 5.12 montre que l'ajustement des décalages temporels est meilleur de près d'un ordre de grandeur en prenant en compte la topographie du lit rocheux. La figure 5.13, quant à elle, montre que la profondeur des séismes est principalement contrainte par le capteur en forage : seul le rai connectant les sources à ce dernier est réfracté. Le lit rocheux est par conséquent mal échantillonné par les rais sismiques, ce qui peut expliquer la mauvaise résolution en vitesse pour ce dernier. Notons en outre que les décalages temporels faisant intervenir ce capteur ne sont pas systématiquement inclus dans le processus de localisation, en vertu du critère de cohérence mis en œuvre lors du

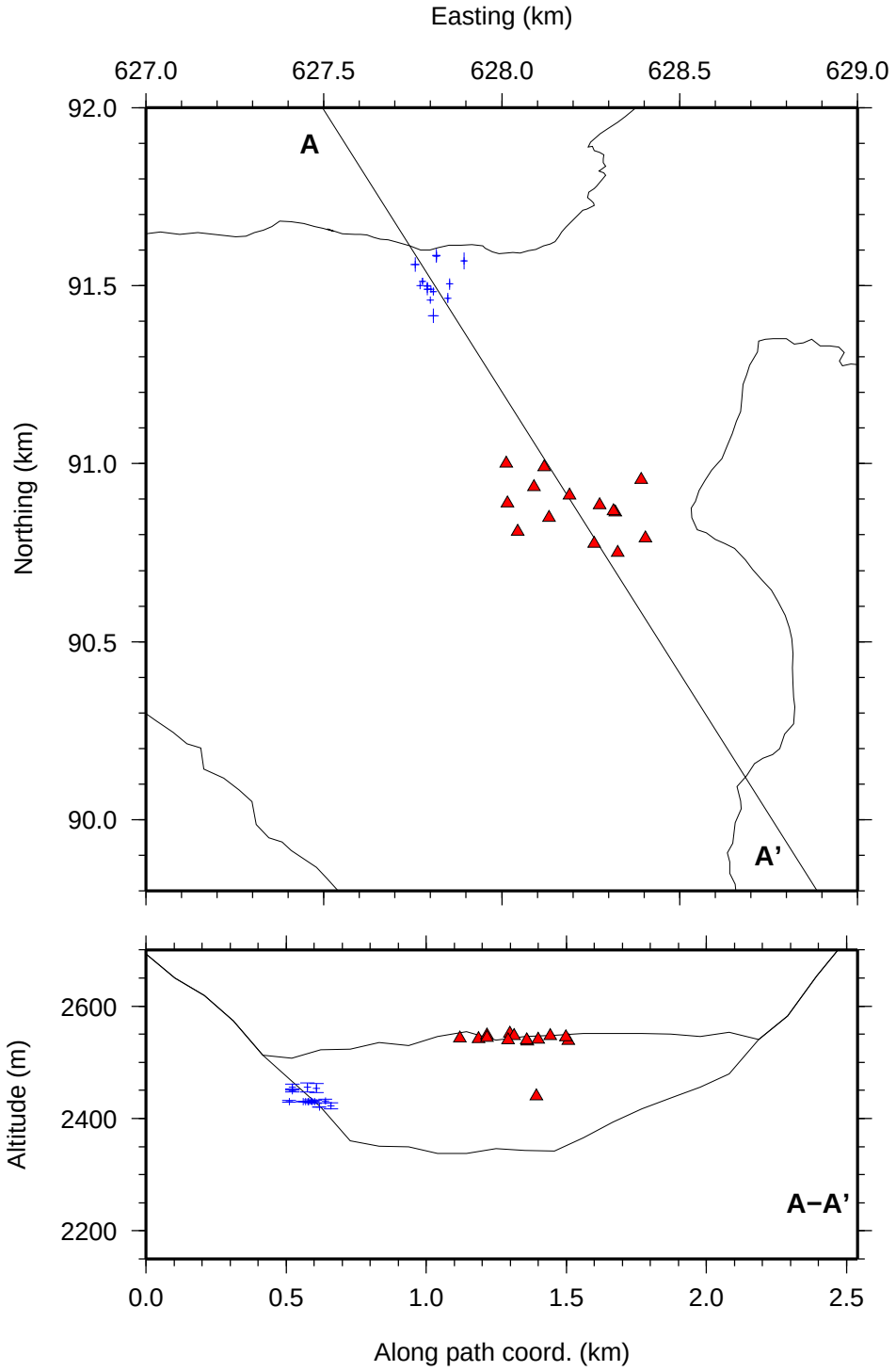


FIG. 5.11 – En haut : localisation en carte des séismes de l'amas 3 déterminée par la méthode de recherche sur grille, et en prenant en compte la topographie du lit rocheux. En bas : position des sources en coupe, suivant A-A'. On constate que les sources sont cette fois localisées à l'interface glace-roche, confirmant l'hypothèse sur la réfraction de certains des rais sismiques (voir figure 5.13 le long de l'interface.

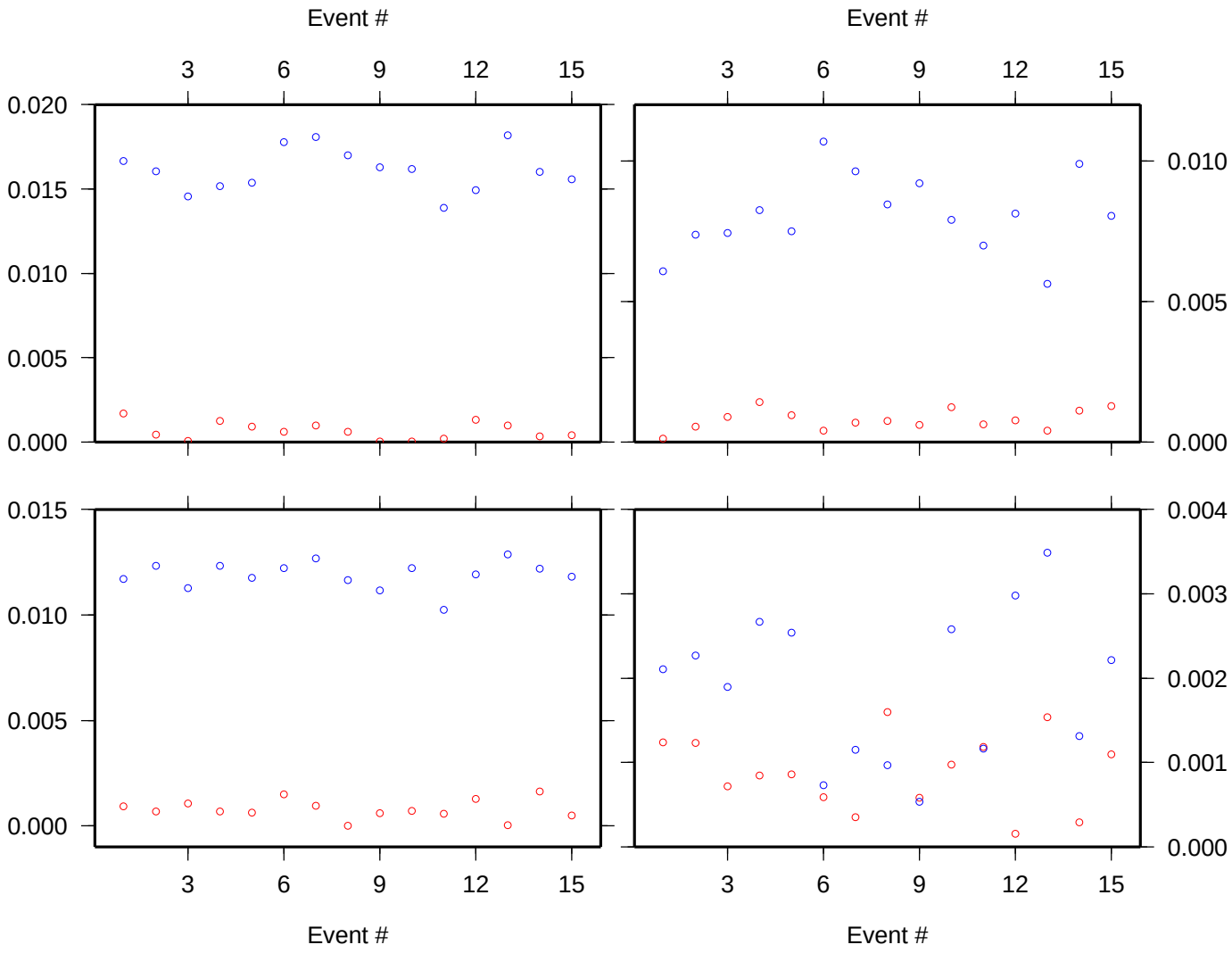


FIG. 5.12 – écarts entre les décalages temporels mesurés et ceux calculés dans l'hypothèse d'un milieu homogène (cercles bleus) ou en tenant compte de la topographie (cercles rouges), pour quatre couples de capteurs et pour les 15 séismes localisés. L'ajustement est en règle générale nettement meilleur en prenant en compte la topographie.

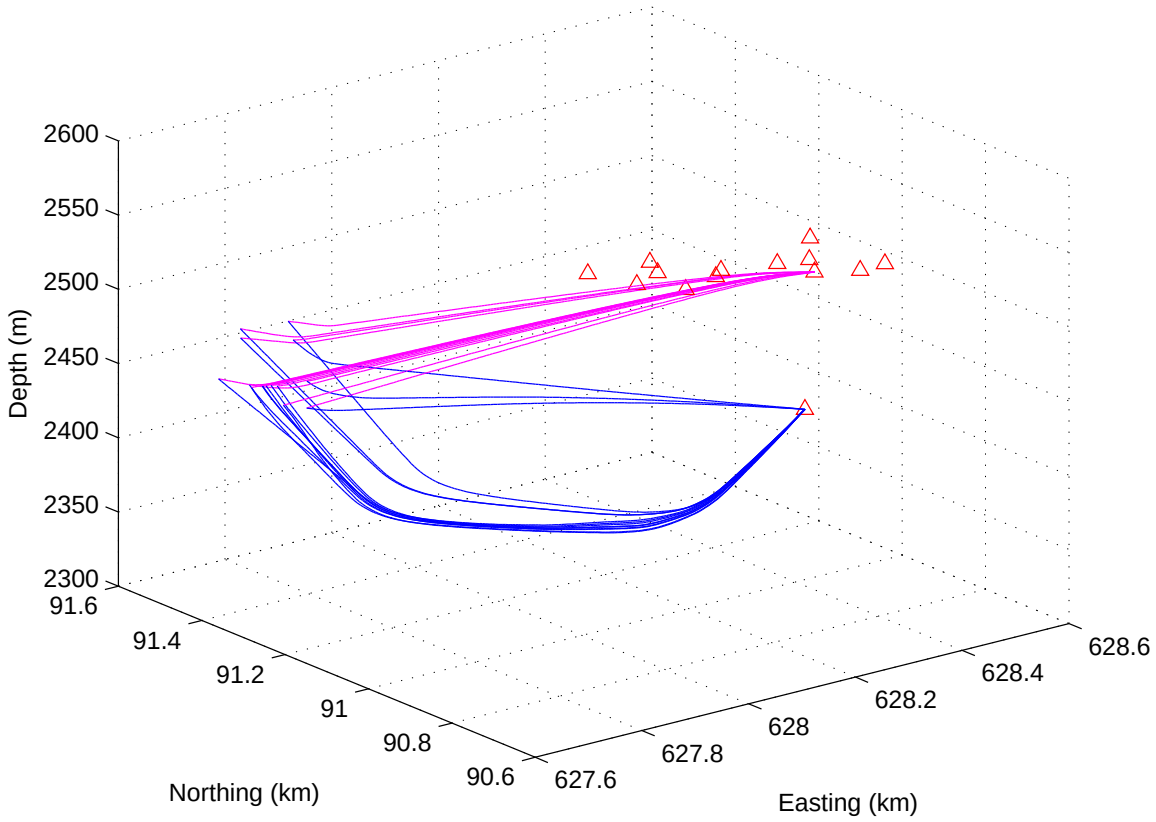


FIG. 5.13 – Tracé des rais entre les 15 sources localisées et les capteurs 7, situé en forage (rais bleus) et 4, localisé en surface (rais magentas). On constate que seuls les rais connectant les sources au capteur en forage sont réfractés.

calcul des délais (voir au paragraphe 5.5).

5.7 Discussion et conclusion

Nous avons appliqué la méthode de localisation par recherche sur grille aux séismes profonds enregistrés au Gorner. Pour cela, il est nécessaire de pointer les premières arrivées afin de calculer les décalages temporels entre les différentes traces. Nous avons par conséquent appliqué l'algorithme de *Earle and Shearer* (1994) modifié aux 17 séismes d'un des clusters de sismicité profonde mis en évidence par *Walter et al.* (2007). La localisation en

milieu homogène place les séismes sous l'interface glace - roche, mais détermine une vitesse de propagation en accord avec les mesures de sismique active (*Gischig*, 2007). Nous avons alors introduit l'information sur la topographie du lit rocheux, afin de prendre en compte l'éventuelle réfraction des rais sismiques émis par des sources situées proche de l'interface. Dans ce cadre, les sources sont effectivement localisées proche de l'interface (en tenant compte de l'erreur sur la détermination de la topographie du lit rocheux ; *Huss* (2005)). La vitesse de propagation dans la glace est proche de celle utilisée par *Walter et al.* (2007) (3600 $m.s^{-1}$), tandis que celle dans la "roche" est très inférieure à celle acceptée pour le Gorner ($V_P = 5100\ m.s^{-1}$; N. Deichmann, communication personnelle). La localisation à l'interface glace-roche et l'absence de corrélation entre la vidange du lac et l'activité de cet essaim tendent à indiquer que les mécanismes à l'origine de ces séismes sont liés à l'écoulement gravitaire du glacier sur son lit rocheux. En outre, la corrélation entre la diminution cyclique de la hauteur d'eau dans la glace et l'occurrence de ces évènements montre que l'hydrologie sous-glaciaire joue un rôle prépondérant dans la génération de ces séismes. Ce dernier point a par ailleurs été observé sur d'autres glaciers (*Anandrakrishnan and Alley*, 1997).

Selon *Walter et al.* (2007), le *stick-slip* est à exclure car la polarité des premières arrivées mesurées pour les séismes situés à l'intérieur du réseau est systématiquement compressive, ce qui n'est pas compatible avec la position des sources relativement aux capteurs. Les auteurs proposent d'expliquer ces séismes profonds par de la fracturation dans la glace basale liée à l'important taux de déformation auquel cette dernière est soumise en raison des variations de hauteur d'eau. *Paterson* (1994) décrit en effet le lien entre la contrainte de cisaillement basal et la pression effective (différence entre la pression de la glace et la pression de l'eau interstitielle) P' par l'intermédiaire de la relation empirique suivante :

$$\tau = \frac{1}{k}^{1/p} . u^{1/p} . P'^{q/p} \tag{5.6}$$

où u est la vitesse de glissement, p et q sont des entiers, et k est une constante dépendant des propriétés thermiques et mécaniques de la glace de glacier qui croit avec la rugosité du lit rocheux. Les séismes profonds ont systématiquement lieu lorsque la pression diminue

ou est minimum, c'est à dire à un moment où le frottement à l'interface est important en vertu de l'équation 5.6. Ce frottement induit un taux de déformation élevée qui se traduit sporadiquement par la rupture en extension de la glace. *Walter et al.* (2007) proposent également d'expliquer la fracturation de la glace basale par la formation de cavités lorsque la pression est élevée : (*Iken*, 1981) indique que la formation de telles cavités, liée à des ondulations du lit rocheux, est à même d'accélerer considérablement la vitesse de glissement du glacier. Lorsqu'elles sont vidées subitement, le taux de déformation devient à nouveau localement important. Cette dernière hypothèse est compatible avec la pente du lit rocheux à l'endroit où sont localisés les séismes (à la fois ceux de l'essaim 3 et ceux localisés par *Walter et al.* (2007)), qui ne permet pas une accumulation globale de l'eau basale, mais plutôt locale.

L'essaim de sismicité auquel nous nous sommes intéressés est situé loin du lac. Ceci implique d'une part que l'influence de ce dernier sur cette zone est amoindrie (infirmant les hypothèses formulées ci-dessus dans le cas de cet amas), et d'autre part que les magnitudes des sources de cet essaim sont suffisament élevées pour pouvoir être mesurées correctement par le réseau. La situation de cet essaim en bordure du glacier implique la présence de nombreux blocs de roche de toute taille au sein de la glace. De fait, le frottement de blocs de roche englacés sur les aspérités locales du lit rocheux est susceptible de générer le signal enregistré par le réseau. Il n'y a cependant aucune raison que ces évènements aient lieu plus particulièrement la nuit. Il est possible que la variation de la capacité de détection du réseau (supposée augmenter la nuit, lorsque la fonte de surface est moindre – voir *Walter et al.* (2007)) explique leur absence durant la journée.

5.8 Perspectives

Les résultats présentés dans ce chapitre indiquent que l'utilisation du réseau comme une antenne sismologique diminue grandement l'erreur sur la localisation relative des sources (figures 5.7 et 5.10). En outre, l'introduction de la topographie du lit rocheux par l'intermédiaire de la méthode développée au chapitre 3 permet de contraindre la profondeur des

séismes, compte tenu de la possible réfraction de rais proches de l'interface. Ceci montre par conséquent l'importance de la géométrie du rai, elle même fonction du modèle de vitesse, dans le processus de localisation.Nous envisageons d'appliquer cette technique aux données de 2006 et de 2007, afin de localiser l'ensemble des sources profondes.

Walter et al. (2007) ont également remarqué que les formes d'onde de la majorité des séismes des différents clusters montrent en règle général une forte corrélation. Nous pensons par conséquent appliqué des méthodes de relocalisation relative (*Got et al.* (1994) ; voir également au chapitre 8) à ces séismes. Ce travail en cours permettra de préciser d'autant plus l'éventuelle structure fine des zones hypocentrales. Enfin, il serait souhaitable d'installer une antenne à proprement parler (c'est à dire, avec une géométrie définie et située à une distance plus grande des 2 essaims de sismicité "internes au réseau" étudiés par *Walter et al.* (2007)).

Chapitre 6

La sismicité de surface comme révélateur d'un changement de contraintes

6.1 Introduction

Comme nous l'avons mentionné au paragraphe 5.1 du chapitre précédent, les variations de hauteur d'eau (liées ou non au *jökulhlaup*) sont susceptibles de modifier considérablement le frottement basal ; ces modifications vont nécessairement influencer le champ de contraintes auquel est soumis le glacier dans son ensemble. *Sugiyama et al.* (2007) ont ainsi mis en évidence un changement parfois important de l'écoulement glaciaire lors du *jökulhlaup* (inversion du mouvement en certains points). Les auteurs proposent trois mécanismes susceptibles d'expliquer ce phénomène : réponse élastique de la glace à une sollicitation en contrainte lors de la vidange, séparation basale sous l'effet de la pression d'eau, ou déformation des sédiments sous-glaciaires. Dans tous les cas, cette évolution du champ de contrainte doit se traduire par une variation de la sismicité. La figure 6.1 montre l'évolution temporelle de la sismicité détectée par le réseau : on constate effectivement une nette augmentation du nombre d'occurences à partir du 2 juillet, date à laquelle le

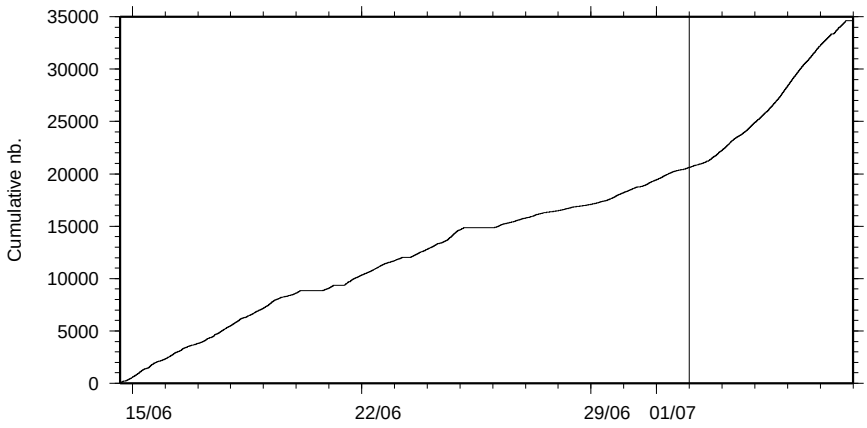


FIG. 6.1 – évolution temporelle de la sismicité. On constate une nette augmentation de cette dernière à partir du 2 juillet (marqué à minuit par la ligne pointillée, l'heure exacte étant inconnue), date à laquelle le lac a commencé à se vidanger par voie sous-glaciaire (*Huss et al.*, 2007).

lac a commencé sa vidange sous-glaciaire. Cet accroissement consécutif à l'initiation de la vidange montre clairement son influence sur l'écoulement du glacier en général, et sur la sismicité en particulier. Cette dernière est principalement constituée par des séismes de faible profondeur. Si l'on attribue ces séismes de surface à l'ouverture et la propagation de crevasses, leur profondeur ne devrait pas dépasser la vingtaine de mètres (*Helmstetter et al.*, 2001; *Gischig*, 2007). Cette hypothèse ne peut cependant caractériser toute la sismicité, certains auteurs ayant mis en évidence l'existence de séismes même à des profondeurs intermédiaires (*Deichmann et al.*, 2000). Comme mentionné au paragraphe 5.3 du chapitre précédent, ces séismes sont généralement dominés par une onde de Rayleigh. L'exemple du séisme 040702001352, présenté sur la figure 6.2, illustre ce propos. Notons également que l'onde de surface est cohérente sur l'ensemble des traces montrées sur la figure 6.2. Ceci n'est vrai, bien sûr, que pour des séismes dont la source est située en dehors du réseau.
Le lien qui semble exister entre l'occurence du *jökulhlaup*, la modification de l'écoulement et la sismicité nous a donc amené à ne pas limiter l'étude de cette dernière aux seuls séismes profonds, mais au contraire à l'étendre aux évènements "de surface". La méthodologie présentée au chapitre 5 s'est cependant révélée inadaptée au cas de ces derniers. En effet, le

faible rapport d'amplitude entre l'onde P et l'onde de Rayleigh, et l'absence d'arrivée clairement définie pour cette dernière (voir, par exemple, la figure 5.5) prohibe l'application systématique de la méthode de pointé basée sur l'algorithme de *Earle and Shearer* (1994). Nous avons dans un premier temps appliqué la méthode *f-k* mentionnée au chapitre 2 à l'ensemble des données, afin de déterminer les variations temporelles en vitesse apparente et azimut. Partant de ce résultat, nous avons mis au point et appliqué une technique de localisation basée sur cette même méthode, visant à prendre avantage de la forte amplitude de l'onde de surface et de sa bonne cohérence d'un capteur à l'autre de l'antenne. L'utilisation de l'onde de Rayleigh à des fins de localisation limite cependant le problème à deux dimensions, cette dernière ne se propageant que le long de la surface libre du glacier.

6.2 Répartitions temporelles de l'azimut et de la vitesse apparente

Nous avons appliqué la méthode *f-k* (voir le chapitre 2) à l'ensemble des 35000 séismes, afin d'apprécier la répartition temporelle de la vitesse apparente et de l'azimut. On ne considère que la composante verticale de 6 des 14 capteurs, afin de prendre en compte l'interruption de fonctionnement d'une des deux stations (voir §5.2). Le capteur en forage est également mis à part, à la fois pour des raisons d'homogénéïté instrumentale et pour utiliser une antenne à 2 dimensions, compatible avec les hypothèses faites en mettant en œuvre la méthode *f-k* (*Rost and Thomas*, 2002), et parce que l'on s'intéresse aux ondes de surface. Enfin, on ne tient pas compte des 14 juin et 8 août, pour lesquels les données sont très incomplètes en raison de la mise en service des balises d'acquisition. La technique *f-k* est appliquée sur une fenêtre d'une demi seconde, centrée sur l'onde de surface en calculant la médiane des positions des maxima de chacune des traces, et à laquelle on ajoute et on retranche respectivement 0.25 s (voir figure 6.2). La durée des séismes enregistrés est en général courte (de l'ordre de la seconde, voire moins ; rappelons à titre indicatif que la durée d'acquisition pour chaque évènement est de 2 s), et celle de l'onde de Rayleigh est de

l'ordre de la demi-seconde (figure 6.2), justifiant le choix de la taille de la fenêtre d'analyse.

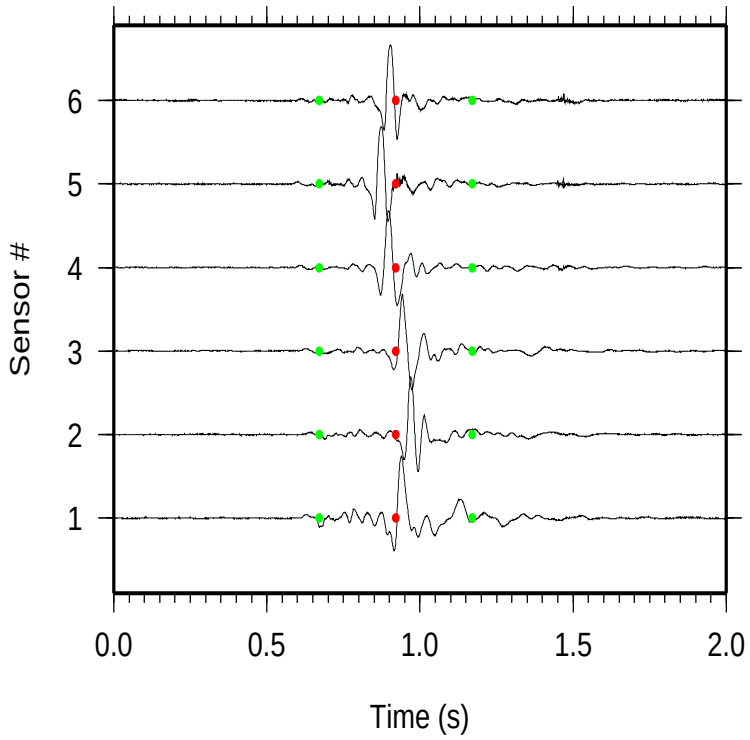


FIG. 6.2 – Exemple de fenêtrage centré autour de l'onde de suface (séisme 040702001352). On calcule la médiane des positions des maxima de chacune des traces (en rouge), à laquelle on ajoute et on retranche 0.25 s (en vert).

Ce fenêtrage suppose que c'est l'onde de surface qui domine *systématiquement* chaque trace traitée. Ceci n'est bien sûr pas systématiquement vrai, mais reste suffisamment robuste lorsqu'on considère la totalité des séismes.

La figure 6.3 montre le nombre de séismes dont l'azimut (angle entre la source et le barycentre des stations, compté positif vers l'Est et nul au Nord) est contenu dans des intervalles de 5^o, comptés par tranches d'une heure. Ce dernier est normalisé par le nombre total d'évènements détectés dans chacune de ces tranches d'une heure (en d'autres termes, on a 100% pour chaque heure). Il existe deux azimuts "dominants", concentrant en moyenne $\approx 20\%$ de la sismicité horaire. Ces derniers suivent un cycle jour / nuit, et sont en opposition de phase l'un par rapport à l'autre (figure 6.4, (a) et (c)). Ce cycle disparaît environ 72 heures après l'initiation de la vidange du lac (figures 6.3 et 6.4, (b) et (d)). La disparition de ces

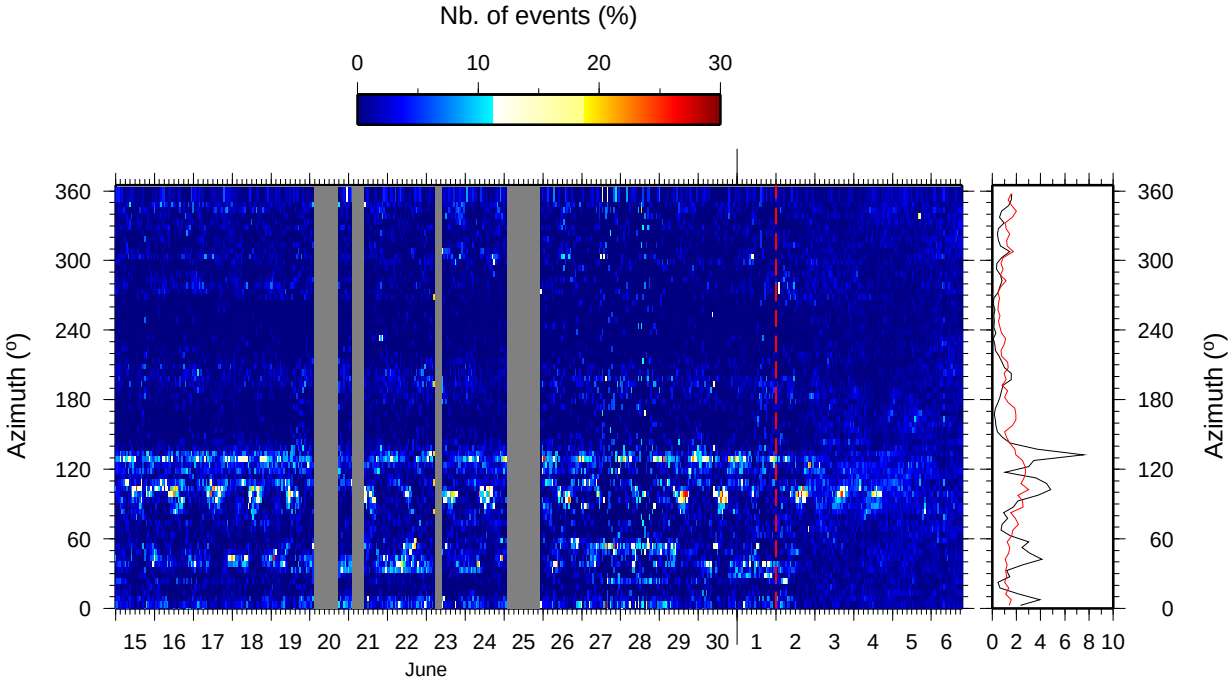


FIG. 6.3 – à gauche : évolution temporelle de l'azimut (angle source / stations, compté positif vers l'Est). La ligne en tireté rouge marque le début de la vidange du lac. On constate l'existence d'une variation diurne en opposition de phase pour les intervalles [100^o 105^o] et [130^o 135^o], qui concentrent à eux seuls en moyenne $\approx$ 20 % de la sismicité (voir également la figure 6.4). À droite : sommation suivant l'axe du temps ; en noir : avant la vidange, et en rouge : 72 heures après le début de la vidange. On remarque que le cycle diurne nocturne pour ces deux azimuts disparaît consécutivement au début de la vidange. Les bandes grises correspondent à des périodes pendant lesquelles la station considérée ne fonctionnait pas.

azimuts dominants suite au début de la vidange tient, entre autres possibilités, à ce que la simicité augmente considérablement (figure 6.1) dans toutes les directions (il y a donc équirépartition des azimuts des séismes sur le cercle trigonométrique). La figure 6.5 montre une représentation schématique des back-azimuts correspondants. La flèche rouge représente le back-azimut 282.5^o (diurne) et la flèche bleue le back-azimut 312.5^o (nocturne). Cette figure montre à quel point la variation angulaire entre ces deux périodes est faible.

Parallèlement, la figure 6.6 montre l'évolution temporelle de la vitesse apparente. Dans ce cas, on représente le nombre de séismes par heure pour lesquels la vitesse est contenue dans des intervalles de 50 $m.s^{-1}$. La majorité des séismes est située dans une gamme de vitesse apparente d'environ 1600 $m.s^{-1}$ en moyenne (figure 6.6, à droite). Cette vitesse moyenne commence à décroître aux alentours du 2 juillet. Contrairement à l'azimut, on ne distingue pas clairement de cyclicité en vitesse apparente. La sommation suivant les heures de la journée pour les intervalles [1500 $m.s^{-1}$ 1550 $m.s^{-1}$] et [1600 $m.s^{-1}$ 1650 $m.s^{-1}$] montre cependant l'existence de 2 cycles, à nouveau en opposition de phase (figure 6.7), et corrélés avec ceux mis en évidence pour l'azimut. Cette corrélation entre les variations de l'azimut et de la vitesse apparente indique que la vitesse de propagation n'est pas homogène, puisqu'elle varie suivant la position de la source. On constate sur la figure 6.7d que le cycle relatif à l'intervalle [1500 $m.s^{-1}$ 1550 $m.s^{-1}$] ne disparaît pas suite à la vidange (bien que son amplitude diminue), tandis que celui concernant l'intervalle [1600 $m.s^{-1}$ 1650 $m.s^{-1}$] n'existe plus. On peut émettre deux hypothèses relatives à la disparition de la zone d'émission comprise dans l'intervalle [130^o 135^o] : soit son activité décroît, soit elle est masquée par l'autre zone d'émission. Dans ce dernier cas, la vitesse de propagation tendrait à devenir plus homogène et à diminuer du fait de l'augmentation de la hauteur d'eau dans la glace mentionnée par *Sugiyama et al.* (2007).

Les deux azimuts dominants indiquent l'existence d'une variation diurne du champ de contrainte. *Sugiyama et al.* (2007) mentionnent une cyclicité similaire pour la vitesse de déplacement horizontale et le déplacement vertical, qui tendent à être plus importants en fin de journée, au même titre que pour l'intervalle azimutal [130^o 135^o]. Les déformations résultantes peuvent par conséquent se révéler importantes, et réparties de façon inhomo-

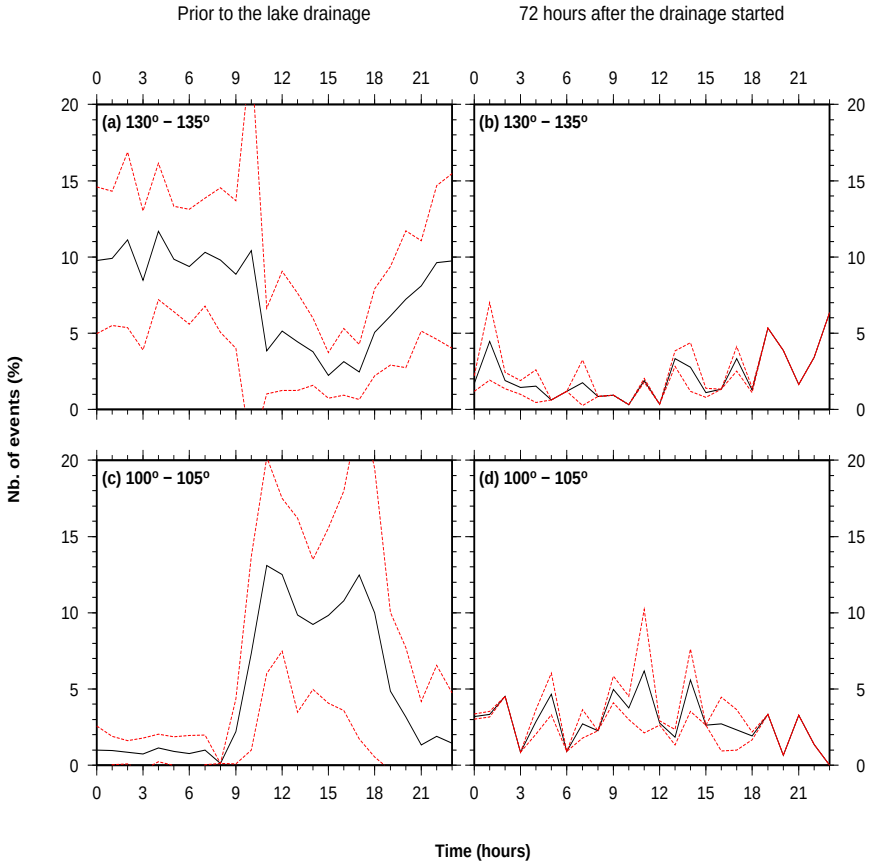


FIG. 6.4 – Sommation heure par heure de la distribution présentée en figure 6.3, pour les intervalles [100^o 105^o] et [130^o 135^o]. *(a)* et *(c)* : sommation réalisée avant le début de la vidange du lac. Le cycle pour l'intervalle [100^o 105^o] *(a)* est en opposition de phase avec celui de l'intervalle [130^o 135^o] *(b)*. *(b)* et *(d)* : sommation réalisée 72 heures après le début de la vidange (voir la figure 6.3). Les deux cycles ont disparu pour ces deux intervalles de temps. L'écart-type de chacune des distribution et représenté par les lignes en pointillés rouges.

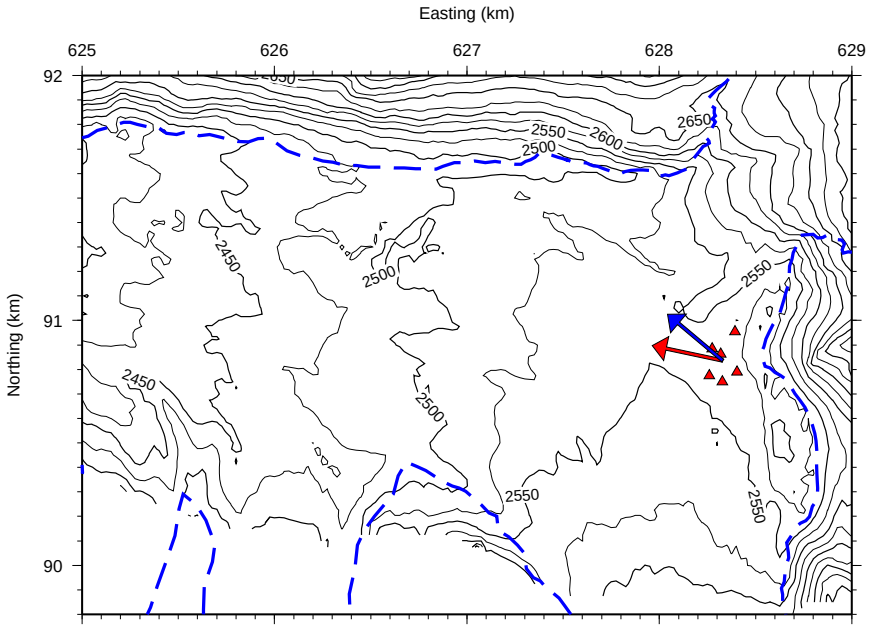


FIG. 6.5 – Représentation schématique des deux *back-azimuths* dominants (orientation stations / source). Ces derniers pointent vers la zone de convergence des deux glaciers.

gène au sein du glacier, expliquant au moins en partie les variations dans les azimuts d'émission. L'origine de ces variations reste cependant obscure. Dans l'hypothèse où les vitesses des glaciers du Grenz et celui du Gorner ne sont pas identiques, il est possible que leur confluence (voir la figure 1.3) génère des zones à forte contrainte, suivant que le mouvement de l'un ou l'autre glacier domine. Les variations diurnes des vitesses de chacun des deux glaciers peuvent expliquer les variations constatées en déformation par *Sugiyama et al.* (2007), et donc les variations de la sismicité.

Ces premiers résultats montrent de plus la nette influence de la vidange sur la sismicité du glacier. *Sugiyama et al.* (2007) remarquent la variation considérable du vecteur déplacement de certains de leurs points de mesure avec le phénomène de *jökulhlaup* ; ce dernier va en effet modifier les conditions de glissement (comme proposé par *Walter et al.* (2007) ; le lecteur est invité à se reporter au chapitre 5). Afin d'être en mesure de comparer les déformations mesurées en surface par *Sugiyama et al.* (2007), il est nécessaire d'avoir une information quant à la distance aux sources des séismes.

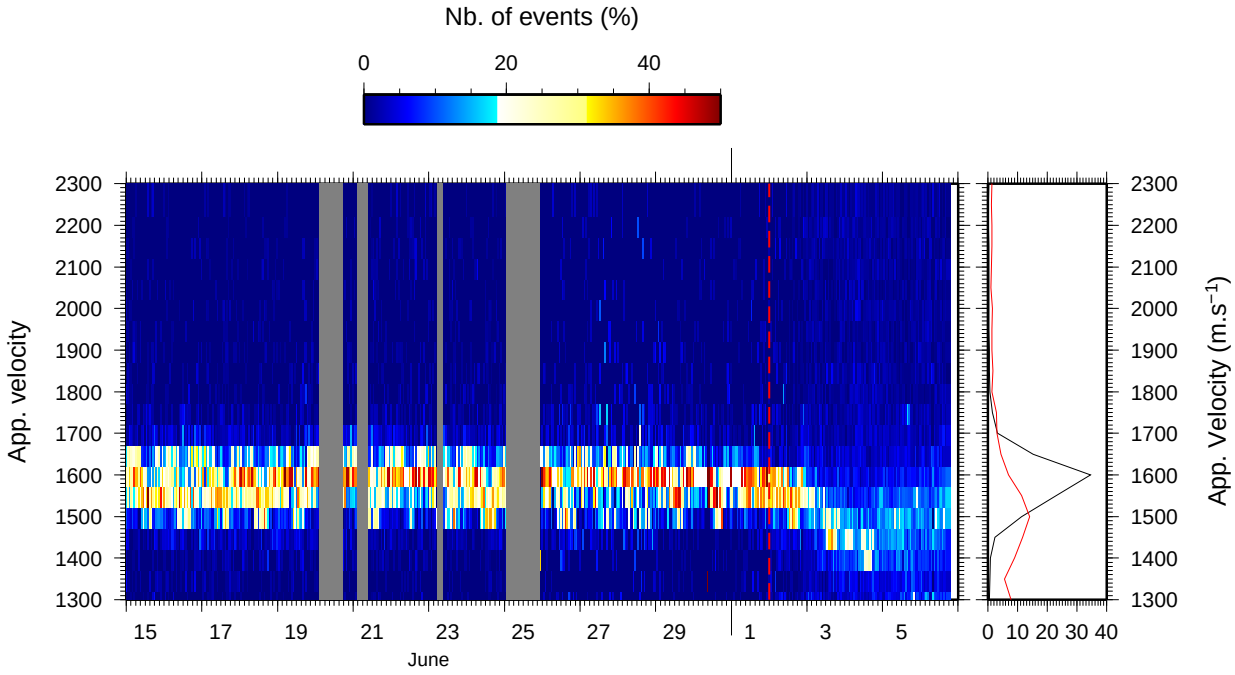


FIG. 6.6 – évolution temporelle de la vitesse apparente du champ d'onde incident (à gauche), et sommation sur les périodes précédant (en noir) et suivant (en rouge) la vidange (à droite). La variation diurne constatée pour l'azimut est ici moins prononcée. On constate cependant qu'une majorité d'évènements ont une vitesse apparente d'environ 1600 $m.s^{-1}$, qui a tendance à diminuer peu de temps avant le début de la vidange (aux alentours du 30 juin). à nouveau, la vitesse "dominante" disparaît avec le début de la vidange du lac, ce qui indique qu'il n'y a plus de vitesse apparente privilégiée.

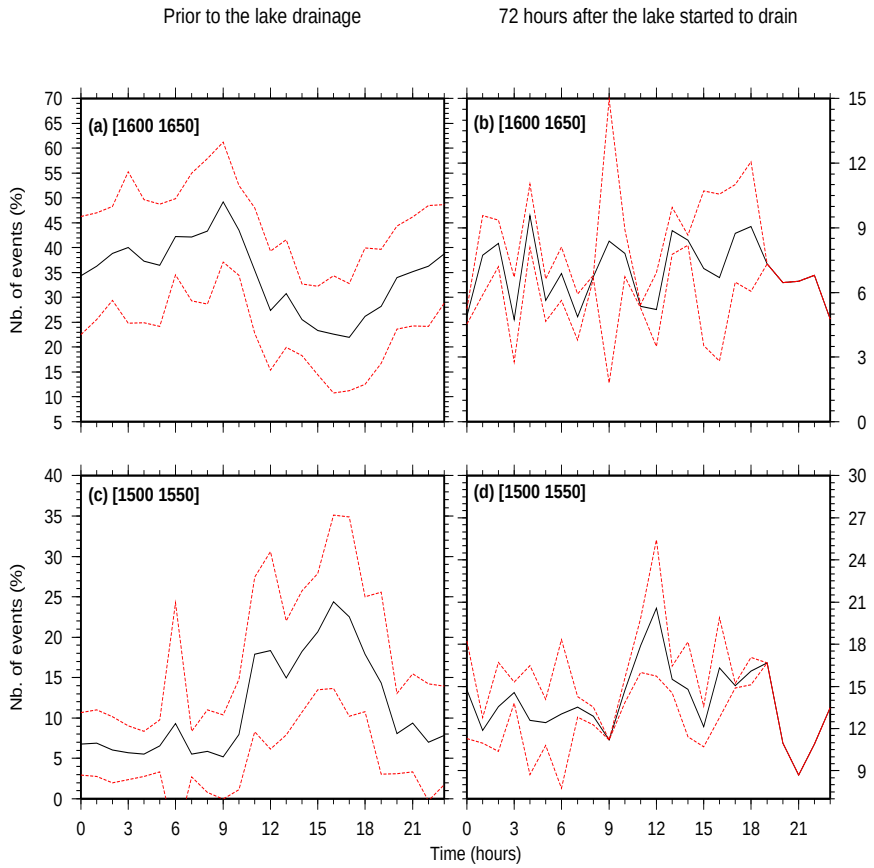


FIG. 6.7 – Sommation heure par heure pour les intervalles [1600 $m.s^{-1}$ 1650 $m.s^{-1}$] (a et b) et [1500 $m.s^{-1}$ 1550 $m.s^{-1}$] (b et c) ; la partie gauche correspond à la période avant le début de la vidange du lac, et la droite 72 heures après le début de la vidange. Les cycles en vitesse sont corrélés avec ceux en azimut (voir figure 6.4). Le cycle pour l'intervalle [1500 $m.s^{-1}$ 1550 $m.s^{-1}$] ne disparaît pas : seule son amplitude diminue, du fait de l'augmentation de la sismicité.

6.3 Localisation des épicentres

6.3.1 Méthode

Afin de *localiser* les sources des séismes de surface, nous avons modifié la méthode *f-k* afin de déterminer la distance à l'épicentre. En pratique, il s'agit à nouveau d'une recherche sur grille, visant à maximiser la valeur efficace (*RMS*) de la trace somme : chaque point d'un maillage est considéré comme une source potentielle, pour laquelle on peut calculer un temps de parcours pris égal au rapport entre la distance source-station et la vitesse de propagation dans l'hypothèse d'un milieu homogène séparant les capteurs et la source. Chaque trace est décalée du temps adéquat puis sommée aux autres traces, également décalées. L'introduction de la notion de distance dans la méthode *f-k* revient à considérer non plus un front d'onde plan, mais circulaire (sphérique dans un milieu homogène à trois dimensions ; voir par exemple *Almendros et al.* (1999)). L'hypothèse sur le milieu de propagation est forte, tout particulièrement dans le cadre de l'hétérogénéïté en vitesse mise en évidence au paragraphe précédent. Il apparaît cependant que cette dernière est azimutale et non radiale (du fait de la méthode utilisée pour la déterminer). La vitesse radiale va intégrer les variations le long du trajet source – station, et va varier suivant la position de la source. Il est donc nécessaire, pour chacun des séismes, de considérer la vitesse de propagation comme une inconnue du problème.

Reprenant les notations de l'équation 2.13, on peut écrire l'énergie de la trace somme en fonction des coordonnées du noeud courant, soit $\vec{X} = (x, y)$, et de la vitesse apparente de propagation v :

$$E(\vec{X}, v) = \frac{1}{2\pi} \int_{\mathbb{R}} |U(\omega)|^2 . |\frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N} e^{2i\pi \frac{1}{v} \sqrt{(x-r_j^x)^2+(y-r_j^y)^2}}|^2 d\omega \tag{6.1}$$

où $\vec{r} = (r_j^x, r_j^y)$ est la position du capteur j (*cf* équation 2.13). La valeur efficace de la trace somme est égale à la racine carrée de la fonction E. En pratique, l'alignement des traces est réalisé sur des fenêtres d'une demi-seconde (voir 6.2), et on n'utilise à nouveau que 6 des 14 capteurs de l'antenne. La présence de bruit de forte amplitude sur certaines traces

est susceptible d'augmenter la RMS et de fausser la recherche sur grille. Aussi, chacune d'elles est normalisée par son amplitude crête-à-crête, afin de ne pas tenir compte des éventuelles variations d'amplitude d'une trace à l'autre. L'amplitude crête-à-crête est en outre un moyen d'apprécier la qualité de la localisation : si l'alignement final est correct, l'amplitude crête-à-crête de la trace moyenne doit être proche de 1 (figure 6.8, *(a)* et *(b)*) ; à l'inverse, si l'alignement est mauvais, elle doit tendre vers 0.

La figure 6.8 montre la répartition spatiale de valeur efficace pour le séisme 040702001352 présenté sur la figure 6.2. On constate que la détermination de la distance entre la source et l'antenne n'est pas très bonne, tandis que la résolution azimutale est quant à elle correcte. Ceci s'explique intuitivement en remarquant qu'une variation même faible de l'angle entre la source et le réseau va engendrer une variation importante des décalages à appliquer à chaque trace pour calculer la somme ; à l'inverse, la distance n'a que peu d'influence sur ces délais, à partir du moment où la source est à une distance "critique" de l'antenne (deux à trois fois la distance maximale inter-capteurs, à partir de laquelle le réseau peut être considéré comme un point vu depuis la source). La vitesse apparente trouvée pour cet évènement est de 1600 $m.s^{-1}$, proche de la valeur moyenne constatée sur la figure 6.6.

6.3.2 Estimation de l'erreur sur la localisation

Afin d'estimer l'incertitude sur la position des épicentres, on calcule la matrice Hessienne C de la distribution spatiale de valeur efficace $L(x, y)$ au point maximum, soit (x_0, y_0) :

$$C = \begin{pmatrix} \partial_x^2 L(x,y) & \partial_x \partial_y L(x,y) \\ \partial_y \partial_x L(x,y) & \partial_y^2 L(x,y) \end{pmatrix}_{x_0,y_0} \tag{6.2}$$

Les valeurs propres λ_1, λ_2 de C sont toutes deux négatives, puisque le Hessien est calculé au point maximum de la distribution de valeur efficace. Le développement limité au second ordre de la fonction L_1 (respectivement L_2), qui correspond à la distribution de valeur efficace suivant le premier (resp. le second) axe du repère défini par les vecteurs propres,

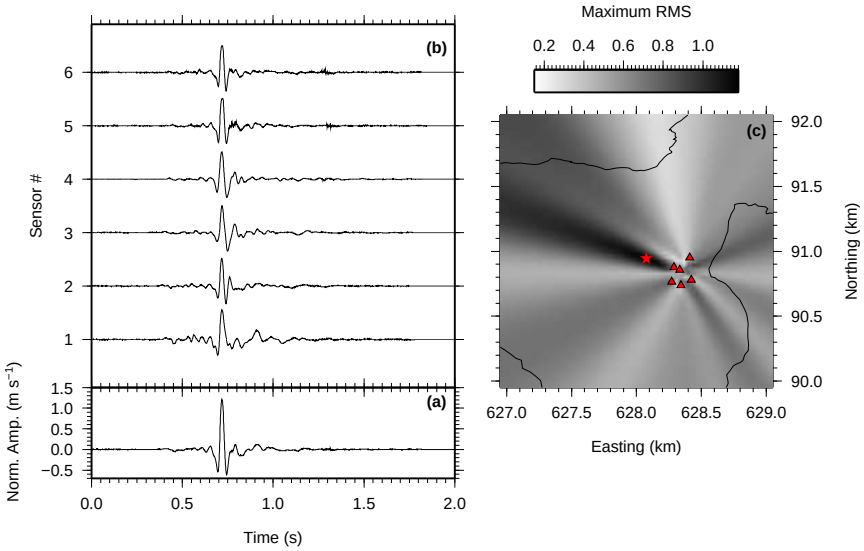


FIG. 6.8 – Trace *(a)* somme et traces alignées *(b)* du séisme 040702001352 (présenté sur la figure 6.2) enregistrées sur les 6 capteurs utilisés dans ce cadre. *(c)* : répartition spatiale de la valeur efficace et position de l'épicentre (étoile rouge), correspondant au maximum de cette dernière. Les triangles solides représentent les 6 sismomètres utilisés. On constate que la distance entre la source et l'antenne est assez mal contrainte.

donne :

$$L_1(s) = L_1(0) + \partial_s L_1(s)|_0 . s - \frac{1}{2}\partial_s^2 L_1(s)|_0 . s^2 + \epsilon(s^3) \tag{6.3}$$

$$L_2(s) = L_2(0) + \partial_s L_2(s)|_0 . s - \frac{1}{2}\partial_s^2 L_2(s)|_0 . s^2 + \epsilon(s^3) \tag{6.4}$$

s étant la coordonnée suivant l'axe considéré du repère. La notation $|_0$ indique le calcul au point (x_0, y_0). On remarque de plus que $\partial_s L_1(s)|_0 = 0$, $\partial_s^2 L_1(s)|_0 = \lambda_1$ et $L_1(0) = \max L$, et leurs équivalents suivant le second axe. On a donc :

$$L_1(s) \approx \max L - \frac{1}{2}\lambda_1 . s^2 \tag{6.5}$$

$$L_2(s) \approx \max L - \frac{1}{2}\lambda_2 . s^2 \tag{6.6}$$

On cherche finalement à déterminer l'ellipse d'erreur représentant une variation de 90% de la valeur efficace autour du maximum, ce qui revient à calculer :

$$s_1 = \sqrt{\frac{0.2 \max L}{\lambda_1}} \tag{6.7}$$

et son équivalent s_2 suivant le second axe du repère propre.

6.3.3 Application au jeu de données de 2004. Discussion

La figure 6.9 montre la localisation des séismes pour lesquels l'amplitude crête-à-crête de la trace moyenne est supérieure à 0.7, l'incertitude sur la distance (voir la figure 6.11) est inférieure à 500 m, et dont la date d'occurence est antérieure ou postérieure au 2 juillet (*(a)* et *(b)*, respectivement). Le nombre de séismes après application des critères précédents passe de 20047 et 14029 à 7467 et 1704, respectivement avant et après la vidange. Ceci représente dans le premier cas $\approx$ 37% et dans le second $\approx$ 12% du total pour chacune des deux périodes considérées. Cette diminution est associable (1) à un accroissement du nombre de séismes situés loin de l'antenne, pour lesquels l'erreur sera nécessairement plus grande (figure 6.11), (2) à une diminution de l'amplitude crête-à-crête moyenne et / ou (3) à une augmentation de l'incertitude en distance. La première hypothèse est la plus probable, bien qu'elle ne puisse pas expliquer la totalité de la différence mesurée. On constate en

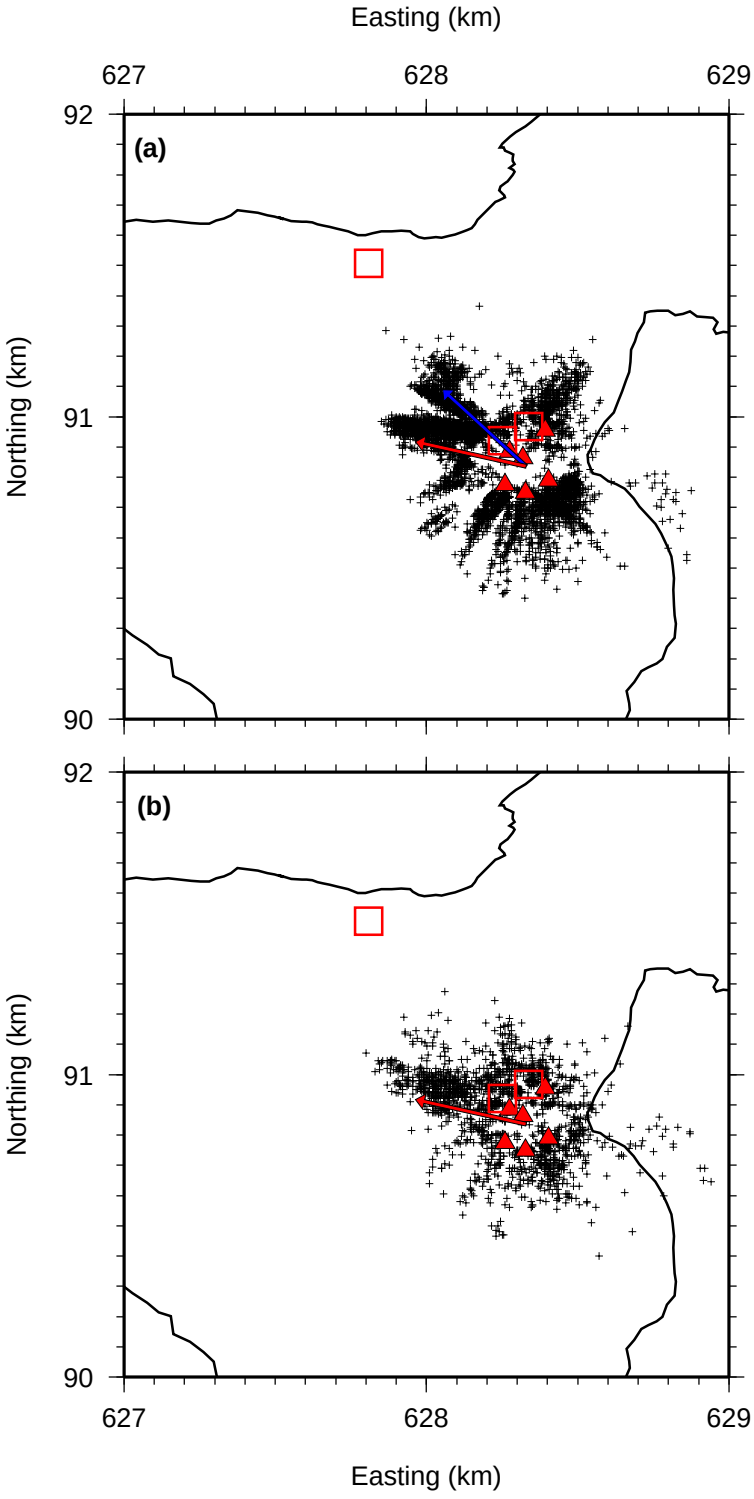


FIG. 6.9 – Localisations des épicentres des séismes (croix noires) ayant eu lieu *(a)* avant et *(b)* après le début de la vidange. Seuls les séismes pour lesquels l'amplitude crête-à-crête de la trace moyenne est supérieure à 0.7, et l'incertitude sur la distance est inférieure à 500 m sont dessinés. Les essaims de sismicité profonde sont représentés par les trois carrés rouges. Sont également représentés les azimuts dominants mis en évidence en 6.2 (flèches bleue et rouge).

effet une forte diminution de l'amplitude crête-à-crête (figure 6.10) après le 2 juillet, à l'exception d'une zone plus ou moins linéaire située à l'ouest du réseau, indiquant que la seconde hypothèse est elle aussi valide. Parallèlement, l'incertitude sur la distance à la source avec le temps (figure 6.11, montrant la répartition spatiale d'incertitude avant et après le début de la vidange du lac – à gauche et à droite, respectivement) varie peu ou prou : le périmètre dans lequel l'incertitude reste inférieure à 500 m augmente sensiblement, indiquant une diminution de l'incertitude pour les séismes proches.

Nous proposons d'expliquer cette décroissance de l'amplitude crête-à-crête par :

- l'augmentation du bruit sismique associé aux écoulements d'eau, le rendant cohérent d'un capteur à l'autre, ou
- la modification du milieu de propagation suite à l'initiation de la vidange (ouverture de crevasses résultant de la modification du champ de contraintes, percolation d'eau, saturation, par exemple), compliquant les trajets des rais sismiques.

La première de ces deux hypothèses suppose que l'ajustement (équation 6.1) ne se fait plus sur l'onde de Rayleigh, mais sur le bruit associé aux écoulements d'eau. L'inspection des sismogrammes correspondants aux séismes postérieurs au début de la vidange montre cependant que l'onde de surface n'est pas noyée dans le bruit.

L'ouverture de crevasses résultant de la modification du champ de contraintes, la percolation d'eau à proximité de conduits glaciaires, la fracturation hydraulique au sein du massif de glace, les variations locales de la hauteur d'eau sont autant de mécanismes associables au *jökulhlaup* susceptibles de modifier le milieu de propagation. Dans ces conditions, les trajets source – stations sont plus complexes (réflexion ou diffraction), augmentant d'autant le temps de parcours. Ces derniers peuvent de plus varier considérablement d'un capteur à l'autre. Ceci se traduira donc par un alignement moins bon des sismogrammes (expliquant la diminution d'amplitude crête-à-crête), et par une diminution de la vitesse apparente de propagation maximisant la valeur efficace de la trace somme. Ceci ne va en revanche pas affecter l'incertitude sur la localisation, comme constaté sur la figure 6.11.

À partir de l'information sur la distance entre la source et le réseau, nous avons calculé la répartition spatiale de vitesse de propagation apparente moyenne (figure 6.12 ; seules

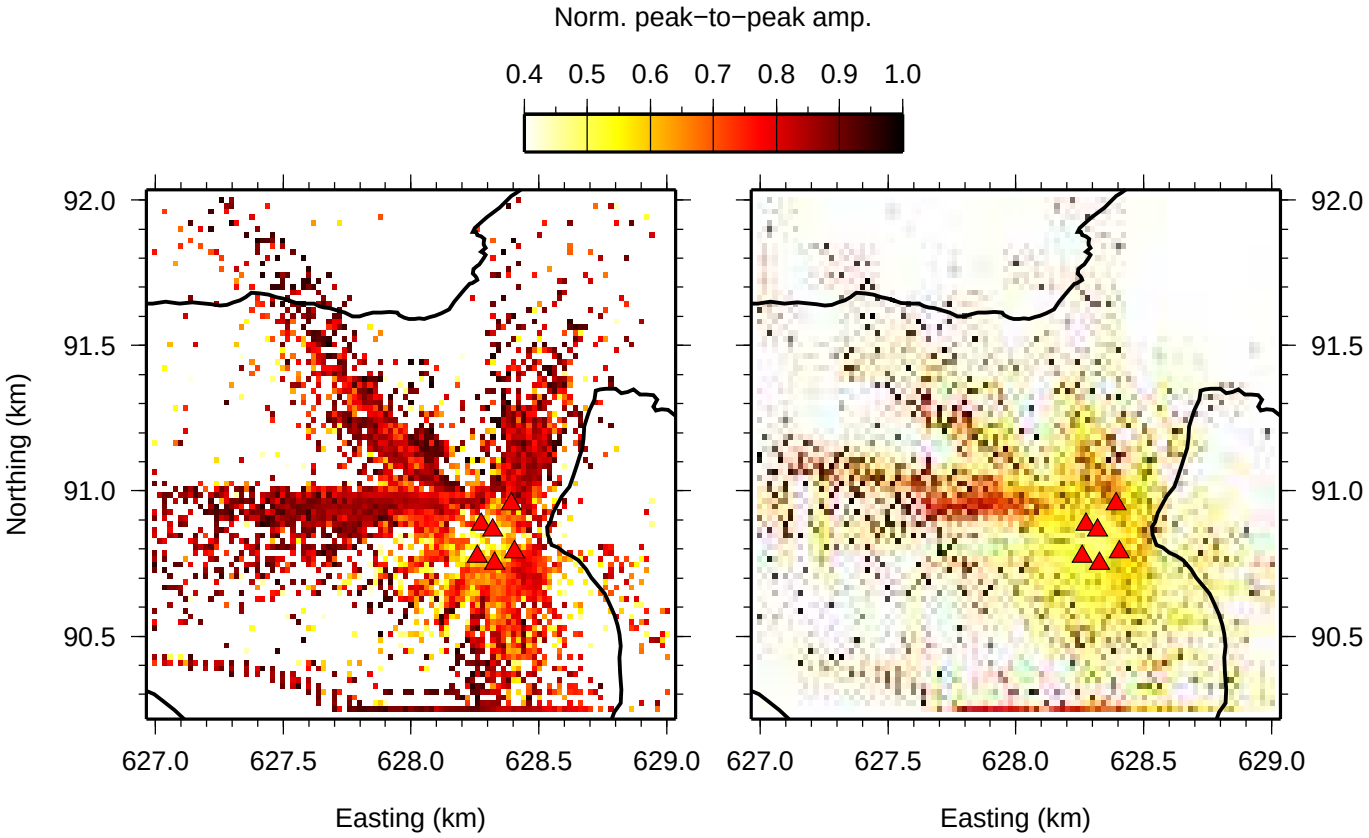


FIG. 6.10 – Répartition spatiale de l'amplitude crête-à-crête des traces sommes (à gauche) avant et (à droite) après le début de la vidange du lac. On constate la nette diminution générale de la grandeur considérée, exception faite d'une zone située à l'ouest du réseau. De plus, il existe des séismes pour lesquels l'amplitude crête-à-crête est très élevée, mais qui sont localisés en dehors du glacier. Ceci souligne à nouveau la faible résolution en distance, pour des sources situées trop loin de l'antenne. Notons qu'aucun critère sur l'incertitude en distance n'est appliqué.

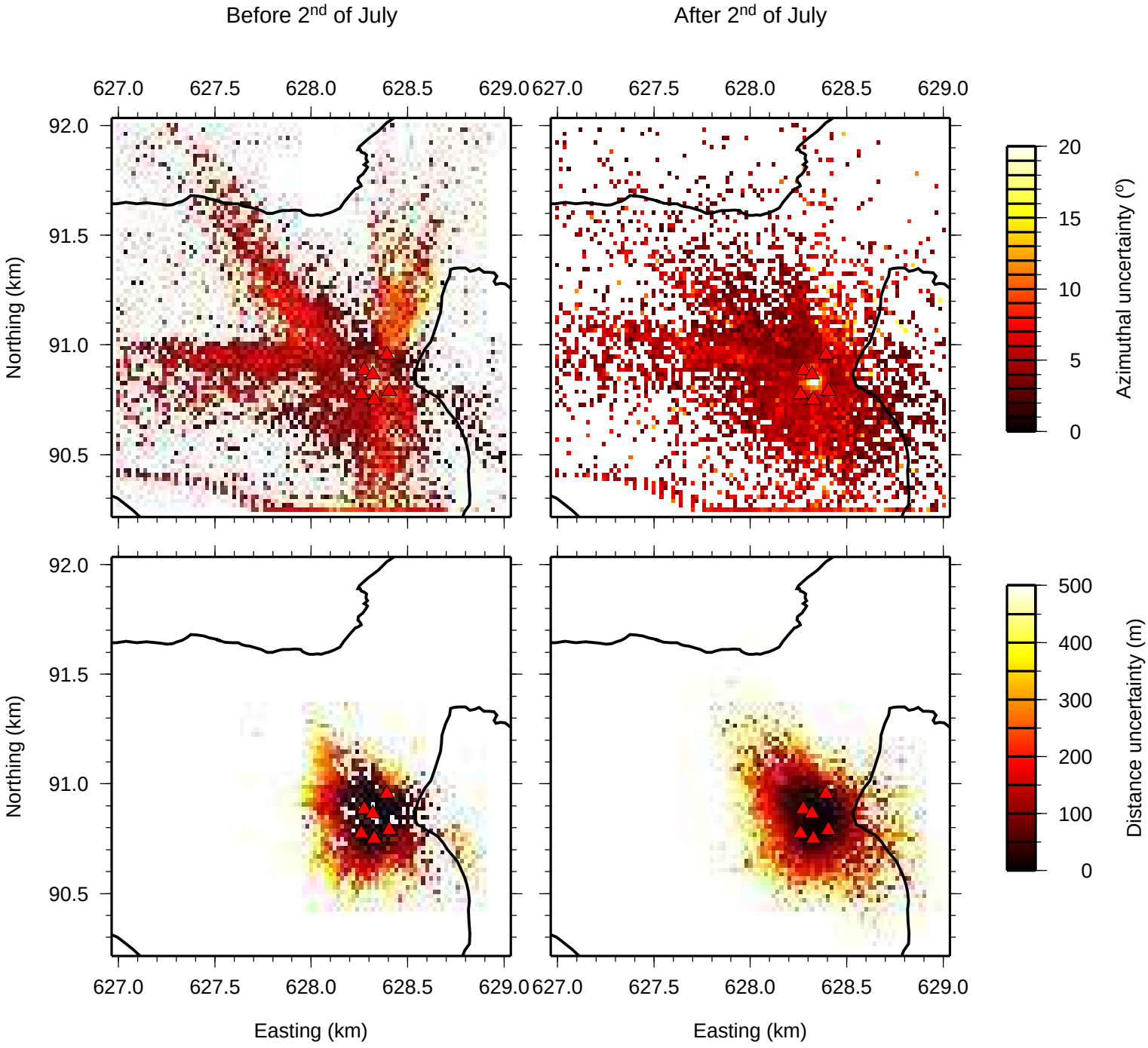


FIG. 6.11 – Répartition spatiale de l'incertitude (intervalles de confiance à 90%) en distance (en bas) et en azimut (en haut), pour les deux périodes de temps considérées. Dans les deux cas, les échelles de couleur sont saturées (ne sont représentées que des incertitudes inférieures à 500 m et 20^o, respectivement). On constate que, pour la seconde période (après le début de la vidange), le périmètre à l'intérieur duquel l'incertitude reste inférieure à 500 m augmente sensiblement. Aucun critère sur l'amplitude crête-à-crête n'est appliqué.

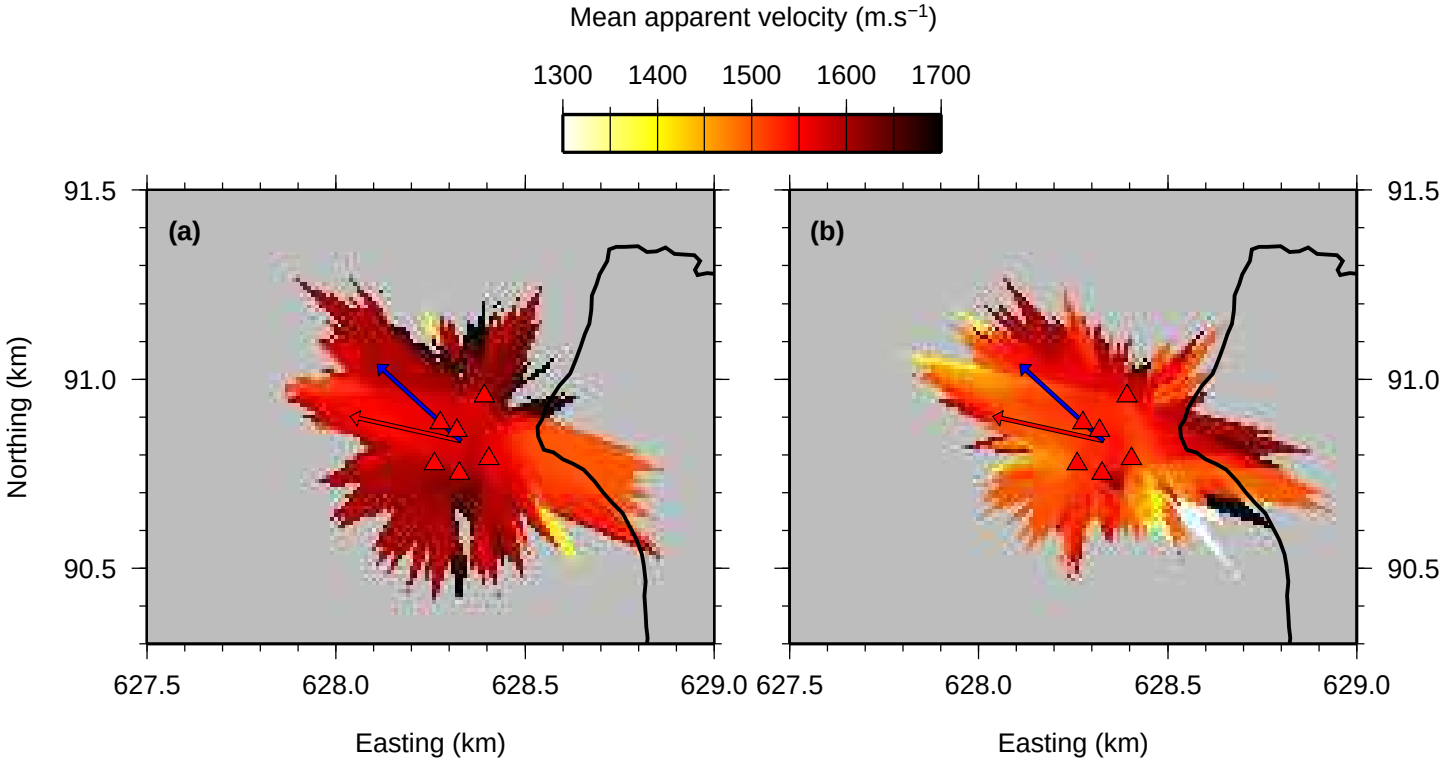


FIG. 6.12 – Répartition spatiale de la vitesse apparente (a) avant et (b) après le début de la vidange du lac. Les flèches indiquent les deux directions principales mises en évidence au paragraphe 6.2 (voir également la figure 6.5). On constate la diminution générale de la vitesse de propagation, et en particuler pour le *back-azimuth* 312.5^o (flèche bleue). La couleur grise indique l'absence de valeurs.

les sources affichées sur la figure 6.9 sont utilisées dans le calcul). Cette dernière montre la diminution générale de vitesse évoquée ci-dessus, et, en particulier, celle pour l'azimut 132.5^o (*back-azimuth* 312.5^o, représenté par la flèche bleue sur les figures 6.5, 6.9 et 6.12) constatée au paragraphe 6.2. En règle générale, la vitesse est relativement hétérogène à l'échelle de l'antenne. La variation mesurée ici est principalement azimutale, bien que la mise en commun des différentes sources localisées permette de préciser un peu la variation radiale.

Ce même azimut 132.5^o est sub-parallèle aux vecteurs de déplacement horizontaux des points situés autour du réseau (*Riesen*, 2007; *Sugiyama et al.*, 2007) avant le *jökulhlaup* ;

ce champ de déplacement indique par ailleurs que l'écoulement est dominé par le glacier du Grenz (voir la figure 1.3). La confluence des deux glaciers (voir par exemple *Riesen* (2007)) génère un champ de déformation important, créant des zones en compression et en extension où de la fracturation peut avoir lieu. Les changements importants des directions de déplacement autour du réseau (*Sugiyama et al.*, 2007) concomittants à l'initiation de la vidange peuvent expliquer la modification du champ de contrainte entraînant la diminution notoire de sismicité provenant de cette direction.

6.4 Conclusions préliminaires et perspectives

Dans ce chapitre, nous avons étudié la totalité de la sismicité enregistrée au glacier du Gorner, en partant du postulat que les changements dans l'écoulement du glacier du Gorner mis en évidence par *Sugiyama et al.* (2007) doivent se répercuter sur l'activité sismologique. Nous avons pour cela appliqué la méthode *f-k* sous deux formes :

- la première, classique, nous a permis de mettre en évidence des variations diurnes dans la direction et la vitesse de propagation des ondes, indiquant l'existence de sources de sismicité différentes. Nous avons de plus remarqué l'influence qu'a eu l'initiation du *jökulhlaup* sur ces directions privilégiées.
- La seconde introduit la notion de distance entre la source et le réseau. Elle a précisé les résultats obtenus dans le cas précédent, et nous a permis de mettre en exergue une modification du milieu de propagation lors de la vidange du lac. Ces modifications peuvent être associées à différents mécanismes accentués par le phénomène de remplissage et de vidange du lac, tels que l'ouverture et la propagation de crevasses, la percolation d'eau, la fracturation hydraulique, ou l'augmentation de la hauteur de la nappe d'eau au sein de la glace. L'une des deux directions de propagation préférentielle peut être expliquée par le champ de déformation induit par les mouvements relatifs des glaciers du Grenz et du Gorner.

La méthode de localisation introduite au paragraphe 6.3 souffre du manque de résolution en distance pour des séismes situés trop loin du réseau de capteurs. *Almendros et al.* (1999),

qui ont utilisé une technique similaire pour la localisation de séismes longue période enregistrés sur le volcan actif de Deception Island, en Antarctique, remarquent que la résolution en distance dépend de l'azimut, et donc, implicitement, de la géométrie de l'antenne. La résolution en termes d'azimut et de vitesse apparente est en revanche grandement améliorée pour les sources pour lesquelles l'incertitude en distance est faible (*Almendros et al.*, 1999), en utilisant un front d'onde circulaire au profit d'un front d'onde plan.

La simulation numérique du comportement mécanique du glacier en temps normal et pendant la vidange du lac est envisagée, afin de préciser les zones soumises à une contrainte en cisaillement ou extension susceptibles de générer la sismicité enregistrée. En outre, la détermination des mécanismes au foyer pour les sources proches du réseau est en mesure d'apporter une information complémentaire quant aux sollicitations en jeu. Le couplage des localisations avec les mesures de surface (GPS, théodolites ; voir *Sugiyama et al.* (2007)) est également souhaitable.

Du point de vue méthodologique, nous suggérons l'introduction d'une mesure du rapport signal sur bruit, afin de mettre de côté les évènements déclenchés par une augmentation relative de ce dernier. Une estimation de la profondeur des sources serait également souhaitable. Cette dernière est cependant mal contrainte par les ondes de surface. La modélisation de la forme d'onde permettrait éventuellement d'apporter une information à ce sujet. Ce type de méthode est toutefois mal adapté à un grand nombre de séismes. Enfin, l'extension de cette analyse (et de celle menée sur les amas profonds) aux autres années de données (2006 et 2007) permettrait de distinguer les comportements typiquement dûs à l'écoulement glaciaire, de ceux liés au phénomène de *jökulhlaup*.

Chapitre 7

Conclusion générale

Du point de vue méthodologique, le présent travail de thèse peut se diviser en deux parties distinctes. La première concerne l'application et le développement de méthodes d'antenne aux mouvements gravitaires, et la seconde s'intéresse à la mise en œuvre des techniques de corrélation de bruit, à nouveau dans le cadre de la surveillance de mouvements gravitaires. Ces deux thèmes ont été appliqués à deux glaciers alpins distincts, et montrent leur complémentarité quant à l'information que chacune des méthodes employées est susceptible de fournir.

7.1 De l'application des méthodes d'antennes sismologiques aux glaciers

Les méthodes d'antenne sismologique ont été initialement développées par le monde pétrolier, et appliquées par la suite à la détection et la localisation d'essais nucléaires, dans le cadre de la conférence de Genève (*Mykkeltvert et al.*, 1990). Ces techniques ont par la suite montré leur efficacité dans différents domaines de la sismologie : volcanologie (*Almendros et al.*, 1999, 2004; *Chouet*, 1996; *Fehler*, 1983; *Ferrazzini et al.*, 1991; *Métaxian and Lesage*, 1997; *Métaxian et al.*, 2002; *Neuberg et al.*, 1994; *Saccorotti et al.*, 2001), géophysique structurale interne (*Kito and Krüger*, 2001; *Krüger et al.*, 2001, 1993, 1996; *Rost and*

Weber, 2001; *Rost and Garnero*, 2004; *Rost et al.*, 2006; *Scherbaum et al.*, 1997; *Thomas et al.*, 1999; *Yamazaki and Hirahara*, 1994) ou en sismologie crustale (*Frankel et al.*, 1991; *Goldstein and Archuleta*, 1991a,b; *Kennett and Ringdal*, 2001; *Ishii et al.*, 2005).

Parallèlement, il existe peu d'études sismologiques de mouvements gravitaires. Les rares exceptions concernent les glaciers alpins (*Neave and Savage*, 1970; *Weaver and Malone*, 1979), et quelques glissements de terrain (*Gomberg et al.*, 1995), et sont réalisées à l'aide de méthodes de sismologie classique (les données sont traitées de façon indépendante sur chaque sismomètre, avant d'être combinées dans la résolution du problème inverse). Forts de ces remarques d'ordre bibliographique, nous avons cherché à savoir si les méthodes d'antenne pouvaient être appliquées à des objets géophysiques de la taille des mouvements gravitaires, et, le cas échéant, quelle information supplémentaire pouvait en être retirée. Nous nous sommes intéressés à deux glaciers alpins, qui sont de bons analogues des glissements de terrain, mais qui évoluent à des échelles de temps différentes.

Dans ce cadre, nous avons développé une méthode de localisation simple, introduisant le maximum d'information disponible sur un mouvement gravitaire donné, tout en prenant avantage d'un grand nombre d'évènements enregistrés pour contraindre au mieux l'information d'espace (localisation des sources des séismes) et de vitesse de propagation. La taille des objets géophysiques considérés permet de calculer la densité de probabilité de l'espace des paramètres dans son intégralité, ce qui n'est pas envisageable à l'échelle globale (*Lomax et al.*, 2000) pour des raisons évidentes de temps de calcul prohibitifs. Cette méthode a été appliquée au glacier d'Argentière et à celui du Gorner, avec pour objectif, dans les deux cas, d'étudier la sismicité profonde, supposée caractériser le frottement basal dont dépend l'écoulement du glacier dans son ensemble. Dans le cas d'Argentière, nous avons non seulement mis en évidence des essaims de sismicité, mais nous avons aussi pu estimer la magnitude locale des séismes glaciaires. La distribution magnitudes – occurences suit une loi de Gutenberg – Richter, et présente de nombreuses caractéristiques communes avec la sismicité crustale (chapitre 3). Dans le cas du Gorner, nous avons pu compléter le travail de localisation entamé par *Walter et al.* (2007), en localisant avec précision des séismes situés en dehors du réseau installé sur le glacier, et pour lesquels les méthodes

de localisation classiques n'avaient pas apporté une résolution suffisante pour déterminer si les sources étaient ou non à l'interface glace – roche (chapitre 5). L'objectif de l'expérience menée par l'ETH concernait l'éventuelle relation entre la vidange subite d'un lac supra-glaciaire (*jökulhlaup*) et la sismicité profonde. Cette dernière révèle l'influence qu'a la variation importante de pression d'eau intra- et sub-glaciaire sur le frottement basal, qui génère ladite sismicité (*Walter et al.* (2007) ; chapitre 5).

La sismicité glaciaire, en règle générale, est dominée par les mécanismes de surface sur les glaciers alpins (*Neave and Savage*, 1970). Ces derniers sont principalement associés à l'ouverture de crevasses qui traduit l'existence de zones à forte contrainte extensive, mais également compressive (dans un schéma similaire à une faille inverse ; par exemple, *Herbst and Neubauer* (2000)). L'éventuelle variation temporelle n'est généralement pas prise en compte dans les développements théoriques décrivant la formation de crevasses (voir par exemple *Paterson* (1994) pour une revue). Localiser les sources de séismes glaciaires en règle générale revient par conséquent à imager (au moins en partie) le champ de contraintes proche de la surface, et à pouvoir en suivre la variation temporelle. Nous avons cherché à appliquer des méthodes d'antenne classiques aux nombreux séismes enregistrés sur le glacier du Gorner. Ceci nous a permis de mettre en évidence

- une cyclicité diurne dans la position de ces sources, indiquant que le champ de contrainte n'est pas constant dans le temps à l'échelle de la journée, et
- l'influence de la vidange du lac supra-glaciaire sur ce même champ de contrainte.

Nous proposons au paragraphe 6.4 un certain nombre de pistes à explorer pour compléter ce travail encore inachevé. Pour mémoire, nous avons mentionné le couplage de la localisation avec la simulation numérique d'une part, et la mesure de déplacement de surface d'autre part, la détermination de mécanismes au foyer, même sommaire, ainsi que l'estimation de la profondeur des sources.

Ce travail de localisation indique par conséquent que, quelque soit le mouvement gravitaire considéré, il est possible d'appliquer ces méthodes d'antenne. Nous avons démontré dans le cas des glaciers qu'elles apportaient une information plus précise et plus complète sur la caractérisation des mécanismes qui nous intéressent (frottement basal, changement de

contraintes, etc.) que des techniques sismologiques classiques.

7.2 De la corrélation de bruit comme complément d'information

La corrélation de bruit sismique (par exemple, *Campillo and Paul* (2003), *Shapiro et al.* (2005), *Roux et al.* (2005), *Stehly et al.* (2006)) est une alternative intéressante à la sismologie classique, en ceci qu'elle ne nécessite pas de séismes à proprement parler pour déterminer la structure. Cette technique permet d'obtenir une information sur le milieu de propagation, mais également sur les sources éventuelles de bruit sismique. Nous avons appliqué cette méthode aux données enregistrées en continu au glacier d'Argentière. L'un des objectifs initiaux consistait à déterminer la vitesse de propagation à proximité immédiate des capteurs. Nous avons de plus pu mesurer l'évolution de la différence de base de temps entre les stations d'acquisition constituant l'antenne d'Argentière, et avons mis en évidence une autre source de sismicité enregistrée sous le glacier, éventuellement associable à l'hydrologie sous glaciaire. Les méthodes d'antenne (f-k) fournissent à nouveau un support pratique à la corrélation de bruit, et permettent d'affiner l'information "brute" issue de la corrélation, puisqu'elles précisent la direction de propagation des éventuelles sources de bruit (voir par exemple *Roux et al.* (2005)). Nous avons ainsi mis en évidence deux sources dominantes et superposées, qui peuvent être liées à la fois à la sismicité localisée en essaims (chapitre 3) et aux écoulements d'eau sous-glaciaire. L'alternance diurne / nocturne tiendrait à ce qu'une des deux sources (les écoulements d'eau) masque l'autre (la sismicité, qui ne présentait par ailleurs pas de périodicité) pendant la journée.

7.3 Synthèse sur l'aspect méthodologique

On comprend, à la lumière des conclusions précédentes, que l'application de différentes méthodes de la sismologie à un seul et même objet permet d'obtenir une information

d'autant plus riche. La technique de localisation développée dans le cadre de ce travail de thèse permet de prendre en compte toute l'information disponible sur un site donné ; elle est toutefois efficace même lorsque cette information est pauvre. Nous avons cependant montré que la marge d'erreur, dans ce cas, peut être très importante (le lecteur pourra se référer à la localisation des séismes profonds au glacier du Gorner, au chapitre 5). Sur le plan pratique, elle complète les méthodes de localisation traditionnelles (pointé de phases et inversion des données). De la même manière, la corrélation de bruit permet de préciser certains des paramètres clés des méthodes d'antenne (vitesse de propagation, notamment), mais apporte également sa contribution en autorisant la caractérisation de sources pouvant être "invisibles" pour les méthodes sismologiques plus traditionnelles (auxquelles, cette fois, nous adjoignons les antennes sismologiques).

Les techniques employées et / ou développées dans ce travail de thèse sont susceptibles d'être applicables à d'autres sites pour lesquels l'aspect risque naturel est prépondérant (glissements de terrain et couloirs d'avalanches, par exemple). Notons tout de même que, telles qu'elles ont été développées pour les glaciers, ces méthodes ne permettent pas le traitement en temps réel de l'information.

Chapitre 8

Perspectives

8.1 Des antennes de capteurs aux antennes de séismes.

L'un des principes fondamentaux d'une antenne sismologique réside dans la cohérence du signal enregistré d'un capteur à l'autre (calcul du décalage temporel). Or, il existe des séismes dont les formes d'ondes sont très similaires ; il paraît donc naturel de faire le parallèle entre les antennes de capteurs et celles de séismes, exploitant de fait la ressemblance des formes d'ondes d'un séisme à l'autre (*Omori*, 1905; *Niazi*, 1969; *Geller and Mueller*, 1980; *Pechman and Kanamori*, 1982; *Frankel*, 1982; *Spudich and Bostwick*, 1987). On parlera de *multiplets* pour décrire un ensemble de N séismes à forme d'onde semblable, dont les doublets sont la réduction minimale à $N = 2$ (*Fréchet*, 1985). Il est en outre possible de distinguer les multiplets spatiaux des multiplets temporels (*Fréchet*, 1985) : les premiers décrivent des séismes ayant lieu à des intervalles de temps courts, et dont les sources ne sont pas semblables (elles peuvent être séparées d'une dizaine de mètres), et les seconds caractérisent des évènements séparés par des temps plus longs (de l'ordre du mois voire de l'année), mais dont les sources sont strictement identiques. Cette classification est cependant sujette à caution, puisque certains doublets spatiaux peuvent être composés d'évènements séparés en par des durées comparables à celle caractérisant par définition les doublets temporels. Ces doublets spatiaux présentent l'intérêt d'échantillonner le milieu

autour des sources, puisque les rais sont identiques sur la presque totalité du trajet, exception faite d'un volume restreint autour des hypocentres (figure 8.1). Il est donc possible d'étudier finement la structure du volume où la sismogénèse a lieu.

L'une des principales applications des multiplets est la relocalisation relative de séismes (*Fréchet*, 1985; *Frémont and Malone*, 1987; *Got et al.*, 1994). Le délai entre deux formes d'onde peut être exprimé en fonction des paramètres du rai à la source, permettant d'ajuster la position d'un séisme par rapport à l'autre. On obtient de cette façon une précision sur la localisation des hypocentres environ 100 fois meilleure que dans le cas d'une localisation standard. On peut décrire le décalage temporel entre deux séismes i et j d'un doublet enregistré à une station k, soit Δt_{ij}^k, par :

$$\Delta t_{ij}^k = \vec{r}_{ij} \cdot \vec{s}_k \tag{8.1}$$

où $\vec{r}_{ij}$ est le vecteur reliant les sources i et j, $\vec{s}_k$ est le vecteur lenteur reliant le barycentre à la station k (figure 8.1), et $\cdot$ dénote le produit scalaire usuel.

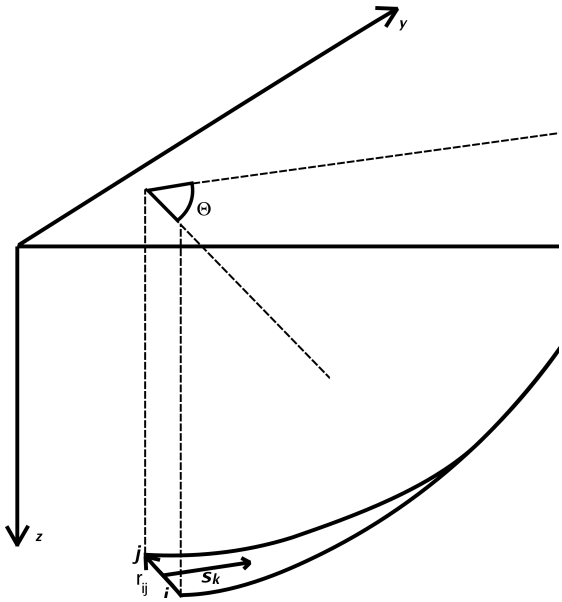


FIG. 8.1 – Schéma de principe des rais joignant les sources i et j à la station k. On retrouve sur ce schéma les vecteurs $\vec{s}_k$ (vecteur lenteur liant le barycentre du doublet et la station k) et $\vec{r}_{ij}$ (vecteur des positions relatives entre les sources i et j).

On peut par conséquent décrire le décalage temporel en fonction de l'angle d'incidence i_k et de l'azimut Θ_k (angle entre le vecteur $\vec{s_k}$ et la station k – figure 8.1) (*Got et al.*, 1994) :

$$\Delta t_{ij}^k = \frac{1}{v}(\sin\Theta_k \sin i_k.x_{ij} + \cos\Theta_k \sin i_k.y_{ij} + \cos i_k.z_{ij}) + T \tag{8.2}$$

où v est la vitesse de l'onde considérée dans la zone hypocentrale, $\vec{r_{ij}} = (x_{ij}, y_{ij}, z_{ij})$, et T est la différence de temps d'origine entre les séismes i et j. Ce décalage temporel correspond à la différence de temps de parcours entre les sources i et j et la station k, qui est uniquement liée à la différence de position des deux hypocentres, dans l'hypothèse où il n'y a pas de variations de la vitesse de propagation de l'onde dans l'intervalle de temps qui sépare les deux évènements. L'équation 8.2 indique qu'il s'agit d'un problème linéaire en (x, y, z, T).

Les doublets temporels permettent quant à eux l'étude des variations éventuelles du milieu de propagation entre l'hypocentre et les capteurs. En effet, si l'on considère qu'une source génère exactement le même champ d'onde à deux reprises, on devrait enregistrer, à une station donnée k, deux sismogrammes strictement similaires dans le cas "idéal" où il n'y aurait pas de variations des propriétés mécaniques du milieu de propagation. En revanche, si ces mêmes sismogrammes présentent des différences (des retards dans les arrivées des phases), c'est que le milieu a effectivement subi des modifications, qui s'expriment principalement par des variations des vitesses de propagation. On peut par conséquent suivre l'évolution temporelle de ces variations de vitesse (*Poupinet et al.*, 1984).

Danesi et al. (2007) ont montré l'existence de séismes semblables sous le glacier de David, en Antarctique. CLes auteurs stipulent à partir de la simple existence de ce multiplet que ces occurences sont générées par du *stick-slip*. Pareillement, des multiplets ont été mis en évidence au glacier d'Argentière (voir au §3.10) et au glacier du Gorner (*Walter et al.*, 2007). La relocalisation relative est à même de préciser l'orientation spatiale du "plan" sur lequel sont générés les séismes et par là, le mécanisme à l'origine de ces occurences. En effet, si les évènements enregistrés sont dûs au frottement basal, on peut s'attendre à voir apparaître une géométrie horizontale, parallèle au lit rocheux ; dans le cas particulier du *stick-slip*, il est probable que la relocalisation relative regroupe les séismes en un amas plus

compact (la source ne se déplaçant pas dans le temps). À l'inverse, si les mécanismes mis en jeu dans la génération de ces occurences sont associés à de la fracturation en extension (crevassage ou phénomène de cavitation – voir au chapitre 5, et dans *Walter et al.* (2007)), la géométrie sera plus volontiers verticale. Dans le cas particulier du Gorner, nous avons montré au chapitre 6 qu'il existait des variations importantes des propriétés du milieu de propagation. L'étude de l'amas 3 (ou de tout amas situé suffisament loin de l'antenne) comme multiplet temporel est capable de fournir une information tri-dimensionnelle sur ces variations.

8.2 Application aux Ruines de Séchilienne

"Les Ruines de Séchilienne" est l'une des instabilités gravitaires majeure des Alpes du nord. Située sur la rive droite de la rivière de la Romanche et orientée face au sud (voir Figure 8.2), elle représente des enjeux économiques et sociaux importants au niveau local (*Antoine et al.*, 1987; *Evrard et al.*, 1990).

Le versant est principalement constitué de mica-schistes entrecoupés par des niveaux à amphiboles dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. Le massif est découpé en blocs par de nombreuses fractures et failles, dont un inventaire est donné dans *Antoine et al.* (1987). À l'échelle du mouvement, on trouve deux mécanismes majeurs : l'éboulement des "Ruines" à proprement parler (zone hachurée située dans le cercle rouge, sur la Figure 8.2), ou *zone frontale*, et le tassement sommital du Mont-Sec, directement au dessus du couloir des Ruines. Le mouvement de Séchilienne est caractérisé par un mouvement d'ensemble s'apparentant au fluage, mais on trouve localement des comportements de type fragile (*Vengeon*, 1998).

Le principal risque réside dans l'éventualité d'une obturation naturelle du lit de la Romanche, entraînant de fait l'inondation de la vallée éponyme. De plus, outre les mesures pratiques sus-citées, une surveillance continue des déplacements a été mise en place par le CETE (*Antoine et al.*, 1987; *Evrard et al.*, 1990). Depuis l'accélération du mouvement de l'hiver 1985, l'instrumentation du site a progressivement augmentée. On y trouve, notam-

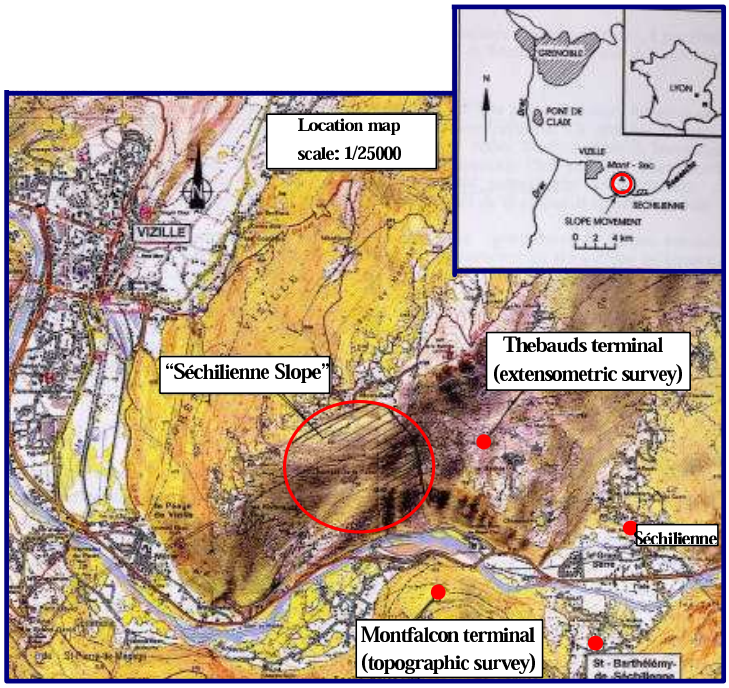


FIG. 8.2 – Plan de situation des Ruines de Séchilienne (d'après *Durville et al.* (2004) dans le cadre du projet IMIRILAND (*Impact of Large landslides in the Mountain Environment), working package 1 : Identification and Mitigation of Risk*).

ment, un réseau de repères géodésiques classiques, pointés par une station de distancemétrie laser automatique située sur l'autre rive de la Romanche (promontoire de Montfalcon), des repères GPS, des extensomètres et un radar terrestre de distancemétrie micro-onde (également implanté sur le promontoire ; voir *Lemaitre et al.* (2002)), qui permet le suivi géodésique avec une grande précision, même pendant les périodes de mauvais temps. *Duranthon and Effendiantz* (2004) donnent une description détaillée du dispositif de surveillance automatique installé. Ils montrent par ailleurs l'évolution de l'activité du mouvement de "Ruines". Selon eux, le mouvement présente des accélérations progressives, séparées par des paliers pendant lesquels la vitesse se stabilise. En dehors du suivi géodésique continu, plusieurs auteurs ont cherché à modéliser le mouvement (*Vengeon*, 1998; *Pothérat and Alfonsi*, 2001). *Méric et al.* (2005) ont été les premiers à effectuer des mesures géophysiques *in situ* (méthode électromagnétique, tomographie électrique, tomographie sismique par ré-

fraction, polarisation spontanée et mesure de bruit sismique) à l'ensemble du versant des Ruines de Séchilienne, afin d'en déterminer les caractéristiques mécaniques et géométriques profondes et de délimiter la masse réellement affectée par le mouvement. L'un des désavantages majeurs des méthodes actives réside dans leur difficulté de mise en application dans des sites accidentés.

Comme nous l'avons précisé dans l'introduction générale (§1.3), les techniques d'antennes permettent de réduire considérablement le nombre de sites où installer des capteurs et de s'affranchir (au moins partiellement) des inconvénients pratiques sus-mentionnés. J'ai participé, dans le cadre de cette thèse et en collaboration avec l'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versant (*OMIV* Université Joseph Fourier), à l'installation de deux antennes simologiques sur le site des "Ruines". Ces dernières fonctionnent en acquisition déclenchée. La majorité des évènements enregistrés est dûe à du bruit dont l'origine reste à définir. Deux grands types de signaux ont toutefois été mis en évidence (A. Helmstetter, communication personnelle) :

- des chutes de blocs, composées de plusieurs sous-évènements et dont la fréquence est élevée (de l'ordre de la centaine de Hertz),
- et des séismes impulsifs, se répétant à des intervalles de temps courts (de l'ordre de la seconde), et dont le contenu fréquentiel est de l'ordre de la dizaine de Hertz.

Des séismes locaux, trop faibles pour déclencher le réseau SISMALP, sont également enregistrés.

Dans tous les cas, les données enregistrées jusque là indiquent une forte corrélation avec les précipitations enregistrées à proximité du mouvement.

Nous envisageons d'appliquer les méthodes (de localisation ou de corrélation de bruit) présentées dans cette thèse à ces données. Localiser les sources des séismes générés par le mouvement de Séchilienne permettra avant toute chose de séparer les séismes réellement émis par le glissement de ceux éventuellement émis par toute autre source proche (tectonique locale, activité humaine, etc.). Dès lors, un simple comptage des évènements générés par le mouvement peut permettre de suivre en temps quasi-réel son évolution (par exemple, *Amitrano et al.* (2005)). Les sources de sismicité sont probablement multiples : chutes de

pierres ou de blocs, frottement à l'interface entre les "lanières" (*Vengeon*, 1998; *Pothérat and Alfonsi*, 2001), par exemple. Pouvoir les localiser précisement, c'est être en mesure de caractériser les mécanismes qui génèrent les ondes mécaniques (par exemple, *stick-slip* à l'interface entre deux lanières). L'influence des précipitations sur l'activité sismique (et sur d'autres paramètres géophysiques ou géodésiques ; voir par exemple les travaux de *Méric et al.* (2005) ou ceux de *Duranthon and Effendiantz* (2004)) indique le rôle prépondérant de l'hydrologie dans les mécanismes à l'origine de l'évolution temporelle des "Ruines", que la corrélation de bruit pourrait permettre de caractériser à la fois dans le temps et l'espace.

Bibliographie

Ahlmann, H. (1935), Contribution to the physics of glaciers, *Geographical Journal*, *86*(2), 97–113.

Aki, K. (1969), Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, *74*, 615–618.

Allen, R. (1978), Automatic earthquake recognition and timing from single traces, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *68*(5), 1521–1532.

Allen, R. (1982), Automatic phase pickers : their present use and future prospects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *72*(5), S225–S242.

Almendros, J., J. Ibanez, G. Alguacil, and E. D. Pezzo (1999), Array analysis using circular-wave-front geometry : an application to locate the nearby seismo-volcanic sources, *Geophys. J. Int.*, *136*, 159–170.

Almendros, J., E. Carmona, and J. Ibanez (2004), Precise determination of the relative wave propagation parameters of similar events using small-aperture seismic array, *J. Geophys. Res.*, *109*(B11308), doi :10.1029/2003JB002,930.

Amitrano, D., J.-R. Grasso, and G. Senfaute (2005), Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena, *Geophys. Res. Lett.*, *32*.

Anandakrishnan, S., and C. Bentley (1993), Micro-earthquakes beneath Ice Streams B and C, West Antarctica : observations and implications, *J. Glaciol.*, *39*(133), 455–462.

Anandrakrishnan, S., and R. Alley (1997), Tidal forcing of basal seismicity of ice stream C, West Antarctica, observed far inland, *J. Geophys. Res.*, *102*, 15,183 – 15,196.

Antoine, P., P. Camporota, A. Giraud, and L. Rochet (1987), La menace d'écroulement aux Ruines de Séchilienne (Isère), *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, (150–151), 55–64.

Bessason, B., G. Eiríksson, O. Thórarinsson, A. Thórarinsson, and S. Einarsson (2007), Automatic detection of avalanches and debris flows by seismic methods, *J. Glaciol.*, *53*(182), 461 – 472.

Bezinge, A., J. Perreten, and F. Schafer (1973), Phénomènes du lac glaciaire du gorner, in *IASH Publ.*, vol. 95, pp. 65–78.

Blankenship, D., S. Anandakrishnan, J. Kempf, and C. Bentley (1987), Microearthquakes under and alongside Ice Stream B, Antarctica, detected by a new passive seismic array, *Ann. Glaciol.*, *9*, 30–34.

Campillo, M., and A. Paul (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, *299*, 547–549.

Chouet, B. (1996), *New methods and future trends in seismological volcano monitoring*, pp. 23–97, Springer, Berlin.

Cichowicz, A. (1993), An automatic S-phase picker, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *83*(1), 180–189.

Clarke, G. (2005), Subglacial processes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *33*, 247–276.

Coppens, F. (1985), First arrival picking on common-offset trace collections for automatic estimation of static corrections, *Geophysical Prospecting*, *33*, 1212–1231.

Crary, A. (1963), Results of United States traverses in East Antarctica, 1958-1961, *IGY Glaciological Report*, *7*.

Dai, H., and C. MacBeth (1995), Automatic picking of seismic arrivals in local earthquake data using an artificial neural network, *Geophys. J. Int.*, *102*(6), 758–774.

Dai, H., and C. MacBeth (1997), The application of back-propagation neural network to automatic picking seismic arrivals from signle-component recordings, *J. Geophys. Res.*, *102*(B7), 15,105–15,113.

D'Amico, S., and V. Maiolino (2005), Local Magnitude estimate at Mt. Etna, *Ann. Geophys.*, *48*(2), 215 – 229.

Danesi, S., S. Bannister, and A. Morelli (2007), Repeating icequakes from rupture of an asperity under an antarctic outlet glacier, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *253*, 151–158.

Deichmann, N., J. Ansorge, and H. Röthlisberger (1979), Observations of glacier seismicity on Unteraargletscher, *J. Glaciol.*, *23*(89), 409.

Deichmann, N., J. Ansorge, F. Scherbaum, A. Aschwanden, F. Bernardi, and G. Gudmundsson (2000), Evidence for deep icequakes in an Alpine glacier, *Ann. Glaciol.*, *31*(85), 0–0.

Delacourt, C., P. Allemand, B. Casson, and H. Vadon (2004), Velocity field of the "La Clapière" landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(L15619), doi :10.1029/2004GL020,193.

Derode, A., E. Larose, M. Campillo, and M. Fink (2003a), How to estimate the green's function of a heterogeneous medium between two passive sensors ? application to acoustic waves, *App. Phys. Lett.*, *83*(15), 3054 – 3056.

Derode, A., E. Larose, M. Tanter, J. de Rosny, A. Tourin, M. Campillo, and M. Fink (2003b), Recovering the green's function from field-field correlations in an open scattering medium, *J. Acoust. Soc. Am.*, *113*(6), 2973–2976.

Douglas, A. (1967), Joint epicentre determination, *Nature*, *215*, 47–48.

Duranthon, J.-P., and L. Effendiantz (2004), Le versant instable des "Ruines" de séchilienne : point sur l'activité du phénomène et présentation du nouveau dispositif de gestion de la télésurveillance, *Bull. Labo. P. et Ch.*, (252–253), 29–48.

Durville, J.-L., P. Potherat, and R. Russo (2004), The Séchilienne Slope - Romanche Valley (ISÈRE), France, *site description D2-WP1*, IMIRILAND project, http ://extranet.regione.piemonte.it/imiriland/.

Dziewonski, A., and D. Anderson (1981), Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *25*, 297–356.

Earle, P., and P. Shearer (1994), Characterization of global seismograms using an automatic-picking algorithm, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *84*(2), 366–376.

Ekström, G., M. Nettles, and G. Abers (2003), Glacial earthquakes, *Science*, *302*, 622 – 624.

Evrard, H., T. Gouin, A. Benoit, and J.-P. Duranthon (1990), Séchilienne : risques majeurs d'éboulements en masse. Point sur la surveillance du site, *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, (165), 7–16.

Fehler, M. (1983), Observation of volcanic tremor at Mount St. Helens, *J. Geophys. Res.*, *88*, 3476–3484.

Ferrazzini, V., K. Aki, and B. Chouet (1991), Characteristics of seismic waves composing hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array, *J. Geophys. Res.*, *96*, 6199–6209.

Fink, M. (1992), Time reversal of ultrasonic fields – part i : basic principles, *IEEE Trans. Ultrason., Ferroelec. Freq. Contr.*, *39*(5), 555–566.

Frankel, A. (1982), Precursors to a magnitude 4.8 earthquake in the Virgin Islands : spatial clustering of small earthquakes, anomalous focal mechanisms, and earthquake doublets, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *72*(4), 1277 – 1294.

Frankel, A., S. Hough, P. Friberg, and R. Busby (1991), Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *80*, 1900–1922.

Fréchet, J. (1985), Sismogenèse et doublets sismiques, Thèse d'état, Univ. Sci. Technol. Médic., Grenoble, 207 pp.

Frémont, M.-J., and S. Malone (1987), High-precision relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington, *J. Geophys. Res.*, *92*(B10), 10,223–10,236.

Frolich, C. (1979), An efficient method for joint hypocenter determination for large groups of earthquakes, *Comput. Geosci.*, *5*, 387 – 389.

Geiger, L. (1912), Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only, *Bull. St. Louis Univ.*, *8*, 60–71, translated into English by Peebles, F.W.L and A.H. Corey.

Gelchinsky, B., and V. Shtivelman (1983), Automatic picking of first arrivals and parameterization of traveltime curves, *Geophysical Prospecting*, *31*, 915–928.

Geller, R., and C. Mueller (1980), Four similar earthquakes in central California, *Geophys. Res. Lett.*, *7*, 821–824.

Gischig, V. (2007), Seismic investigations on Gornergletscher, Master's thesis, ETH Zurich, Institute of Geophysics.

Goldstein, P., and R. Archuleta (1991a), Deterministic frequency-wavenumber methods and direct measurements of rupture propagation during earthquakes using a dense array : theory and methods, *J. Geophys. Res.*, *96*(B4), 6173–6185.

Goldstein, P., and R. Archuleta (1991b), Deterministic frequency-wavenumber methods and direct measurements of rupture propagation during earthquakes using a dense array : data analysis, *J. Geophys. Res.*, *96*(B4), 6187–6198.

Gomberg, J., P. Bodin, W. Savage, and M. Jackson (1995), Landslide faults and tectonic faults, analogs ? : the Slumgullion earthflow, Colorado, *Geology*, *23*(1), 41 – 44.

Goodman, D., G. King, D. Millar, and G. de Q. Robin (1979), Pressure melting effects in basal ice of temperate glaciers : laboratory studies and field observations under glacier d'Argentière, *J. Glaciol.*, *23*(89), 259–271.

Got, J.-L., J. Fréchet, and F. Klein (1994), Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. Res.*, *99*(B8), 15,375–15,386.

Gouédard, P. (2005), Propagation d'ondes en milieux multidiffusants. applications à la sismologie., Master's thesis, Université Paris 7 – Denis Diderot.

Green, P., R. Frosch, and C. Romney (1965), Principles of an experimental Large Aperture Seismic Array (LASA), *Proc. IEEE*, *53*, 1831–1833.

Hagedoorn, J. (1959), The plus-minus method for interpreting seismic refraction sections, *Geophysical Prospecting*, *7*, 158–182.

Hantz, D. (1981), Dynamique et hydrologie du glacier d'Argentière, Ph.D. thesis, CNRS – Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement.

Hatherly, P. (1982), A computer method for determining seismic first arrival times, *Geophysics*, *47*, 1431–1436.

Hedlin, M., P. Earle, and H. Bolton (2000), Old seismic data yield new insights, *Eos Trans. AGU*, *81*, 472–473.

Helmstetter, A., J.-R.-. Grasso, B. Hernandez, M. Bouchon, M. Dietrich, and the Girose team (2001), Mechanics of icequakes (La Girose glacier, French Alps), abstract XXVI General Assembly European Geophysical Society, session SE12.

Helmstetter, A., D. Sornette, J.-R. Grasso, J. Andersen, S. Gluzman, and V. Pisarenko (2004), Slider block friction model for landslides : application to Vaiont and La Clapière landslides, *J. Geophys. Res.*, *109*, doi :10.1029/2002JB002,160.

Herbst, P., and F. Neubauer (2000), The Pasterze glacier, Austria : an analogue of an extensional allochton, in *Deformation of glacial materials*, vol. 176, edited by A. Maltman, B. Hubbard, and M. Hambrey, pp. 159 – 168, Geological Society, London, Special publications.

Herrin, E., W. Tucker, J. Taggart, D. Gordon, and J. Lobdell (1968), Estimation of surface focus P travel times, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *58*, 1273–1291.

Hubbard, B. (2002), Direct measurement of basal motion at hard-bedded, temperate glacier : Glacier de Tsanfleuron, Switzerland, *J. Glaciol.*, *48*(160), 1–8.

Huss, M. (2005), Gornergletscher – Gletscherseeausbrüche und Massenbilanzabschätzungen (in german with english summary), Master's thesis, ETH Zurich, Institute of Geophysics.

Huss, M., A. Bauder, M. Werder, M. Funk, and R. Hock (2007), Glacier-dammed lake outburst events of Gornersee, Switzerland, *J. Glaciol.*, *53*(181), 189–200.

Iken, A. (1977), Variations of surface velocities of some Alpine glaciers measured at intervals of a few hours. Comparison with Arctic glaciers, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, *13*, 23–35.

Iken, A. (1981), The effect of the subglacial water pressure on the sliding velocity of a glacier in an idealized numerical model, *J. Glaciol.*, *27*(97), 407–421.

Ishii, M., P. Shearer, H. Houston, and J. Vidale (2005), Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array, *Nature*, (435), 933–936.

J-Array Group (1993), The J-Array program : system and present status, *J. Geomag. Geoelectr.*, *45*, 10,637–10,646.

Jansson, P., J. Kohler, and V. Pohjola (1996), Characteristics of basal ice at Engabreen, northern Norway, *Ann. Glaciol.*, *22*, 114.

Jenkins, G., and D. Watts (1968), *Spectral analysis and its applications*, Holden-Day.

Kamb, W. (1970), Sliding motion of glaciers : theory and observation, *Rev. Geophys. Space Phys.*, *8*(4), 673–728.

Kamb, W., and E. LaChapelle (1964), Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock, *J. Glaciol.*, *7*(49), 21–58.

Kanasewich, E. (1981), *Time sequence analysis in geophysics*, University of Alberta Press, Edmonton, Alberta, Canada.

Kennett, B., and E. Engdahl (1991), Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, *105*, 429–465.

Kennett, B., and F. Ringdal (2001), Locating seismic events in the CTBT context, *Pure Appl. Geophys.*, *158*, 7–18.

Kito, T., and F. Krüger (2001), Heterogeneities in D" beneath the southwestern Pacific inferred from scattered and reflected P-waves, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(13), 2545–2548.

Krüger, F., M. Weber, F. Scherbaum, and J. Schlittenhardt (1993), Double beam analysis of anomalies in the core-mantle boundary region, *Geophys. Res. Lett.*, *20*, 1475–1478.

Krüger, F., F. Scherbaum, M. Weber, and J. Schlittenhardt (1996), Analysis of asymmetric multipathing with a generalization of the double-beam method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *86*(3), 737–749.

Krüger, F., M. Baumann, F. Scherbaum, and M. Weber (2001), Mid mantle scatterers near the Mariana slab detected with a double array method, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(4).

Larose, E., L. Margerin, A. Derode, B. van Tiggelen, M. Campillo, N. Shapiro, A. Paul, L. Stehly, and M. Tanter (2006), *Geophysics*, *71*(4), SI11 – SI21.

Lay, T., and T. Wallace (1995), *Modern Global Seismology*, *International Geophysics*, vol. 58, Academic Press.

Lemaitre, F., J.-P. Duranthon, and L. Effendiantz (2002), Mise en œ uvre opérationnelle d'un système radar de surveillance, *Tech. rep.*, Comité de recherche et développement du LCPC.

Leonard, M., and B. Kennett (1999), Mutli-component autoregressive techniques for the analysis of seismograms, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *113*(1–4), 247–263.

Lliboutry, L. (1968), General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers, *J. Glaciol.*, *7*(49), 21–58.

Lliboutry, L. (1987), Realistic, yet simple bottom boundary conditions for glaciers and ice sheets, *J. Geophys. Res.*, *92*(B9), 9101–9109.

Lobkis, O., and R. Weaver (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.*, *110*(6), 3011–3017.

Lomax, A., J. Virieux, P. Volant, and C. Berger-Thierry (2000), Probabilistic earthquake location in 3D and layered models, in *Advances in seismic event location*, edited by C. Thurber and N. Rabinowitz, pp. 101–134, Kluwer academic.

MacCormack, M., D. Zaucha, and D. Dushek (1993), First-break refraction event picking and seismic data trace editing using neural networks, *Geophysics*, *58*, 67–78.

Magotra, N., N. Ahmed, and E. Chael (1987), Seismic event detection and source location using single-station (three-component) data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *77*(3), 958–971.

Marsan, D., C. Bean, S. Stacy, and J. McCloskey (1997), Observation of diffusion processes in earthquake populations and implications for the predictability of seismicity systems, *J. Geophys. Res.*, *105*, 28,081 – 28,094.

Marsan, D., , G. Daniel, and F. Thouvenot (2007), Estimating the number of earthquakes missed in a catalogue through the characterization of the seismic network detection capacity ; application to the Sismalp, France, network, submitted to the Journal of Geophysical Research.

McHugh, S., and M. Johnston (1977), An analysis of coseismic tilt changes from an array in central california, *J. Geophys. Res.*, *82*(36), 5692–5698.

Méric, O., S. Garambois, D. Jongmans, M. Wathelet, J.-L. Chatelain, and J.-M. Vengeon (2005), Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of séchilienne (france), *Can. Geotech. J.*, *42*, 1105–1115.

Merrien-Soukatchoff, V., X. Quenot, and Y. Guglielmi (2001), Modélisation par éléments distincts du phénomène de fauchage gravitaire. Application au glissement de La Clapière (Saint-étienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes, *Revue française de géotechnique*, (95/96), 133–142.

Métaxian, J.-P., and P. Lesage (1997), Permanent tremor of Masaya volcano, Nicaragua : wave field analysis and source location, *J. Geophys. Res.*, *102*(B10), 22,529 – 22,545.

Métaxian, J.-P., P. Lesage, and B. Valette (2002), Locating sources of volcanic tremor and emergent events by seismic triangulation : application to Arenal volcano, Costa Rica, *J. Geophys. Res.*, *107*(B10), 2243–2261.

Monteiller, V., J. Got, J. Virieux, and P. Okubo (2005), An efficient algorithm for double-difference tomography and location in heterogeneous media, with an application to the Kilauea volcano, *J. Geophys. Res.*, *110*(B12306).

Murat, M., and A. Rudman (1992), Automated first arrival picking : a neural network approach, *Geophys. Prospect.*, *40*, 587–604.

Mykkeltvert, S., F. Ringdal, T. Kvoerna, and R. Alewine (1990), Application of regional arrays in seismic verification, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *80*, 1777–1800.

Neave, K., and J. Savage (1970), Icequakes on the Athabasca Glacier, *J. Glaciol.*, *23*(89), 259–272.

Neuberg, J., R. Luckett, M. Ripepe, and T. Braun (1994), Highlights from a seismic broadband array on Stromboli volcano, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 749–752.

Niazi, M. (1969), Use of source arrays in studies of regional structures, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *59*, 1631 – 1643.

Nye, J. (1970), Glacier sliding without cavitation in a linear viscous approximation, *315*, 381–403.

Nye, J. (1976), Water flow in glaciers : jökulhlaups, tunnels and veins, *J. Glaciol.*, *17*(16), 181 – 207.

Obara, K., K. Kasahara, S. Hai, and Y. Okada (2005), A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan : Hi-Net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, *Rev. Sci. Instrum.*, *76*.

O'Brien, G., and C. Bean (2004), A 3D discrete numerical elastic lattice method for seismic wave propagation in heterogeneous media with topography, *Geophys. Res. Lett.*, *31* (L14606).

Ogata, Y., and K. Katsura (1993), Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogues, *Geophys. J. Int.*, *113*, 727–738.

Omori, F. (1894), On aftershocks, *Rep. Imp. Earthquake Invest. Comm.*, *2*, 103–109.

Omori, F. (1905), Horizontal pendulum observations of earthquakes in Tokyo : similarity of the seismic motions originating at neighboring centers, *Publ. Earthquake Invest. Comm. Foreign Lang.*, *21*, 9–102.

Paterson, W. (1994), *The physics of glaciers*, third ed., Pergamon, new York.

Pechman, J., and H. Kanamori (1982), Waveforms and spectra of preshocks and aftershocks of the 1979 Imperial valley, California, earthquake : evidence for fault heterogeneity ?, *J. Geophys. Res.*, *87*, 10,579 – 10,597.

Peraldi, R., and A. Clement (1972), Digital processing of refraction data. study of first arrivals, *Geophysical Prospecting*, *20*, 529–548.

Pisarenko, V., A. Kushnir, and I. Savin (1987), Statistical adaptative algorithms for estimation of onset moments of seismic phases, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *47*, 4–10.

Plewes, L., and A. Hubbard (2001), A review of the use of radio-echo sounding in glaciology, *Prog. Phys. Geogr.*, *25*(2), 203–236.

Podvin, P., and I. Lecomte (1991), Finite Difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models : a massively parrallel approach and its associated tools, *Geophys. J. Int.*, *105*, 271–295.

Pothérat, P., and P. Alfonsi (2001), Les mouvements de versant de Séchilienne (Isère). prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique, *Rev. Fran. Géotech.*, (95–96), 117–131.

Poupinet, G., W. Ellsworth, and J. Fréchet (1984), Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : an application to the Calaveras fault, California, *J. Geophys. Res.*, *89*, 5719–5731.

Pujol, J. (1988), Comments on the joint determination of hypocenters and station corrections, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *78*(3), 1179–1189.

Rabinowitz, N. (2000), Hypocenter location using a constrained nonlinear simplex minimization method, in *Advances in seismic event location*, edited by C. Thurber and N. Rabinowitz, pp. 23–49, Kluwer academic.

Raymond, M., M. Wegmann, and M. Funk (2003), Inventar gefährlicher Gletscher in der Schweiz.

Reynaud, L., D. Donnou, J. Perrin, C. Rado, R.Ribola, and C. Vincent (1988), Caractéristiques de la vitesse de glissement de la glace sur le lit rocheux, glacier d'Argentière, Massif du Mont-Blanc, France, *C. R. Acad. Sci.*, *307*(série II), 1519–1522.

Richter, C. (1935), An instrumental magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *25*, 1–32.

Richter, C. (1958), *Elementary seismology*, Freeman, San Francisco, Calif.

Riesen, P. (2007), Investigation of glacier flow during two ide-dammed lake outburstevents on Gornergletscher, Valais, Switzerland, by using a three-dimensional numerical model, Master's thesis, Versuchsanstalt fï¿½rWasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zï¿½rich, Switzerland and Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan.

Ringdall, F., and E. Husebye (1982), Application of arrays in the detection, location and identification of seismic events, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *72*(6), 201–224.

Roberts, M. (2005), Jökulhlaups : a reassessment of flood water flow through glaciers, *Reviews of Geophysics*, *43*(RG1002).

Robin, G. (1976), Is the basal ice of a temperate glacier at the pressure melting point ?, *J. Glaciol.*, *16*(74), 183–196.

Rost, S., and E. Garnero (2004), Array seismology advances research into Earth's interior, *Eos*, *85*(32), 301,305–306.

Rost, S., and C. Thomas (2002), Array seismology : methods and applications, *Rev. Geophys.*, *40*(3), 1008.

Rost, S., and M. Weber (2001), A reflector at 200 km depth beneath the northwest Pacific, *Geophys. J. Int.*, *147*, 12–28.

Rost, S., M. Thorne, and E. Garnero (2006), Imaging global seismic phase arrivals by stacking array processed short-period data, *Seism. Res. Lett.*, *77*(6), 697–707.

Roux, P., K. Sabra, P. Gerstoft, W. Kuperman, and M. C. Fehler (2005), P-waves from cross-correlation of seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L19,303, doi : 10.1029/2005GL023,803.

Roux, P.-F., D. Marsan, J.-P. Métaxian, G. O'Brien, and L. Moreau (2008), Micro-seismic activity within a serac zone in an Alpine glacier (Glacier d'Argentière, Mont-Blanc, France), *J. Glaciol.*, *54*(184), 157–168.

Saccorotti, G., J. Almendros, E. Carmona, J. Ibanez, and E. D. Pezzo (2001), Slowness anomalies from two dense seismic arrays at Deception Island volcano, Antarctica, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *91*(3), 561 – 571.

Scherbaum, F., F. Krüger, and M. Weber (1997), Double beam imaging : mapping lower mantle heterogeneities using combinations of source and receivers arrays, *J. Geophys. Res.*, *102*, 507 – 522.

Schisselé, E. (2002), Analyse et caractérisation des phases sismiques régionales enregistrées par des antennes de capteurs, Ph.D. thesis, Université de Nice-Sophia-Antipolis – UFR sciences.

Shapiro, N., and M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L07,614, doi :10.1029/2004GL019,491.

Shapiro, N., M. Campillo, L. Stehly, and M. Ritzwoller (2005), High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, *307*, 1615–1618.

Spudich, P., and T. Bostwick (1987), Studies of the seismic coda using an earthquake cluster as a deeply buried seismograph array, *Geophys. Res. Lett.*, *92*(B10), 10,526–10,546.

Stehly, L., M. Campillo, and N. Shapiro (2006), A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, *111*, B10,306, doi :10.1029/2005JB004,237.

Sugiyama, S., A. Bauder, P. Weiss, and M. Funk (2007), Reversal of ice motion during the outburst of a glacier-dammed lake on gornergletscher, switzerland, *J. Glaciol.*, *53*(181), 172–180.

Thomas, C., M. Weber, C. Wicks, and F. Scherbaum (1999), Small scatterers in the lower mantle observed at German broadband arrays, *J. Geophys. Res.*, *104*(B7), 15,073–15,088.

Thornburg, H. (1930), Wave-front diagrams in seismic interpretation, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists*, *14*(2).

Thouvenot, F., and J. Fréchet (2006), Seismicity along the north-western edge of the Adria microplate, in *The Adria Microplate : GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*, edited by N. Pinter et al., pp. 335–349, Springer, Dordrecht.

Thouvenot, F., J. Fréchet, F. Guyoton, R. Guiguet, and L. Jenatton (1990), Sismalp : an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, *1*, 1–10.

Urhammer, A., and E. Collins (1990), Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *80*(3), 702–716.

Van Asch, T. W. J., J. Buma, and L. Van Beek (1999), A view on some hydrological triggering systems in landslides, *Geomorphology*, *30*, 25–32.

Van der Veen, C. (2007), Fracture propagation as means of rapidly transfering surface metlwater to the base of glaciers, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(L01501), doi :10.1029/2006GL028,385.

Vangenuchten, P., and H. Derijke (1989), Pore water pressure variations causing silde velocities and accelerations observed in a seasonally active landslide, *Earth Surf. Processes Landforms*, *14*, 577 – 586.

Vengeon, J.-M. (1998), Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope : apport de l'étude des ruines de Séchilienne, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Vengeon, J.-M., A. Giraud, P. Antoine, and L. Rochet (1999), Contribution à l'analyse de la déformation et de la rupture des grands versants rocheux en terrain cristallophyllien, *Can. Geotech. J.*, *36*, 1123–1136.

Vidale, J. (1986), Complex polarization analysis of particle motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *76*(5), 1393–1405.

Vivian, R. (1971), Le laboratoire sous-glaciaire d'Argentière, *Bolletino del Comitato Glaciologico Italiano*, *2*(19), 273–279.

Vivian, R. (1974), *Les Glaciers des Alpes occidentales*, Allier.

Vivian, R., and G. Bocquet (1973), Subglacial cavitation phenomena under the glacier d'Argentière, Mont-Blanc, France, *J. Glaciol.*, *12*(66), 439–451.

Wagner, G., and T. Owens (1996), Signal detection using multi-channel seismic data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *86*(1A), 221–231.

Walter, F., N. Deichmann, and . Funk (2007), Basal icequakes during changing subglacial water pressures, soumis au *Journal of glaciology*.

Weaver, C., and S. Malone (1979), Seismic evidence for discrete glacier motion at the rock-ice interface, *J. Glaciol.*, *23*(89), 171–184.

Weertman, J. (1957), On the sliding of glaciers, *J. Glaciol.*, *3*(21), 33–38.

Weertman, J. (1964), The theory of glacier sliding, *J. Glaciol.*, *5*(39), 287–303.

Wessel, P., and W. H. F. Smith (1991), Free software helps map and display data, *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, *72*(41), 441,445–446.

Withers, M., R. Aster, C. Young, J. Beiriger, M. Harris, S. Moore, and J. Trujillo (1998), A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *88*(1), 95–106.

Wolf, L., and J. Davies (1986), Glacier-generated earthquakes from Prince William Sound, Alaska, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *76*(2), 367 – 379.

Yamazaki, A., and K. Hirahara (1994), The thickness of upper mantle discontinuities, as inferred from short-period J-Array data, *Geophys. Res. Lett.*, *21*(17), 1811–1814.

Young, C., J. Beiriger, M. H. ans S. Moore, and M. Withers (1996), The waveform correlation event detection system project phase I : issues in prototype develpment and testing, Internal Report, department of Energy, Office of Research and Development, NN20.

Résumé : Le mouvement des glaciers alpins est fortement conditionné par un grand nombre de processus complexes, alliant à la fois l'hydrologie, la mécanique, la thermodynamique, et dont la taille caractéristique peut varier de l'échelle microscopique à l'échelle macroscopique. Les mécanismes de fracturation peuvent être associés à des causes aussi nombreuses que diverses : frottement basal, ouverture de crevasses, variations de la température (fracturation thermique), variations de hauteur d'eau (fracturation hydraulique). Dans tous les cas, il a été demontré par le passé que la fracturation était génératrice de sismicité, enregistrable à l'aide de sismomètres. Cette sismicité permet par conséquent l'auscultation des conditions mécaniques d'un glacier, et en particulier son champ de contrainte. Nous nous proposons, dans ce travail, d'appliquer des méthodes sismologiques inédites pour l'étude et la caractérisation de la fracturation dans les glaciers alpins, au travers de deux exemples (le glacier d'Argentière, dans le massif du Mont-Blanc, et le glacier du Gorner, dans le massif du Mont Rose, en Suisse). La localisation des sources a été effectuée par le biais de techniques d'antennes. Dans ce cadre, nous avons développé une méthode de recherche sur grille, bien adaptée à ces objets de taille limitée. Cette dernière permet le calcul de la densité de probabilité complète de la position de l'hypocentre. Elle nous a permis de mettre en évidence une activité sismique en essaim sur le glacier d'Argentière, et dont il a été possible de calculer une magnitude locale. Nous avons également montré que les séismes profonds ayant lieu au glacier du Gorner sont localisés à proximité immédiate de l'interface glace – roche. Parallèlement, d'autres techniques (corrélation de bruit, *beamforming*) nous ont permis de préciser l'information obtenue par la méthode de recherche exhaustive.
Mots clés : *fracturation, méthodes d'antennes, corrélation de bruit, mouvements gravitaires, glaciers*
Abstract : Alpine glaciers' motion results from a number of complex mechanisms involving hydrology, mechanics and thermodynamics on microscopic to kilometre-sized scales. Fracturing can be linked with a wide variety of causes : basal friction, opening of crevasses, variations in temperature (thermo-fracturing), changes in water pressure (hydro-fracturing). Previous studies showed that fracturing generated seismic waves that could be recorded using seismometers. Passive seismic studies therefore allow for probing the in situ mechanical properties of a glacier.

In this work, we intend to apply new seismological methods the study and characterize fracturing processes in alpine glaciers. To this effect, we focused on two specific sites (Glacier d'Argentière, Mont-Blanc, France, and Gornergletscher, Valais, Switzerland). Source location was performed using array techniques. Within this framework, we developed a grid-search method that is well suited for such sites. This method yields the whole hypocenter probability density function. It allowed us to bring to light a clustered seismic activity on glacier d'Argentière. In this specific case, events' local magnitude could be determined. We also showed that deep events recorded on the Gornergletscher were located nearby the ice – rock interface. In the same way, other techniques (noise correlation, beamforming) allowed us to enhance the information already obtained *via* the exhaustive grid-search method.
Keywords : *fracturing, array techniques, noise correlation, mass movements, glaciers*