



Pôle Grenoblois d'étude et de recherche
pour la prévention des Risques Naturels



Programme de recherche 2009

Financé par le Conseil général de l'Isère

Rapport scientifique

Caractérisation de l'évolution d'un massif rocheux très fracturé par différentes méthodes sismiques

Coordinateur :

Olivier LE ROUX

(Association pour le Développement des Recherches sur les Glissements de Terrain, ADRGT)

Participants :

Ombeline MERIC – Héloïse CADET – Lionel LORIER (ADRGT)

Eric LAROSE – Denis JONGMANS (LGIT)

Florent BRENGUIER (IPGP)

Janvier 2011



Résumé

Le projet subventionné par le PGRN en 2006 sur la caractérisation des risques résiduels après éboulement dans les matériaux rocheux très fracturés avait mis en évidence qu'un laps de temps suffisamment grand (3-4 ans) était nécessaire pour bien apprécier une évolution des caractéristiques géophysiques par tomographie sismique. L'objectif de ce projet, qui y fait suite, consiste donc à améliorer la méthodologie d'appréciation de l'évolution des caractéristiques mécaniques par méthodes sismiques (à travers la variation temporelle des vitesses sismiques du massif rocheux) en utilisant des méthodes géophysiques classiques (tomographie sismique) en parallèle avec une nouvelle méthode de surveillance semi-active basée sur la corrélation sismique.

Cette étude a été appliquée sur le site des Echarennas localisée au dessus de la RD526 entre la Mure et Mens (Isère), immédiatement à l'amont d'un éboulement de plusieurs centaines de m³ s'étant produit le 20 janvier 2004.

Les résultats des tomographies sismiques mettent en évidence des vitesses sismiques en ondes P faibles (< 1800 m/s) sur plus de 25 m d'épaisseur probablement liées à une déstructuration très importante du massif rocheux. La comparaison des tomographies sismiques entre la dernière et la première acquisition semble montrer une diminution relative de vitesse significative (- 30 %) dans la partie amont du massif sur une dizaine de mètre d'épaisseur pouvant être liée à une altération des caractéristiques mécaniques du massif rocheux. Néanmoins cette méthode présente de nombreuses incertitudes de mesure qui rendent délicat une interprétation des variations de vitesse.

La méthode d'estimation des variations de vitesse sismique par la méthode semi-active haute-fréquence fonctionne en revanche avec une bonne précision sur le site des Echarennas. Les résultats des expériences de sismique semi-active ont montré que les variations relatives de vitesses mesurées étaient inférieures à $\pm 2 \%$ sur les 2 mois de mesures avec une très bonne corrélation avec la précipitation. De manière à poursuivre cette analyse, il serait nécessaire d'effectuer des mesures sismiques continues sur une grande période de temps (plusieurs mois voire plusieurs années) en utilisant notamment le bruit de fond sismique en complément des tirs.

1 Introduction

En 2006, le PGRN a subventionné un projet de recherche sur la caractérisation des risques résiduels après éboulement dans les matériaux rocheux très fracturés. Les résultats ont alors montré que, pour évaluer le changement des caractéristiques géophysiques, il était nécessaire d'avoir un temps d'observation suffisamment long de l'ordre de trois à quatre ans. A la suite de ces conclusions, le présent projet a donc pour but d'améliorer la méthodologie d'appréciation de l'évolution des caractéristiques mécaniques par méthodes sismiques. La variation temporelle des vitesses sismiques du massif rocheux a donc été mesurée par différentes méthodes : d'une part avec des mesures de tomographie sismique effectuées aux mêmes emplacements à dix semaines d'intervalle et d'autre part avec une nouvelle méthode de surveillance semi-active basée sur la corrélation sismique dont la fréquence de mesure a été plus élevée (une fois par semaine sur ces dix semaines). Enfin ces méthodes ont été mises en regard avec des enregistrements extensométriques et des données climatologiques locales.

2 Contexte général

La zone d'étude, le site des Echarennas (Meric et al., 2006), se situe à l'aplomb de la RD526 entre La Mure et Mens où un éboulement de plusieurs centaines de m³ s'est produit le 20 janvier 2004 (Fig. 1a et 1b). Les risques potentiels d'éboulements résiduels dans ce secteur sont importants et peuvent être chiffrés à plusieurs milliers de m³.

La combe des Echarennas se dessine dans un versant raide, constitué d'un massif de calcaires marneux et schistes fracturés, orienté vers le nord, penté en moyenne à 45° (Fig. 1c). L'arrachement sommital de cette combe se situe à l'altitude 870 m et le niveau de la RD 526, au PR 26+700, est à 620 m d'altitude. Elle est dénuée de toute végétation, mis à part au niveau de quelques éperons. De nombreux talwegs dont trois principaux, à l'ouest, au centre et à l'est, la parcourent sur toute sa hauteur. Ces talwegs achèminent, jusqu'à la route, les différents matériaux issus des terrains fracturés (Fig. 1c).

De nombreux travaux ont été entrepris afin de protéger la route. Ces protections sont soit actives (ancrages, filet plaqué), soit passives (filets anti sous-marins, galerie de protection).

Un dispositif de surveillance et d'alerte, qui bloque l'accès à la route en cas d'éboulement, a également été mis en place. Ce dispositif se déclenche en cas d'arrachement des filets.

Un profil sismique, constitué de douze géophones verticaux de fréquence de coupure 14 Hz espacés de 4 m, a été mise en place immédiatement à l'amont de la niche d'arrachement (PS, Fig. 1c). Les géophones ont été enterrés de quelques centimètres sous la terre végétale et laissés en place durant toute l'expérience. 3 capteurs de températures ont été implantés à l'air libre et à 10 et 40 cm de profondeur (capteurs UTL-3 de Geotest) (T, Fig. 1c) et les données climatologiques (température et pluviométrie journalières de la station météorologique de Météo France de La Mure, Fig. 1b) ont été collectées. Nous disposons également sur ce site des mesures d'enregistrement de déplacement dans un forage inclinométrique localisé dans la falaise (E, Fig. 1c).

Dix acquisitions sismiques (une fois par semaine) ont été réalisées sur le profil PS entre le 29 mars et le 2 juin 2010 (Tableau 1). Dix points d'impact fixes (dont un sur un bloc de béton armé enterré) ont servi de source pour l'interprétation en sismique semi-active (5 à l'amont du profil et 5 décalés vers l'ouest). Sur chacun de ces dix points d'impact, dix tirs marteaux ont été enregistrés indépendamment au cours de ces dix acquisitions. Treize points d'impact supplémentaires ont également été enregistrés le long de ce profil au cours de la première et de la dernière acquisition de manière à interpréter ce profil par la méthode de tomographie sismique.

Acquisition	Date	Tirs réalisés
1	29/03/2010	T01 à T13 – S01 à S10
2	07/04/2010	S01 à S10
3	13/04/2010	S01 à S10
4	19/04/2010	S01 à S10
5	26/04/2010	S01 à S10
6	03/05/2010	S01 à S10
7	10/05/2010	S01 à S10
8	17/05/2010	S01 à S10
9	25/05/2010	S01 à S10
10	02/06/2010	T01 à T13 – S01 à S10

Tableau 1 : Date et codes des tirs réalisés lors des dix acquisitions.

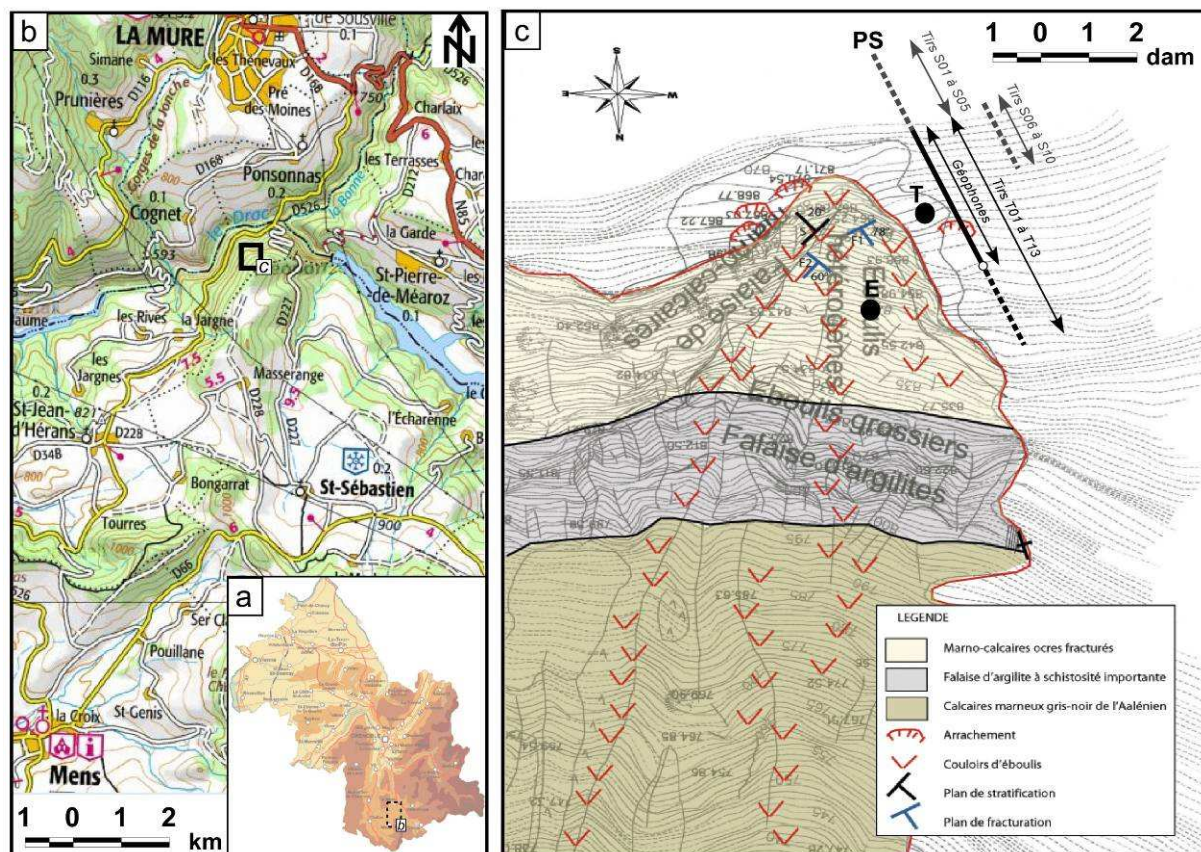


Figure 1 : (a) Carte du département de l'Isère avec la localisation du site des Echarennas (rectangle pointillé). (b) Carte IGN de localisation du site des Echarennas (cadre). (c) Carte géomorphologique et géologique du site des Echarennas avec la localisation des reconnaissances effectuées (E: extensomètre, T: capteurs de température, PS: profil sismique).

3 Données climatologiques

Les données climatologiques enregistrées sur le site des Echarennas (température hors sol et du sol) et à la Mure (température et pluviométrie journalières) comparées aux acquisitions sismiques permettent de classer ces acquisitions selon quatre catégories (Fig. 2) :

- acquisitions 1 à 3 : période froide (température moyenne du sol de 5°C et période de gel) et pluvieuse (pluviométrie journalière discontinue de 0 à 25 mm/jour) ;
- acquisitions 4 et 5 : période douce (température moyenne du sol atteignant 10°C sans période de gel) et sèche ;

- acquisitions 6 à 8 : période froide (température moyenne du sol de 6 à 7°C sans période de gel) et pluvieuse (pluviométrie journalière continue de 5 mm/jour en moyenne) ;
- acquisitions 9 et 10 : période douce (température moyenne du sol de 10°C sans période de gel) et pluvieuse (pluviométrie journalière discontinue de 0 à 20 mm/jour).

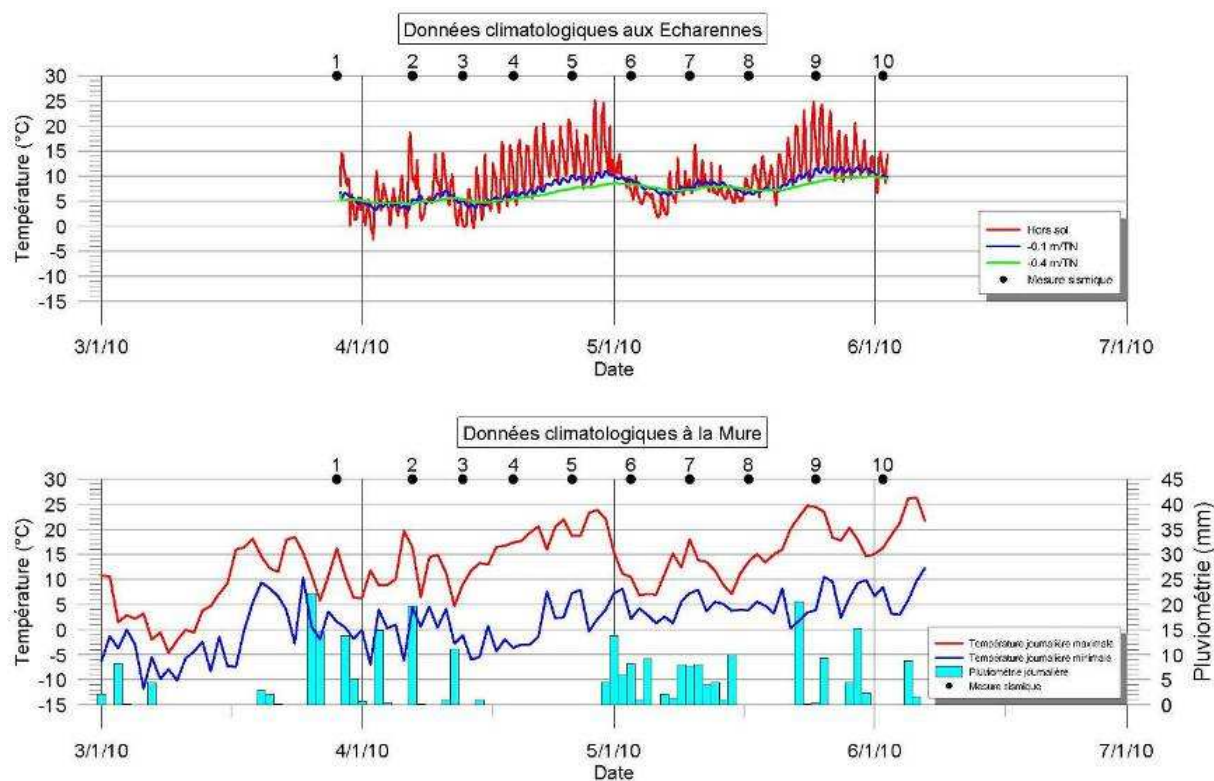


Figure 2 : Evolution des données climatologiques enregistrées aux Echarennnes et à la Mure entre les mois de mars et juin 2010.

4 Données extensométriques

Les données extensométriques enregistrées sur le site des Echarennnes (déplacement relatif du massif entre 1 et 4 m de profondeur) mettent en évidence une faible activité de la déformation du massif entre mars et juin 2010 (Fig. 3). Trois phases de déformation peuvent néanmoins être distinguées (Fig. 3) :

- du 6 au 24 mars 2010 : activité relative forte avec une vitesse de déplacement de 0.12 mm/jour ;

- du 25 mars au 30 avril 2010 : activité relative intermédiaire avec une vitesse de déplacement de 0.03 mm/jour ;
- du 01 mai au 02 juin 2010 : activité relative faible avec une vitesse de déplacement quasi-nulle de 0.01 mm/jour.

Les acquisitions sismiques ont débutées après la première phase de déformation. Les acquisitions 1 à 5 et 6 à 10 ont eu lieu respectivement au cours des phases de déformation intermédiaire et faible.

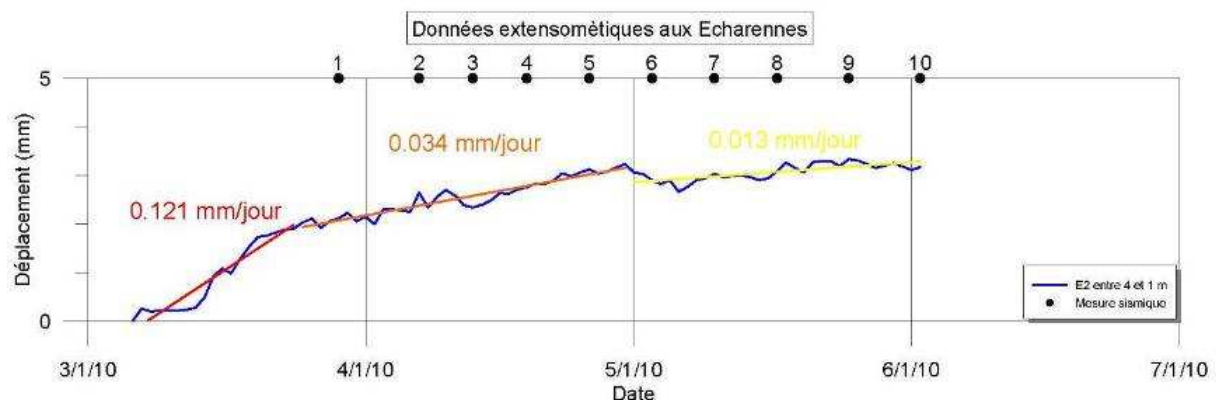


Figure 3 : Evolution du déplacement de l'extensomètre E2 entre 1 et 4 m de profondeur enregistré aux Echarennas entre les mois de mars et juin 2010.

5 Données sismiques

5.1 *Tomographies sismiques*

L'interprétation par tomographie sismique a été réalisée pour les acquisitions sismiques 1 (Tomo_0) et 10 (Tomo_F) (Tableau 1) en utilisant un programme d'inversion du temps des premières arrivées, selon la méthode SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique, Dines and Lyttle, 1979; Demanet, 2000). Pour effectuer ces inversions, un modèle initial homogène à 2000 m/s a été utilisé pour chacune des deux acquisitions (Tomo_0 et Tomo_F-1). Pour l'acquisition 10, un modèle de départ correspondant au modèle de vitesse déduit de l'inversion de l'acquisition 1 (Tomo_0) a également été testé comme modèle de départ (Tomo_F-2).

Les résultats de ces tomographies ainsi que les variations relatives de vitesses sismiques en onde P entre l'acquisition 10 et l'acquisition 1 sont présentées sur la figure 4. Pour toutes ces images, la valeur du RMS (Root Mean Square) est faible ($< 5\%$) ce qui signifie une explication cohérente des données par chacun des modèles de vitesse.

Les modèles de vitesse déduits de cette interprétation sont globalement similaires entre les deux acquisitions et indiquent (Fig. 4) :

- une couche de vitesse très faible (300 – 800 m/s) sur 5 mètres d'épaisseur dans la partie aval du profil pouvant correspondre à la zone très altérée et très décomprimée du substratum rocheux ;
- cette couche s'approfondit légèrement dans la partie amont pour atteindre 6 m lors de la première acquisition et près de 10 m lors de la dernière ;
- les vitesses augmentent de manière progressive en profondeur jusqu'à atteindre des vitesses de l'ordre de 1500 m/s vers 25 à 30 m de profondeur ;
- les vitesses sur les 25 premiers mètres de profondeur restent faibles et ne dépassent pas 1800 m/s indiquant un massif rocheux très déstructuré et/ou fracturé sur une grande épaisseur.

La comparaison des deux acquisitions révèle néanmoins des différences (Fig. 4). Ainsi, une diminution relative des vitesses sismiques significative ($\sim 30\%$) est observée entre les acquisitions 1 et 10 (quelque soit le modèle de départ pour la dernière acquisition) dans la partie amont du profil sismique sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Cette diminution de vitesses sismiques pourrait être liée à une diminution des caractéristiques mécaniques du massif rocheux, en particulier à une augmentation de la porosité (Wyllie et al., 1956), dans cette zone résultant de la déformation gravitaire du versant. Cette méthode reste néanmoins entachée de nombreuses incertitudes (pointées des premières arrivées, inversion en elle-même). Les données extensométriques révèlent un faible déplacement cumulé entre ces deux acquisitions (1 mm, Fig. 3) mais l'extensomètre est situé plus en aval de la zone présentant une diminution de vitesses (E, Fig. 1c). Au niveau des géophones, une légère augmentation de vitesse de 0 à 5 % sur 5 à 10 m d'épaisseur est en revanche observée (Fig. 4).

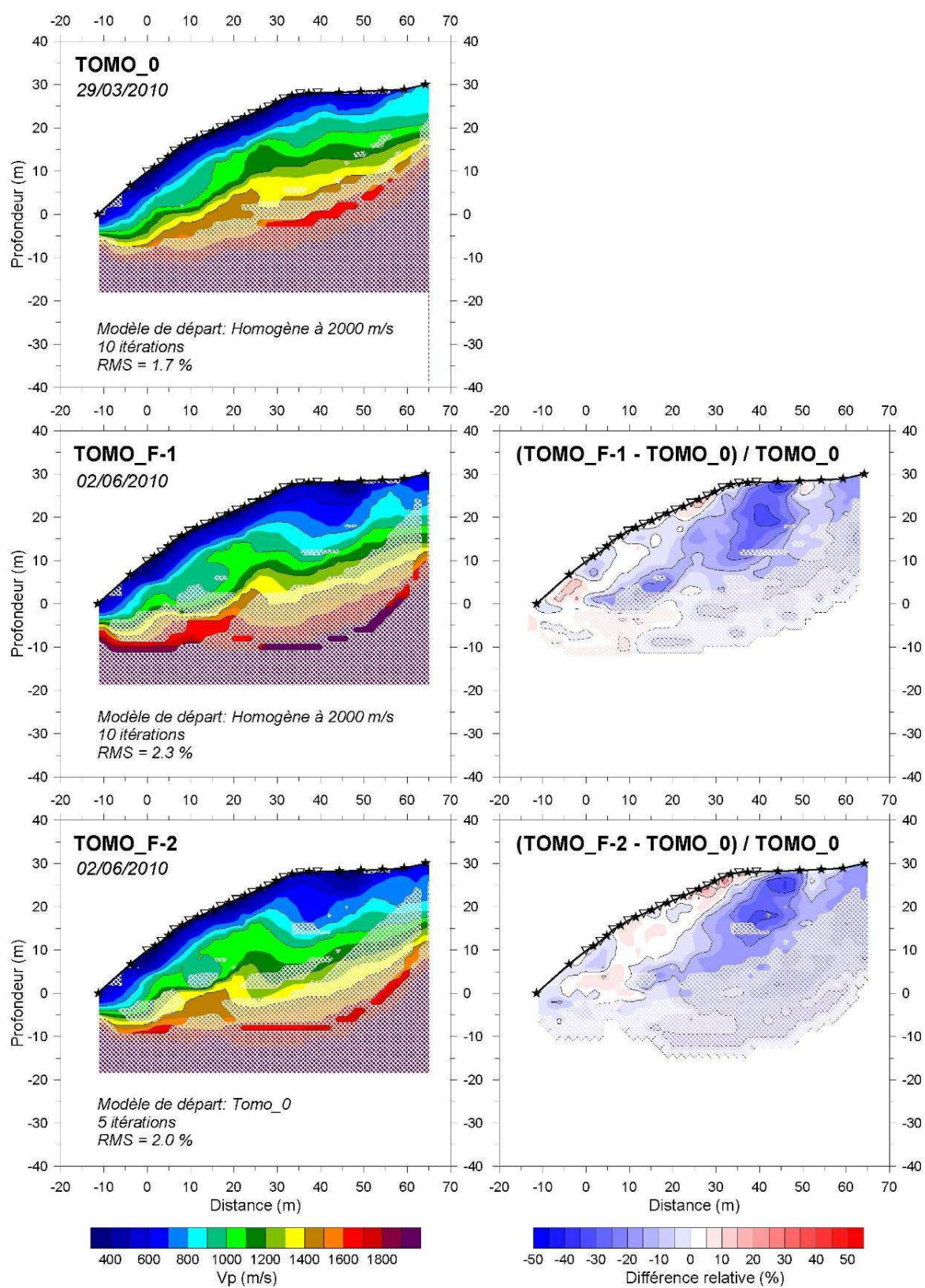


Figure 4 : Tomographies sismiques (gauche) de la première acquisition (Tomo_0) et de la dernière acquisition (Tomo_F) et différence relative de vitesses sismiques (droite).

De manière à analyser l'origine de cette importante diminution des vitesses des ondes P en amont, la différence absolue des pointés des premières arrivées pour l'ensemble des couples (tir – géophone) est représentée entre les acquisitions 10 et 1 (Fig. 5). Pour les tirs localisés à l'aval et au niveau de la ligne de géophones (T01 à T13), les différences sont faibles et globalement négatives (0 à -5 ms soit 0 à -10 %). Ces légères diminutions de temps se retrouvent par ailleurs essentiellement pour les faibles distances tir – géophone. En revanche, pour les tirs localisés à l'amont (S01 à S05), les différences sont positives, importantes (+5 à +15 ms soit +10 à +30 %) et s'observent des faibles aux grandes distances tir – géophone. Ces observations sont en accord avec les résultats des inversions, à savoir, une légère augmentation des vitesses en surface au niveau de la ligne de géophone et une importante diminution des vitesses en amont jusqu'à plusieurs mètres de profondeur.

De manière à visualiser l'incertitude sur les pointés et la réalité de l'augmentation des temps pour les tirs S01 à S05, les signaux enregistrés au niveau du géophone 7 pour les acquisitions 10 et 1 et pour les tirs T01 et S02 sont représentés (Fig. 6). Le bruit plus important visible sur l'acquisition 10 est lié à un fort vent lors de cette mesure. Ce mauvais rapport signal sur bruit rend délicat l'interprétation de toute variation inférieure à 5 ms. En revanche, la différence de temps observée sur les tirs S01 à S05 apparaît significative. Cette différence observée pourrait néanmoins être liée à un déphasage des signaux. Cependant, ce déphasage éventuel devrait se retrouver sur l'ensemble des tirs. Cette augmentation du temps des premières arrivées entre les acquisitions 10 et 1 semble donc apparaître comme ayant une signification physique liée à une modification du milieu de propagation.

De manière à déterminer la période au cours de laquelle cette augmentation significative des temps des ondes P s'est produite, l'écart absolu des temps d'arrivée entre l'acquisition *i* et l'acquisition 1 (référence) est représenté en fonction de la date pour le tir S01 et pour l'ensemble des géophones (Fig. 7). Une brusque augmentation est ainsi observée entre les acquisitions 2 et 3 (soit entre le 7 et le 13 avril 2010) sans lien particulier avec les autres paramètres (pluviométrie, température, déformation). Cette observation devra être confirmée par d'autres mesures étant donnés les doutes invoqués sur le changement de polarisation des ondes.

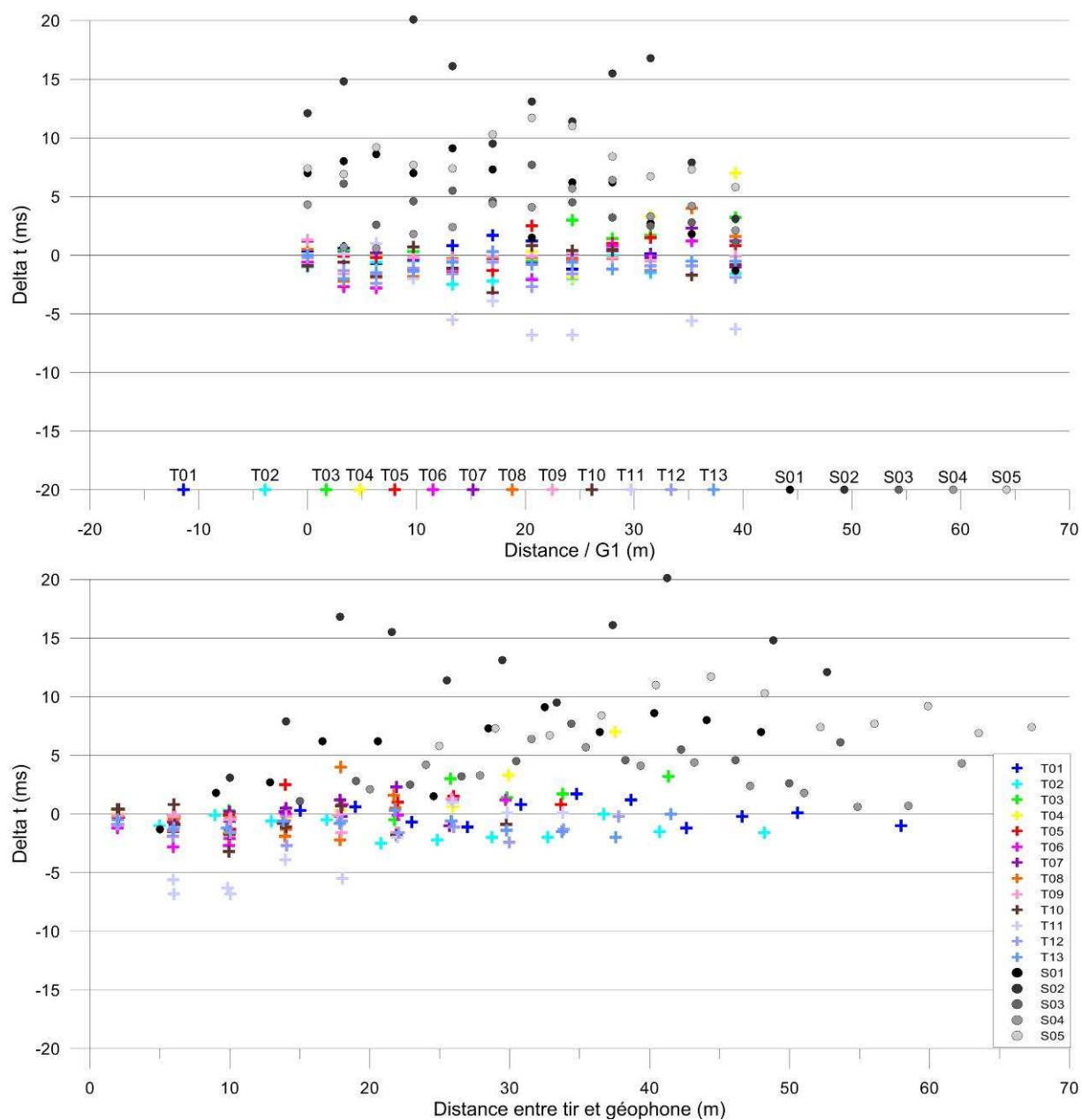


Figure 5 : Différence absolue du pointé des premières arrivées entre les acquisitions 10 et 1 en fonction de la distance par rapport au géophone 1 (haut) et de la distance entre tir et géophone (bas).

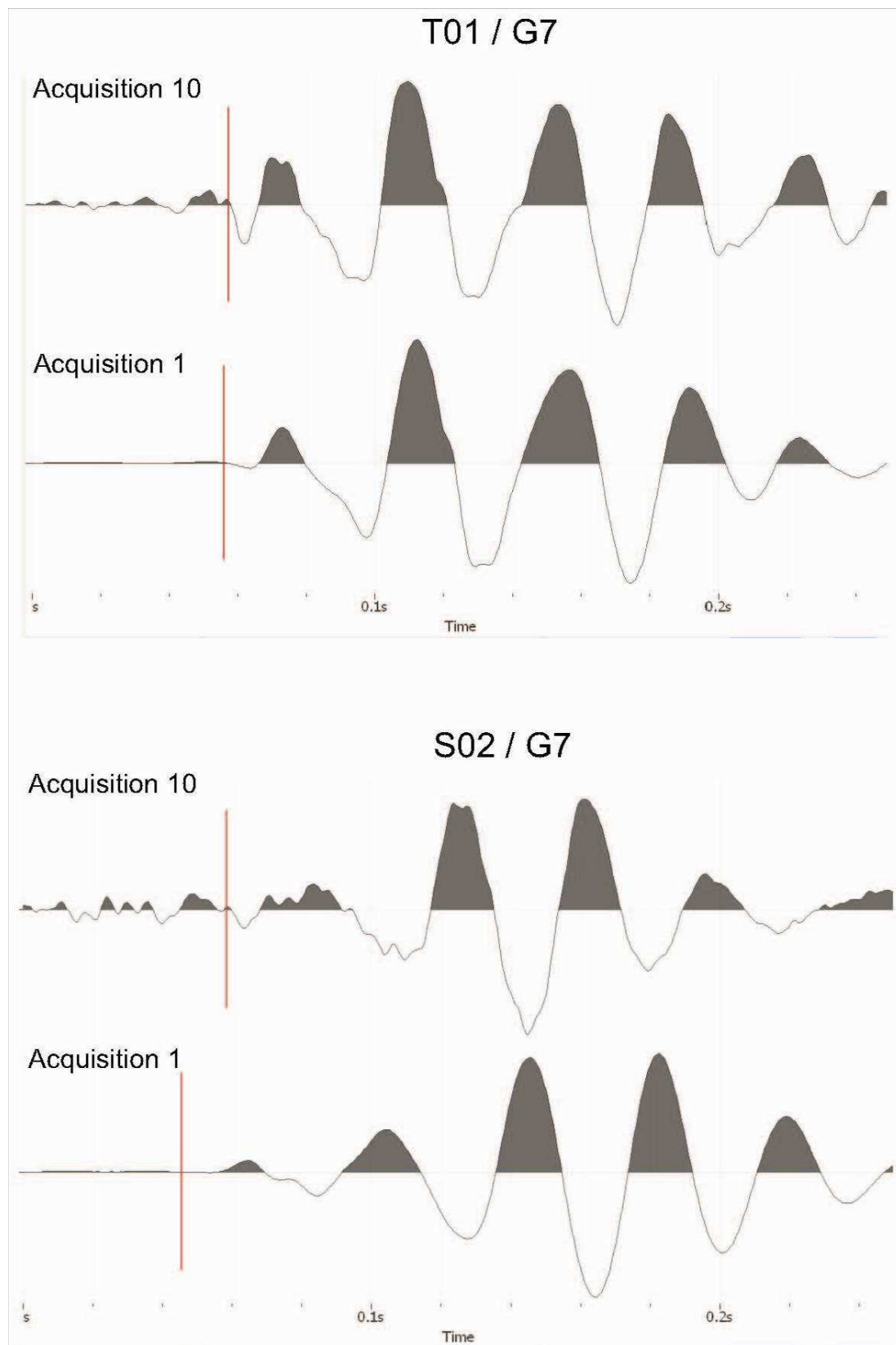


Figure 6 : Signaux sismiques enregistrés au niveau du géophone G7 avec le pointé de l'onde P (trait vertical rouge) lors des acquisitions 10 et 1 pour les tirs T01 (haut) et S02 (bas).

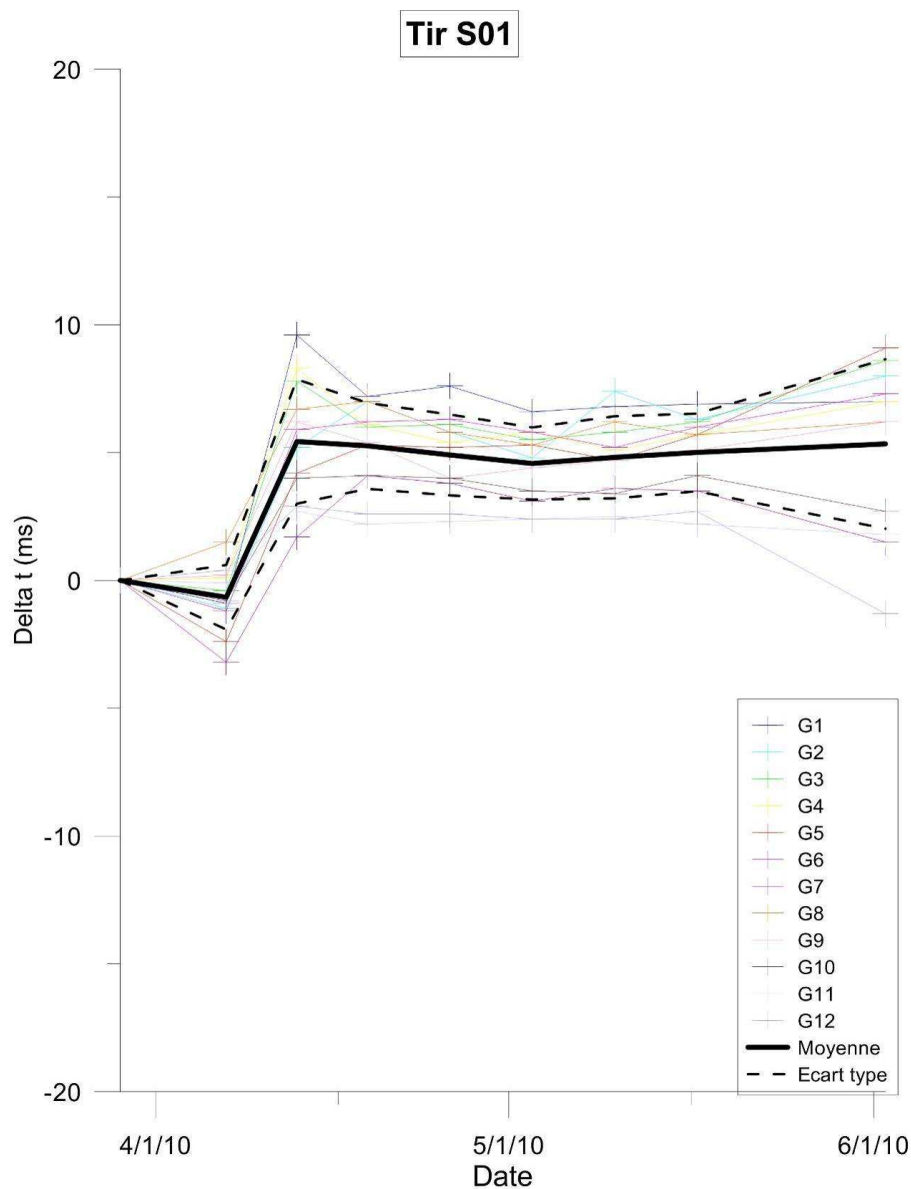


Figure 7 : Différence de temps des premières arrivées des ondes P en fonction de la date pour le tir S01 et pour l'ensemble des géophones (référence : temps d'arrivée lors de la première acquisition).

5.2 Expériences semi-actives

L'objectif de ce travail est de comparer entre les dix acquisitions les fonctions de corrélations des signaux sismiques entre les géophones disposés sur le terrain.

L'analyse comporte deux étapes :

1. Construction des pseudo-fonctions de Green pour un jour donné ;
2. Comparaison de ces fonctions pour les variations de vitesse.

La première étape consiste tout d'abord à calculer les fonctions de corrélation de chaque couple de capteurs sur les différents tirs de chacune des dix acquisitions. Ensuite une moyenne sur l'ensemble des tirs d'un jour donné est calculée. Cette fonction moyenne correspond à la pseudo-fonction de Green (Gouédard et al., 2008; Larose et al., 2008). Un exemple pour le couple 1-2, pour l'acquisition du 29 Mars 2010 est donné sur le Figure 8.

Dans la deuxième étape deux méthodes sont utilisées pour la comparaison des fonctions moyennes de corrélations obtenues pour un jour donné (dite fonction courante) avec la fonction de corrélation de référence (moyenne sur tous les jours) : la méthode des doublets (Poupinet et al., 2008) et la méthode de stretching (Larose et al., 2008). Cette comparaison permet d'estimer les délais entre les différentes fonctions de corrélations, qui sont inversement reliées aux variations de vitesse dans le milieu. Pour illustrer cette démarche, l'ensemble des pseudo-fonctions de Green du couple 1-2 sur les dix acquisitions sont représentées sur la figure 9. Les mesures de ces délais sont faites entre 20 et 50 Hz. En considérant une vitesse de propagation des ondes S comprise entre 100 et 400 m/s, les longueurs d'onde sont de l'ordre de 2 à 20 mètres. Les variations de vitesses mesurables peuvent donc être rapportées aux premiers mètres du sous-sol.

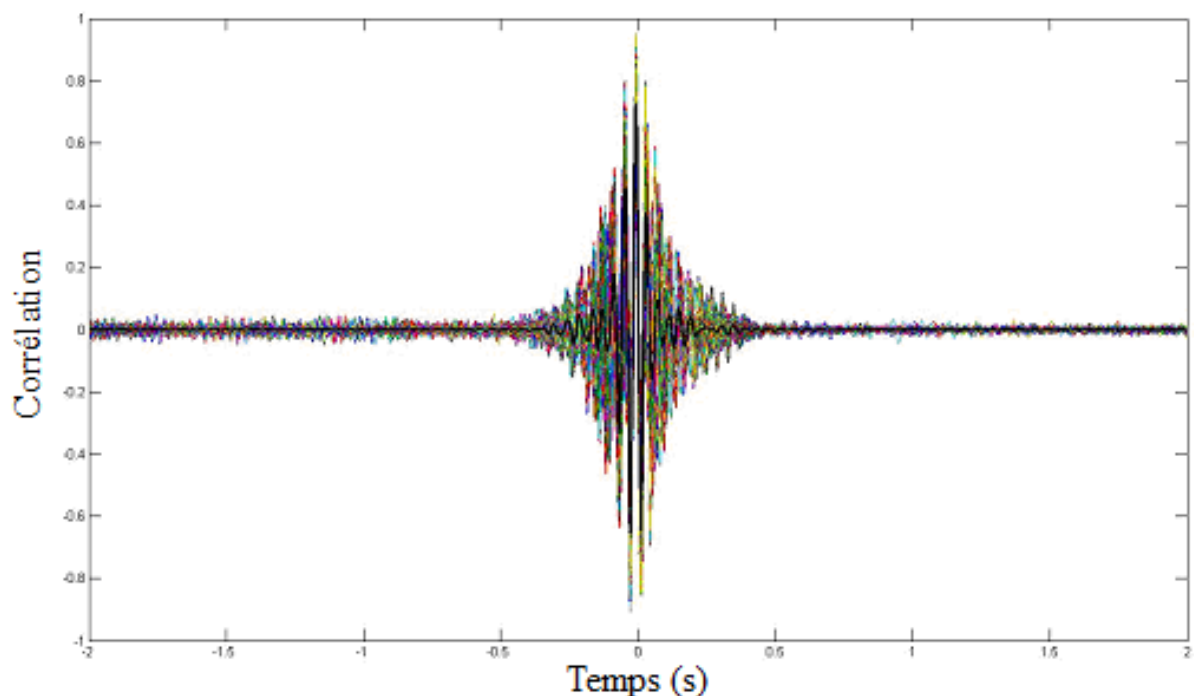


Figure 8 : Fonctions de corrélation pour le couple 1-2, pour le jour 2010 03 29, pour tous les tirs (couleurs) et moyenne des corrélations (en noir).

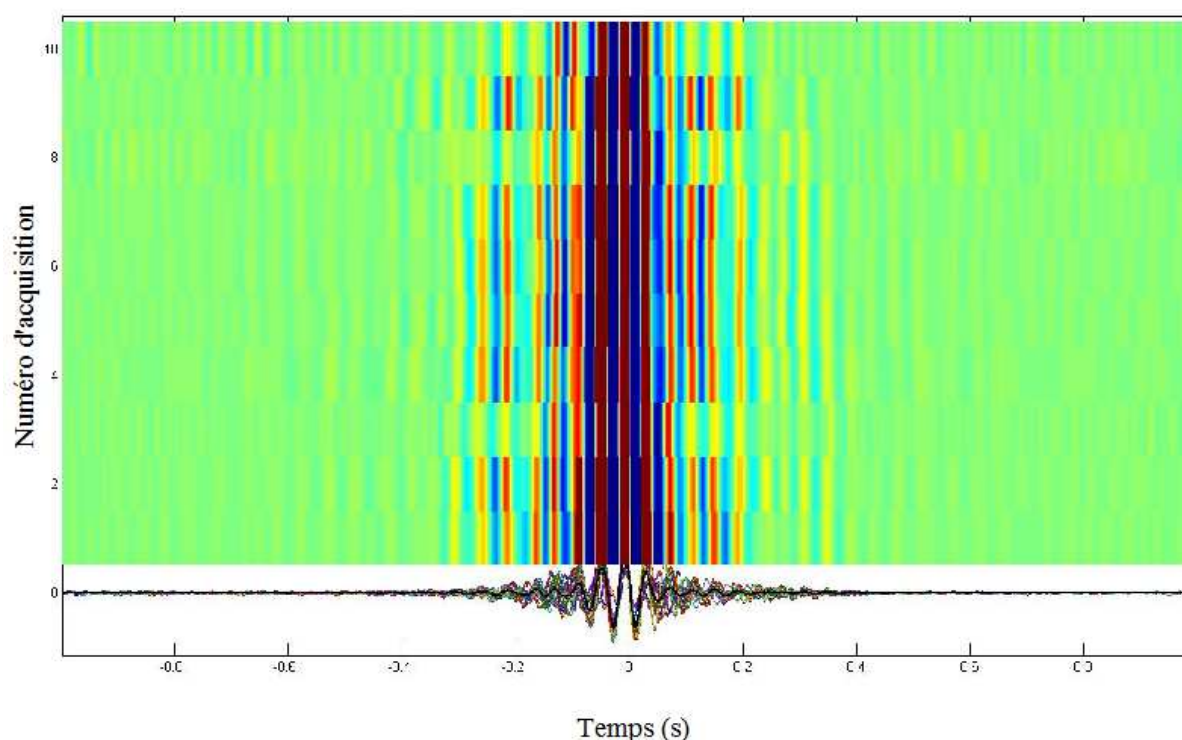


Figure 9 : Fonctions de corrélation moyennes (ou pseudo-fonctions de Green) pour le couple 1-2, pour les différents jours d'acquisition (de 1 à 10) En bas en noir, fonction de référence (moyenne sur l'ensemble des fonctions de corrélation moyennes).

La méthode des doublets donne les résultats illustrés par la figure 10. Cette figure montre les mesures de dt/t une fois les dt moyennés entre les différents couples. dt représente la différence de temps d'arrivée mesurée au temps t entre les fonctions de corrélation courante et de référence. La figure 10 indique qu'il y a très peu de dispersion des mesures de dt . De plus, la linéarité des pentes dt/t indique que cette méthode fonctionne avec une bonne précision et témoigne de variations de vitesse sismique au sein du milieu étudié. Il y a peu de variabilité entre les courbes dt/t pour tous les couples et la moyenne (par jour sur l'ensemble des couples) ce qui témoigne de variations de vitesse homogènes pour tous le milieu étudié. Sur cette moyenne (Fig. 11, en rouge), nous observons une augmentation globale des vitesses sismiques de l'ordre de 1 %.

Pour plus de détails sur la méthode de stretching se référer à Larose et al. (2008).

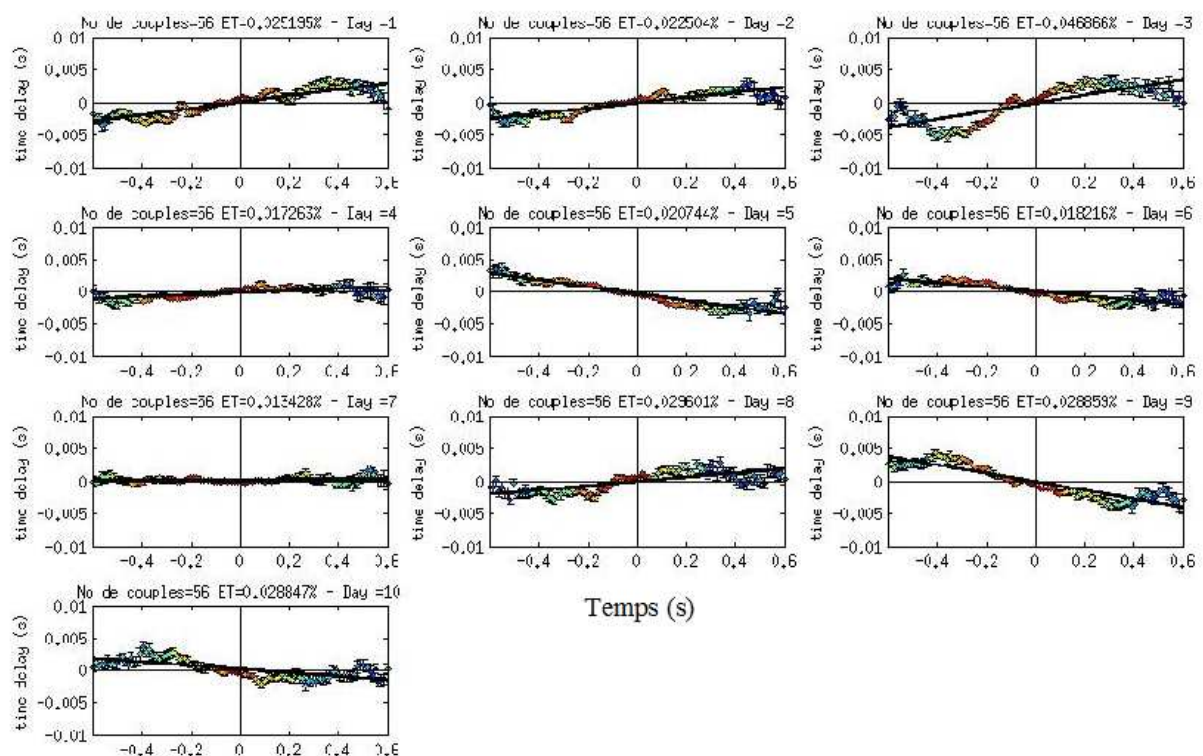


Figure 10 : Moyennes sur tous les couples des mesures de dt le long du temps t des corrélations et estimation de la pente dt/t (en noir). Le capteur n°11 est exclu.

La figure 11 présente les mesures des variations relatives de vitesse moyennée entre les différents couples pour les deux méthodes (doublets et stretching) comparées aux facteurs externes (pluviométrie, déplacement extensométrique, température). Les variations de vitesses relatives calculées sont similaires quelque soit la méthode utilisée et sont estimées avec une bonne précision sur ce site (entre 0.5 et 1 %).

Aucune corrélation n'est observée entre les déplacements extensométriques et la variation de vitesse relative dans le milieu (Fig. 11 et Fig. 12). Cette absence de corrélation peut s'expliquer par le très faible de taux de déformation de la zone au cours de la période de mesure. Une corrélation significative entre précipitations et diminutions de vitesse dans le milieu (Fig. 11 et Fig. 13) et une bonne corrélation entre température du sol et augmentation de vitesse dans le milieu (Fig. 11 et Fig. 14) sont en revanche observées. Des expériences en laboratoire ont montrés que les vitesses sismiques en ondes P d'une roche diminuent légèrement entre un matériau sec et un degré de saturation intermédiaire avant d'augmenter jusqu'à être maximum pour une saturation complète alors que les vitesses sismiques en ondes

S diminuent légèrement lorsque la saturation augmente (Duffaut, 2004). Aux vues des très faibles valeurs de vitesse sismique mesurées par les tomographies sismiques, le massif rocheux peut être considéré comme extrêmement fracturé et donc présenter une perméabilité relativement grande avec une faible saturation pouvant expliquer qu'une augmentation du degré de saturation entraîne une diminution des vitesses sismiques et inversement.

Les deux paramètres pluviométrie et température du sol à faible profondeur sont indirectement en lien avec le degré de saturation du sol. En effet, une augmentation des précipitations efficaces va entraîner une augmentation du degré de saturation du massif rocheux qui va elle-même provoquer une diminution de la température du sol. Ainsi, les variations des vitesses relatives mesurées par les expériences de sismique semi-active du milieu sont probablement en lien avec les variations du degré de saturation du massif rocheux, une augmentation de la saturation entraînant une diminution de vitesse et inversement.

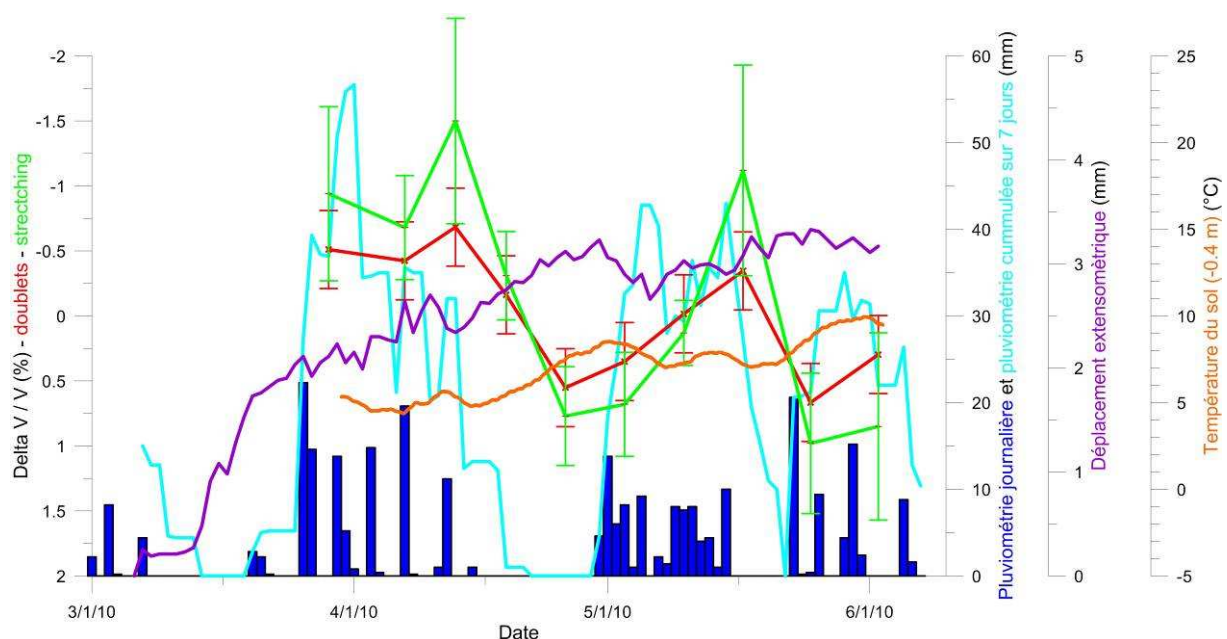


Figure 11 : Variation de vitesse relative pour les 10 acquisitions (référence : moyenne des 10 acquisitions) selon la méthode des doublets (rouge) et de stretching (vert) comparée à la pluviométrie à La Mure (journalière, bleu foncé et cumulée sur 7 jours, bleu clair), au déplacement extensométrique (violet) et à la température du sol (orange).

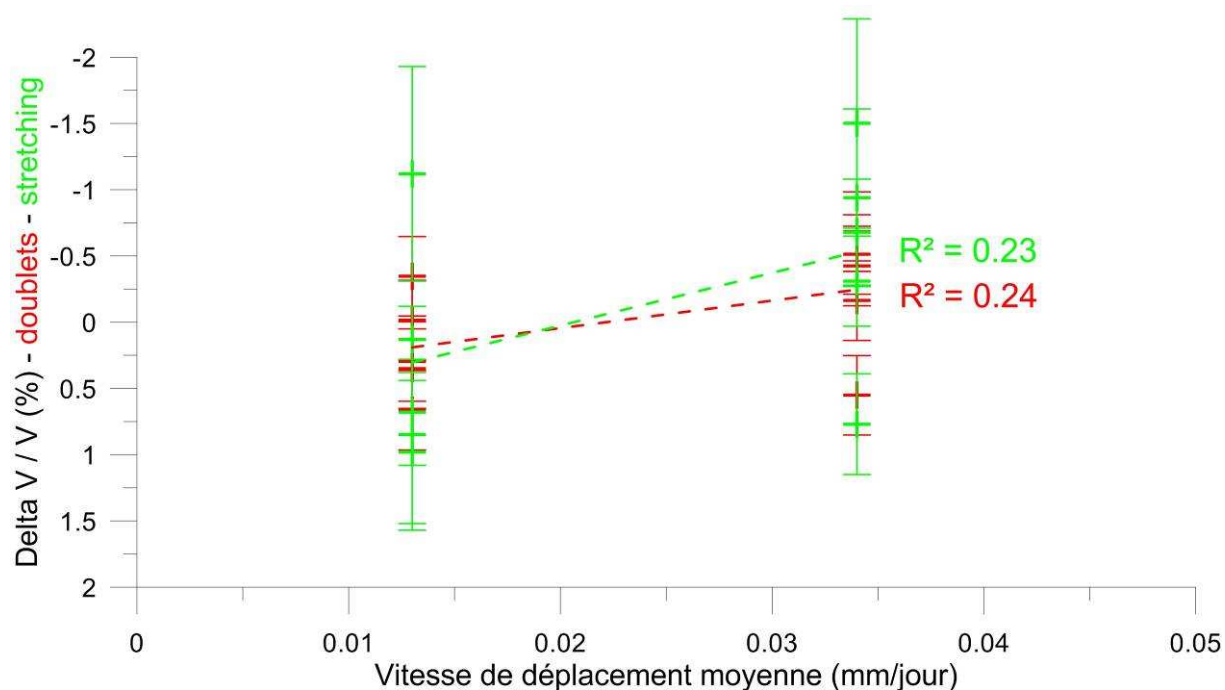


Figure 12 : Corrélation entre variations de vitesse déterminées par les expériences de sismique semi-actives et déplacement extensométrique moyen.

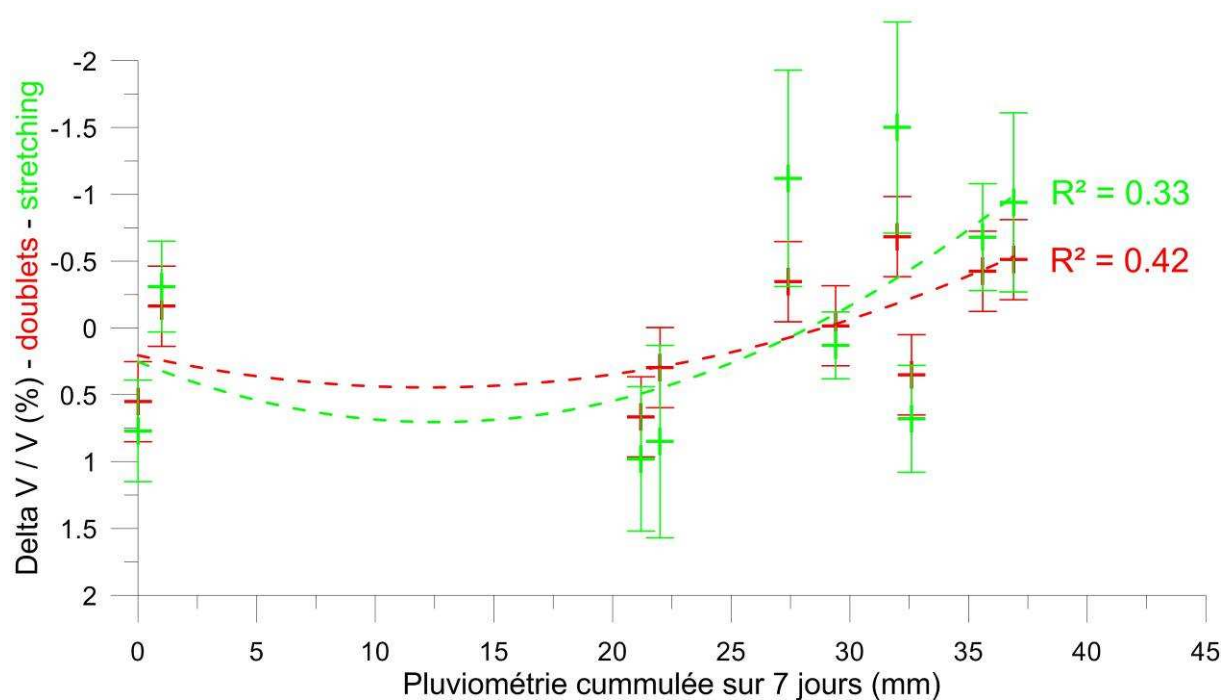


Figure 13 : Corrélation entre variations de vitesse déterminées par les expériences de sismique semi-actives et pluviométrie cumulée sur 7 jours avant l'acquisition sismique.

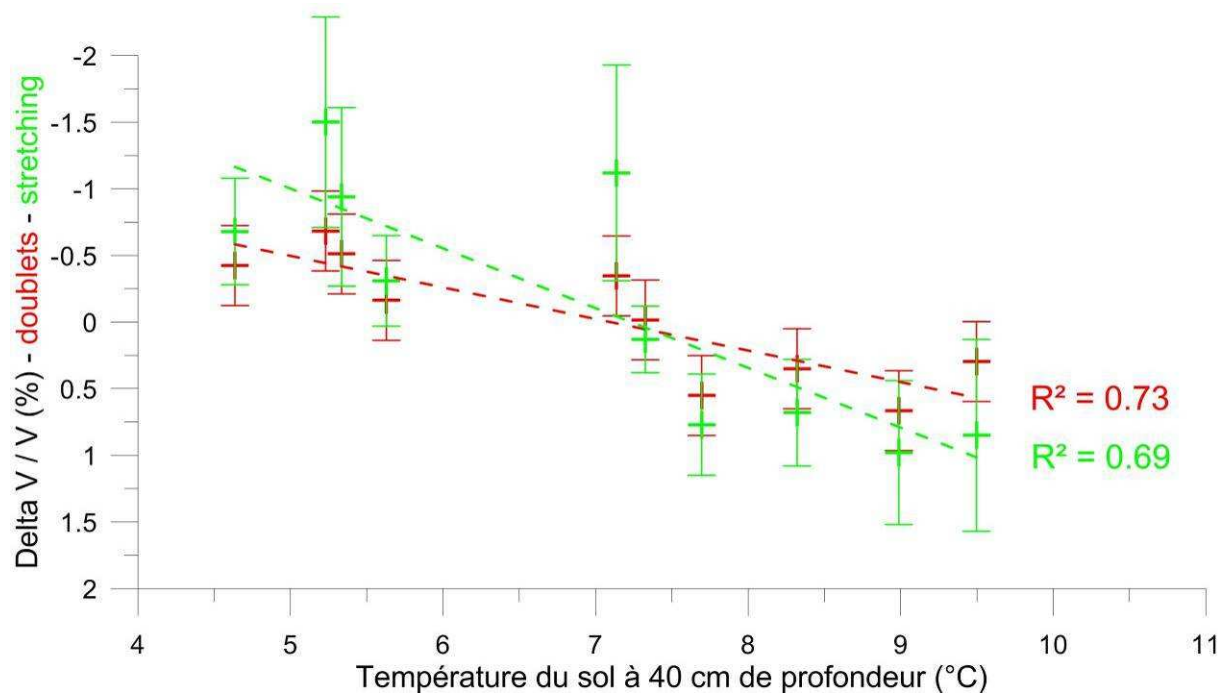


Figure 14 : Corrélation entre variations de vitesse déterminées par les expériences de sismique semi-actives et température du sol.

6 Conclusion

Les résultats des tomographies sismiques mettent en évidence des vitesses sismiques faibles ($V_p < 1800$ m/s) sur plus de 25 m d'épaisseur probablement liées à une déstructuration très importante du massif rocheux. La comparaison des tomographies sismiques entre la dernière et la première acquisition semble montrer une diminution relative de vitesse significative (- 30 %) dans la partie amont du massif sur une dizaine de mètre d'épaisseur pouvant être liée à une altération des caractéristiques mécaniques du massif rocheux. Cependant cette observation devra être confirmée par d'autres mesures étant donnés les doutes invoqués sur le changement de polarisation des ondes qui reste inexpliqué. De plus, l'extension latérale de la zone extrêmement décomprimée visible à l'amont devra être précisée par la réalisation d'une autre campagne de tomographies sismiques. Enfin, la faible augmentation de vitesse dans la partie aval du profil sismique, malgré le manque de précision de la méthode, est en corrélation avec les résultats de la méthode semi-active.

La méthode d'estimation des variations de vitesse sismique par la méthode semi-active, haute-fréquence fonctionne avec une bonne précision (de l'ordre de 0.5 à 1 %). Cette méthode a montré que les variations relatives de vitesse mesurées étaient inférieures à 2 % sur les deux mois de mesures. L'observation d'une augmentation globale des vitesses sismiques est en contradiction avec un endommagement progressif du milieu mais résulterait probablement d'une diminution du degré de saturation du massif rocheux.

Si la construction des fonctions de corrélation et leur comparaison permettent d'estimer des variations très fines de vitesse dans le milieu à l'échelle décamétrique, ce qui rend son application possible dans le cadre de faibles déformations du massif, elle est sensible aux facteurs externes autres que la déformation du massif (saturation, température, etc.). De manière à poursuivre cette analyse, il serait nécessaire d'effectuer une analyse sur différentes gammes spectrales et de poursuivre cette expérience par des mesures sismiques continues sur une grande période de temps (plusieurs mois au minimum, voire plusieurs années dans l'idéal) en utilisant notamment le bruit de fond sismique en complément des tirs.

La comparaison des deux méthodes montre une bonne correspondance sur la zone d'influence commune. Cette zone se trouve directement à l'aplomb des géophones (car on regarde les différences de temps de propagation entre couple de géophones), c'est-à-dire pour une abscisse entre $X = 0$ et 40 m et pour une profondeur comprise entre 1 et 10 m. En effet, la variation de vitesse relative au sein de cette zone est de + 0.7 % pour la méthode active et de + 0.8 à + 1.7 % pour la méthode semi-active. Un lien avec la déformation du massif qui refermerait les fissures a été exclu étant donné le peu de mouvement enregistré durant cette période dans cette zone. Cette légère augmentation de vitesse à l'aval est probablement liée à un assèchement du milieu.

7 Références bibliographiques

Demagnet, D. (2000). Tomographies 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage. *PhD thesis, Université de Liège, Belgique, 153 pp.*

Dines, K. and Lyttle, J. (1979). Computerized geophysical tomography. *Proceedings of the IEEE, 67, 1065-1073.*

Duffaut (2004). Manuel de mécanique des roches: tome 2, les applications. *Comité Français de Mécanique des Roches, Presses de l'Ecole des Mines, Paris.*

Gouédard P., Stehly L., Brenguier F., Campillo M., Colin de Verdière Y., Larose, E., Margerin L., Roux P., Sanchez-Sesma J., Shapiro N.M., Weaver R.L. (2008). Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications. *Geophysical Prospecting*, 56, 375-393.

Larose E., Roux P., Campillo M., Derode A. (2008). Fluctuations of correlations and Green's function reconstruction: role of scattering. *Journal of Applied Physics*, 103, 114907.

Meric O., Sicignano P., Lorier L., Desvarreux P. (2007). Caractérisation des risques résiduels après éboulement dans des matériaux rocheux très fracturés. *Rapport de restitution au Pôle Grenoblois des Risques Naturels, programme de recherche 2006*, 65 pp.

Poupinet G., Got J.L., Brenguier F. (2008). Monitoring temporal variations of physical properties in the crust by cross-correlating the waveforms of seismic doublets. *Advances in Geophysics*, 50, 373-399.

Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., Gardner, L.W. (1956). Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21(1), 41-70.