HAL
open science

Auscultation et surveillance des perturbations hydromécaniques d'ouvrages souterrains par méthodes ultrasonores :

Jamil Damaj

To cite this version:

Jamil Damaj. Auscultation et surveillance des perturbations hydromécaniques d'ouvrages souterrains par méthodes ultrasonores :. Autre. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2006. Français. NNT : 2006INPL012N . tel-01752483

HAL Id: tel-01752483

https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01752483v1

Submitted on 29 Mar 2018

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

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

UNIVERSITÉ DE LORRAINE

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE
LABORATOIRE ENVIRONNEMENT GEOMECANIQUE ET OUVRAGES (LAEGO)
ECOLE DOCTORALE « Ressources, Procédés, Produits, Environnement (RP2E) »

N° attribué par la Bibliothèque :
|_|_|_|_|_|_|_|_|_|

THESE
présentée en vue d'obtenir le grade de
DOCTEUR de l'INPL
En Génie Civil – Hydrosystèmes – Géotechnique

par

Jamil Damaj

Auscultation et surveillance des perturbations hydromécaniques d'ouvrages souterrains par méthodes ultrasonores

Soutenue publiquement le 20 mars 2006

Devant le jury composé de :

Philippe Côte	Rapporteur (LCPC)
Dominique Gibert	Rapporteur (RENNES 1)
Cyrille Balland	Examinateur (INERIS)
Françoise Homand	Directeur de thèse (LAEGO)
David Amitrano	Co-directeur de thèse (LIRIGM)
Thierry Verdel	Co-directeur de thèse (LAEGO)
Gilles Armand	Invité (ANDRA)

Remerciements

Ce travail de thèse a été réalisé au Laego (Laboratoire d'Environnement Géomécanique et Ouvrages) en collaboration avec l'INERIS (Institut National de l''Environnement Industriel et des Risques) et dirigé par un comité de pilotage formé de Madame Françoise HOMAND et Messieurs David AMITRANO, Cyrille BALLAND et Thierry VERDEL. A ce comité de pilotage j'adresse ma plus profonde reconnaissance pour m'avoir accueilli dans leur laboratoire et m'avoir ainsi permis de réaliser ce travail.

Je voudrais remercier les rapporteurs de la thèse Messieurs Dominique GIBERT et Philippe COTE d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Je remercie également Monsieur Gilles ARMAND, ingénieur ANDRA, pour ses conseils avisés.

Je tiens également à remercier Monsieur Mehdi GHOREYCHI, directeur de DRS INERIS pour avoir participé au suivi de mes travaux de thèse.

Je dois cependant ajouter que la correction grammaticale de chacune des pages de cette thèse n'a pu être possible que grâce à la contribution de Madame Christine SCHENCK.

Je remercie les co-financeurs de la thèse : l'INERIS et le Conseil National de Recherche scientifique Libanais (CNRS libanais).

Toute mon amitié à Maxime CAUVIN, Cécile CLEMENT et Diego MERCERAT avec qui j'ai partagé le bureau.

Enfin, Merci à tous les membres de Laego/Ineris : Enseignants, Ingénieur, Secrétaires, Techniciens, Doctorants et Stagiaires.

Résumé

Une excavation souterraine induit une redistribution du champ de contrainte, une variation de pression des pores et en conséquence l'apparition d'une zone endommagée ou fracturée. L'étude de la zone endommagée (***EDZ** : **E**xcavation **D**amaged **Z**one*) est essentielle dans la problématique du stockage souterrain pour lequel il est nécessaire d'empêcher le passage préférentiel des matériaux stockés vers la biosphère. Plusieurs études ont été abordées lors de ces quinze dernières années afin d'étudier le comportement hydromécanique de la zone endommagée. Les méthodes d'auscultation et de surveillance du champ de vitesse des ondes sismiques, acoustiques ou ultrasoniques peuvent caractériser la zone endommagée aux échelles du laboratoire et in situ. Cette thèse s'inscrit dans le cadre de l'étude de l'étendue de la zone endommagée par l'étude des éléments d'un train d'ondes ultrasonores se propageant dans un milieu argileux à l'échelle centimétrique (laboratoire) et à l'échelle métrique (in situ).

Des échantillons ont été prélevés au laboratoire souterrain de Meuse/Haute-Marne (France) à une profondeur de 472 m et soumis à un chargement triaxial et uniaxial. Ces éprouvettes ont été étudiées par méthodes ultrasonores. Ces traitements nous ont permis d'étudier les éléments caractérisant un train d'ondes suivant différentes directions en fonction de la contrainte appliquée. Les résultats montrent une chute de la vitesse et une augmentation de l'atténuation pour des rais se propageant perpendiculairement à la contrainte.

Une expérimentation in situ du nom d'***EDZ Cut-Off*** conduite par l'ANDRA dans une galerie du laboratoire souterrain du Mont Terri (Suisse). Elle consistait à caractériser la réponse des argilites à Opalinus lors du creusement d'une saignée dans le mur, perpendiculairement à la galerie et de son reconfinement par un système de vérins hydrauliques. Pour cela, une auscultation par tomographie ultrasonique a été mise en œuvre pour caractériser l'endommagement dû au creusement de la galerie. Ensuite, un dispositif de surveillance du champ de vitesse a permis de suivre l'évolution de l'endommagement induit par la saignée pendant son creusement et pendant son reconfinement.

La tomographie ultrasonique a montré un champ de vitesse se décomposant en trois zones distinctes.

- une zone supérieure qui s'étend jusqu'à 0,5 m sous le mur de la galerie, caractérisée par une faible vitesse de propagation des ondes ;
- une zone intermédiaire (de 0,5 jusqu'à 0,8 m) caractérisée par une faible densité de rais sismiques qui peut être expliquée par la présence de failles et fractures ;
- une zone plus profonde (de 0,8 m jusqu'à 2 m) avec des vitesses plus fortes qui présentent néanmoins localement des zones de faible vitesse dues à des fractures naturelles.

La ***surveillance*** du champ de vitesse lors de l'excavation de la saignée a montré l'extension de la zone endommagée jusqu'à 0,2 m sous la base de la tranchée et révélé que l'épaisseur de la saignée n'a qu'une influence mineure sur l'extension de l'endommagement sous son mur. La ***surveillance*** du champ de vitesse lors de la remise en pression a montré, qu'au parement de la saignée, l'évolution de la vitesse de la propagation des ondes est bien corrélée avec les niveaux de pression. La zone

endommagée à la base de la tranchée a également été endommagée (dans une moindre mesure) par la remise en pression.

Par ailleurs, l'atténuation a été mesurée à travers plusieurs paramètres (les trois premiers pics des signaux, le temps de montée, l'amplitude maximale, l'énergie temporelle, et le rapport de spectre). Ces différents paramètres ont permis d'étudier l'endommagement dû à l'excavation et à la remise en pression des parois de la saignée pour la zone située à sa base. L'atténuation a affecté les rais au-delà de 0,3 m sous la base de la tranchée. L'atténuation semble donc être plus sensible que la vitesse de propagation des ondes et montre que la roche est perturbée mécaniquement au delà de 0,3 m de profondeur.

L'ensemble de l'étude montre clairement des phénomènes de « déchirure » (rupture en traction) en base de saignée et de compaction au parement. L'endommagement se traduit par une diminution de la vitesse et une augmentation de l'atténuation. Il se produit lors de deux phases : fortement lors de l'excavation et plus modestement lors de la remise en pression. En revanche, la compaction du milieu se traduit par une augmentation de la vitesse au parement de la saignée lors de la remise en pression et une diminution de l'atténuation sous sa base lors du déchargement. Ces résultats corroborent les processus attendus par les modèles mécaniques (Kazmierczak, 2003). Cependant, l'extension et l'amplitude de l'endommagement observés in-situ sont plus importants que sur les modèles. Cette différence est probablement liée à la forte densité de fractures qui règne dans la galerie *EZ-A* du Mont Terri, ce qui n'a pas été pris en compte dans les modèles numériques.

Une estimation de la densité de fissuration a été réalisée par l'application du modèle de Hudson (1981) sur un milieu argileux. Les résultats montrent une bonne corrélation entre les cartes présentant la distribution spatiale de la densité de fissuration et les observations durant les essais réalisés en laboratoire. L'application du modèle de Hudson (1981) à l'échelle métrique (expérimentation in situ) a montré la variation de la densité de fissuration durant les trois stades de l'expérimentation *EDZ Cut-Off et* l'orientation des fissurations développées dans l'*EDZ*.

Table des matières

1 INTRODUCTION 1

2 PARAMETRES INFLUENÇANT LA PROPAGATION DES ONDES 3

2.1 INTRODUCTION 3
2.2 RAPPELS 3
2.3 VITESSE DES ONDES 4
2.3.1 PARAMETRES INFLUENÇANT LES MESURES DE VITESSES 5
a- Effet de la contrainte 5
b- Contrainte uniaxiale et anisotropie induite 9
c- Effet de la saturation 11
d- Effet de la température 12
e- Vitesse et fréquence 14
f- Vitesse et déformation 14
2.4 CARACTERISATION DES ROCHES A PARTIR DE LA VITESSE DES ONDES 15
a- Porosité 15
b- Coefficient de Poisson et module de Young 16
c- Degré de fissuration 17
2.5 ATTENUATION 18
a- Facteur de qualité (Q) 19
a.1 Méthode du rapport de spectre 19
a.2 Méthode de temps de montée 20
2.5.2 PARAMETRES INFLUENÇANT L'ATTENUATION DES ONDES 21
a- Effet de la contrainte 21
b- Effet de la saturation 22
c- Effet de la température 22
2.6 TRACE DE RAIS 23
2.7 CONCLUSIONS 24

3 CARACTERISATION DE LA PROPAGATION DES ONDES EN LABORATOIRE : ARGILITES DE L'EST 25

3.1 ESSAIS AU LABORATOIRE 25
3.1.1 SYSTEME D'ACQUISITION 25
3.1.2 ESSAI UNIAXIAL 27
a- Comportement mécanique 27
b- Influence de la contrainte uniaxiale sur la propagation des ondes 28
c- Théorie de la tomographie 32
d- Inversions tomographiques du champ de vitesse 34
3.1.3 ESSAI TRIAXIAL 36
a- Comportement mécanique 36
b- Influence du chemin de contrainte sur la propagation des ondes 37
c- Evolution de la vitesse d'onde P en fonction du champ de déviateur de contrainte 39
d- Evolution de l'amplitude maximale en fonction du déviateur de contrainte 41
3.2 CONCLUSION 45

4 CARACTERISATION DE LA PROPAGATION DES ONDES DANS LES ARGILITES DE MONT-TERRI PAR METHODE IN SITU 46

4.1 INTRODUCTION GENERALE 46
4.2 EXPERIMENTATION «EDZ CUT-OFF» 48
4.2.1 ASPECT HISTORIQUE : LABORATOIRE SOUTERRAIN DU MONT-TERRI 48
4.2.2 OBJECTIFS ET DESCRIPTION DE L'EXPERIMENTATION EDZ *CUT-OFF* 49
a- Tomographie sismique 51
b- Surveillance de la propagation des ondes lors de l'excavation de la saignée 52
c- Surveillance de la propagation des ondes lors de la remise en pression des parois de la saignée 54
4.2.3 GEOLOGIE STRUCTURALE DU MILIEU 56
4.2.4 MODELISATION NUMERIQUE 58
4.2.5 CONCLUSION 59
4.3 VITESSE ET EMISSIONS ACOUSTIQUES 61
4.3.1 CARACTERISATION DU CHAMP DE VITESSE PAR TOMOGRAPHIE ULTRASONIQUE 61
a- Etude statistique des données 61
b- Inversion globale de données 63
c- Inversion partielle 65
c.1 Partie supérieure 65
c.2 Partie inférieure 68
c.3 Présentation du résultat et calcul d'erreurs 72
d- Comparaison avec la structure du milieu 75
e- Comparaison avec la modélisation numérique 75
4.3.2 ETUDE DES VARIATIONS DE VITESSE AU COURS DE L'EXCAVATION 76
a- Evolution des signaux lors de l'excavation 76
b- Influence de l'excavation sur la vitesse de propagation 78
c- Comparaison avec la modélisation numérique 80
4.3.3 CORRELATION VITESSE-CONFINEMENT DE PAROIS DE LA SAIGNEE 81
a- Sensibilité des signaux au confinement 81
b- Champs de vitesse lors du confinement 83
c- Comparaison avec la géologie du milieu 86
d- Comparaison avec la modélisation numérique 87
e- Etude de la réversibilité des propriétés physiques lors du cycle chargement-déchargement 88
f- Emissions acoustiques 88
4.3.4 CONCLUSION 92
4.4 ATTENUATIONS DES ONDES DANS UNE ZONE ENDOMMAGEE 95
4.4.1 ELEMENTS EXPLOITES DANS LE DOMAINE TEMPOREL 95
a- Pics 1, 2 et 3 95
a.1 Excavation de la tranchée 96
a.2 Remise en pression 97
b- Temps de montée 98
b.1 Excavation de la tranchée 99
b.2 Remise en pression 99
c- Energie et amplitude maximale 100
c.1 Excavation de la tranchée 100
c.2 Remise en pression 100
4.4.2 ELEMENTS EXPLOITES DANS LE DOMAINE FREQUENTIEL 102
a- Rapport de spectre 102
a.1 Excavation de la tranchée 103
a.2 Remise en pression 106
b- Analyse fréquentielle 108

b.1 Excavation de la tranchée 108
b.2 Remise en pression 108
4.4.3 CARTOGRAPHIE DE L'ATTENUATION 110
a- Excavation de la saignée 110
b- Remise en pression 111
4.4.4 CONCLUSION DE L'ETUDE DE L'ATTENUATION D'ONDE 116
4.5 CONCLUSION GENERALE 116

5 DENSITE DE FISSURES ET PROPAGATION DES ONDES 119

5.1 MODELE REPOSANT SUR LES MODULES ELASTIQUES EFFECTIFS 119
5.2 MODELE DE DISCONTINUITE DE DEPLACEMENT 121
5.3 INTERET DU PARAMETRE DE RAIDEUR SPECIFIQUE *K* 123
5.4 EVOLUTION DE LA DENSITE DE FISSURES A L'ECHELLE DU LABORATOIRE (MILLIMETRIQUE) 125
5.5 EVOLUTION DU DEGRE DE FISSURATION A L'ECHELLE IN SITU (METRIQUE) 128
5.5.1 DEGRE DE FISSURATION INDUITE PAR L'EXCAVATION D'UNE GALERIE 129
5.5.2 DEGRE DE FISSURATION INDUITE PAR L'EXCAVATION D'UNE SAIGNEE 132
5.5.3 INFLUENCE DE LA PRESSION SUR LA DENSITE DES FISSURES 135
5.6 ANISOTROPIE DE DEGRE DE FISSURATION 141
5.6.1 EXCAVATION DE LA GALERIE 141
5.6.2 EXCAVATION DE LA SAIGNEE 143
5.6.3 REMISE EN PRESSION 143
5.7 DETERMINATION DE LA RAIDEUR SPECIFIQUE 146
5.8 CONCLUSION 148

6 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS 150

6.1 CONCLUSIONS 150
6.2 PERSPECTIVES ET RECOMMANDATIONS 151

7 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 153

Table des illustrations (figures)

Figure 1: Les différentes gammes de fréquence et la longueur d'ondes des mesures acoustiques (Serra, 2000) 4

Figure 2: Définition des temps d'arrivée d'une onde (Couvreur, 1997) 5

Figure 3 : Relations vitesses-contraintes effectives (Nur and Murphy, 1981) 6

Figure 4 : Vitesses des ondes P et S en fonction de la pression de confinement à température ambiante, symboles pleins (échantillons de surface) et symboles vides (échantillons à une profondeur supérieure à 4000 m), cristal métamorphique (Kern et al. 2001). 8

Figure 5 : Vitesses des ondes en fonction de la contrainte effective (c´ : signifie le seuil de dilatance) : granite (Schubnel et al. 2003)..... 8

Figure 6 : Vitesse d'ondes P en fonction du coefficient de rugosité FRC (granite FRC = 0 : fracture lisse, 1 : faible ouverture, 2 : ouverture moyenne, 3 : forte ouverture et 4 : très forte ouverture d'après Kharaman, 2002)..... 9

Figure 7 : Evolution d'un signal onde P avec la contrainte (Cuxac, 1991) 9

Figure 8 : Anisotropie de vitesse induite lors d'un chargement uniaxial : granite (Nur and Simmons, 1969)..... 11

Figure 9 : Anisotropie de la Vitesse d'onde P (A-Vp) en fonction de la pression de confinement à température ambiante, symboles remplis (échantillons de surface) et symboles vides (échantillons à une profondeur supérieure à 4000 m), roche métamorphique (Kern et al. 2001). 11

Figure 10 : Relation vitesse-saturation en eau (Nur et al., 1980)..... 12

Figure 11 : Relation vitesse - température (granite de Westerly, d'après Nur, 1980)..... 13

Figure 12 : Relation vitesse - température : a (grès de boise saturé de saumure, d'après Timur, 1977), b (grès de Berea saturé d'eau, d'après Jones and Nur, 1983)..... 13

Figure 13 : Vitesse des ondes P et S en fonction de la température à une pression de confinement de 600 MPa symboles pleins (échantillons de surface) et symboles vides (échantillons à une profondeur supérieure à 400 m), cristal métamorphique (Kern et al. 2001). 14

Figure 14 : Relation vitesse des ondes P - porosité pour des roches gréseuses sous contrainte uniaxiale (Wyllie et al. 1985) 15

Figure 15 : Amplitude des premiers pics du signal : A1, A2, A3 (Couvreur, 1997) 19

Figure 16 : Les deux définitions de temps de montée : (1 : Blair and Spathis, 1982 et 2 : Gladwin and Stacey (1974))..... 21

Figure 17 : Atténuation des ondes P et S en fonction de la contrainte effective (grès de Massilon d'après Winkler and Murphy, (1979)) 21

Figure 18 : Atténuation des ondes P et S en fonction du degré de saturation (grès de Massilon d'après Murphy, (1982))..... 22

Figure 19 : Influence du fluide saturant sur l'atténuation (a : Clark et al. (1980), b : Titmann et al. (1980)) 22

Figure 20 : Influence de contrainte effective et de la température sur l'atténuation (P_C : pression de confinement et P_P : pression de pore et η : viscosité ; grès de Berea saturé d'eau d'après Jones, (1983)) 23

Figure 21 : Photographie du système d'acquisition ultrasonique. 26

Figure 22 : Courbes contrainte-déformation d'un essai de compression uniaxiale. 27

Figure 23 : Plan de la tomographie entouré par des capteurs. 28

Figure 24 : Les trois dispositifs de capteurs (S_i : sources et R_i : récepteurs). 29

Figure 25 : Numérotation du nombre de mesures effectuées durant l'essai de chargement uniaxial. 29

Figure 26 : Exemple d'évolution du signal lors du chargement axial. 30

Figure 27 : Evolution de la vitesse de propagation d'onde P en fonction de la contrainte axiale. 31

Figure 28 : Fractures développées dans le plan de la tomographie en fin d'essai..... 31

Figure 29: Schéma de principe des tomographies sismiques en transmission (récepteurs en bleu et sources en rouge). 32

Figure 30 : Représentation d'une grille de 9 cellules et 2 rais (une source et deux récepteurs) à gauche et de la matrice A correspondante à droite. 33

Figure 31 : Variance des vitesses et variance des temps de trajet pour différentes valeurs de λ^2 (dans ce cas la valeur optimale de λ^2 est 4 : « point genou » de la courbe). 33

Figure 32 : Résultats des inversions tomographiques en fonction des différentes valeurs de la contrainte axiale. ... 35

Figure 33 : Chemin de contrainte (σ_1 : contrainte axiale et σ_3 : Contrainte radiale). 36

Figure 34 : Courbes déviateur de contrainte-déformations pour l'essai de chargement triaxial. 37

Figure 35 : Positions des capteurs utilisés lors de la réalisation de l'essai triaxial (sources : vert) et récepteurs : rouges). 38

Figure 36 : Evolution des signaux propageant suivant les direction axiale (a) et radiale (b) et en fonction de déviateur de contrainte. 38

Figure 37 : Evolution de la vitesse d'arrivée d'onde P durant les trois étapes du chargement triaxial et pour les différentes direction des rais. 40

Figure 38 : Evolution de l'amplitude maximale en fonction du déviateur de contrainte pour les rais partant de la source E1. 42

Figure 39 : Evolution de l'amplitude maximale en fonction du déviateur de contrainte pour les rais partant de la source E2. 43

Figure 40 : Evolution de l'amplitude maximale en fonction du déviateur de contrainte pour les rais partant de la source E3. 44

Figure 41 : Coupe géologique de l'anticlinal du Mont Terri le long du tunnel autoroutier du Mont Terri (M. Freivogel (2001) Université de Bâle). 49

Figure 42: Coupe plane présentant les différentes galeries constituant le Laboratoire Souterrain du Mont-Terri (en rouge : la galerie EZ-A). 49

Figure 43 : Principe des différentes étapes de l'expérimentation EDZ Cut-Off. 50

Figure 44 : Deux sondes utilisées lors de la réalisation de la tomographie (a) et en place au mur de la galerie (b). 51

Figure 45 : Les neuf dispositifs formant le plan de la tomographie 52

Figure 46 : Réalisation de l'excavation de la tranchée 52

Figure 47 : a- Photographie de la saignée et du dispositif ; b- positionnement des sources et des capteurs (S : source, R : récepteur) utilisés durant les mesures faites au cours de l'excavation. 53

Figure 48 : Dispositif de capteurs et présentation de la zone éclairée par des rais (rais en noir ; famille 1 des fractures en bleu ; familles 2 des fractures en rouge). 53

Figure 49 : Etapes de l'avancement de l'excavation 54

Figure 50 : Remise en pression des parois de la tranchée (a), position des capteurs par rapport à la tranchée (b) avec R : récepteur et S : source. 55

Figure 51 : Présentation du cycle long de rechargement des parois de la saignée. 56

Figure 52 : Cycle court de rechargement-déchargement (pression (MPa) en fonction du temps (minutes). 56

Figure 53 : Coupes géologiques du front de la galerie EZ_A à 4m et 6m de l'entrée de la galerie (d'après Nussbaum et al. 2004) 57

Figure 54 : Coupe géologique de parois de la saignée (orientation Nord 15°) (Nussbaum et al. 2004). 57

Figure 55: Coupe géologique du plan joignant les deux sondes EZA18 et EZA19 et représentation des structures de deux sondages. 58

Figure 56 : Nombre de rais ultrasoniques effectifs (vert : source et rouge : récepteur). 62

Figure 57 : Exemples de signaux obtenus durant la réalisation de la tomographie. 62

Figure 58 : Longueurs et angles des rais obtenus durant la tomographie 63

Figure 59 : Anisotropie de la vitesse de propagation des ondes P en fonction de l'angle formant le rai avec l'axe vertical. Avant correction(a) et après correction (b). 63

Figure 60 : Modèle de vitesse initial utilisé pour inverser les données de la tomographie : stade 1 de l'expérimentation « EDZ Cut-Off ». 64

Figure 61 : Résultats des inversions tomographiques sur la globalité des données et à différentes itérations. 65

Figure 62 : Localisation de la partie supérieure (a : Dispositifs et rais droits, b : Modèle de vitesse initial). 66

Figure 63 : Résultats des inversions des données pour différent nombres d'itérations (rais droits). 66

Figure 64 : Différence de la vitesse entre l'itération 24 et l'itération 25 pour les données de la partie supérieure (rais droits). 67

Figure 65 : Tracé de rais courbes en fonction de la vitesse initiale. 67

Figure 66 : Résultats des inversions des données pour différent nombres d'itérations (rais courbes). 68

Figure 67 : Différence de la vitesse entre l'itération 2 et l'itération 3 pour les données de la partie supérieure (rais courbes). 68

Figure 68 : Dispositifs et modèle de vitesse initial de la partie inférieure. 69

Figure 69 : Résultats des inversions de données de la partie inférieure et pour différents nombres d'itérations (rais droits). 70

Figure 70 : Différence de vitesse entre l'itération 24 et l'itération 25 pour les données de la partie inférieure (rais droits). 71

Figure 71 : Résultats des inversions des données de la partie inférieure et pour différents nombres d'itérations (rais courbes). 71

Figure 72 : Différence de la vitesse entre l'itération 2 et l'itération 3 pour les données de la partie inférieure (rais courbes). 72

Figure 73 : Résultats de l'inversion tomographique.avec et sans correction d'anisotropie en rais droits et courbes. 73

Figure 74 : Erreur estimée (Er V-p) sur le calcul de la vitesse de propagation des ondes P (a) : partie supérieure et (b) : partie inférieure. 74

Figure 75 : Vitesse moyenne de propagation des ondes P en fonction de la profondeur. 74

Figure 76 : Superposition de la tomographie sismique avec la géologie du milieu (rouge : famille 2 de fractures (mineures), bleu : famille 1 de fractures (majeures) et noir : fractures artificielles). 75

Figure 77 : Zones plastiques dues au creusement de la galerie EZ_A, en rouge la zone plastique en cisaillement et en bleu la zone plastique en traction (Kazmierczak, 2003). 76

Figure 78 : Comparaison du nombre de rais avant (58 rais) et après (49 rais) l'excavation de la saignée, les rais disparus en rouge. 77

Figure 79 : Exemple de l'évolution des signaux lors de l'excavation de la saignée. 77

Figure 80 : Variation de la vitesse de propagation d'onde P en (m/s) en fonction des différentes étapes de l'excavation de la saignée. 78

Figure 81 : Valeurs de la vitesse de propagation d'onde P avant et après l'excavation de la saignée. 79

Figure 82 : Cartes des vitesses et des erreurs avant (a) et après (b) l'excavation d'une tranchée de 18 cm d'épaisseur et de 150 cm de profondeur. 80

Figure 83 : (a) Evolution des zones plastifiées après le creusement de la saignée dans un plan parallèle au plan de la saignée, (b) évolution de la contrainte soumise suivant l'axe de la galerie dans un plan perpendiculaire à la saignée (Kazmierczak, 2003). 81

Figure 84 : Comparaison du nombre de rais à deux niveaux de pression appliquée sur les parois de la saignée : 0,27 MPa et 1,98 MPa. 82

Figure 85 : Exemples de l'évolution des signaux lors du passage de 0,27 MPa à 1,98 MPa : rais S2R4 se propageant sous la base de la saignée (a) et rai S7R10 se propageant au parement de la saignée (b). 82

Figure 86 : Evolution de la vitesse de propagation des ondes P (VP) en fonction de la pression (a : S2R2, b : S3R6 et c : S5R10). 84

Figure 87 : Cartes des vitesses de propagation des ondes et des erreurs dues au relevé topographique et à la localisation de l'arrivée de l'onde P (a : à 0,27 MPa et b : à 1,98 MPa). 85

Figure 88 : Différence de vitesse de propagation de l'onde P entre les deux niveaux de pression (1,98 MPa et 0,27 MPa)..... 85

Figure 89 : Profil de la vitesse moyenne (VP : vitesse de propagation d'onde P) en fonction de la profondeur pour différents paliers de pression. 86

Figure 90 : Superposition de la géologie structurale avec les cartes de vitesse de propagation d'ondes P (V-P) : a : à 0,27 MPa et b : à 1,98 MPa. 87

Figure 91 : Evolution des zones plastifiées dans un plan parallèle au plan de la saignée et à une pression de 1,5 MPa sur les faces de la saignée (Kazmierczak, 2003). 87

Figure 92 : Etude de la réversibilté du milieu rocheux lors de déchargement à 0,97 MPa et 1,46 MPa. 88

Figure 93 : Evolution du nombre d'émissions acoustiques (en bleu) en fonction de la pression appliquée au parois de la saignée (en rouge). 89

Figure 94 : Nombre d'émissions acoustiques par capteur et en fonction des différents paliers de la pression. 91

Figure 95 : Courbes présentant l'évolution du nombre des émissions acoustiques en fonction de l'amplitude et pour différent niveau de la pression. 92

Figure 96 : Variation de b en fonction de la pression appliquée sur les parois de la saignée 92

Figure 97 : Présentation de la variation des trois premiers pics en fonction des étapes d'avancement de la tranchée pour les trois rais : S1R2, S2R3 et S3R6. 97

Figure 98 : Présentation de la variation des trois premiers pics en fonction des étapes d'avancement de la tranchée pour les trois rais : S1R4, S2R3 et S2R4. 98

Figure 99 : Evolution du temps de montée en fonction de l'avancement de la tranchée. 99

Figure 100 : Evolution du temps de montée en fonction de la pression appliquée. 100

Figure 101 : Variation d'amplitude maximale et énergie temporelle en fonction des étapes de l'avancement de la tranchée. 101

Figure 102 : Variation d'amplitude maximale et d'énergie temporelle lors de la remise en pression des parois de la tranchée pour les trois rais : S1R4, S2R4 et S3R6. 102

Figure 103 : Exemple de découpage d'un signal en plusieurs séquences temporelles et leur transformation de Fourier (séquences fréquentielles) : exemple d'application sur le rai S2R3. 104

Figure 104 : Présentation de la variation d'amplitude fréquentielle maximale en fonction de l'avancement de la tranchée pour différentes fenêtres temporelles (13 mesures). 104

Figure 105 : Exemple de superposition des signaux dans le domaine temporel (a) et fréquentiel (b). Calcul de la variation de la pente (c). Application au rai S2R3 (trait rouge : avant l'excavation et trait noir : après l'étape 1 de l'excavation). 105

Figure 106 : Evolution de l'inverse du facteur de qualité en fonction des étapes d'avancement de la tranchée. Application sur les trois rais S2R3, S3R3 et S3R7 et dans deux domaines fréquentiels (0-0.1 MHz et 0.1-0.2 MHz). 106

Figure 107 : Evolution de l'amplitude fréquentielle en fonction de la pression appliquée (trait rouge) pour différentes gammes de points d'échantillonnage (1-200, 200-400,...800-100). 107

Figure 108 : Evolution de l'inverse du facteur de qualité en fonction de la remise en pression des parois de la tranchée (Trait rouge en MPa). Application sur les trois rais S1R3, S2R4 et S3R5 et dans les deux domaines fréquentiels (0-0,.1 MHz et 0,1-0,2 MHz). 107

Figure 109 : Energie fréquentielle en fonction de l'avancement de la tranchée (a : rai S1R3 et b : rai S3R6). 109

Figure 110 : Détermination de la fréquence pour différents pourcentages de l'énergie cumulée. 109

Figure 111 : Evolution de fréquence en fonction de la remise en pression (a : rai S1R2 et b : S1R3). 109

Figure 112 : Evolution de l'énergie fréquentielle en fonction de la remise en pression (a : rai S1R3 et b : rai S3R6). 109

Figure 113 : Evolution de fréquence en fonction de la remise en pression (a : rai S1R4 et b : S2R6). 110

Figure 114 : Distribution de l'amplitude normalisée avant et après l'excavation de la saignée en fonction du nombre de cellules formant la grille 111

Figure 115 : Distribution de l'amplitude normalisée à différents niveaux de pression en fonction du nombre de cellules formant la grille 113

Figure 116 : Distribution de l'amplitude normalisée à différents niveaux de pression en fonction du nombre de cellules formant la grille 114

Figure 117 : Carte de la différence d'amplitude entre les données à 1,98 MPa (chargement) et celles à 0,27 MPa (chargement). 115

Figure 118 : Carte de la différence d'amplitude entre les données à 1,11 MPa (déchargement) et 1,11 MPa (chargement). 115

Figure 119 : Schéma de principe du modèle de fissuration (S : source et R : récepteur) 120

Figure 120 : Comportement des ondes P, S_V et S_H traversant une discontinuité dans un milieu rocheux. 122

Figure 121 : Relation liant les coefficients de réflexion et de transmission d'une onde P traversant une fracture avec les raideurs spécifiques d'une fracture. 122

Figure 122 : Le débit de fluide par unité de charge en fonction de la contrainte appliquée perpendiculairement à une seule fracture pour trois échantillons de granite (Stripa granite) (Pyrak-Nolte, 1996). 124

Figure 123 : Variation de la raideur spécifique en fonction de la contrainte normale à la fracture pour trois échantillons de granite de Stripa (Pyrak-Nolte (1996)). 124

Figure 124 : Relations entre les propriétés hydrauliques, les fractures et la propagation des ondes. 125

Figure 125 : Développement de la densité de fissures horizontales en fonction de la contrainte uniaxiale appliquée sur l'échantillon d'argilite. 127

Figure 126 : Comparaison de la densité de fissures calculées par l'utilisation de la théorie de Hudson (1981) et celles observées au laboratoire. 128

Figure 127 : Variation de la perméabilité autour de la galerie du Laboratoire du Mont Terri (Bossart et al. (2001)) 129

Figure 128: Représentation du réseau de fissures et de l'EDZ due à l'excavation d'une galerie (Bossart et al., 2002). 130

Figure 129 : Calcul de densité de fissures par l'utilisation du modèle de Hudson, (1981). 131

Figure 130 : Influence de la taille des cellules sur la densité de fissures. 132

Figure 131 : Estimation de la densité de fissures pour la partie se trouvant sous le fond de la saignée avant son excavation et en fonction de l'orientation du modèle de fissures. 133

Figure 132 : Estimation de la densité de fissures pour la partie se trouvant sous le fond de la saignée après l'excavation du premier palier de la saignée (6 cm d'épaisseur et 150 cm de profondeur) et en fonction de l'orientation du modèle de fissures. 133

Figure 133 : Estimation de la densité de fissures pour la partie se trouvant sous le fond de la saignée après l'excavation totale de la saignée (18 cm d'épaisseur et 150 cm de profondeur) et de l'orientation du modèle de fissures. 134

Figure 134 :Influence de la taille des cellules sur la densité de fissures pour les différentes étapes de l'excavation. 134

Figure 135 : Différence de la densité de fissures (après-avant l'excavation) 135

Figure 136 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 0,27 MPa. 136

Figure 137 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 0,47 MPa. 136

Figure 138 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 0,69 MPa. 137

Figure 139 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 0,97 MPa. 137

Figure 140 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 1,47 MPa. 138

Figure 141 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 1,98 MPa. 138

Figure 142 : Densité de fissures en fonction de la pression et en fonction de l'orientation des fissures (parallèle aux parois de la saignée, 20° et 45°). 139

Figure 143 : Influence de la taille de cellules sur la distribution de la densité de fissures. 140

Figure 144 : Différence de densités de fissures entre à 0,27 MPa et à 1,98 MPa. 141

Figure 145 : Représentation de l'anisotropie de densité des fissures par cellule après l'excavation de la galerie EZ-A. 142

Figure 146 : Représentation du degré de fissuration en fonction de l'angle de chaque rai traversant les cellules de la grille et en fonction des étapes de l'excavation de la saignée. 144

Figure 147 : Anisotropie du degré de fissuration par cellule. Courbe présentant la variation du degré de fissuration en fonction (axe des ordonnées) de l'angle (en degrés) du rai par rapport à l'axe horizontal (axe des abscisses). 145

Figure 148 : Déplacement du milieu rocheux en fonction de la profondeur lors de la remise en pression des parois de la saignée. 146

Figure 149 : Raideurs spécifiques normales aux fissures (K en m/s), développées au parement de la saignée, en fonction de la pression et pour différents niveaux de profondeur. 148

1 Introduction

La présence de fissures et de fractures affecte de façon significative le comportement mécanique des roches et des massifs rocheux. Dans les domaines du génie civil, de la géotechnique et de la prospection pétrolière, il est par conséquent essentiel de détecter de telles zones de faiblesse. Dans de nombreux cas, comme pour la stabilité de forage ou d'ouvrages souterrains (tunnels, mines, cavités souterraines, sites d'enfouissement de déchets, réservoirs), l'initiation et l'évolution de la fissuration doivent être contrôlées. L'excavation souterraine entraîne typiquement une zone endommagée se développant à proximité de la paroi. La caractérisation de cette zone est essentielle dans le cadre du stockage souterrain. Cette zone endommagée est connue sous le nom d'EDZ (*Excavation Damaged Zone*). La modélisation numérique (mécanique, hydromécanique, etc.) peut prévoir l'étendue de cette zone qui dépend fortement des paramètres du modèle utilisé et des données d'entrée. L'enjeu de cette thèse est de pouvoir caractériser la zone endommagée à partir de l'étude de la propagation des ondes ultrasoniques.

La propagation ultrasonique à l'échelle centimétrique (laboratoire) et à l'échelle métrique (in situ) est utilisée depuis de nombreuses années. Elle a été mise au point initialement pour déterminer les modules élastiques dynamiques des roches. Elle a ensuite, progressivement été adaptée pour étudier l'interaction des ondes ultrasoniques avec les propriétés des matériaux poreux tels que les roches (porosité, saturation, pression, température, etc.). Très longtemps seule la vitesse de propagation des ondes a été analysée. Avec le développement des outils informatiques, un traitement plus poussé des signaux est devenu possible en terme d'atténuation. Différents paramètres peuvent être étudiés (amplitudes, énergie, facteur de qualité, temps de montée, etc.).

L'endommagement peut se produire par la variation du champ de contrainte, du degré de saturation, de la température. L'objectif de la thèse est de déterminer l'étendue de la zone endommagée par l'analyse des différents paramètres du train d'onde. Pour cela une première étude va s'articuler autour de la réalisation d'essais mécaniques et acoustiques en laboratoire sur deux échantillons des argilites de l'Est (Meuse / Haute-Marne, France). Une autre étude s'articulera autour de la réalisation et de l'interprétation d'une expérimentation in situ menée sur les argilites se trouvant au Laboratoire Souterrain du Mont Terri (Suisse).

Après la présente introduction, le chapitre 2 fera l'état de la littérature dans ce domaine. Il s'agira de définir les caractéristiques d'un train d'onde et de déterminer les facteurs influençant la propagation des ondes. Ces facteurs sont principalement la contrainte, la saturation en fluide, la température, et la fréquence. Parallèlement à l'étude bibliographique, ce chapitre étudie de façon extensive les traitements possibles du signal ultrasonique.

Le chapitre 3 présente et décrit les résultats des essais réalisés au laboratoire et qui ont été menés sur deux échantillons des argilites du laboratoire Meuse / Haute-Marne (argilites de l'Est de la France). L'objectif de ce chapitre est d'étudier en particulier l'influence du chemin de contrainte sur la propagation des ondes. Le premier échantillon a été soumis à une compression uniaxiale après l'installation de 12 capteurs permettant la réalisation de mesures tomographiques pour un plan perpendiculaire au chargement. En ce qui concerne le second essai, l'échantillon a été soumis à un chargement triaxial avec une pression de confinement de 10 MPa. Un réseau comportant 12 capteurs a été installé sur cet échantillon. Le traitement des données enregistrées pendant cet essai a porté sur la détermination de la vitesse et l'atténuation des ondes.

Le chapitre 4 concerne la description et le traitement des données d'une expérimentation in situ « *EDZ Cut-Off* » qui a été réalisée au Laboratoire souterrain du Mont Terri (Suisse). Ce chapitre comprend trois parties principales.

La première partie de ce chapitre concerne la description de l'expérimentation. Cette expérimentation consiste à suivre l'évolution de la zone endommagée développée dans le mur de la galerie EZ-A pendant l'excavation d'une saignée de 18 cm d'épaisseur et de 150 cm de profondeur dans ce mur et durant la remise en pression des parois de cette saignée. Une description détaillée des dispositifs utilisés durant ces stades est donnée. De plus, la géologie structurale de la galerie EZ-A d'une part et la modélisation numérique des différents stades de l'expérimentation d'autre part sont abordés.

La deuxième partie du chapitre 4 présente les résultats en terme de vitesse de propagation des ondes P durant les différents stades de l'expérimentation cités dans le chapitre 4. Les résultats sont présentés sous la forme d'images du champ de vitesse (tomographie). De plus, à chaque stade une comparaison du résultat avec la géologie et la modélisation numérique sont mis en évidence.

Le troisième partie du chapitre 4 présente les résultats en terme d'atténuation des ondes traversant la zone endommagée. L'exploitation des données enregistrées durant les trois stades de l'expérimentation s'est articulée autour de la détermination de l'atténuation des ondes par l'utilisation des différentes méthodes et indicateurs définis dans le chapitre 2. L'atténuation a été estimée à partir de l'exploitation du début des signaux (temps de montée et amplitudes) ou bien sur l'intégralité du signal (rapport de spectre). Ces différents éléments ont montré une bonne sensibilité de l'atténuation avec l'endommagement et ont permis de localiser la zone perturbée ou endommagée. La localisation de la zone endommagée est obtenue en réalisant des cartes d'atténuation normalisées et moyennées par cellule. De plus, l'étude de la variation fréquentielle a mis en évidence les perturbations du milieu rocheux. Les résultats de ce chapitre mettent en évidence le rôle que peut jouer l'atténuation des ondes dans le suivi de l'évolution de l'endommagement d'un milieu rocheux.

Le chapitre 5 décrit quelques théories étudiant l'influence de fissures sur la propagation des ondes. La quantité de fissures et leurs orientations ont été étudiées suivant les deux échelles (en laboratoire : centimétrique et in situ : métrique). La quantité de fissures est déterminée par l'application de la théorie de Hudson (1981). L'influence de la remise en pression des parois d'une excavation sur les fissures se trouvant dans l'EDZ a été observée par la détermination des raideurs normales étroitement liées aux propriétés mécaniques et hydrauliques du milieu rocheux fracturé (Pyrak Nolte, 1991).

Le chapitre 6 tire les conclusions de la thèse et en souligne les apports. Il ouvre également quelques perspectives potentielles et suggère quelques recommandations.

2 Paramètres influençant la propagation des ondes

2.1 Introduction

Lorsqu'une galerie souterraine est excavée, quelle que soit la méthode d'excavation, la roche encaissante subit des perturbations. Ces perturbations peuvent menacer la stabilité d'une partie ou de l'ensemble de l'ouvrage souterrain.

Dans le cadre de stockages, ces changements mécaniques de l'état de la roche peuvent engendrer des passages préférentiels pour la circulation des matériaux stockés ou leurs émanations gazeuses (déchets radioactifs ou chimiques, gaz, saumure…) vers la biosphère. La caractérisation hydromécanique de cette zone perturbée est essentielle pour déterminer la capacité de la roche à constituer une barrière géologique imperméable.

L'enjeu est donc de déterminer la nature, l'extension et l'évolution de cette zone perturbée. La surveillance par analyse des ondes ultrasoniques est particulièrement adaptée à ces objectifs d'autant qu'elle permet un accès à des informations sur l'état de la roche dans des zones affranchies de toute interférence des sondages avec une étendue et sur une période temporelle adéquate. Cependant, les relations entre la propagation des ondes et l'état de la roche sont multiples et complexes. Plusieurs auteurs ont travaillé sur ce sujet avec pour but parmi d'autres, de caractériser la zone endommagée autour d'une excavation.

Ce chapitre présente une synthèse des études menées sur ce sujet en s'intéressant en particulier aux facteurs influençant la propagation des ondes élastiques. Quatre axes principaux sont ici abordés ; tout d'abord, les définitions des différents éléments caractérisant le train d'ondes. Suivra une étude bibliographique sur les méthodes de détermination du temps de trajet et des paramètres perturbant la mesure des vitesses, puis des études sur l'atténuation par la définition des méthodes et l'influence des paramètres (contrainte, pression, saturation, etc.).

2.2 Rappels

Un signal acoustique est le train d'ondes élastiques résultant d'une émission d'énergie acoustique sous forme de vibration. Les paramètres qui caractérisent le train d'ondes dans le domaine temporel sont :

- *le temps de trajet* qui est le temps mis par les ondes (ondes P ou longitudinales, ondes S ou transversales et ondes de Stoneley ou d'autres : Rayleigh, love etc.) pour parcourir une certaine épaisseur de formation. Il sert à mesurer la vitesse des ondes sismiques V (velocity) ou leur lenteur S (slowness) ;
- *l'amplitude (A_t)* qui est proportionnelle à la racine carrée de l'énergie E_t qu'on peut calculer en utilisant l'équation suivante :

$$E_t = \int_0^{fin} A_t^2 dt \qquad (1)$$

- *la période* (T) est la durée d'un cycle. Elle s'exprime généralement en microsecondes. Elle correspond à la durée d'une oscillation ;

- *la fréquence* notée f qui correspond au nombre d'oscillations par seconde. Elle s'exprime généralement en Hertz (Hz). 1 Hertz = 1 cycle / seconde. La fréquence est égale à l'inverse de la période ;

$$f = \frac{1}{T} \tag{2}$$

- *la longueur d'onde notée* λ qui est la distance parcourue durant une oscillation. Elle est égale au rapport de la vitesse de propagation V par la fréquence f. La longueur d'onde est exprimée en m :

$$\lambda = \frac{V}{f} = VT \tag{3}$$

- la *vitesse de groupe* et la *vitesse de phase* . La vitesse de groupe V_g est la vitesse d'un groupe d'ondes centré en un nombre d'ondes K_0 et correspond à la vitesse de la valeur crête. Tandis que la vitesse de phase correspond au déplacement de chaque onde constituant un signal.

La Figure 1 indique les domaines de fréquence et de longueur d'onde couverts par la sismique de surface, les profils sismiques verticaux *PSV* et les diagraphies acoustiques et ultrasoniques.

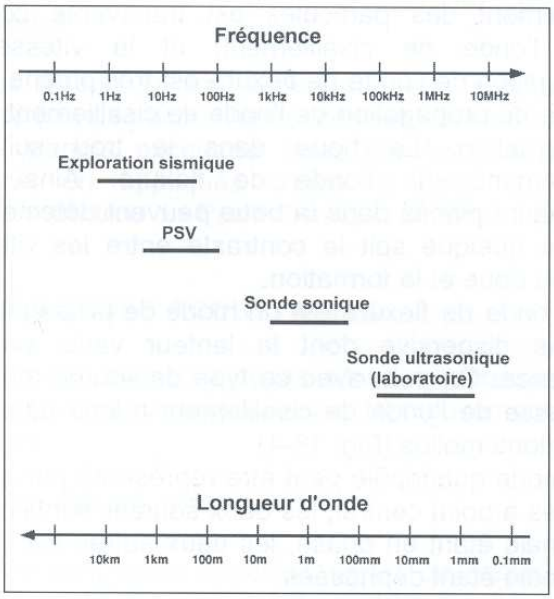


Figure 1: Les différentes gammes de fréquence et la longueur d'ondes des mesures acoustiques (Serra, 2000)

Les paramètres les plus utilisés dans le domaine de la géophysique sont les temps de parcours et l'amplitude des ondes. Le temps de trajet permet de calculer la vitesse des ondes dans le milieu et l'amplitude permet de remonter à l'atténuation des ondes.

2.3 Vitesse des ondes

Les vitesses des ondes de compression (*P*), de cisaillement (*S*) et de surface (Rayleigh, Stoneley) peuvent être déterminées, comme nous venons de le dire, par la mesure des temps d'arrivée de ces ondes. La première arrivée de l'onde est généralement définie par (A.F. Siggins, 1993) :

- le premier point « non nul » (first break) ;
- la position du maximum (en amplitude) du premier pic A1 ;
- le point de pente maximale avant le premier pic (point d'inflexion du premier quart de cycle).

Ces trois définitions sont représentées respectivement par les points 5, 4 et 7 sur la Figure 2.

On peut noter qu'il existe des techniques qui servent à définir correctement l'arrivée du signal (premier quart de cycle), comme la technique de seuils (la plus courante rencontrée dans la littérature) et celle qui utilise la notion d'énergie (une augmentation significative de l'énergie du signal permet de pointer correctement l'arrivée du signal).

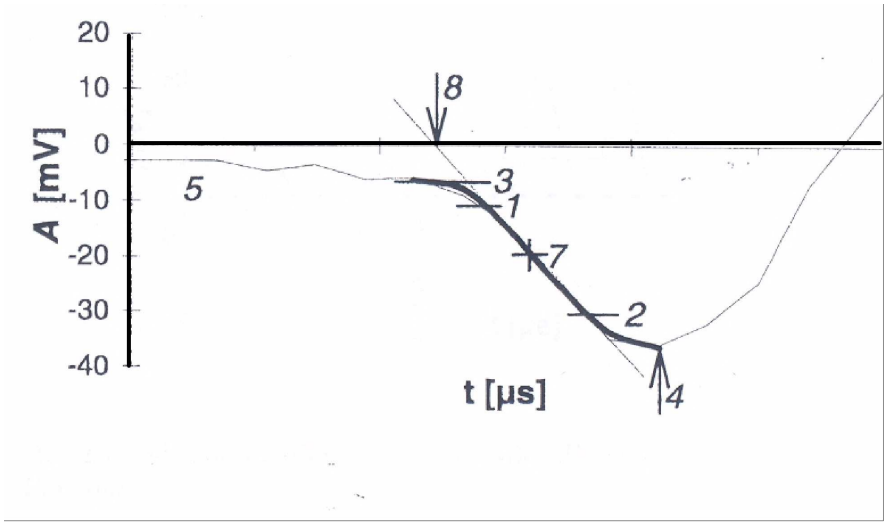


Figure 2: Définition des temps d'arrivée d'une onde (Couvreur, 1997)

2.3.1 Paramètres influençant les mesures de vitesses

L'intérêt de connaître les propriétés mécaniques et physiques du milieu rocheux par l'analyse des ondes acoustiques remonte aux années 1950. De nombreux auteurs comme Attewell (1970), Guyader et Denis (1986), Cuxac (1991) ont abordé le problème de la propagation d'ondes ultrasoniques dans des roches afin d'en déterminer la structure et de quantifier l'anisotropie. Nur et Simmons (1969) ont travaillé sur l'anisotropie induite par l'application d'une contrainte uniaxiale. Jones et Nur (1983), Wyllie *et al.* (1958) et Tosaya (1982) ont étudié l'influence de la contrainte effective et de la pression de pore sur la propagation des ondes en effectuant des mesures ultrasoniques. Murphy (1982), Bourbié et Zinszner (1985), Gregorey (1976) ou encore Domenico (1976) ont étudié l'influence du degré de saturation et de la nature du fluide sur la propagation d'ondes. L'étude des conséquences du changement de température sur le train d'ondes a été réalisée par Nur (1980), Timur (1977), Kern *et al.* (2001), etc. Nous décrirons par la suite l'influence des différents paramètres sur la vitesse de propagation des ondes en précisant à chaque fois les références bibliographiques utilisées.

a- Effet de la contrainte

A partir de résultats expérimentaux, Nur et Murphy (1981) ont constaté une augmentation de vitesse avec la contrainte effective mais cette augmentation dépend énormément du **type et de l'état de la roche étudiée** (saturée ou sèche, composition minéralogique des roches, porosité, etc.). L'augmentation de vitesse des ondes de compression en fonction de la contrainte effective est bien plus faible pour un échantillon saturé que pour un échantillon sec. La Figure 3 présente les comportements ultrasoniques des différentes roches où l'amplitude de variation des vitesses des ondes *P* et *S* dépend fortement du type de roches et de leur degré de saturation. La contrainte effective (σ_{eff}) est égale à la contrainte exercée sur une roche poreuse (σ) moins celle exercée

par le fluide (p) multipliée par le coefficient de Biot (b) : $P_{eff} = P - bp$ et la contrainte différentielle = $\sigma^* = \sigma - p$. L'augmentation de la contrainte effective est illustrée par l'augmentation de la vitesse de propagation des ondes dont le taux de variation dépend du degré de saturation des roches.

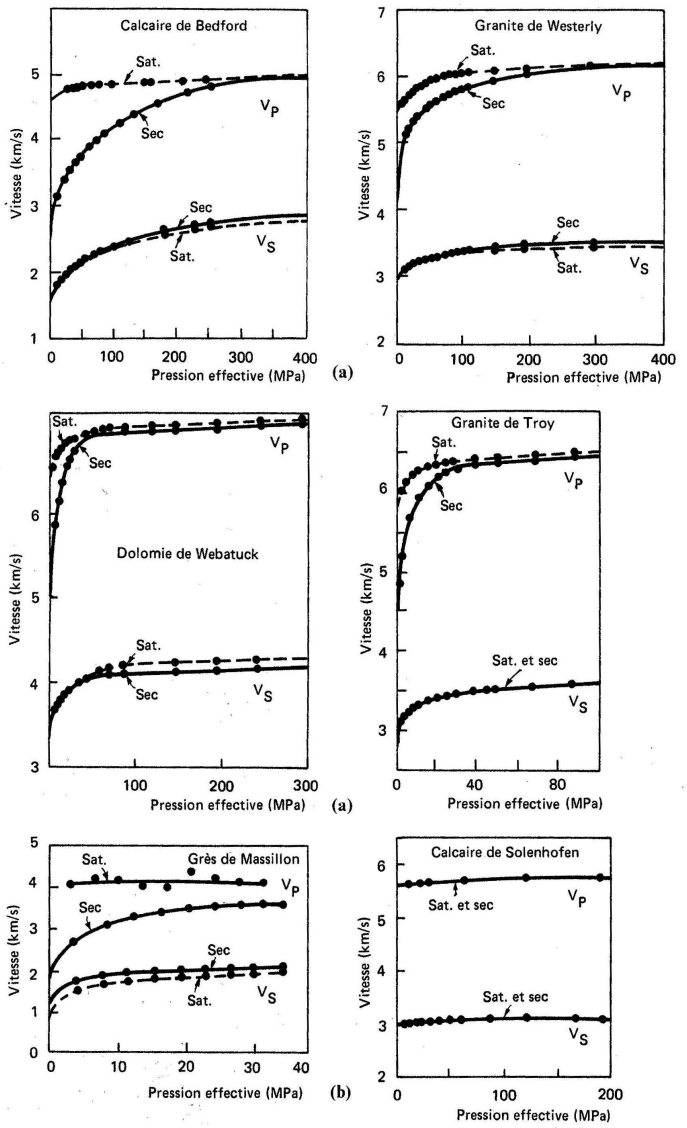


Figure 3 : Relations vitesses-contraintes effectives (Nur and Murphy, 1981)

Bourbié *et al.* (1986) ont fait une comparaison entre une roche fissurée et une autre non fissurée en remarquant que l'effet de la pression de confinement est directement lié à la porosité de fissures de l'échantillon. Plus il y a de fissures, plus la vitesse varie avec la pression pour des échantillons secs. Les auteurs expliquent cette augmentation de vitesse par la fermeture des fissures qui se traduit par une plus grande rigidité du matériau sous pression de confinement (une augmentation du module élastique M correspondant).

$$V_s = \left(\frac{M}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}} \qquad (4)$$

M : module de compressibilité élastique

ρ : masse volumique

Si M augmente, d'après l'équation précédente, V_s augmentera à ρ constante.

La Figure 4 présente de même l'influence de la pression de confinement sur les vitesses des ondes se propageant dans des cubes de cristal. Ces cubes métamorphiques secs (43 mm d'arête) et à température ambiante ont été prélevés à des profondeurs de 4670-11720 m et en surface du site nord-est du Baltique-Pechenga). On observe une augmentation non linéaire des vitesses des ondes *P* et *S* dans toutes les directions jusqu'à 200 MPa (Kern *et al.* 2001). Cette augmentation non linéaire s'explique par la fermeture des microfissures existantes dans les matériaux et dépend aussi de la densité de roches (les pentes des courbes vitesse-contrainte des échantillons prélevés en surface sont supérieures à celles prélevées à des profondeurs de 4880 m et 10700 m). Au dessus de 200 MPa, on constate une légère augmentation linéaire des vitesses des ondes *P* et *S* en fonction de la pression de confinement et une similarité des pentes apparaît. Cette augmentation des vitesses (pression de confinement > 200 MPa) s'explique par la présence de fissures qui ne sont pas complètement fermées à une pression de confinement de 200 MPa.

Afin de tenir compte de l'endommagement des matériaux sous l'application d'une contrainte, F. Homand a mesuré en 1997 la propagation des ondes *P* et *S* suivant les directions axiale et transversale durant différents essais. Des essais uniaxiaux, triaxiaux, en extension latérale et en traction directe ont été effectués sur des échantillons d'argilites de l'Est (50 mm de diamètre et 100 mm de hauteur). Les résultats démontrent une augmentation de la vitesse des ondes *P* en direction axiale avec l'augmentation des sollicitations. Cette augmentation est plus forte en valeur relative pour les éprouvettes sèches. La vitesse des ondes *P* mesurée en position transversale, augmente légèrement au début de l'essai, pour diminuer ensuite. En ce qui concerne la vitesse des ondes *S*, selon la direction axiale ou transversale, on note une petite variation (une augmentation suivie d'une diminution). Homand (1997) a constaté que les seuils de diminution de *Vp* (vitesse d'onde *P*) et *Vs* transversale (vitesse d'onde *S*) sont assez voisins et compris dans un intervalle de seuils de contrainte correspondant à la fin de linéarité des déformations transversales ou seuil de dilatance.

De plus, Couvreur (1997) a différencié la relation entre la pression et la vitesse de propagation des ondes avant (rôle des pores) et après (rôle des fissures) l'endommagement. Il montre qu'avant l'endommagement, les vitesses des ondes augmentent dans toutes les directions avec la charge appliquée puis demeurent constantes après la fermeture des pores. Cependant, à l'initiation de l'endommagement, les vitesses diminuent rapidement avec les fortes contraintes, car celles-ci engendrent de nouvelles fissures. Par conséquent, cette diminution de vitesse dépend fortement du mode de fissuration créé par l'endommagement et/ou la rupture (Figure 8). Cet effet a été confirmé par Schubnel *et al.* (2003) (Figure 5).

En 2001, Kahraman a défini 4 types de coefficients de rugosité de fractures (Fracture Roughness Coefficient FRC) notés de 0 à 4 suivant l'importance d'ouverture de la fracture. En créant des fractures artificielles suivant la direction horizontale dans des blocs de granite et de marbre (10 x 20 x 10 cm) soumis à une contrainte verticale (30 KN), Kahraman a étudié les variations de la vitesse des ondes *P*, se propageant verticalement (perpendiculairement au plan de fractures). Les résultats de ces mesures indiquent une diminution de *Vp* avec l'augmentation de la rugosité des fractures (FRC) suivant des lois binomiales (Figure 6).

Cuxac, (1991) a constaté une réduction du temps de parcours des ondes et une augmentation de leur amplitude en fonction de l'augmentation de la contrainte appliquée en compression uniaxiale (Figure 7).

Enfin, Schubnel *et al.* (2003) ont mesuré les vitesses des ondes *P* et *S* afin de déterminer le degré de fissuration de l'échantillon pendant des essais triaxiaux. Les auteurs confirment que l'amplitude de l'augmentation ou la diminution des vitesses dépend de la direction de propagation des ondes (Figure 5), et d'une manière générale, de l'anisotropie des roches.

En résumé, l'influence de la pression sur les vitesses de propagation des ondes dépend de trois facteurs principaux ; le degré de saturation, le degré de fissuration naturel ou induit et la direction de propagation des ondes.

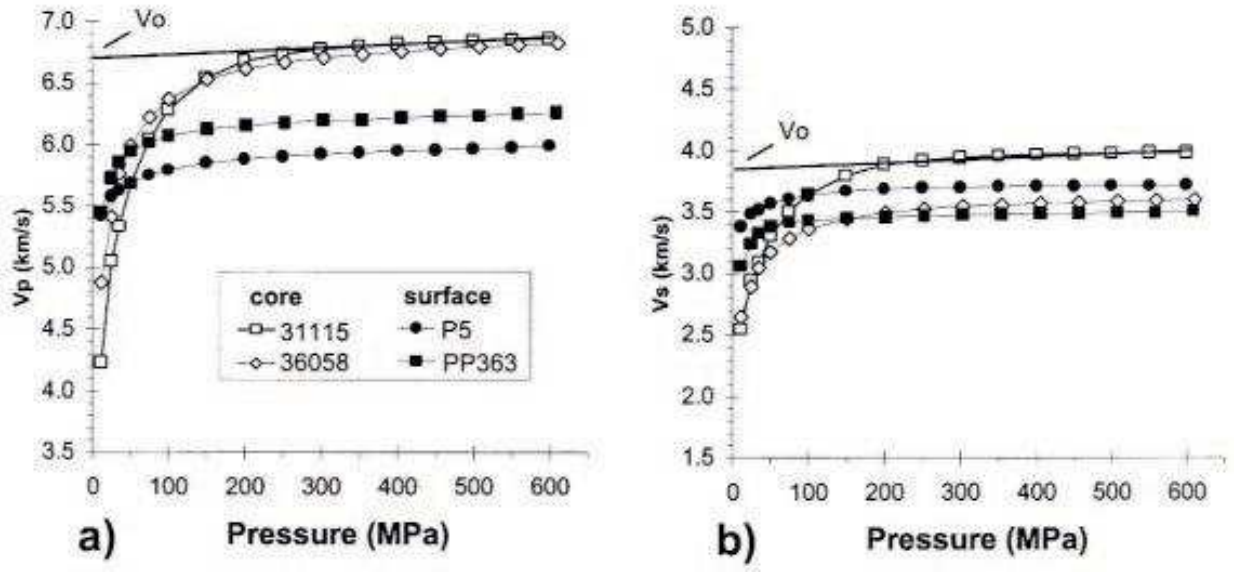


Figure 4 : Vitesses des ondes P et S en fonction de la pression de confinement à température ambiante, symboles pleins (échantillons de surface) et symboles vides (échantillons à une profondeur supérieure à 4000 m), cristal métamorphique (Kern et al. 2001).

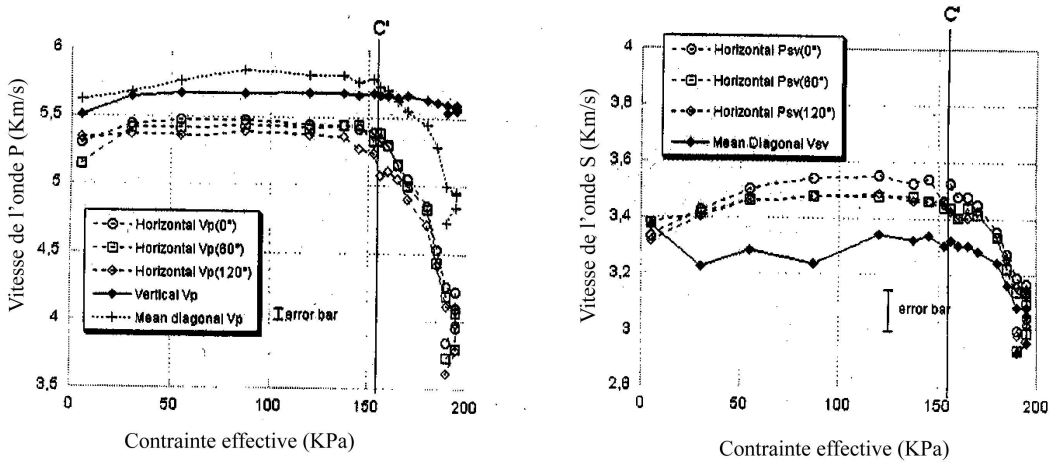


Figure 5 : Vitesses des ondes en fonction de la contrainte effective (c´ : signifie le seuil de dilatance) : granite (Schubnel *et al.* 2003)

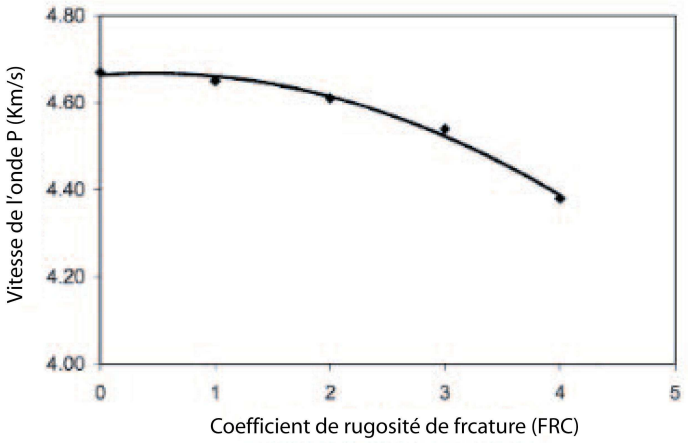


Figure 6 : Vitesse d'ondes P en fonction du coefficient de rugosité FRC (granite FRC = 0 : fracture lisse, 1 : faible ouverture, 2 : ouverture moyenne, 3 : forte ouverture et 4 : très forte ouverture d'après Kharaman, 2002).

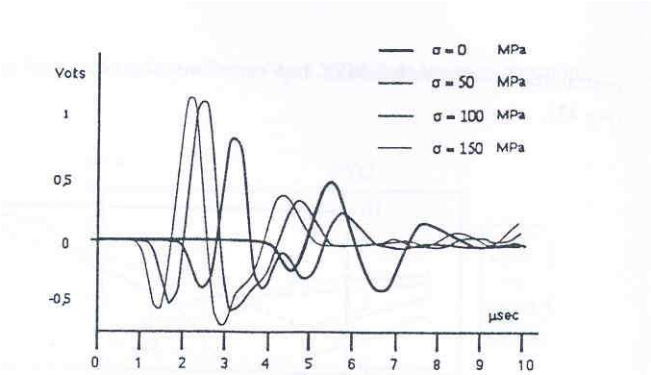


Figure 7 : Evolution d'un signal onde *P* avec la contrainte (Cuxac, 1991)

b- Contrainte uniaxiale et anisotropie induite

Les variations de vitesse en fonction de la contrainte uniaxiale dépendent fortement de deux paramètres : la valeur du rapport de cette contrainte divisée par la contrainte de rupture de l'échantillon (Lockner *et al.,* 1977) et la direction de propagation des ondes étudiées (Figure 5). En effet, suivant le niveau de la contrainte appliquée, soit les fissures existantes se fermeront (faible contrainte), soit de nouvelles fissures se créeront (forte contrainte). Pour les faibles contraintes, ce sont les fissures orientées perpendiculairement à cette contrainte qui se ferment préférentiellement, et peuvent induire une certaine anisotropie dans l'échantillon. Pour les fortes contraintes, des fissures parallèles à la contrainte se créent, ce qui produit une diminution des vitesses des ondes qui se propagent perpendiculairement à la direction de la contrainte (Figure 8, Nur and Simmons, 1969).

Dans le cas d'un matériau anisotrope, l'influence de la contrainte diffère selon sa direction d'application par rapport à l'anisotropie pendant la phase élastique (Cuxac, 1991). Il y a toujours une augmentation de vitesse ; cet accroissement se manifeste essentiellement lorsque l'onde se propage perpendiculairement au plan d'anisotropie. L'anisotropie peut être déterminée à l'aide d'un coefficient appelé coefficient d'anisotropie. Ainsi, pour certains auteurs (Rinehart *et al.,* 1961), ce paramètre représente le rapport de la vitesse maximale sur la vitesse minimale. Le paramètre suivant est utilisé par Ramana and Venkatanarayana (1973) :

$$AV\% = \frac{V_{\max} - V_{\min}}{V_{moy}} 100 \qquad (5)$$

La formulation utilisée par Tarif (1986) est proche de la précédente :

$$AV\% = \frac{V_{\max} - V_{\min}}{V_{\max}} 100 \qquad (6)$$

Guyader *et Denis* (1986) déterminent la présence de deux types d'anisotropie dans le cas de matériaux orthotropes à l'aide des paramètres suivants :

Anisotropie majeure :

$$\Delta M\% = 100\left[1 - \frac{2V_1}{V_2 + V_3}\right] \qquad (7)$$

Anisotropie mineure :

$$\Delta m\% = 100\left[1 - 2\frac{V_2 - V_3}{V_2 + V_3}\right] \qquad (8)$$

avec $V_1 > V_2 > V_3$

ΔM donne le plan d'anisotropie pricipal et Δm l'anisotropie induite par linéation.

D'après Kern *et al.* (2001), les causes de l'anisotropie des vitesses des ondes *P* et *S* sont dues à la fois à l'orientation des minéraux constituant les roches morphologiques, aux microfissures ainsi qu'à l'existence de couches minces isotropes ayant des propriétés différentes. La mesure simultanée de *Vp* et *Vs* dans les directions structurales principales des roches, c.-à-d., parallèles et normales à la foliation et à la linéation, permet la détermination de l'anisotropie de vitesse. Les ondes *P* et *S* se propagent généralement plus vite dans le plan de schistosité que dans le plan normal à la foliation. La Figure 9 présente l'anisotropie de l'onde *P* pour quatre échantillons (cubes de roche métamorphique de 43 mm d'arête) en fonction de la pression de confinement. A faible pression de confinement, l'anisotropie est significative, ce qui peut s'expliquer par l'existence de fractures et par l'orientation des minéraux constituant ces échantillons. Par contre, l'augmentation progressive de la pression de confinement va réduire la porosité de fissures. La chute d'anisotropie observée est due seulement à l'orientation des minéraux. On remarque aussi que l'anisotropie est supérieure pour les échantillons prélevés à une profondeur supérieure à 4000 m (changement du champ de contrainte après le prélèvement de l'échantillon, échantillons décomprimés, haut degré de fissuration) à celle des échantillons prélevés en surface (pas de changement du champ de contrainte après le prélèvement, faible degré de fissuration).

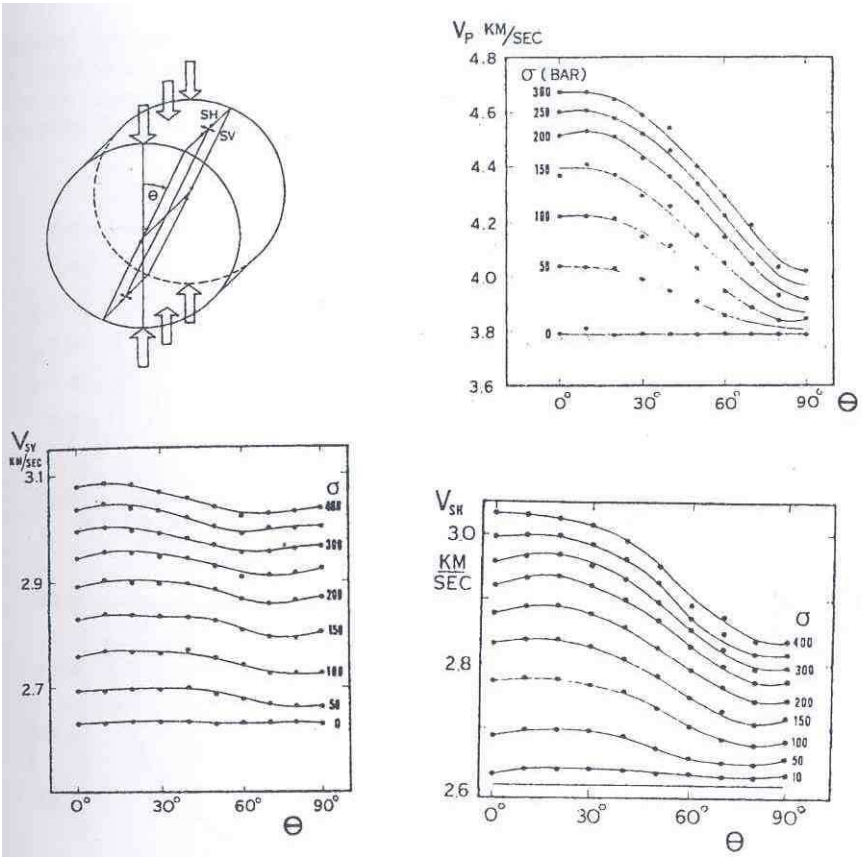


Figure 8 : Anisotropie de vitesse induite lors d'un chargement uniaxial : granite (Nur and Simmons, 1969)

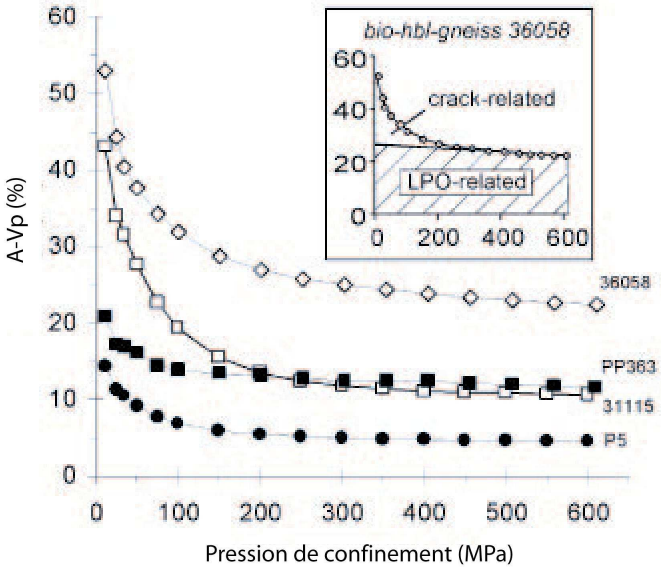


Figure 9 : Anisotropie de la Vitesse d'onde *P* (A-Vp) en fonction de la pression de confinement à température ambiante, symboles remplis (échantillons de surface) et symboles vides (échantillons à une profondeur supérieure à 4000 m), roche métamorphique (Kern *et al.* 2001).

c- Effet de la saturation

Le degré de saturation joue un rôle important dans la mesure des vitesses comme nous l'avons dit plus haut (Figure 3). Le sens de variation de vitesse suivant la saturation (nulle, partielle ou totale) dépend de la porosité de l'échantillon (Murphy, 1982 ; Bourbié et Zinszner, 1985). Si la

porosité est suffisante, la vitesse d'un milieu à saturation partielle est inférieure à la vitesse d'un milieu sec, ce qui revient à augmenter la densité de l'échantillon. Dans le cas contraire, la vitesse à sec est inférieure à celle de la saturation partielle; l'effet de densité dans ce cas est inférieur à l'effet de rigidification de la matrice (Nur *et al.*, 1980). Par contre, quand la saturation complète est atteinte, les pores deviennent plus difficiles à comprimer, ce qui augmente la vitesse des ondes *P* à saturation totale. Pour les ondes *S*, le fluide n'a pas d'effet (Figure 10).

Par ailleurs, les vitesses dépendent peu du degré de saturation dans un milieu diphasique eau-air, et pour des saturations en eau ni trop faibles ni trop fortes (entre 10 et 90%) (Pandit and King, 1979). Par ailleurs, Couvreur (1997) a constaté que les vitesses ne sont pas de bonnes indicatrices de la quantité de gaz présente dans les pores.

La nature du fluide saturant influe sur la vitesse des ondes acoustiques, ne serait-ce qu'au travers de la compressibilité du fluide. Les vitesses augmentent avec la viscosité du fluide saturant (Nur and Mavko, 1996, Bourbie *et al,* 1986, Serra, 2000).

En résumé, cette partie montre que les vitesses ne permettent pas d'estimer la teneur en eau ou en d'autres liquides existant dans les pores. En effet, ces mesures et le taux de variation des vitesses dépendent de trois facteurs principaux : **le degré de saturation**, **la nature des fluides saturants** et **l'organisation du réseau poreux** de la roche.

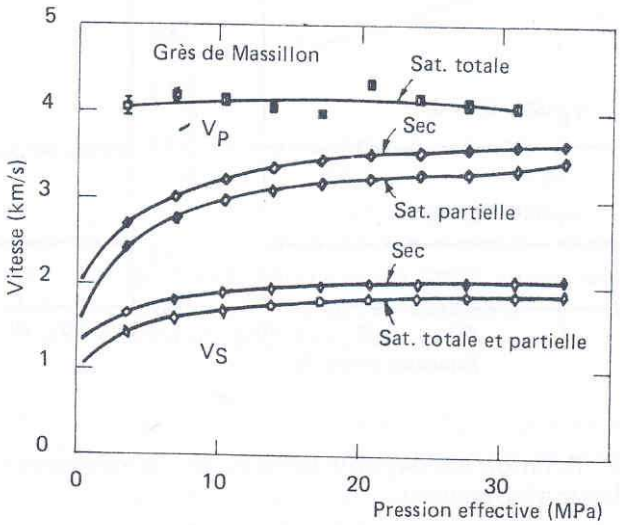


Figure 10 : Relation vitesse-saturation en eau (Nur et al., 1980)

d- Effet de la température

La vitesse varie peu avec la température, cependant elle diminue lorsque la température augmente. Bourbié *et al.* (1986), Guéguen and Placiauskas (1992), Vassiliou *et al.* (1989), constatent qu'une augmentation de 100 °C de la température entraîne une diminution de quelques pour-cents des vitesses (Figure 11). Cette diminution peut s'expliquer par des coefficients de dilatation thermique différents pour les divers constituants du solide. Lorsqu'un fluide est présent dans la roche, l'augmentation de la température équivaut à une diminution de la viscosité du fluide, donc à une diminution de la rigidité du matériau et par conséquent, une diminution de la vitesse des ondes (Figure 12). Cette viscosité peut modifier l'état du fluide. Par exemple, lorsque l'eau gèle, la vitesse augmente. De même, lorsque la vapeur d'eau se transforme en eau, la vitesse augmente.

En 2001, Kern *et al.* ont étudié l'influence de la température sur la propagation des ondes *P* et *S* dans des cubes de cristallins métamorphiques (43 mm d'arête) soumis à une haute pression de

confinement. Les résultats confirment que l'augmentation de température de 600°C a fait légèrement diminuer de façon linéaire les vitesses des ondes *P* et *S* de 200 m/s et 100 m/s respectivement (Figure 13). Dans ce cas, la haute pression de confinement a empêché le développement des fissures dues à l'effet thermique.

En résumé, l'influence de la température sur la mesure des vitesses se traduit par le changement de viscosité du fluide saturant le milieu rocheux. Dans le cas d'une forte augmentation de température, la génération de nouvelles fissures pourra faire diminuer fortement la vitesse.

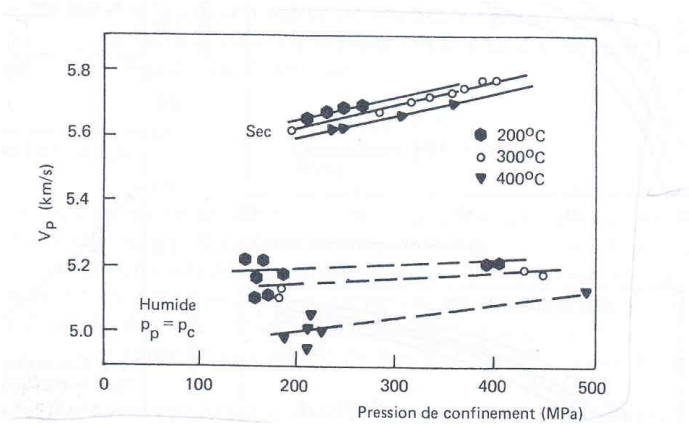


Figure 11 : Relation vitesse - température (granite de Westerly, d'après Nur, 1980)

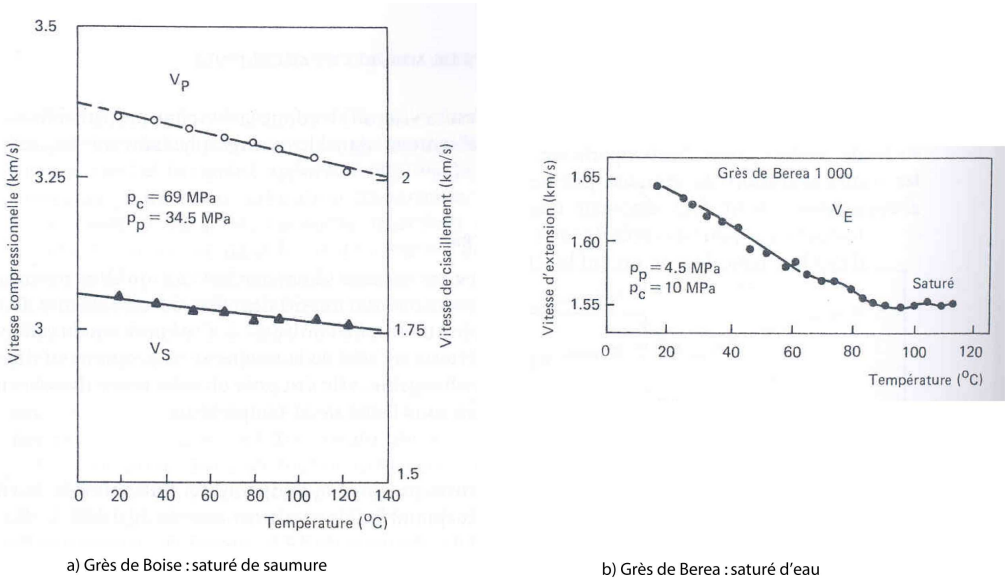
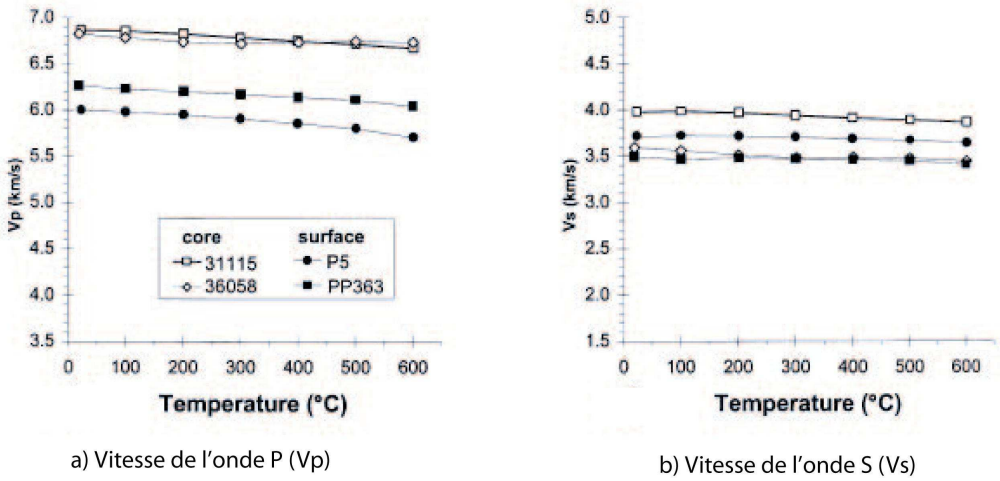


Figure 12 : Relation vitesse - température : a (grès de boise saturé de saumure, d'après Timur, 1977), b (grès de Berea saturé d'eau, d'après Jones and Nur, 1983).



a) Vitesse de l'onde P (Vp) b) Vitesse de l'onde S (Vs)

Figure 13 : Vitesse des ondes *P* et *S* en fonction de la température à une pression de confinement de 600 MPa symboles pleins (échantillons de surface) et symboles vides (échantillons à une profondeur supérieure à 400 m), cristal métamorphique (Kern *et al.* 2001).

e- Vitesse et fréquence

La vitesse dans les milieux atténuants est fonction de la fréquence, elle est dite dispersive. Si la fréquence utilisée correspond à une longueur d'onde du même ordre que la taille du grain de la roche, alors on observe des effets dus à la diffraction (Winkler, 1983). La diffraction résulte des multiples réflexions de l'onde sur les défauts de la matrice (grains, pores, microfissures) et elle prend une ampleur considérable lorsque la longueur d'onde est comparable à celle des hétérogénéités. La vitesse diminue alors avec la fréquence. En effet, les ondes à très hautes fréquences sont diffractées et parcourent donc un trajet plus long : la vitesse calculée sur la base d'un trajet direct est donc diminuée artificiellement. Par contre, les ondes qui ont des fréquences plus basses ne sont pas (ou peu) diffractées et leur vitesse est constante (Bourbié *et al.,* 1986).

Pour une faible atténuation, les vitesses varient donc assez peu avec la fréquence.

f- Vitesse et déformation

Suivant l'amplitude de l'onde émise, la déformation résultante sur l'échantillon peut être très différente. Une déformation trop grande peut faire intervenir de nouveaux mécanismes susceptibles de modifier les propriétés élastiques des matériaux étudiés (Winkler *et al.* 1979). Quand cette déformation dépasse un certain seuil approximativement égal à 10^{-6} %, la vitesse diminue. Le matériau sec présente un seuil le plus élevé que le matériau partiellement saturé et cette dépendance, au-delà de ce seuil, est plus importante dans les matériaux partiellement saturés (Nur et Murphy, 1981).

Puisque l'amplitude de déformation des sources sismiques est inférieure à 10^{-6} (Bourbié *et al.,* 1986), on peut considérer que la vitesse est indépendante de la déformation.

L'annexe A présente un tableau indiquant l'amplitude de variation des vitesses de propagation des ondes pour différentes roches et en fonction des principaux paramètres explicités (degré de saturation, contrainte effective).

2.4 Caractérisation des roches à partir de la vitesse des ondes

Plusieurs auteurs ont cherché à relier les vitesses de propagation des ondes et les caractères pétrophysiques des roches comme la porosité, la densité ou encore la teneur en argiles.

a- Porosité

Wyllie *et al.* (1956, 1958, 1962) ont proposé une relation simple entre la **vitesse** et la **porosité** pour les échantillons **saturés**, sous une **forte** contrainte (on obtient ce qu'on appelle la vitesse terminale) présentant des compositions minéralogiques similaires aux **grès** et aux roches **sédimentaires**.

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_r} \qquad (9)$$

ϕ : porosité ; V: vitesse moyenne des ondes P de la roche saturée ; V_f : vitesse dans le fluide ; V_r : vitesse dans la matrice de la roche.

Cette formule est mise en défaut pour de **fortes porosités**. Dans ce cas les points s'éloignent de la courbe moyenne (Figure 14).

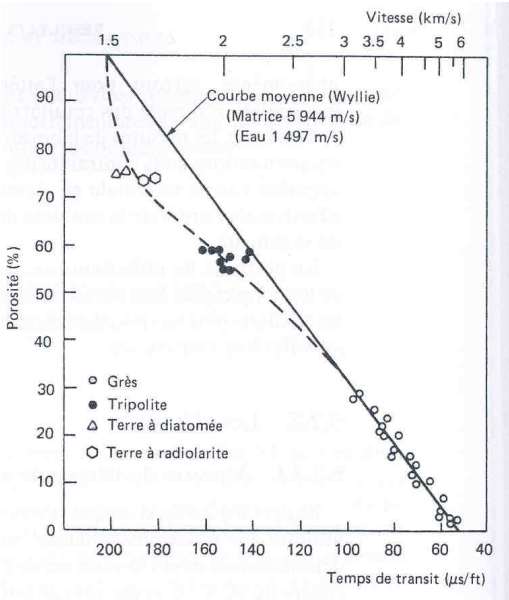


Figure 14 : Relation vitesse des ondes P - porosité pour des roches gréseuses sous contrainte uniaxiale (Wyllie *et al.* 1985)

Pour cela, de nombreux auteurs ont proposé des formules (formules de Wyllie modifiées) pour les **très fortes** et **très faibles porosités**. C'est le cas de Nafe et Drake, (1963), et Raymer *et al.* (1980) qui ont fait les propositions suivantes :

pour les roches consolidées :

$$\phi < 35\% : V = (1-\phi)^2 V_r + \phi V_f \qquad (10)$$

pour les roches des sédiments marins non consolidés :

$$\phi > 45\% : \frac{1}{\rho V^2} = \frac{\phi}{\rho_f V_f^2} + \frac{1-\phi}{\rho_s V_s^2} \qquad (11)$$

Il est donc possible, dans une certaine mesure, de relier de façon biunivoque les vitesses et la porosité.

Nafe et Drake (1963) ainsi que Gardner *et al.* (1974), ont pu mettre en évidence une relation entre la vitesse terminale des ondes P (vitesse sous contrainte) pour des échantillons saturés et la masse volumique :

$$\rho = 0,31 * V^{0,25} \tag{12}$$

avec, ρ : masse volumique en g/cm^3 V : vitesse en m/s.

on sait que :

$$\rho = \rho_s (1-\phi) + \phi\rho_f \tag{13}$$

pour une roche totalement saturée, on peut donc revenir à une formule comparable à celle de Wyllie

$$V = V(\phi, \rho_s, \rho_f) \tag{14}$$

et

$$V = V(\phi, V_r, V_f) \tag{15}$$

Vernik (1996) a trouvé des relations linéaires qui relient la vitesse des ondes *P*, suivant la direction perpendiculaire (Vp(0)) et parallèle (Vp(90)) au plan de schistosité de **l'argile**, avec une porosité comprise entre 0 et 30% :

$$V_P(0) = 4,45 - 7,62\phi \tag{16}$$

avec un coefficient de régression linéaire R= 0,98.

$$V_P(90) = 4,94 - 9,11\phi \tag{17}$$

avec un coefficient de régression linéaire R= 0,96.

Tosaya et Nur (1982) et Kowallis *et al.* (1983) ont montré qu'il existe des relations pour des échantillons saturés en eau entre vitesses des ondes *P*, porosité et teneur en argile. Les relations entre *Vp*, *Vs* et Φ, pourcentage d'argile C_a (en volume), pour une pression différentielle de 40 MPa, sont :

$$V_P(Km/s) = -2,4C_a - 8,6\phi + 5,8 \tag{18}$$

$$V_S(Km/s) = -2,1C_a - 6,3\phi + 3,7 \tag{19}$$

b- Coefficient de Poisson et module de Young

Le rapport Vp/Vs des vitesses longitudinales (*Vp*) et transversales (*Vs*) est relié de façon biunivoque au coefficient de Poisson ν.

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{2\frac{1-\nu}{1-2\nu}} \tag{20}$$

$$\nu = \frac{0,5(\frac{V_P}{V_S})^2 - 1}{(\frac{V_P}{V_S})^2 - 1} \tag{21}$$

En général, il s'agit d'une tendance qui n'est pas toujours vérifiée expérimentalement :

ν > 0,35 : roches peu consolidées ;

0,2 < ν < 0,35 : roches compactes ;

ν de l'ordre 0,1 pour les sables saturés en gaz ;

ν de l'ordre 0,1 pour les sables à gaz ν de l'ordre 0,4 pour les sables saturés d'eau.

En ce qui concerne le module de Young (E) :

$$E = \rho \frac{V_P^2 (1+\nu)(1-2\nu)}{(1-\nu)} \qquad (22)$$

avec ρ est la masse volumique de roche.

Les formules présentées ci-dessus montrent que, connaissant Vp et a fortiori *Vp* et *Vs*, il est possible de se faire une idée de la lithologie et de la porosité (mais pas de la saturation) du matériau considéré. Ces formules ne sont pas précises mais permettent de fixer des ordres de grandeurs. Afin d'appliquer ces formules, il faut respecter les conditions de validité de la saturation, de la porosité et du type de roche.

c- Degré de fissuration

Dans de nombreuses théories, la densité de fissures (Crack density parameter *Df*), est un paramètre-clé qui correspond au nombre N multiplié par la longueur moyenne cubique de fissures (généralement ellipsoïdales de grand rayon moyen *c* et de petit rayon moyen *b*) par unité de volume V :

$$Df = \frac{Nc^3}{V} \qquad (23)$$

Où, en fonction du facteur de forme $\alpha = b/c$

$$Df = \frac{3}{4\pi}\frac{N}{\alpha} \qquad (24)$$

Où en fonction de la porosité :

$$Df \approx 0,24\frac{\phi}{\alpha} \qquad (25)$$

Denis *et al.* (1979) ont proposé un exemple simple d'estimation de la densité de fissures. On définit d'abord l'indice de continuité Ic (appelé parfois indice de qualité IQ) qui tient compte de tous les défauts de la roche. Cet indice est égal au rapport entre la vitesse de propagation des ondes (V_P) dans une roche et ce qu'elle serait dans un milieu idéal ($V_{P\,théorique}$) pour la même composition minéralogique :

$$Ic = 100\frac{V_P}{V_{Pthéorique}} \qquad (26)$$

avec

$$V_{Pthéorique}^{-1} = \sum_i f_i V_{Pi}^{-1} \qquad (27)$$

f_i : la densité volumique de la composition minéralogique i de la roche et V_{Pi} : la vitesse d'onde P dans la composition minéralogique i.

Denis *et al.* ont pu déterminer expérimentalement la diminution de l'indice de continuité résultant de la présence de pores : ($100 - 1,4\phi$) où ϕ est la porosité de fissure exprimée en %. Donc l'écart entre l'indice de continuité Ic et ($100 - 1,4\phi$) doit être expliqué par la présence de fissures.

$$Df = 100 - 1,4\phi - Ic \qquad (28)$$

avec ϕ en %

O'Connell & Budiansky (1974) ont calculé Df pour une distribution aléatoire de fissures ellipsoïdales :

$$Df = \frac{(45/16)(\nu_0 - \nu)(2-\nu)}{(1-\nu^2)(10\nu_0 - 3\nu_0\nu - \nu)} \qquad (29)$$

ν = coefficient de Poisson du solide fissuré, ν_0 = coefficient de Poisson du solide non fissuré.

la valeur de ν_0 est déterminée à pression de confinement élevée, où toutes les fissures (pas les pores) sont supposées être fermées.

Soga *et al.* (1978) tiennent compte de l'anisotropie du degré de fissuration suivant les 3 axes x, y et z :

$$Dfx = Dfy = 4,28\left(1-(\frac{Vs}{Vs_0})^2\right) - 1,77\left(1-(\frac{Vp}{Vp_0})^2\right) \qquad (30)$$

$$Dfz = 0,92\left(1-(\frac{Vp}{Vp_0})^2\right) - 0,57\left(1-(\frac{Vs}{Vs_0})^2\right) \qquad (31)$$

Dfz : densité de fissures perpendiculairement à l'axe de chargement Z

$Dfx = Dfy$: densité de fissures parallèles à l'axe de chargement Z

Vp_0 et Vs_0 sont les vitesses des ondes *P* et *S* sans fissures et qui peuvent être déterminées durant un essai triaxial à pression de confinement très élevée (Ayling *et al.* 1994).

Le degré d'anisotropie semble donc étroitement lié au degré de fissuration.

2.5 Atténuation

Le signal qui se propage dans une roche perd de l'amplitude au cours de son trajet et s'étale dans le temps. Ces phénomènes sont connus sous le nom d'atténuation et la dispersion, qui conduit à une déformation du train d'ondes suite à une transformation sélective en fréquence. D'une manière générale, l'atténuation des ondes *P* et *S* dépend fortement des caractéristiques physiques des roches (la présence et la forme des vides, l'état de contrainte, la température, etc.). De nombreuses études expérimentales aussi bien in situ qu'en laboratoire ont montré l'influence sur l'atténuation des propriétés des milieux étudiés (par exemple : Tokösoz *et al.,* (1979); Johnston et Toksöz, (1980) ; Gladwin and Stacey, (1974); Blair and Spathis, (1982); Talebi, (1987) : Bourbié *et al.*, (1986) ; Côte et Lagabrielle, (1986) ; etc.). Il faut distinguer l'atténuation intrinsèque due à l'anélasticité de la matrice et/ou le fluide saturant (l'atténuation intrinsèque est due à l'interaction entre l'onde et le milieu poreux, ce qui permet de dissiper de l'énergie) de l'atténuation extrinsèque due à la diffraction (l'interaction entre l'onde et les interfaces, ce qui dissipe d'énergie des ondes) (Bourbié, 1986).

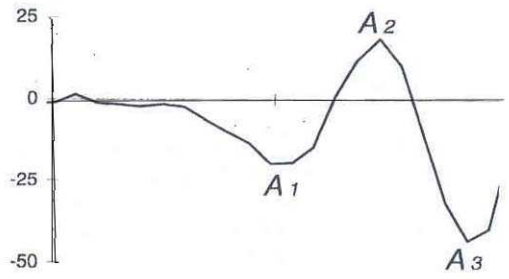


Figure 15 : Amplitude des premiers pics du signal : A1, A2, A3 (Couvreur, 1997)

Plusieurs méthodes sont utilisées pour étudier l'atténuation des ondes qui peuvent se résumer par l'analyse et l'étude du changement des premiers cycles, de l'ensemble du signal et encore du facteur de qualité. Les mesures sur les premiers cycles consistent à prendre les valeurs d'amplitudes des premier (*A1*), deuxième (*A2*), voire troisième (*A3*) pics du signal (Figure 15). Quant aux mesures sur l'ensemble du signal, elles sont faites en général par le calcul de l'énergie E_t du signal. Celle-ci met en évidence les amplitudes de l'ensemble du signal et pas uniquement une amplitude déterminée du signal. En ce qui concerne la méthode du facteur de qualité, nous allons définir et expliquer ses techniques de détermination dans le paragraphe suivant.

a- Facteur de qualité (Q)

Le paramètre le plus utilisé pour caractériser l'atténuation est le facteur de qualité Q (Quality Factor). Par définition, ce facteur est égal au rapport de la partie réelle sur la partie imaginaire de l'équation du mouvement des ondes (voir annexe B). On peut mesurer expérimentalement ce facteur à l'aide de deux techniques : le rapport de spectre et le temps de montée.

a.1 Méthode du rapport de spectre

Cette technique consiste à comparer les amplitudes spectrales pour différentes fréquences. Ceci est réalisé par la mesure de l'atténuation obtenue en comparant des signaux enregistrés pour deux distances différentes entre l'émetteur et le récepteur. Le rapport des amplitudes spectrales pour deux distances différentes x_1 et x_2 s'écrit :

$$Ln\left(\frac{A_1(f,x_1)}{A_2(f,x_2)}\right)=\frac{\pi}{QV}(x_2-x_1)f+Ln\frac{Gx_1}{Gx_2} \qquad (32)$$

$A_1(f,x_1)$ et $A_2(f,x_2)$ sont les amplitudes spectrales pour deux distances x_1 et x_2 ;

f = fréquence ; Q : facteur de qualité ; V : vitesse de propagation d'onde et

G : coefficient incluant les effets de divergence géométrique, de transmission et de réflexion. Le rapport $Ln\frac{Gx_1}{Gx_2}$ peut être considéré comme indépendant de la fréquence.

Donc, le facteur de qualité est obtenu en mesurant la pente de la courbe $Ln\left(\frac{A_1(f,x_1)}{A_2(f,x_2)}\right)$ en fonction de la fréquence, connaissant la vitesse de propagation du signal.

Toksöz et al., 1979, ont modifié la méthode en comparant les spectres obtenus pour un échantillon de référence (comme l'aluminium, Q_{al} = 150000 ou le laiton, ces deux matériaux ne sont ni atténuants ni dispersifs) et pour l'échantillon étudié sous une même géométrie (mêmes dimensions d'échantillons, mêmes capteurs et dispositifs). Dans ce cas on obtient :

$$Ln\frac{A_{ref}}{A_{roche}} \approx \frac{\pi fx}{Q_{roche}V_{roche}} \tag{33}$$

a.2 Méthode de temps de montée

Gladwin et Stacey, (1974) ont constaté qu'en parallèle à l'atténuation en amplitude, les impulsions sont allongées dans le temps (au moins pour le premier cycle). Elles traduisent le phénomène d'atténuation par l'augmentation du temps de montée τ et la diminution du facteur de qualité Q. La forme du signal est donc affectée (plus τ est grand, plus le signal s'étale). La relation qui relie le temps de montée au facteur de qualité (indépendamment de la fréquence) est :

$$\tau = \tau_0 + C\int_0^T Q^{-1}dt \tag{34}$$

$$\tau = \tau_0 + C\frac{T}{Q} \tag{35}$$

T : pseudo période de l'onde, τ : temps de montée

avec τ_0 et C deux constantes dépendantes de la source (Blair and Spathis, (1982); Kajartansson, (1979)). En ce qui concerne la détermination de ces deux constantes, des explications plus détaillées sont données dans le rapport de Klimis (1988).

La Figure 16 présente les deux méthodes qui permettent de déterminer le temps de montée du signal. La première définition (d'après Blair and Staphis, (1982)) consiste à calculer la différence entre les temps correspondant à 10% et 90% de l'amplitude maximale. La deuxième consiste à trouver le rapport de l'amplitude maximale sur la pente maximale pour la partie montante du signal (Gladwin and Stacey, (1974)). Ces deux définitions sont aussi valables l'une que l'autre, et voisines à 5% près pour la plupart des cas (Blair et Spathis, 1982 ; Tarif, (1986)).

Pour les roches faiblement atténuantes (Q > 50), ces deux techniques sont aussi imprécises l'une que l'autre puisque la montée du signal s'effectue en très peu de points (points d'échantillonnages). Dans ce cas, la précision nécessite un bon éhantillonnage. Tandis que pour les atténuations plus fortes (Q < 50), la précision des deux méthodes est bonne et semble à peu près identique (Tarif and Bourbié, (1986)).

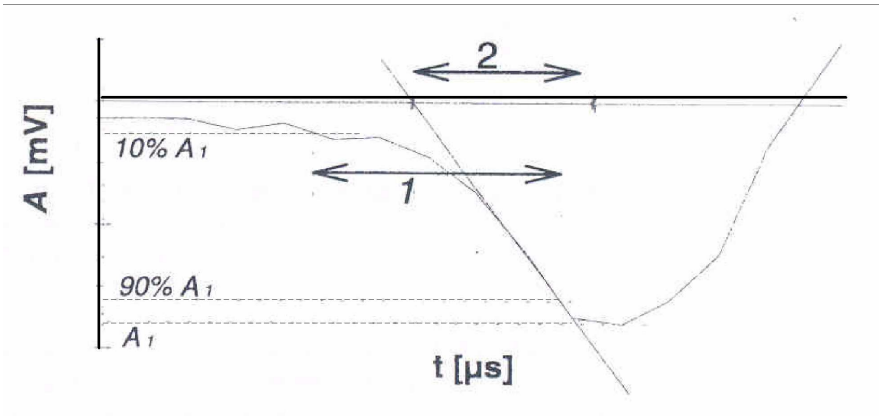


Figure 16 : Les deux définitions de temps de montée : (1 : Blair and Spathis, 1982 et 2 : Gladwin and Stacey (1974)).

2.5.2 Paramètres influençant l'atténuation des ondes

a- Effet de la contrainte

Le paramètre essentiel est la contrainte effective, d'après Johnston and Toksöz, (1980). Nur and Murphy (1981) a remarqué que les atténuations des ondes *P* et *S* diminuent avec l'augmentation de la contrainte effective (augmentation du facteur de qualité) (Figure 17). Cette diminution s'explique par la fermeture des fissures préexistantes dans les roches. Cependant, dans le cas où la contrainte effective devient importante, de nouvelles fissures se créent, faisant au contraire augmenter l'atténuation des ondes.

La Figure 17 présente les variations d'atténuations des ondes P et S pour les grès en fonction de l'état hydrique. On remarque que l'atténuation des ondes P et S est faible pour les roches sèches, mais forte pour les roches partiellement saturées. Pour les roches saturées, l'atténuation est intermédiaire et le facteur de qualité Qs (facteur de qualité de l'onde de cisaillement) semble toujours inférieur à Qp (facteur de qualité de l'onde de pression), à saturation totale (Figure 18).

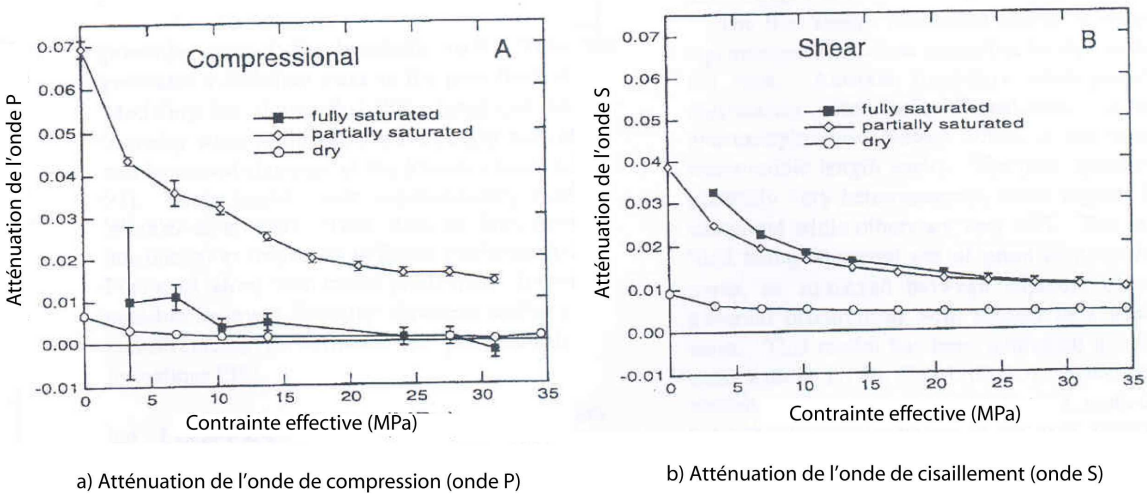


Figure 17 : Atténuation des ondes *P* et *S* en fonction de la contrainte effective (grès de Massilon d'après Winkler and Murphy, (1979))

b- Effet de la saturation

Pour les roches partiellement saturées, l'atténuation est très sensible à la présence de fluides à l'intérieur du milieu poreux. L'atténuation croît avec l'adjonction de fluide. Cette augmentation dépend du type de fluide présent dans le milieu poreux (Figure 19). A titre d'exemple, la figure 19 montre l'influence de l'existence des différents fluides sur l'atténuation des ondes S qui se propagent dans la craie, le calcaire et le grès étudiés par Clark et al. (1980), et Titmann *et al.* (1980).

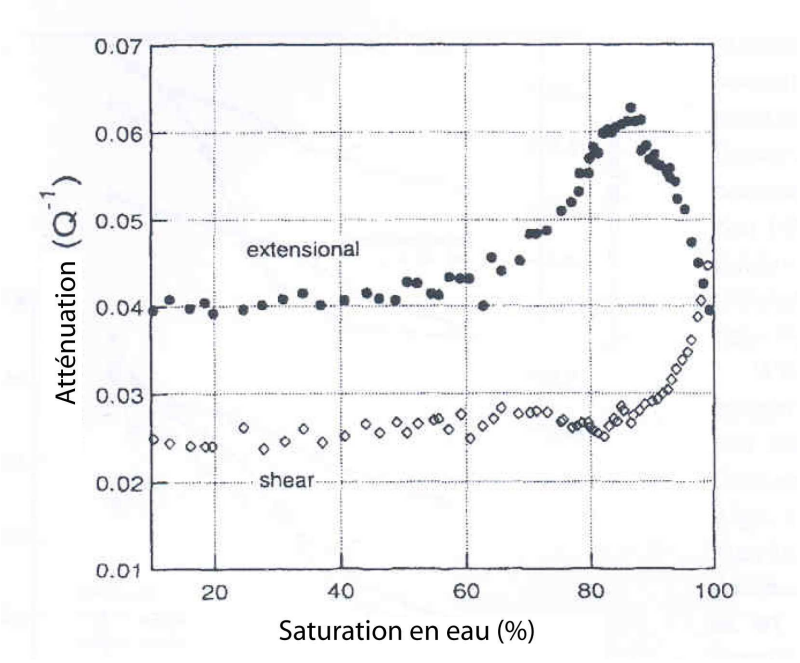


Figure 18 : Atténuation des ondes *P* et *S* en fonction du degré de saturation (grès de Massilon d'après Murphy, (1982))

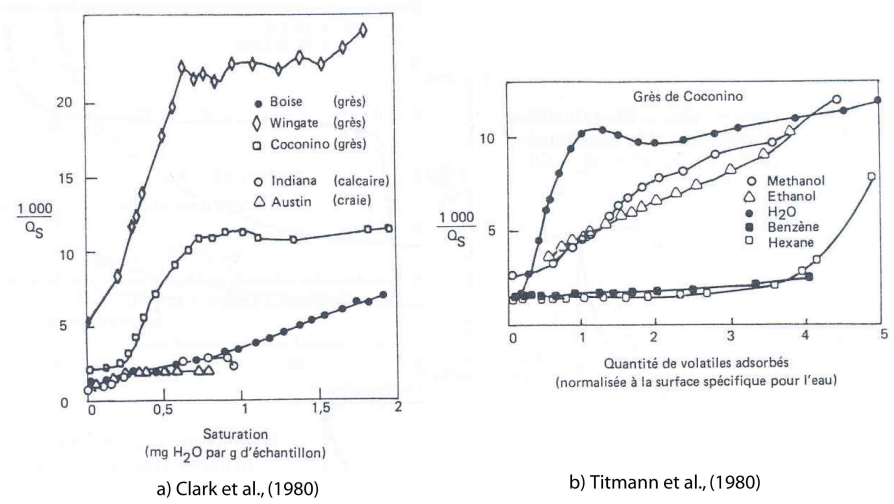


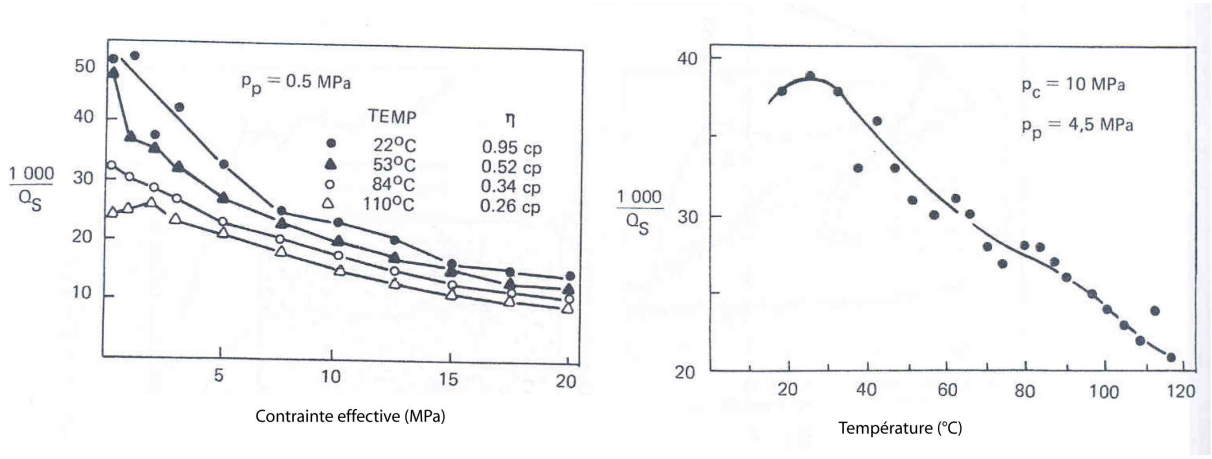
Figure 19 : Influence du fluide saturant sur l'atténuation (a : Clark *et al.* (1980), b : Titmann *et al.* (1980))

c- Effet de la température

L'influence de la température se traduit par une modification de la viscosité et un changement de phase du fluide saturant.

Une décroissance de l'atténuation avec la température est présentée sur la Figure 20. Cette diminution est beaucoup plus importante que celle de la vitesse puisque entre 20° et 100°C, on peut avoir un facteur cinq entre les atténuations.

Les variations d'atténuation en fonction du changement de phase du fluide saturant sont importants. Ces changements sont observés en cas de saturation totale, cependant on ne constate aucune variation en cas de saturation partielle.



a) Atténuation de l'onde S en fonction de la contrainte effective

b) Atténuation de l'onde S en fonction de la température

Figure 20 : Influence de contrainte effective et de la température sur l'atténuation (P_C : pression de confinement et P_P : pression de pore et η : viscosité ; grès de Berea saturé d'eau d'après Jones, (1983))

2.6 Tracé de rais

Que ce soit en laboratoire ou in situ, l'application des méthodes géophysiques, engendre plusieurs sources d'erreurs avec en particulier :

- l'erreur due au relevé topographique des positions des tirs et des capteurs ;
- l'erreur due à la détection de l'arrivée des ondes ;
- l'erreur due à la méconnaissance du trajet de l'onde.

Cette troisième source d'erreur joue un rôle très important sur la précision des résultats. Pour cela, nous allons présenter les différentes méthodes de tracé des rais utilisées dans la bibliographie.

Le tracé de rai sismique est, par définition, la détermination du chemin de rai et le calcul de son temps de trajet dans un modèle de vitesse sismique. Connaître le chemin que va parcourir un rai sismique est important pour la qualité de l'auscultation et joue un rôle essentiel dans l'estimation de l'incertitude des résultats (vitesse par exemple). Plusieurs auteurs ont travaillé sur ce sujet comme Wesson (1971), Julian and Gubbins (1977), Um et Thurber (1987), Gautier (1991), Zhao (2001), etc. où le tracé de rai est déterminé par l'étude de l'hétérogénéité du milieu rocheux.

A partir d'un modèle de répartition de vitesses, on cherche à sélectionner analytiquement le chemin de temps de trajet minimum qui passe par un couple source-capteur.

Pour trouver le chemin reliant un point source et un point récepteur, on explore de façon systématique tous les chemins passant par ce couple de points, pour converger vers le temps de trajet minimum. Il existe plusieurs méthodes développées dont les principales sont basées sur des algorithmes itératifs et convergents. Ces méthodes sont présentées dans l'annexe D.

2.7 Conclusions

L'atténuation mesurée par les divers auteurs est en général l'atténuation totale, c'est-à-dire la somme de l'atténuation intrinsèque liée directement au milieu poreux et de l'atténuation extrinsèque provenant de la géométrie du sous-sol et de la source, des diffractions, etc. Jusqu'à maintenant, il n'y a pas de relation permettant de relier l'atténuation à d'autres caractéristiques physiques des roches comme pour les vitesses d'ondes *P* et *S*.

Winkler *et al.* (1979) ont constaté que l'atténuation et la vitesse procurent une meilleure définition de la saturation que la simple vitesse. Johnston *et al.* (1979), et Bourbié et Zinszner (1985) ont trouvé qu'à partir de l'atténuation, il est possible d'obtenir des informations complémentaires sur le milieu poreux. Nur *et al.*, (1980), signalent que l'atténuation des ondes S et la perméabilité peuvent être corrélées.

Les vitesses et l'atténuation des ondes varient en fonction de différents paramètres comme la pression, le degré de saturation, la température, la fréquence et d'autres encore. Il est donc difficile d'étudier l'influence d'un de ces facteurs sans faire de liaison avec les autres.

De plus, l'atténuation fournit des informations supplémentaires qui peuvent servir à caractériser le milieu rocheux en liaison avec les vitesses des ondes. Il est possible d'établir une relation entre l'atténuation des ondes P ou S et le degré de fissuration ou d'autres paramètres comme le degré d'anisotropie. Il serait alors possible d'étudier et de comparer le changement de vitesses avec les variations d'atténuations. Ceci permettrait de connaître les relations entre vitesse et atténuation de trains d'ondes pour localiser et caractériser les zones fracturées ou endommagées qui présentent les plus faibles caractéristiques mécaniques.

3 Caractérisation de la propagation des ondes en laboratoire : Argilites de l'Est

Les essais présentés dans ce chapitre ont été réalisés sur les argilites de l'Est (Meuse/Haute Marne, France). Ce chapitre commence par décrire ces argilites, pour ensuite détailler le système d'acquisition utilisé. L'étude a nécessité une instrumentation importante pour analyser les contraintes et déformations en même temps que les paramètres de propagation des ondes ultrasoniques.

Les essais en laboratoire ont été réalisés au cours de l'année 2003 (début de la thèse) et avaient pour objectifs de :

- mettre en évidence la variation de la vitesse de propagation des ondes en fonction du chemin de contrainte.
- tester l'efficacité de l'atténuation des ondes sur l'endommagement des argilites de l'Est.
- tester le modèle utilisé pour déterminer la densité et l'orientation de la fissuration apparente. Ce modèle est amplement détaillé dans le chapitre 5.
- utiliser les résultats des essais pour dimensionner des expérimentations in situ (Balland, 2003, Balland et *al.* 2005). Cet objectif ne sera pas discuté dans le mémoire de thèse.

Comme leur nom l'indique, les argilites sont des roches qui contiennent une bonne proportion de minéraux argileux, mais aussi de la calcite et du quartz. Ce sont des roches sédimentaires détritiques très fines.

Les argilites de l'Est (ou argilites de Meuse/Haute-Marnes) se sont formées au callovo-oxfordien. Elles constituent dans l'est du Bassin Parisien une couche épaisse et profonde (entre 400 et 600 mètres de profondeur ; le callovo-oxfordien argileux faisant environ 130 m d'épaisseur). Les argilites de l'Est contiennent environ 40 % de minéraux argileux, 30 % de calcite et 30 % de quartz, mais ces proportions peuvent varier très rapidement au sein de la couche. En-dessous et au-dessus de cette couche se trouvent des roches plus carbonatées.

3.1 Essais au laboratoire

Deux essais en laboratoire ont été menés pour caractériser la propagation des ondes dans les argilites de l'Est. Un de ces essais a été soumis à un chargement uniaxial et un autre à un chargement triaxial. Les essais en question sont réalisés à température ambiante sous une presse hydraulique (5000 kN) asservie à une vitesse de déformation constante (10^{-5} s^{-1}). Le système des mesures dites mécaniques (déformations, déplacement, forces appliquées) est couplé aux systèmes acoustiques et ultrasoniques. Nous allons par la suite décrire ces deux essais et présenter les résultats obtenus en termes de comportement mécanique, de vitesse de propagation et d'atténuation des ondes.

3.1.1 Système d'acquisition

La fréquence des signaux qui doivent être enregistrés conditionne le système d'acquisition. Celui-ci doit avoir une fréquence d'échantillonnage importante (10 MHz) pour pouvoir effectuer

les traitements nécessaires (en particulier le pointé des signaux) et éviter les problèmes liés au repliement de spectre.

Avec le réseau de capteurs prévu pour les essais réalisés au laboratoire, le nombre de voies d'acquisition doit être égal à 8, avec enregistrement du signal complet et synchronisation de l'ensemble des voies.

Le système d'acquisition comporte :

- un ordinateur ;
- une carte d'acquisition Analogique/Digitale de 14 bits et 10 MHz par voie ;
- une carte d'amplification de 8 voies ;
- un générateur d'impulsion ;
- un multiplexeur d'impulsion sur 8 voies.

Un signal ponctuel (Pulse) est émis sur les capteurs de transmission les uns après les autres (le nombre d'impulsions dépend du nombre de sources utilisées, dans ce cas 8 maximun). Ce signal traverse le milieu rocheux puis est enregistré sur 8 voies d'acquisition qui digitalisent le signal avec une fréquence d'échantillonnage de 10 MHz. Cela correspond à une valeur toutes les 0,1 µs sur une plage verticale de 14 bits.

Ce même système d'acquisition a été utilisé pour réaliser les mesures durant les différents stades de l'expérimentation « *EDZ Cut-Off* » mais avec 16 voies d'acquisitions (2 cartes d'acquisition et 2 cartes d'amplification chacune de 8 voies).

La Figure 21 présente le système d'acquisition et l'enregistrement d'un signal induit par impulsion. Le système d'acquisition a été fabriqué par la société ESG (Engineering Seismology Group – Canada). Ce système peut être utilisé en mode actif par l'enregistrement d'impulsions piézo-électriques pour mesurer la vitesse ou en mode passif par l'écoute des émissions acoustiques (*EA*) générées lors de l'endommagement de la roche.

Figure 21 : Photographie du système d'acquisition ultrasonique.

3.1.2 Essai uniaxial

a- Comportement mécanique

L'objectif de cet essai est de montrer la variation de la vitesse des ondes P qui se propagent radialement en fonction de la contrainte uniaxiale.

L'échantillon a été prélevé sur le site de Bure (Meuse/Haute-Marne) à une profondeur de - 460 m. Cet échantillon mesure 70 mm de diamètre et 140 mm de hauteur. L'échantillon a été soumis à un chargement uniaxial. L'essai de compression est effectué avec enregistrement simultané des déformations axiales (trois jauges axiales) et des déformations transversales (trois jauges radiales). La Figure 22 montre l'évolution des déformations axiales, transversales et volumiques en fonction de la contrainte uniaxiale qui a été appliquée avec une vitesse de déformation imposée égale à 2,8 x 10^{-6} s^{-1}.

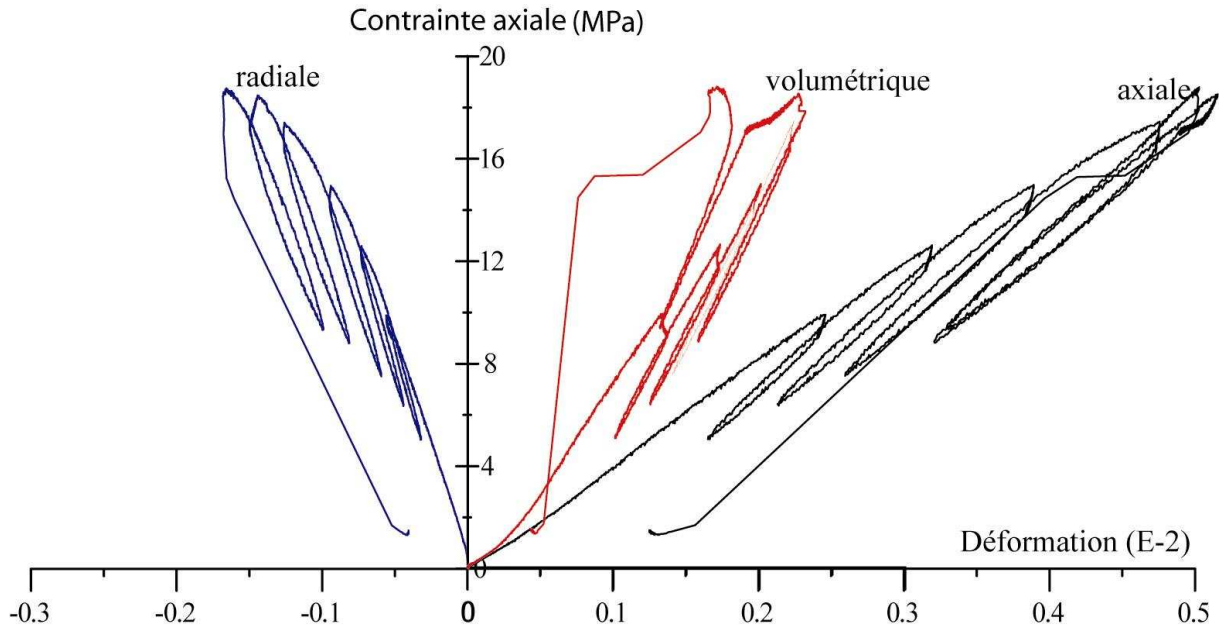


Figure 22 : Courbes contrainte-déformation d'un essai de compression uniaxiale.

Les courbes contrainte-déformations montrent une réponse linéaire quand le niveau de la contrainte reste au-dessous de 40 à 50% de la résistance à la rupture. Cependant, d'après les études faites sur les argilites de l'Est, cette linéarité n'est pas pour autant synonyme de comportement élastique linéaire, puisque les décharges réalisées durant cette phase montrent l'apparition d'une déformation irréversible contractante en compression (courbe de la déformation volumique). Aublivé-Conil, (2003) a montré que le seuil séparant le comportement linéaire et non linéaire (déformations irréversibles contractantes en compression) peuvent s'expliquer par deux phénomènes indépendants. D'une part les grains-minéraux se déforment élastiquement, d'autre part, les grains ou des parties de grains minéraux se déplacent légèrement sous la contrainte appliquée et glissent librement les uns par rapport aux autres.

La perte de linéarité des courbes contrainte-déformation axiale et déformation latérale apparaît quand le niveau de contrainte dépasse un seuil de 40 à 50% de la contrainte à la rupture. Ce seuil marque la fin du glissement libre entre les grains, le début de la propagation stable de la micro-fissuration. Les études faites sur les argilites de l'Est montrent que durant cette phase la relation contrainte-déformation volumique demeure quasi-linéaire même si les déformations axiale et

latérale sont non linéaires. Les cycles de décharge montrent toujours des déformations irréversibles contractantes. D'après Chiarelli (2000) l'argilite commence à s'endommager à partir de ce niveau de contrainte.

Le seuil de propagation instable des fissures dans les argilites est d'environ 90% de la résistance. Il correspond au seuil de coalescence des microfissures et à l'apparition ou développement ainsi qu'à la localisation des fractures. Sur la courbe effort-déformation volumique, la propagation instable des fissures est marquée par une accélération des déformations dilatantes.

b- Influence de la contrainte uniaxiale sur la propagation des ondes

L'échantillon a été équipé de 12 capteurs pour produire et enregistrer les signaux durant le chemin de contrainte appliquée. Ces 12 capteurs ont été repartis entre 8 capteurs qui jouent le rôle des récepteurs et 4 jouant le rôle de sources (Balland, 2003). Les positions des sources et des récepteurs ont été modifiées après chaque mesure suivant trois dispositifs. Ces positions ont été modifiées suivant trois dispositifs qui permettent de couvrir le plan radial se trouvant à 25 mm de la tête de l'échantillon. La Figure 23 présente le plan de tomographie entouré par 12 capteurs de type piézoélectrique (fréquence : 100 kHz jusqu'à 1 MHz). La Figure 24 présente les trois dispositifs utilisés pour réaliser chaque mesure durant le chargement de l'échantillon. Le couplage entre les capteurs et la roche est assuré par l'utilisation du phényle de salicylate pur ($C_{13}H_{10}O_3$) (Wassermann, 2003). Le nombre de mesures effectuées durant cette expérimentation est de vingt-deux. Donc nous pouvons avoir vingt-deux sections ou images de tomographie de la vitesse d'arrivée d'onde P. Ces vingt-deux mesures sont numérotées sur la Figure 25 présentant la contrainte axiale en fonction du temps.

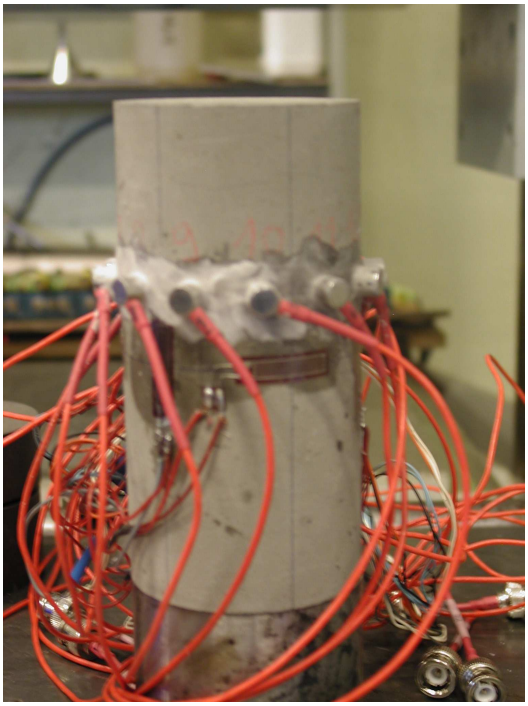
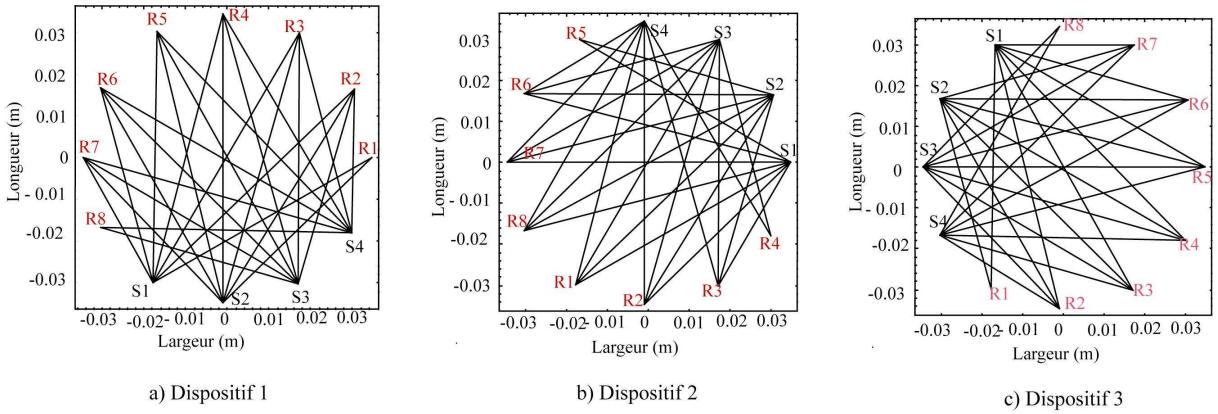


Figure 23 : Plan de la tomographie entouré par des capteurs.



a) Dispositif 1 b) Dispositif 2 c) Dispositif 3

Figure 24 : Les trois dispositifs de capteurs (S_i : sources et R_i : récepteurs).

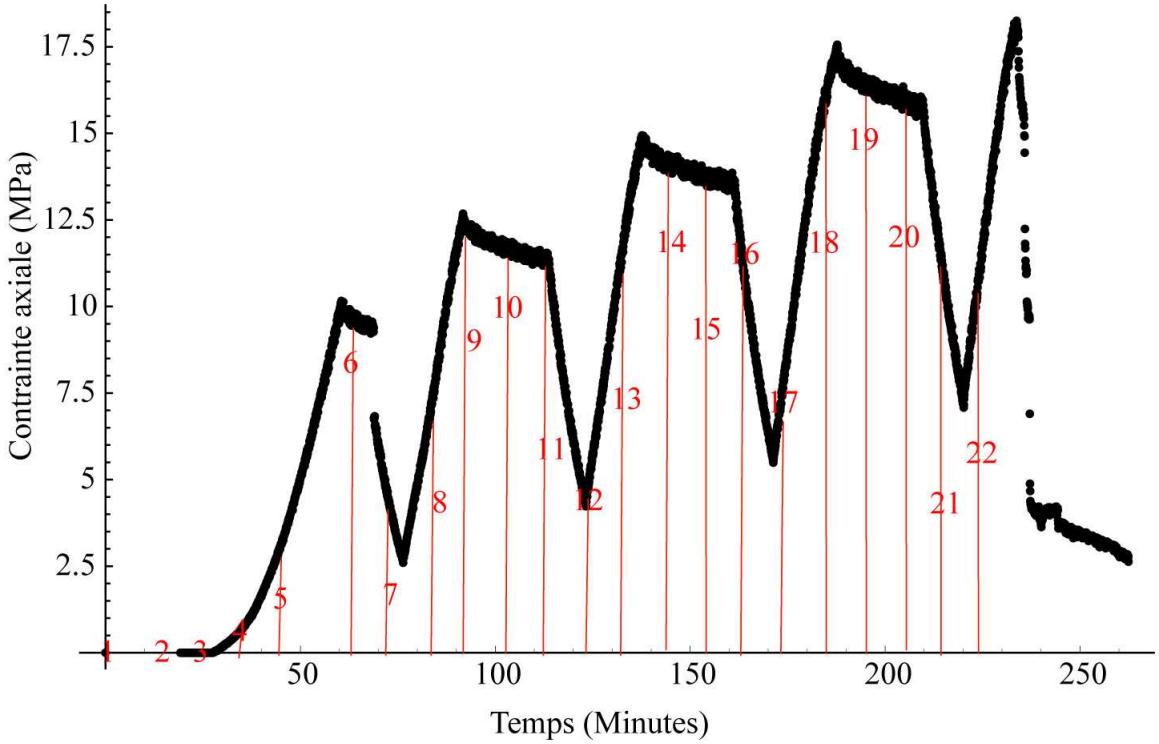


Figure 25 : Numérotation du nombre de mesures effectuées durant l'essai de chargement uniaxial.

L'application de la contrainte axiale après un certain seuil va développer des fractures dans le plan radial. La propagation des ondes est très sensible à l'existence de fractures ou de fissures. La Figure 26 montre bien l'évolution d'un rai se propageant dans le plan radial à trois niveaux de contrainte uniaxiale : 0, 6 et 15 MPa. Cette figure présente un retard du temps d'arrivée de l'onde P et une diminution de l'amplitude sur la totalité du signal. Nous remarquons aussi qu'à partir de 6 MPa il n'y a pas d'évolution remarquable du signal.

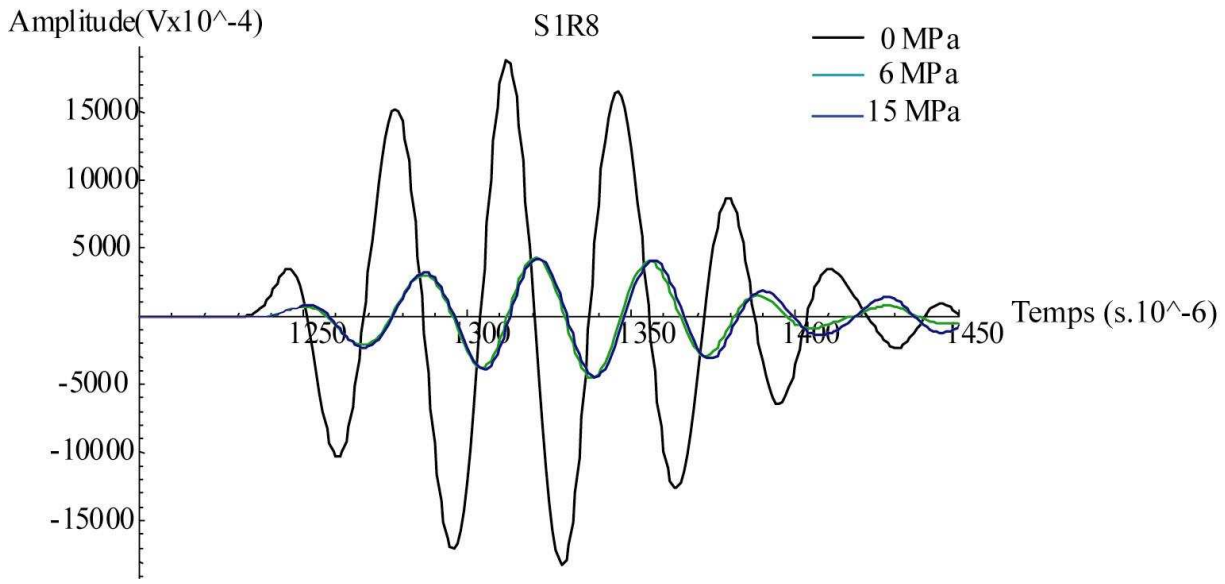


Figure 26 : Exemple d'évolution du signal lors du chargement axial.

Ce retard de temps d'arrivée a été observé sur la totalité des données et en fonction de la contrainte uniaxiale. La Figure 27 présente la variation de la vitesse de propagation des ondes P en fonction de la contrainte uniaxiale pour les trois dispositifs de mesure. Cette figure montre une chute de la vitesse lors de l'augmentation de la contrainte axiale. Ceci peut s'expliquer par le développement des fissures axiales et l'augmentation de l'ouverture des fissures déjà existantes et perpendiculaires au plan radial.

De plus, la Figure 27 nous permet d'écrire que la valeur de la vitesse varie suivant la direction de propagation des ondes. Le taux de variation varie en fonction de la contrainte axiale. Par exemple, à 0 MPa la vitesse varie entre 3200 et 3000 m/s, tandis que le taux de variation à 16 MPa appartient à un intervalle variant entre 3000 et 2600 m/s. D'après ces taux de variation, nous pouvons estimer qu'une chute de la vitesse de l'ordre de 300 m/s est due à la variation de contrainte axiale. En effet, l'augmentation de la contrainte axiale favorise l'endommagement du plan radial. Cet endommagement peut s'expliquer dans ce cas, par le développement des fissures perpendiculaires au plan radial. Afin de confirmer ces résultats nous avons photographié l'échantillon à 16 MPa (fin d'essai). La Figure 28 présente la photographie des fractures développées dans le plan de tomographie à 16 MPa.

De plus, la Figure 27 permet d'estimer la variation de vitesse suivant les différentes phases du comportement mécanique des argilites de l'Est. Durant la partie linéaire des courbes effort-déformation, nous remarquons une diminution uniforme de la vitesse de propagation des ondes P (jusqu'à 8 à 10 MPa). Tandis que, dans la deuxième partie, nous trouvons une perturbation de la propagation des ondes d'une part et une forte chute de la vitesse d'autre part.

Donnons un exemple permettant de quantifier la variation du temps d'arrivée et la valeur de l'amplitude en fonction de la contrainte axiale. Cet exemple est illustré sur le Tableau 1 qui présente ces différents paramètres mesurés sur le rai S1R8 du dispositif 1. Nous remarquons une augmentation du temps d'arrivée de 0,9% d'une part et une chute de la valeur de l'amplitude de 77% d'autre part. Les valeurs des variations sont calculées à partir des deux contraintes extrêmes (0 et 16 MPa). ces résultats seront confirmés par l'application de la technique de l'inversion tomographiques sur les données enregistrés en fonction des différents niveaux de la contrainte uniaxiale.

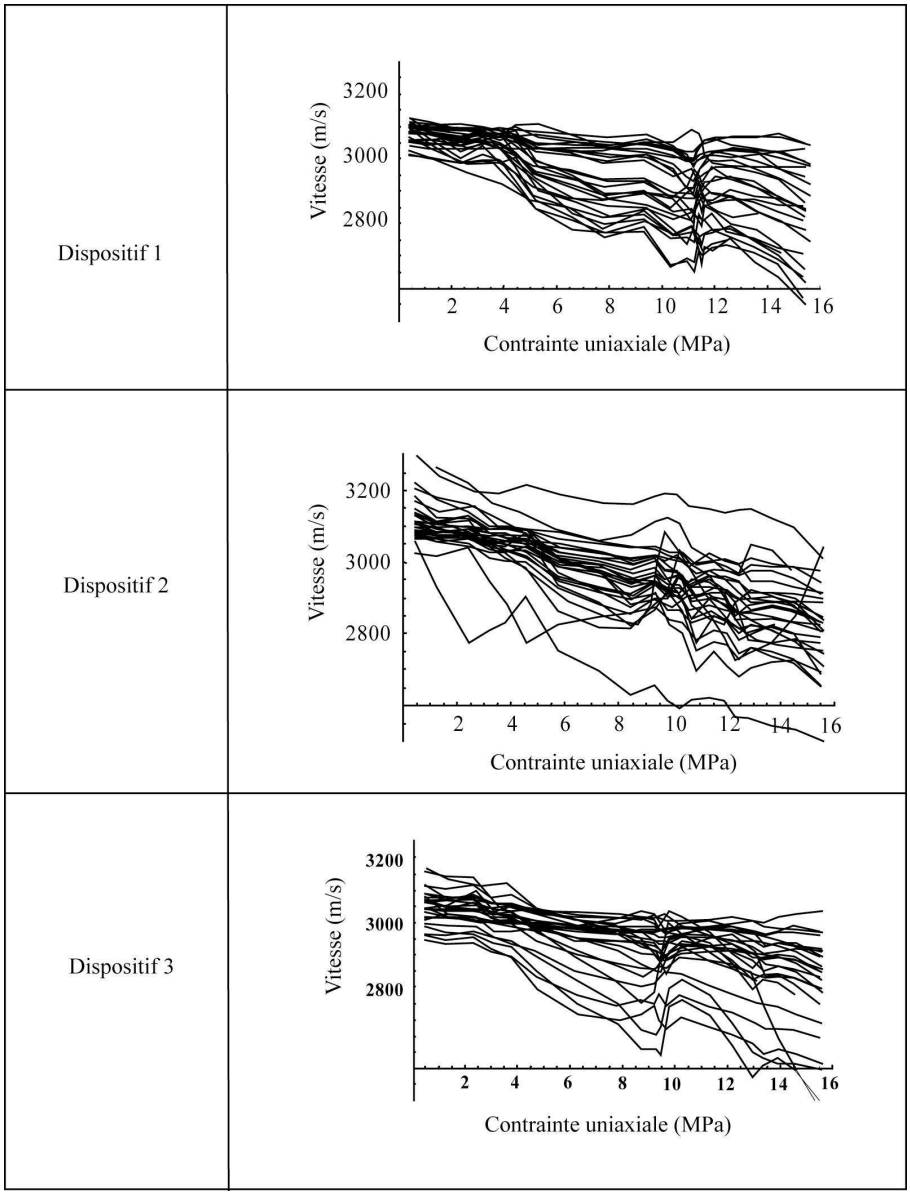


Figure 27 : Evolution de la vitesse de propagation d'onde P en fonction de la contrainte axiale.

Figure 28 : Fractures développées dans le plan de la tomographie en fin d'essai.

Contrainte axiale	T(s*10^{-4})	A(V)
	Radial	Radial
0 Mpa	1.197	1.378
6 MPa	1.208	0.311
15 MPa	1.214	0.217
Evolution	+0.9%	-77%

Tableau 1 : Exemple de la variation du temps d'arrivée (T(s)) et de l'amplitude maximale (A(V)).

c- Théorie de la tomographie

Avant de montrer les résultats de l'inversion tomographique, nous présentons dans ce paragraphe un résumé de la théorie de l'inversion tomographique. La tomographie est basée sur l'analyse des caractéristiques de propagation des ondes dans le milieu se trouvant entre les sources d'où elles sont émises et les capteurs sur lesquels elles sont enregistrées. Parmi les différents types de tomographie (Côte, 1988) se trouve la tomographie en transmission. Cette catégorie est plus diversement utilisée (de la microscopie à la physique du globe). Elle consiste à disposer un ensemble de sources et de récepteurs autour de l'objet. Les ondes physiques interagissent avec les matériaux avant d'être enregistrées sur les capteurs (Figure 29). L'analyse de l'ensemble des modifications apportées aux ondes permet d'étudier la distribution spatiale de certaines propriétés du matériau.

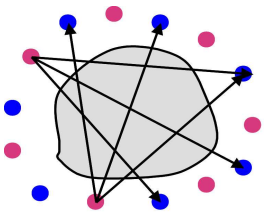


Figure 29: Schéma de principe des tomographies sismiques en transmission (récepteurs en bleu et sources en rouge).

L'objectif de la tomographie en transmission est de calculer le champ de vitesse qui explique le mieux les temps de trajet mesurés. Pour atteindre cet objectif, il faut tout d'abord discrétiser les rais et l'espace traversé par ces rais (Figure 30). La surface d'auscultation est donc divisée en cellules (Ivansson, 1985) auxquelles est affectée une lenteur u (inverse de la vitesse). Les rais sont découpés en éléments de petite longueur (Kharrat et *al.*, 1995). Le temps de trajet total $\boldsymbol{Y}$ (pour un rai entre la source sismique et le récepteur) est donc la somme des temps nécessaires pour traverser chaque cellule (Bishop and Styles, 1990). La relation entre le vecteur de temps de trajet et la matrice des lenteurs s'écrit (Côte, 1988, Maxwell, 1993):

$$Y = Au \tag{36}$$

Avec Y : vecteur des temps de trajets de dimension M (nombre de rais = nombre d'émetteurs x nombre de récepteurs, u : vecteur des lenteurs de dimension N (nombre de cellules) et A : matrice de dimension M x N. A, la matrice ci-après correspond par exemple à la discrétisation de la longueur des rais dans chaque cellule du plan de tomographie pour l'exemple de la Figure 30.

En généralisant, la matrice A a donc autant de lignes que de rais et autant de colonnes que de cellules. Le problème inverse est d'estimer u en résolvant l'équation (36). Cette opération est effectuée en utilisant une des méthodes d'inversion existantes.

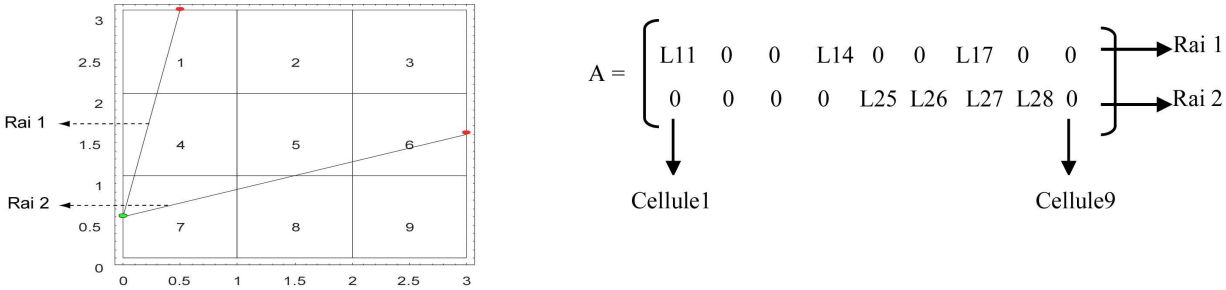


Figure 30 : Représentation d'une grille de 9 cellules et 2 rais (une source et deux récepteurs) à gauche et de la matrice A correspondante à droite.

Plusieurs méthodes d'inversion ont été développées pour résoudre le problème inverse. Elles sont soit purement mathématiques (inversions matricielles) comme la méthode des moindres carrés, soit géométriques (inversions géométriques) comme la méthode en transformée de Fourier, la méthode de reconstruction algébrique (Gordon et *al.*, 1970), ou la méthode de reconstruction itérative simultanée (Gilbert, 1972, Côte, 1988) etc.

Dans le logiciel de tomographie « TOMSIS », développé par l'INERIS dans l'environnement Mathematica (Verdel, (2001), Damaj, (2002), Damaj et *al.*, (2004)), nous avons utilisé la méthode d'inversion des moindres carrés amortis qui consiste à trouver le vecteur u qui minimise à la fois le carré des écarts aux données et le carré des écarts à un modèle défini a priori u_0 (Kharrat et *al.*, 1995), on cherche ainsi u tel que l'équation (37) soit minimum. Cette minimisation (moindres carrés amortis) conduit à la solution représentée par l'équation (38).

$$\left\|Y - Au\right\|^2 + \lambda^2 \left\|u - u_0\right\|^2 \qquad (37)$$

$$u = u_0 \left(A^T A + \lambda^2 I\right)^{-1} A^T (y - Au_0) \qquad (38)$$

Avec λ^2, facteur d'amortissement servant à quantifier l'importance relative accordée à l'une ou l'autre de deux minimisations qui se trouvent dans l'équation 37. La valeur de ce facteur est déterminée par le « *point genou* » de la courbe de la variance de la vitesse en fonction de la variance des temps d'arrivée de l'onde (McGaughey, 1990) (Figure 31).

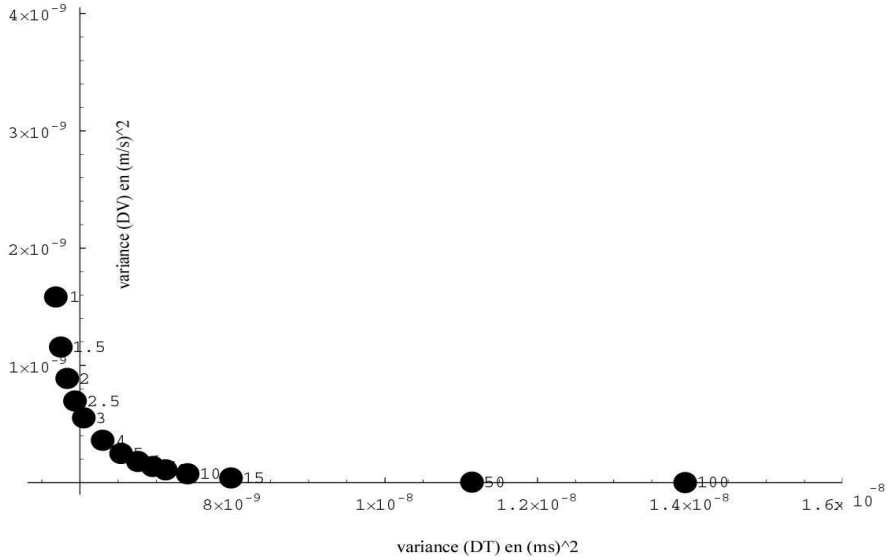


Figure 31 : Variance des vitesses et variance des temps de trajet pour différentes valeurs de λ^2 (dans ce cas la valeur optimale de λ^2 est 4 : « *point genou* » de la courbe).

L'application de la technique de l'inversion tomographique permet d'étudier la variation spatiale du champ de la vitesse d'arrivée d'onde P en fonction de la contrainte uniaxiale. De plus, la localisation des zones de faible vitesse indique les zones endommagées par le chargement uniaxial.

d- Inversions tomographiques du champ de vitesse

Les inversions ont été réalisées en supposant que le modèle de vitesse initial est basé sur la moyenne de la vitesse par cellule (vitesse homogène par cellule). Les inversions tomographiques confirment la diminution de la vitesse de l'onde P dans la direction horizontale (Figure 32). Ces cartes montrent que les vitesses au cœur de l'éprouvette sont peu influencées lors du chargement et restent voisines de 2950 m/s. Par contre, en périphérie de l'éprouvette, la vitesse des ondes P a diminué en passant d'une valeur supérieure à 3200 (zones sombres sur l'image de gauche) jusqu'à moins de 2700 m/s (zones sombre sur l'image de droite). Le résultat de la tomographie réalisée sur l'échantillon d'argilite indique donc une diminution de la vitesse de propagation des ondes P localisée dans des zones de la périphérie de l'éprouvette en fonction de l'augmentation de la contrainte appliquée. Cette diminution de vitesse est reliée à la réduction des caractères élastiques de l'échantillon liée à l'initialisation et à la propagation et l'apparition de fissures suivant la direction axiale de l'échantillon. Cette liaison est confirmée par l'observation du développement des fissures dans le plan de l'échantillon et en fonction de différents niveaux de chargement uniaxial. Ceci confirme la relation existant entre la diminution de la vitesse de propagation des ondes et le développement de la densité de fissures.

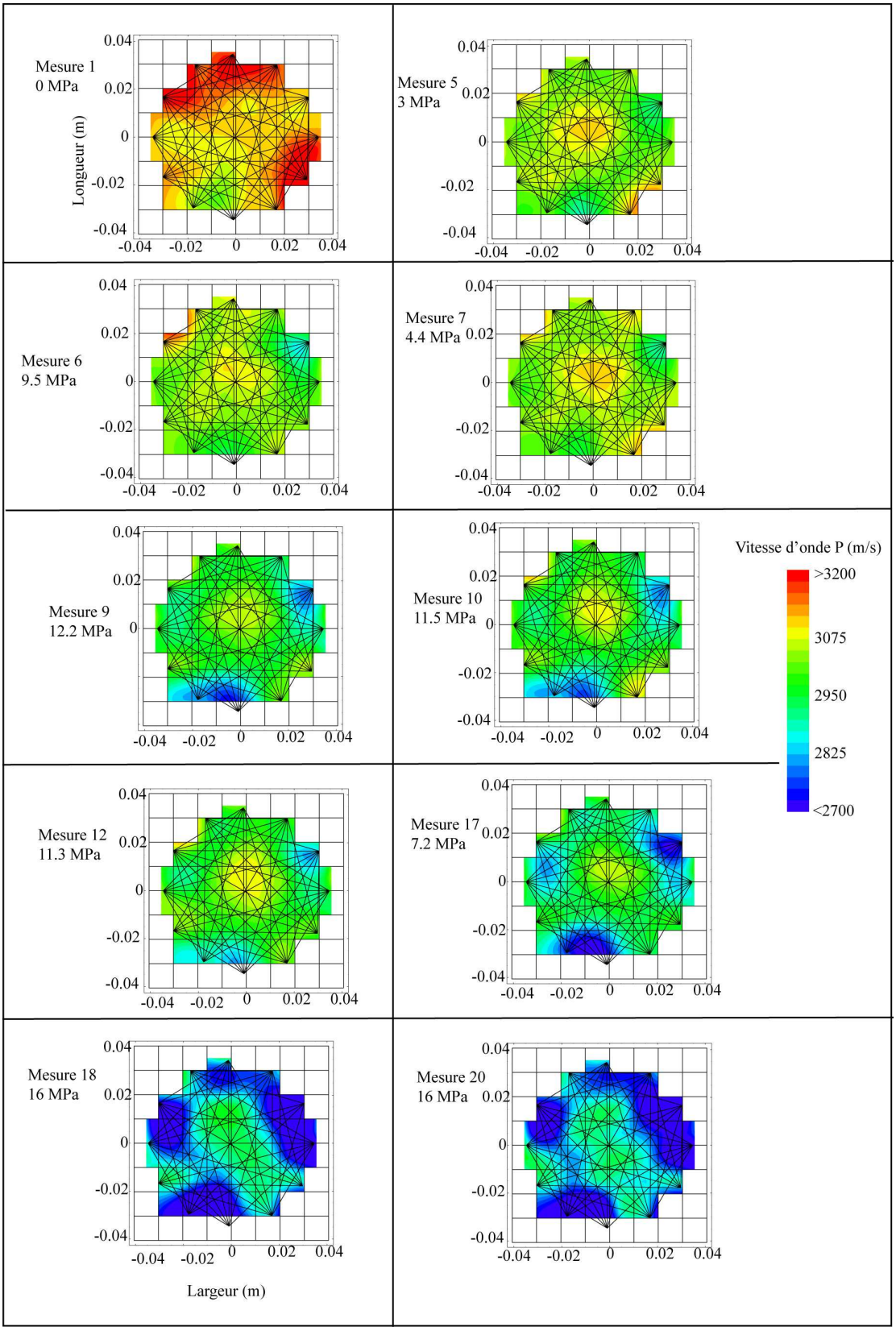


Figure 32 : Résultats des inversions tomographiques en fonction des différentes valeurs de la contrainte axiale.

3.1.3 Essai triaxial

a- Comportement mécanique

La deuxième expérience concerne un essai de laboratoire sur le même matériau que dans le cas précédent. Elle a porté sur une éprouvette d'argilite cylindrique de 50 mm de diamètre et de 100 mm de hauteur. Cet échantillon a été extrait à une profondeur de - 472 m sur le site du laboratoire souterrain de l'ANDRA à Meuse/ Haute-Marne. La realisation de cet essai a pour objectifs :

- de simuler le confinement à – 470 m de profondeur ;
- de mettre en évidence la relation liant les paramètres caractérisant un train d'onde avec la contrainte et la déformation.
- d'étudier l'influence de confinement sur la propagation des ondes ;

Le trajet de chargement réalisé durant cet essai comporte une phase de confinement isotrope et une phase de chargement triaxial. La Figure 33 montre le chemin de contrainte appliqué. Ce chemin a été choisi en fonction de la modélisation numérique estimant la variation du champ de contrainte due à une excavation souterraine.

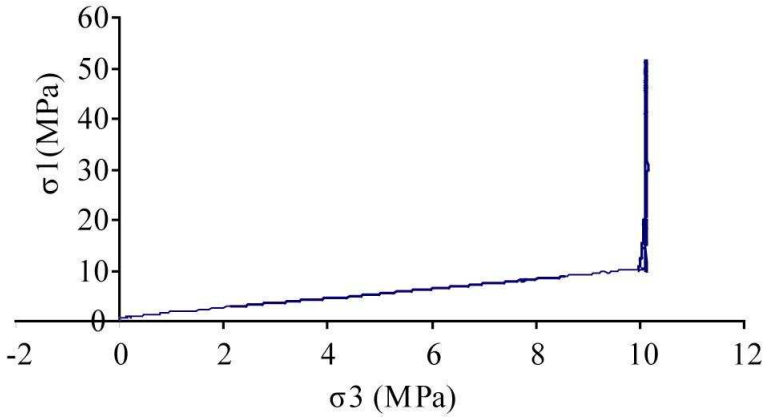


Figure 33 : Chemin de contrainte (σ_1 : contrainte axiale et σ_3 : Contrainte radiale).

A la Figure 34, l'essai triaxial est décrit dans le diagramme déviateur de contrainte $\Delta\sigma = (\sigma_1 - \sigma_3)$ déformations axiale, radiale et volumique. Ces courbes peuvent être divisées en trois phases.

- Phase 1 : caractérisée par une déformation élastique avec un déviateur de contrainte entre 0 et 10 MPa.
- Phase 2 : propagation stable de la fissuration ; on note que cette phase n'est visible que grâce à la déformation radiale car la déformation axiale demeure linéaire. Le déviateur de contrainte passe, dans ctte phase, de 10 MPa à 22 MPa.
- Phase 3 : propagation instable de la fissuration (phase de dilatance), éventuellement accompagnée d'une rupture des grains, menant à la rupture macroscopique. On appelle « seuil de dilatance » le moment où la déformation volumique est maximale, autrement dit quand l'échantillon ne se contracte plus et qu'il est sur le point de se dilater. Le déviateur de contrainte au point de dilatance est, dans ce cas, de l'ordre de 34 MPa et la contrainte de rupture est de l'ordre de 52 MPa (déviateur de contrainte égal à 42 MPa).

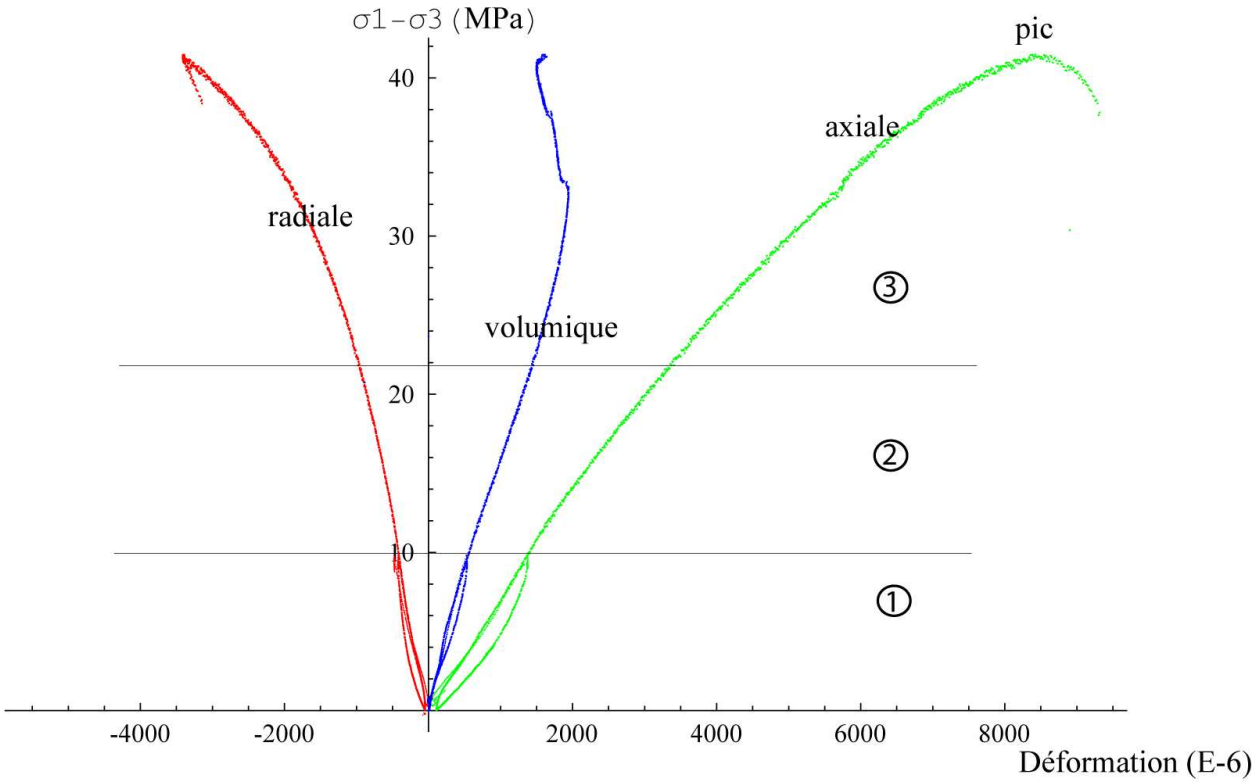
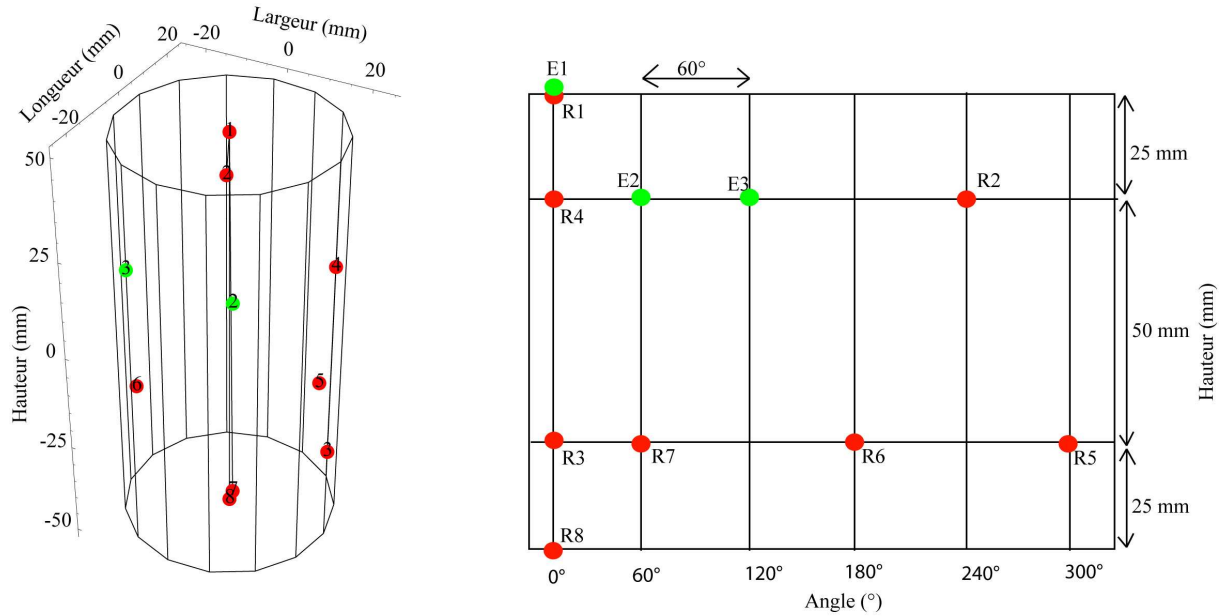


Figure 34 : Courbes déviateur de contrainte-déformations pour l'essai de chargement triaxial.

b- Influence du chemin de contrainte sur la propagation des ondes

Lors du chargement de l'échantillon, des mesures de la vitesse de propagation des ondes ont été réalisées grâce à un dispositif de capteurs. Ce dispositif est formé de trois sources et 8 récepteurs. La Figure 35 montre les positions des capteurs sur l'échantillon. Nous représentons les sources par *E* et les récepteurs par *R*. Le couplage entre les capteurs et l'échantillon est assuré par l'utilisation du phényle de salicylate pur ($C_{13}H_{10}O_3$) (Wassermann, 2003). De plus, afin de protéger l'échantillon durant le confinement hydrostatique, une chemise a été fixée sur l'échantillon. La mise au point de la technique de préparation des échantillons a été réaliseé dans le cadre de la thèse de Wassermann (Wassermann, 2003).



a) Position en 3D

b) Position en plan

Figure 35 : Positions des capteurs utilisés lors de la réalisation de l'essai triaxial (sources : vert) et récepteurs : rouges).

Les données enregistrées durant les différentes phases du chargement dépendent de la direction des rais. Nous montrons par exemple l'évolution de signaux enregistrés suivant les directions verticale et radiale pour trois niveaux de contrainte sur la Figure 36. En ce qui concerne la propagation des ondes dans la direction axiale, nous remarquons une augmentation du temps d'arrivée et une diminution de l'amplitude lors du passage de la phase avant pic aux deux phases : pic et post-pic. De même, nous remarquons une dégradation des propriétés caractérisant la propagation des ondes lors de l'endommagement. Suivant ces deux directions, la dégradation est très importante durant la phase « *post-pic* ».

Par la suite, nous calculons la variation de la vitesse de propagation d'onde P d'une part et celle de l'amplitude maximale d'autre part en fonction des différentes valeurs du déviateur de contrainte.

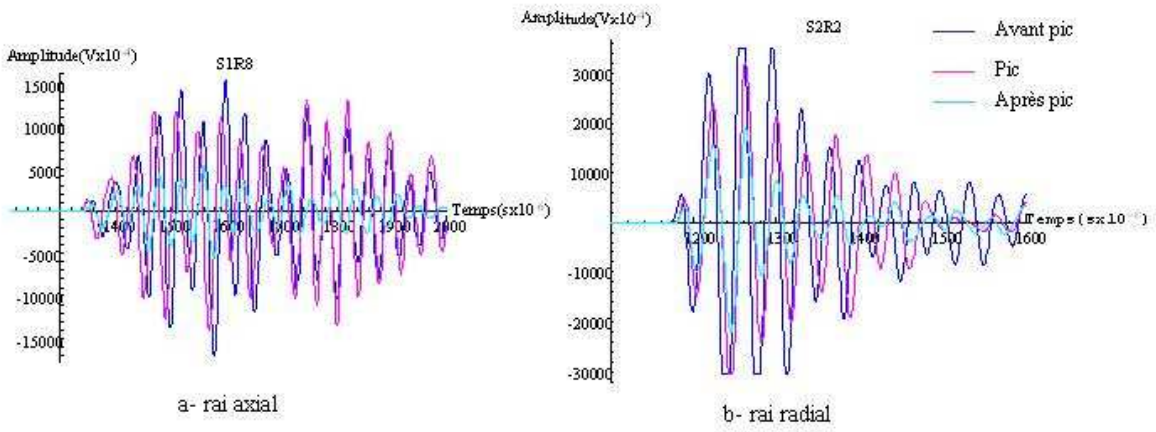


Figure 36 : Evolution des signaux propageant suivant les direction axiale (a) et radiale (b) et en fonction de déviateur de contrainte.

c- Evolution de la vitesse d'onde P en fonction du champ de déviateur de contrainte

La variation de la vitesse d'arrivée d'onde P a été traitée durant le chargement triaxial. La Figure 37 présente la variation de la vitesse en fonction du déviateur de contrainte et pour différentes directions de propagation des ondes. Cette figure montre une amélioration du passage des ondes durant la phase de confinement (pression hydrostatique égale à 10 MPa). Elle s'explique par la fermeture des joints et des pores existants.

En ce qui concerne la phase « *avant pic* » nous remarquons une faible augmentation de la vitesse avec néanmoins une tendance à rester constante. La stabilité de la vitesse durant cette phase est observée pour quelques rais qui ont comme sources E1 et E2. Ceci peut s'expliquer par le fait que ces rais n'ont pas croisé de zones fissurées. Tandis que, nous remarquons durant cette phase que le rai « E1R8 » qui se propage suivant la direction axiale a subi une forte augmentation de vitesse (de 3000 à 3200 m/s). Par contre en ce qui concerne le rai radial (E2R2), et d'autres rais comme (E2R4) et (E2R5), ils n'ont pas eu d'évolution considérable durant les phases 1 et 2. Ceci s'explique par le fait que l'ouverture des fissures radiales a peu changé durant l'augmentation de la contrainte axiale. De plus, à la fin de la deuxième phase, on peut remarquer une chute de vitesse de quelques rais lors de l'augmentation de la contrainte axiale, en particulier le rai radial. Ceci montre l'influence de la dilatance et du développement instable des fissures sur la vitesse.

En ce qui concerne la phase « post-pic », de développement instable des fissures, nous remarquons une diminution considérable de la vitesse d'arrivée de l'onde P. Cette diminution dépend fortement de la direction des rais.

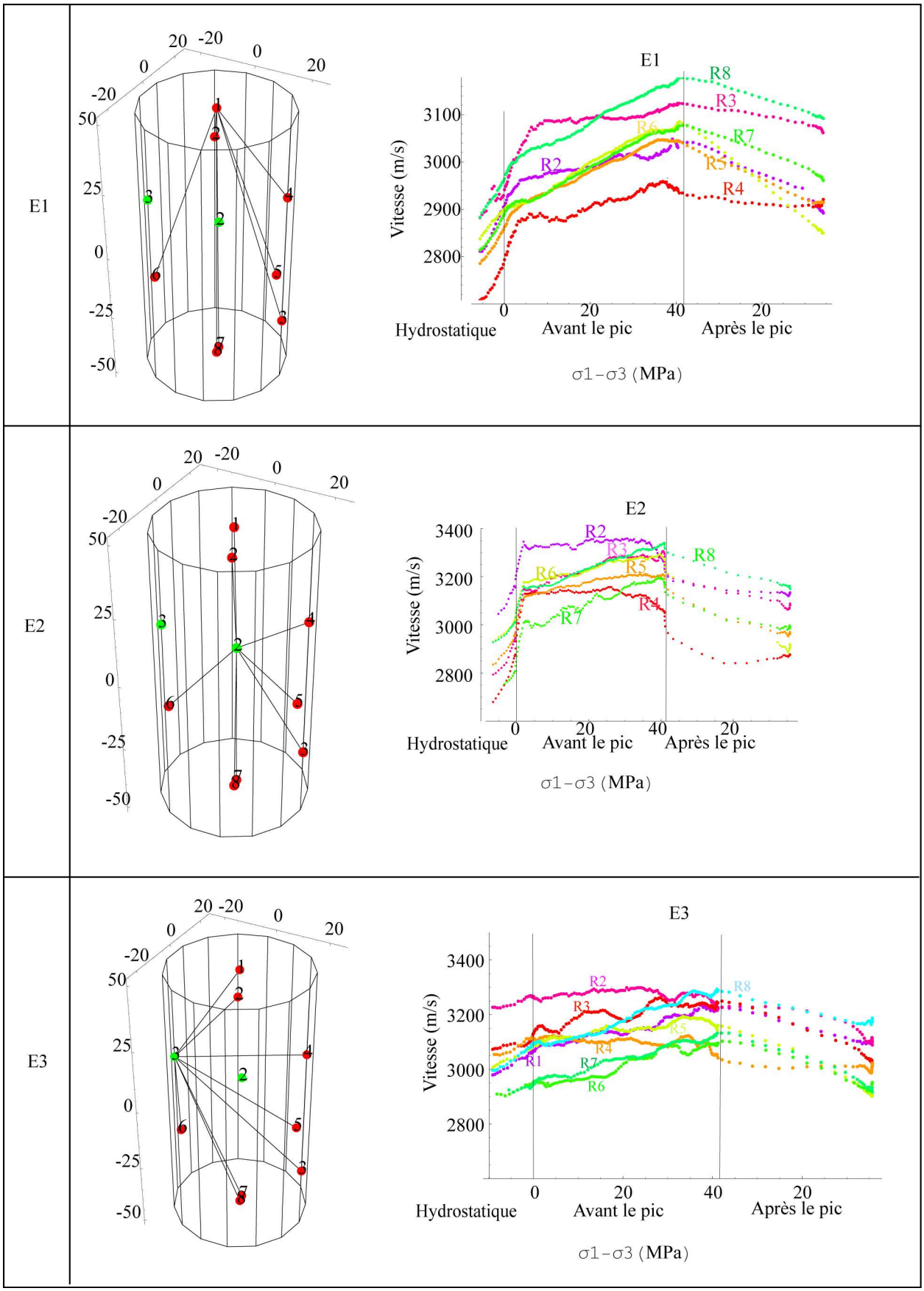


Figure 37 : Evolution de la vitesse d'arrivée d'onde P durant les trois étapes du chargement triaxial et pour les différentes direction des rais.

d- Evolution de l'amplitude maximale en fonction du déviateur de contrainte

Les figures 38, 39 et 40 montrent l'évolution de l'amplitude maximale en fonction du déviateur de contrainte et pour différentes directions de rais. Ces figures mettent en évidence la forte augmentation de l'amplitude maximale durant la phase de confinement hydrostatique et la dépendance du taux de variation avec la direction de propagation.

Durant les phases 1 et 2 « *avant pic* », nous remarquons qu'il existe trois types de variation : quasiment constante, augmentation de l'amplitude maximale et diminution de l'amplitude maximale. La diminution de l'amplitude est confirmée pour les rais croisant une zone perturbée mécaniquement ou endommagée par la contrainte axiale. Tandis que, dans le cas où il y a une augmentation de l'amplitude, c'est une confirmation de la fermeture des fissures radiales (leurs ouvertures sont axiales).

En ce qui concerne la phase « *post-pic* », nous remarquons pour la plupart des rais une chute considérable de l'amplitude maximale. Pour la plupart des rais aussi cette chute démarre même avant le pic de la contrainte (seuil de rupture). Ceci peut mettre en évidence la forte sensibilité de l'atténuation à l'endommagement.

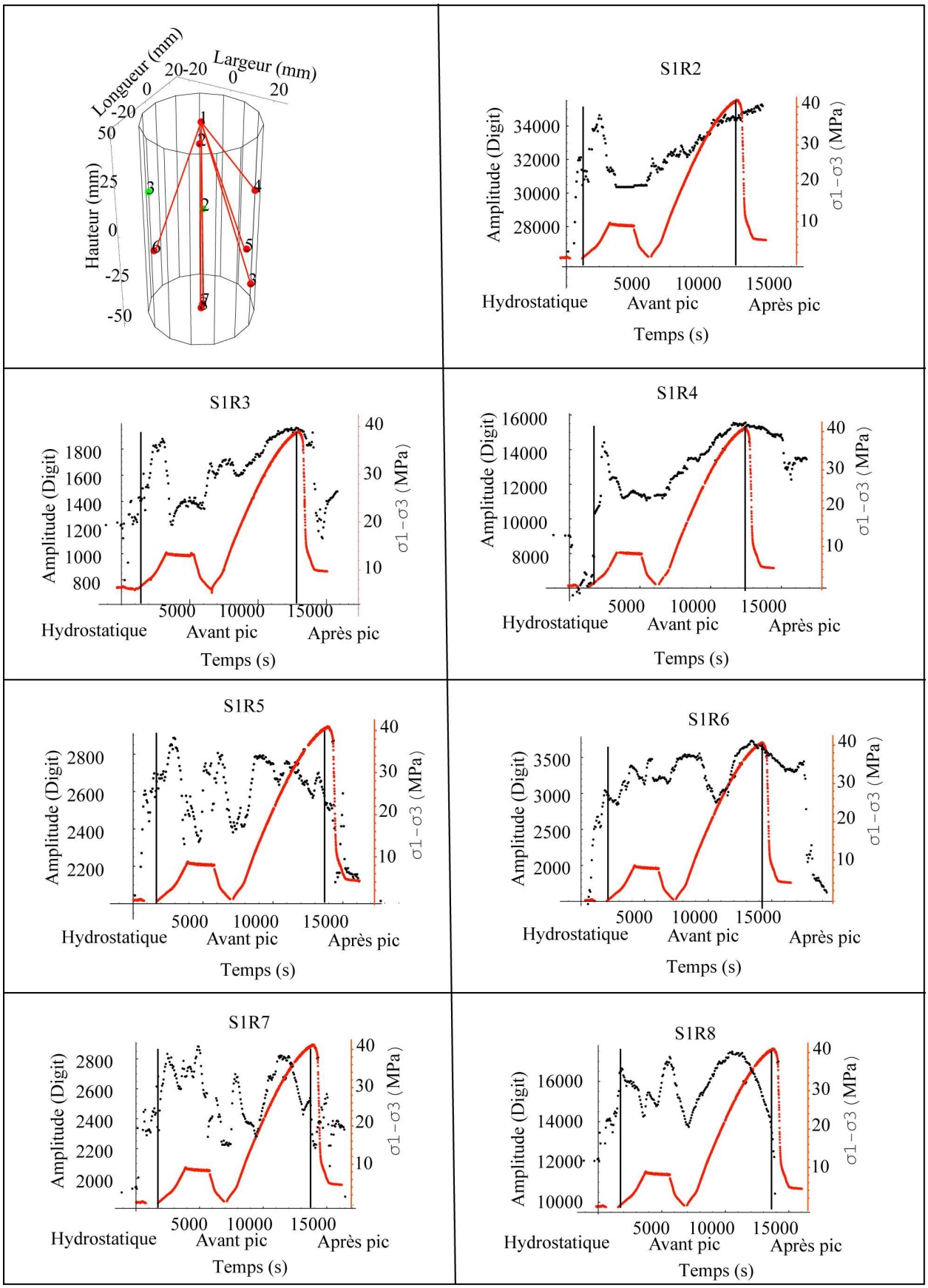


Figure 38 : Evolution de l'amplitude maximale en fonction du déviateur de contrainte pour les rais partant de la source E1.

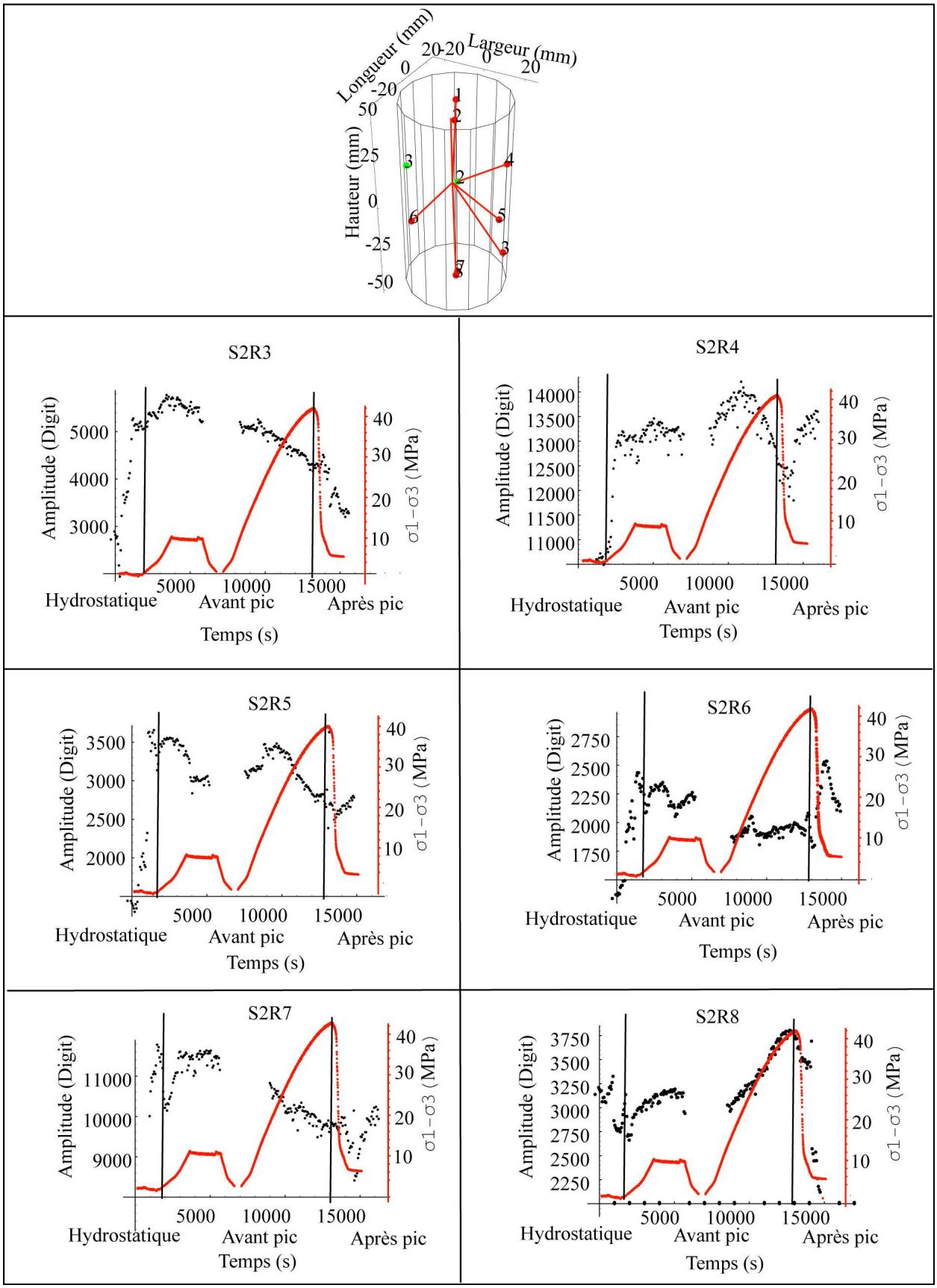


Figure 39 : Evolution de l'amplitude maximale en fonction du déviateur de contrainte pour les rais partant de la source E2.

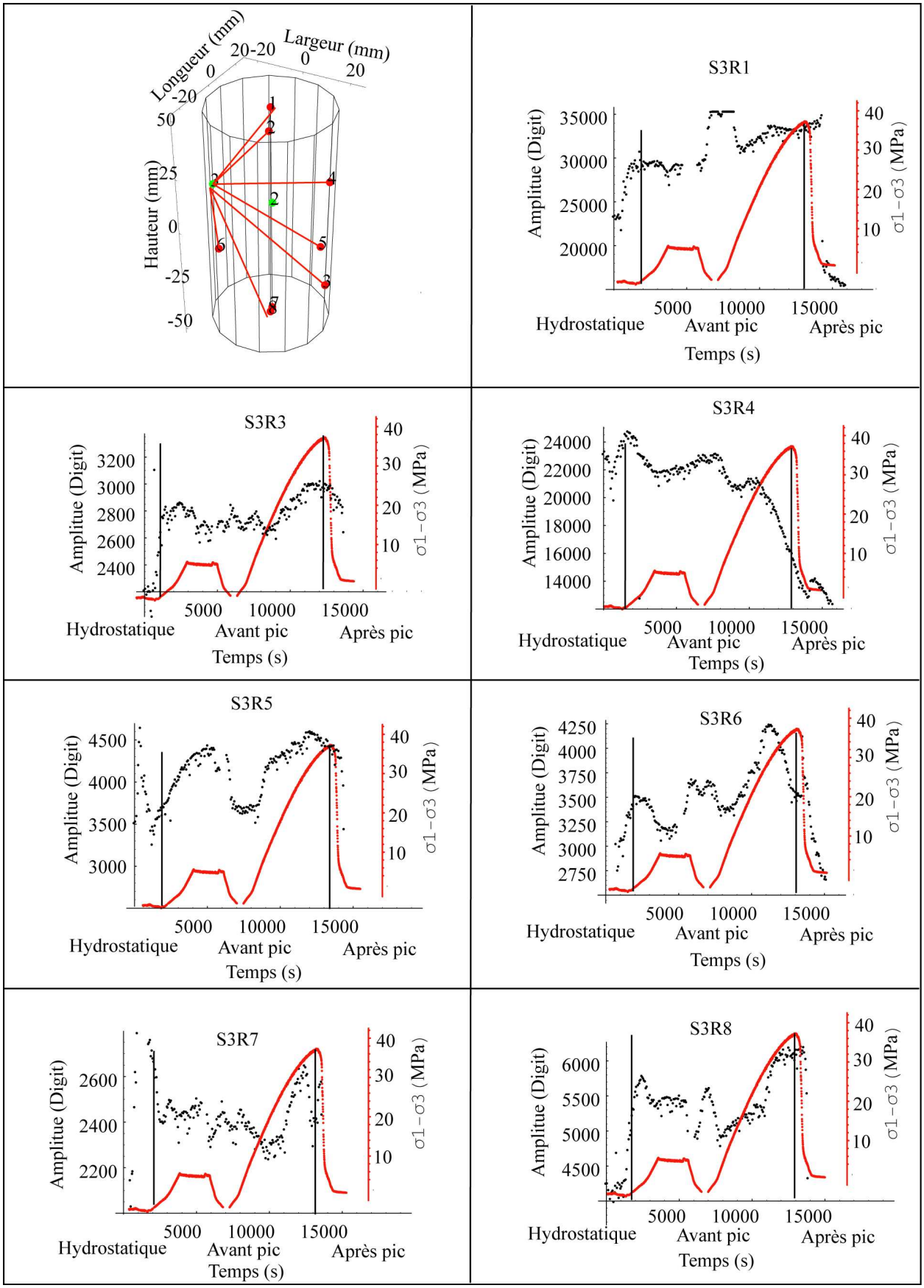


Figure 40 : Evolution de l'amplitude maximale en fonction du déviateur de contrainte pour les rais partant de la source E3.

3.2 Conclusion

Ce chapitre a porté sur la caractérisation de la propagation des ondes durant un essai de chargement uniaxial et un chargement triaxial. En ce qui concerne l'essai de chargement uniaxial, trois dispositifs de capteurs ont été installés à 25 mm de la tête de l'échantillon. Ces dispositifs nous ont permis de remarquer une chute de la vitesse de propagation d'onde suivant la direction radiale. Cette diminution de vitesse est fortement liée aux différentes phases des courbes contrainte- déformations axiale, radiale et volumique. De plus, les données enregistrées ont permis de faire l'inversion tomographique par l'utilisation du logiciel d'inversion « TOMSIS ». L'inversion a pu mettre en évidence le champ de vitesse que l'on peut relier à la fracturation de l'échantillon.

La deuxième expérimentation consistait à réaliser un essai de chargement triaxial avec une pression de confinement égale à 10 MPa. Cet essai a mis en évidence l'influence considérable de la pression de confinement sur la vitesse de propagation des ondes qui se résume par la vitesse après le pic du même ordre que celle trouvée après la phase hydrostatique du chargement. Cette étude a montré une diminution de la vitesse à un niveau de contrainte proche du seuil de rupture. L'étude de la variation de l'amplitude maximale a montré sa sensibilité à l'endommagement.

Les changements mécaniques et ultrasoniques des essais réalisés sur les argilites de l'Est dans le cadre de la présente recherche peuvent être décrits en termes de changements temporels dans les distributions des deux populations de microfissures orthogonales qui se ferment et s'ouvrent au fur et à mesure que l'échantillon se déforme.

Pour conclure, l'évolution des caractéristiques d'un train d'ondes peuvent permettre de suivre l'évolution de l'endommagement du matériau. Dans ce chapitre, l'endommagement résulte de la variation du champ de contrainte. Mais, en ce qui concerne les chapitres qui suivent, le terme « *endommagement* » portera sur le changement de propriétés mécaniques et séchage des parois d'une excavation.

4 Caractérisation de la propagation des ondes dans les Argilites de Mont-terri par méthode in situ

Une excavation souterraine entraîne typiquement une redistribution du champ de contrainte, une variation de pression des pores, l'apparition d'une zone endommagée ou fracturée, etc.. L'étude de la zone endommagée (*EDZ*) est essentielle dans la problématique du stockage, pour lequel il est nécessaire d'empêcher le passage préférentiel des matériaux stockés vers l'environnement. Plusieurs études et expérimentations in situ ont été menées lors de ces quinze dernières années afin d'étudier le comportement hydromécanique de la zone endommagée. Parmi ces expérimentations, « *EDZ Cut-Off* » a été conduite par l'Andra afin d'étudier l'effet court-circuit de la zone endommagée par l'excavation d'une saignée. La surveillance ultrasonique durant les différents stades de l'expérimentation a été réalisée par l'INERIS, permettant d'étayer ces travaux de la thèse.

Après avoir introduit ce chapitre par un résumé des travaux effectués in situ afin de déterminer l'étendue de la zone endommagée, une description des étapes d'une première expérimentation « *EDZ Cut-Off* » est effectuée. Cette expérimentation a été réalisée dans le milieu argileux du Laboratoire Souterrain de Mont Terri. Ce chapitre s'articule autour de deux points principaux : la description des dispositifs instrumentaux lors de l'expérimentation d'une part et la description de la géologie du milieu rocheux ainsi que la modélisation numérique réalisée d'autre part. Ce chapitre s'achève par une conclusion présentant l'avantage des choix des dispositifs.

4.1 Introduction générale

La surveillance de la stabilité mécanique des structures critiques telles que les mines, les barrages, les pentes et les réservoirs de stockage est très importante pour des raisons de sûreté. La connaissance des modifications du champ de contrainte autour d'une structure permet aux ingénieurs de prendre des mesures préventives ou de renforcement de cette structure si cela s'avère nécessaire. Plusieurs études expérimentales in situ ont été réalisées.

Young and Collins (2001) ont utilisé la technique micro-sismique d'une part et l'analyse des émissions acoustiques d'autre part afin de déterminer et de quantifier l'extension de l'EDZ autour d'une galerie. Cette galerie se trouvait à une profondeur de 420 m dans le laboratoire de recherche souterrain à Manitoba-Canada (Underground Research Laboratory URL in Manitoba Canada). Les auteurs ont mesuré les vitesses de propagation des ondes P et S dans une zone s'étendant jusqu'à 3 m du mur de la galerie. Ils ont pu suivre la variation des vitesses d'arrivées d'ondes P et S durant les 16 mois d'enregistrement des données. Cette variation montre une diminution remarquable de ces vitesses. Les auteurs ont utilisé ces résultats afin de déterminer l'évolution de la densité de fissures et du degré de saturation dans ce milieu. Ces calculs ont été réalisés par l'utilisation de la méthode de **Zimmerman et King (1985)**. La méthode de **Zimmerman et King** (1985), repose sur la normalisation des modules de Young et du coefficient de Poisson de la zone endommagée à partir de celle de la zone saine. Elle correspond à une diminution exponentielle de ces deux modules en fonction de la densité de fissures. Nous verrons que les vitesses des ondes P et S peuvent être utilisées afin de modéliser la densité de fissures et le degré de saturation le long du trajet des rais. La densité de fissures est définie par le nombre de fissures par unité de volume multiplié par R^3 (R : rayon de fissure (penny-shaped)).

L'étude a montré une augmentation de la densité de fissures (2,3%) et une diminution du degré de saturation (4%) en fonction du temps. L'augmentation de la densité de fissures s'explique par le développement de nouvelles fissures dont l'orientation et la forme sont inconnues.

Le développement des fractures dans l'EDZ induit une diminution des modules élastiques et par là même des vitesses de propagation des ondes. Les études qui ont déjà été faites à propos de la propagation des fissures dans l'EDZ montrent que ces fractures se développent principalement suivant la direction orthogonale à la contrainte mineure (σ_3) et parallèlement au parement des excavations (**Maxwell *et al.* (1997)**). L'influence de ces fractures peut se traduire dans un premier temps par une augmentation de l'anisotropie de vitesse. La direction de forte vitesse s'oriente, dans ce cas, dans la direction parallèle aux fissures ou aux fractures tandis que la direction de faible vitesse s'oriente dans la direction perpendiculaire aux fissures ou fractures. **Maxwell *et al.* (1997)** ont réalisé des mesures ultrasoniques suivant la direction radiale d'un tunnel cylindrique (URL-Canada). Une augmentation des vitesses d'ondes P et S, en fonction de la distance au mur du tunnel, a été clairement mise en évidence. Au voisinage immédiat de la galerie et jusqu'à une profondeur de 40 cm, la vitesse est faible. Au-delà, la vitesse des ondes P et S augmente rapidement. De plus, il existe une forte corrélation entre l'évolution des ondes P et S ainsi que l'augmentation de la distance du front du tunnel. En résumé, une zone de faible vitesse se trouve au voisinage proche du tunnel, zone où les déviateurs de contraintes sont les plus forts. Les auteurs ont modélisé les degrés de fissuration et de saturation par l'utilisation de la méthode précédemment citée.

De même, **K. Schuster *et al.* (2001)** ont utilisé la technique d'investigation sismique afin de caractériser et de déterminer l'extension de l'EDZ autour d'une excavation souterraine au laboratoire **du Mont Terri.** Les auteurs montrent que l'excavation d'une galerie a créé une zone endommagée dans son voisinage. Le degré de cet endommagement dépend fortement de la méthode utilisée afin d'excaver la galerie souterraine. Les vitesses de propagation des ondes sismiques changent significativement avec la progression des fractures. La méthode de l'analyse des ondes ultrasonique est capable de suivre l'évolution de l'EDZ qui s'étend dans ce cas jusqu'à 1 m du parement de la galerie.

B. Zinszner et *al.* (2002) ont utilisé les possibilités offertes par le site expérimental de l'IRSN (Institut de Recherche et de Sûreté Nucléaire) dans le tunnel de Tournemire au sud de l'Aveyron. Ils ont étudié la vitesse de propagation des ondes élastiques dans des argilites, à trois échelles d'investigation : ultrasons, diagraphie et tomographie sismique. Ces argilites présentent une forte anisotropie transverse. Les mesures concernent deux zones structurellement différentes : une zone fracturée et une zone d'argilite saine. Des mesures en laboratoire ont montré que l'application d'une contrainte uniaxiale a une forte influence sur la vitesse de propagation des ondes et l'anisotropie de vitesse. Les mesures diagraphiques (échelle décimétrique) ont pu montrer que l'existence des fractures entraîne une nette baisse des vitesses soniques. L'inversion tomographique (échelle métrique) a pu montrer une forte anisotropie des deux zones étudiées.

Sato *et al.* (2000) ont travaillé sur la détermination de l'étendue de l'EDZ par l'utilisation de plusieurs techniques expérimentales. Les auteurs rappellent qu'en plus des ruptures et de la redistribution des contraintes, l'excavation induit des phénomènes de désaturation qui ont un impact important sur la vitesse des ondes. Les auteurs ont confirmé que l'extension et la caractérisation de cette zone dépendent fortement de la méthode d'excavation utilisée dans une galerie souterraine. Ils ont utilisé la sismique réflexion, la surveillance par la tomographie, la mesure de la conductivité hydraulique et la mesure de vibration due à l'excavation. Le but de ces études est de pouvoir comprendre l'influence de la méthode d'excavation et les propriétés mécaniques des roches sur l'extension de l'EDZ lors d'une excavation souterraine. Ces études ont été menées dans la mine de Tono (Japon), dans une formation granitique. L'étude a montré que l'EDZ s'étend à 0,3 m de profondeur dans le parement de la galerie.

Ces études ont montré, par l'utilisation des méthodes géophysiques en corrélation avec les mesures géotechniques, que l'étendue de la zone endommagée autour d'une excavation souterraine dépend principalement de la méthode d'excavation, du comportement mécanique du milieu rocheux, de la géologie du milieu. Les références présentées précédemment portent sur l'étude de la vitesse de propagation des ondes P et S d'une part et sur la localisation des émissions acoustiques d'autre part.

Cependant, dans ces différentes études, l'atténuation des ondes dans une zone endommagée n'a pas été étudiée. L'étude de l'atténuation des ondes est généralement très enrichissante, elle semble en effet très sensible aux perturbations de l'excavation. L'étude bibliographique sur les recherches effectuées en laboratoire montre l'importance de l'atténuation. En effet, celle-ci reflète les changements mécanique, thermique et hydraulique de la roche comme nous allons le voir par la suite.

4.2 EXPERIMENTATION «EDZ Cut-Off»

4.2.1 Aspect historique : laboratoire souterrain du Mont-Terri

Le laboratoire souterrain du Mont Terri (Suisse) est géré par un consortium international (ANDRA, IRSN : France, BGR, GRS : Allemagne, NAGRA, HSK, OFEG/SGN : Suisse, OBAJACHI, JAEA, CRIEPI : Japan et ENRESA : Espagne). Le but des recherches du laboratoire consiste à évaluer les caractéristiques hydrogéologiques, géochimiques et géotechniques d'une formation argileuse en tant que barrière géologique à un stockage souterrain.

Le laboratoire du Mont Terri se situe dans la couche profonde d'argile à Opalinus. Cette couche est elle-même située dans le premier pli du Jura plissé. Le laboratoire est construit à côté du tunnel autoroutier du Mont Terri et traverse à la fois le Jura plissé et le Jura Tabulaire composés de formations gréseuses, calcaires marneuses et argileuses (Figure 41 et Figure 42).

En 1989, une galerie de reconnaissance a été excavée pour servir de galerie de sécurité au tunnel autoroutier du Mont Terri. Elle a été construite avant l'autoroute elle-même pour identifier les différentes formations que traversera l'ouvrage définitif. En 1996, le projet international est lancé dans la galerie de reconnaissance du tunnel autoroutier du Mont Terri.

La plus ancienne d'une première série d'expériences a été effectuée dans la galerie de reconnaissance. Il a fallu construire une nouvelle galerie parallèle pour les expériences les plus récentes afin de ne pas trop détériorer le tunnel avec de nouvelles expériences. Cette galerie a pris le nom de laboratoire du Mont Terri, et comporte aujourd'hui plusieurs expériences couplées ou indépendantes.

En automne 2003, une nouvelle galerie EZ-A a été excavée (Nussbaum et al. 2004) pour réaliser de nouvelles expérimentations dont celle de « *EDZ Cut-Off*». Cette galerie est localisée à l'entrée du laboratoire du Mont Terri (Figure 42). La galerie EZ-A s'étend sur une trentaine de mètres de long, orientée parallèlement à la stratification et positionnée dans le faciès des marnes à Opalinus. Cette galerie a les dimensions standard des ouvrages du Mont-Terri (géométrie en fer à cheval). Elle a été creusée à la machine à attaque ponctuelle et le soutènement est constitué de béton projeté renforcé localement par des boulons.

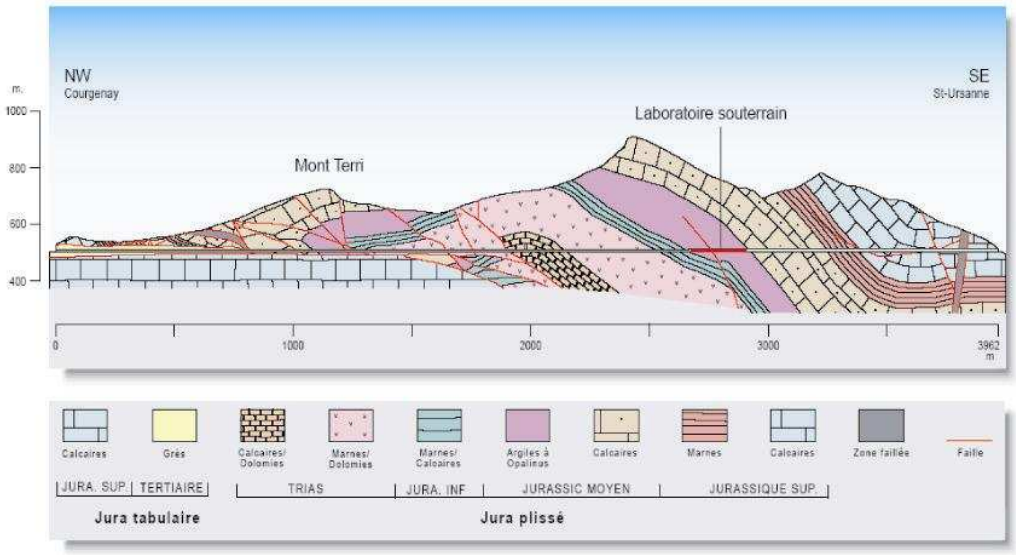


Figure 41 : Coupe géologique de l'anticlinal du Mont Terri
le long du tunnel autoroutier du Mont Terri (M. Freivogel (2001) Université de Bâle).

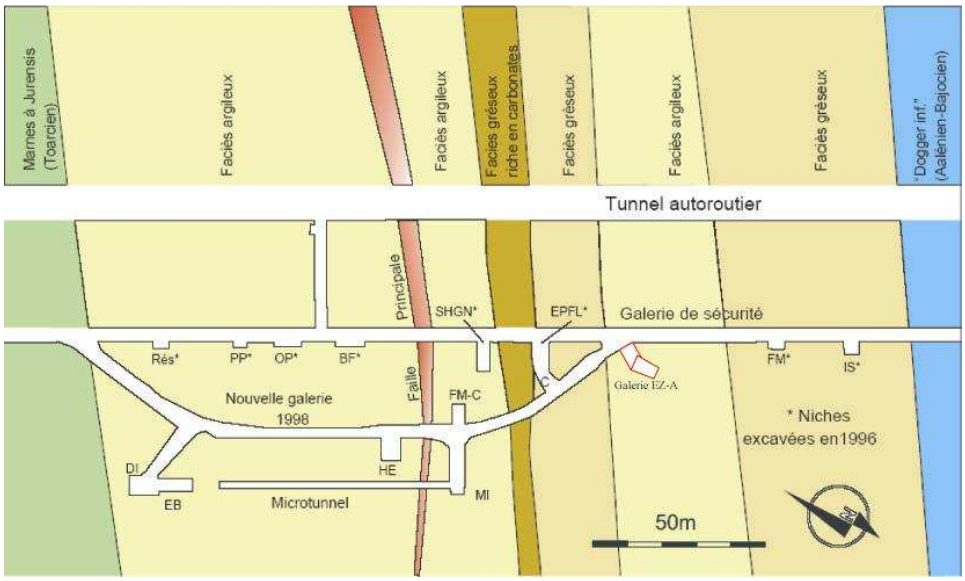


Figure 42: Coupe plane présentant les différentes galeries constituant le Laboratoire Souterrain du Mont-Terri (en rouge : la galerie EZ-A).

4.2.2 Objectifs et description de l'expérimentation EDZ *Cut-OFF*

Pour améliorer les caractéristiques et étudier la possibilité d'interrompre l'étendue de la zone endommagée, des expérimentations in situ ont été réalisées, prenant le nom de « *EDZ Cut-Off* ». On entend par « *Cut-Off* » le court-circuit de la zone endommagée. Les objectifs principaux de ces expérimentations sont :

- la détermination de l'étendue de la zone argileuse endommagée par l'existence d'une galerie ;
- le suivi de l'évolution de cette zone lors de l'excavation d'une saignée de 18 cm d'épaisseur et de 150 cm de profondeur dans le mur de la galerie ;
- le suivi de l'évolution de la zone endommagée lors de la remise en pression des parois de la tranchée.

Ces étapes sont représentées schématiquement sur la Figure 43. On y voit le développement de la zone endommagée due à l'excavation de la galerie et de la tranchée d'une part et l'effet de la remise en pression des parois de la tranchée d'autre part.

La modélisation numérique permet d'estimer au préalable l'étendue de la zone endommagée autour d'une excavation souterraine. Cette modélisation nécessite un ensemble de données concernant les caractéristiques hydromécaniques du milieu rocheux. Elle exige aussi un modèle permettant la caractérisation du milieu étudié (élastique, élastoplastique, élastoplastique avec endommagement anisotrope,…). La qualité de cette modélisation est fonction à la fois des données récoltées et du modèle utilisé. Pour mieux caractériser la zone endommagée, il faut mettre en place diverses méthodes d'auscultation in situ, dont des méthodes géophysiques.

On entend par surveillance, tout ce qui permet la caractérisation et le suivi du milieu rocheux à l'échelle spatiale et temporelle. La surveillance peut se faire aussi bien par la mesure de la propagation des ondes, que par l'enregistrement des émissions acoustiques produites par le changement des caractéristiques du milieu rocheux. La mesure de la propagation des ondes dans un milieu rocheux nous donne accès à plusieurs données qui dépendent fortement des caractéristiques mécaniques du milieu rocheux. Ces données peuvent se résumer à la vitesse de propagation des ondes, aux valeurs d'atténuation des ondes et au contenu fréquentiel des signaux.

Afin de réaliser ces trois objectifs, des signaux ultrasoniques ont été enregistrés au cours de trois phases :

- une tomographie sismique entre deux forages (EZA18 et EZA19) surcarottés au mur de la galerie EZ-A (Figure 42) ;
- une surveillance du champ de vitesse « *velocity-survey* » lors de l'excavation de la saignée au mur de la galerie EZ-A.
- une surveillance du champ de vitesse « *velocity-survey* » lors de la remise en pression des parois de la saignée.

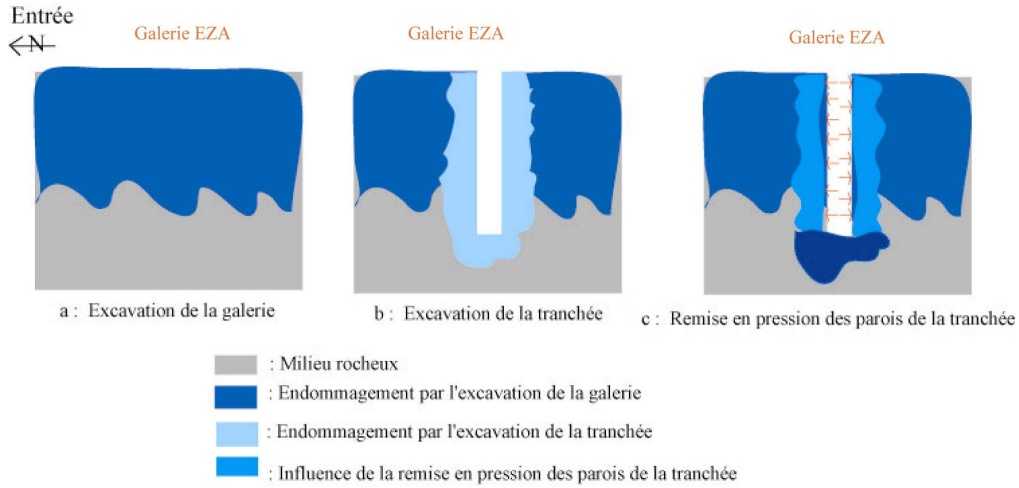


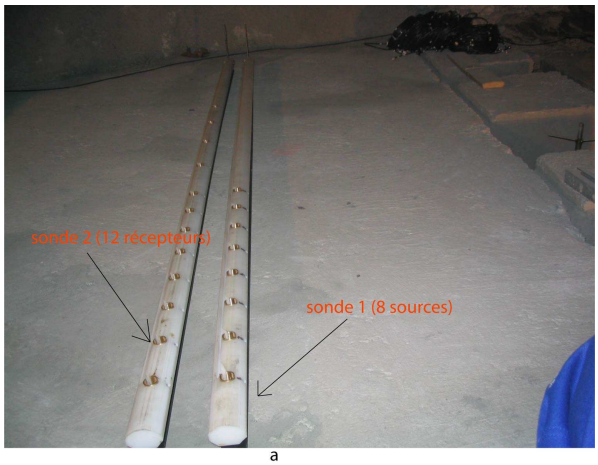
Figure 43 : Principe des différentes étapes de l'expérimentation *EDZ Cut-Off*.

Après avoir introduit l'intérêt de la réalisation de l'expérimentation « *EDZ Cut-Off* », nous allons décrire les dispositifs utilisés. Cette description va porter sur les positions des sources et des capteurs durant les trois phases de l'expérimentation.

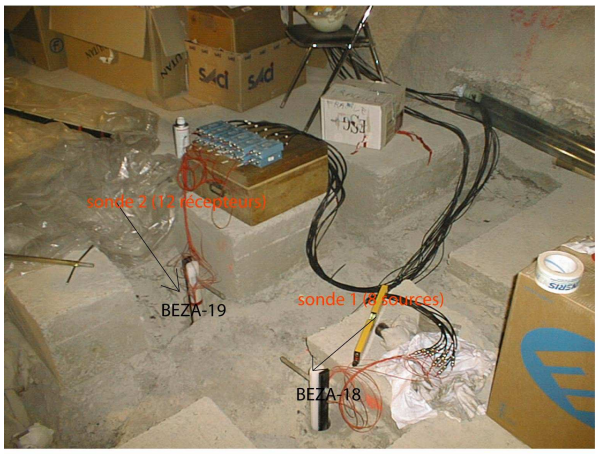
a- Tomographie sismique

Le terme tomographie est composé des deux mots grecs « tomo » : morceau coupé et « graphie » : description. La tomographie consiste à visualiser, d'une manière indirecte, une coupe plane interne d'un objet. C'est donc avant tout une technique d'imagerie, et son application couvre des domaines très variés. Les plus connus sont ceux de la médecine et du contrôle industriel. Une autre application concerne l'exploration des couches profondes de la terre, par la détection et le traitement très élaboré des signaux engendrés au cours des phénomènes sismiques ou bien induits. En ce qui nous concerne, nous avons utilisé cette technique pour connaître la distribution des vitesses de propagation d'ondes P dans une zone argileuse s'étendant jusqu'à 2,1 m de profondeur.

Afin d'estimer la zone perturbée par la galerie EZ-A, une tomographie sismique a été réalisée dans le mur de la galerie. Nous avons utilisé deux sondes, l'une portant 8 capteurs (BEZA 18, sources) et l'autre portant 12 capteurs (BEZA 19, récepteurs). On peut rappeler qu'une sonde est une chaîne de capteurs permettant la mesure du son dans un sondage. Elle a été mise à l'actif de Conrad SCHLUMBERGER qui déposa un brevet d'invention le 1er juin 1934. La distance entre ces deux sondes est égale à 70 cm (Figure 44). Les capteurs utilisés tout au long de l'expérimentation sont de type piézo-électrique (Physical Acoustics Corporate) PAC-R6 et ont une bande de fréquence opérationnelle entre 35 et 100 KHz et une fréquence de résonance égale à 6 dB. La Figure 44 présente les positions des sources et des récepteurs utilisés. Les deux sondes ont été déplacées verticalement suivant 9 dispositifs afin de couvrir entièrement la zone auscultée par des rais sismiques (Figure 45). La Figure 45 montre quelques dispositifs des deux sondes utilisés lors de l'exploration du milieu par l'application de la tomographie.



a



b

Figure 44 : Deux sondes utilisées lors de la réalisation de la tomographie (a) et en place au mur de la galerie (b).

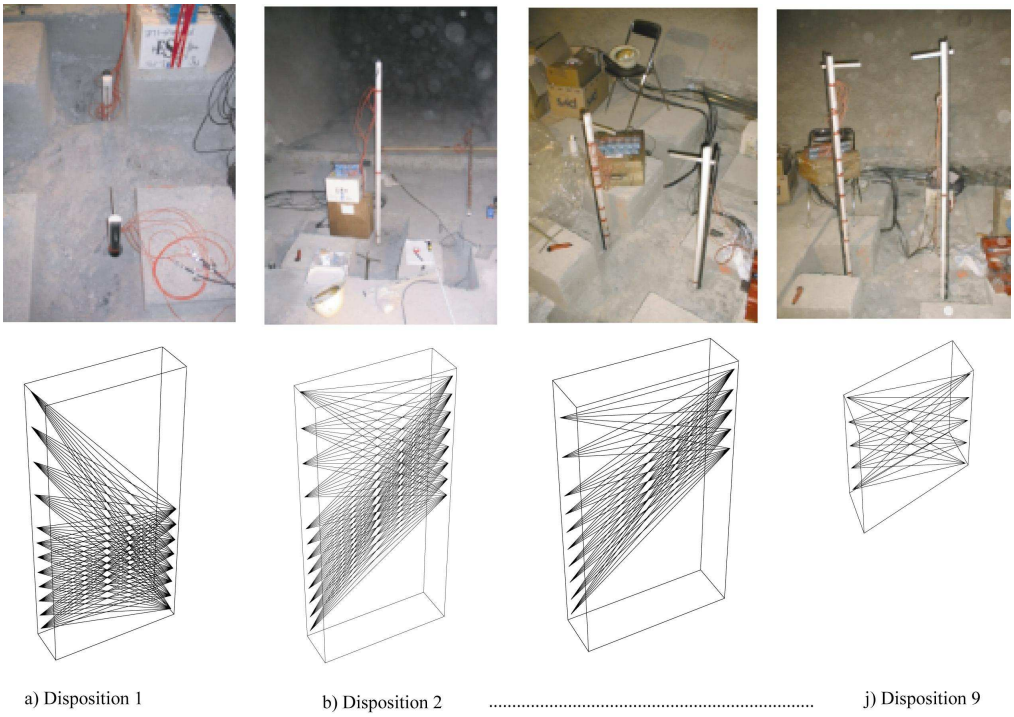


Figure 45 : Les neuf dispositifs formant le plan de la tomographie

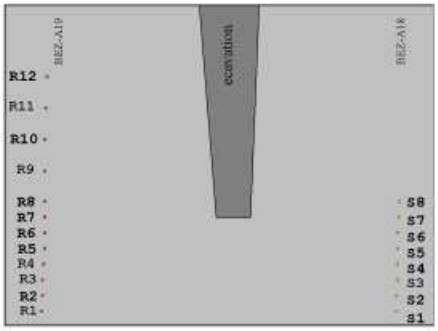
b- Surveillance de la propagation des ondes lors de l'excavation de la saignée

Afin d'estimer l'influence de l'excavation sur la zone endommagée, qui se trouve au-dessous du mur de la galerie, une saignée de 18 cm d'épaisseur et 150 cm de profondeur a été excavée. L'excavation de la tranchée a été faite par palier de 6 cm d'épaisseur en utilisant la scie. La Figure 46 montre la réalisation de l'excavation de la saignée.

Des mesures de vitesses ont été enregistrées au fur et à mesure de l'avancement de la tranchée. La Figure 47, présente la position de la saignée par rapport aux deux sondes utilisées ci-dessus (BEZA-18 et BEZA-19) et les positions des capteurs. D'après la Figure 47 et la Figure 48, seule la partie se trouvant à la base de la tranchée est « éclairée » par les rais. Par conséquent, les deux zones se situant aux parements de la tranchée ne peuvent être étudiées durant l'excavation. Les mesures de vitesse permettent de suivre l'évolution temporelle et spatiale de l'endommagement développé à la base de la tranchée. La Figure 49 présente les différentes étapes des mesures faites durant l'excavation.

Figure 46 : Réalisation de l'excavation de la tranchée

a



b

Figure 47 : a- Photographie de la saignée et du dispositif ; b- positionnement des sources et des capteurs (S : source, R : récepteur) utilisés durant les mesures faites au cours de l'excavation.

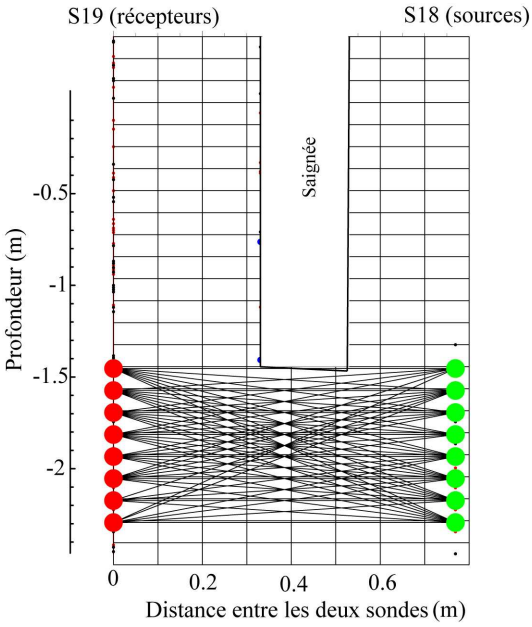


Figure 48 : Dispositif de capteurs et présentation de la zone éclairée par des rais (rais en noir ; famille 1 des fractures en bleu ; familles 2 des fractures en rouge).

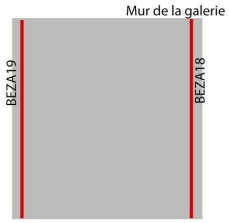
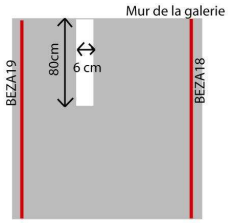
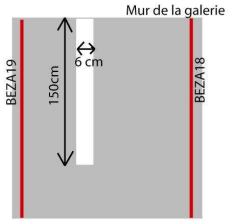
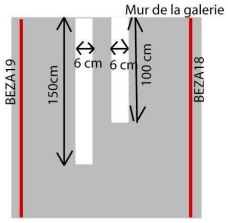
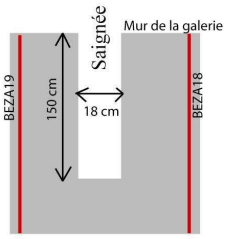
N° de mesure	Etapes	Dessin répresentatif
1	Avant l'excavation de la tranchée	
2	6 cm d'épaisseur et 80 cm de profondeur	
3 4 5 6 7	6 cm d'épaisseur et 150 cm de profondeur	
8 9 10 11	6 cm d'épaisseur et 150 cm de profondeur + 6 cm d'épaisseur et 100 cm de profondeur	
12 13	Après l'excavation de la tranchée 18 cm d'épaisseur et 150 cm de profondeur	

Figure 49 : Etapes de l'avancement de l'excavation

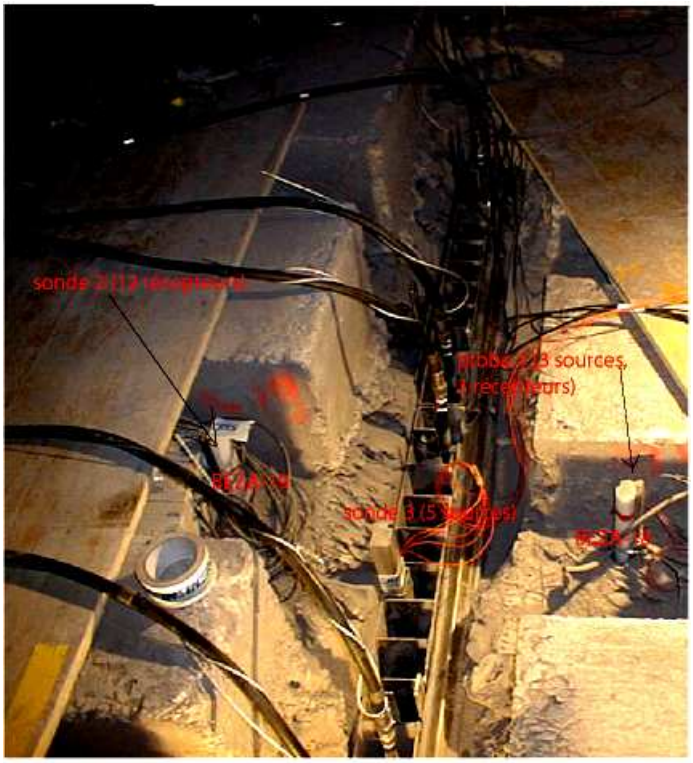
c- Surveillance de la propagation des ondes lors de la remise en pression des parois de la saignée

Chercher une solution afin d'améliorer le comportement de la zone endommagée est un enjeu que les chercheurs essaient d'atteindre. L'Andra a proposé plusieurs solutions parmi lesquelles on trouve le reconfinement des parois de l'excavation. Pour cela, un vérin hydraulique a été installé dans la saignée, permettant de remettre en pression les deux parois de la tranchée (Figure 50).

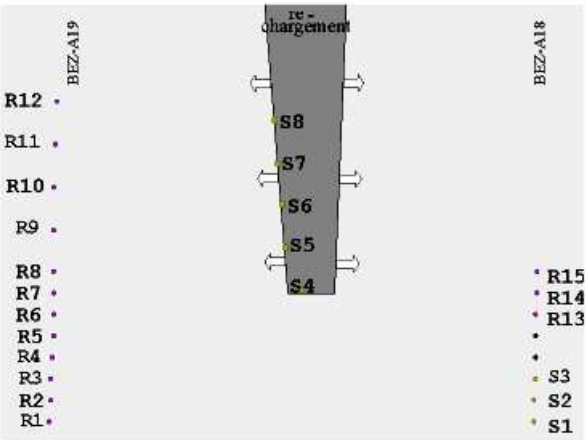
La remise en pression a été réalisée suivant un cycle de rechargement. Le rechargement a été réalisé sous la forme d'un cycle de plusieurs paliers (un palier par semaine) avec une pression allant de 0,27 MPa à 1,98 MPa. Ce cycle (cycle long) a duré un mois et demi environ, du 2 avril au 13 mai 2004. La Figure 51 présente le cycle de rechargement-déchargement. Durant la

période s'étendant du 22 avril au 6 mai 2004 une coupure d'électricité a empêché l'enregistrement des données. Pour cela, un nouveau cycle de rechargement-déchargement des parois de la saignée a été réalisé durant deux jours (2 et 3 juin 2004). Le rechargement durant le cycle court a été fait par paliers de 2 heures pour une gamme de pression allant de 0,27 MPa à 1,98 MPa. Le déchargement est linéaire, de 1,98 MPa à 0,67 MPa puis chute rapidement jusqu'à une pression nulle. La Figure 52 quant à elle présente le cycle court de rechargement-déchargement.

Le suivi de l'évolution des caractéristiques d'un train d'onde, se propageant dans le milieu rocheux autour de la tranchée, a exigé une nouvelle chaîne de capteurs. Pour cela, une troisième sonde portant 5 capteurs a été installée dans le vérin hydraulique et mise en contact avec la paroi de la tranchée. La Figure 50b montre la distribution des 8 sources et des 15 récepteurs. Cette distribution offre la possibilité de suivre l'évolution des comportements des deux zones : au parement et à la base de la tranchée.



a



b

Figure 50 : Remise en pression des parois de la tranchée (a), position des capteurs par rapport à la tranchée (b) avec R : récepteur et S : source.

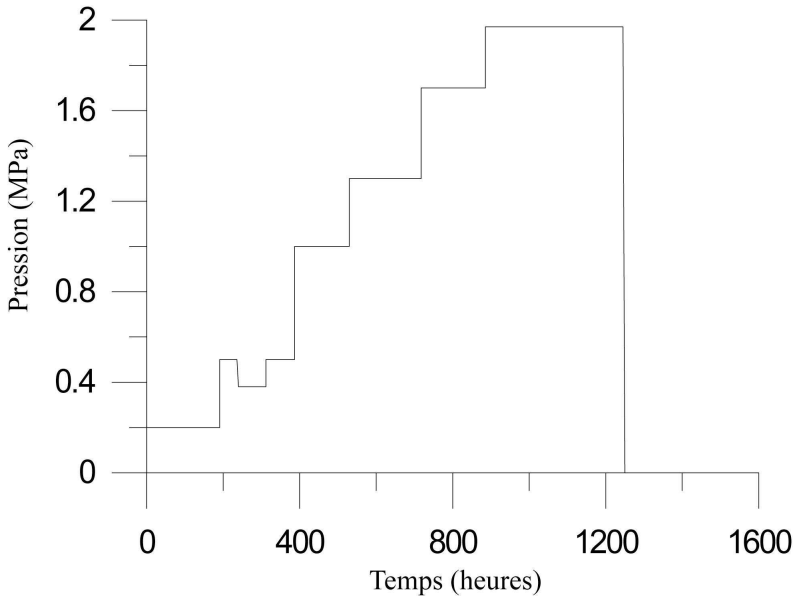


Figure 51 : Présentation du cycle long de rechargement des parois de la saignée.

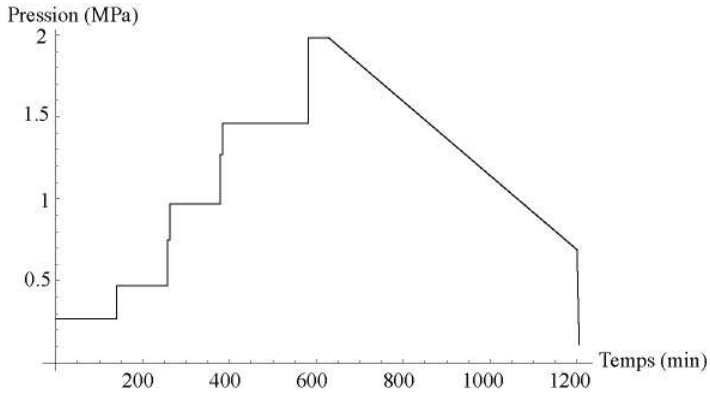


Figure 52 : Cycle court de rechargement-déchargement (pression (MPa) en fonction du temps (minutes).

4.2.3 Géologie structurale du milieu

La galerie EZ-A a été excavée, en forme de fer à cheval de dimensions 4,6 m de hauteur et 4,7 m de largeur. Pendant l'excavation de la galerie, des relevés stratigraphiques des failles et des fractures ont été réalisés par Nussbaum *et al.* (2004). La Figure 53 montre deux coupes verticales, celles-ci révèlent l'existence de quatre types d'hétérogénéité géologique :

- famille 1 des fractures (majeures et en bleu) ;
- famille 2 des fractures 2 (mineures et en rouge) ;
- traces de littages (en vert) ;
- discontinuités ou fractures induites par l'excavation de la galerie (en noir).

Nussbaum *et al.*, 2004 ont également effectué le relevé des failles et des fractures présentes sur les deux carottes des deux sondes EZA18 et EZA19 (utilisées lors de l'expérimentation). Les auteurs ont ainsi pu relever les discontinuités géologiques présentes sur le mur de la tranchée (Figure 54).

Les études géologiques ont précisé que les fractures de la famille 1 sont orientées suivant la direction Nord 140-150° avec 45-50° de pendage et celles de la famille 2 suivant la direction Nord 200-220°et 10-20° de pendage.

Le plan étudié est le plan formé par les deux sondes (EZA-18 et EZA-19). Ce plan est perpendiculaire au mur de la tranchée. La géologie structurale de ce plan est déterminée d'abord par le calcul des points d'intersection entre ce plan et les failles existantes dans le plan du mur de la tranchée. Ensuite, connaissant le pendage des failles dans le plan des deux sondes, cela a permis de reconstruire la fracturation dans le plan d'étude. Enfin, une comparaison par rapport aux failles observées sur les deux sondages a permis de consolider le relevé (Figure 55).

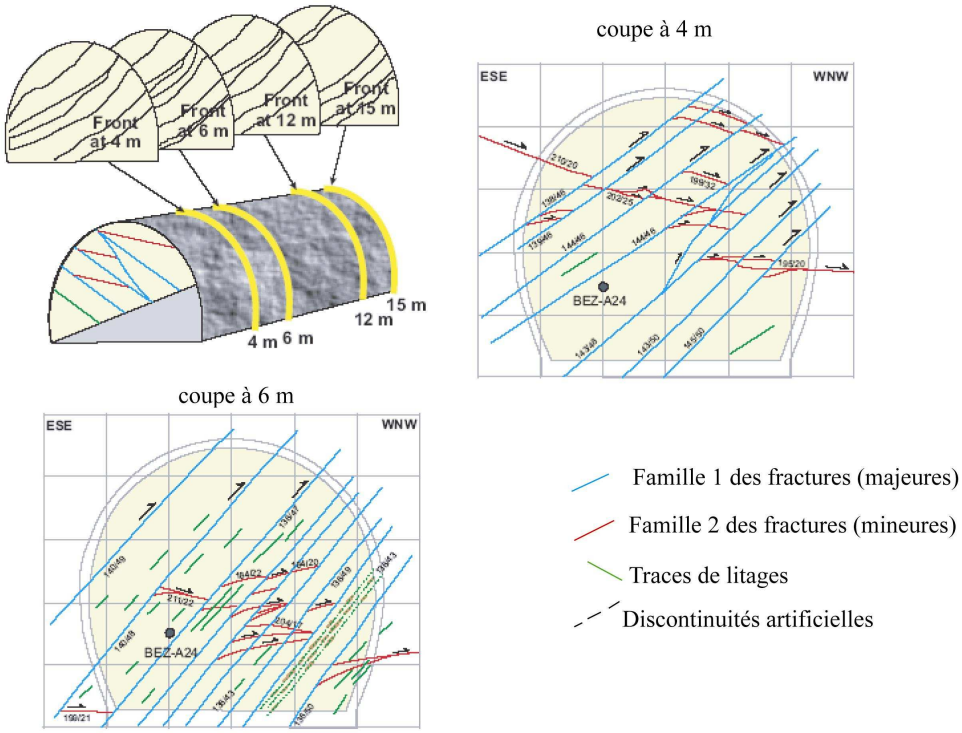


Figure 53 : Coupes géologiques du front de la galerie EZ_A à 4m et 6m de l'entrée de la galerie (d'après Nussbaum *et al.* 2004)

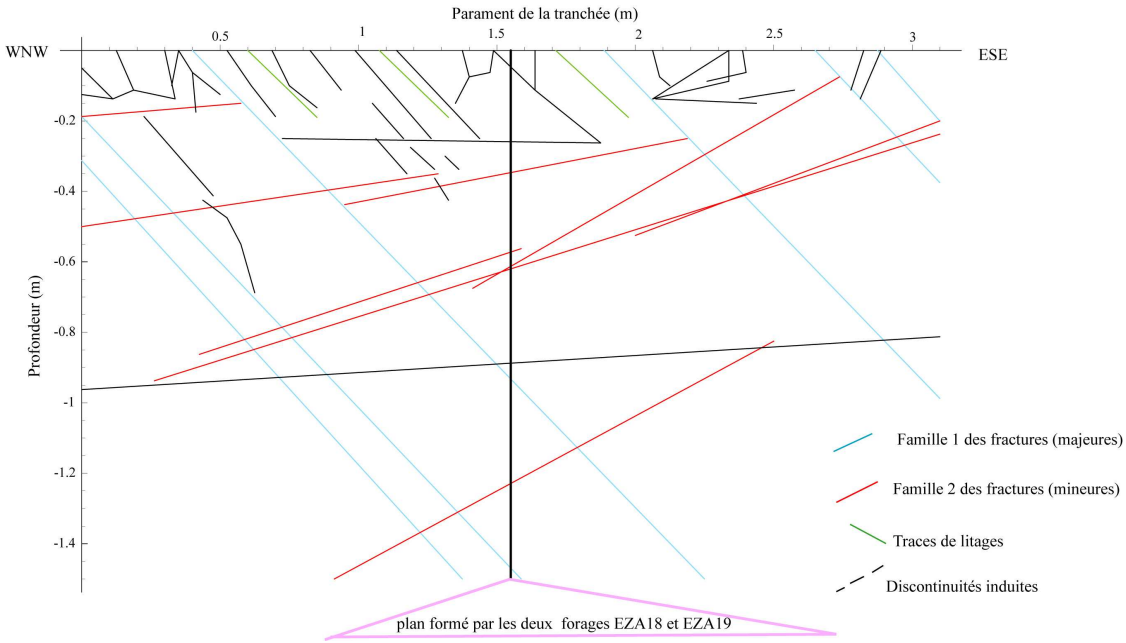


Figure 54 : Coupe géologique de parois de la saignée (orientation Nord 15°) (Nussbaum *et al.* 2004).

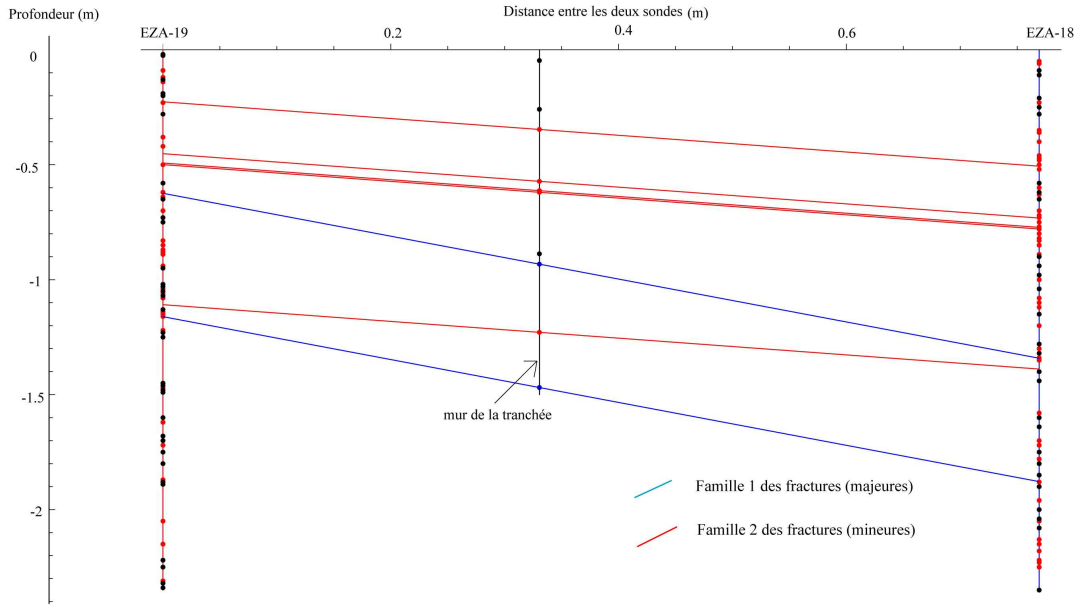


Figure 55: Coupe géologique du plan joignant les deux sondes EZA18 et EZA19 et représentation des structures de deux sondages.

4.2.4 Modélisation numérique

La modélisation a été réalisée par J. B. Kazmierczak (2003) pour simuler l'excavation de la galerie EZA et de la saignée dans son mur. L'auteur en accord avec l'Andra a utilisé successivement deux modèles de comportement : le modèle élastique isotrope transverse et le critère de rupture de Mohr-Coulomb avec élasticité isotrope. Cette étude a comporté trois phases principales :

- la modélisation du creusement de la galerie d'essai : cette modélisation a pu montrer que la zone perturbée s'étend jusqu'à 1,41 m (sous le mur de la galerie) ;
- la modélisation du creusement de la saignée : le creusement de la tranchée permet aux zones plastifiées en traction, situées au mur de la galerie, de se relâcher en entraînant une « ouverture » de la tranchée. La tranchée génère une nouvelle zone de plastification sous son fond ;
- La modélisation de la remise en pression des parois de la tranchée : les étapes de mise en pression (0,2 ; 0,5 ; 1 et 1,5 MPa) conduisent à la création de zones plastifiées en compression aux parements de la tranchée et à une extension de la zone plastifiée en traction au fond de la tranchée.

En ce qui concerne l'effet attendu du reconfinement de la saignée, les calculs montrent une réduction des effets de la plasticité, notamment en traction directement au mur de la galerie. Cependant, une nouvelle zone plastifiée en traction apparaît au fond de la tranchée et se propage ensuite lors de la remise en pression. L'extension maximale de cette zone est de l'ordre de 0,6 m au-dessous de la saignée et n'entre pas en communication avec la zone plastifiée due au creusement de la galerie.

Ces résultats peuvent, en globalité, apparaître cohérents en terme de changement de comportement mécanique du milieu rocheux lors de l'excavation et de la remise en pression. Néanmoins, plusieurs paramètres peuvent les influencer, comme le modèle de comportement

utilisé, l'état initial des contraintes, les propriétés mécaniques... Concernant cette partie, les deux modèles utilisés pour l'expérimentation « EDZ Cut-off » supposent que la cohésion et l'angle de frottement sont constants lors des deux phases (2 et 3). Ces deux paramètres jouent un rôle primordial surtout dans le modèle de Mohr-Coulomb. L'excavation de la tranchée et la remise en pression permettent d'observer plusieurs modifications du comportement mécanique du milieu et par conséquent de leurs paramètres. Pour cela, ces résultats ne peuvent pas être de bons indicateurs de l'ordre de grandeur de l'étendue de la zone plastifiée ou endommagée mais représentent assez bien le principe de comportement du milieu rocheux.

4.2.5 Conclusion

Cette première expérimentation *« EDZ Cut-Off »* a été effectuée pour étudier la possibilité de diminuer la connexion entre les fissures développées dans une zone endommagée par une excavation souterraine. Cette expérimentation comprend trois étapes principales qui sont :

- détermination de l'étendue de la zone endommagée due à l'excavation de la galerie EZ-A par la réalisation de la tomographie entre deux forages ;
- détermination de l'étendue de la zone endommagée sous la base d'une saignée de 18 cm d'épaisseur et 150 cm de profondeur excavée sous le mur de la galerie ;
- étude de l'influence du rechargement des parois de la saignée sur les deux zones endommagées marquées ci-dessus (due à l'excavation de la galerie et à l'excavation de la saignée).

Ces trois étapes ont été surveillées avec trois sondes. La première comporte 8 capteurs, la deuxième comporte 12 capteurs et la troisième en comporte 5. Dans chaque sonde les capteurs sont bien espacés afin de suivre correctement l'évolution du comportement du milieu rocheux. De plus, la profondeur des sondes qui atteint 2 m joue un rôle primordial dans cette expérimentation. Ce rôle se résume par le fait que la zone endommagée développée par l'excavation de la saignée sera indépendante de celle due à l'existence de la galerie. C'est cet effet qui nous permettra d'étudier la possibilité de séparer ces deux zones par le rechargement du milieu rocheux (troisième phase de l'expérimentation *« EDZ Cut-Off ».*

Dans les parties suivantes une explication très détaillée des méthodes utilisées pour traiter les données enregistrées lors des trois étapes de l'expérimentation sera abordée. Nous interpréterons ces résultats sous forme de cartes des vitesses et d'atténuations en fonction de la géologie structurale du milieu rocheux, en les comparant avec la modélisation numérique.

4.3 Vitesse et émissions acoustiques

Cette partie est dédiée à l'étude de la propagation des ondes pour caractériser temporellement et spatialement l'endommagement dû à l'excavation de la galerie et de la saignée. La tomographie ultrasonique permet d'estimer la zone endommagée par la galerie elle-même d'une part, et la détermination du profil de vitesse du milieu d'autre part. La méthode de surveillance du champs de vitesse « velocity-survey » permet de suivre l'évolution du comportement du milieu rocheux lors de l'excavation et de la remise en pression de la saignée. La géologie et la structure du milieu ont aussi un effet non négligeable sur cette étude.

L'exactitude de la détermination de la vitesse dépend fortement de la précision de la localisation des capteurs d'une part et du temps d'arrivée d'autre part. Notre étude de la vitesse de propagation des ondes sera accompagnée chaque fois des incertitudes sur ces deux paramètres.

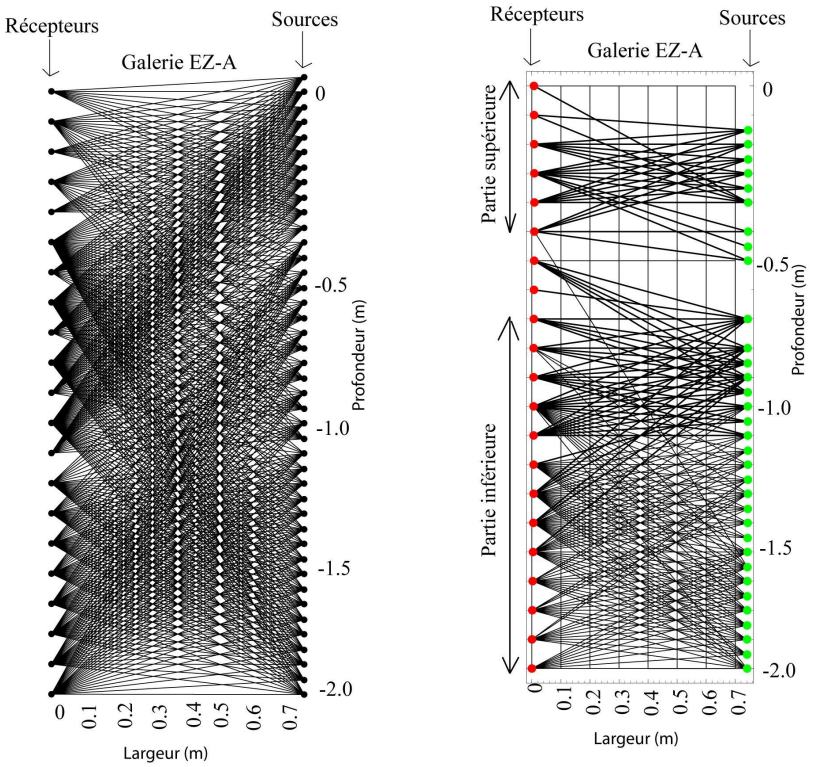
4.3.1 Caractérisation du champ de vitesse par tomographie ultrasonique

a- Etude statistique des données

L'application de la technique de tomographie sismique entre deux forages a été faite par le déplacement vertical de deux sondes (l'une porte 8 sources et l'autre porte 12 récepteurs). Ces déplacements ont permis 9 dispositifs d'imagerie (voir chapitre précédent). Après l'enregistrement des données, nous devions obtenir théoriquement (synthétiquement) 598 rais sismiques traversant une zone rocheuse saine. Néanmoins, expérimentalement, 222 rais sismiques seulement ont pu être enregistrés. La Figure 56 présente les densités de rais obtenues synthétiquement et expérimentalement. Ceci permet de mieux apprécier l'effet de la complexité de la géologie et l'existence de fractures et de failles. En effet, celles-ci perturbent la propagation des ondes et contribuent à leur dispersion (pour plus d'information, voir paragraphe Comparaison avec la structure du milieu).

De plus, l'existence de fractures influence la qualité des signaux enregistrés. La Figure 57 montre des exemples de signaux enregistrés à différents niveaux de profondeurs. On y voit des signaux de mauvaise qualité et des signaux avec un faible rapport signal sur bruit pour les ondes qui se propagent au voisinage du mur de la galerie EZ-A (disposition 9). Tandis qu'un bon rapport signal sur bruit est observable pour les signaux se propageant à une profondeur supérieure à 1,5 m du mur de la galerie (disposition 1). De plus, la qualité des signaux se dégrade en fonction de la distance au mur de la galerie. Cette dégradation de qualité des signaux ou bien la diminution du rapport signal sur bruit s'explique par l'effet de l'excavation de la galerie. Le rapport signal sur bruit varie de 4 à 200 en fonction de la profondeur du mur de la galerie.

Les neuf dispositifs ont permis d'obtenir un ensemble de rais qui ne couvrent pas uniformément le milieu rocheux étudié. Les longueurs de ces rais varient entre 0,7 m et 1 m. Il existe quelques rais ayant une longueur supérieure à 1 m. Ces rais forment avec l'axe vertical des angles variant entre 25° et 85° d'une part et –25° et –85° d'autre part. Ces informations sont illustrées sous formes d'histogrammes sur la Figure 58.



a : Modèle synthétique (598 rais) b : Données expérimentales (222 rais)

Figure 56 : Nombre de rais ultrasoniques effectifs (vert : source et rouge : récepteur).

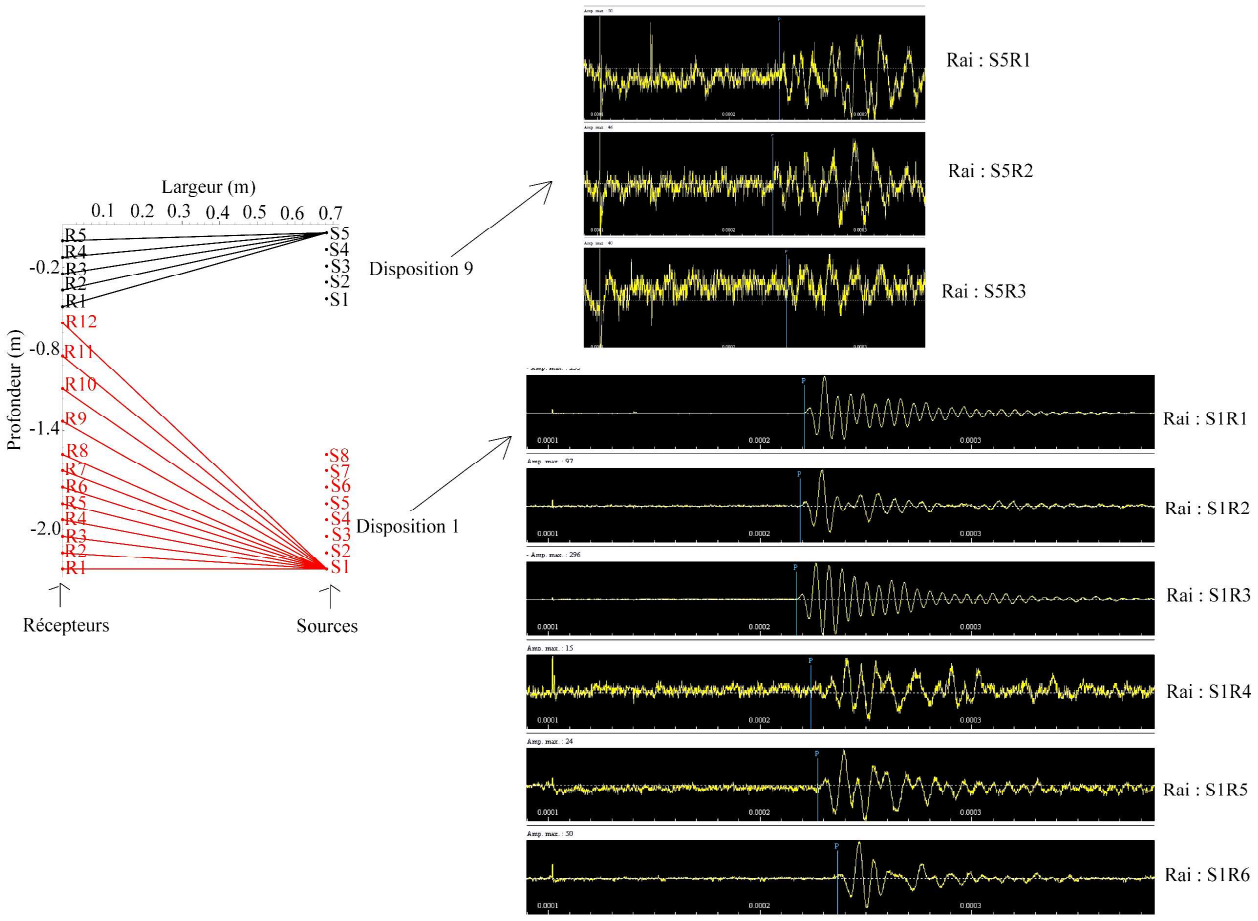


Figure 57 : Exemples de signaux obtenus durant la réalisation de la tomographie.

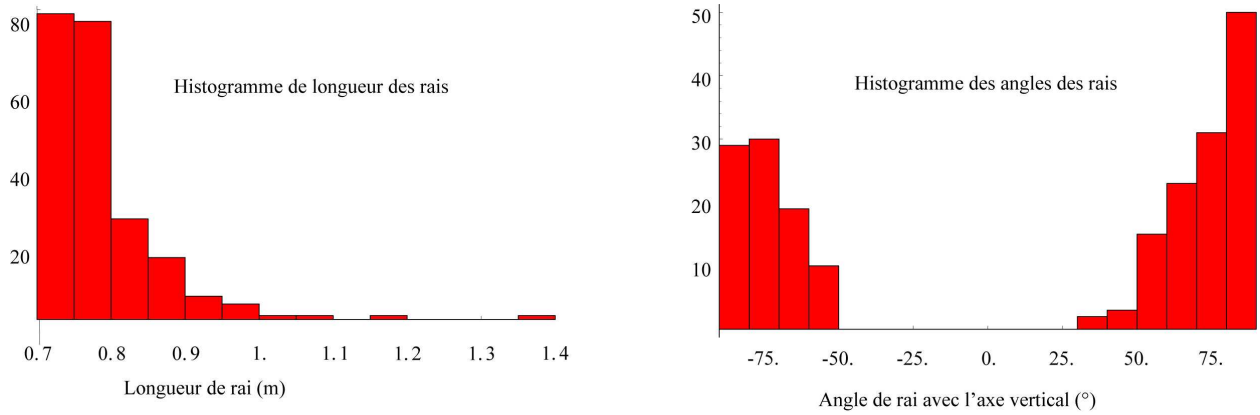


Figure 58 : Longueurs et angles des rais obtenus durant la tomographie

b- Inversion globale de données

Les inversions tomographiques ont été réalisées grâce à l'utilisation du logiciel d'inversion tomographique TOMSIS® de l'INERIS (Verdel, 2001 et Damaj, 2002). Ces inversions ont été réalisées en supposant que les rais sont courbes par l'application de l'algorithme de Um et Thurber (1987).

Pour prendre en compte l'anisotropie de la vitesse de propagation des ondes due probablement à l'anisotropie du milieu rocheux, nous avons utilisé la théorie de Thomsen, 1986. Cette théorie consiste à faire une correction d'anisotropie des données enrgistrées avant l'inversion tomographique. La figure 59 présente ainsi l'anisotropie du milieu avant et après la correction d'anisotropie. Cette figure présente la vitesse de la propagation des ondes P en fonction de l'angle formant les rais avec l'axe vertical.

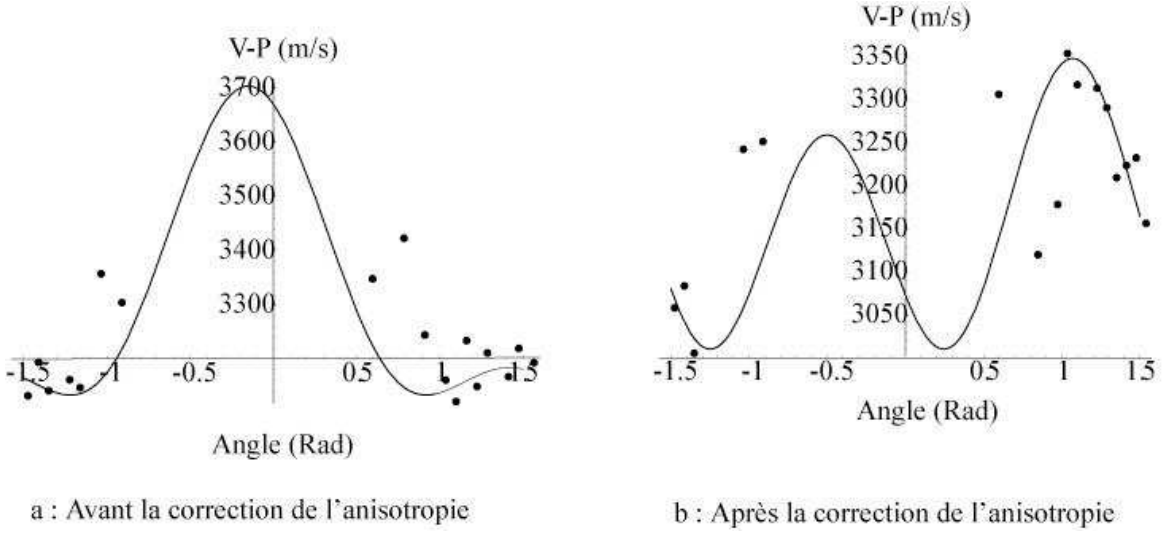


Figure 59 : Anisotropie de la vitesse de propagation des ondes P en fonction de l'angle formant le rai avec l'axe vertical. Avant correction(a) et après correction (b).

L'inversion des données pour obtenir une carte des vitesses nécessite un modèle de vitesse initial (voir paragraphe plus haut). La connaissance a priori du modèle de vitesse nous permet d'estimer les trajets initiaux de chaque rai par l'application de l'algorithme de Um et Thurber (1981) et le facteur d'amortissement (voir Figure 31). En ce qui concerne l'expérimentation « *EDZ Cut-Off* », le modèle de vitesse initial est estimé par le calcul de la vitesse moyenne par cellule. Ce modèle est donc basé sur le calcul de la moyenne des vitesses de tous les rais traversant chaque

cellule. La Figure 60 montre le modèle de vitesse initial utilisé pour inverser les données. La vitesse de la propagation des ondes varie entre 2920 et 3280 m/s.

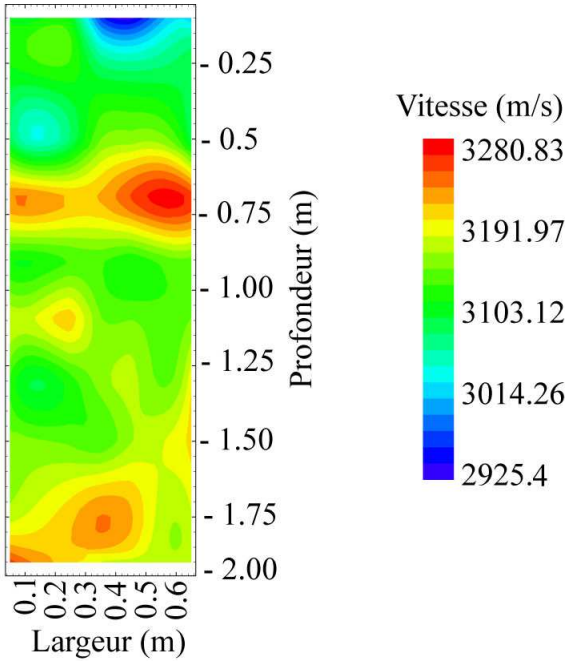


Figure 60 : Modèle de vitesse initial utilisé pour inverser les données de la tomographie : stade 1 de l'expérimentation « EDZ Cut-Off ».

Ensuite, l'inversion est faite après la préparation du fichier des données lisible sous TOMSIS (voir annexe E). Cette inversion demande à chaque calcul le facteur d'amortissement et le tracé des rais courbes. Le facteur d'amortissement optimal trouvé dans ce cas est 2,5.

Puisque la densité de rais n'est pas uniforme dans toutes les cellules de la grille, l'inversion a divergé comme on le voit sur la Figure 61 qui montre le résultat de l'inversion à différentes itérations ainsi que la différence entre deux résultats successifs.

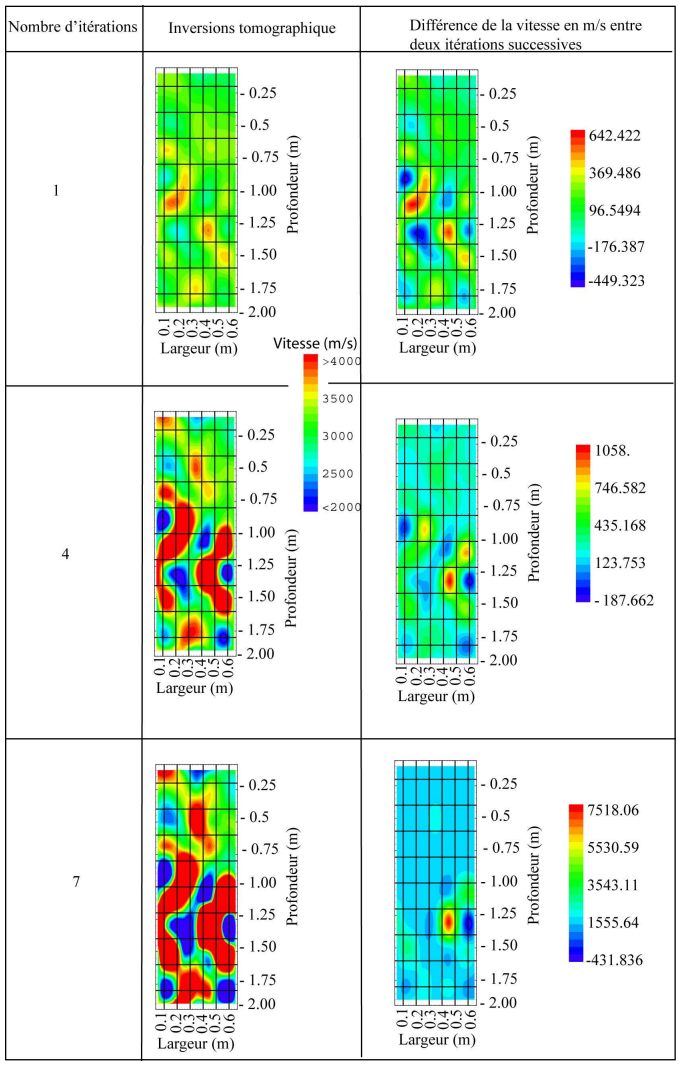


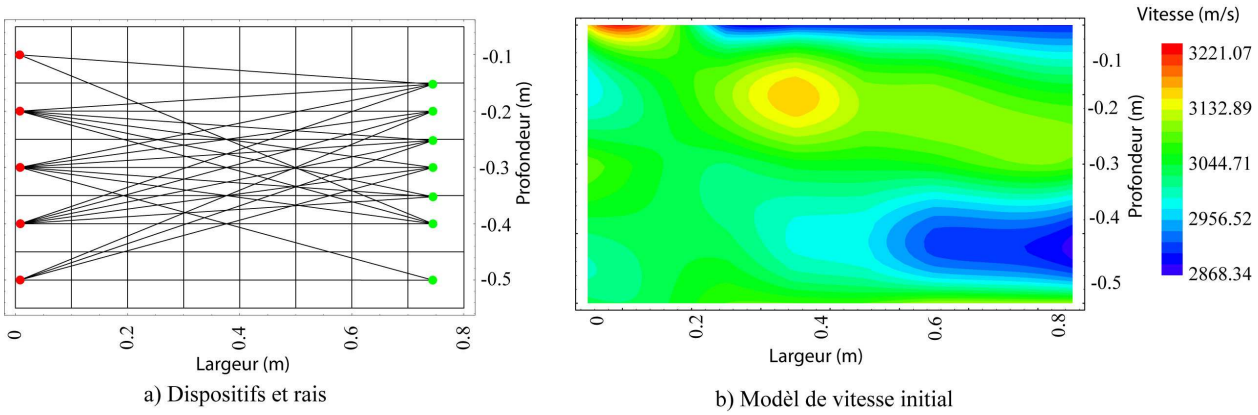
Figure 61 : Résultats des inversions tomographiques sur la globalité des données et à différentes itérations.

c- Inversion partielle

Compte tenu de l'hétérogénéité de la densité des rais dans le plan de la tomographie, l'inversion a été rendue difficile. Cette difficulté résulte de l'existence de cellules où la densité des rais n'est pas suffisante pour inverser les données. Pour surmonter ce problème, nous avons décidé de faire des inversions partielles. Pour cela, nous avons découpé le plan de la tomographie en deux parties : supérieure (partie 1) et inférieure (partie 2). Les positions de ces parties sont données sur la Figure 56b.

c.1 Partie supérieure

La partie supérieure s'étend entre 0,1 m et 0,5 m et comprend 27 rais. Le modèle de vitesse initial est basé sur la vitesse moyenne par cellule. La Figure 62 présente les dispositifs utilisés dans la partie supérieure et le modèle de vitesse initial. L'inversion des données de la partie supérieure, dans l'hypothèse de rais rectilignes, est présentée par la Figure 63. Cette partie se caractérise par une faible vitesse qui domine quasiment la totalité de la surface. Cette faible vitesse est de l'ordre de 2800 m/s. Tandis qu'une zone de forte vitesse (supérieure à 3500) est notable en haut à droite. La différence entre deux itérations successives s'atténue jusqu'à une valeur inférieure à 12 m/s qui correspond à la différence entre les itérations 24 et 25 (Figure 64).



a) Dispositifs et rais

b) Modèl de vitesse initial

Figure 62 : Localisation de la partie supérieure (a : Dispositifs et rais droits, b : Modèle de vitesse initial).

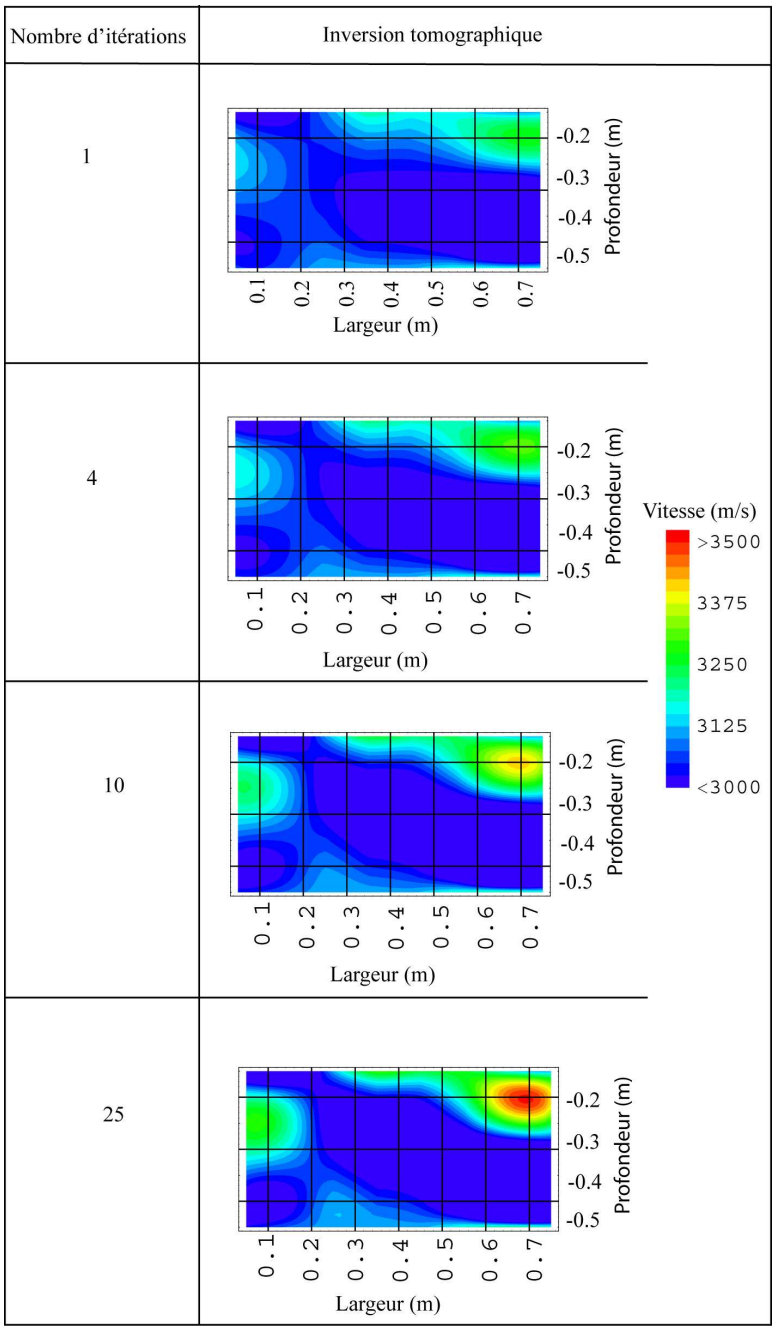


Figure 63 : Résultats des inversions des données pour différent nombres d'itérations (rais droits).

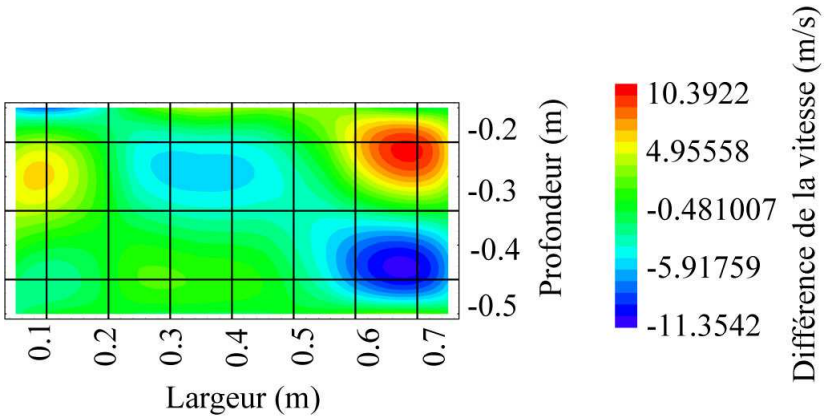


Figure 64 : Différence de la vitesse entre l'itération 24 et l'itération 25 pour les données de la partie supérieure (rais droits).

De même l'inversion est faite avec des trajets courbes par l'application de l'algorithme de Um et Thurber (1987). Le même modèle de vitesse initial est utilisé pour inverser les données. Rappelons qu'à chaque itération le modèle de vitesse initial est remplacé par le résultat de l'inversion précédente. La Figure 65 montre les rais courbes obtenus avec le modèle de vitesse initial.

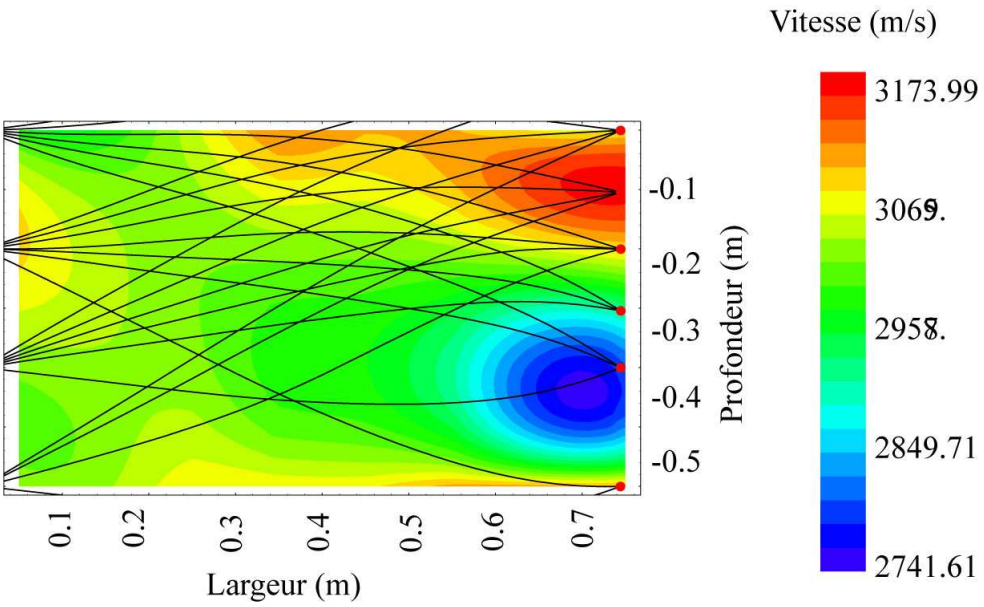


Figure 65 : Tracé de rais courbes en fonction de la vitesse initiale.

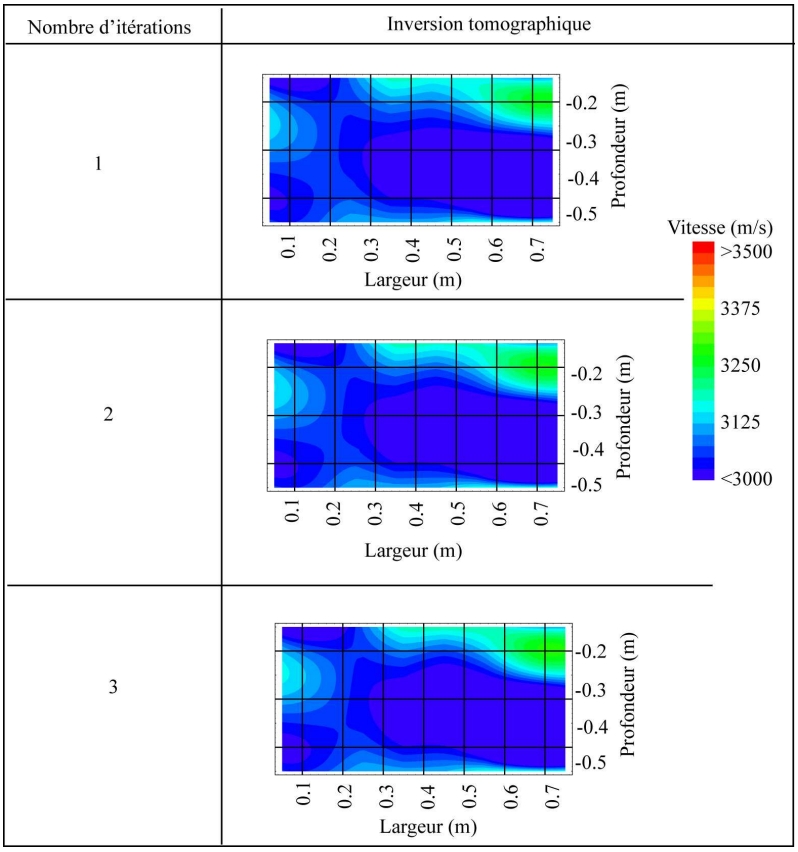


Figure 66 : Résultats des inversions des données pour différent nombres d'itérations (rais courbes).

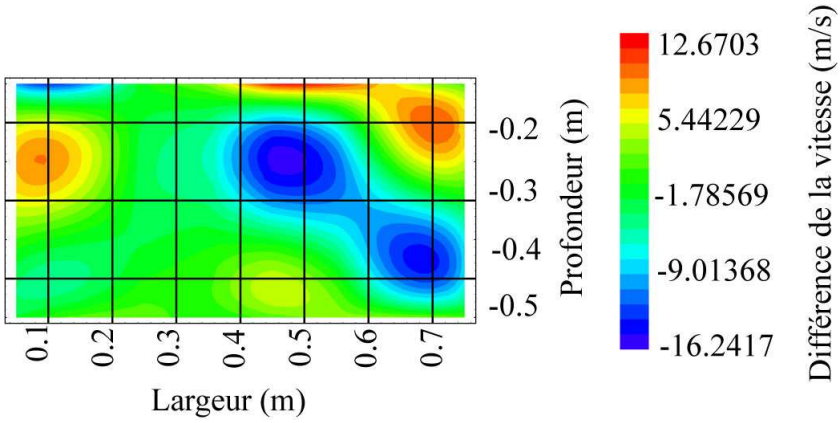


Figure 67 : Différence de la vitesse entre l'itération 2 et l'itération 3 pour les données de la partie supérieure (rais courbes).

Les différentes itérations d'inversion nous ont permis d'illustrer la variation spatiale de la vitesse de propagation des ondes P (Figure 66). Une faible vitesse de l'ordre de 2800 m/s couvre la partie supérieure avec l'existence d'une zone, « en haut et à droite », de vitesse de l'ordre de 3250 m/s. L'inversion est convergente à la troisième itération comme le montre la Figure 67 (différence de vitesses inférieure à 16 m/s).

c.2 Partie inférieure

La partie inférieure s'étend entre 0,8 m et 2 m de profondeur et comprend 172 rais. De même, le modèle de vitesse initial est basé sur la vitesse moyenne par cellule. Les dispositifs des capteurs et le modèle de vitesse initial sont présentés sur la Figure 68. Les vingt cinq itérations d'inversion ont été faites avec les rais rectilignes (Figure 69). Les résultats montrent que la

vitesse dans cette partie varie entre 3050 et 3250 m/s. La convergence est illustrée sur la Figure 70.

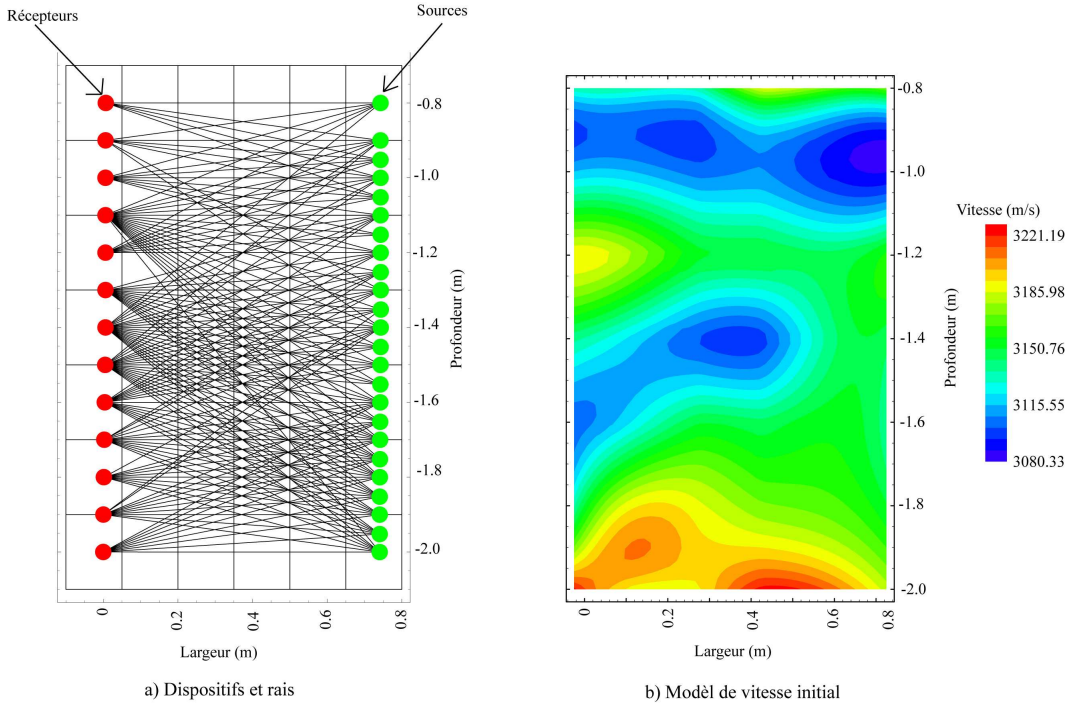


Figure 68 : Dispositifs et modèle de vitesse initial de la partie inférieure.

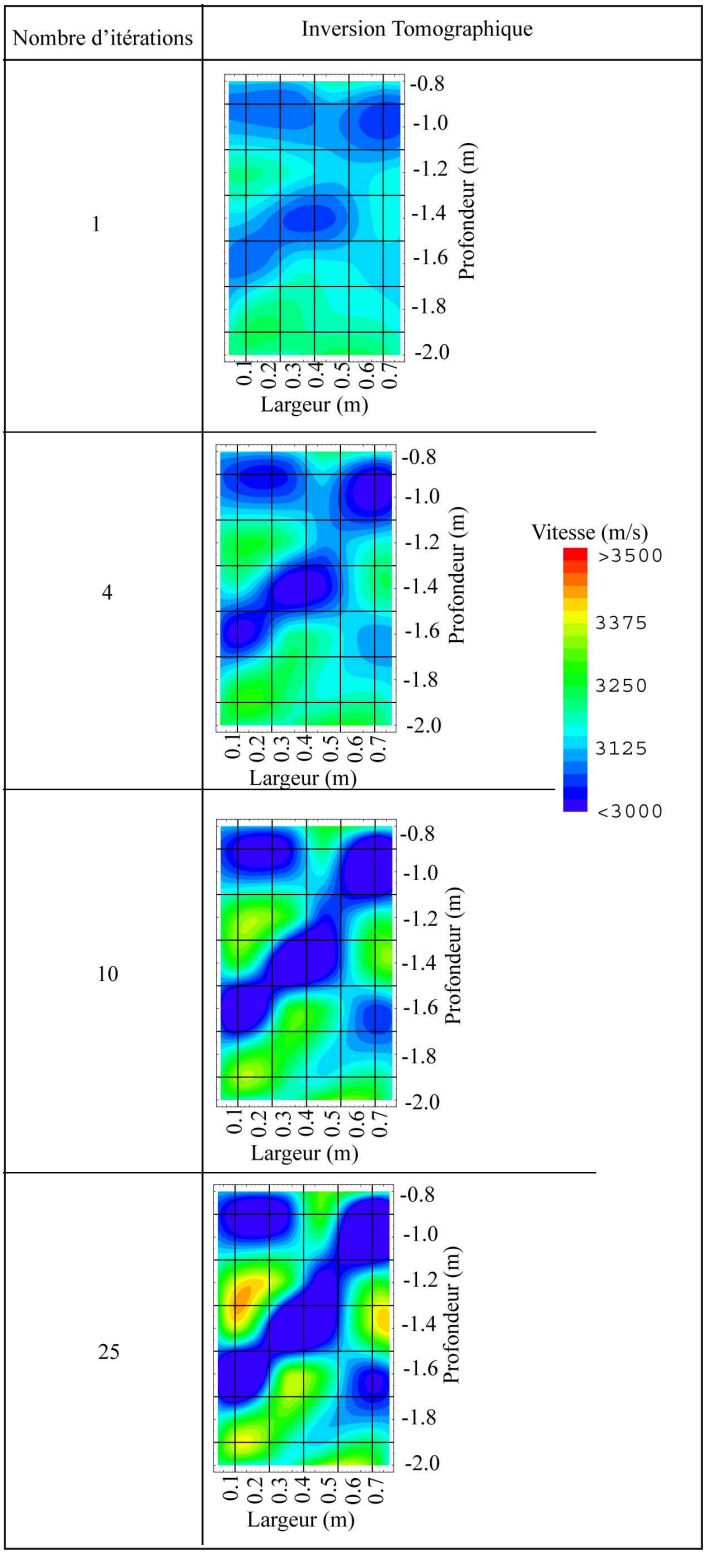


Figure 69 : Résultats des inversions de données de la partie inférieure et pour différents nombres d'itérations (rais droits).

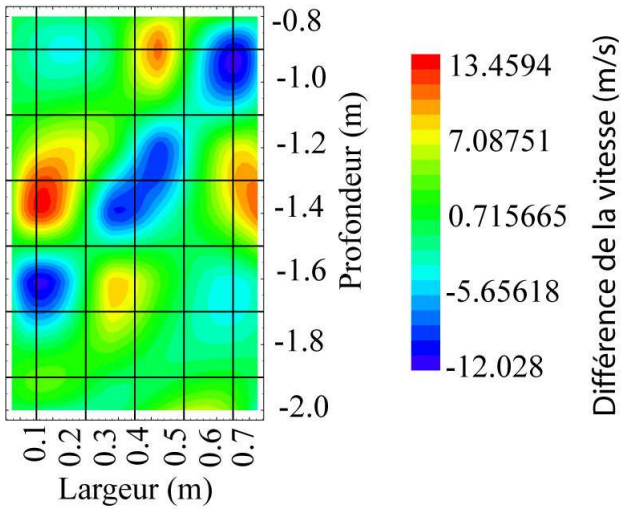


Figure 70 : Différence de vitesse entre l'itération 24 et l'itération 25 pour les données de la partie inférieure (rais droits).

Ces résultats sont confirmés par l'inversion en rais courbes. La Figure 71 illustre les inversions de données en fonction du nombre d'itérations (arrêtées à 3). On obtient des vitesses variant entre 3000 m/s et 3250 m/s. La différence de vitesse entre les deux dernières itérations est inférieure à 27 m/s (Figure 72).

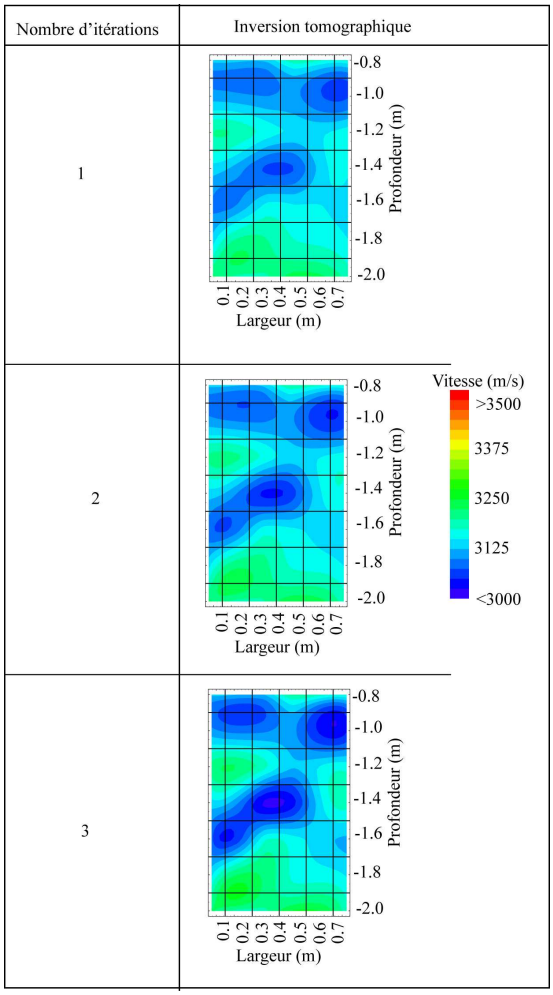


Figure 71 : Résultats des inversions des données de la partie inférieure et pour différents nombres d'itérations (rais courbes).

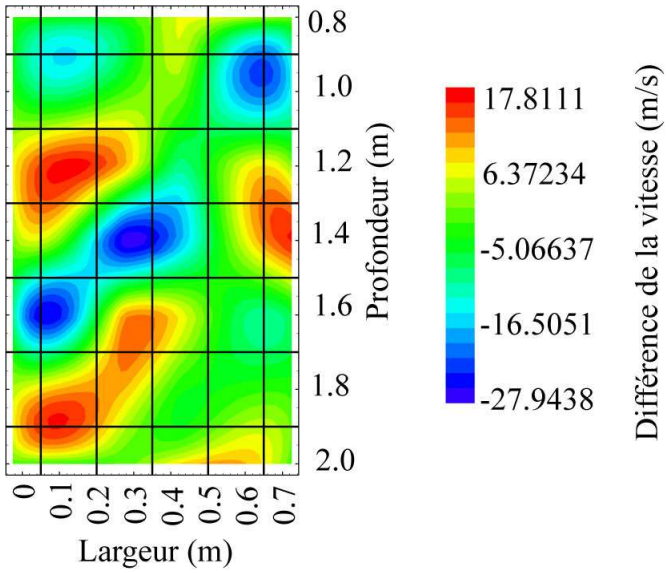


Figure 72 : Différence de la vitesse entre l'itération 2 et l'itération 3 pour les données de la partie inférieure (rais courbes).

Le résultat des inversions indique une faible vitesse dominante dans la zone supérieure (où s'étend la zone endommagée par l'excavation de la galerie EZ-A). La vitesse de propagation des ondes *P* qui règne dans cette partie varie entre 2850 et 3240 m/s, tandis que dans la partie inférieure, la vitesse varie entre 3020 et 3320 m/s. La **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** présente les cartes de vitesse de propagation des ondes *P* finalement obtenues.

c.3 Présentation du résultat et calcul d'erreurs

Sur la **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** nous présentons les résultats de l'inversion avant et après correction de l'anisotropie d'une part et pour des chemins de rais droits et courbes. Les résultats montrent que la partie supérieure se caractérise par une vitesse faible dont la distribution dépend du type de chemin : rais droits ou courbes. En ce qui concerne, la partie la plus profonde, le champ de vitesse suit une forme en « X » qui est probablement due à un décalage entre l'anisotropie estimée et l'anisotropie réelle probablement du fait d'une disperssion importante des vitesses due à l'endommagement important dans cette zone.

Le calcul de la vitesse de propagation des ondes est soumis à des incertitudes. Ces calculs reposent sur la précision de la localisation des positions des sources et du temps d'arrivée de l'onde P. A partir d'une formule de calculs d'erreurs donnée par Taylor (2000), nous avons calculé les erreurs sur la vitesse, présentées dans l'annexe F. Concernant la partie supérieure, l'erreur estimée varie entre 22 et 41 m/s, tandis que l'erreur estimée sur la propagation des ondes dans la partie inférieure varie entre 18 et 37 m/s La Figure 74 montre les cartes des erreurs estimées sur la propagation des ondes dans les deux parties.

En procédant au calcul de la vitesse moyenne, nous pouvons également établir le profil de vitesse en fonction de la profondeur. La vitesse moyenne, dans ce cas, consiste à moyenner les vitesses de toutes les cellules existantes à une profondeur donnée. Ce profil confirme l'existence d'une zone à faible vitesse qui s'étend jusqu'à environ 0,5 m de profondeur. La Figure 75 montre ainsi une augmentation de la vitesse de propagation des ondes P en fonction de la profondeur.

D'après cette figure, nous pouvons estimer qu'une zone à faible vitesse de propagation des ondes est une zone fracturée ou endommagée. Donc, la zone endommagée due à l'existence de la galerie s'étend jusqu'à moins de 0,5 m de profondeur.

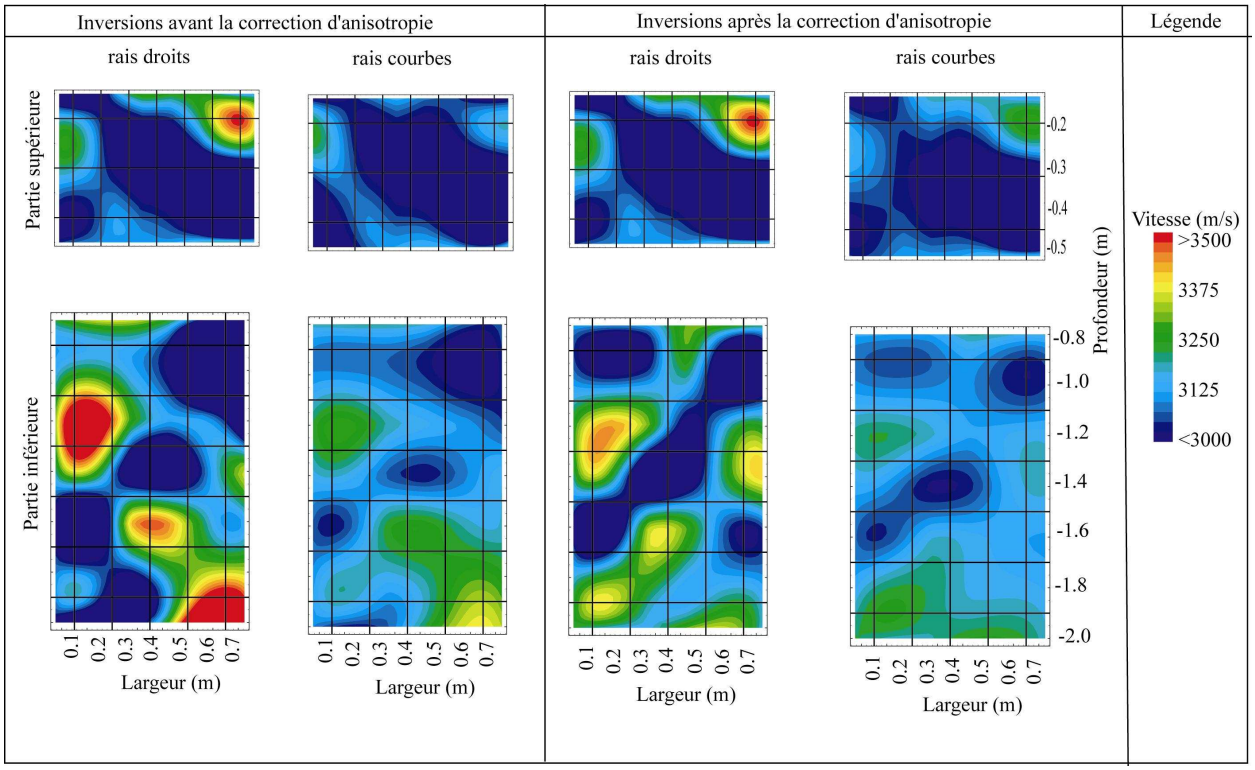


Figure 73 : Résultats de l'inversion tomographique.avec et sans correction d'anisotropie en rais droits et courbes.

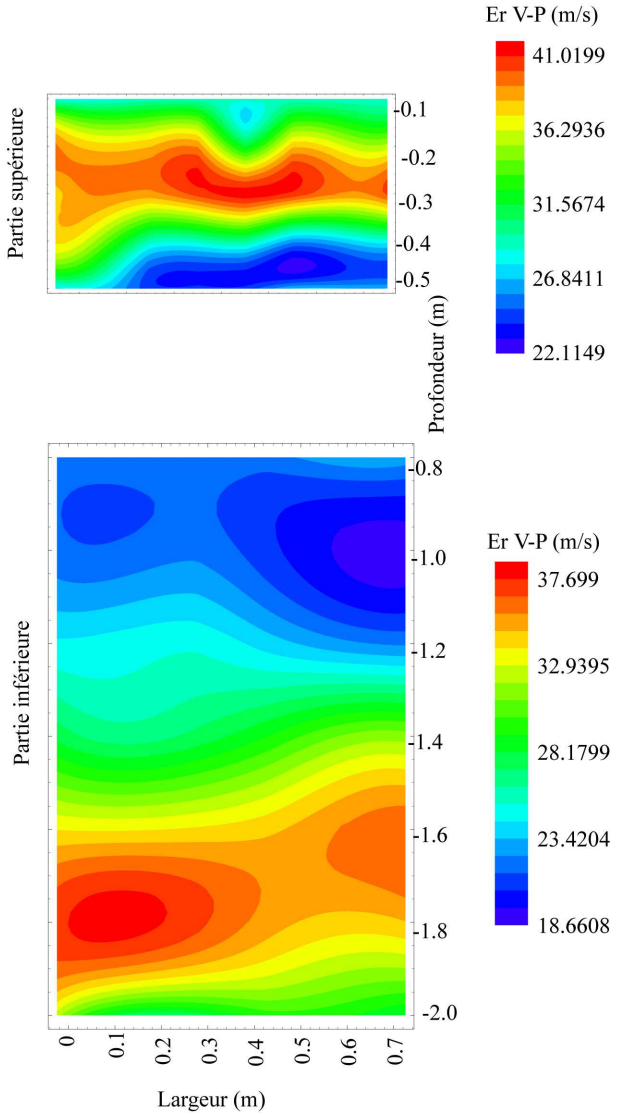


Figure 74 : Erreur estimée (Er V-p) sur le calcul de la vitesse de propagation des ondes P (a) : partie supérieure et (b) : partie inférieure.

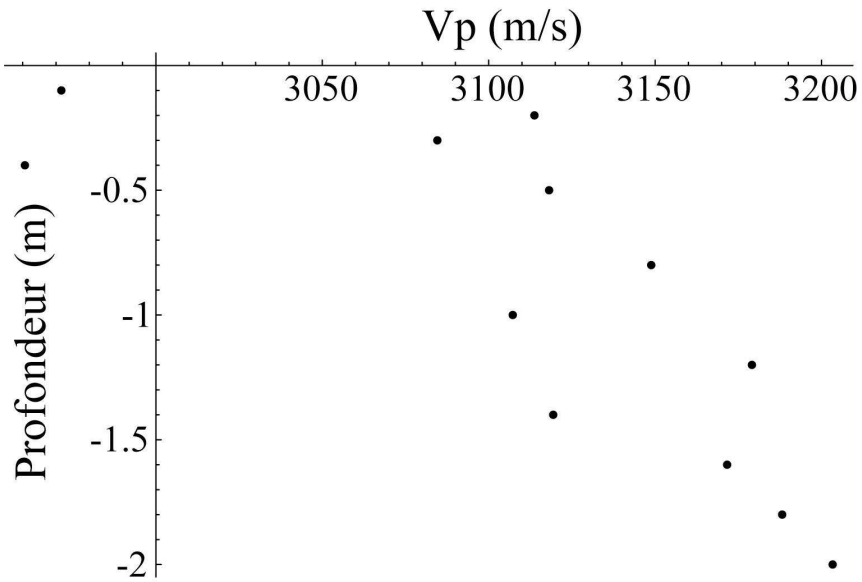


Figure 75 : Vitesse moyenne de propagation des ondes P en fonction de la profondeur.

d- Comparaison avec la structure du milieu

La superposition des cartes tomographiques avec la description structurale nous permet de constater l'existence de fractures dans la partie supérieure. Effectivement, cette zone est fortement fracturée et l'on peut noter la présence d'une fracture mineure (famille 2).

La partie intermédiaire révèle de nombreuses fractures (fractures observées sur les carottes de deux sondages) et trois failles qui expliquent la faible densité des rais dans la zone comprise entre les profondeurs 0,5 et 0,8 m. Cette zone comprend des fractures dont trois fractures mineures. De plus, cette zone de fracture a été mise en évidence sur les deux carottes des deux sondages (Figure 76).

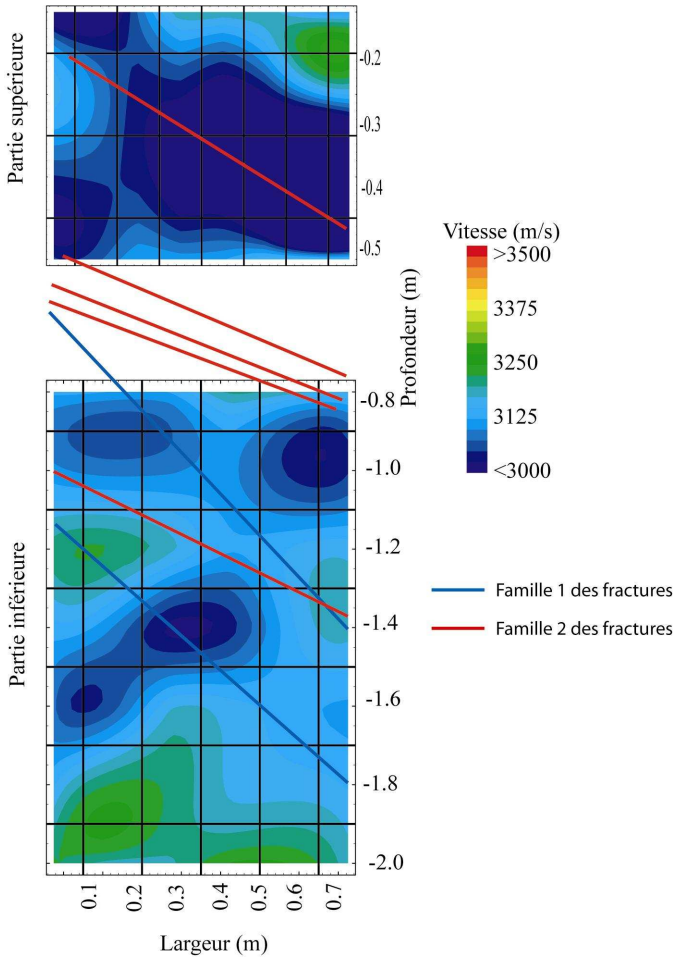


Figure 76 : Superposition de la tomographie sismique avec la géologie du milieu (rouge : famille 2 de fractures (mineures), bleu : famille 1 de fractures (majeures) et noir : fractures artificielles).

e- Comparaison avec la modélisation numérique

La modélisation numérique a montré que l'excavation de la galerie EZ-A a créé deux zones plastiques (zone en plasticité, ayant atteint le critère de rupture en cisaillement et en traction) : l'une en cisaillement et l'autre en traction. La zone plastifiée en cisaillement est localisée au toit et au parement de la galerie et s'étend jusqu'à environ 1,5 m. De même, la zone plastifiée en traction se situe au mur de la galerie et s'étend jusqu'à la même profondeur. La figure 15 montre l'extension de ces deux zones autour de la galerie (Kazmierczak, 2003).

L'étendue de la zone de faible vitesse peut s'estimer jusqu'à une profondeur de 1,2 m du mur de la galerie (Figure 77). Cette zone de faible vitesse est due probablement d'une part à la perturbation hydromécanique du milieu rocheux par l'excavation de la galerie et d'autre part à l'existence des fractures naturelles.

Les résultats obtenus numériquement et expérimentalement sont du même ordre de grandeurs. Néanmoins, la valeur obtenue numériquement est supérieure à celle obtenue expérimentalement. Cette différence peut s'expliquer de plusieurs façons :

- les modèles mécaniques utilisés ne prennent pas en compte l'effet de la variation des propriétés hydrauliques, par exemple la désaturation après le creusement (purement mécanique) ;
- les incertitudes liées aux données et aux paramètres d'entrée du modèle numérique ainsi qu'aux modèles utilisés eux-mêmes induisent au final une erreur non négligeable sur la profondeur de l'endommagement ;
- le seuil de sensibilité de la vitesse vis-à-vis des perturbations mécaniques ne permet probablement pas de détecter les zones très faiblement perturbées d'autant plus que l'anisotropie de vitesse est importante dans ce cas.

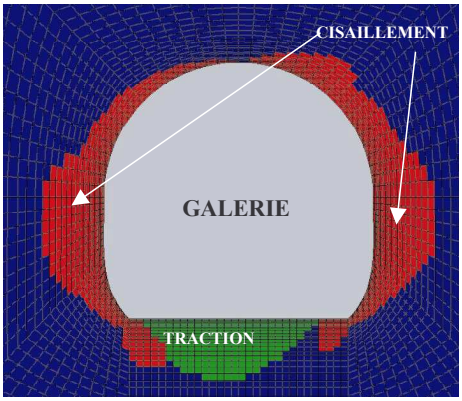


Figure 77 : Zones plastiques dues au creusement de la galerie EZ_A, en rouge la zone plastique en cisaillement et en bleu la zone plastique en traction (Kazmierczak, 2003).

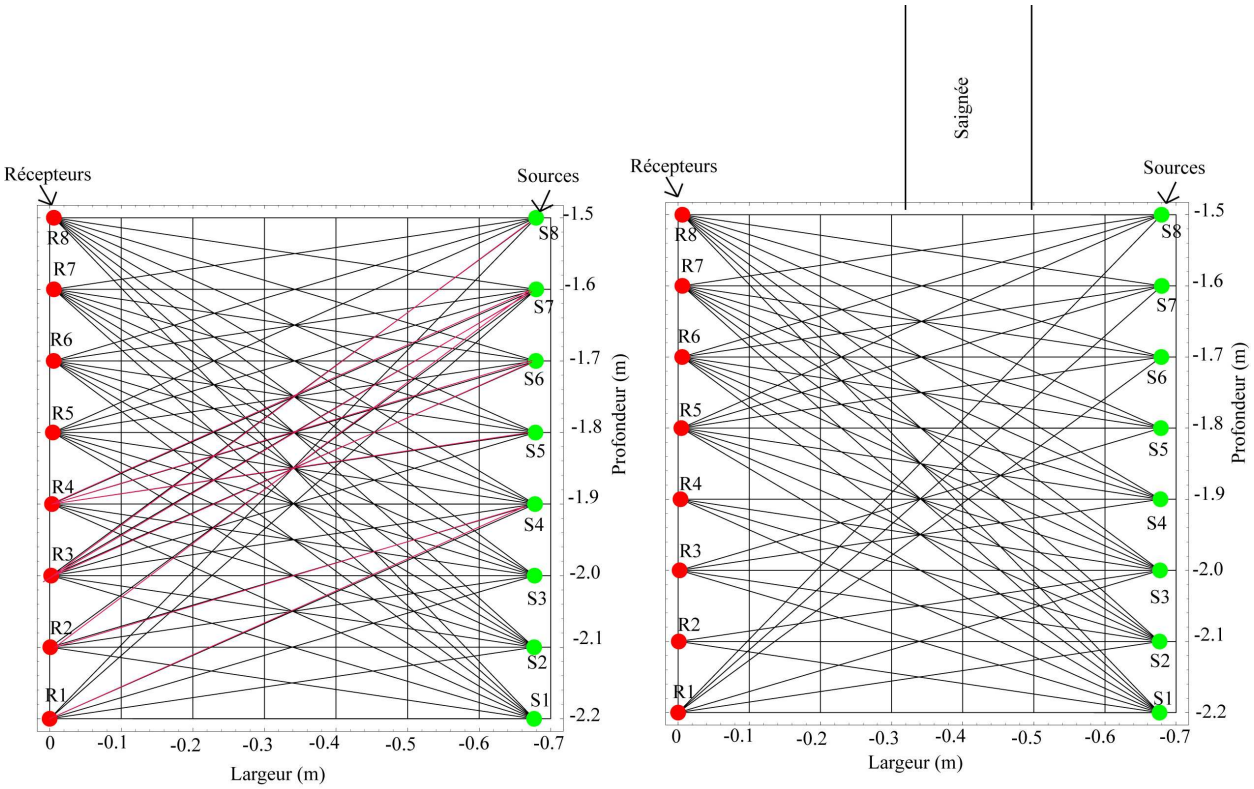
4.3.2 Etude des variations de vitesse au cours de l'excavation

a- Evolution des signaux lors de l'excavation

Deux sondes sont utilisées pour réaliser des mesures en fonction des différentes étapes de l'excavation de la saignée (Figure 49). Ces dispositifs nous permettent de suivre l'évolution des signaux sous le fond de la saignée. L'excavation de la saignée a réduit le nombre de rais visibles sous le fond de la saignée. La Figure 78 montre une diminution du nombre de rais passant de 58 avant la saignée à 49 rais après l'excavation de cette dernière. Les rais qui ont disparu après l'excavation de la saignée sont marqués en rouge. De plus, l'excavation de la saignée a modifié les caractéristiques des signaux. Ces modifications peuvent se résumer par :

- le retard de temps de trajet de l'onde P ;
- la diminution de l'amplitude ou bien l'augmentation de l'atténuation.

Nous illustrons ces deux phénomènes par la Figure 79. Sur cette figure nous présentons le rai S2R8.



a) Avant l'excavation de la saignée (58 rais)

b) Après l'excavation de la saignée (49 rais)

Figure 78 : Comparaison du nombre de rais avant (58 rais) et après (49 rais) l'excavation de la saignée, les rais disparus en rouge.

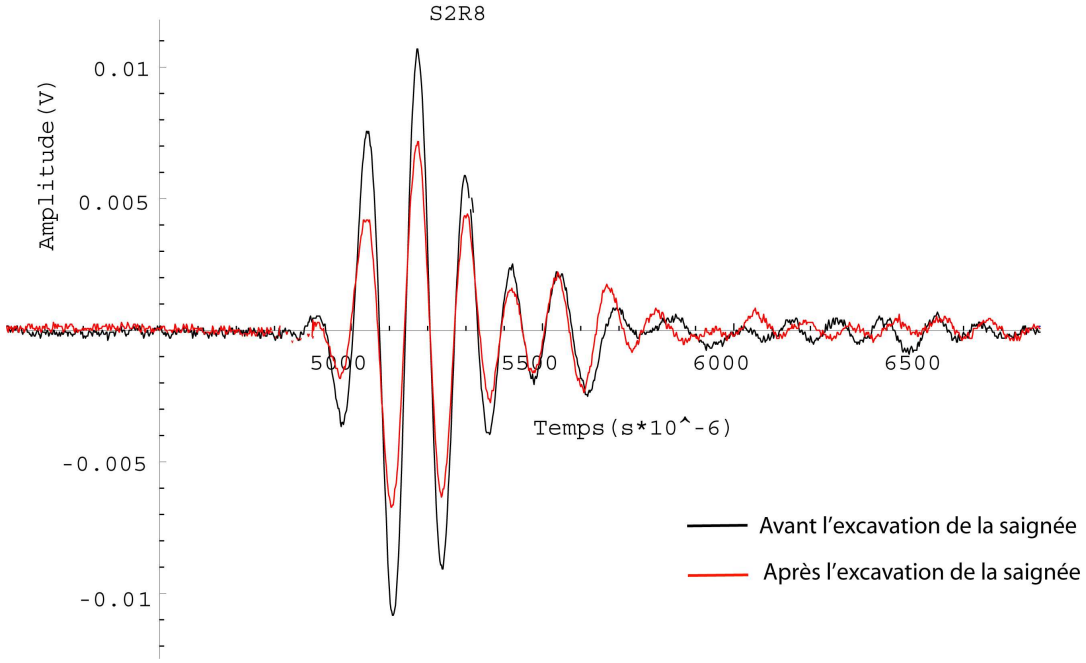


Figure 79 : Exemple de l'évolution des signaux lors de l'excavation de la saignée

L'analyse de données consiste à tracer les courbes présentant la variation de la vitesse en fonction des étapes d'excavation pour différents rais mesurés. De plus, une représentation graphique de la vitesse moyenne apparente sera réalisée afin d'en estimer la variation. Cette représentation va porter sur :

- la discrétisation du milieu rocheux sous la forme d'une grille de plusieurs cellules ;
- la détermination du nombre de rais traversant chaque cellule de la grille ;

- le calcul de la vitesse apparente de chaque rai ;
- l'estimation de la vitesse de chaque cellule par le calcul de la vitesse moyenne de tous les rais qui la traversent.

Dans cette représentation, la longueur de rais dans la cellule n'est pas pris en compte. De même, la forte anisotropie de la vitesse n'a pas été prise en compte.

b- Influence de l'excavation sur la vitesse de propagation

La variation de la vitesse en fonction les différentes étapes de l'excavation de la saignée, indiquées sur la Figure 49, n'a pas été très claire. Cela résulte notamment du bruit créé par la scie durant l'excavation d'une part et le bruit des personnes d'autre part. La Figure 80 montre la meilleure courbe présentant la variation de la vitesse de propagation d'onde en fonction des étapes d'excavation pour le rai S1R1 (voir Figure 48). On observe une chute rapide de la vitesse lors de l'excavation du premier palier de la saignée (numéro 6 sur l'axe des abscisses). Après la mesure numéro 6, la vitesse demeure quasiment constante. On peut noter que la direction du rai intervient sur la variation de la vitesse. Pour cela, le tableau de la Figure 81 montre la variation de la vitesse avant et après l'excavation de la saignée pour tous les rais. Nous remarquons que tous les rais qui partent de S1, S2 et S3 varient légèrement après l'excavation de la saignée. Par contre, en ce qui concerne les rais passant au voisinage du fond de la saignée, ils subissent une chute plus importante de la vitesse après l'excavation de la saignée.

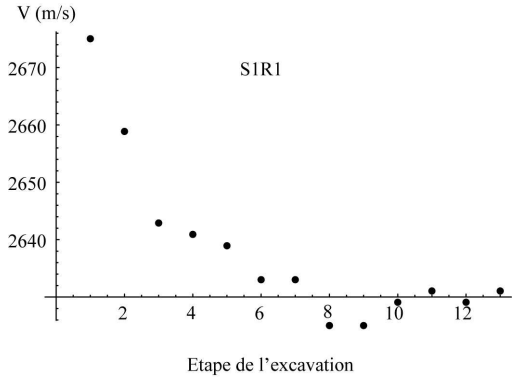


Figure 80 : Variation de la vitesse de propagation d'onde P en (m/s) en fonction des différentes étapes de l'excavation de la saignée.

Sur la base de la vitesse moyenne pour chaque cellule, nous pouvons tracer les cartes de vitesse au cours de l'avancement de la saignée (méthode mentionnée ci-avant). Ces cartes montrent une diminution de la vitesse de propagation des ondes P à la base de la tranchée. La Figure 82 montre les cartes des vitesses et des erreurs avant et après l'excavation. La chute de vitesse est au plus égale à 325 m/s au cours de l'excavation. La zone comprenant cette chute de vitesse s'étend jusqu'à 20 cm sous la base de la tranchée. Ceci nous permet de dire que la majeure partie de l'endommagement dû à l'excavation de la saignée s'étend jusqu'à 20 cm de sa base (Figure 82). C'est sur cette partie que les fractures et les perturbations dues à l'excavation de la saignée se sont développées.

Sources	Récepteurs	Vitesse avant la saignée (m/s)	Vitesse après la saignée (m/s)	Différence (m/s)
S1	R1	2673	2636	37
	R2	3065	3060	5
	R3	3000	3000	0
	R4	3213	3213	0
	R5	3198	3188	10
	R6	3155	3146	9
	R7	3175	3165	10
	R8	3190	3180	10
S2	R1	2960	2920	40
	R2	2960	2950	10
	R3	2928	2928	0
	R4	2897	2890	7
	R5	3210	3180	30
	R6	3255	3250	5
	R7	3250	3245	5
	R8	3200	3000	200
S3	R1	3020	3000	20
	R2	2980	2960	20
	R3	2840	2830	10
	R4	2690	2680	10
	R5	3180	3170	10
	R6	3200	3200	0
	R7	3240	3230	10
	R8	3240	3230	10
S4	R2	2625	2610	15
	R4	2925	2925	0
	R5	3140	3110	30
	R6	3222	3210	12
	R7	3255	3240	15
	R8	3370	3320	50
S5	R2	2685	2677	11
	R4	2890	2888	2
	R5	2908	2902	6
	R6	3057	3055	2
	R7	3085	3065	20
	R8	3110	3080	30
S6	R4	3080	2980	100
	R5	2980	2940	40
	R6	3010	2950	60
	R7	3100	2980	120
S7	R5	3090	2960	130
	R6	2970	2950	20
	R7	2900	2810	90
S8	R4	3300	3200	100
	R5	3140	3100	40
	R6	2980	2930	50
	R7	2840	2780	60

Figure 81 : Valeurs de la vitesse de propagation d'onde P avant et après l'excavation de la saignée.

Nous trouvons dans l'annexe G les cartes de chaque étape présentées dans la figure ci-après (Figure 49). A partir de la quatrième mesure, les cartes de vitesse ne présentent plus de variation.

La quatrième mesure correspond à l'excavation de la première partie de la tranchée (6 cm d'épaisseur et 150 cm de profondeur).

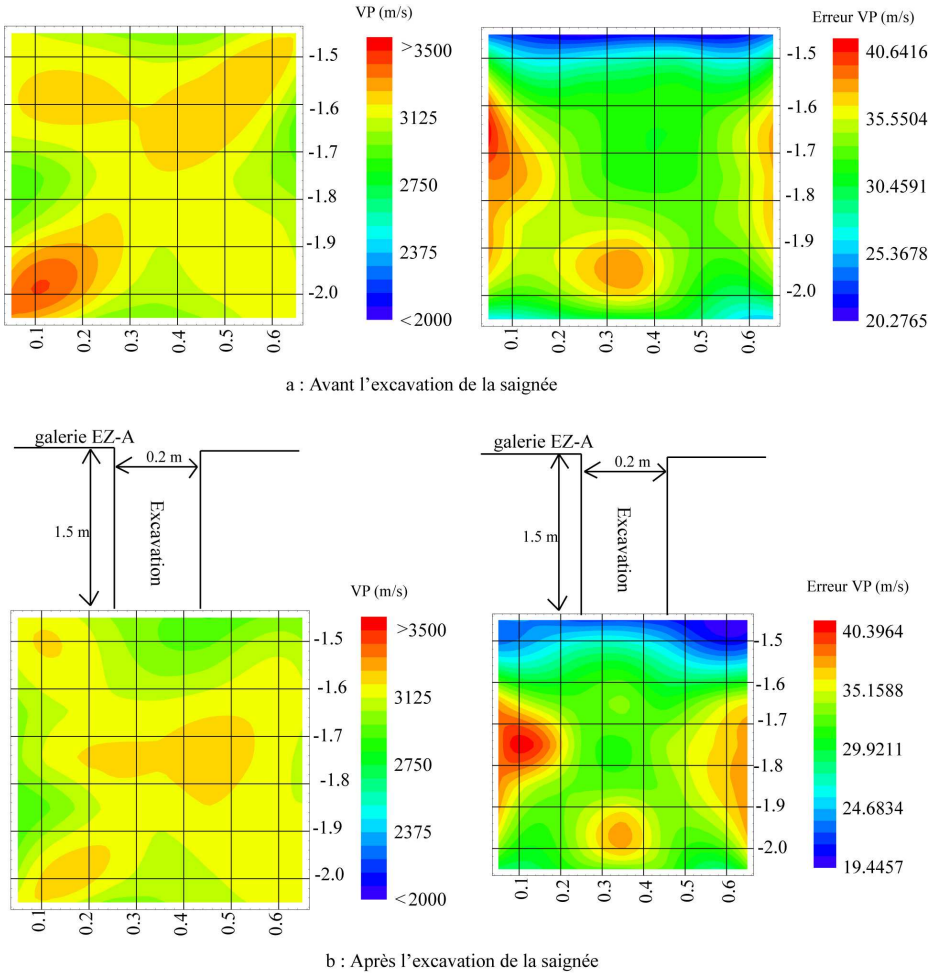
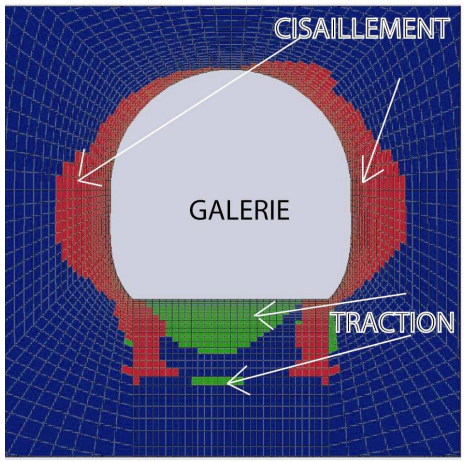


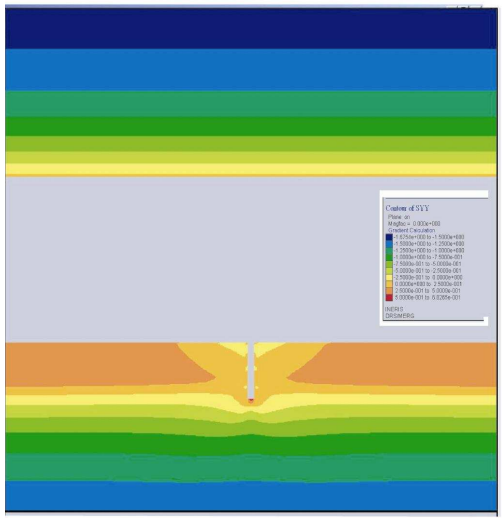
Figure 82 : Cartes des vitesses et des erreurs avant (a) et après (b) l'excavation d'une tranchée de 18 cm d'épaisseur et de 150 cm de profondeur.

c- Comparaison avec la modélisation numérique

La modélisation numérique a montré que l'excavation de la saignée a plastifié la zone qui se trouve sous son fond. L'étendue de cette zone est de l'ordre de 14 cm, ce qui est comparable avec le résultat expérimental (20 cm). La Figure 83a montre la zone plastifiée en traction sous le fond de la saignée. De plus, la figure 20b présente le champ de contrainte suivant l'axe de la galerie. Selon cette figure (Figure 83b), on observe une libération de l'effort de traction de chaque côté de la tranchée et une amorce de recompression à proximité de la galerie.



(a) : Zone plastifiée après le creusement de la saignée



(b) : Champ de contrainte suivant l'axe de la galerie après le creusement de la saignée

Figure 83 : (a) Evolution des zones plastifiées après le creusement de la saignée dans un plan parallèle au plan de la saignée, (b) évolution de la contrainte soumise suivant l'axe de la galerie dans un plan perpendiculaire à la saignée (Kazmierczak, 2003).

4.3.3 Corrélation vitesse-confinement de parois de la saignée

a- Sensibilité des signaux au confinement

Durant le cycle de rechargement-déchargement (cycle court), une mesure de vitesse a été réalisée automatiquement tous les quarts d'heure en utilisant le système d'acquisition HYPERION (ESG Canada, 2000). Chaque mesure de vitesse a duré deux minutes, consacrant le reste du temps (13 minutes) à l'écoute microsismique. Le nombre des signaux enregistrés à ce stade de l'expérimentation est fonction du niveau de la pression appliquée. Par exemple, la Figure 84 montre l'évolution du nombre de rais pour deux niveaux de pression (0,27 MPa et 1,98 MPa). Le nombre de rais passe de 27 pour 0.27 MPa à 30 pour 1,98 MPa. Les trois rais, présentés en rouge sur la Figure 84, sont localisés au parement de la saignée.

De plus, la qualité des signaux varie en fonction de la pression et du rai comme le montre la Figure 85. Les modifications concernent tant le parement de la saignée (rai S7R10, Figure 85b)

que la base de la saignée (rai S2R4, Figure 85a). Concernant le rai S2R4 situé à la base de la saignée, on peut noter,lors du passage de 0,27 MPa à 1,98 MPa :

- un retard de temps d'arrivé de l'onde P ;
- une diminution du niveau d'amplitude ;
- une diminution de la fréquence du signal ;

Tandis que, en ce qui concerne les rais traversant le parement de saignée, comme par exemple le rai S7R10 (Figure 85), nous remarquons :

- une avance du temps d'arrivé
- une augmentation de l'amplitude
- une augmentation de la fréquence.

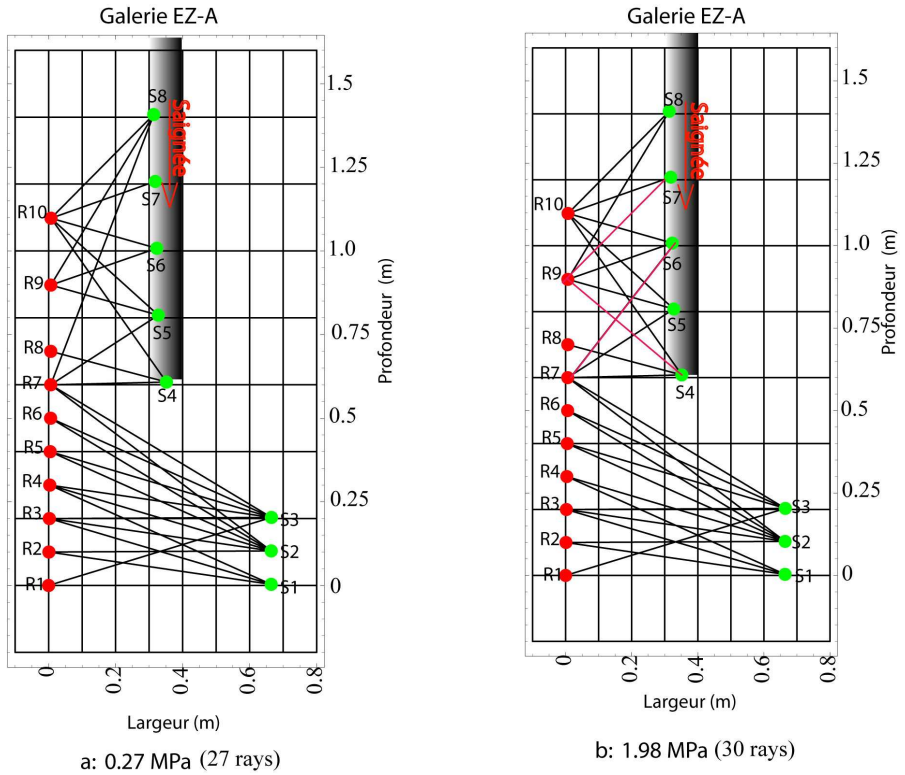


Figure 84 : Comparaison du nombre de rais à deux niveaux de pression appliquée sur les parois de la saignée : 0,27 MPa et 1,98 MPa.

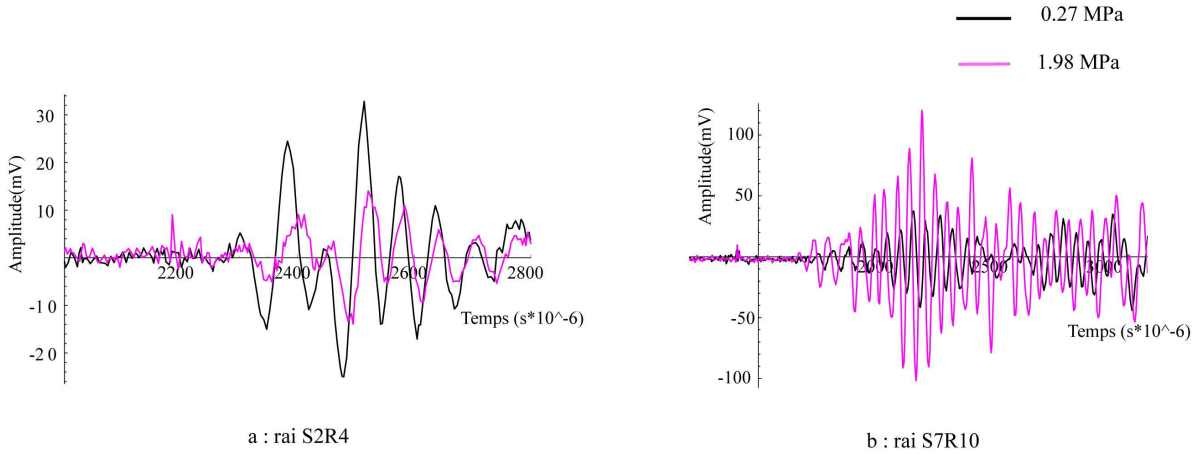


Figure 85 : Exemples de l'évolution des signaux lors du passage de 0,27 MPa à 1,98 MPa : rais S2R4 se propageant sous la base de la saignée (a) et rai S7R10 se propageant au parement de la saignée (b).

La méthode utilisée pour interpréter les données acquises en fonction du niveau de la pression consiste à :

- discrétiser le milieu rocheux sous la forme d'une grille rectangulaire de plusieurs cellules ;
- déterminer les rais qui traversent chacune de ces cellules et leur vitesse apparente;
- affecter la vitesse moyenne des rais à chaque cellule de la grille.

Cette méthode permet seulement de présenter la distribution spatiale de la vitesse en fonction de différentes échelle de la pression. Par contre, dans cette méthode nous ne prenons pas en compte l'effet de l'anisotropie du milieu rocheux. Nous avons aussi ignoré le poids que peut jouer la longueur des rais dans chaque cellule.

b- Champs de vitesse lors du confinement

Comme cela a été montré en laboratoire, la vitesse de propagation des ondes dépend de la direction de la pression appliquée, de la direction du rai par rapport à celle des failles mineures et majeures ainsi que des positions de la source et du récepteur par rapport au point d'application de la pression. Théoriquement, la remise en pression des parois de la tranchée va refermer les fractures perpendiculaires à la direction de la pression. Cela peut donc apporter une amélioration des comportements de la zone qui se trouve au parement de la tranchée.

Le traitement des signaux enregistrés lors de la remise en pression établit que la vitesse de propagation des ondes a clairement évolué. La Figure 86 montre l'évolution de trois rais : S2R2, S3R6 et S5R10. Nous avons choisi ces trois rais, représentatifs de l'ensemble afin de pointer la différence entre l'évolution du comportement de la zone existante au parement de la tranchée et l'autre à la base de la tranchée. Le rai S2R2 se trouve à 50 cm sous la base de la tranchée. Ce rai présente une faible diminution de la vitesse de propagation des ondes *P* (de 2940 à 2920 m/s) lors du rechargement des parois de la tranchée. Lors du déchargement, on note une augmentation de la vitesse. De même pour le rai S3R6, on note une diminution de la vitesse lors du rechargement et une augmentation lors du déchargement. Le taux de variation de la vitesse, quant à lui, dépend de la position des capteurs. Concernant le rai S5R10, nous remarquons une nette augmentation de la vitesse lors du rechargement et une diminution durant le déchargement. Ceci permet de confirmer que la zone située au parement de la tranchée a subi une nette consolidation ou autrement dit un reconfinement du milieu rocheux. Par contre, la zone se trouvant à la base de la tranchée a été déconfinée lors la remise en pression des parois de la tranchée.

Pour mieux comprendre ce qui se passe, nous avons tracé les cartes de la vitesse moyenne par cellule en fonction des paliers de pression. La Figure 87 présente les cartes des vitesses et les erreurs estimées sur les vitesses à 0,27 MPa et 1,98 MPa. Selon ces cartes nous pouvons conclure que la vitesse de propagation des ondes a augmenté de 2350 à 2750 m/s au parement de la tranchée et chuté sous la tranchée lors du reconfinement. Cette variation de la vitesse est représentée sur la Figure 88.

L'annexe H montre les autres courbes présentant la vitesse de propagation des ondes en fonction de la pression ainsi que les cartes des vitesses en fonction des paliers de pression. Ce qui permet de conclure que la remise en pression a apporté une amélioration générale et significative du comportement de la zone existante au parement de la tranchée et une faible dégradation de la zone se trouvant à la base de la tranchée.

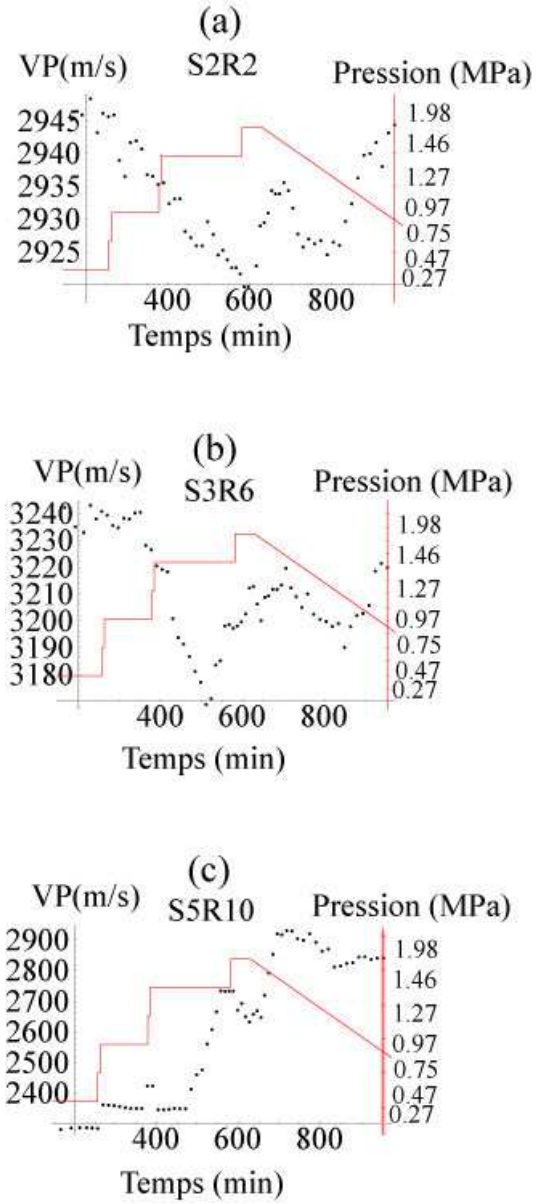


Figure 86 : Evolution de la vitesse de propagation des ondes P (VP) en fonction de la pression (a : S2R2, b : S3R6 et c : S5R10).

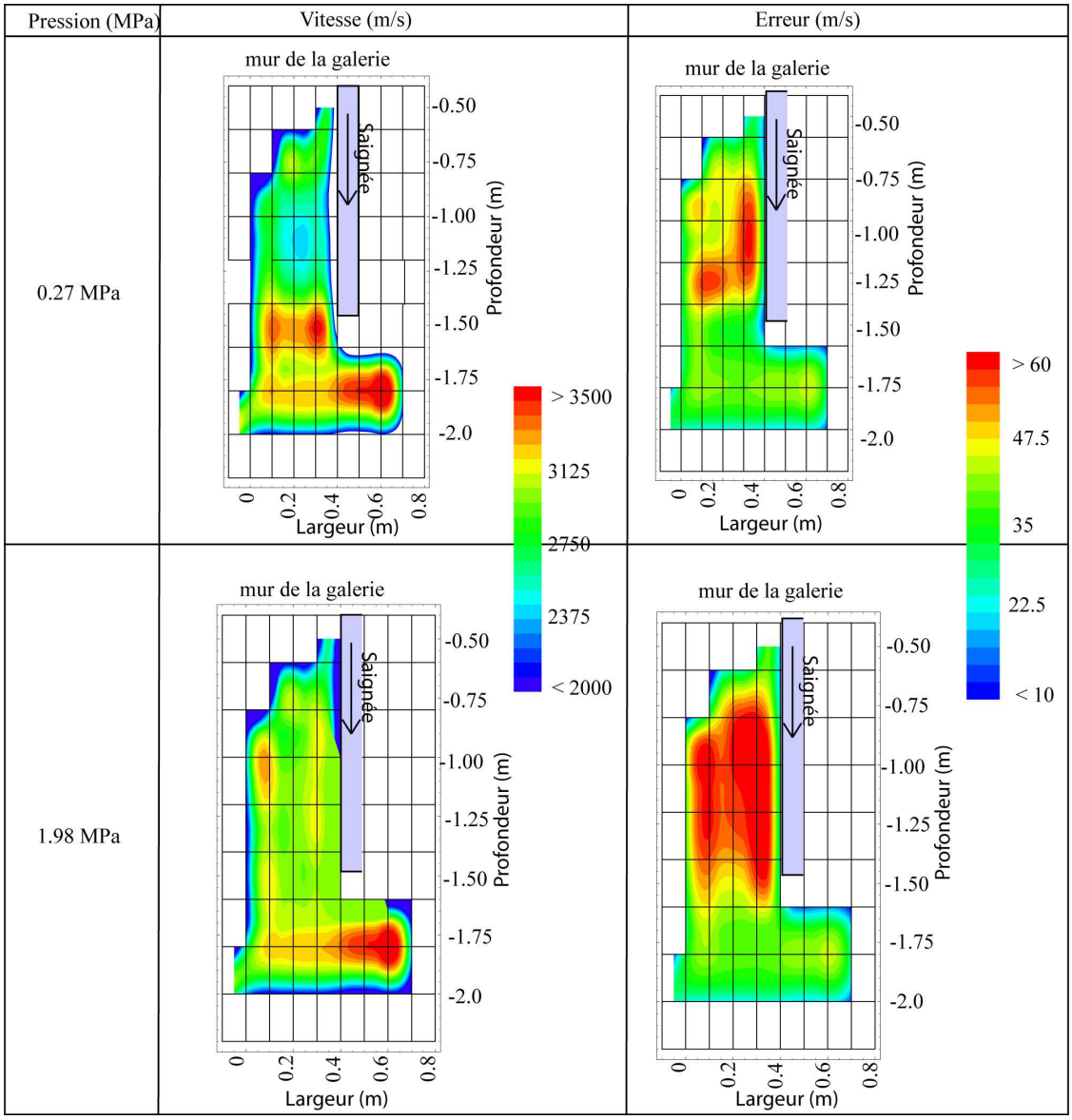


Figure 87 : Cartes des vitesses de propagation des ondes et des erreurs dues au relevé topographique et à la localisation de l'arrivée de l'onde P (a : à 0,27 MPa et b : à 1,98 MPa).

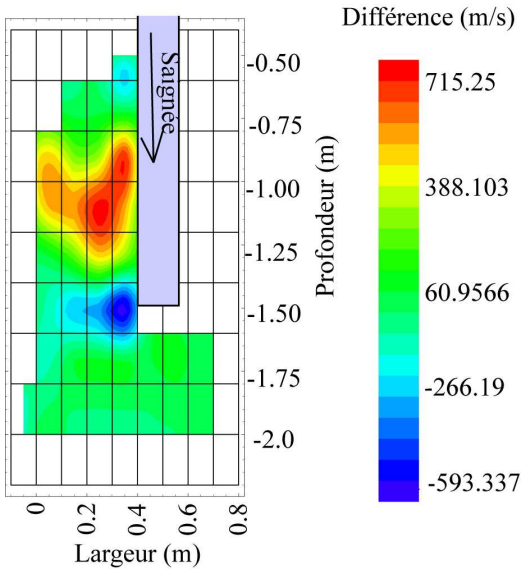


Figure 88 : Différence de vitesse de propagation de l'onde P entre les deux niveaux de pression (1,98 MPa et 0,27 MPa).

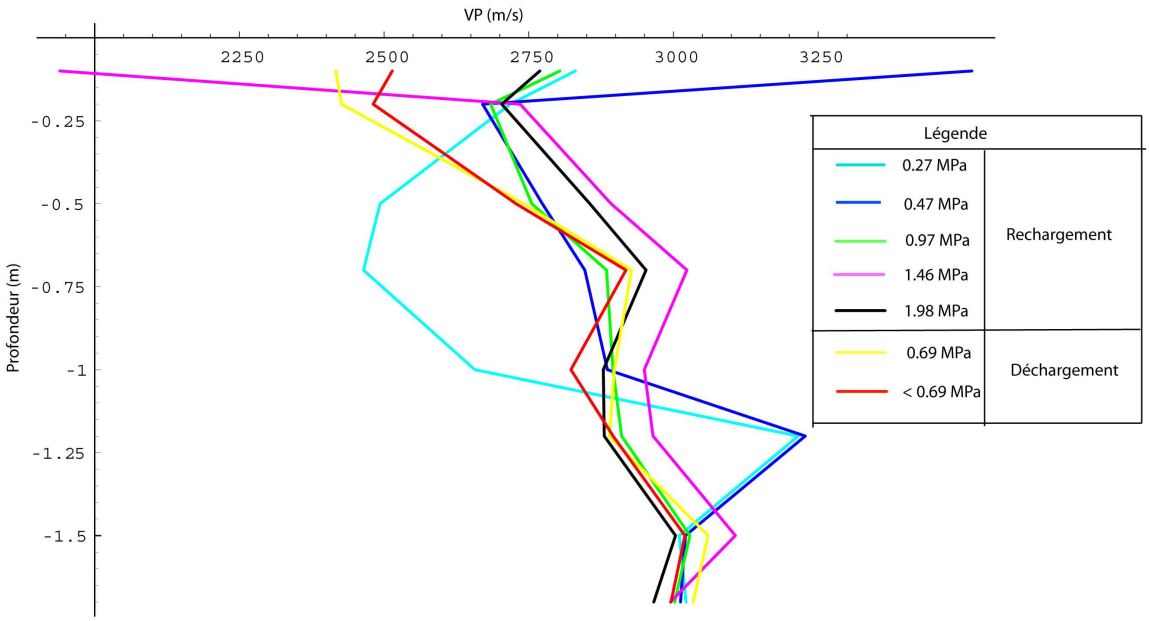


Figure 89 : Profil de la vitesse moyenne (VP : vitesse de propagation d'onde P) en fonction de la profondeur pour différents paliers de pression.

La Figure 89 schématise les profils de la vitesse moyenne[1] en fonction de la profondeur pour les différents paliers. Concernant la zone qui s'étend de 0,25 à 1,5 m de profondeur, une augmentation de la vitesse lors du rechargement et une diminution lors du déchargement sont bien vérifiées. Par contre, en ce qui concerne la zone qui se trouve à la base de la tranchée (profondeur > 1,5m), une diminution de la vitesse est observée à 1,98 MPa (trait noir), ce qui confirme la déconsolidation à la base de la tranchée lors du reconfinement.

En effet, la remise en pression a permis de visualiser des données dans la zone intermédiaire située entre les cotes 0,5 et 0,8 m qui avait, avant la remise en pression (0 MPa), une faible densité de rais à cause de l'existence de nombreuses fractures et failles (voir partie tomographie). La remise en pression a permis la consolidation de cette zone (augmentation de la vitesse). Mais, un phénomène a empêché la propagation des ondes dans la zone située sous la base de la saignée entre –1,5 m et –1,6 m de profondeur (le nombre de rais qui traversent cette zone est nul). Ceci confirme l'effet de l'endommagement dû à l'excavation de la saignée (sous le fond de la saignée, voir paragraphe précédent).

Le taux d'augmentation de la vitesse le long du parement de la saignée n'est pas uniforme. Ceci peut s'expliquer par l'existence d'hétérogénéités le long de la saignée telles que des fractures ou bien par l'effet d'une pression non uniformément appliquée par le vérin. Cette idée pourrait être confirmée par l'exploitation des données de déplacement.

c- Comparaison avec la géologie du milieu

La zone qui se trouve entre les côtes –0,5 et –1,5 m a subi une évolution de la vitesse lors de la remise en pression. L'augmentation de la vitesse dans cette partie peut s'expliquer par la fermeture des fractures existantes (fractures majeures et mineures) comme l'illustre la Figure 90

[1] Vitesse moyenne calculée comme suit :

- discrétisation du milieu suivant une grille de cellules rectangulaires ;
- recherche des rais traversant chaque cellule de la grille ;
- calcul de la vitesse moyenne par cellule et puis par ligne de la grille.

qui montre la géologie structurale du milieu superposée à la vitesse moyenne de propagation des ondes.

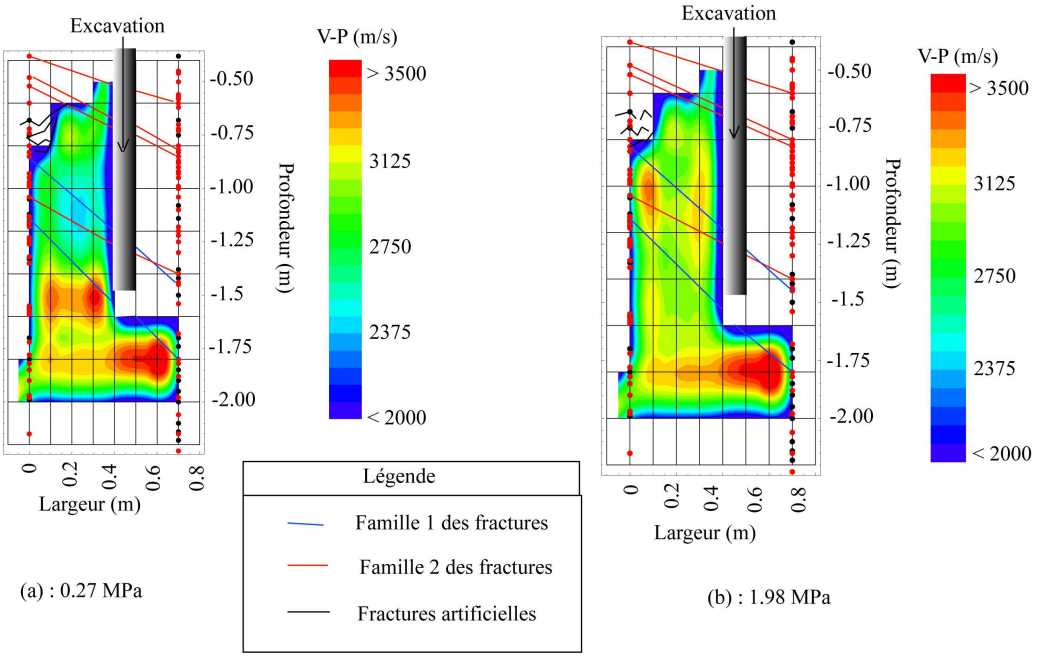


Figure 90 : Superposition de la géologie structurale avec les cartes de vitesse de propagation d'ondes P (V-P) : a : à 0,27 MPa et b : à 1,98 MPa.

d- Comparaison avec la modélisation numérique

Les modèles numériques ont montré que la remise en pression des parois de la saignée a développé l'étendue de la zone plastique en traction sous son mur (Kazmierczak, 2003). La Figure 91 présente l'étendue de la zone plastifiée au-delà de 0,85 m sous la saignée à partir de 1,5 MPa de pression.

Les mesures expérimentales de vitesse ne mettent pas en évidence une telle étendue de la zone endommagée sous la saignée mais confirment le phénomène de « déchirure ». Ce phénomène dépend fortement de la densité de fracturation et en particulier de son orientation.

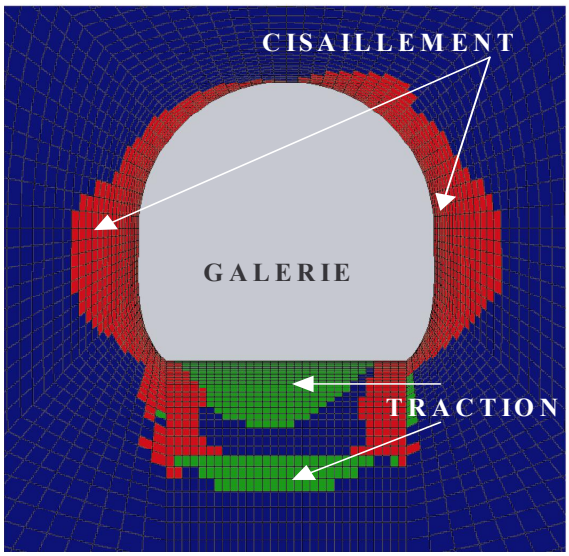


Figure 91 : Evolution des zones plastifiées dans un plan parallèle au plan de la saignée et à une pression de 1,5 MPa sur les faces de la saignée (Kazmierczak, 2003).

e- Etude de la réversibilité des propriétés physiques lors du cycle chargement-déchargement

L'étude de la réversibilité du reconfinement-déconfinement a été faite par la comparaison des cartes de vitesses à deux paliers de pression 0,97 MPa et 1,46 MPa comme illustré sur la Figure 92. Cette figure montre que lors du déchargement, la propagation des ondes s'est améliorée au parement de la saignée. Cette amélioration concerne surtout la zone traversée par des fractures des familles 1 et 2. Par exemple la partie traversée par des fractures de famille 2 (partie supérieure de 0,5 m jusqu'à 0,75 m de profondeur) a subi une chute de la vitesse lors du déchargement. Tandis que la partie traversée par une fracture de la famille 1 a subi une augmentation de la vitesse lors du déchargement (partie se trouvant entre 1 m et 1,25 m de profondeur).

Concernant la zone restante située sous la base de la saignée, on remarque une différence de vitesse peu importante et incluse dans l'intervalle des incertitudes dues au calcul de la vitesse (50 m/s).

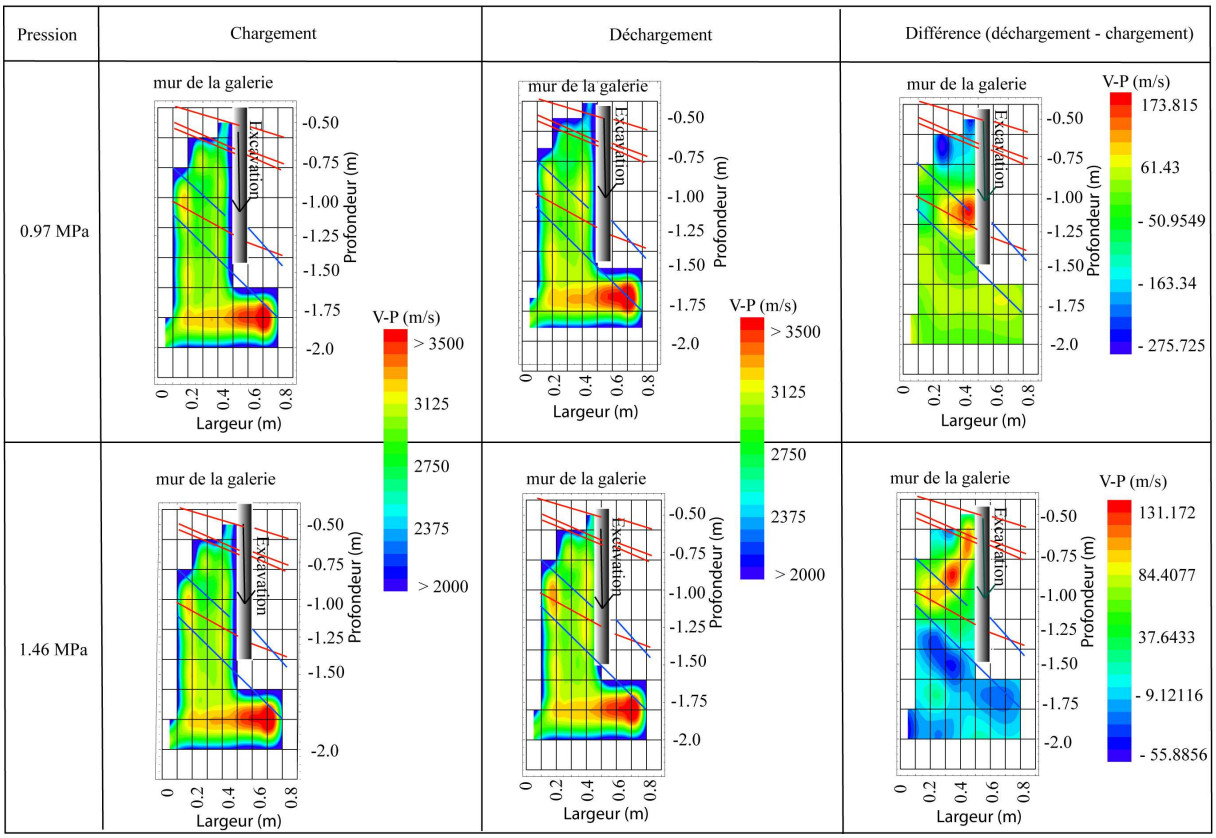


Figure 92 : Etude de la réversibilté du milieu rocheux lors de déchargement à 0,97 MPa et 1,46 MPa.

f- Emissions acoustiques

Lors de la nucléation d'une fracture ou de la réactivation d'une fracture pré-existante, la relaxation locale et brutale de l'énergie élastique génère des ondes de déformation (compression, cisaillement) qui se propagent dans le milieu depuis leur source (foyer ou hypocentre) jusqu'à des distances variables fonction de l'atténuation. L'élaboration de procédés d'auscultation, de surveillance et de prévision par écoute microsismique est menée conjointement dans plusieurs

domaine, on peut citer par exemple celles des mines en exploitation ou abandonnées (Senfaute et al., 2000 ; Calder et al., 1990 ; Srinivasan et al., 2001), dans le domaine de la géothermie (Niitsuma et al., 1987 ; Audigane, 2000), dans le domaine des écoulements naturels (Saetta, 2004), dans l'étude des versants rocheux instables (Ishida et al., 2001 ; Senfaute et al., 2003), etc.

Une auscultation par écoute microsismique a été réalisée durant le troisième stade de l'expérimentation « ***EDZ Cut-Off*** ». Le système d'acquisition se met en mode d'écoute microsismique après chaque mesure automatique de la vitesse. Une mesure de la vitesse de propagation des ondes a été faite tous les quarts d'heure. Chacune de ces mesures a duré deux minutes et le reste du temps (13 minutes) a été consacré à l'écoute microsismique. Durant la durée du cycle de rechargement-déchargement 2324 évènements ont été enregistrés. Ces signaux n'ont pas déclenché toutes les voies du système d'acquisition (16 voies). La représentation de l'évolution du nombre cumulé d'émissions acoustiques quantifie l'effet de la pression appliquée sur le milieu rocheux. La Figure 93 montre cette évolution en fonction du cycle de la pression. Nous remarquons que la forte évolution du nombre d'émissions acoustiques s'est produite lors des trois premiers paliers de la pression (0,27 ; 0,47 et 0,97 MPa). Tandis qu'une faible activité d'émission acoustique est remarquée lors du passage de 0,97 à 1,98 MPa d'une part et lors du déchargement d'autre part.

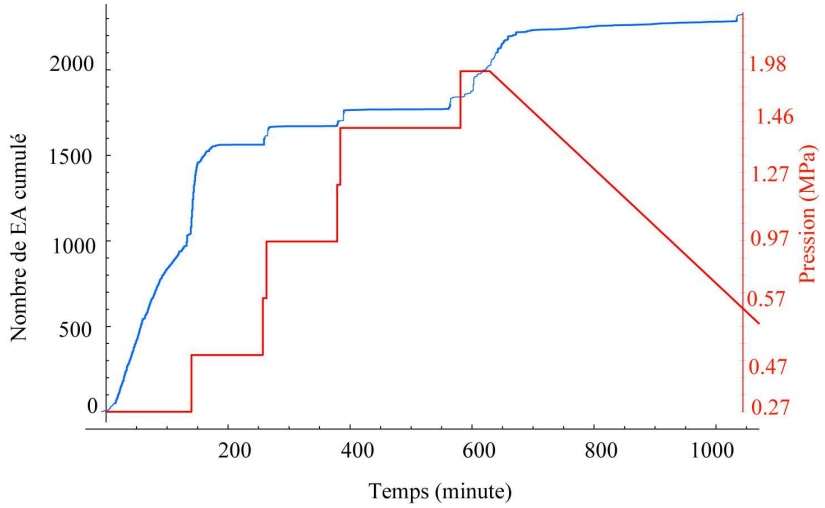


Figure 93 : Evolution du nombre d'émissions acoustiques (en bleu) en fonction de la pression appliquée au parois de la saignée (en rouge).

Parmi ces 2324 évènements, 1225 ont été déclenchés sur au moins quatre voies. La distribution de ces événements par capteur montre aussi cette forte activité durant les deux paliers de la mise en pression (0,27 et 0,47 MPa). Cette distribution est illustrée par la Figure 94 en fonction de différents paliers du *cycle court*. De plus, nous pouvons remarquer que les capteurs localisés sous le fond de la saignée ont enregistré la plupart des événements.

Pour quantifier la grandeur du foyer (amplitude) produisant l'émission acoustique, nous avons utilisé la loi de Gutenberg-Richter (1956). Cette loi indique que le logarithme du nombre de séismes supérieurs à la magnitude A est inversement proportionnel à A. Cette loi s'écrit :

$$\log N(>A) = a - b \log A \tag{39}$$

avec N : nombre d'émissions acoustiques ayant une amplitude maximale supérieure à A, A est l'amplitude maximale des émissions acoustiques et a et b sont deux constantes.

D'après Amitrano (2003) le coefficient b est en relation étroite avec la pression de confinement et le déviateur de contrainte. Amitrano (2003) décrit la variation du coefficient b en fonction de quatre phases mécaniques décrivant le comportement d'un échantillon de granite de Sidobre. L'auteur a réussi à lier ce coefficient avec celui de la distribution spatiale de l'endommagement.

La faible valeur du coefficient b correspond à un endommagement dispersé, tandis que la forte valeur correspond à un endommagement localisé.

La représentation logarithmique des courbes de variation du nombre des événements en fonction de l'amplitude maximale (Figure 95) nous a permis de déterminer la variation du coefficient b en fonction de la pression appliquée (Figure 96). La valeur du coefficient b chute fortement lors du passage de 0,27 MPa à 0,47 MPa. Ensuite elle est quasiment constante. Cette forte diminution de b s'explique bien par la variation de l'endommagement due à la remise en pression. Ceci peut s'expliquer aussi par la variation du champ de contrainte

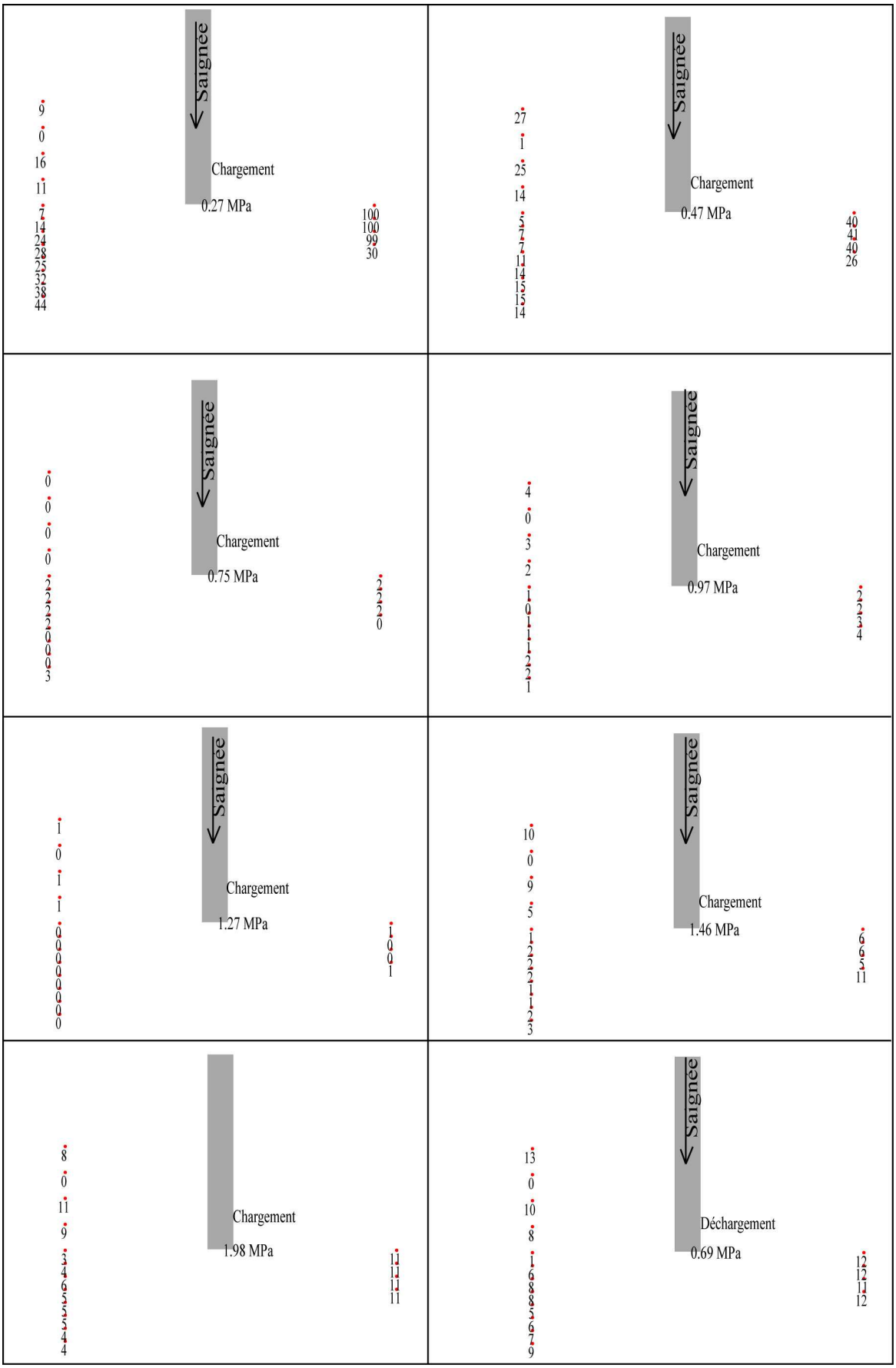


Figure 94 : Nombre d'émissions acoustiques par capteur et en fonction des différents paliers de la pression.

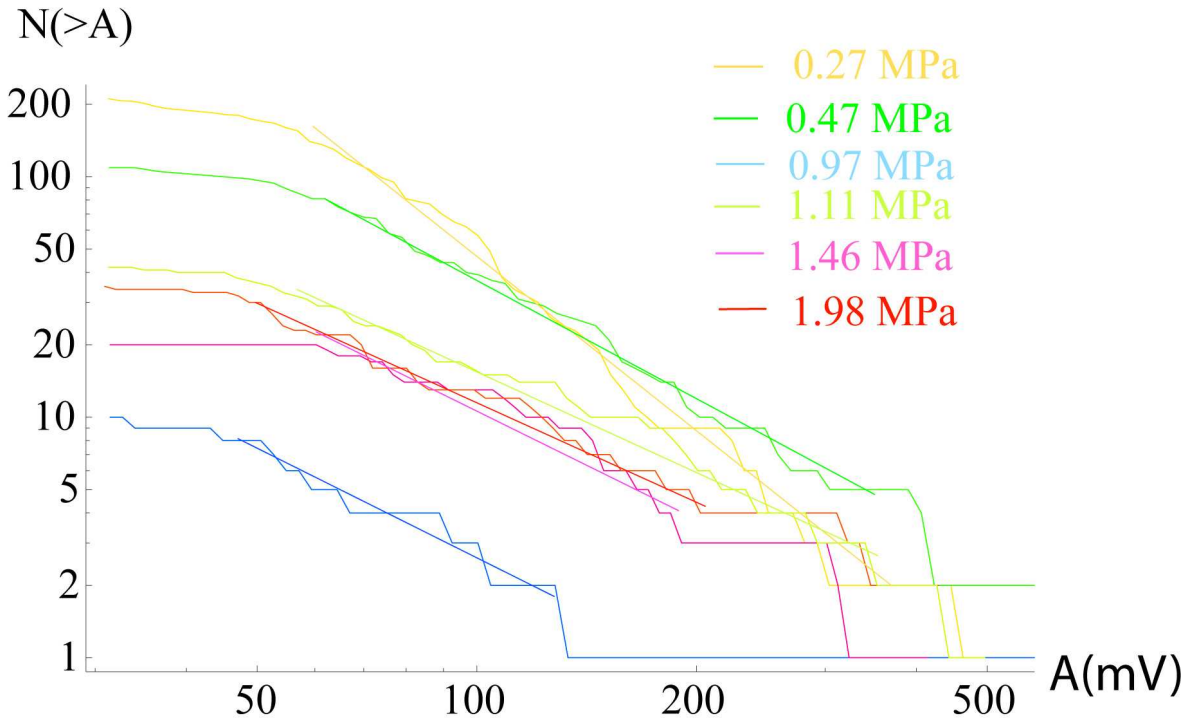


Figure 95 : Courbes présentant l'évolution du nombre des émissions acoustiques en fonction de l'amplitude et pour différent niveau de la pression.

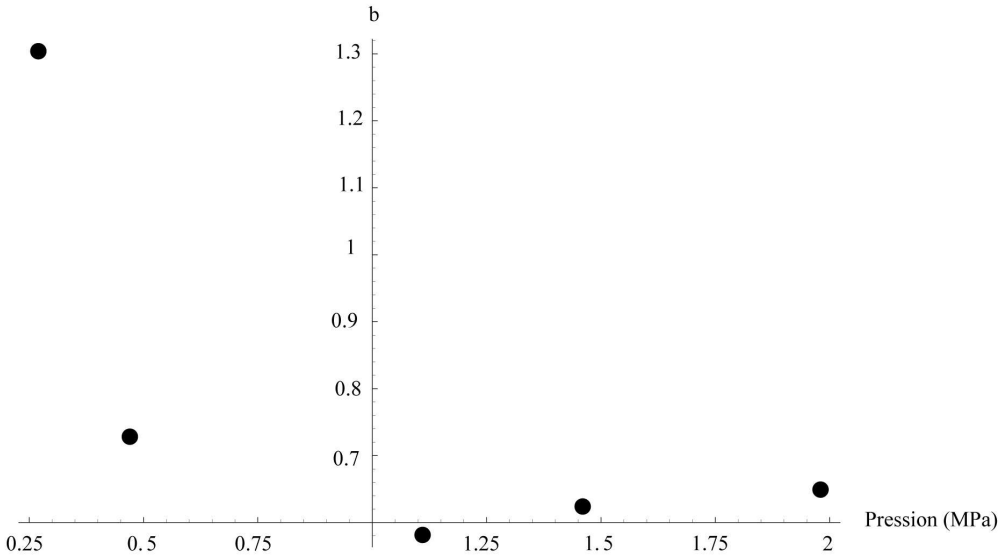


Figure 96 : Variation de b en fonction de la pression appliquée sur les parois de la saignée

4.3.4 Conclusion

La propagation des ondes dans les roches permet de visualiser les lieux inaccessibles. La vitesse de propagation des ondes permet d'accéder à des informations difficiles à obtenir avec d'autres méthodes géotechniques. De plus, la mesure de cette vitesse permet de suivre l'évolution temporelle et spatiale d'un milieu rocheux. D'après les études que nous avons faites, trois points principaux peuvent être mis en relief :

- la tomographie montre l'existence d'une zone de faible vitesse (partie supérieure). Cette partie est considérée comme une zone endommagée par l'excavation de la galerie EZA. Concernant la zone intermédiaire, il règne une faible densité de rais s'expliquant par l'existence de nombreuses fractures et failles. Enfin, la zone inférieure présente globalement une forte vitesse avec néanmoins quelques zones fracturées (faible vitesse) ;
- la surveillance durant l'excavation de la tranchée a permis d'estimer l'étendue de la zone endommagée à la base de la tranchée. Cette étendue est sensée se développer jusqu'à environ 20 cm de la base de la tranchée et l'épaisseur de la saignée ne modifie pas cette extension ;
- la remise en pression a permis une bonne amélioration de la propagation des ondes P dans la zone se trouvant au parement de la saignée. Tandis que la zone se trouvant à la base de la tranchée a subi une chute de la vitesse de 3285 à 3080 ± 35 m/s lors du passage de 0,27 à 1,98 MPa. La remise en pression des parois de la tranchée a donc amélioré le comportement de la partie de la zone située au parement de la tranchée de manière significative. Par contre, cette remise en pression a légèrement dégradé la zone située à la base de la tranchée.

La comparaison de ces résultats avec la modélisation numérique a montré une bonne corrélation du point de vue « phénoménologique » (compression, traction, etc.). Par contre il y a une différence sur l'ordre de grandeur de la zone endommagée qui peut s'expliquer par plusieurs points : les incertitudes des données et des paramètres des modèles numériques utilisés, la faible vitesse peut être affectée à une zone endommagée ou à une autre dont le seuil de plasticité fait chuter la vitesse, etc.

L'étude de la réversibilité des comportements du milieu rocheux a pu mettre en évidence une plastification due au déchargement des parois de la saignée. Cette plastification s'est localisée surtout dans l'EDZ due à l'existence de la galerie (50 cm de profondeur).

Enfin, l'étude des émissions acoustiques nous a permis de dire que la forte activité des émissions acoustiques s'est produite durant les deux premiers paliers du cycle de chargement-déchargement. L'évolution du nombre cumulé des émissions acoustiques est quasiment stable après le troisième palier du cycle court. De plus, le calcul du coefficient b, de la loi de Gutenberg-Richter (1956), montre une forte diminution lors de passage de 0,27 MPa aux autres paliers. Cette dégradation peut être liée d'une manière indirecte à la distribution spatiale de l'endommagement et plus directement à la contrainte ou au confinement.

4.4 Atténuations des ondes dans une zone endommagée

L'objectif principal de ce chapitre est d'exploiter les techniques permettant la mesure d'atténuation pour caractériser l'évolution et l'étendue de la zone endommagée des argilites à Opalinus.

L'amplitude d'une onde acoustique diminue le long de son trajet. C'est à cette diminution qu'on donne le nom d'atténuation. Cette atténuation des ondes acoustiques lors de la propagation dans les formations dépend de plusieurs facteurs qui sont :

- la longueur d'onde de l'onde acoustique et sa nature (longitudinale, transversale ou de Stoneley) ; les ondes à hautes fréquences s'atténuent plus rapidement que celles à basses fréquences ;
- la texture de la roche (taille des grains et des pores) ainsi que la porosité, la perméabilité et la surface spécifique des pores de la roche ;
- la nature des fluides dans les pores et en particulier leur viscosité ;
- la cohésion interne de la roche ;
- la fissuration de la roche.

C'est pourquoi sa mesure présente un réel intérêt pour suivre l'évolution du milieu rocheux. Les causes théoriques de l'atténuation sont fondamentalement de deux types (d'après Serra, 2000) :

- la perte d'énergie sous forme de chaleur : cette perte d'énergie peut avoir plusieurs raisons comme par exemple la friction solide-solide, la friction fluide-solide, ou la friction fluide-fluide.
- la redistribution de l'énergie : celle-ci se produit de différentes façons comme, par exemple, dispersion ou transmission à travers des limites du milieu, transfert le long des limites du milieu et surtout expansion géométrique du front d'onde.

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour mesurer l'atténuation comme la mesure sur les premiers cycles du signal (pic 1, 2 et 3, temps de montée), la mesure sur l'intégralité du signal (amplitude maximale, énergie, rapport du spectre). Ces différentes méthodes sont présentées de manière détaillée dans le chapitre 2.

L'existence de fractures, en particulier leur ouverture, a une influence sur les caractéristiques des signaux. Cette influence se traduit par l'augmentation de l'atténuation.

4.4.1 Eléments exploités dans le domaine temporel

a- Pics 1, 2 et 3

Les mesures sur les premiers cycles du signal consistent à recueillir les valeurs d'amplitude du premier, deuxième, et troisième premiers pics du signal (Han *et al.* 1986, Klimis *et al.* 1989, Lockner *et al.* 1977, Watanabe et Sassa, 1995, etc..). Les signaux enregistrés lors de l'avancement de l'excavation et du reconfinement des parois de la tranchée ont donc été étudiés en terme de variation d'amplitude sur les trois premiers pics.

a.1 Excavation de la tranchée

Ce paragraphe met en avant l'étude de la variation des valeurs des premiers pics en fonction de l'avancement de la tranchée. L'avancement de la tranchée va perturber le comportement des roches constituant l'environnement voisin. Cette perturbation se traduit par le développement de fractures et l'augmentation de la perméabilité du milieu rocheux. Ces paramètres jouent un rôle essentiel sur la propagation des ondes. En effet, ces ondes vont être fortement atténuées par la dispersion et la réflexion lors du passage à travers une fracture.

La Figure 97 montre les variations des trois premiers pics pour les trois rais : S1R2, S2R3 et S3R6. Ces rais se trouvent sous la base de la tranchée. Cette région, d'après l'étude de la vitesse, a été endommagée par l'excavation. On y remarque une chute des amplitudes des trois premiers pics. Cependant, on peut noter que l'importance de la variation dépend de l'orientation des rais. L'explication de ces atténuations peut être attribuée au développement de fractures lors de l'excavation de la tranchée. En effet, quand une onde se propageant dans un milieu rencontre une limite avec un autre milieu d'impédance différente, une partie de l'énergie acoustique est transmise dans le deuxième milieu sous forme d'ondes réfractées, et l'autre partie est réfléchie dans le premier milieu. On peut constater également une réflexion totale de l'énergie. Ces phénomènes dépendent de l'angle d'incidence et expliquent en partie l'origine de l'atténuation des ondes.

On peut ajouter qu'à partir de la quatrième étape, la variation des amplitudes des trois premiers pics est très faible. Cela démontre que l'épaisseur de la saignée n'a qu'un rôle mineur sur les dimensions de la zone endommagée sous la saignée.

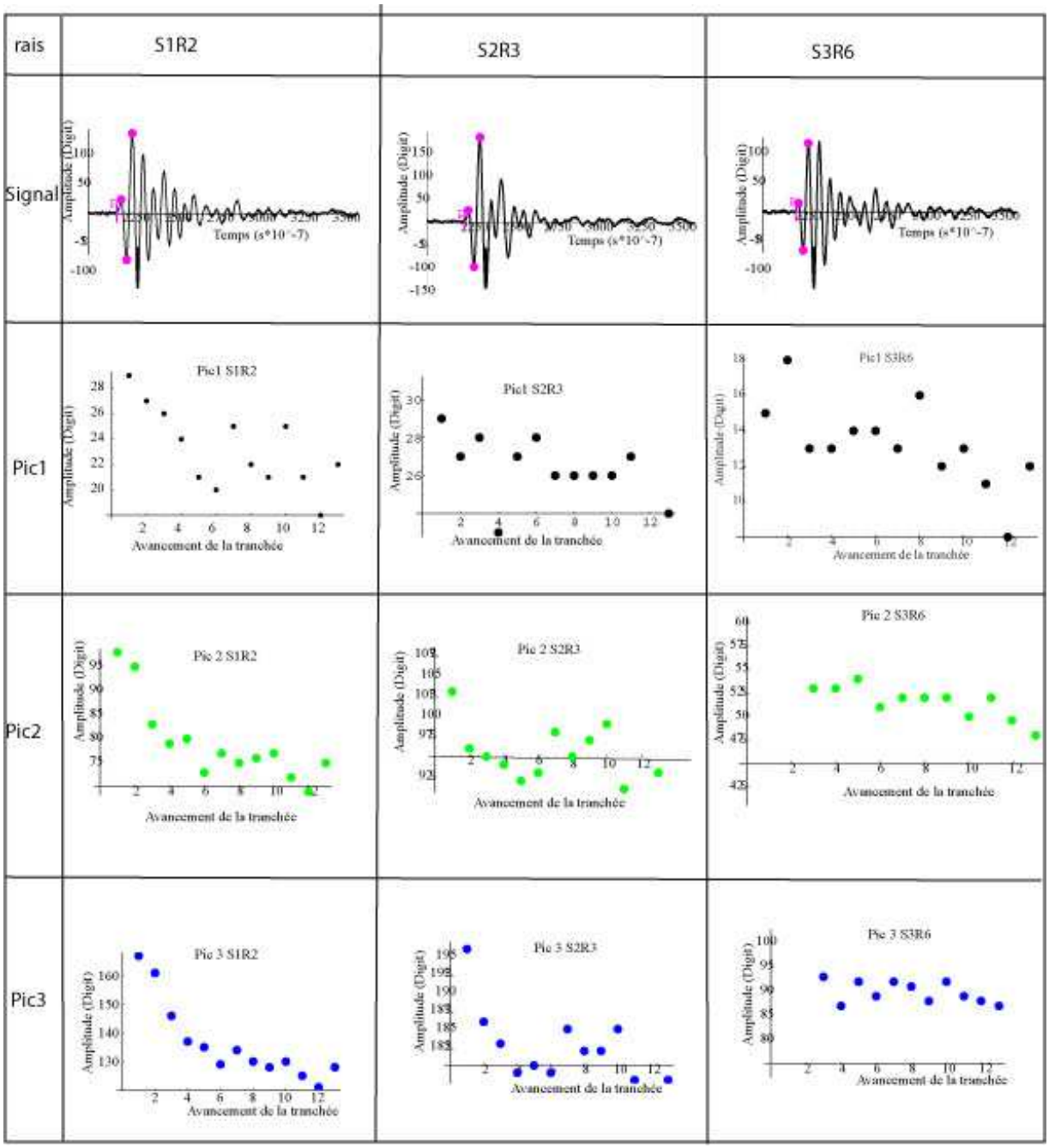


Figure 97 : Présentation de la variation des trois premiers pics en fonction des étapes d'avancement de la tranchée pour les trois rais : S1R2, S2R3 et S3R6.

a.2 Remise en pression

L'étude de variation d'amplitude et d'atténuation durant cette phase de l'expérimentation porte sur l'analyse des signaux traversant la zone se trouvant sous la base de la saignée. Ce choix tient compte des conditions expérimentales, où les capteurs ne sont pas influencés par la pression (même couplage durant le cycle de chargement-rechargement). Par contre, pour la partie se trouvant au parement de la saignée, la remise en pression a modifié le couplage des capteurs contre la paroi. Il est alors impossible de différencier l'atténuation dans la roche de celle due au mauvais couplage des capteurs.

La remise en pression des parois de la tranchée a entraîné une évolution de la zone endommagée à la base de la tranchée. La Figure 98 montre l'évolution des trois premiers pics pour les trois

rais (S1R4, S2R3 et S2R4) en fonction de la pression (rechargement-déchargement). Une diminution des valeurs des amplitudes de ces pics en fonction de la remise en pression est bien visible. Cette chute traduit le développement et la création de nouvelles fissures dans la zone existante sous la base de la tranchée. Par contre, lors du déchargement, les valeurs des amplitudes de ces pics augmentent à nouveau sans néanmoins atteindre leurs valeurs initiales. Cette irréversibilité d'amplitude peut être liée au comportement plastique des argilites due au cycle chargement-déchargement et surtout à l'endommagement.

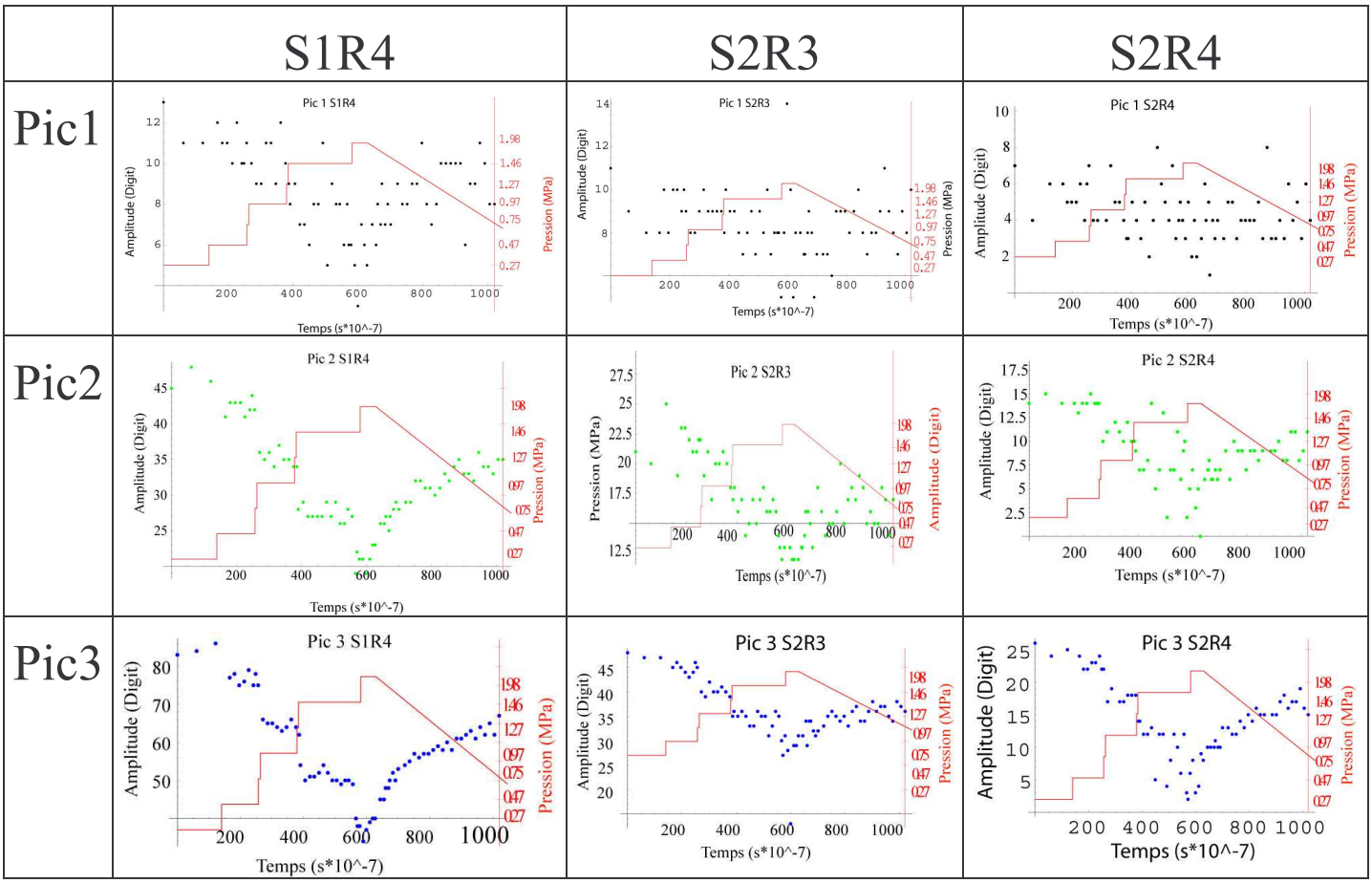


Figure 98 : Présentation de la variation des trois premiers pics en fonction des étapes d'avancement de la tranchée pour les trois rais : S1R4, S2R3 et S2R4.

b- Temps de montée

D'après Blair and Spathis (1982), le temps de montée est égal à la différence entre les temps correspondant à 10% et 90% de l'amplitude du premier pic. L'atténuation peut se traduire par l'augmentation du temps de montée (allongement des impulsions dans le temps).

Cette définition dépend beaucoup du milieu rocheux d'une part et du système d'acquisition d'autre part. En effet, pour que le temps de montée soit significatif il faut que la fréquence d'échantillonnage soit assez élevée.

La détermination de ce paramètre des données acquises, lors de l'excavation et la remise en pression, n'a pas permis de mettre en évidence une tendance claire et émergente du bruit de mesure.

b.1 Excavation de la tranchée

L'évolution du temps de montée au fur et à mesure de l'avancement de la saignée a montré un allongement de ce temps pour quelques rais traversant la zone endommagée. Mais en ce qui concerne les rais se propageant à une distance plus grande de la base de la saignée, on obtient des données trop dispersées. La Figure 99 montre la variation du temps de montée en fonction des étapes d'avancement de la tranchée pour 4 rais.

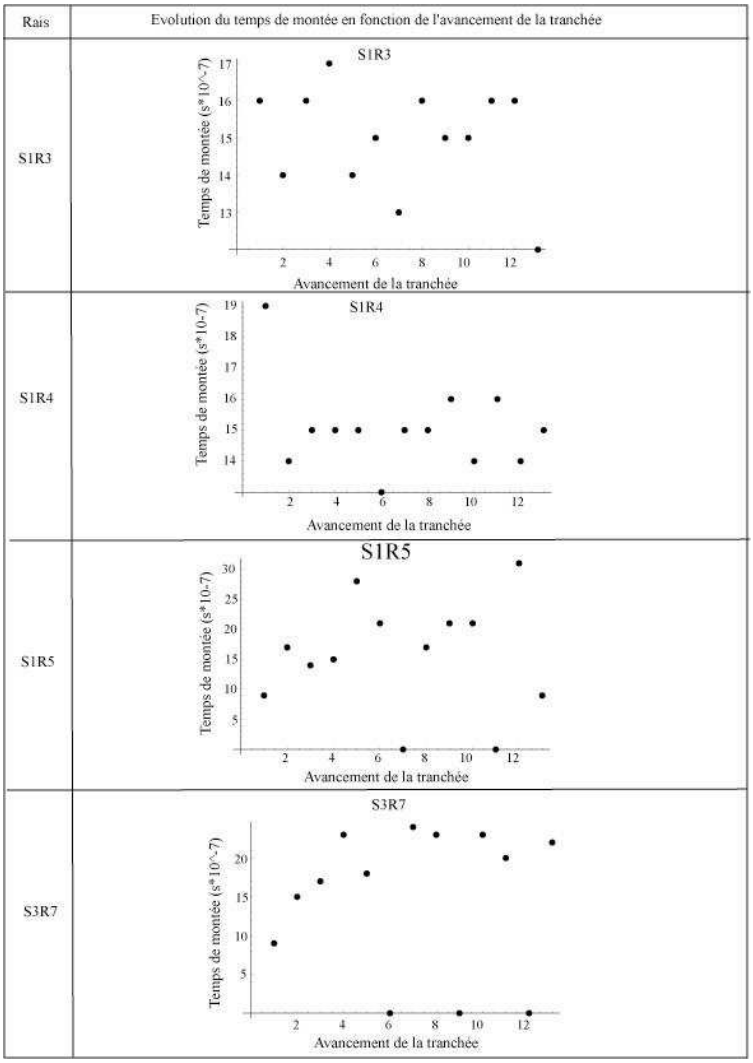


Figure 99 : Evolution du temps de montée en fonction de l'avancement de la tranchée.

b.2 Remise en pression

L'étude du temps de montée en fonction de la remise en pression n'a pas été très concluante. La Figure 100 montre, par exemple, le temps de montée en fonction de la pression appliquée pour les deux rais S3R3 et S3R5. Cette figure montre la difficulté d'utiliser ce paramètre pour interpréter l'évolution de l'endommagement autour de la saignée.

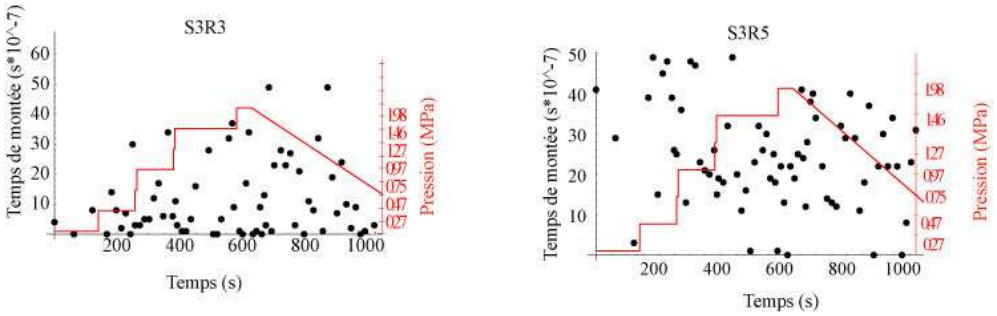


Figure 100 : Evolution du temps de montée en fonction de la pression appliquée.

c- Energie et amplitude maximale

Le calcul de l'énergie sur la globalité du signal a été effectué par le calcul de la somme du carré des amplitudes temporelles. Nous allons, par la suite, montrer l'évolution de l'énergie temporelle et de l'amplitude maximale en fonction des étapes de l'avancement de la saignée d'une part, et de la remise en pression de ses parois d'autre part.

c.1 Excavation de la tranchée

L'avancement de la tranchée a créé une zone endommagée où l'atténuation a été mesurée lors du passage des rais sismiques. Cette atténuation s'exprime aussi par la variation de la valeur de l'énergie et de celle de l'amplitude maximale. La Figure 101 montre la chute des amplitudes maximales et des énergies pour quelques rais traversant la zone existante à la base de la saignée.

Les valeurs présentées sur les courbes de la Figure 101 ne sont que des valeurs représentatives qui quantifient la variation de l'énergie temporelle ou l'amplitude maximale lors de l'excavation (pour un même rai).

On peut noter que les principales variations s'effectuent lors des 6 premières mesures correspondant à la première saignée plus fine. Ce qui confirme une fois de plus que l'endommagement est peu sensible à l'épaisseur de la saignée.

c.2 Remise en pression

Lors de la remise en pression des parois de la saignée, l'étude de la diminution de l'amplitude maximale et de l'énergie montre que la zone se trouvant à la base de la tranchée a été endommagée. On peut conclure que cet endommagement est dû seulement au reconfinement, puisque les autres conditions (positions et couplages des capteurs) sont les mêmes.

La Figure 102 montre l'évolution de l'amplitude maximale et de l'énergie temporelle en fonction de la pression appliquée sur les parois de la saignée. Dans ce tableau, les comportements de trois rais (S1R4, S2R4 et S3R6) sont présentés. Ces courbes confirment la diminution de l'amplitude maximale et de l'énergie temporelle lors du chargement et l'accroissement de ces deux valeurs lors du déchargement. Le taux de variation dépend fortement des positions des capteurs et de la structure du milieu rocheux.

Avec un niveau d'énergie après déchargement qui est différent de celui de départ, ceci confirme l'endommagement de la roche dans cette zone par le confinement des parements. Nous remarquons également que l'influence de cet endommagement s'étend jusqu'à une profondeur

assez éloignée de la base de la saignée, contrairement à ce qui avait été observé en terme de vitesse. Ce phénomène est plus significatif dans la zone la plus profonde. La zone moins profonde déjà plus sérieusement endommagée par l'excavation de la saignée est alors probablement moins sensible à ce phénomène.

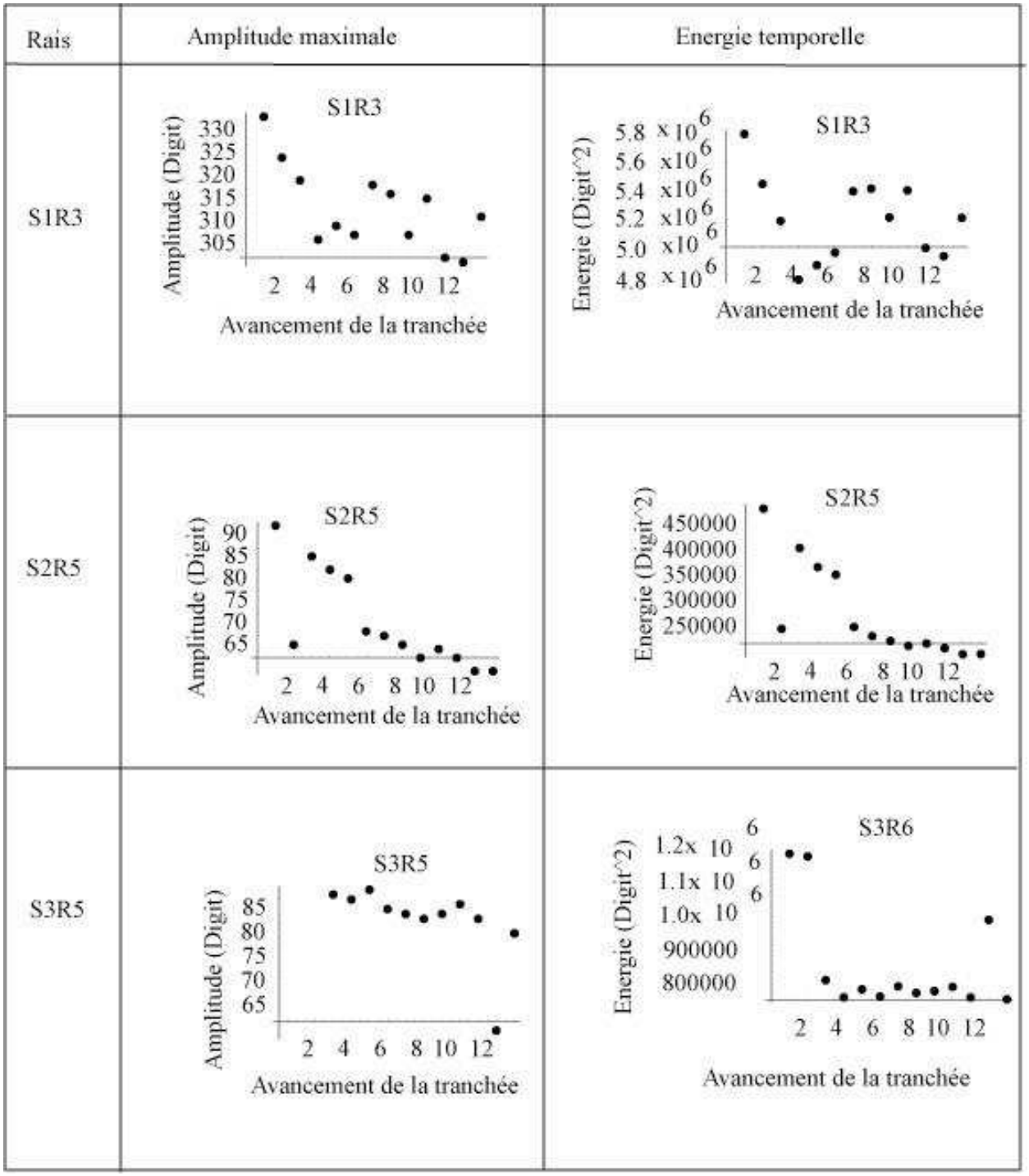


Figure 101 : Variation d'amplitude maximale et énergie temporelle en fonction des étapes de l'avancement de la tranchée.

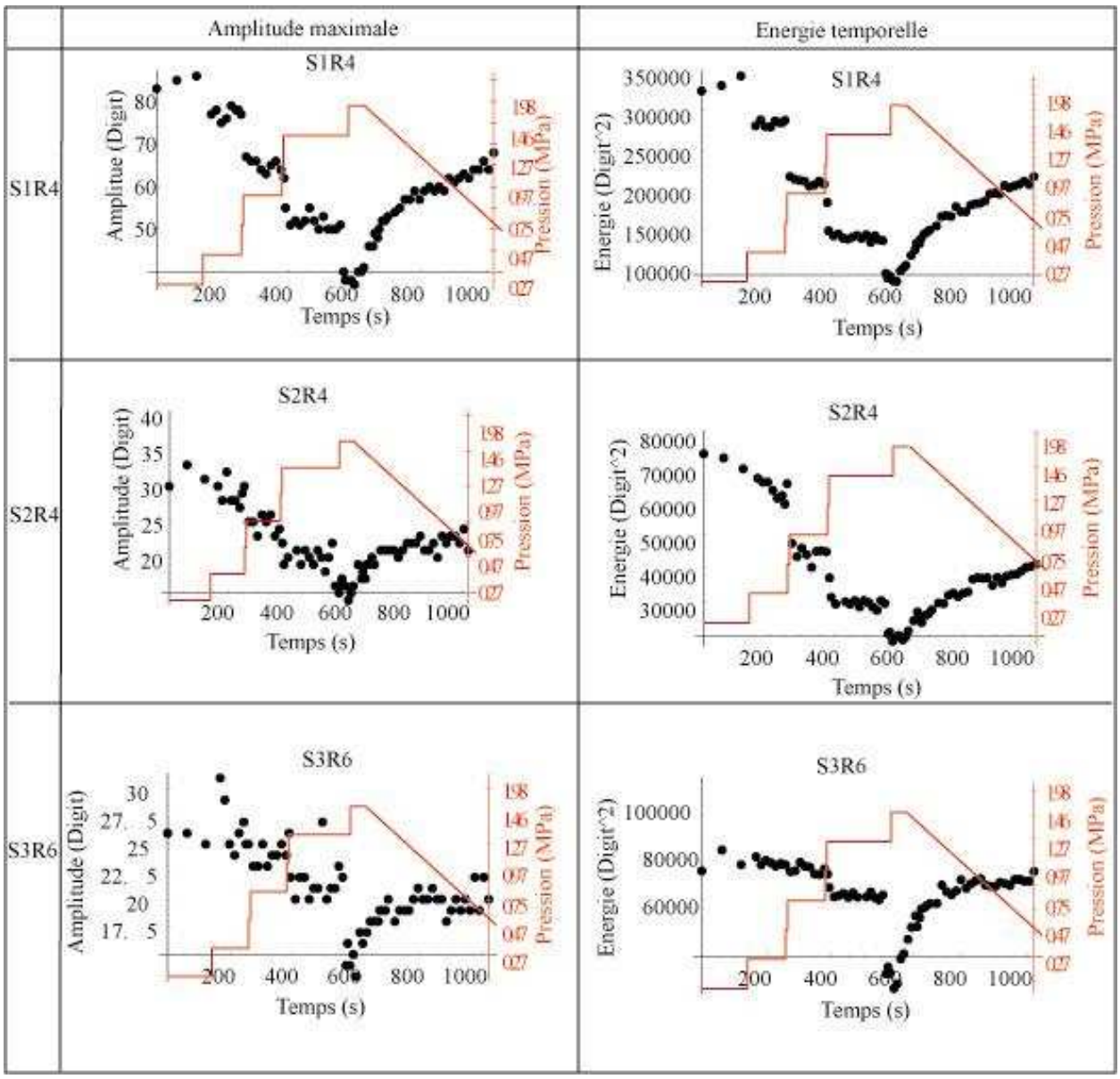


Figure 102 : Variation d'amplitude maximale et d'énergie temporelle lors de la remise en pression des parois de la tranchée pour les trois rais : S1R4, S2R4 et S3R6.

4.4.2 Eléments exploités dans le domaine fréquentiel

a- Rapport de spectre

La méthode du rapport de spectre consiste à comparer les amplitudes spectrales pour différentes fréquences. L'atténuation implique une perte préférentielle des hautes fréquences et donc une modification du spectre total. Le facteur de qualité est obtenu en mesurant la pente de la courbe présentant le logarithme du rapport de l'amplitude fréquentielle d'une référence par celle de la roche en fonction de la fréquence.

$$Ln\frac{A_{ref}}{A_{roche}} \approx \frac{\pi fx}{Q_{roche}V_{roche}} \qquad (40)$$

avec :

A_{ref} et A_{roche} amplitudes spectrales d'une référence et de la roche étudiée;

f = fréquence;

Q_{roche} = facteur de qualité de la roche ;

V_{roche} = vitesse de propagation d'onde dans la roche.

L'utilisation de cette technique consiste à comparer les signaux correspondant au même rai en fonction de l'avancement de la tranchée ou de la remise en pression. Pour calculer le facteur de qualité, les signaux de référence doivent être choisis avec beaucoup de soin. Les signaux de référence utilisés lors de l'avancement de la tranchée sont ceux enregistrés avant l'excavation, et ceux utilisés lors de la remise en pression sont les signaux enregistrés à 0,27 MPa.

Dans le calcul, deux points sont souvent négligés : le nombre de cycles, autrement dit la fenêtre temporelle sur laquelle le spectre de fréquence est calculé, et la gamme de fréquences sur laquelle la pente est mesurée. Ainsi Klimis *et al*. (1989), précisent que « le calcul du facteur de qualité Q a été effectué dans la partie centrale, assimilable à un segment de droite, de chaque rapport de spectres ». Tao et King, (1990), ont accompli une étude détaillée pour préciser ces deux points : ils prennent 1,5 fois le premier cycle pour l'onde P et le premier cycle pour l'onde S. La pente est mesurée quant à elle sur la plage étendue de 100 kHz de part et d'autre de la fréquence fondamentale. Sears et Bonner, (1981), considèrent la gamme de fréquences dans laquelle le rapport du signal sur bruit est élevé.

Concernant les données acquises durant l'expérimentation « *EDZ cut-off* », l'application de la méthode du rapport de spectre a nécessité une étude de la variation de fréquence le long du signal pour chaque rai. Cette étude a exigé d'abord, le découpage du signal temporel en plusieurs parties. La transformation de Fourier est ensuite appliquée sur chacune de ces parties, la partie où la fréquence est maximale est sélectionnée. Afin d'éviter des composantes continues dans le spectre lors de la transformation de Fourier, une application de la fenêtre de Hamming (fenêtre de pondération) à la séquence temporelle est réalisée. En ce qui concerne la longueur des fenêtres temporelles, la plus satisfaisante correspond à 200 points d'échantillonnage (Figure 103). Cette valeur correspond à la plage sur laquelle s'étendent les trois premiers cycles, plage durant laquelle il n'y a pas d'influence des effets extrinsèques. La Figure 103 montre un exemple de découpage d'un signal en 4 parties avec leur spectre (la longueur de chacune de ces parties est égale à 200 points d'échantillonnage 40 µs).

a.1 Excavation de la tranchée

Le découpage des signaux en séquences temporelles et l'application d'une transformation de Fourier sur chacune de ces séquences, ont permis de choisir la séquence du signal où la fréquence est maximale. La Figure 103 montre un exemple d'application du découpage et de transformation de Fourier pour le rai S2R3.

La variation du pic du spectre (amplitude fréquentielle maximale) en fonction des étapes d'avancement de la saignée est illustrée sur la Figure 104 et pour différentes fenêtres temporelles. D'après la Figure 104, la fenêtre où la fréquence est maximale se trouve entre 0 et 200 points d'échantillonnage. La même démarche a été appliquée à tous les rais en fonction des étapes d'avancement de la tranchée.

L'étude de l'atténuation de l'onde P, par l'application de la méthode du rapport de spectre, repose sur la séquence temporelle où la fréquence est maximale. La Figure 105 montre un exemple de superposition de deux signaux, pour le même rai (rai S2R3), lors de l'excavation de

la tranchée. Cette figure présente aussi la superposition des spectres de deux signaux et la variation du logarithme du rapport des amplitudes fréquentielles.

L'application de cette méthode sur les données acquises lors de l'excavation de la saignée n'a pas donné de résultats très probants en terme d'évolution. La Figure 106 montre l'évolution de l'inverse du facteur de qualité pour les trois signaux (S2R3, S3R3 et S3R7) en fonction de deux domaines fréquentiels (0-100 KHz et 100-200 KHz). Pour les rais un peu éloignés de la base de tranchée, l'évolution du facteur de qualité n'est pas spécifiquement marquée.

Le choix de deux domaines fréquentiels, transcrits dans la Figure 106, a été effectué d'après les caractéristiques des capteurs utilisés lors de l'expérimentation (capteurs PAC R6).

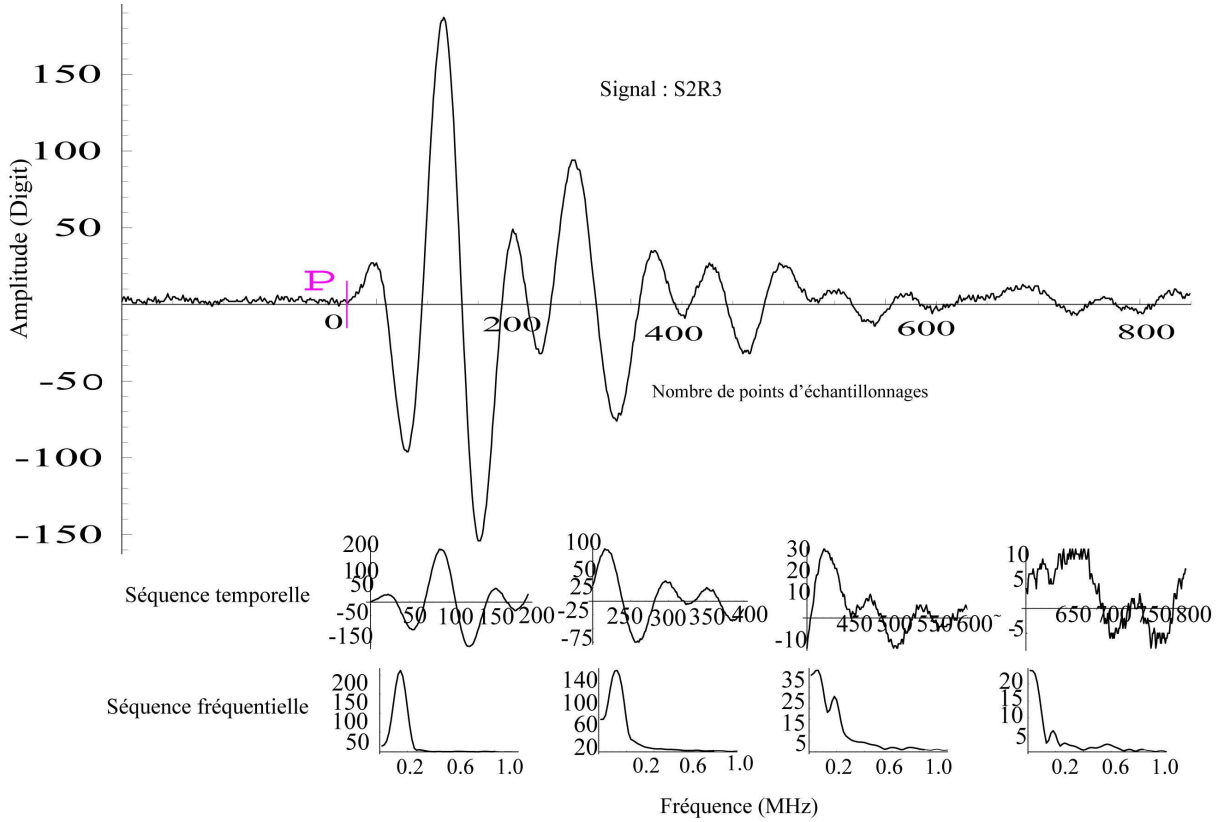


Figure 103 : Exemple de découpage d'un signal en plusieurs séquences temporelles et leur transformation de Fourier (séquences fréquentielles) : exemple d'application sur le rai S2R3.

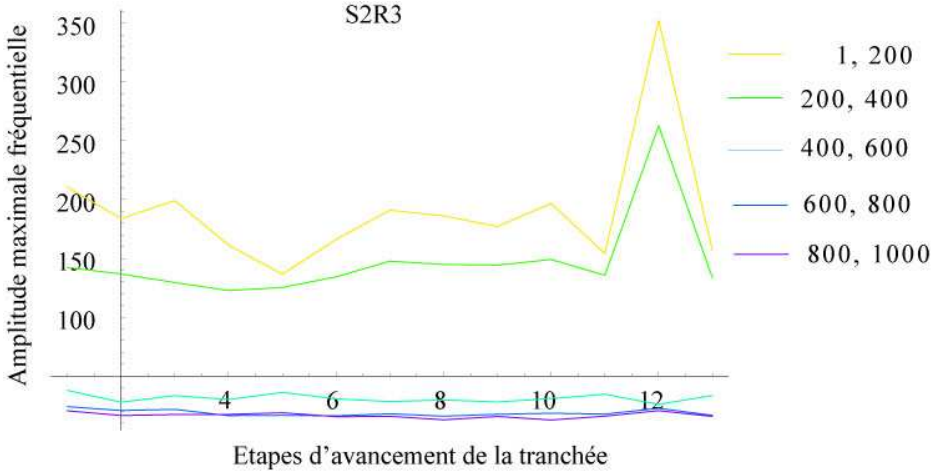
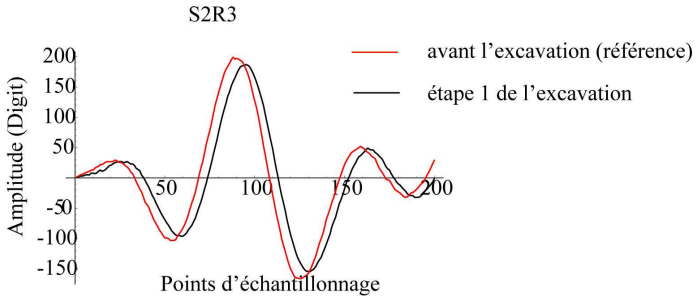
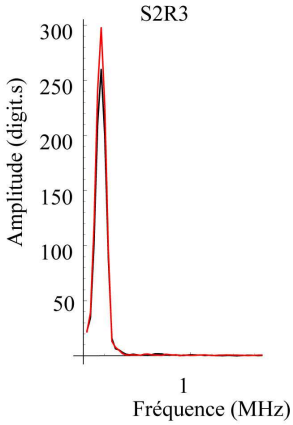


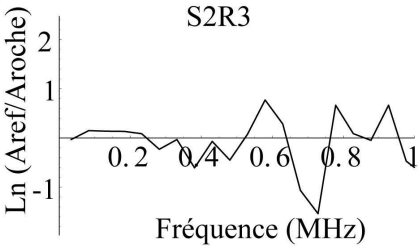
Figure 104 : Présentation de la variation d'amplitude fréquentielle maximale en fonction de l'avancement de la tranchée pour différentes fenêtres temporelles (13 mesures).



a : Superposition de deux séquences temporelles



b : Superposition de deux séquences fréquentielles



c : Variation du rapport des amplitudes en fonction de la fréquence

Figure 105 : Exemple de superposition des signaux dans le domaine temporel (a) et fréquentiel (b). Calcul de la variation de la pente (c). Application au rai S2R3 (trait rouge : avant l'excavation et trait noir : après l'étape 1 de l'excavation).

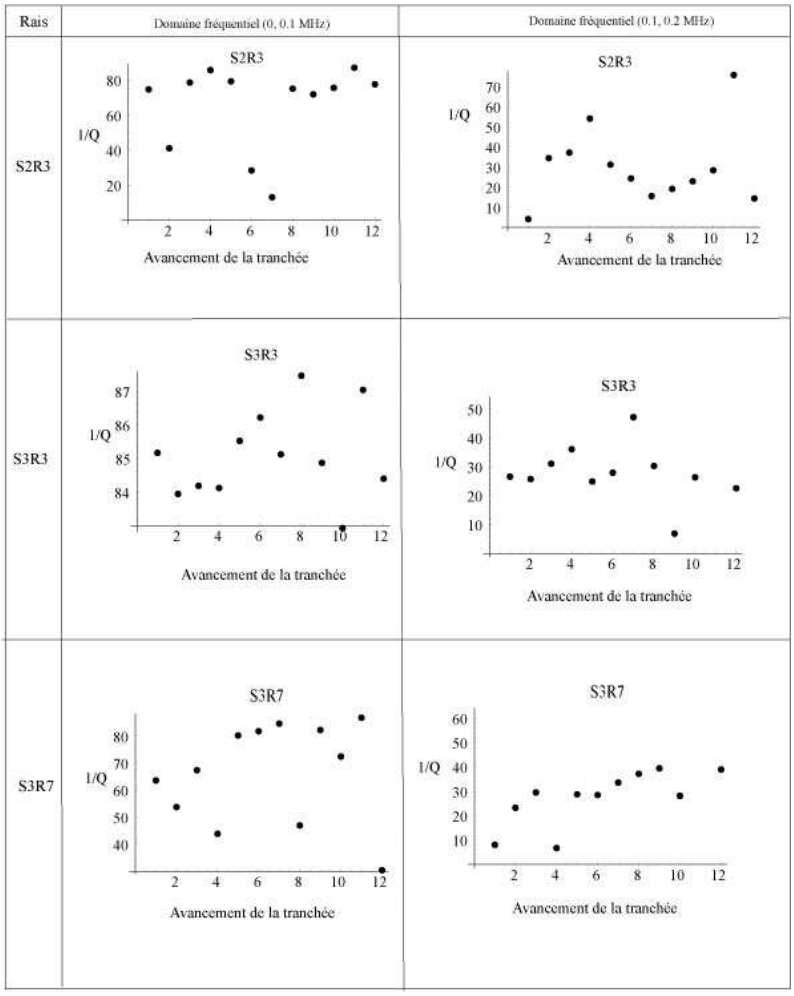


Figure 106 : Evolution de l'inverse du facteur de qualité en fonction des étapes d'avancement de la tranchée. Application sur les trois rais S2R3, S3R3 et S3R7 et dans deux domaines fréquentiels (0-0.1 MHz et 0.1-0.2 MHz).

a.2 Remise en pression

L'application des procédures expliquées ci-avant a montré une évolution de l'amplitude fréquentielle en fonction de la pression appliquée sur les parois de la saignée. La Figure 107 montre par exemple l'évolution de l'amplitude fréquentielle de deux rais : S1R3 et S2R4. Ces courbes permettent de choisir les séquences temporelles les plus adaptées à l'application de la technique du rapport de spectre. Concernant les deux séquences de points 1-200 et 200-400, une diminution de l'amplitude fréquentielle en fonction de la remise en pression est clairement visible. La remise en pression des parois de la saignée a donc vraisemblablement perturbé le milieu rocheux qui se trouve sous sa base.

Le Figure 108 montre que la remise en pression des parois de la tranchée (trait rouge en MPa) a entraîné une augmentation de l'atténuation (1/Q). On y relève également une diminution assez nette de l'atténuation lors du déconfinement mais à un niveau toujours supérieur à celui d'avant chargement.

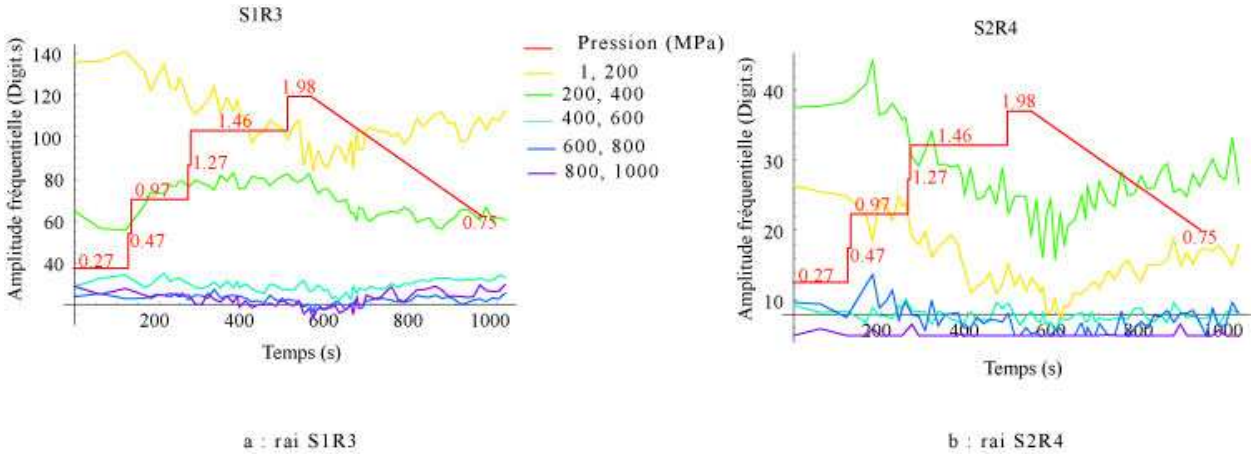


Figure 107 : Evolution de l'amplitude fréquentielle en fonction de la pression appliquée (trait rouge) pour différentes gammes de points d'échantillonnage (1-200, 200-400,…800-100).

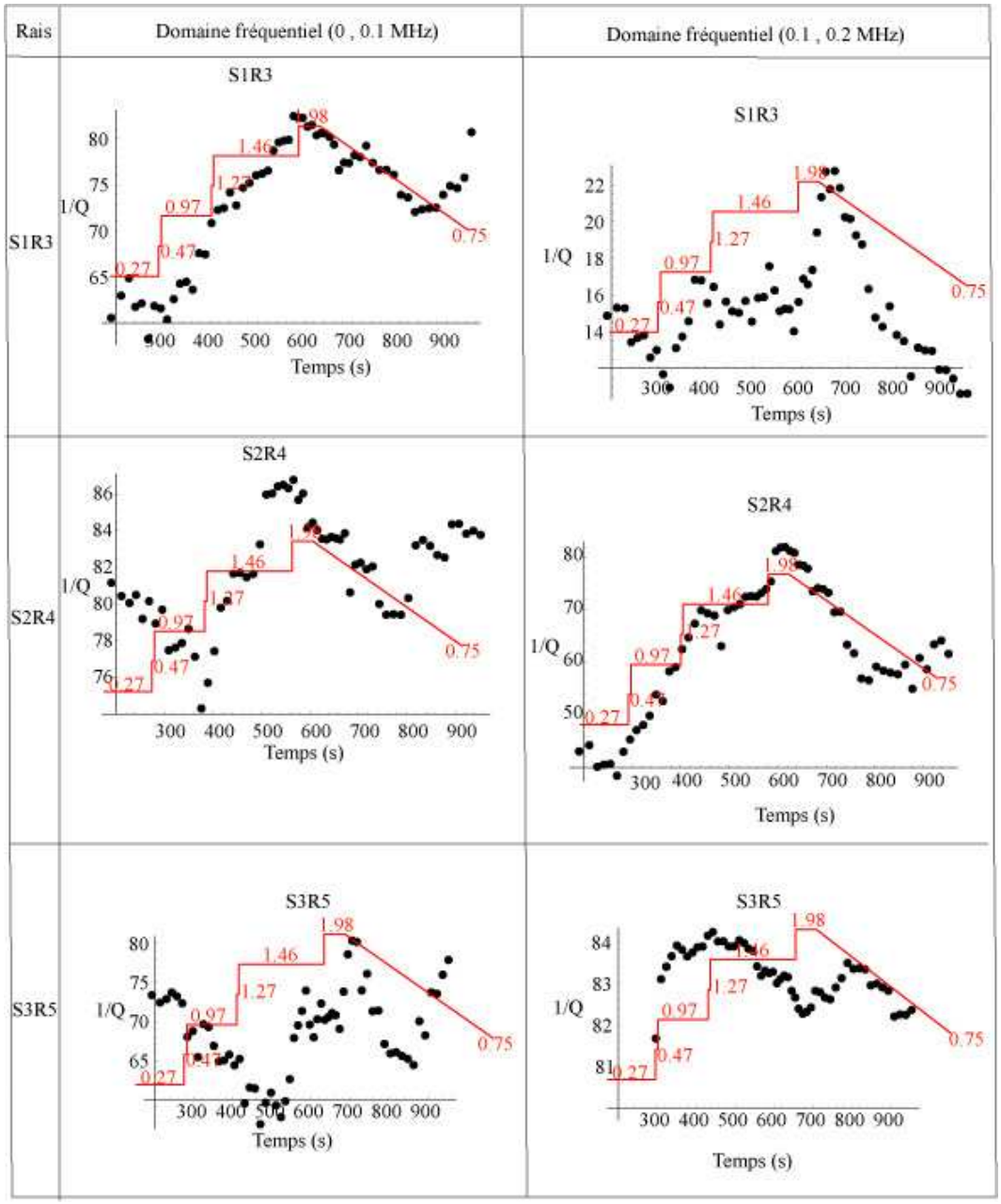


Figure 108 : Evolution de l'inverse du facteur de qualité en fonction de la remise en pression des parois de la tranchée (Trait rouge en MPa). Application sur les trois rais S1R3, S2R4 et S3R5 et dans les deux domaines fréquentiels (0-0,.1 MHz et 0,1-0,2 MHz).

b- Analyse fréquentielle

L'étude de l'atténuation des ondes par l'utilisation de la méthode du rapport de spectre, a permis de mettre en évidence une variation significative de la fréquence lors de l'avancement de la tranchée d'une part et de la remise en pression de ses parois d'autre part. Pour cela, ce paragraphe est dédié à l'étude de la variation de la fréquence qui est liée à l'évolution de la taille des défauts présentés dans un milieu rocheux.

b.1 Excavation de la tranchée

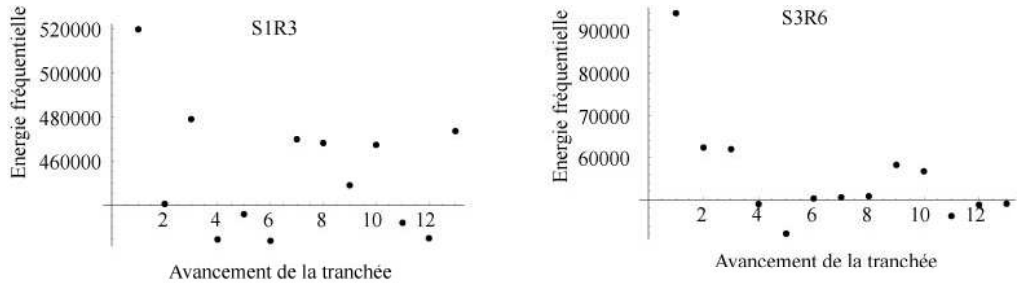
La transformation de Fourier a permis de visualiser les signaux dans le domaine fréquentiel. L'étude a porté sur les signaux traversant la zone située à la base de la saignée. La Figure 109 montre deux exemples de variation de l'énergie calculée dans le domaine fréquentiel en fonction des étapes de l'excavation. On y relève une chute de l'énergie fréquentielle lors de l'excavation.

Afin d'approfondir l'analyse en terme fréquentiel, nous avons ensuite déterminé, pour chaque rai et aux différents stades d'avancement de la tranchée, la fréquence à laquelle on atteint différents pourcentages (25, 50, 75 %, …) de l'énergie totale cumulée. La Figure 110 montre un exemple présentant l'énergie cumulée d'une partie d'un signal avec son spectre (longueur du signal 200 points). Cet exemple indique notamment les fréquences auxquelles on atteint 50% et 100% de l'énergie cumulée. L'étude a montré que la fréquence diminue, à différents pourcentages de l'énergie cumulée, lors de l'excavation de la tranchée dans la zone située sous sa base. Ceci indique un déplacement vers les basses fréquences des signaux enregistrés et donc une augmentation de la longueur d'onde qui devient ainsi comparable aux dimensions des fractures développées lors de l'excavation. La Figure 111 montre le cas du rai S1R2, où l'évolution de la fréquence n'est pas très nette tandis que pour le rai S1R3, la diminution est beaucoup plus claire. Dans cette figure, la fréquence correspond à 90% de l'énergie maximale.

b.2 Remise en pression

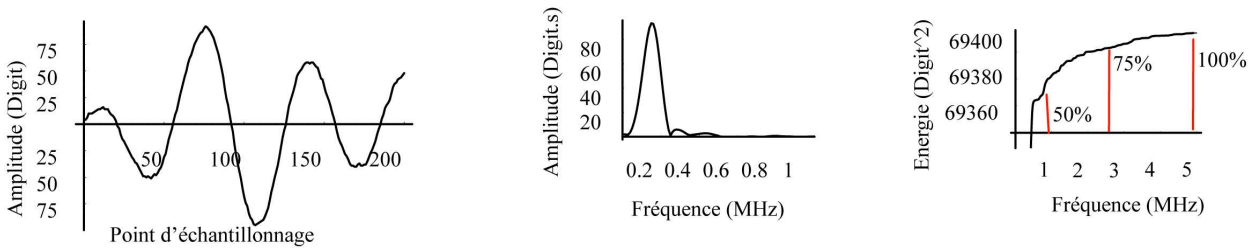
Lors de la remise en pression des parois de la tranchée, on observe une diminution de l'énergie fréquentielle tandis qu'elle augmente lors du déconfinement comme le montre la Figure 112.

L'étude de la fréquence révèle également une disparition des ondes de hautes fréquences durant le chargement et une augmentation lors du déchargement. Ceci est lié aux variations de l'ouverture des fissures durant le cycle chargement-déchargement. Il faut noter que l'énergie fréquentielle initiale est plus importante que l'énergie fréquentielle finale. Cette différence provient de la variation d'ouverture des fractures dans la zone endommagée. La Figure 113 montre cette évolution pour les deux rais S1R4 et S2R6.



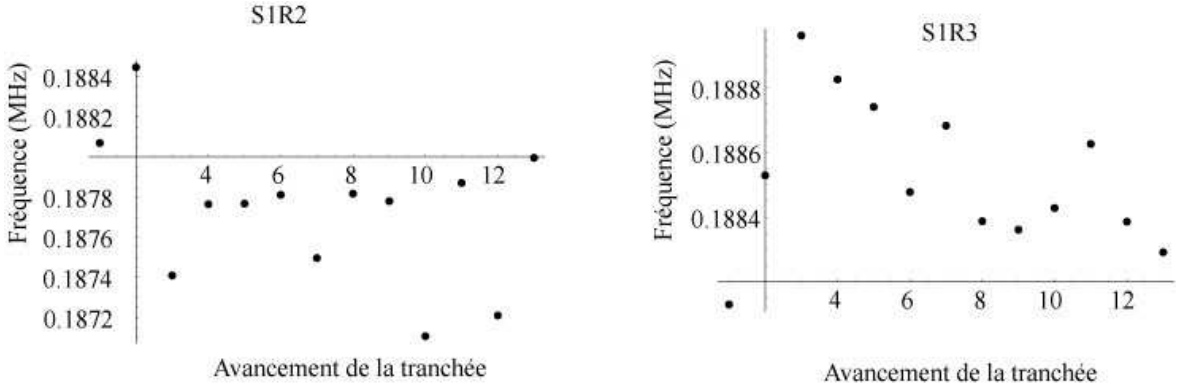
a : SIR3 b : S3R6

Figure 109 : Energie fréquentielle en fonction de l'avancement de la tranchée (a : rai S1R3 et b : rai S3R6).



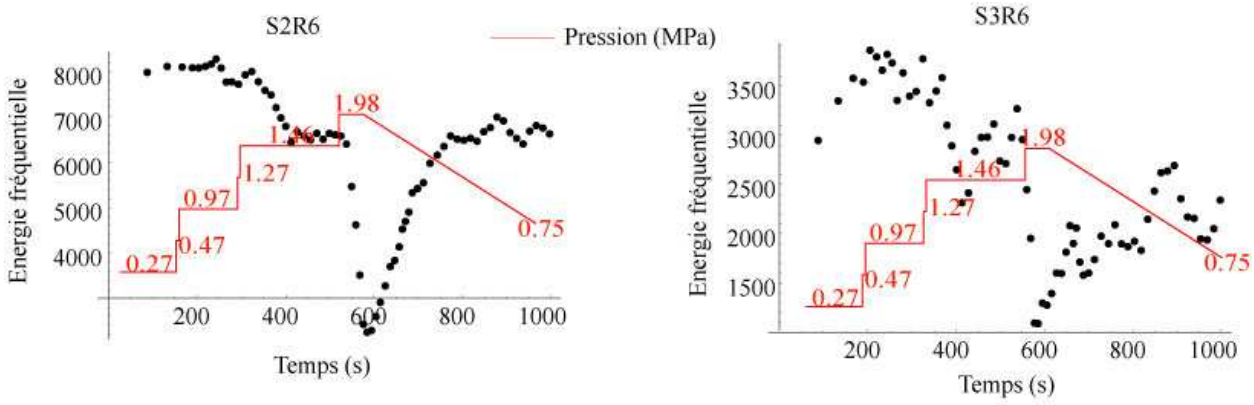
a : une partie d'un signal b : spectre du signal c : énergie cumulée

Figure 110 : Détermination de la fréquence pour différents pourcentages de l'énergie cumulée.



a : rai S1R2 b : rai S1R3

Figure 111 : Evolution de fréquence en fonction de la remise en pression (a : rai S1R2 et b : S1R3).



a : rai S2R6 b : rai S3R6

Figure 112 : Evolution de l'énergie fréquentielle en fonction de la remise en pression (a : rai S1R3 et b : rai S3R6).

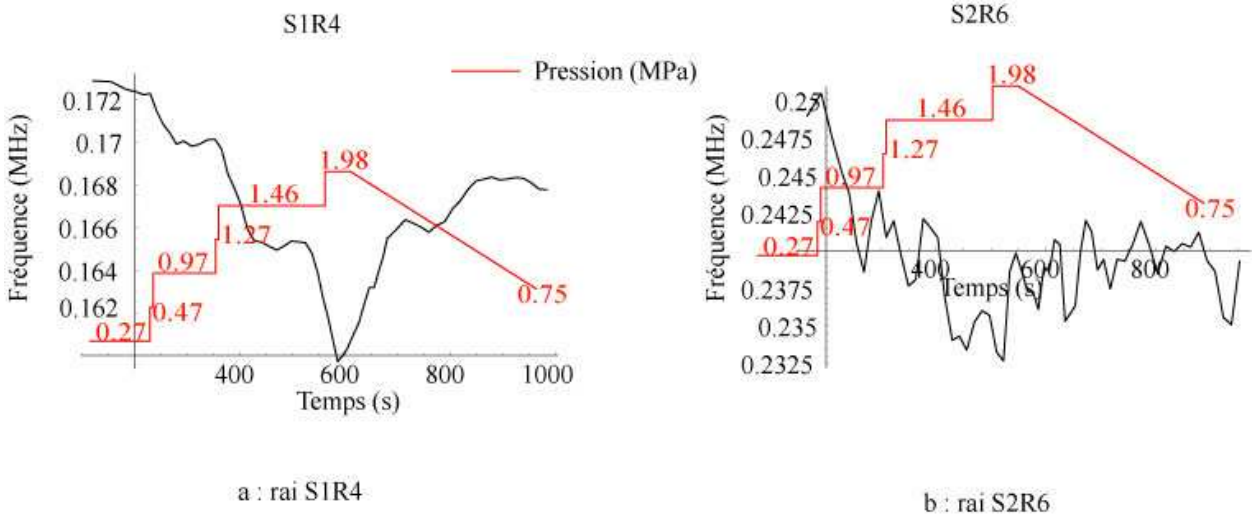


Figure 113 : Evolution de fréquence en fonction de la remise en pression (a : rai S1R4 et b : S2R6).

4.4.3 Cartographie de l'atténuation

La mesure des amplitudes dépend beaucoup du calibrage des capteurs. Puisque les capteurs utilisés lors de l'expérimentation « *EDZ Cut-Off* » présentent des réponses différentes et surtout des couplages variables, une normalisation des valeurs a donc été réalisée. La normalisation est faite pour chaque rai, en divisant la valeur d'amplitude par la valeur d'amplitude maximale. Dans ce cas, les courbes de la variation d'amplitude varient entre 0 et 1. Chaque valeur de la courbe présente la proportion de l'amplitude par rapport à sa valeur maximale. De cette façon, cela permet de tracer la carte des amplitudes normalisées en fonction des étapes de l'excavation d'une part et du cycle de charge-décharge d'autre part.

Les cartes d'amplitude normalisée ont été tracées pour la partie se trouvant sous le mur de la saignée. Comme pour la vitesse, le tracé de la carte d'amplitude consiste à calculer l'amplitude moyenne dans chaque cellule. Une étude de l'influence de la taille des cellules constituant les cartes d'amplitude a été effectuée, comme les prochains paragraphes vont le montrer.

a- Excavation de la saignée

L'excavation de la saignée, comme nous l'avons déjà vu, provoque une zone perturbée sous le mur. L'étude de la variation d'atténuation a pu montrer que les ondes se propageant dans cette partie ont subi une diminution de leurs amplitudes. L'étude a montré que la valeur de l'atténuation dépend fortement de la direction des rais. Une quantification de cette atténuation des ondes a été faite sous forme de cartes d'amplitude maximale normalisée. La Figure 114 présente les différentes cartes obtenues en fonction des étapes de l'excavation (avant et après la saignée) d'une part et en fonction du nombre de cellules de la carte. Cette carte montre aussi que l'atténuation peut varier entre 20% et 50%. Elle a varié sur l'intégralité de la zone étudiée (troisième colonne de la Figure 114). L'amplitude des ondes se propageant dans la partie inférieure est plus grande que celle se propageant dans la partie supérieure (première et deuxième colonnes de la Figure 114).

L'influence du nombre de cellules sur les résultats se traduit par une amélioration de la précision sur la valeur d'amplitude affectée sur chaque cellule. Une augmentation du nombre de cellules a fait mathématiquement diminuer le nombre de rais par cellule. Pour les trois cas présentés sur la

Figure 114, nous remarquons que les cartographies sont similaires mais avec une perte d'homogénéité de la densité de rais par cellule.

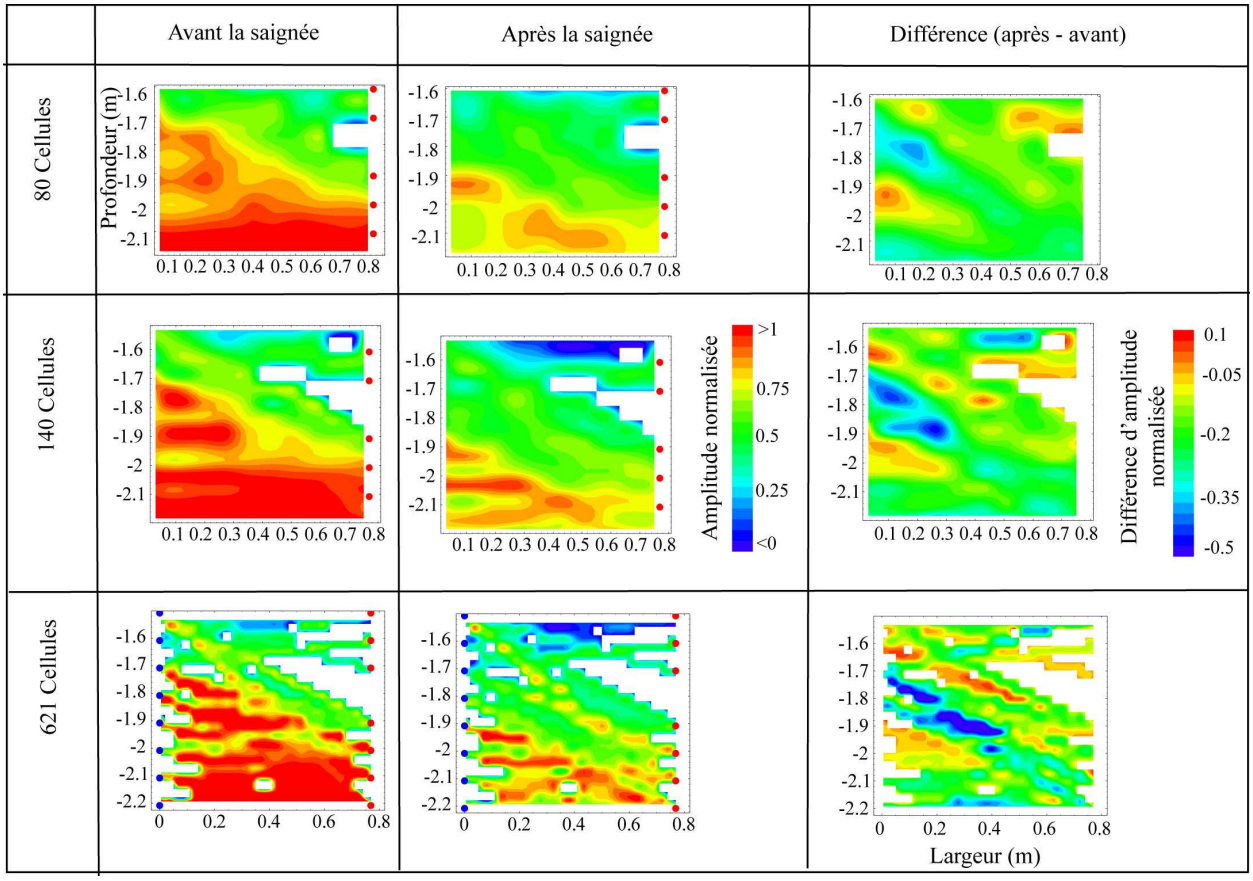


Figure 114 : Distribution de l'amplitude normalisée avant et après l'excavation de la saignée en fonction du nombre de cellules formant la grille

b- Remise en pression

Les figures 114 et 115 présentent les différentes cartes d'amplitude normalisée en fonction du nombre de cellules et en fonction de la pression appliquée sur les parois de la saignée. Concernant le nombre de cellules, l'augmentation de ce dernier implique une perte des informations et pour que les variations soient significatives, il faut que la densité de rais soit uniforme pour toutes les cellules d'une part et que l'orientation des rais couvre une large gamme d'azimut. Dans notre cas, ces cartes sont similaires en terme de variation d'amplitude mais avec une précision plus ou moins importante.

L'influence de la remise en pression sur la variation d'amplitude sous la base de la saignée présente plusieurs étapes :

- à 0,27 MPa et à 0,47 MPa : l'amplitude varie entre 1 et 0,75 avec une forte homogénéisation ;
- à 0,75 MPa et à 0,97 MPa : une zone présentant une chute d'amplitude (de 1 jusqu'à 0,75) apparaît. Cette zone s'étend jusqu'à 30 cm de profondeur ;
- à 1.27 MPa : la chute de l'amplitude continue à se développer et se matérialise par l'apparition d'une zone de faible amplitude (zone verte : 0,5) ;
- à 1.98 MPa : une forte chute de l'amplitude. Cette chute s'étend sur la totalité de la zone étudiée (amplitude = 0,5) ;

- lors du déchargement et à 1,14 MPa une légère augmentation de la valeur d'amplitude apparaît.

La Figure 117 présente la différence entre la valeur des amplitudes à 0,27 MPa et 1,98 MPa. Cette figure montre que la variation de l'amplitude varie entre –0,5 et –0,1. Donc, la remise en pression des parois de la saignée a augmenté l'atténuation de 50% de la zone située sous son mur.

De plus, les zones de forte augmentation d'atténuation forment avec l'axe horizontal un angle de 45° qui se corrèle à la direction de la première famille de discontinuités (zone bleues sur la Figure 117). Cette forte atténuation se localise donc parallèlement à la direction des fractures.

Par contre, lors du déchargement des parois de la saignée, la zone se trouvant sous le mur de la saignée reste peu atténuée. La Figure 118 présente la différence entre l'amplitude à 1,14 MPa du déchargement avec celle à 1,98 MPa du rechargement. Cette figure illustre une augmentation de l'amplitude qui varie entre 15% et 20%. Il est intéressant de noter que la zone présentant une diminution de l'atténuation se localise dans la partie supérieure de la carte d'amplitude et qu'elle fait un angle de 45° avec l'axe horizontal.

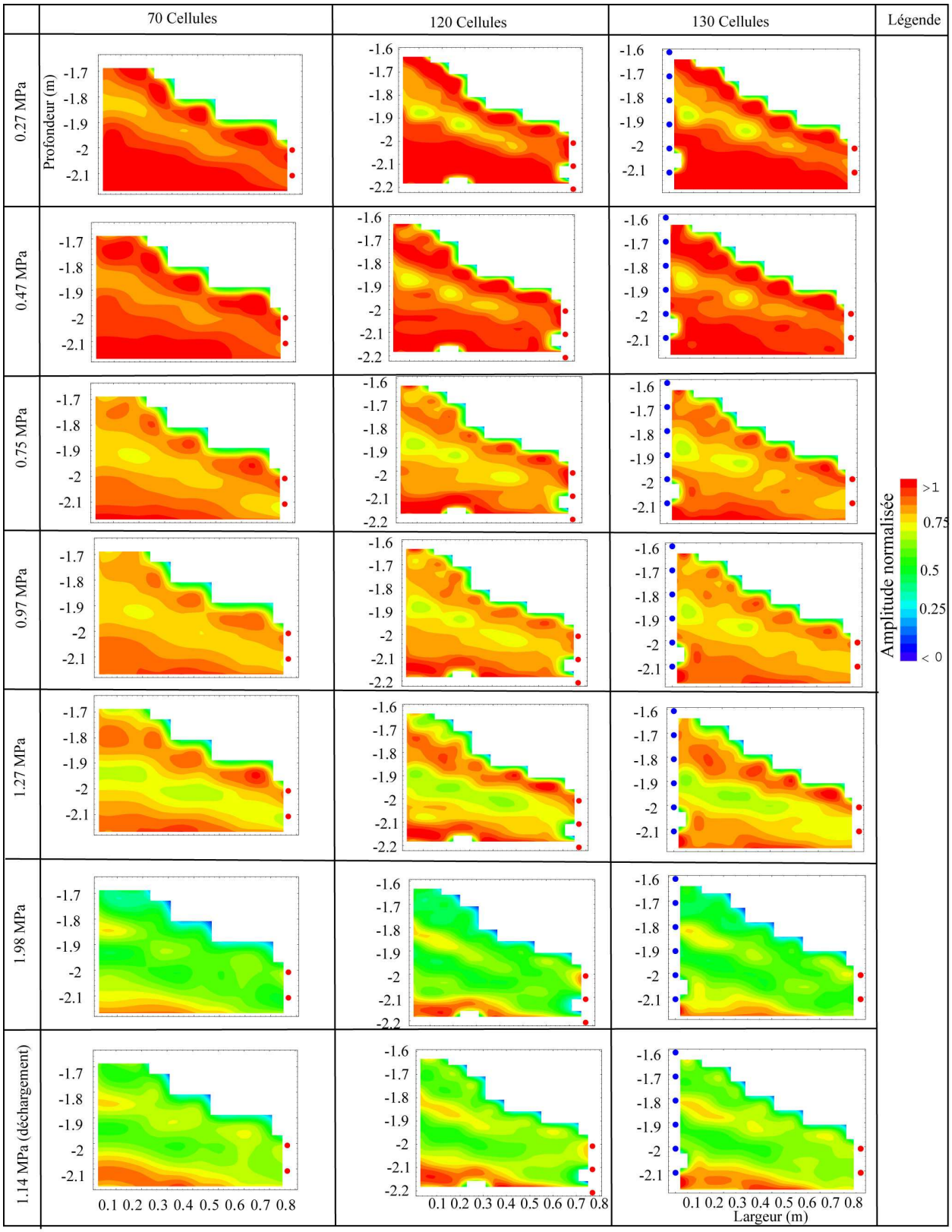


Figure 115 : Distribution de l'amplitude normalisée à différents niveaux de pression en fonction du nombre de cellules formant la grille

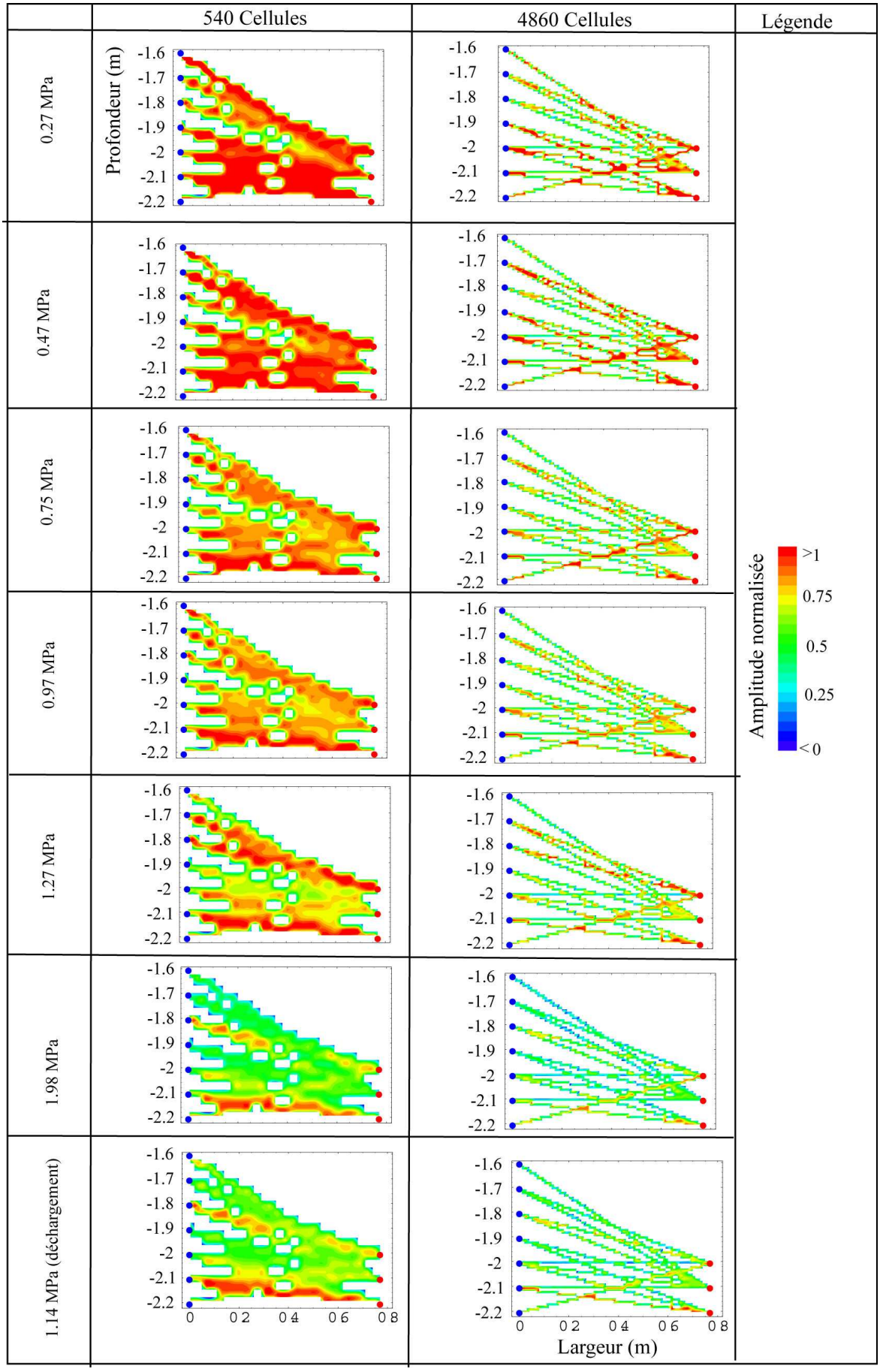


Figure 116 : Distribution de l'amplitude normalisée à différents niveaux de pression en fonction du nombre de cellules formant la grille

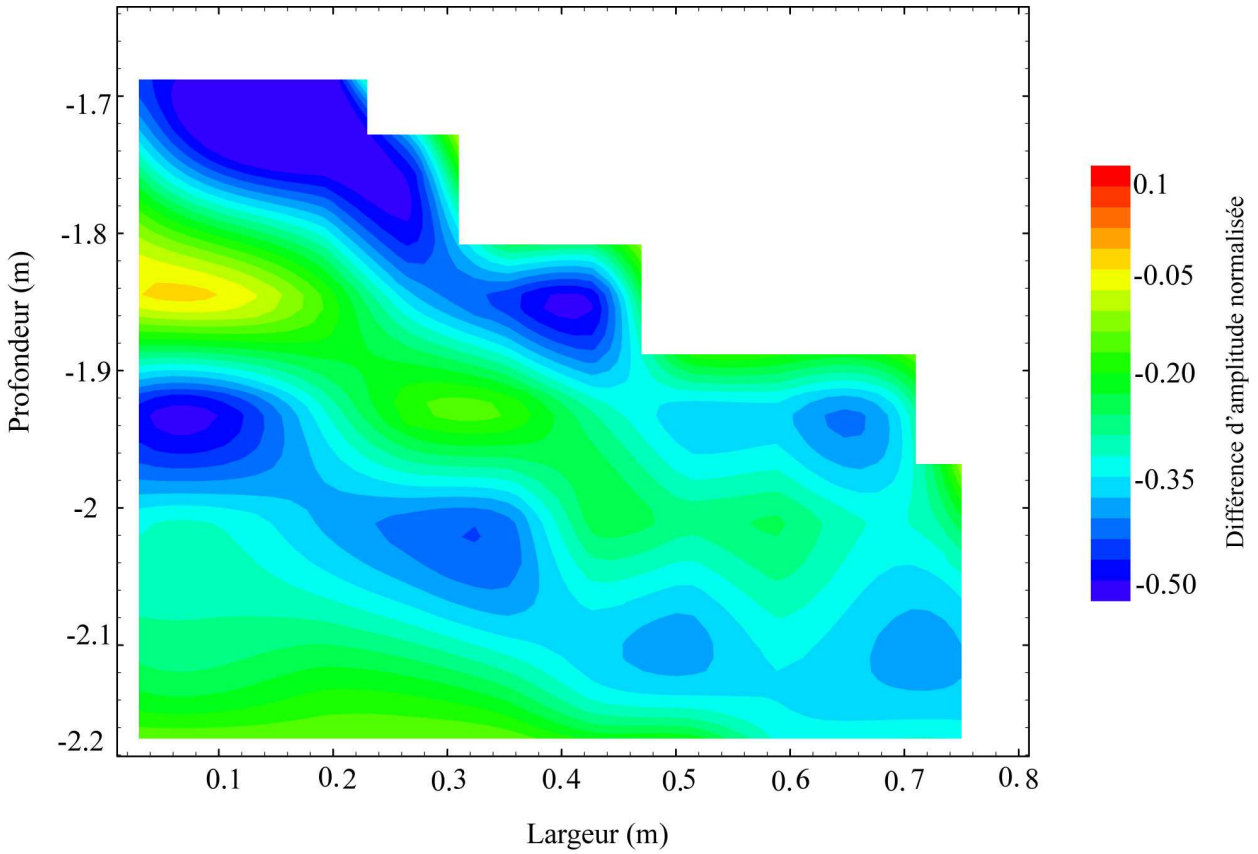


Figure 117 : Carte de la différence d'amplitude entre les données à 1,98 MPa (chargement) et celles à 0,27 MPa (chargement).

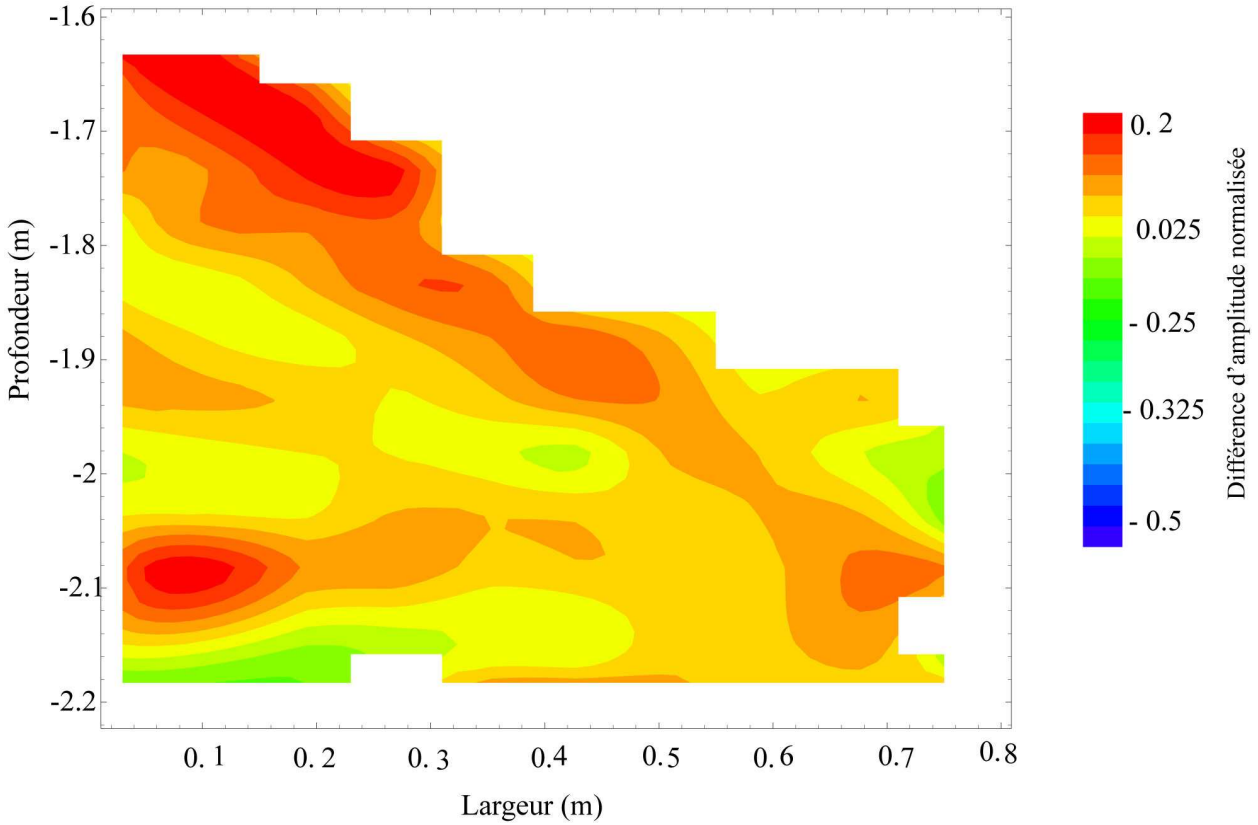


Figure 118 : Carte de la différence d'amplitude entre les données à 1,11 MPa (déchargement) et 1,11 MPa (chargement).

4.4.4 Conclusion de l'étude de l'atténuation d'onde

L'atténuation des ondes est un élément utile pour analyser l'évolution d'un milieu rocheux soumis à de petites modifications mécaniques ou hydromécaniques au cours du temps. Plusieurs auteurs ont étudié l'atténuation des signaux dans une zone mécaniquement endommagée.

L'étude au Mont Terri a montré la sensibilité de l'atténuation pour le suivi de l'évolution temporelle de la zone endommagée. Elle peut être étudiée à travers plusieurs paramètres comme l'évolution des trois premiers pics des signaux, l'étalement du temps de montée, la détermination du facteur de qualité et l'étude de la variation fréquentielle.

L'analyse de ces différents paramètres montre, sous la saignée, une augmentation significative de l'atténuation lors de l'excavation de la tranchée ainsi qu'au moment de la remise en pression des parois de la saignée. Au contraire, lors du déchargement, l'atténuation diminue sous la tranchée, ce qui traduit un retour (partiel) vers la situation initiale induite par le creusement de la saignée. L'étude des temps de montée, n'a pas donné de résultats interprétables en raison de la qualité médiocre des données et surtout du manque de netteté de la première montée.

L'atténuation dépend fortement de la direction du rai et permet d'observer une évolution de cette atténuation pour des rais passant assez loin sous la base de la tranchée. L'analyse de l'atténuation présente donc une meilleure sensibilité que celle de la vitesse dans le cadre de l'étude de la propagation des ondes dans une zone endommagée.

La quantification de l'atténuation sous la forme des cartes d'amplitude maximale normalisée a été réalisée. Cette quantification a pu mettre en évidence une atténuation sur l'intégralité de la partie étudiée lors de l'excavation et du cycle de chargement-déchargement. La forte atténuation se dégrade en s'éloignant de la base de la saignée. L'atténuation due à la remise en pression est maximale dans une direction de 45° par rapport à l'axe horizontal, ce qui se corrèle à la direction de la première famille de fractures. De plus, l'étude de la quantification de l'atténuation a confirmé la plasticité produite à haute pression.

Enfin, l'évolution fréquentielle a révélé que l'augmentation du degré d'endommagement s'accompagne d'un déplacement vers les basses fréquences des signaux enregistrés (filtrage des hautes fréquences).

4.5 Conclusion générale

L'expérimentation "*EDZ Cut-Off*" a permis de caractériser la zone perturbée mécaniquement. Ces données concernent la mesure des caractéristiques de propagation des ondes durant trois étapes : avant et après l'excavation d'une tranchée et au cours de la remise en pression des parois de la tranchée.

Le traitement des données acquises s'est porté sur l'étude de deux paramètres : vitesse et atténuation de propagation des ondes P. L'étude de la vitesse de propagation des ondes P a été faite par la réalisation de :

- mesures de la vitesse de propagation des ondes avant l'excavation de la tranchée : ces mesures ont permis de faire des inversions tomographiques. Ces dernières ont montré l'existence de trois zones. La zone supérieure qui s'étend jusqu'à 0,5 m sous le mur de la galerie est caractérisée par une faible vitesse de propagation des ondes. La zone intermédiaire (de 0,5 jusqu'à 0,8 m) est caractérisée par une faible densité de rais sismiques qui peut être expliquée par le passage de fractures dans cette zone. Concernant la zone inférieure (de 0,8 m jusqu'à 2 m), les ondes se propagent avec une vitesse élevée

avec néanmoins l'existence localement de zones de faibles vitesses dues au passage de fractures naturelles ;

- mesures de la vitesse lors de l'excavation de la tranchée : ces mesures ont pu montrer l'extension d'une zone s'étendant jusqu'à 0,2 m sous le fond de la tranchée et caractérisée par une faible vitesse de propagation des ondes P et probablement créée par l'excavation de la saignée. De plus, cette étude a pu mettre en évidence que l'épaisseur de la saignée n'a qu'une influence mineure sur l'extension de l'endommagement sous son mur ;
- mesures de la vitesse lors de la remise en pression : ces mesures ont montré, au parement de la tranchée, l'existence d'une bonne corrélation entre l'évolution de la vitesse de la propagation des ondes et la remise en pression. La zone endommagée à la base de la tranchée a également été endommagée par la remise en pression.

La mesure de l'atténuation a été faite à travers plusieurs paramètres (les trois premiers pics des signaux, le temps de montée, l'amplitude maximale, l'énergie temporelle, et le rapport de spectre). Ces différents paramètres ont permis d'étudier l'endommagement dû à l'excavation et à la remise en pression des parois de la saignée pour la zone située à sa base. Cette atténuation a concerné les rais qui se propagent sous le fond de la tranchée. Globalement l'étude a montré une meilleure sensibilité de l'atténuation que la vitesse face aux perturbations mécaniques. Tandis que cette sensibilité dépend de l'élément utilisé pour déterminer l'atténuation et qui se résume, pour le cas de Mont Terri, par le tableau 2.

Elément mesuré	Excavation de la saignée	Cycle	
		Chargement	Déchargement
Pic 1	Très bien	Très bien	Très bien
Pic 2	Assez bien	Assez bien	Assez bien
Pic 3	Passable	Passable	Passable
Amplitude maximale et énergie	Très bien	Très bien	Très bien
Temps de montée	Passable	Mauvais	Mauvais
Facteur de qualité	Très bien	Très bien	Très bien
fréquence	Très bien	Très bien	Très bien

Tableau 2 : Dépendance entre les éléments permettant la mesure de l'atténuation des ondes et le suivi de perturbations mécaniques du milieu rocheux (cas d'étude : Mont Terri).

Enfin, l'étude des caractéristiques des trains d'ondes a mis en évidence l'étendue d'une part de la zone endommagée par l'excavation de la galerie et de la saignée et d'autre part par la remise en pression de ses parois. Cette étude a bien montré les phénomènes de déchirure (traction) et de compression. La déchirure se traduit à la base de tranchée par une diminution de la vitesse et une augmentation de l'atténuation. Cette déchirure se produit lors de deux phases : fortement lors de l'excavation et plus modestement lors de la remise en pression. En revanche, la compression du milieu se traduit par une augmentation de la vitesse au parement de la saignée lors de la remise en pression et une diminution de l'atténuation sous sa base lors du déchargement. La modélisation mécanique a mis en évidence ces deux phénomènes mais avec des ordres de grandeurs différents qui sont probablement liés à la forte densité de fractures qui règne dans la galerie EZ-A du Mont Terri.

5 Densité de fissures et propagation des ondes

Le massif rocheux contient de surfaces de ruptures et des discontinuités à toutes les échelles de longueur qui affectent la stabilité mécanique et l'écoulement des fluides. Localiser et caractériser des ruptures est important pour l'exploitation réussie des sources d'énergie aussi bien que pour la protection de la biosphère contre les matériaux dangereux. Des techniques sismiques sont souvent employées pour localiser et décrire des zones fracturées dans les massifs rocheux. Les effets des fractures sur la propagation des ondes sont observés à toutes les échelles : des microfissures aux failles crustales (Pyrak-Nolte et Cook, 1987, Pyrak-Nolte *et al.* 1990, Rathore *et al.* 1994, Gu et *al.* 1996, M. W. Hildyard, 2001, M. W. Hildyard, 2002). Deux approches sont possibles pour aborder ces effets : la première repose sur le calcul des modules élastiques effectifs et la seconde considère les fractures comme des discontinuités de déplacement. L'objectif principal de ce chapitre est d'exploiter la vitesse de propagation d'onde P pour calculer la densité de fissures à deux échelles : laboratoire et in situ.

Après avoir décrit ces deux modèles, une application de la théorie de Hudson (1981), sur les données mesurées en laboratoire et in situ sera présentée. Le chapitre suivant va donc consister à aborder deux applications à deux échelles différentes : d'une part, la variation de la densité de fissures en fonction de différentes niveaux de la contrainte uniaxiale dans une expérimentation en laboratoire et d'autre part durant les trois stades étapes de l'expérimentation *EDZ Cut-Off.* Ensuite, on se penchera sur la détermination des caractéristiques des fissures formant l'EDZ par le calcul de la raideur spécifique normale.

5.1 Modèle reposant sur les modules élastiques effectifs

La roche est un agrégat d'éléments solides entre lesquels se trouvent des vides saturés ou non de fluides. A chacun des éléments constitutifs de la roche (solide ou fluide) correspondent des modules élastiques différents. La forme des pores joue un rôle important dans les propriétés élastiques globales d'une roche (un pore plat ou une microfissure résiste moins bien à une contrainte perpendiculaire à la normale du pore qu'un pore sphérique).

La valeur moyenne des modules élastiques ou modules effectifs traduit donc le type et la forme des inclusions et des pores d'une roche donnée. Afin de trouver ou de modéliser les modules élastiques effectifs de roches, on doit incorporer correctement :

- les modules élastiques individuels des constituants de roche ;
- les fractions volumiques de chaque constituant ;
- les détails géométriques décrivant la façon dont ces divers constituants sont arrangés.

Pour la plupart des auteurs (Hudson, 1981 ; Kuster et Toksoz, 1974 ; O'Connell et Budiansky, 1977 ; …) qui ont utilisé cette théorie, les détails géométriques sont ignorés en raison de la complexité de sa détermination. Les hypothèses de base de cette approche sont, en général, que la longueur d'onde est grande devant la taille des fractures et qu'il n'y a pas d'interaction entre ces fractures (distribution diluée de fractures). La vitesse et l'atténuation des ondes sont alors obtenues par l'intermédiaire des équations de l'élastodynamique.

Avec l'utilisation des équations de l'élastodynamique, Hudson (1981) aboutit aux expressions suivantes des vitesses des ondes P et S avec les deux polarisations orthogonales (verticale et horizontale).

- dans le cas d'un milieu sec :

$$V_p^2(\theta) = \alpha^2 \left[1 - \frac{4}{3} \nu a^3 \left\{ \frac{\lambda + 2\mu cos^2\theta}{\mu(\lambda+\mu)} + \frac{16\mu}{3\lambda + 4\mu} cos^2\theta \sin^2\theta \right\} \right] \quad (41)$$

$$V_{SV}^2(\theta) = \beta^2 \left[1 - \frac{16}{3} \nu a^3 \left\{ \frac{\lambda + 2\mu}{\lambda+\mu} cos^2\theta \sin^2\theta + \frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu} \left(cos^2\theta - \sin^2\theta \right)^2 \right\} \right] \quad (42)$$

$$V_{SH}^2(\theta) = \beta^2 \left[1 - \frac{16}{3} \nu a^3 \left\{ \frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu} \left(cos^2\theta - \sin^2\theta \right)^2 \right\} \right] \quad (43)$$

- dans le cas d'un milieu saturé avec de l'eau :

$$V_p^2(\theta) = \alpha^2 \left[1 - \frac{64}{3} \nu a^3 \left\{ \frac{\mu}{3\lambda + 4\mu} cos^2\theta \sin^2\theta \right\} \right] \quad (44)$$

$$V_{SV}^2(\theta) = \beta^2 \left[1 - \frac{16}{3} \nu a^3 \left\{ \frac{\lambda + 2\mu}{\lambda+\mu} cos^2\theta \right\} \right] \quad (45)$$

$$V_{SH}^2(\theta) = \beta^2 \left[1 - \frac{16}{3} \nu a^3 \left\{ \frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu} \left(cos^2\theta - \sin^2\theta \right)^2 \right\} \right] \quad (46)$$

avec α et β les vitesses des ondes P et S à travers le milieu non fracturé, λ et μ les coefficients de Lamé de ce même milieu, θ l'angle d'incidence par rapport à la fracture (incidence normale pour $\theta = 0$), ν la densité de fissures et a le rayon moyen des fissures considérées comme circulaires. La Figure 119 présente un schéma de principe du modèle de fissuration.

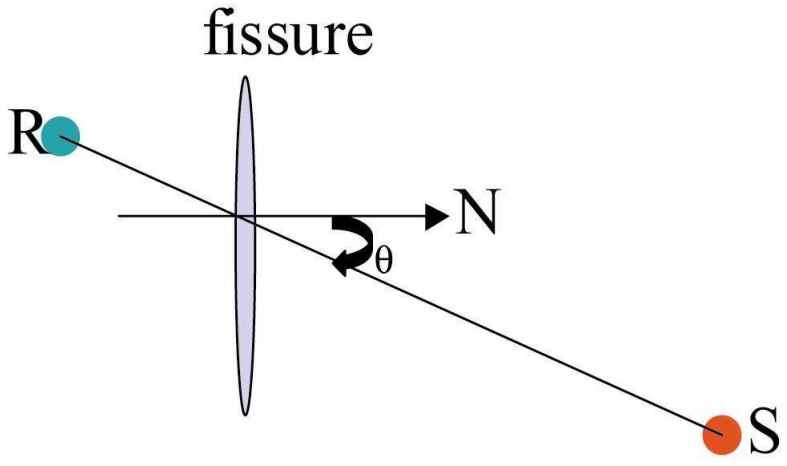


Figure 119 : Schéma de principe du modèle de fissuration (S : source et R : récepteur)

La principale limite de la théorie de Hudson (1981) vient de la supposition que les fluides sont retenus dans les fissures, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de connexion entre fissures ou pores différents. Evidemment cette hypothèse n'affecte pas le cas d'un milieu sec.

La théorie de Hudson (1981) a été validée par Peacock et *al.*, (1994). L'application de la théorie a été réalisée sur des échantillons de marbres de *Carrara* (15 mm de diamètre et 25 mm de longueur). L'étude s'est portée sur la mesure de la vitesse des ondes P et S sur des échantillons comprenant des fractures suivant des directions bien précises. Les auteurs ont trouvé une corrélation de la théorie de Hudson avec les mesures qui ont été faites. De même, cette étude a

été réalisée sur des échantillons de granite d'Oshima et a fourni de bons résultats (Sano et *al.* 1992).

Ce modèle a été utilisé pour déterminer la variation de la quantité ($v.a^3$). Cette quantité représente bien la variation due à la fois au développement des nouvelles fissures et à l'étendue des rayons des fissures (existantes ou/et développées). D'après les équations précédentes, connaissant les vitesses des ondes P et S, nous pouvons accéder à des informations dépendant du degré de la direction de la fissuration.

Dans notre cas, seule la vitesse des ondes *P* a été mesurée. Pour cela, nous avons calculé la quantité représentant la variation du degré de fissuration ($v.a^3$) par l'utilisation de l'équation (41) et nous avons supposé que ces fissures prennent une direction déterminée. La représentation de cette quantité a été faite spatialement par :

- la discrétisation du milieu rocheux suivant une grille formée de plusieurs cellules ;
- l'imposition de la direction des fissurations supposées parallèles ;
- l'utilisation de l'équation (41) pour déterminer la densité de fissuration apparente ($v.a^3$) par rai ;
- le calcul de la valeur moyenne du degré de fissuration apparente pour tous les rais qui traversent chaque cellule de la grille ;
- la représentation sous la forme d'une carte de densité de fissuration apparente

5.2 Modèle de discontinuité de déplacement

La seconde approche considère chaque fracture ou discontinuité comme une interface non soudée. Cette interface est représentée par ses conditions aux limites de discontinuité de déplacement dans l'équation des ondes acoustiques entre deux demi-espaces élastiques (Morris et al. (1964), Pyrak-Nolte et al. (1990b), Pyrak-Nolte et al. (1990)). Ainsi les contraintes à travers l'interface sont continues mais les déplacements sont discontinus. La magnitude de la discontinuité de déplacement est égale à la contrainte moyenne appliquée divisée par la raideur spécifique de l'interface. Cette notion de raideur spécifique peut être reliée qualitativement à la densité de fissures coplanaires. Une population dense de fissures conduit à une raideur de fracture faible alors qu'une population diluée conduit à une valeur élevée de la raideur spécifique. La représentation d'une fracture par un modèle de ce type donne des coefficients de transmission et de réflexion qui dépendent de la fréquence de l'ondes acoustique et du rapport entre la raideur spécifique et l'impédance acoustique de la roche. A une incidence quelconque, les expressions de ces coefficients sont beaucoup plus complexes du fait de la conversion de l'onde incidente comme le montre la Figure 120 qui présente le comportement des ondes P et S traversant une discontinuité du milieu rocheux.

Le modèle de discontinuité de déplacement est utilisé pour déterminer les coefficients de réflexion et de transmission (Pyrak-Nolte and Cook (1987), Schoenberg (1980), Kitsunezaki (1983)), le retard du temps d'arrivé des ondes (Pyrak-Nolte and Cook (1988), Pyrak-Nolte and Cook (1987)), les ondes d'interface (Pyrak-Nolte and Cook (1987)), la transmission des ondes à travers un milieu granulaire (Niehei (1992)) et pour explorer le dépendance de la fréquence avec la raideur d'une fracture (Pyrak-Nolte and Nolte (1992)).

Plusieurs représentations du modèle ont été développées par les auteurs. Ces représentations se traduisent en supposant que la fracture produit une discontinuité de déplacement (représentée par un ressort seulement) ou bien une discontinuité de déplacement de la vitesse (modèle de Kelvin : ressort et amortisseur en série ou bien modèle de Maxwell : ressort et amortisseur en parallèle).

Nous présentons la matrice de Maxwell pour l'onde P sur la Figure 121 qui montre les relations liant les coefficients de réflexion et de transmission (*Rp*, *Rs*, *Tp* et *Ts*) en fonction des impédances et des angles de réflexion et de réfraction pour les ondes P et S (*Zp*, *Zs*, *θ*, *Φ*).

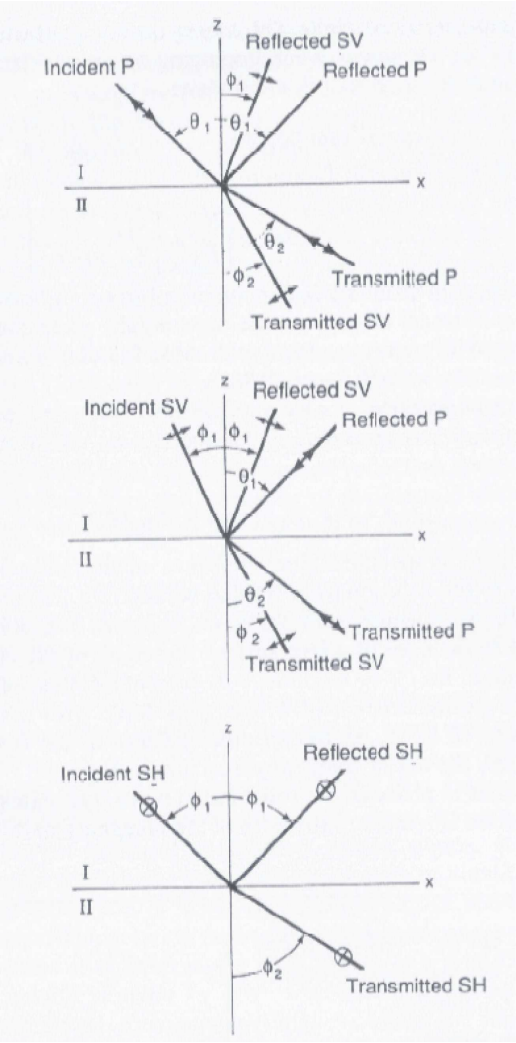


Figure 120 : Comportement des ondes P, S_V et S_H traversant une discontinuité dans un milieu rocheux.

$$\begin{vmatrix} \eta_z \cos\theta_1 & -\eta_z \sin\phi_1 & \eta_z \cos\theta_2 + (1 - i\omega g_z)\left(Z_{p2} - \frac{2Z_{s2}^2}{Z_{p2}} \sin^2\theta_2\right) & -\eta_z \sin\phi_2 + (i\omega g_z - 1)Z_{s2} \sin 2\theta_2 \\ \eta_x \sin\theta_1 & \eta_x \cos n\phi_1 & -\eta_x \sin\theta_2 + (1 - i\omega g_x)\frac{Z_{s2}^2}{Z_{p2}} \sin 2\theta_2 & -\eta_x \cos\phi_2 + (i\omega g_x - 1)Z_{s2} \cos 2\theta_2 \\ -Z_{p1} + \frac{2Z_{s1}^2}{Z_{p1}} \sin^2\theta_1 & Z_{s1} \sin 2\phi_1 & Z_{p2} - \frac{2Z_{s2}^2}{Z_{p2}} \sin^2\theta_2 & -Z_{s2} \sin 2\phi_2 \\ \frac{-Z_{s1}^2}{Z_{p1}} \sin 2\theta_1 & -Z_{s1} \cos 2\phi_1 & \frac{-Z_{s2}^2}{Z_{p2}} \sin 2\theta_2 & -Z_{s2} \cos 2\phi_2 \end{vmatrix} \times \begin{vmatrix} R_p \\ R_{sv} \\ T_p \\ T_{sv} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \eta_z I \cos\theta_1 \\ -\eta_x I \sin\theta_1 \\ I\left(Z_{p1} - \frac{2Z_{s1}^2}{Z_{p1}} \sin^2\theta_1\right) \\ I\left(-\frac{Z_{s1}^2}{Z_{p1}} \sin 2\theta_1\right) \end{vmatrix}$$

Figure 121 : Relation liant les coefficients de réflexion et de transmission d'une onde P traversant une fracture avec les raideurs spécifiques d'une fracture.

La résolution de ces modèles d'équation (Figure 121) donne des solutions complexes. Afin de simplifier, Pyrak-Nolte, (1990), a étudié les ondes se propageant normalement à la fracture. Dans

le cas **d'une seule fracture**, le retard du temps d'arrivée de l'onde peut s'exprimer par la relation suivante :

$$\Delta t_1 = 2\left(\frac{k}{Z}\right) / \left[4\left(\frac{k}{Z}\right)^2 + \omega^2\right] \qquad (47)$$

avec Δt le retard du temps d'arrivée de l'onde P, k la raideur spécifique de la fracture, ω la fréquence sismique, Z l'impédance sismique donnée par :

$$Z = \rho V \qquad (48)$$

avec ρ la masse volumique du milieu rocheux et V la vitesse de propagation des ondes P.

Le retard du temps d'arrivée d'une onde P qui se propage normalement à ***N* fissures parallèles** **(** Δt_N **)** est donné par :

$$\Delta t_N = \frac{L}{U}\cos\theta + 2N\left(\frac{k}{Z}\right) / \left[4\left(\frac{k}{Z}\right)^2 + \omega^2\right] \qquad (49)$$

avec U la vitesse de propagation des ondes dans un milieu rocheux sain, θ l'angle d'incidence de l'onde P (Figure 120).

5.3 Intérêt du paramètre de raideur spécifique *k*

L'équation (48) décrit la relation intime liant le retard du temps d'arrivée d'une onde, se propageant dans un milieu rocheux et qui contient N fissures parallèles, avec la raideur spécifique, l'impédance, la fréquence et son angle d'incidence. Nous avons choisi de parler de la raideur spécifique parce que nous avons, comme nous le verrons plus tard, des données permettant de calculer cet élément et son influence sur la vitesse.

Sous contrainte normale et tangentielle, les déplacements observés dans un échantillon, contenant une fracture sont supérieurs à ceux d'un échantillon sans fracture. De plus, ces déplacements additionnels sont concentrés dans la région proche du plan contenant la fracture. La raideur spécifique d'une fracture sous contrainte est la pente de la tangente à la courbe déplacement – contrainte, soit le rapport entre un incrément de contrainte et un incrément de déplacement produit par la contrainte. Intuitivement, la raideur spécifique apparaît être un paramètre pertinent pour la détermination des propriétés élastiques d'une fracture : elle permet une description quantitative de l'effet du couplage mécanique entre les deux surfaces de la fracture sur la transmission des ondes à travers la fracture.

Pyrak-Nolte (1996) a pu mettre en évidence la variation de la quantité de fluide traversant le milieu rocheux en fonction de la raideur spécifique. Cette étude est faite par le contrôle du déplacement et du débit du fluide durant des essais en laboratoire sur des échantillons fracturés. La Figure 122 montre l'évolution de la perméabilité en fonction de la contrainte appliquée perpendiculairement à la fracture pour trois échantillons. L'auteur a montré que lors de l'accroissement de la contrainte appliquée sur l'échantillon, une diminution de la perméabilité se produit. Conjointement, l'auteur a étudié la variation de la raideur spécifique d'une fracture en fonction de la contrainte normale sur cette fracture. L'étude montre une augmentation de la raideur spécifique en fonction de la contrainte appliquée (Figure 123). Ceci peut s'expliquer par la fermeture de la fracture, qui peut être partielle ou totale, lors de l'augmentation de la contrainte.

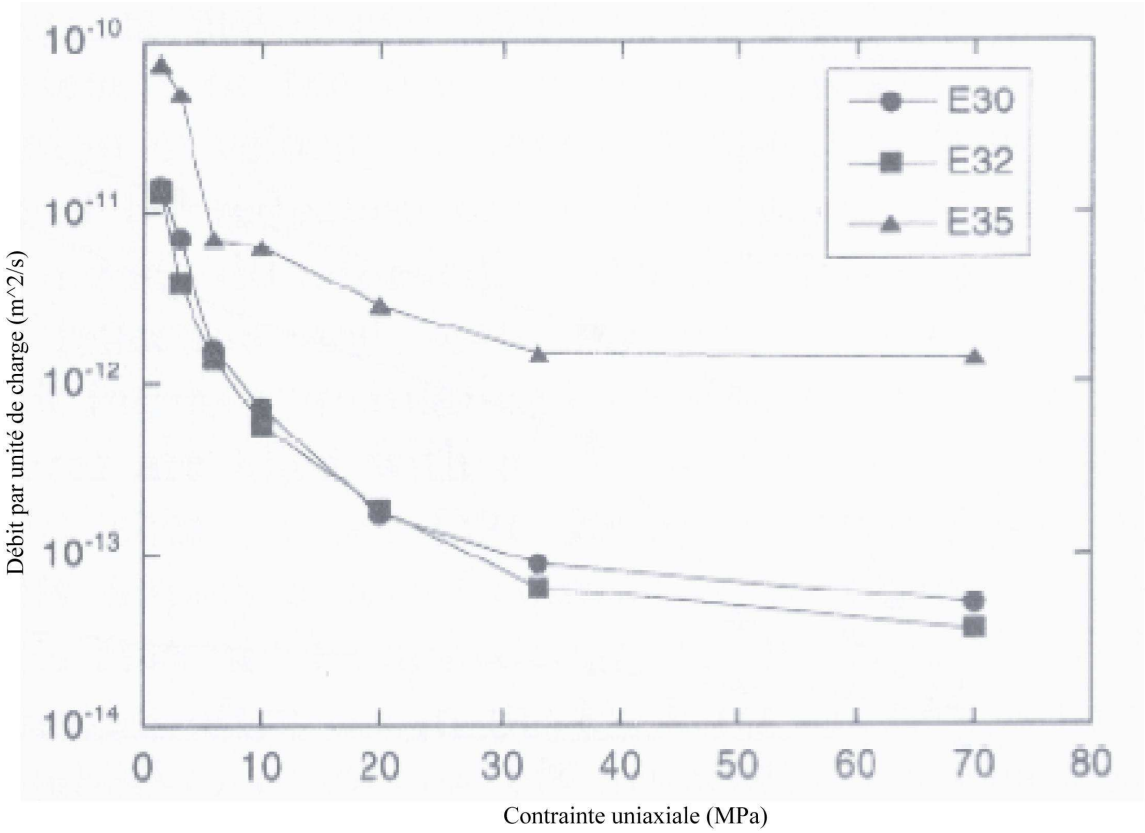


Figure 122 : Le débit de fluide par unité de charge en fonction de la contrainte appliquée perpendiculairement à une seule fracture pour trois échantillons de granite (Stripa granite) (Pyrak-Nolte, 1996).

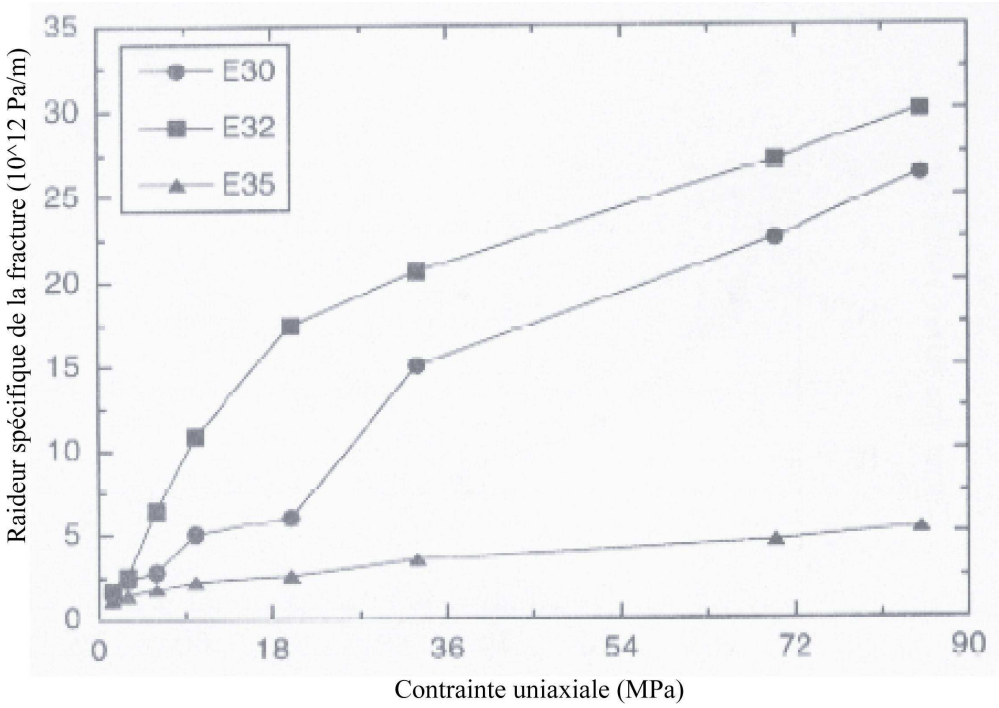


Figure 123 : Variation de la raideur spécifique en fonction de la contrainte normale à la fracture pour trois échantillons de granite de Stripa (Pyrak-Nolte (1996)).

Dans la théorie de l'élasticité, la raideur spécifique d'une fracture dépend de la distribution spatiale et de l'aire de contact entre les fractures (Pyrak-Nolte et al. (1987), Cook (1992), Hopkins et al. (1987), Bandis et al. (1983)). La propagation des ondes au travers d'une fracture est sensible aux raideurs spécifiques normale et tangentielle de la fracture d'une part et au fluide existant dans les pores et les fractures du milieu rocheux d'autre part (Pyrak-Nolte et al. (1990),

Suraez-Rivera (1992)). L'étude en laboratoire de l'influence des fractures sur la propagation des ondes peut se traduire par trois effets principaux :

1- le retard de l'arrivé du signal ;

2- l'atténuation du signal ;

3- le filtrage des hautes fréquences du signal.

D'après Pyrak-Nolte (1996), le débit du fluide dépend à la fois de l'ouverture et de l'aire de contact des fractures. Ces deux éléments dépendent de la raideur spécifique de la fracture, qui peut être déterminer par l'utilisation de la notion de la vitesse et l'atténuation des ondes. Ces relations peuvent se résumer par la figure ci-après (Figure 124).

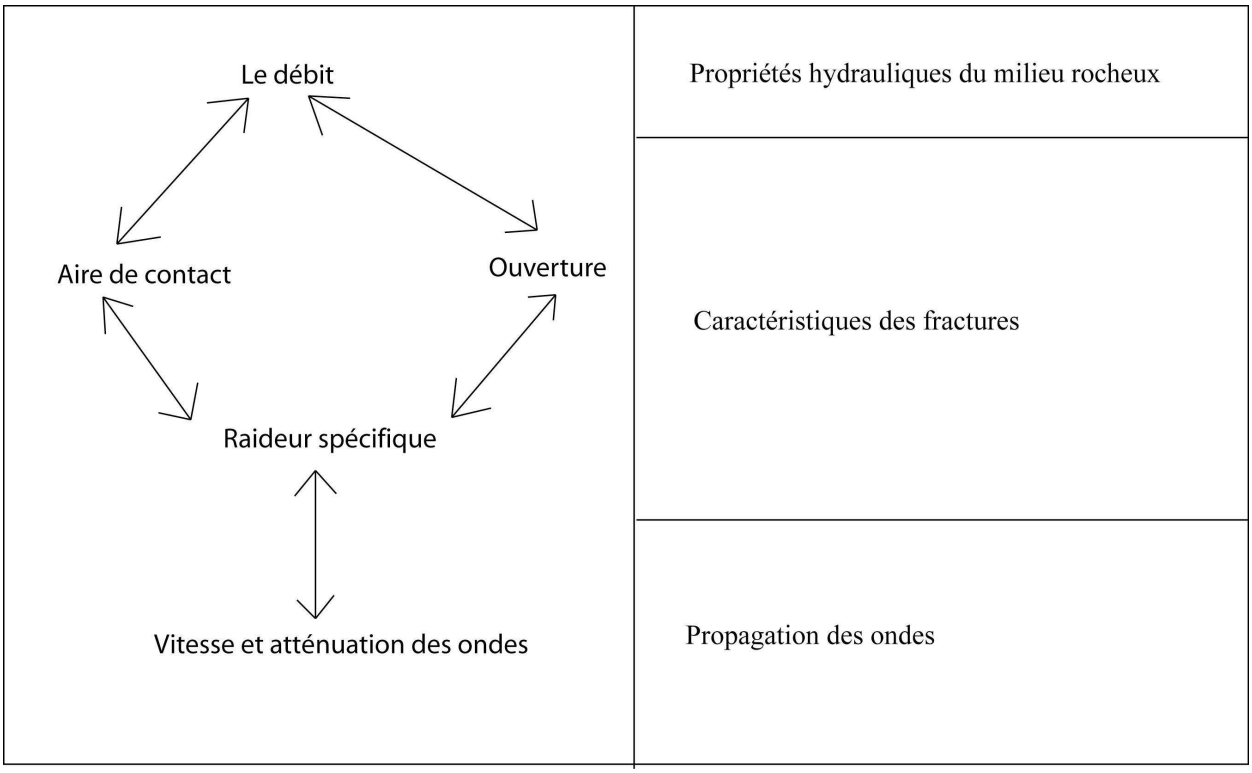


Figure 124 : Relations entre les propriétés hydrauliques, les fractures et la propagation des ondes.

C'est le paramètre de raideur spécifique que nous allons utiliser pour estimer l'influence de la remise en pression sur l'ouverture et la fermeture des fissures au parement de la saignée.

5.4 Evolution de la densité de fissures à l'échelle du laboratoire (millimétrique)

L'application de la théorie de Hudson (1981) aux données enregistrées dans le plan de la tomographie a permis d'obtenir la variation de densité de fissures du premier ordre ($\nu.a^3$). Nous avons supposé que :

- l'échantillon était sec ;

- les fissures développées durant le chargement axial sont circulaires et non interconnectées.

D'après ces hypothèse, nous avons pu calculer la quantité présentant ($\nu.a^3$) pour chaque rai. Ensuite, nous avons discrétisé le plan étudié en plusieurs cellules rectangulaires (ou bien carrées). Le calcul de la moyenne de quantité ($\nu.a^3$) par cellule est fait en moyennant les valeurs calculées de tous les rais traversant chaque cellule.

Ce calcul a été réalisé pour des fissures orientées de 0° à 180° avec un pas de 10°. La convention de l'orientation de l'angle est celle du sens des aiguilles d'une montre. La Figure 125 présente les résultats de la quantité ($\nu.a^3$) en fonction de différents niveaux de contrainte axiale. Nous remarquons que l'apparition des fissures commence déjà à faible contrainte (1,99 MPa). La densité de fissures devient très importante à un niveau très élevé de contrainte et proche du seuil de rupture (16 MPa). De plus, l'évolution de la densité de fissures apparaît clairement durant la phase de plasticité marquée sur la Figure 22. Durant cette phase et à partir de 13,27 MPa, les fissures prennent une forme constante avec néanmoins une augmentation de leurs dimensions en fonction de l'augmentation du chargement axial. Le modèle qui vérifie le mieux la fissuration de l'éprouvette (Figure 126) est celui qui présente une orientation des fissures à 180°.

La comparaison entre le modèle de fissuration obtenu à 16 MPa et celui observé à l'échelle macroscopique montre une bonne corrélation de la théorie de Hudson (1981). La Figure 126 compare la quantité calculée ($\nu.a^3$) par l'utilisation de la théorie de Hudson (1981) et la photographie du plan étudié après la rupture. Cette figure met en évidence la bonne corrélation du modèle avec la réalité.

Dans cette étude nous avons estimé la quantité présentant la densité de fissures apparente ($\nu.a^3$) par le calcul de la moyenne par cellule. Mais ce calcul peut s'améliorer avec la prise en compte de l'anisotropie (voir paragraphe 5.6) du milieu rocheux et le poids du rai dans la cellule (par exemple la longueur du rai dans la cellule).

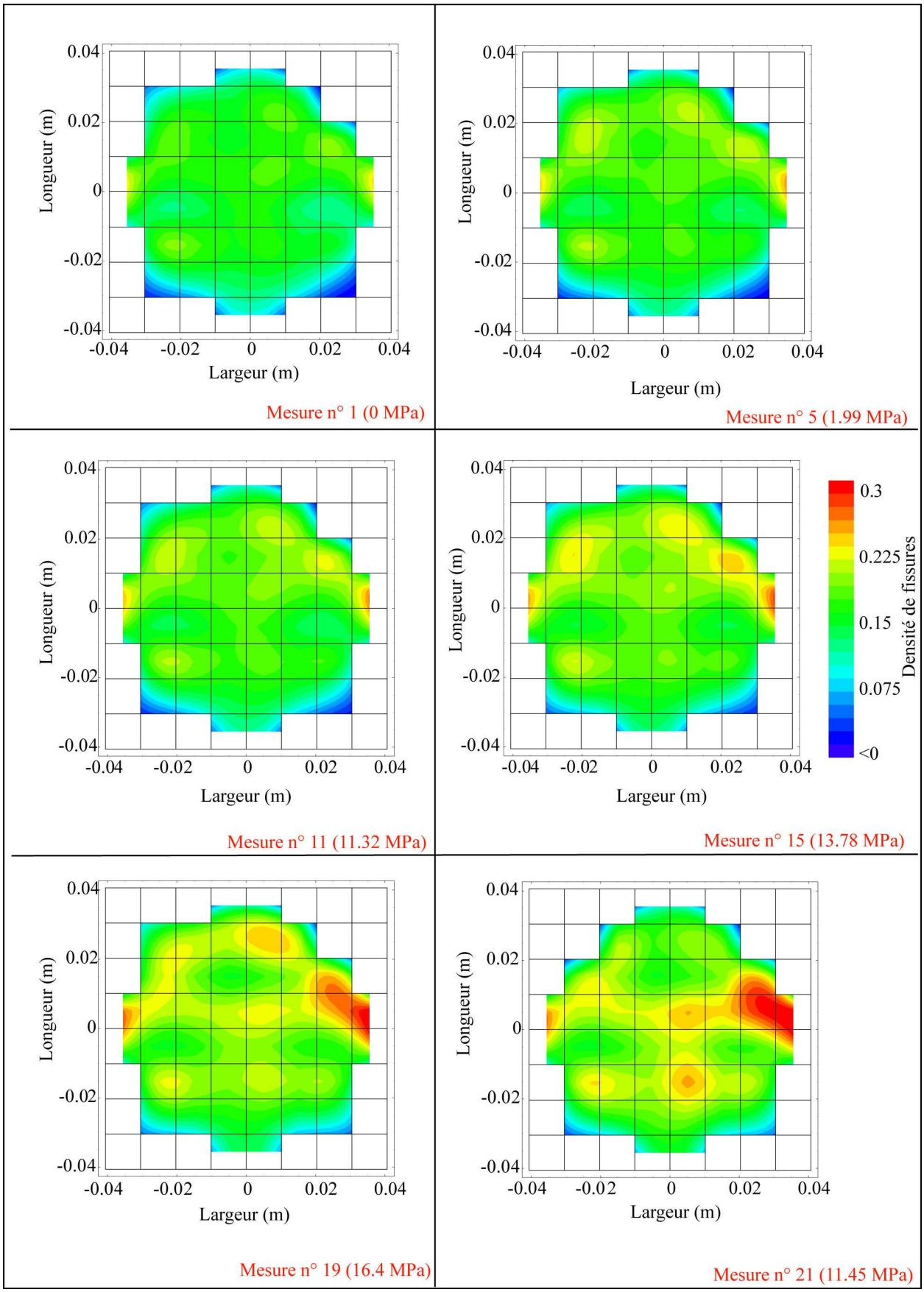
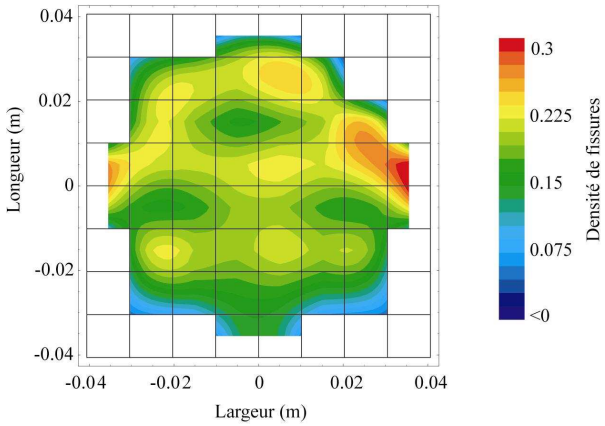


Figure 125 : Développement de la densité de fissures horizontales en fonction de la contrainte uniaxiale appliquée sur l'échantillon d'argilite.

a) Fissures développées lors de l'expérimentation



b) Densité de fissures à 16 MPa

Figure 126 : Comparaison de la densité de fissures calculées par l'utilisation de la théorie de Hudson (1981) et celles observées au laboratoire.

5.5 Evolution du degré de fissuration à l'échelle in situ (métrique)

Afin de renforcer le choix de la désaturation du milieu rocheux, nous avons étudié la variation de la perméabilité du milieu rocheux qui est en relation indirecte avec la saturation. L'effet de la désaturation, au voisinage d'une excavation souterraine, se traduit par un développement d'un réseau de micro-fissures qui tend à augmenter la perméabilité.

L'étude de la variation de perméabilité dans la zone se trouvant autour d'une galerie du Laboratoire Souterrain du Mont Terri, a été faite par Bossart et al. (2001). Cette étude a montré que pour une galerie de 4,6 m de hauteur et 4,7 m de diamètre, la perméabilité suit une loi exponentielle décroissante jusqu'à une distance de 60 cm de la paroi de la galerie. La Figure 127 présente la variation de la perméabilité autour des parois de la galerie. Cette forte perméabilité se localise surtout dans l'EDZ produit par l'excavation de la galerie. Ceci peut être corrélé avec l'existence de fissures connectées dans cette zone. En effet, jusqu'à une profondeur de 60 cm, la densité de fissures est forte alors qu'ensuite elle est plus faible, ce qui correspond à une faible perméabilité.

La zone se caractérisant par une forte perméabilité présente aussi une faible vitesse de propagation et une forte atténuation des ondes la traversant. Cette forte perméabilité reflète une dégradation des propriétés élastiques du milieu rocheux suivant les directions radiale et tangentielle.

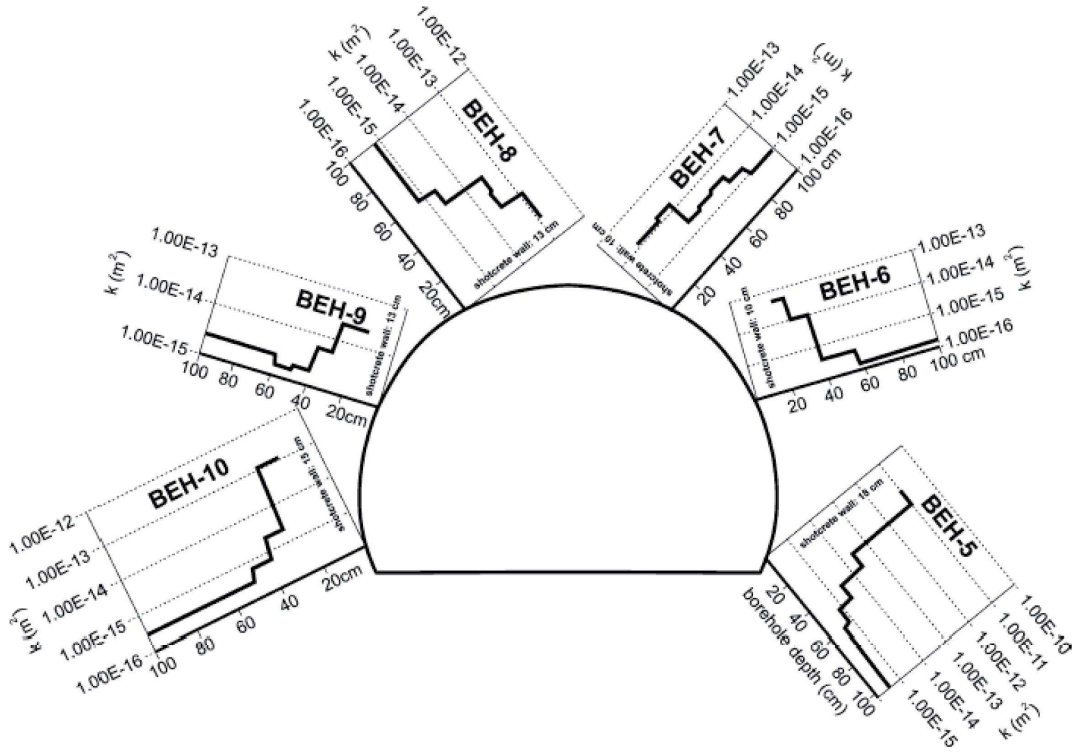


Figure 127 : Variation de la perméabilité autour de la galerie du Laboratoire du Mont Terri (Bossart et al. (2001))

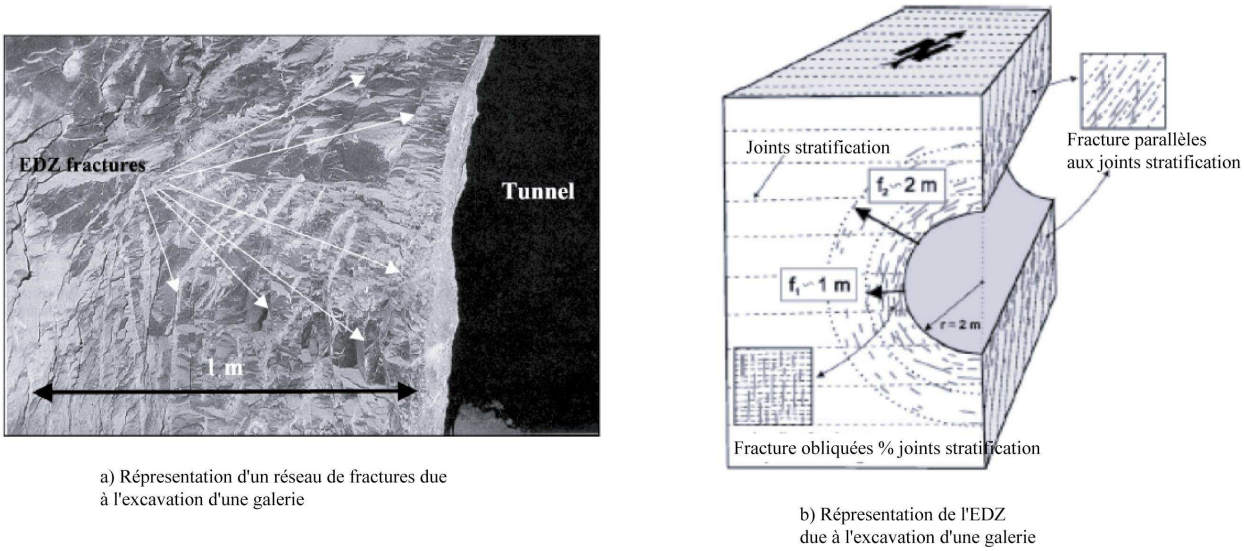
5.5.1 Degré de fissuration induite par l'excavation d'une galerie

La représentation de l'endommagement dû à l'excavation de la galerie EZ-A se traduit par une quantification de la densité de fissures. Nous avons utilisé le modèle de Hudson pour caractériser l'EDZ due à l'excavation de la galerie. Une estimation de la déshydratation du milieu a aussi été réalisée. Cette estimation peut se vérifier par l'effet du temps mis pour excaver la galerie et les deux sondages utilisés lors de l'expérimentation *EDZ Cut-Off*.

D'après la mesure des éléments d'un train d'onde, l'EDZ s'étend jusqu'à 0,8 m de profondeur. Donc dans cette partie, se localise une forte densité de fissures qui est en relation avec une forte perméabilité (Bossart et al., 2001). Afin de déterminer le degré de fissuration du milieu rocheux, une estimation de la direction des fissures créées lors de l'excavation est nécessaire pour calculer l'angle d'incidence des ondes avec la normale de la fissure.

Bossart et al. (2001) ont étudié le réseau de fissures dû à l'excavation d'une galerie dans le laboratoire souterrain du Mont Terri. Leurs recherches montrent une dépendance de la direction des fissures à la méthode de l'excavation, à la direction des discontinuités naturelles et au champ de contrainte.

La Figure 128 présente un réseau de fissures dues à l'excavation d'une galerie. D'après cette étude, les fissures dues à l'excavation de la galerie se propagent parallèlement aux parois de la galerie ou parallèlement aux discontinuités existantes (Figure 128).



a) Répresentation d'un réseau de fractures due à l'excavation d'une galerie

b) Répresentation de l'EDZ due à l'excavation d'une galerie

Figure 128: Représentation du réseau de fissures et de l'EDZ due à l'excavation d'une galerie (Bossart *et al.*, 2002).

A partir de ces observations et du modèle, une estimation du degré de fissuration dans l'EDZ dû à l'excavation de la galerie EZ-A est représentée spatialement. Cette représentation du degré de fissuration est estimée en fonction de la direction des fissures. D'après l'étude géologique (voir paragraphe 4.2.3), nous avons pu mettre en évidence deux familles de fractures ou discontinuités (majeures et mineures) avec des pendages de 45° et 20°. Pour affiner l'estimation de la direction des fractures développées sous le mur de la galerie, nous avons décidé de faire le calcul en faisant varier l'angle d'orientation de ces fractures de 0° à 90° avec un pas de 10°dans le sens des aiguilles d'une montre. La Figure 129 montre l'évolution de la distribution spatiale de la moyenne de ($\nu.a^3$) pour la partie se trouvant sous le mur de la galerie.

La Figure 129 montre que lorsque l'orientation des fissures varie entre 0° et 20° (trois premiers cas), le degré de fissuration est beaucoup plus élevé dans la partie supérieure que dans la partie inférieure. On peut donc conclure que les fissures s'orientent entre 0° et 20°. Cette conclusion est basée sur le fait que la perméabilité due a la densité des fissures est forte au voisinage d'une excavation et qu'elle se dégrade avec la profondeur.

Pour étudier l'influence de la taille des cellules formant la grille nous avons augmenté le nombre de cellules pour les deux parties du milieu rocheux (partie supérieure et partie inférieure). La Figure 130 montre l'influence du nombre de cellules formant la grille sur le degré de fissuration. Cette étude a été faite pour le premier cas étudié (fissures parallèles au mur de la galerie). L'influence du nombre de cellules sur la distribution spatiale du degré de fissuration se traduit par une meilleure précision sur la localisation des zones à fort degré de fissuration. Cependant, l'augmentation du nombre de cellules entraîne une diminution de la quantité d'informations par cellule en raison d'une plus faible densité de rais. Pour les deux cas (variation du nombre de cellules formant la grille), les résultats sont semblables et se résument par une forte densité de fissures dans la partie supérieure.

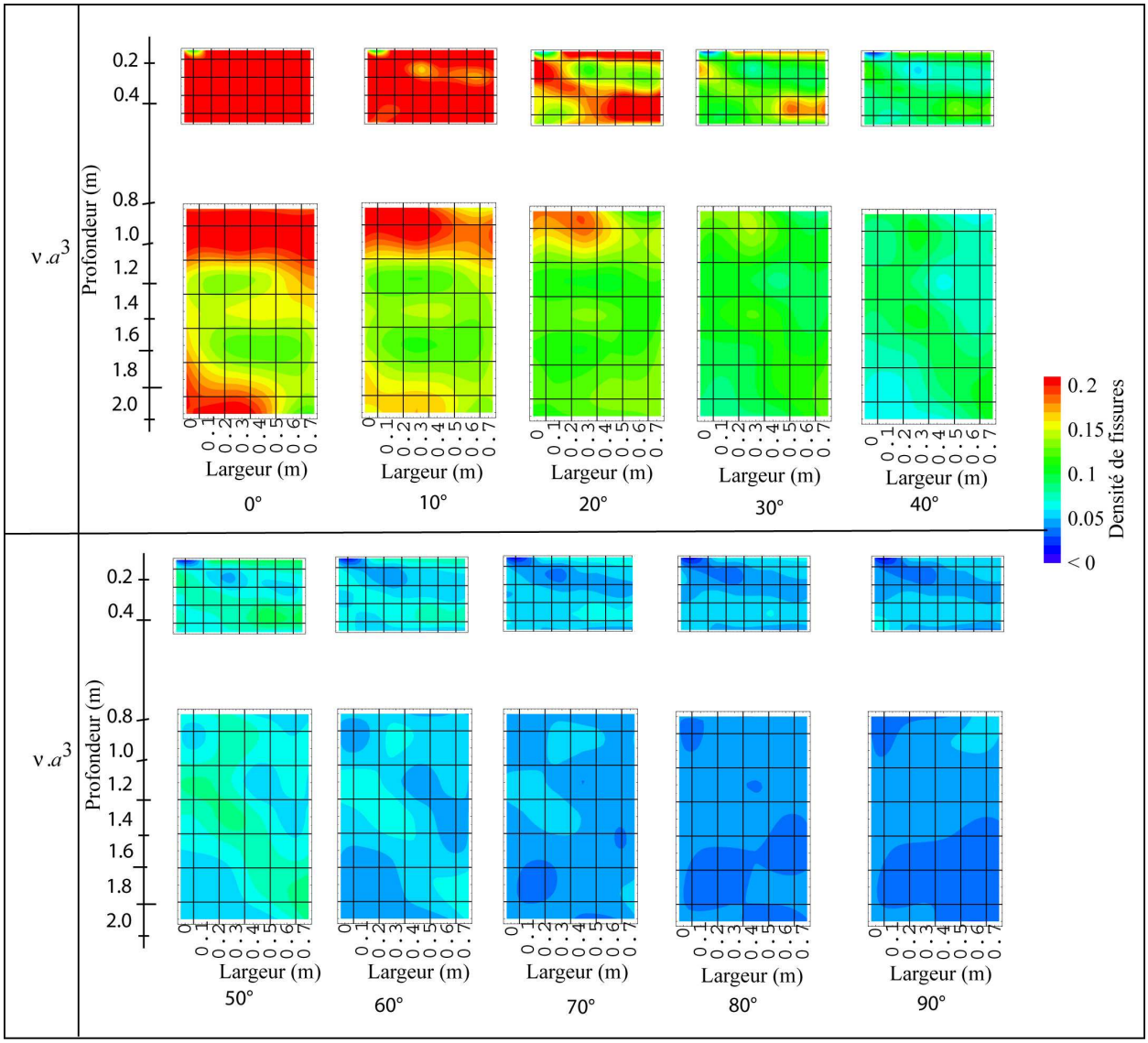


Figure 129 : Calcul de densité de fissures par l'utilisation du modèle de Hudson, (1981).

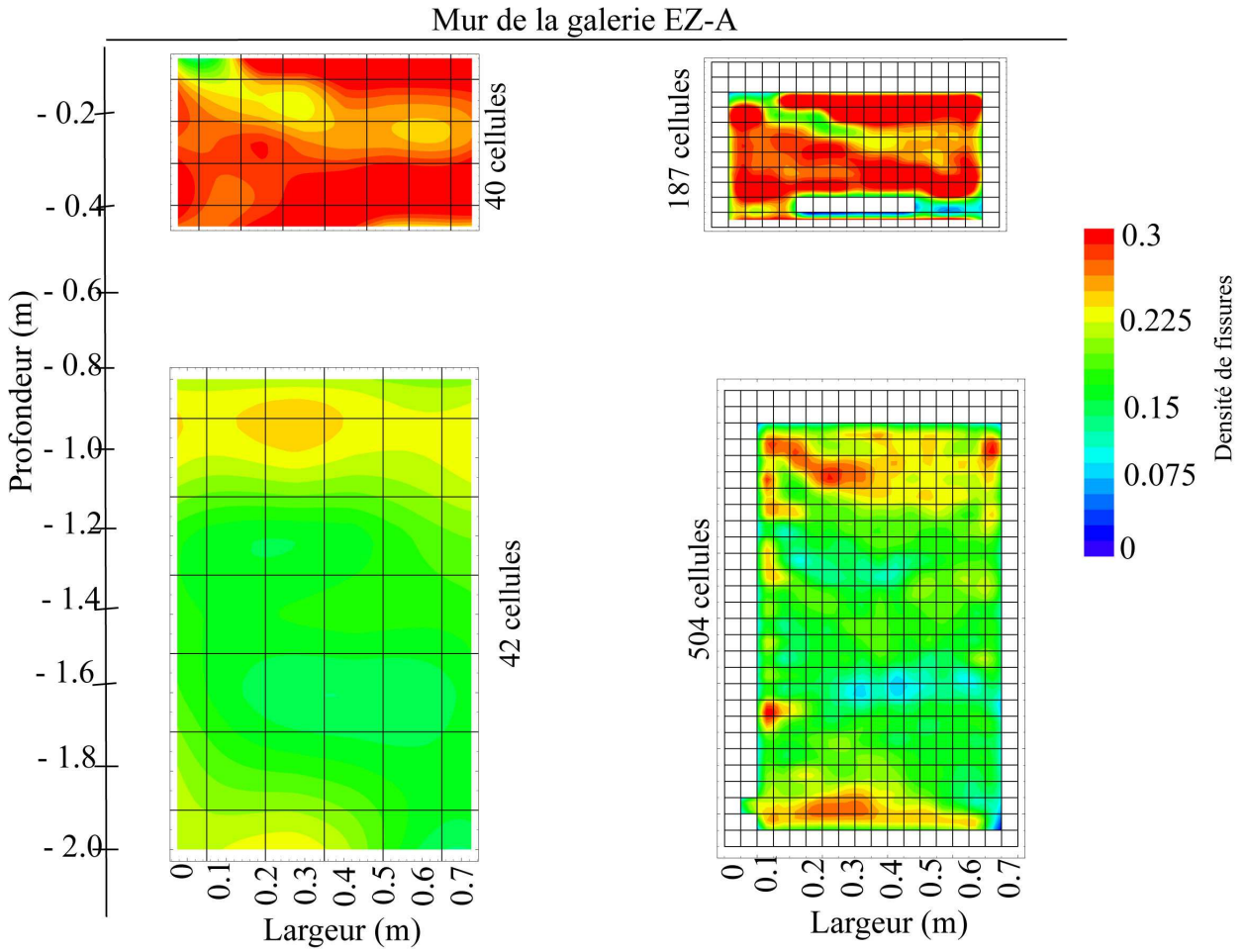


Figure 130 : Influence de la taille des cellules sur la densité de fissures.

5.5.2 Degré de fissuration induite par l'excavation d'une saignée

L'estimation du degré de fissuration a aussi été réalisée durant les étapes de l'excavation de la saignée. Cette estimation a concerné la partie se trouvant sous le fond de la saignée. Le calcul a été réalisé en fonction de la direction des fissures. D'après cette étude, l'excavation d'une tranchée dans le mur de la galerie a induit une forte densité de fissures parallèle au fond de la saignée et parallèle aux discontinuités de la deuxième famille (20°). Les figures 130 à 132 présentent les résultats en fonction des étapes de l'excavation et pour différentes valeurs de l'orientation des fissures. Ces figures montrent l'étendue de la zone endommagée sous le fond de la saignée qui est beaucoup plus développée dans le cas des fissures orientées entre 0° et 30°.

L'étude de la taille de cellules sur le degré de fissuration durant l'excavation de la saignée a confirmé la forte précision due à un fort nombre de cellules (Figure 134) mais moins de robustesse due à la faible densité de rais par cellule. Sur ces cartes, nous remarquons l'existence de quelques zones de forte densité de fissures (en rouge), résultant de l'excavation de deux sondages utilisés pour installer les sondes portant les capteurs.

Afin de quantifier la variation spatiale de la densité de fissures, une carte de la différence de densité de fissures est présentée par la Figure 135, pour le cas des fissures du modèle à 0°. Cette carte montre une forte augmentation lors de l'excavation de la saignée. Cette augmentation de densité de fissures se localise sous la base de la saignée et s'étend jusqu'à 20 cm de profondeur.

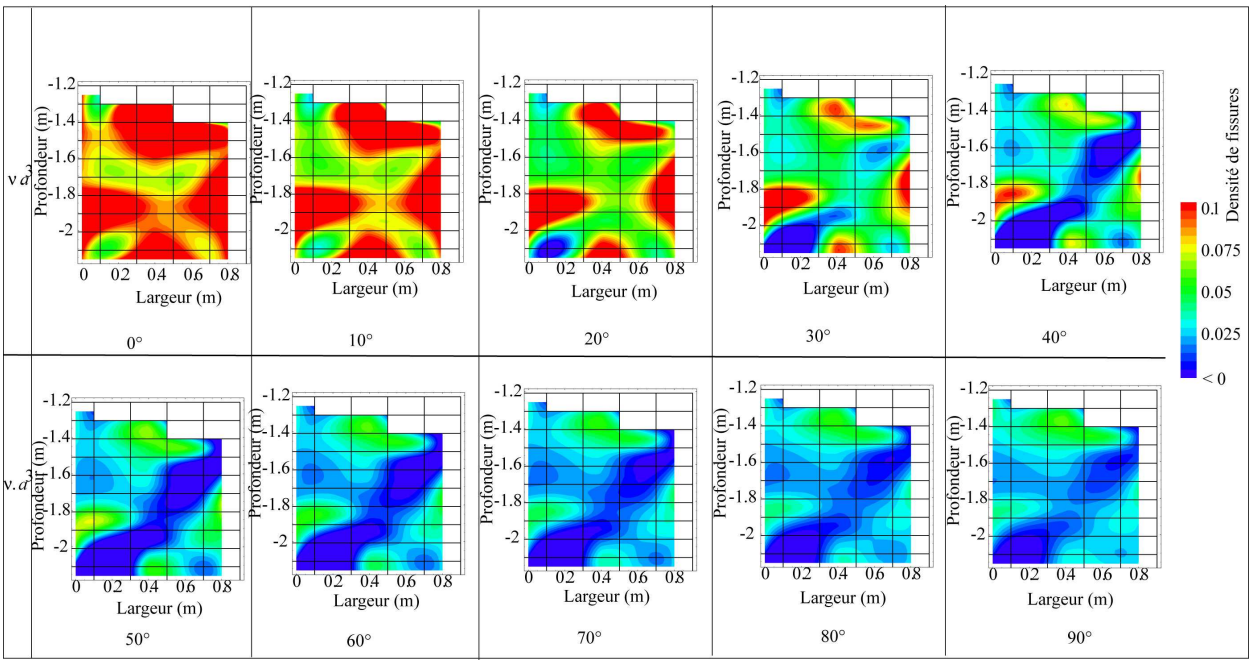


Figure 131 : Estimation de la densité de fissures pour la partie se trouvant sous le fond de la saignée avant son excavation et en fonction de l'orientation du modèle de fissures.

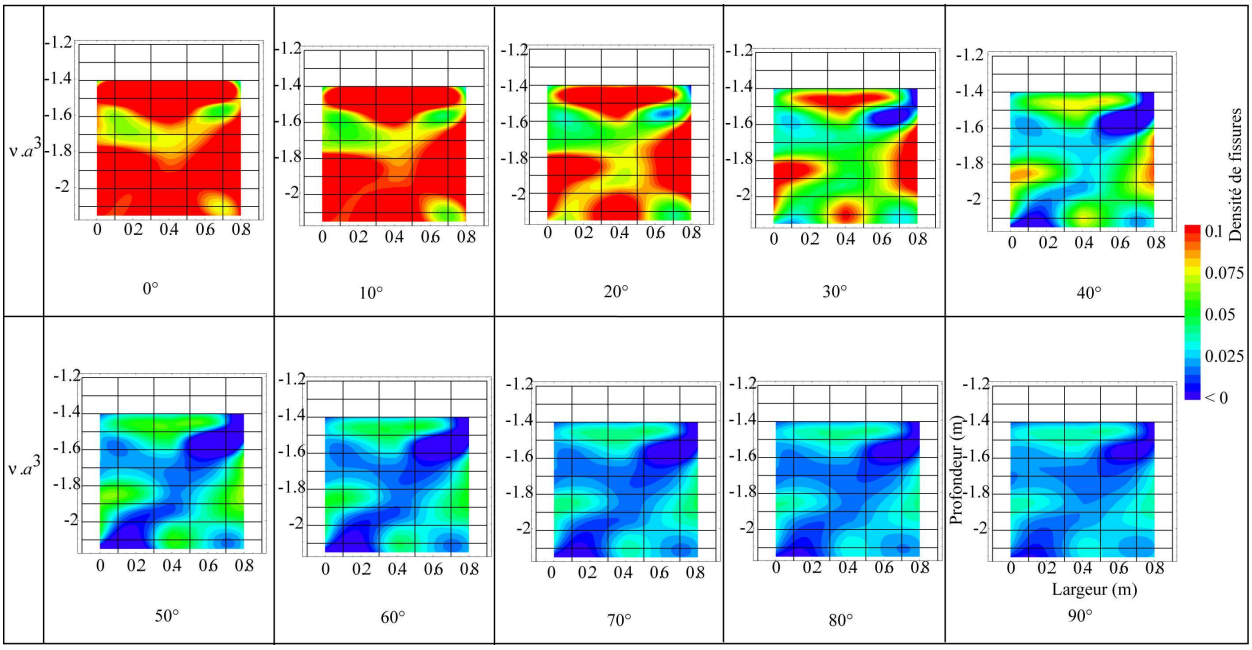


Figure 132 : Estimation de la densité de fissures pour la partie se trouvant sous le fond de la saignée après l'excavation du premier palier de la saignée (6 cm d'épaisseur et 150 cm de profondeur) et en fonction de l'orientation du modèle de fissures.

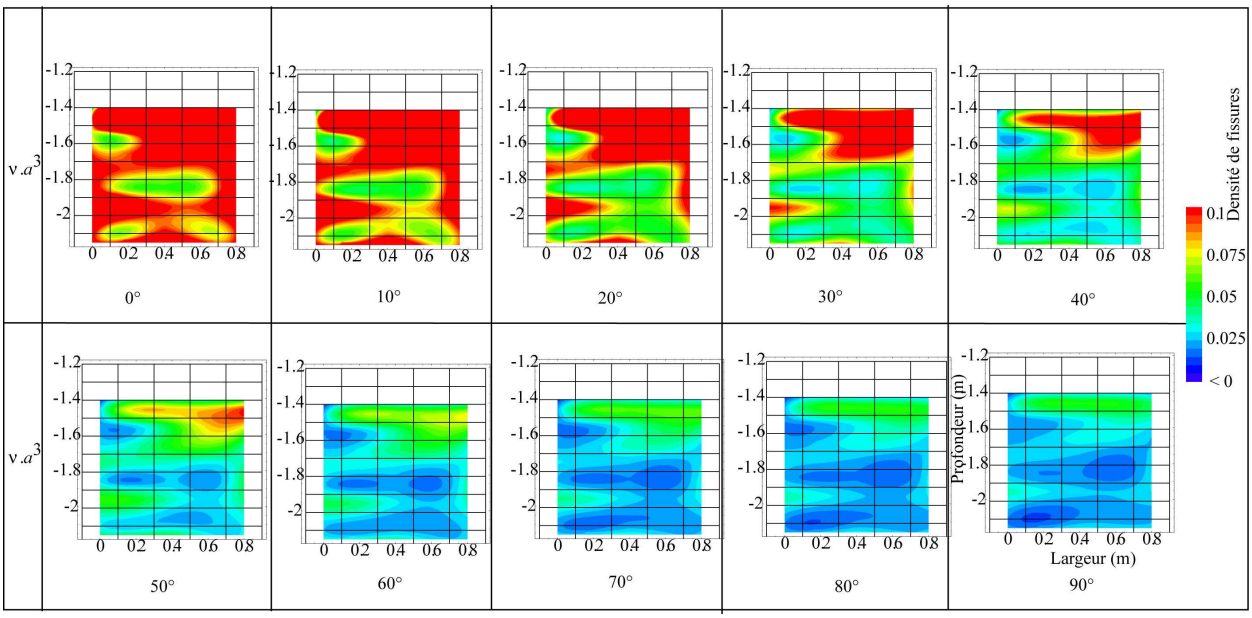


Figure 133 : Estimation de la densité de fissures pour la partie se trouvant sous le fond de la saignée après l'excavation totale de la saignée (18 cm d'épaisseur et 150 cm de profondeur) et de l'orientation du modèle de fissures.

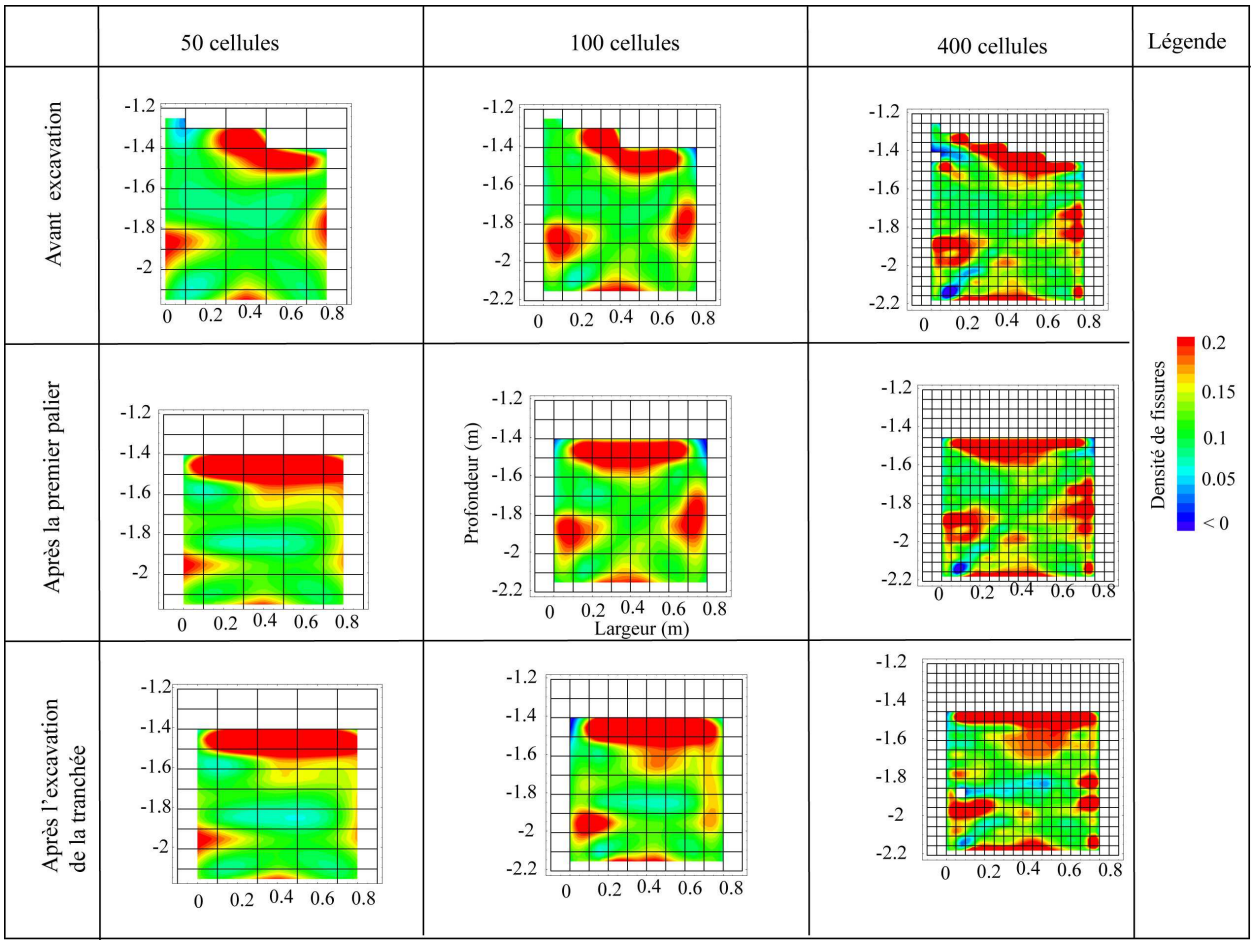


Figure 134 :Influence de la taille des cellules sur la densité de fissures pour les différentes étapes de l'excavation.

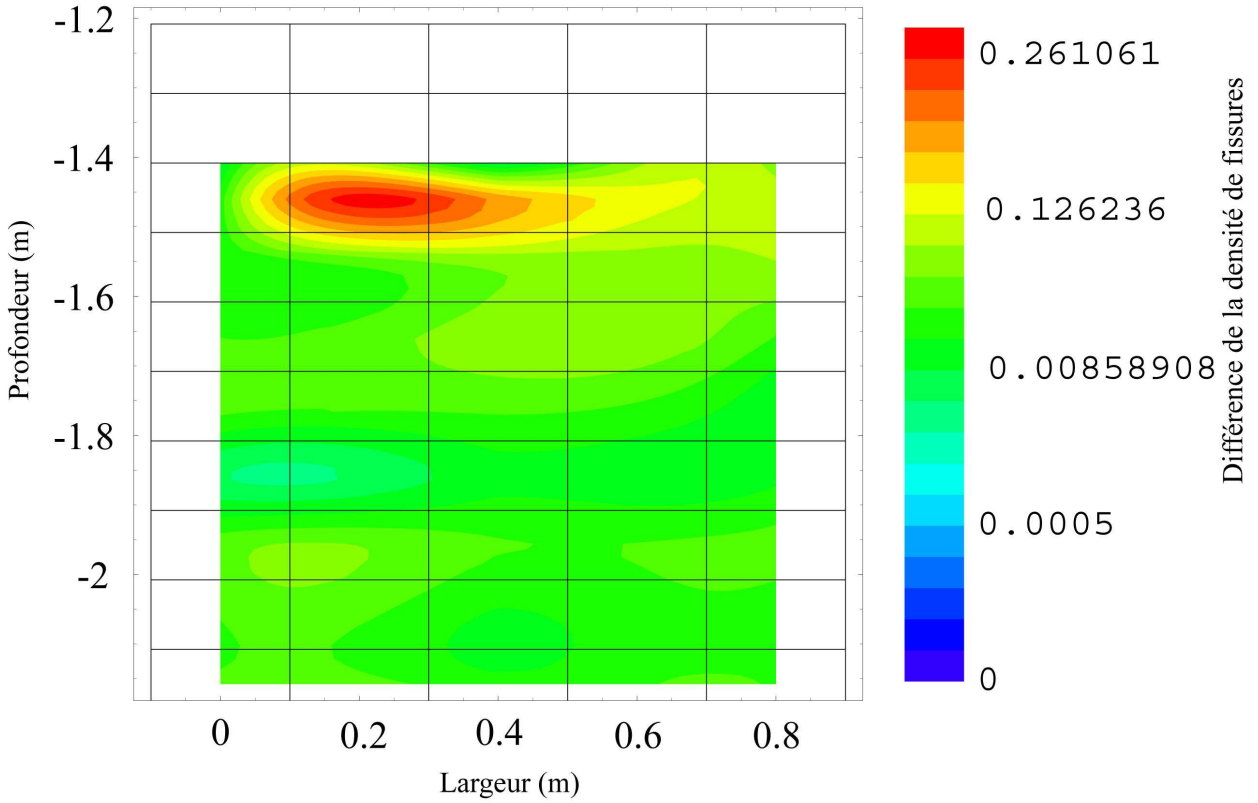


Figure 135 : Différence de la densité de fissures (après-avant l'excavation)

5.5.3 Influence de la pression sur la densité des fissures

L'exploitation des données, enregistrées durant le cycle de pression, en termes de vitesse de propagation et d'atténuation des ondes a montré l'amélioration de la propagation des ondes dans la partie se trouvant au parement de la saignée et la dégradation sous le fond de la saignée. Ces résultats ont été déjà prouvés en termes de vitesse et d'atténuation des ondes.

Les figures 135 à 140 montrent l'évolution de la *densité de fissures* en fonction des paliers de pression appliquée sur les parois de la saignée d'une part et de l'orientation des fissures d'autre part. L'évolution de la densité de fissures au parement de la saignée a montré une diminution de la densité de fissuration lors du passage de 0,27 MPa à 0,47 MPa. Tandis que, concernant les autres paliers il n'y a pas de changement remarquable au parement de la saignée. Ces figures mettent en évidence aussi au-delà de 0,47 MPa une augmentation de densité de fissures sous le fond de la saignée. La quantité de variation de densité des fissures estimée dépend énormément, comme on l'a déjà vu, de l'orientation des fissures développées lors de l'excavation.

Concernant l'orientation des fissures développées par la remise en pression, nous allons nous baser sur notre connaissance qui se résume par « **la remise en pression des parois de la saignée a crée des fissures sous son fond** ». Pour cela, les cas qui sont favorables sont ceux qui indiquent que l'orientation des fissures varie entre 30° et 50°. La densité de fissures entre 0,5 et 1 m de profondeur, a donc augmenté à ce stade.

La Figure 142 ainsi que notre connaissance montrent que le modèle qui donne le plus de fissuration est celui où l'orientation des fissures est parallèle aux discontinuités de la première famille (45°).

L'influence du nombre de cellules formant la carte de densité de fissures influe sur la précision des résultats. La Figure 143 présente cette influence par la comparaison des cartes de densité de

fissures en utilisant 56 et 238 cellules pour l'orientation des fissures prenant la direction parallèle aux parois de la saignée.

La Figure 144 montre la différence entre la densité de fissures à 0,27 MPa et celle à 1,98 MPa. Cette figure met en évidence la diminution de la quantité de fissures au parement de la saignée et la déchirure du milieu rocheux sous son fond en fonction de la remise en pression.

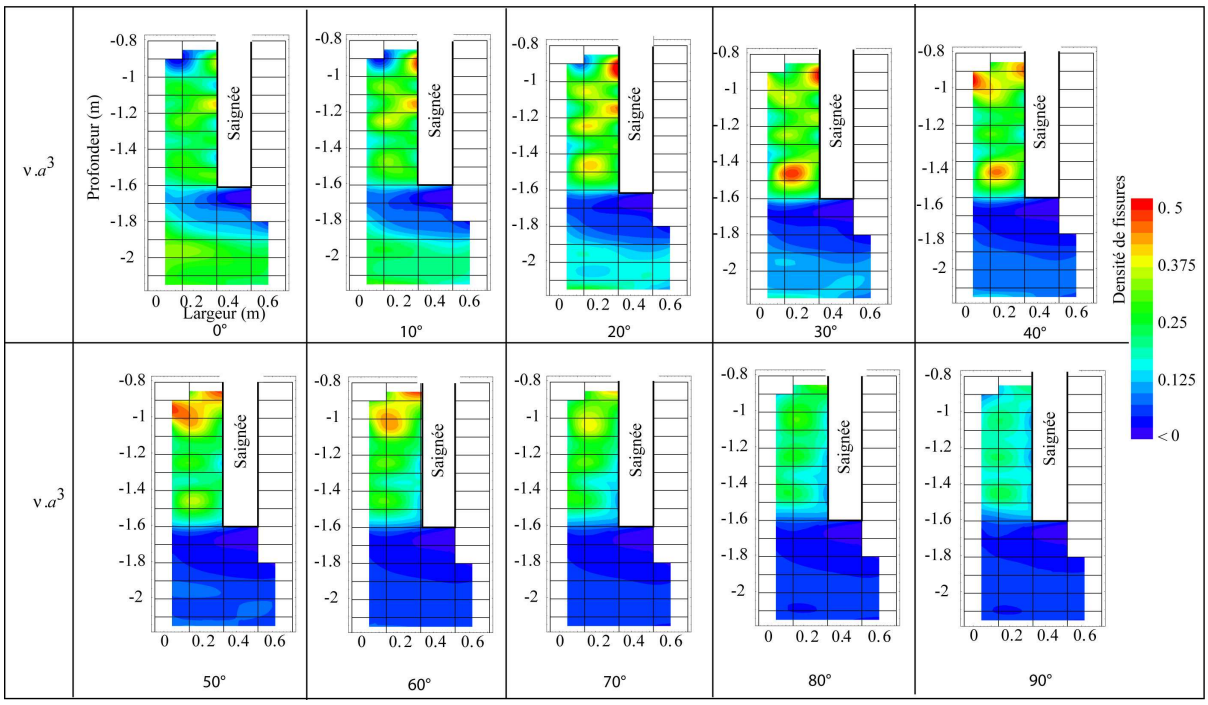


Figure 136 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 0,27 MPa.

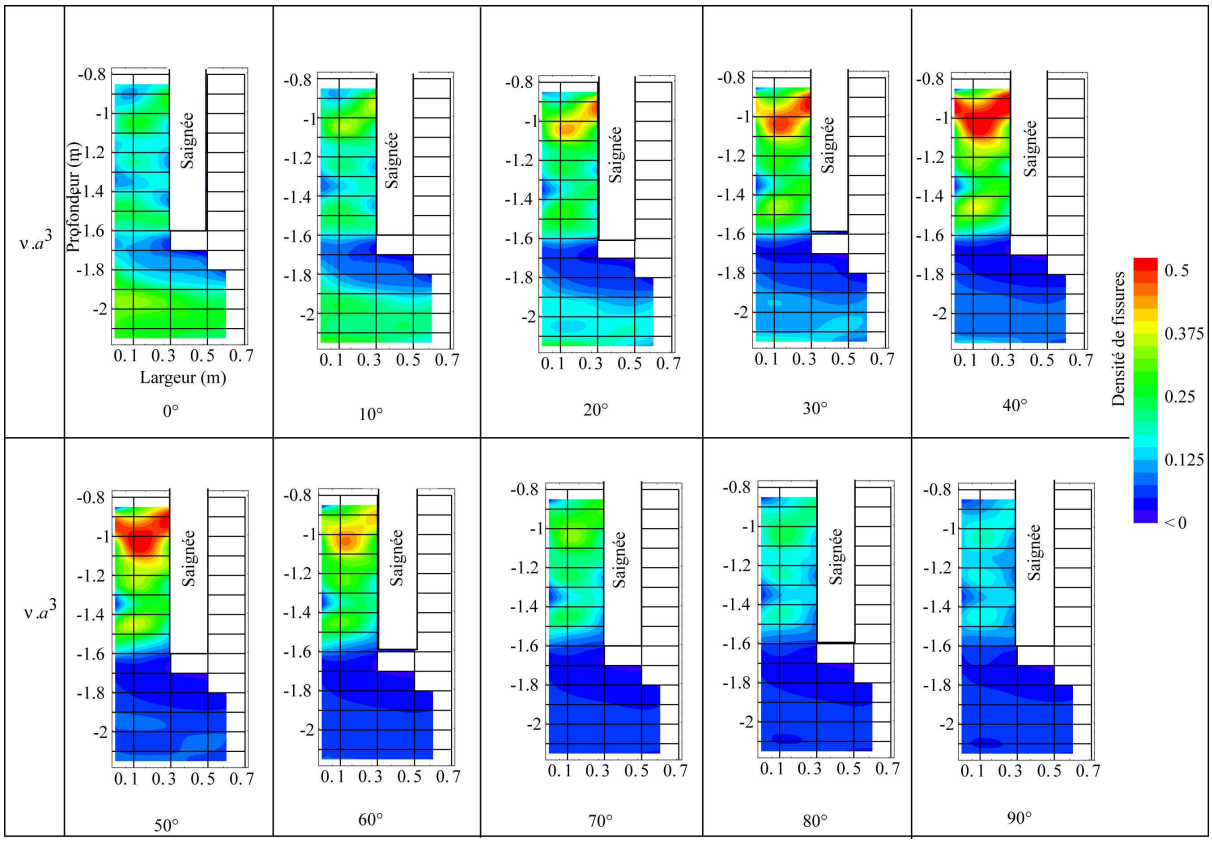


Figure 137 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 0,47 MPa.

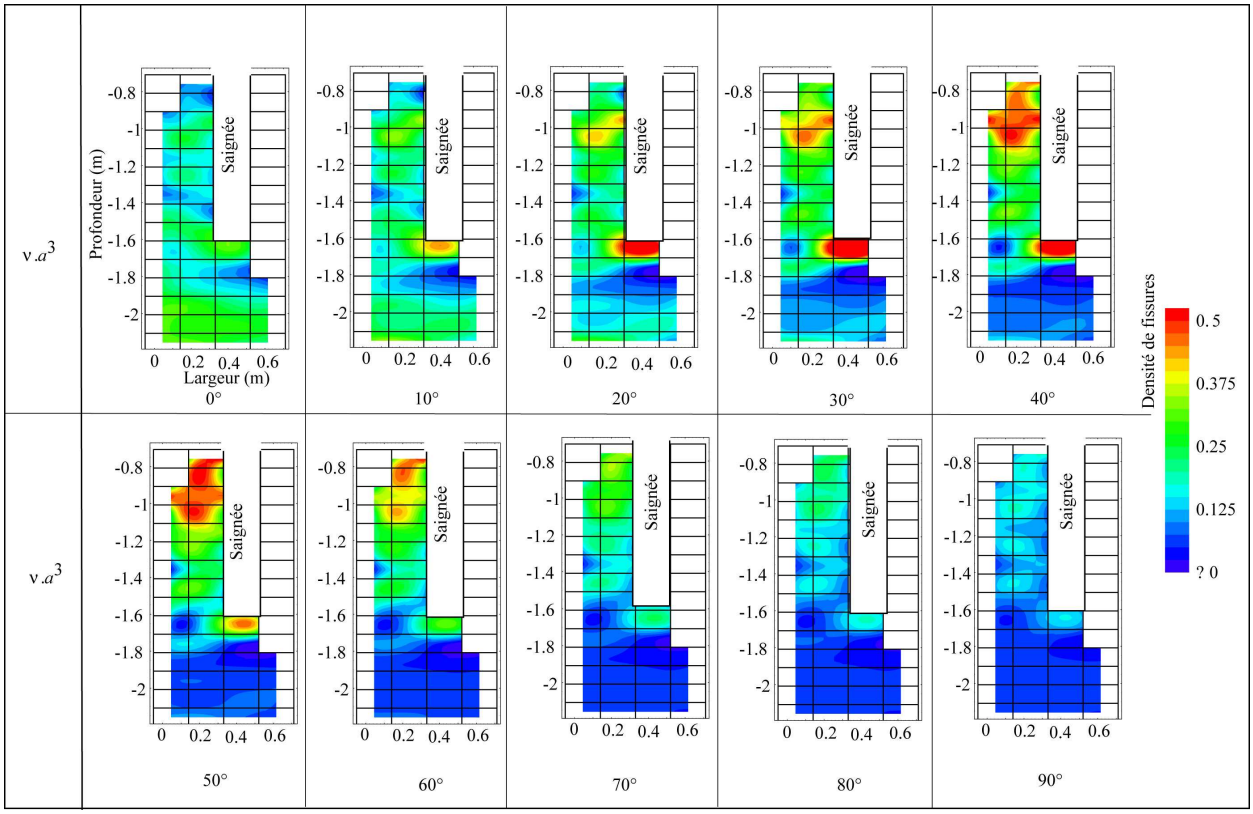


Figure 138 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 0,69 MPa.

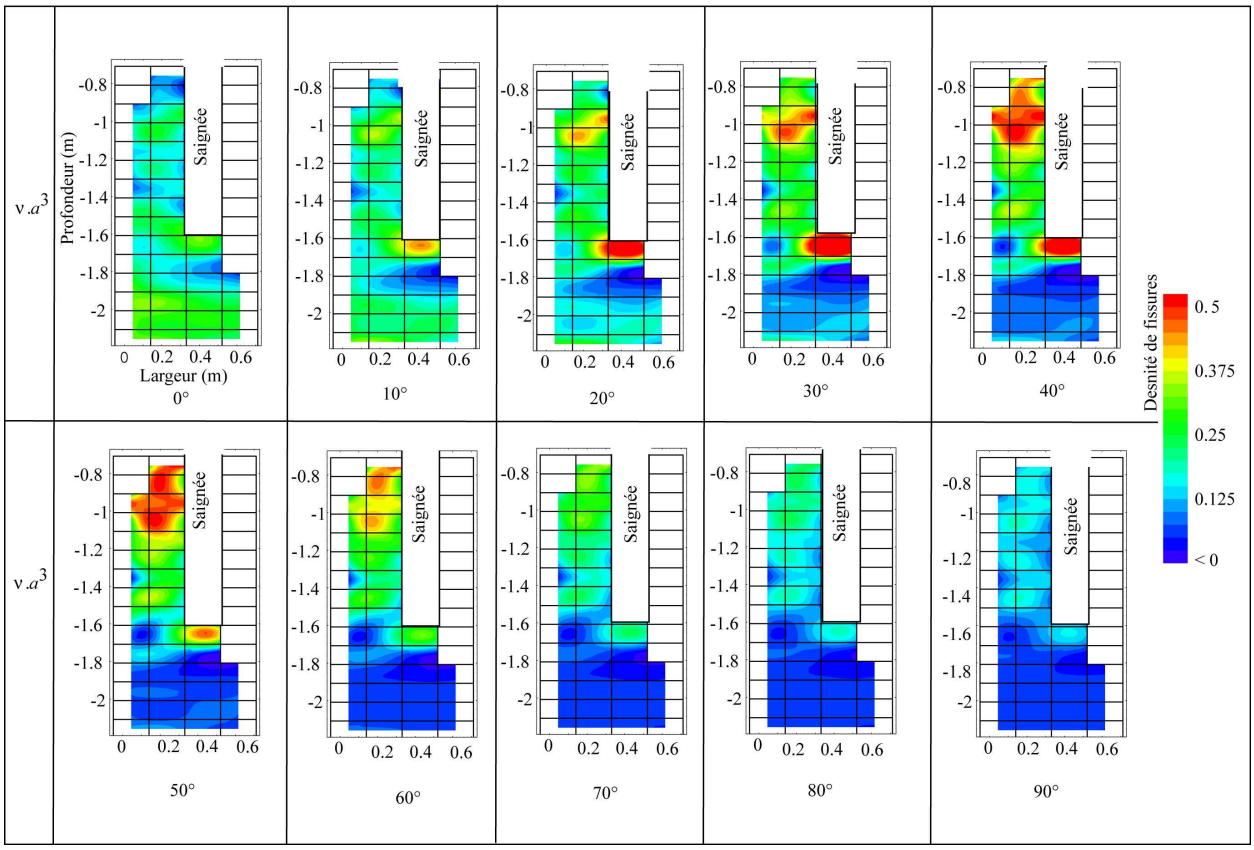


Figure 139 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 0,97 MPa.

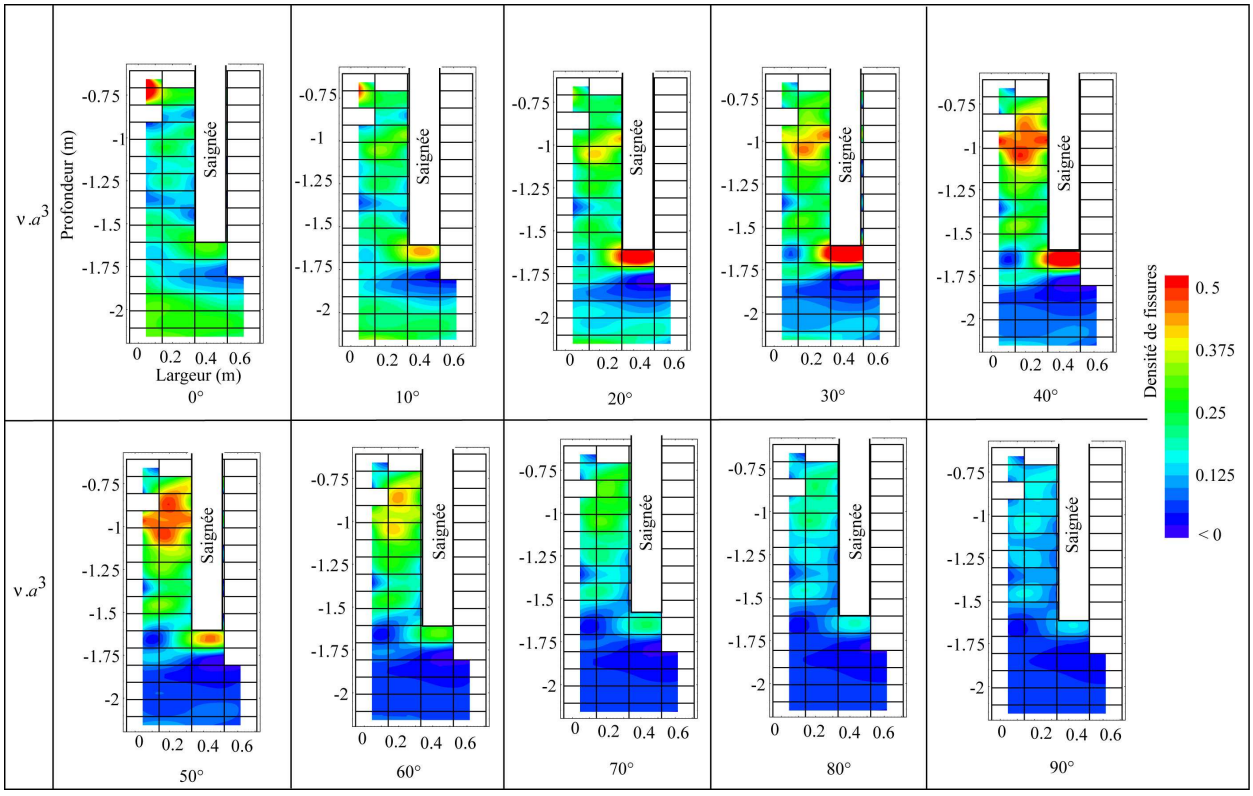


Figure 140 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 1,47 MPa.

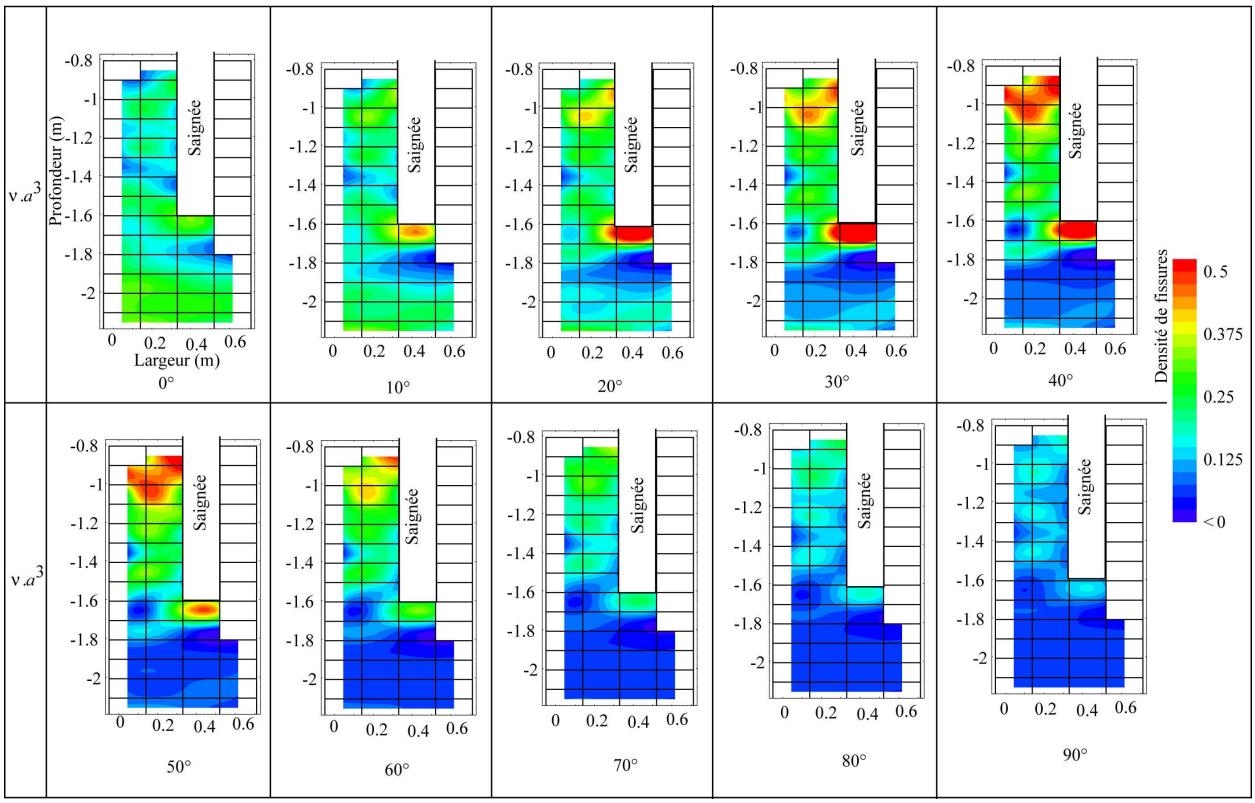


Figure 141 : Densité de fissures en fonction des différentes valeurs de l'orientation des fissures et pour la pression de 1,98 MPa.

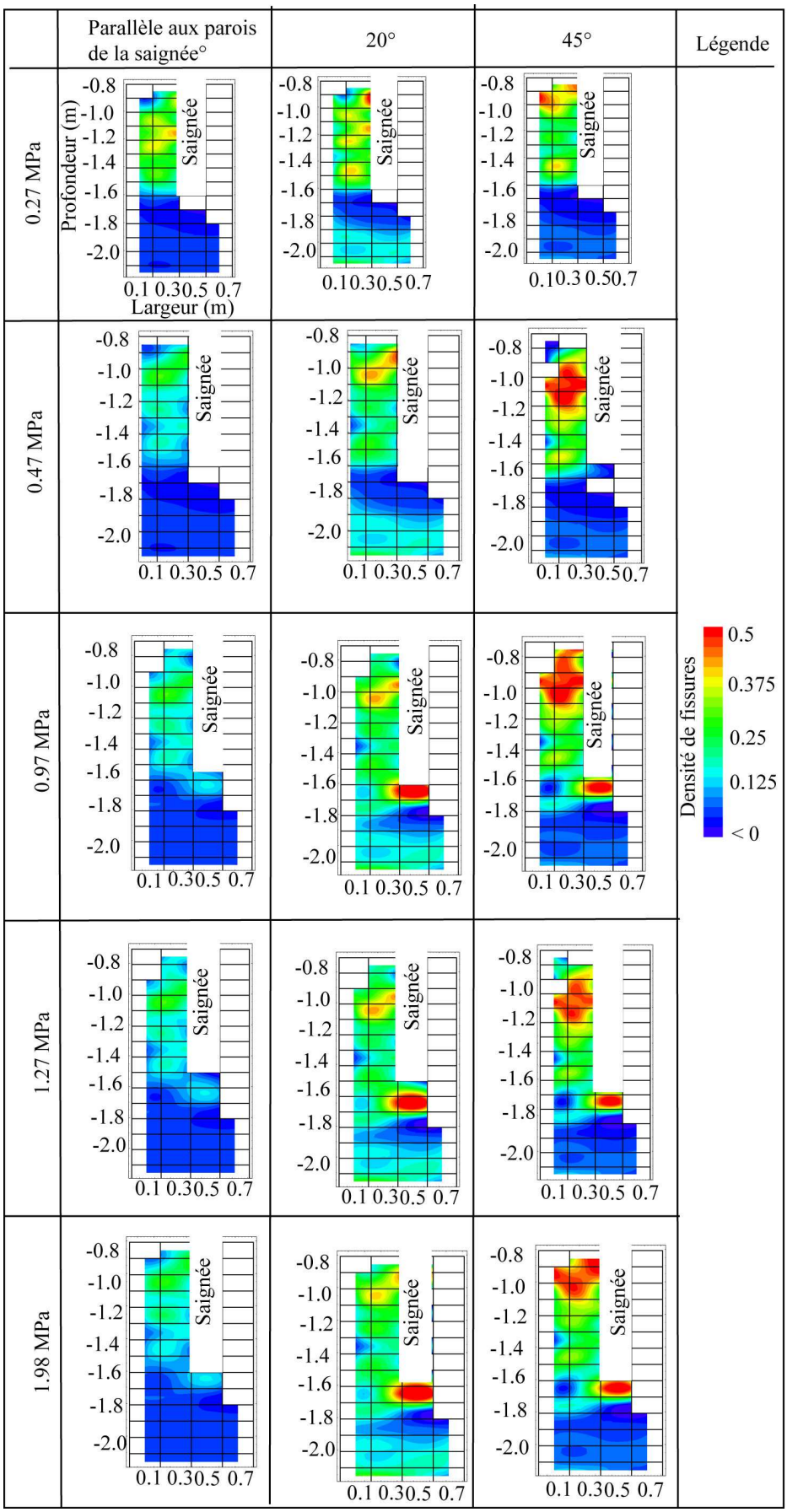


Figure 142 : Densité de fissures en fonction de la pression et en fonction de l'orientation des fissures (parallèle aux parois de la saignée, 20° et 45°).

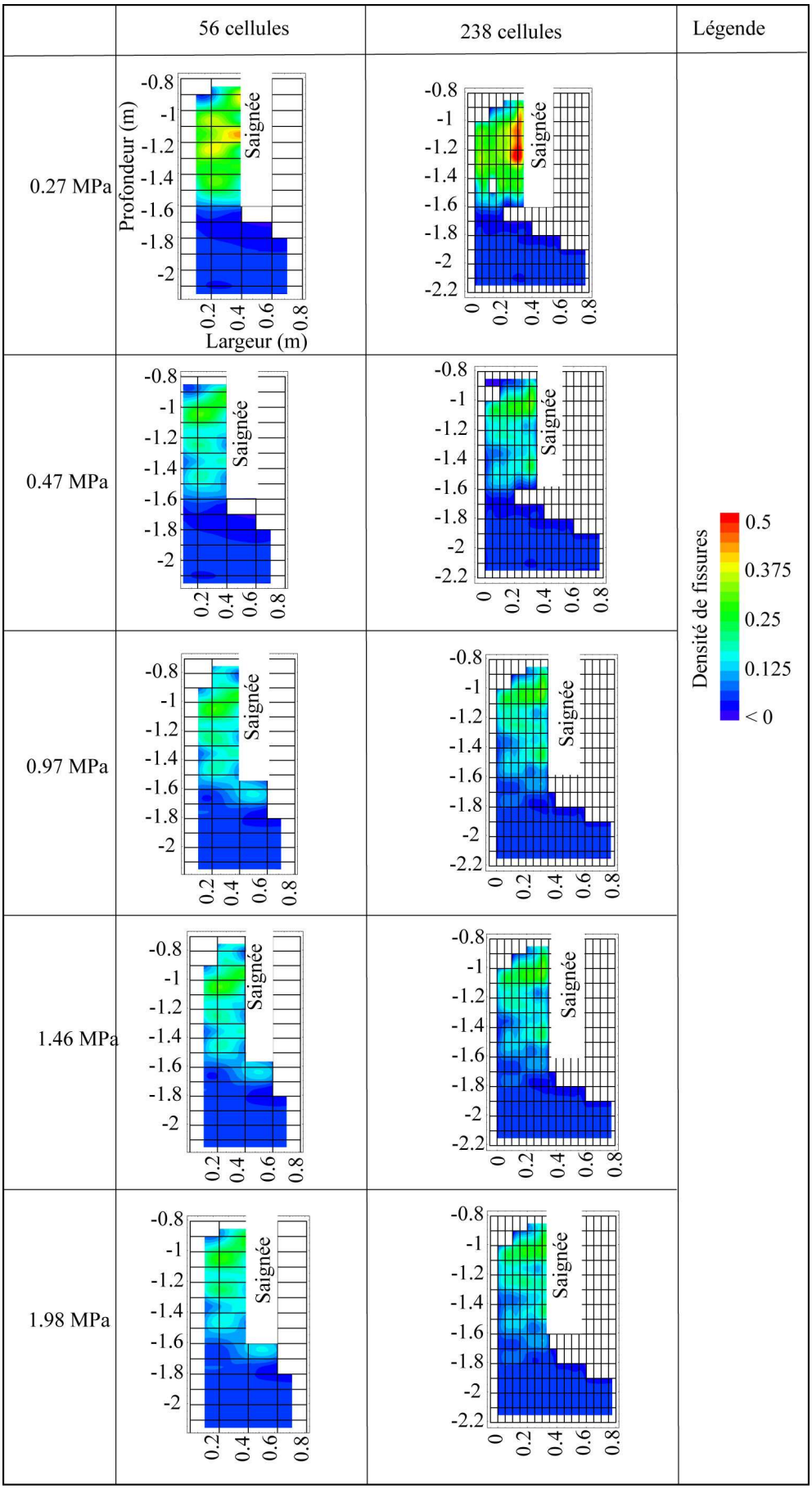


Figure 143 : Influence de la taille de cellules sur la distribution de la densité de fissures.

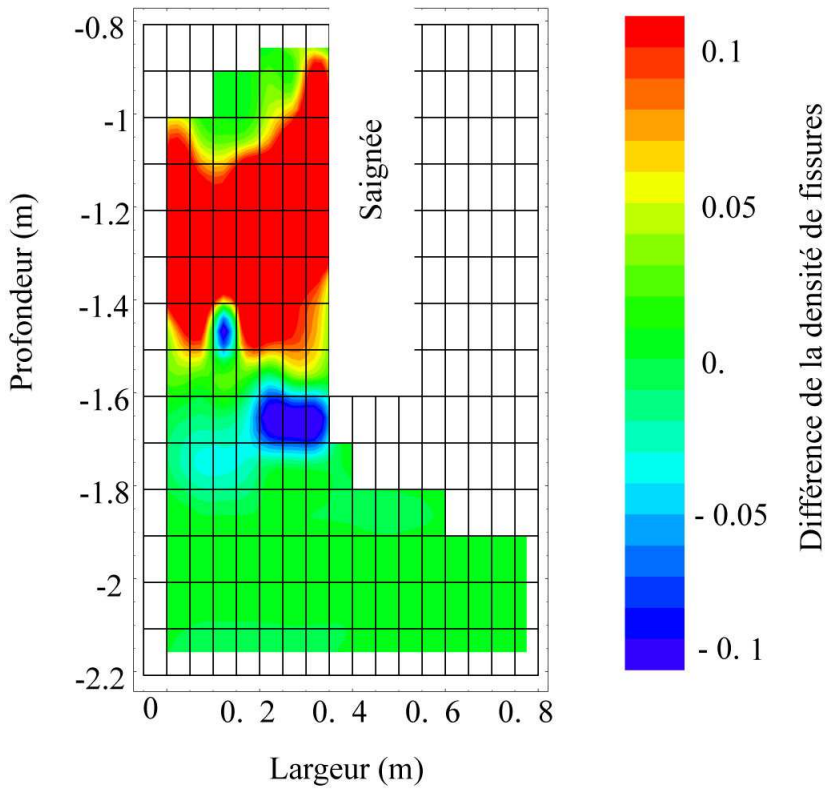


Figure 144 : Différence de densités de fissures entre à 0,27 MPa et à 1,98 MPa.

5.6 Anisotropie de degré de fissuration

Jusqu'à présent, l'anisotropie du milieu rocheux n'a pas été prise en compte dans le calcul du degré de fissuration. C'est pourquoi ce paragraphe est dédié à l'influence de la direction des rais sur le degré de fissuration. Ces calculs sont faits par cellule et en fonction des étapes de l'excavation de la saignée et des différents paliers de la pression appliquée sur ses parements.

5.6.1 Excavation de la galerie

Nous avons affecté à chaque cellule la courbe présentant le degré de fissuration apparente calculé pour un rai en fonction de l' angle. Cette représentation (Figure 145) a été faite pour le modèle avec des fissures horizontales et qui présente une forte densité de fissures apparentes.

Sur la partie supérieure du panneau tomographique, l'échantillonnage de rai n'est pas suffisant pour distinguer l'impact de l'orientation des rais sur le modèle. En ce qui concerne la partie inférieure, les cellules sont traversées par des rais qui couvrent une variabilité angulaire plus grande. Cette figure montre que l'orientation des angles ne couvrent pas toutes les directions en raison de la géométrie du dispositif. Ceci implique une faible précision sur les valeurs trouvées de la densité des fissures. La forte anisotropie du degré de fissuration s'explique par la variation de rayon des fissures en fonction de l'angle de rai.

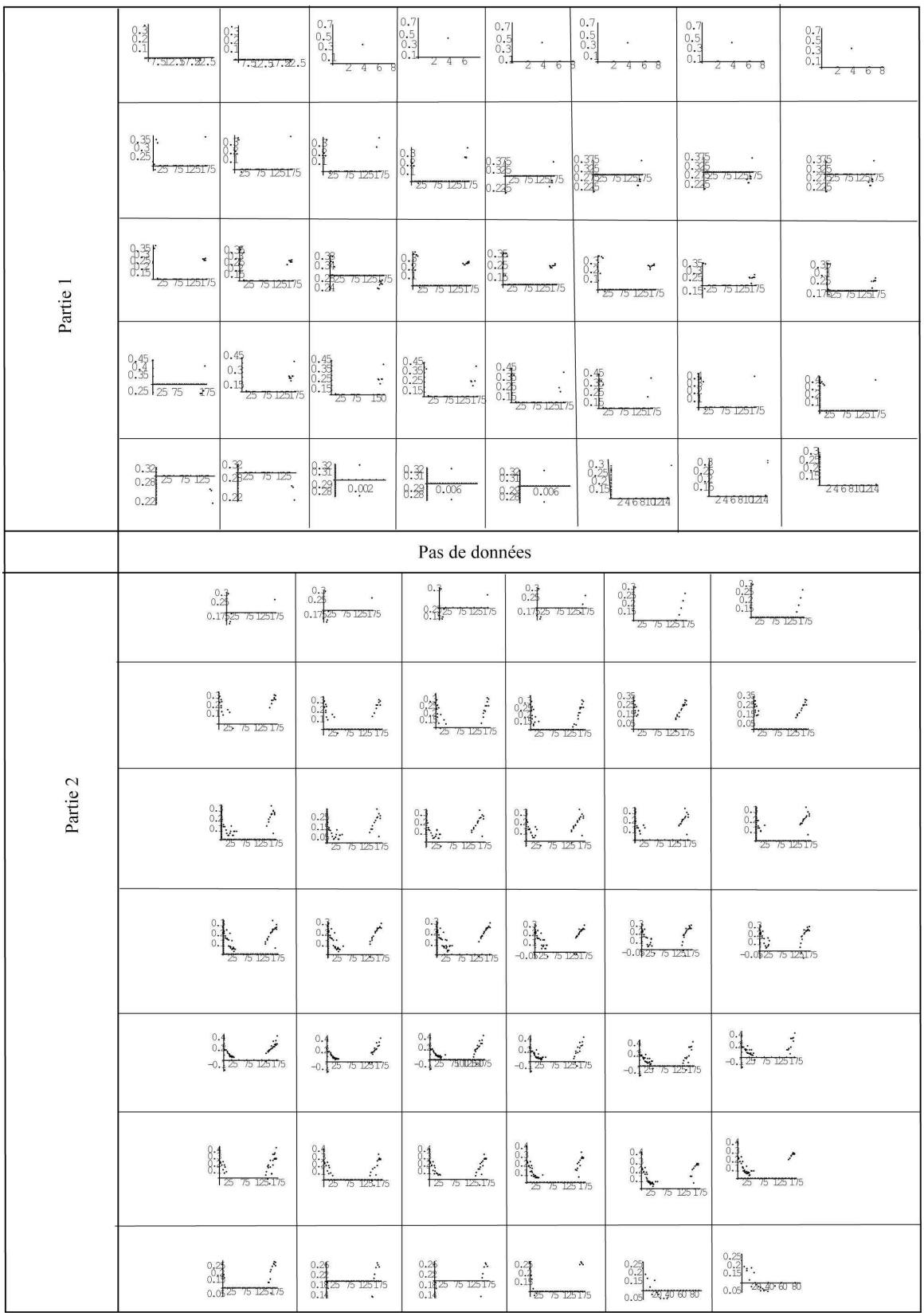


Figure 145 : Représentation de l'anisotropie de densité des fissures par cellule après l'excavation de la galerie EZ-A.

5.6.2 Excavation de la saignée

Le degré de fissuration a été calculé en fonction de l'angle d'incidence de chaque rai et en fonction des étapes de l'excavation (Figure 146). Cette figure montre une forte anisotropie du degré de fissuration dans chaque celluleet s'étend sur tout les dispositifs de mesure.

L'influence des étapes d'excavation de la saignée se traduit par la forte variation du degré de fissuration pour les rais d'incidence 20°. L'augmentation du degré de fissuration après l'excavation de la saignée s'étend jusqu'à une profondeur de 20 cm (en gris sur la Figure 146). L'évolution du degré de fissuration dans la zone se trouvant entre le fond de la saignée et cette distance, se traduit par la création de nouvelles fissures et par la variation des rayons de ces fissures. Au-delà de cette distance, l'anisotropie n'a pas beaucoup varié au cours de l'excavation de la saignée. L'anisotropie dans ce cas peut s'expliquer par la variation de l'ouverture des fissures ou bien le développement de nouvelles fissures.

5.6.3 Remise en pression

La Figure 147 montre l'anisotropie du degré de fissuration par cellule en fonction des différents paliers de la pression appliquée sur les parois de la saignée. Les cellules au parement montrent une forte anisotropie à faible chargement. Elle a tendance à diminuer lors des différents chargements de la saignée. Cela confirme que la remise en pression des parois de la saignée a fermé une partie des fissures développées au parement de la saignée.

Concernant la zone s'étendant sous la base de la saignée, le degré de fissuration a augmenté avec la pression. Dans cette partie, l'évolution de la variation de l'anisotropie n'est pas claire. Cela peut s'expliquer par la faible diversité de l'orientation des rais traversant les cellules (3 sources utilisées lors de l'expérimentation).

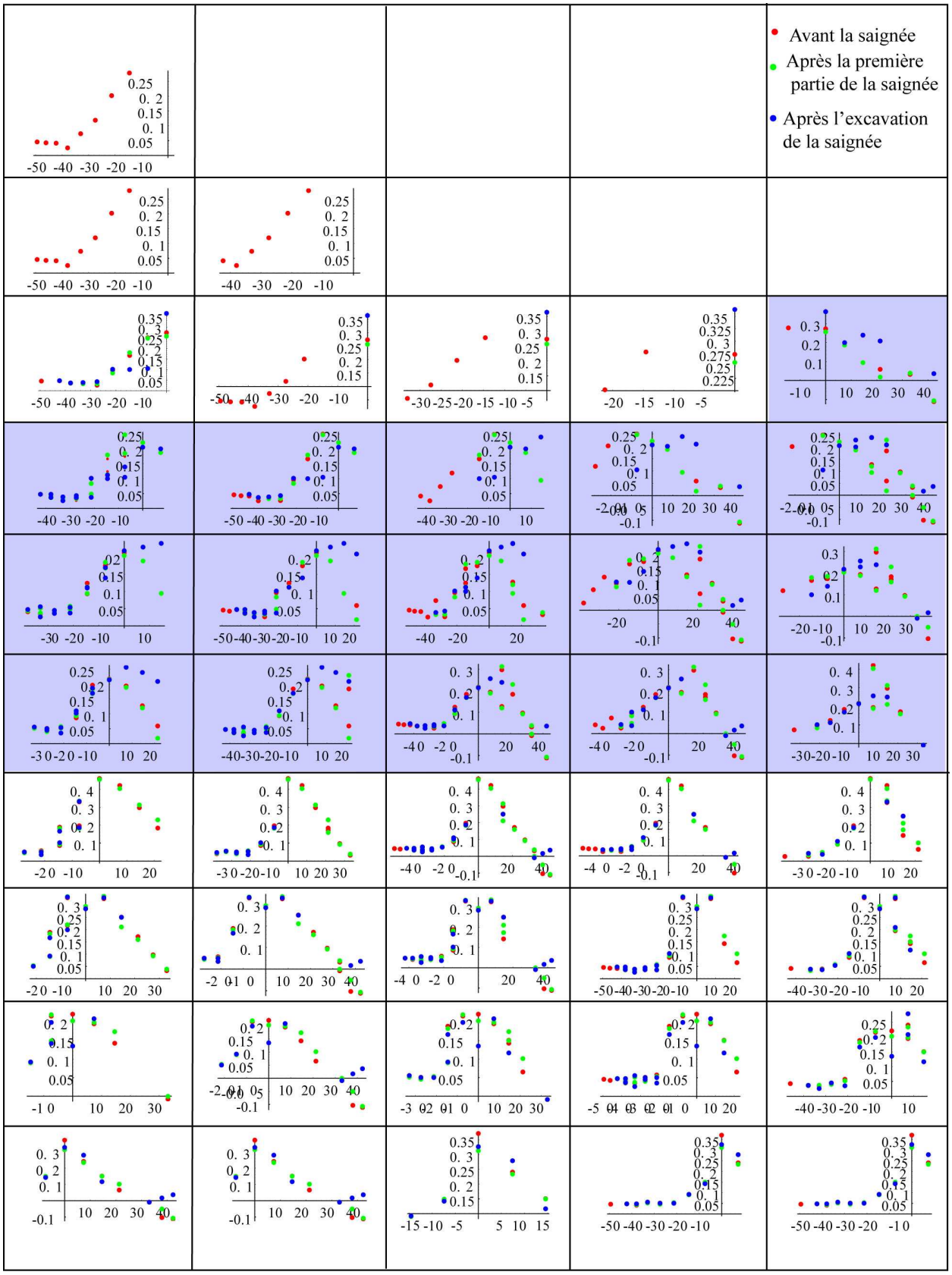


Figure 146 : Représentation du degré de fissuration en fonction de l'angle de chaque rai traversant les cellules de la grille et en fonction des étapes de l'excavation de la saignée.

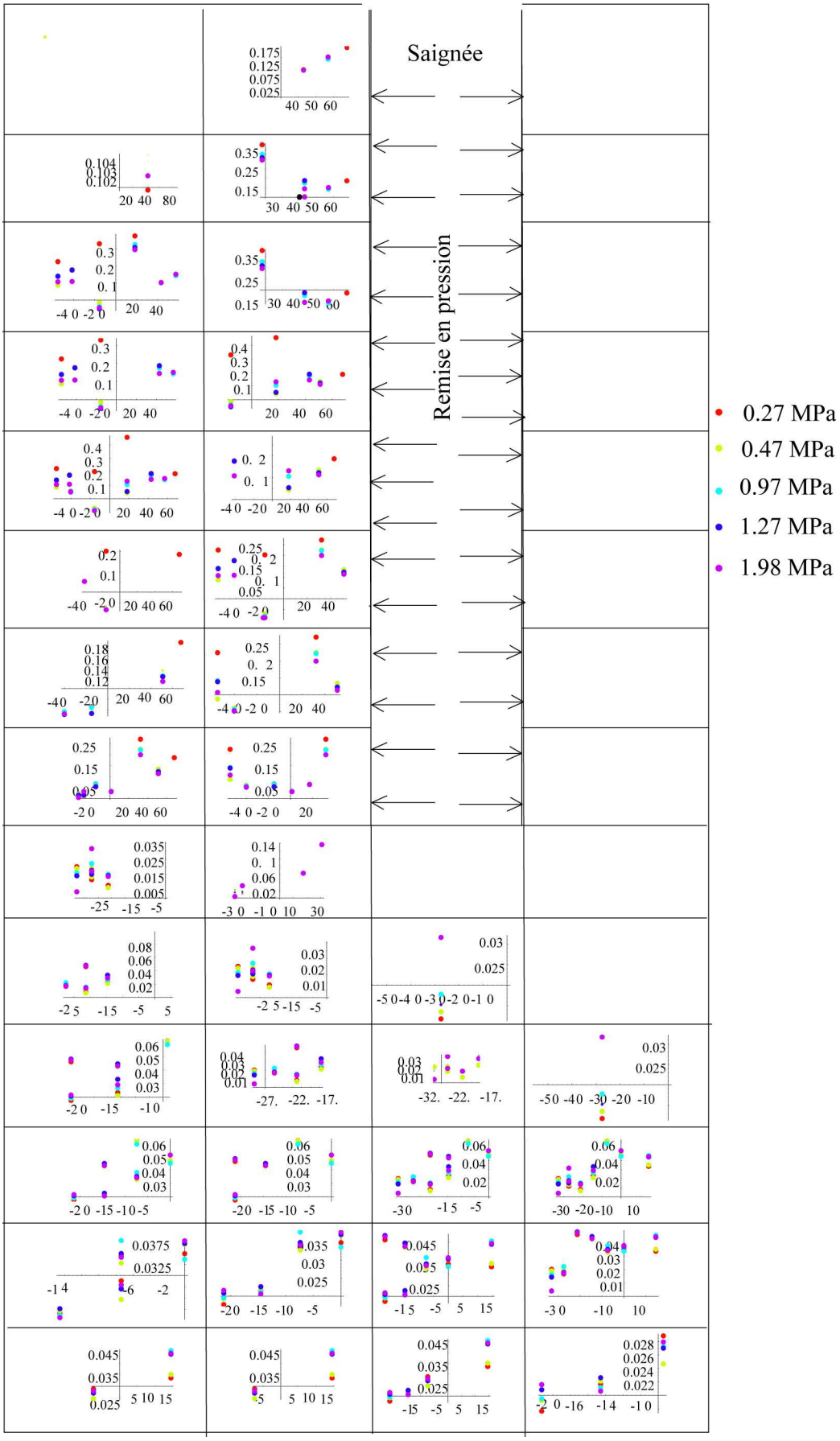


Figure 147 : Anisotropie du degré de fissuration par cellule. Courbe présentant la variation du degré de fissuration en fonction (axe des ordonnées) de l'angle (en degrés) du rai par rapport à l'axe horizontal (axe des abscisses).

5.7 Détermination de la raideur spécifique

Lors de ce cycle court de chargement-déchargement des parois de la saignée, le déplacement a été mesuré par des inclinomètres (données Sol-Expert fournies par l'ANDRA). Ces capteurs, au nombre de quatre, ont été installés entre 0 et 2 m de profondeur régulièrement espacés. La Figure 148 montre l'évolution du déplacement en fonction de la pression appliquée sur les parois de la saignée. La saignée s'est ouverte de 3 mm dans le premier mètre tandis, qu'elle s'est peu déformée entre 1 et 2 m. Plusieurs explications sont possibles :

- une fissuration importante à proximité du mur de la galerie qui se referme lors de chargement ;
- un chargement différentiel dû au vérin appliquant une pression plus importante près de la galerie.

De plus, d'après cette figure, la profondeur séparant ces deux parties évolue en fonction de la pression et s'étend jusqu'à 1 m de profondeur à 1,98 MPa. Cette dernière remarque suppose que la variation de déplacement est linéaire entre les capteurs utilisés (inclinomètres). Ces résultats confirment bien ceux obtenus en termes de vitesse, d'atténuation et de densité des fissures.

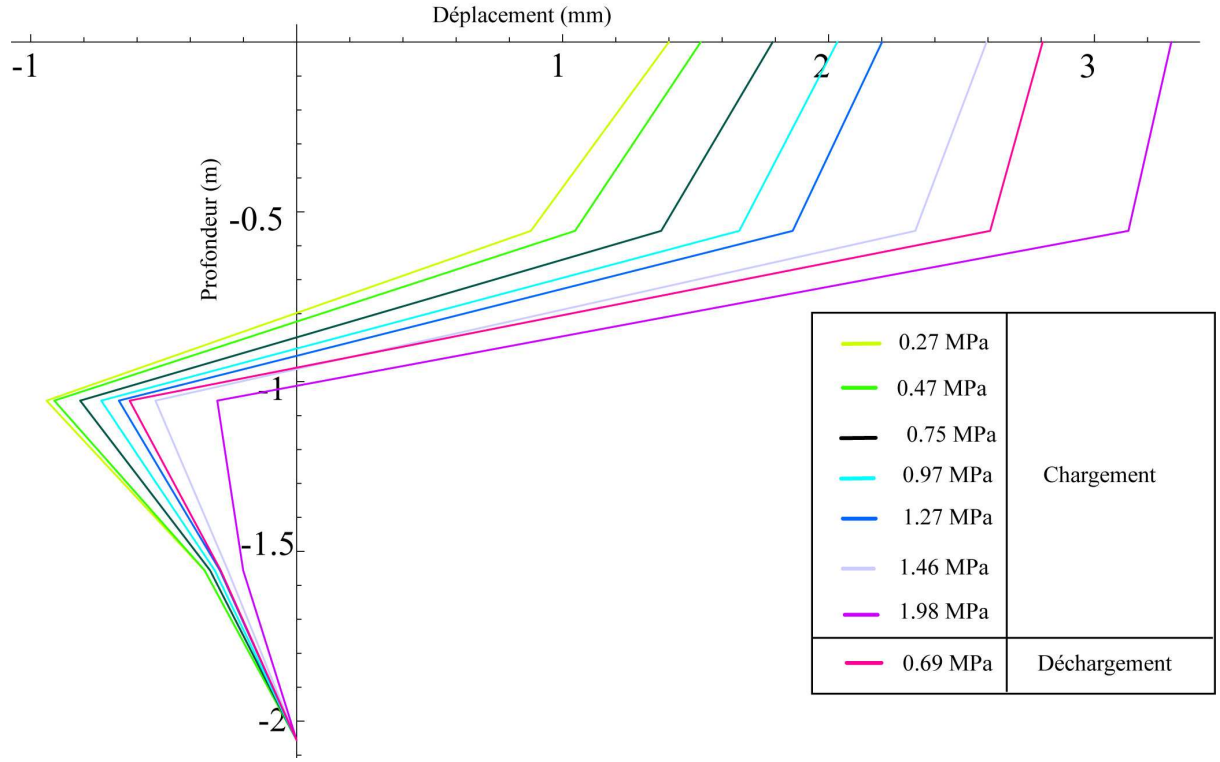


Figure 148 : Déplacement du milieu rocheux en fonction de la profondeur lors de la remise en pression des parois de la saignée.

Les mesures de déplacement du milieu rocheux sont utilisées pour estimer la variation de raideur spécifique normale aux fissures développées au parement de la saignée. L'évolution de ce dernier en fonction de la pression appliquée est présentée à différentes profondeurs (Figure 149). La Figure 149 montre que les raideurs spécifiques (K) augmentent lors du chargement et diminuent durant le déchargement. Le sens négatif signifie le retrait ou le relâchement du milieu rocheux, tandis que le sens positif signifie la compaction ou le raccourcissement du milieu rocheux. L'augmentation positive de la raideur spécifique signifie que l'aire de contact entre les deux surfaces de fissure augmente pendant que le volume de vide existant dans le milieu rocheux diminue. Par contre, l'augmentation négative correspond à une augmentation des dimensions des fissures.

Les courbes montrent aussi que la remise en pression s'est concentrée sur la zone s'étendant entre 0,8 m et 1,5 m de profondeur. Ceci signifie l'augmentation de la raideur spécifique positive dans cette zone et négative dans la zone s'étendant entre le mur de la galerie et 0,8 m de profondeur. Ceci nous permet de définir l'existence de deux zones :

- une zone de relâchement (entre 0 et 1 m de profondeur) ;
- une zone de raccourcissement (entre 1 m et 1,5 m de profondeur) ;

De plus, la valeur de raideur spécifique dans la zone de raccourcissement est dix fois supérieure à celle de la zone de relâchement. Ceci montre que la fermeture de l'ensemble des fissures dans la zone de raccourcissement est très importante par rapport à l'effet du développement des fissures dans la zone de relâchement. Ces résultats se corrèlent bien avec les variations de vitesse, d'atténuation et du degré de fissuration.

En ce qui concerne le déchargement, la raideur spécifique diminue ou augmente suivant la position du capteur de mesure. Une diminution de la raideur normale implique une fermeture des fissures tandis que, l'augmentation de la raideur explique le développement ou l'ouverture des fissures. Les raideurs spécifiques reprennent leurs valeurs durant le rechargement dans la zone de raccourcissement. Tandis que dans la zone de relâchement existe une forte différence de raideur spécifique durant le cycle de rechargement-déchargement. Cette différence peut s'expliquer par l'endommagement de cette zone lors du cycle. Nous pouvons étayer cette hypothèse par la forte différence de vitesse de propagation des ondes à la même pression de rechargement et de déchargement (par exemple à 0,97 MPa, voir figure 53).

En liant ces résultats avec ceux de Pyrak-Nolte, (1996) représentés par la Figure 122**, nous pouvons estimer une forte diminution de la perméabilité dans la zone de raccourcissement. Ceci implique une impossibilité de la connexion entre la zone endommagée par l'excavation de la galerie et celle développée sous le fond de la saignée. De plus, la variation du temps d'arrivée est étroitement liée à la taille de l'ouverture des fissures (voir l'équation 49) qui se traduit par la raideur spécifique.**

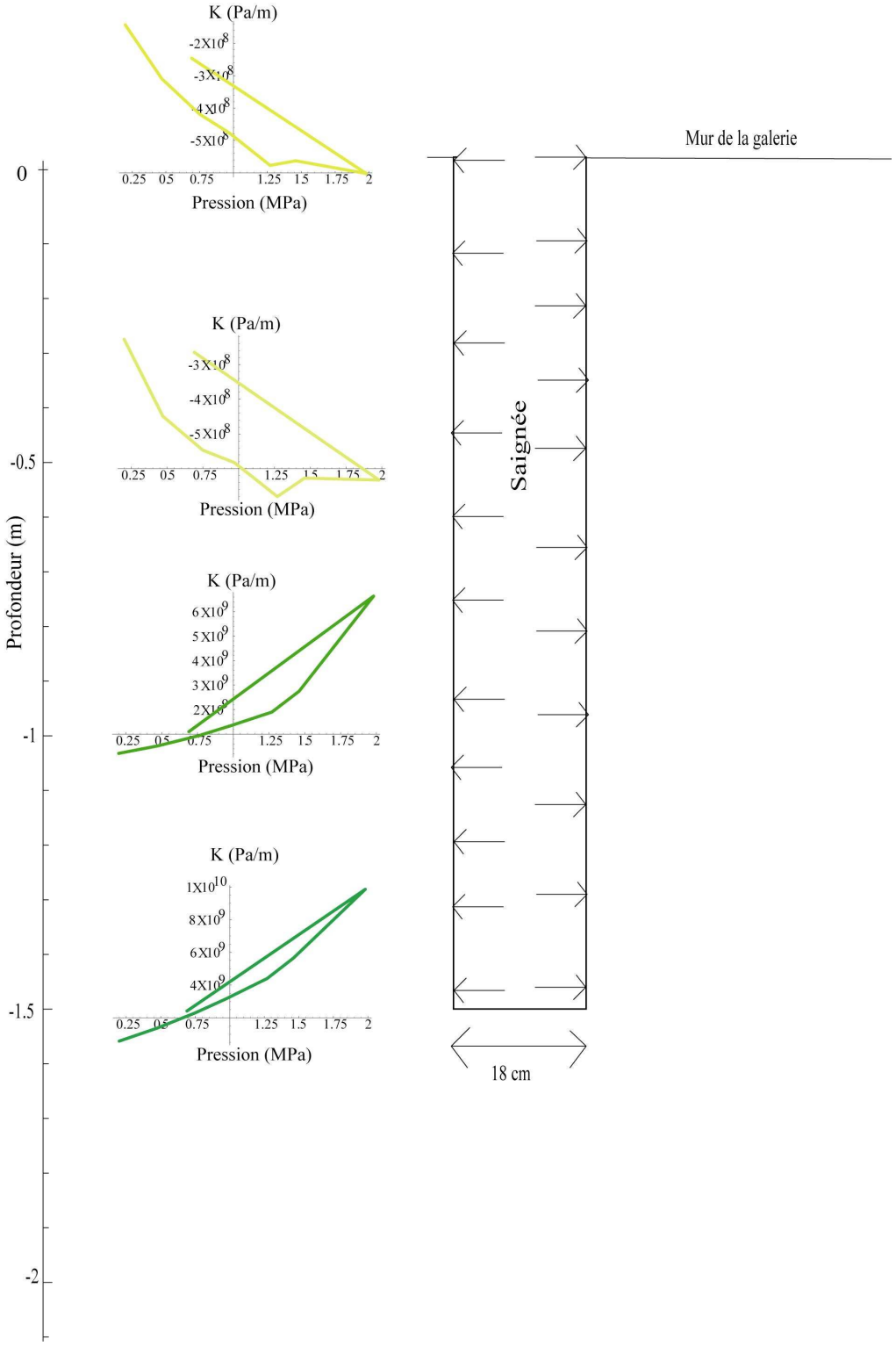


Figure 149 : Raideurs spécifiques normales aux fissures (*K* en m/s), développées au parement de la saignée, en fonction de la pression et pour différents niveaux de profondeur.

5.8 Conclusion

L'objectif principal de ce chapitre était d'estimer l'évolution de la densité de fissures aux deux échelles en laboratoire et in situ. L'étude de l'influence des fissures sur la propagation des ondes ou bien la détermination des caractéristiques des fissures par l'utilisation des éléments d'un train d'ondes est basée sur deux approches utilisées depuis les années 80. La première consiste à

calculer les modules élastiques effectifs et la deuxième consiste à représenter les fissures comme la discontinuité de déplacement et la continuité de la contrainte. La première approche a été développée par Hudson, (1981), pour déterminer la densité de fissures par la mesure des vitesses de propagation des ondes P et S dans des milieux secs et saturés.

Ce modèle a été appliqué pour déterminer la densité de fissures développée dans le plan de la tomographie et en fonction de la contrainte uniaxiale. Cette application a permis de mettre en évidence les fissures développées dans le plan et corrélées avec les fissures macroscopiques.

L'évolution de la densité de fissures dans la zone endommagée autour d'une excavation a été traitée durant les trois stades de l'expérimentation « EDZ cut-Off ». les résultats montrent que :

- l'EDZ due à l'excavation de la galerie se caractérise par une forte densité de fissures à proximité du mur de la galerie. Les fissures semblent s'orienter préférentiellement entre 0° et 30° d'incidence.
- L'EDZ due à l'excavation de la saignée et se trouvant sous son fond se caractérise par une forte densité de fissures prenant une direction comprise entre 0° et 30°.
- L'EDZ due au cycle de rechargement-déchargement des parois de la saignée se caractérise par une diminution de la densité de fissure au parement de la saignée et au-delà de 0,47 MPa une augmentation de densité des fissures sous le fond de la saignée. La densité des fissures dépend énormément de l'orientation des fissures développées lors de l'excavation. De plus, nous avons estimé que les fissures, développés sous le fond de la saignée, prennent une direction variant entre 30° et 50°

Le nombre de cellules constituant la grille a une influence sur la précision de la redistribution de la densité de fissure. Tandis que, l'augmentation du nombre de cellule diminue la robustesse du calcul puisque la densité des rais par cellule diminue.

L'exploitation des données géotechniques (déplacement du milieu rocheux) durant le cycle de la pression a pu mettre en relief l'évolution de l'EDZ au parement de la saignée. Ces données ont été utilisées pour calculer la raideur spécifique normale aux fissures développées au parement de la saignée. Cette étude montre que la remise en pression n'est pas uniforme sur les parois de la saignée. Un fort contact existe entre le vérin hydraulique et les parois de saignée au-delà de 1 m de profondeur. Cette différence de contact a montré deux zones distinctes :

- une en relâchement (entre 0 et 1 m de profondeur) ;
- une en raccourcissement (entre 1 m et le fond de la saignée).

La raideur spécifique augmente positivement dans la zone de raccourcissement, ce qui signifie une fermeture des fissures existante au parement de la saignée. Tandis que, la raideur spécifique diminue dans la zone de relâchement, ceci montre un développement des fissures dans cette zone. De plus, un endommagement est créé dans la zone de relâchement durant le cycle de chargement. Cet endommagement a été mis en évidence pour les deux paramètres calculés (densité de fissures et raideurs spécifiques) pour une même pression mais avec deux cas différents (rechargement, déchargement).

Enfin la remise en pression des parois de la saignée a pu empêcher (partiellement) la connexion entre l'EDZ due à l'excavation de la galerie et celui crée sous le fond de la saignée.

6 Conclusions et recommandations

6.1 Conclusions

Cette thèse a pour objectif d'utiliser des méthodes ultrasonores pour déterminer et suivre l'évolution de l'étendue de la zone endommagée autour d'une excavation souterraine. On a tenté en particulier de mettre en évidence la densité et l'orientation des fissures induites ou existantes. Différents essais en laboratoire et in situ ont été réalisés sur les argilites de l'Est (Meuse /Haute Marne –France) et celles de Mont Terri (Suisse). Celles-ci ont été choisies car elles présentent un milieux rocheux apte au stockage de déchets radioactifs. Ces essais consistaient à étudier l'évolution des caractéristiques d'un train d'onde en fonction de l'endommagement.

La présente recherche a clairement confirmé la grande sensibilité de la propagation ultrasonique par rapport à l'*endommagement*. Elle a mis en évidence une chute de la vitesse de propagation d'onde d'une part et une augmentation de l'atténuation d'autre part.

Cette recherche a commencé par une analyse extensive et critique des différents paramètres envisageables pour le traitement du signal ultrasonique. Elle a conduit à choisir deux éléments principaux : la vitesse, l'atténuation et la variation fréquentielle des ondes. La vitesse est apparue moins sensible à l'endommagement que l'atténuation.

On a mis en évidence une diminution de la vitesse de propagation des ondes mesurées au laboratoire lors du chargement uniaxial. Cette diminution de la vitesse est liée à l'ouverture des fissures induites par la contrainte uniaxiale. Cette étude a mis en évidence le rôle que peut jouer la pression de confinement vis-à-vis de la variation de la quantité de vitesse durant les différentes phases mécaniques. L'atténuation aussi a montré sa sensibilité pour le suivi de l'endommagement.

Une expérimentation innovante « *EDZ Cut-Off* » supervisée par l'ANDRA a été menée dans une galerie du laboratoire souterrain du Mont Terri. Cette expérimentation a permis d'étudier la possibilité de court-circuiter l'endommagement dû à l'excavation d'une galerie. Ce court-circuit a été réalisé par excavation d'une saignée sous le mur de la galerie et l'étude de l'influence du confinement de cette saignée sur l'endommagement de la roche. Une mesure de l'étendue de la zone endommagée sous le mur de la galerie, une étude de l'influence de l'excavation d'une saignée dans l'EDZ et la remise en pression des parois de la saignée en utilisant un vérin de type hydraulique ont été réalisés pendant cette expérimentation.

La mesure de l'extension de l'EDZ due à l'excavation de la galerie est réalisée par mesure tomographique entre deux sondes. L'inversion tomographique a mis en évidence une zone de faible vitesse s'étendant jusqu'à une profondeur supérieure à 0,8 m du mur de la galerie. Le suivi de l'évolution de l'EDZ due à l'excavation de la saignée sous le mur de la galerie est faite par la mesure de la propagation des ondes en fonction de différentes étapes de l'excavation. L'étude a montré que l'épaisseur de la saignée ne change pas la forme de l'EDZ qui s'étend à 0,3 m du fond de la saignée. La surveillance de l'influence de la remise en pression des parois de la saignée a prouvé une bonne amélioration de la propagation des ondes au parement de la saignée. Par contre, cette étude a montré aussi l'étendue et une aggravation de la zone endommagée se trouvant sous le fond de la saignée à une pression supérieure à 0,47 MPa. Ces résultats ont été, à chaque étape, comparés à ceux de la modélisation numérique et corrélés avec la géologie du milieu rocheux. La comparaison a révélé que les ordres de grandeur de l'EDZ sont différents.

De même la mesure de l'atténuation des ondes a mis en évidence les résultats prouvés par la mesure de la vitesse mais avec des ordres de grandeurs différents. Cette étude comportait l'analyse de plusieurs paramètres : énergie, amplitude maximale, temps de montée et rapport du spectre. Ces différents paramètres ont confirmé que la zone se trouvant à la base de la saignée a été endommagée lors de l'avancement et de la remise en pression des parois de cette saignée. De plus, nous avons pu montrer que l'exploitation du temps de montée pour caractériser la zone endommagée est délicate et dépend de la qualité des données. L'étude a montré que l'analyse de la variation de l'amplitude maximale (dans le domaine temporel ou fréquentiel), permet simplement de suivre l'évolution de l'étendue de la zone endommagée.

L'analyse de la fréquence des signaux a permis de quantifier une perte du contenu haute fréquence des signaux. Cette variation est probablement liée à la variation des dimensions des fractures et ce qui n'a pas été vérifié dans le cadre de cette thèse. De plus, l'exploitation des émissions acoustiques nous a permis de calculer le coefficient *b* qui est lié à l'endommagement. Le calcul a montré que *b* diminue lorsque la pression augmente. Ces deux éléments qui sont sensibles aux perturbations mécaniques nécessitent une étude plus approfondie pour les relier d'une façon directe à la position et au dimensionnement des fissures développées au cours de l'excavation.

Enfin, notre connaissance (positionnement possible de la zone fracturée ou endommagée) d'une part et l'application de la théorie de Hudson (1981) d'autre part, ont permis d'estimer la quantité de fissures et leur orientation. Cette démarche a montré que le développement des fissures sous le mur de la galerie se dirige suivant une direction variant entre 0 et 20°. Les fissures développées sous le fond de la saignée forment avec l'axe horizontal un angle compris entre 0° et 30°. Et enfin, le reconfinement de la saignée a développé des fissures orientées entre 20° et 50°. Cette étude a contribué dans la compréhension des relations liant la vitesse de propagation avec la densité de fissuration. Ce modèle n'a pas pu mettre en évidence la taille ni l'extension des fissures, mais a localisé l'étendue de la zone de forte densité de fissuration apparente. Cette approche a pour avantage:

- une plus grande sensibilité à l'endommagement que pour l'étude directe de la vitesse de propagation ;
- la capacité à étudier l'orientation des fissures induite par la géométrie de l'excavation et du nouveau champ de contrainte.

Cependant plusieurs points pourront être pris en compte :

- l'hétérogénéité d'orientation et la connexion des fissures ;
- l'anisotropie du milieu non fracturé ou fissuré ;
- la variation de la saturation.

La présente thèse a apporté aussi des nouveaux éléments « outils informatiques », développés sur Mathematica, permettant de traiter automatiquement les données mesurées (signaux) et d'afficher les résultats sous forme des courbes ou bien sous forme de cartographies. En outre, cette recherche a permis de mettre au point une première expérimentation et une méthodologie d'interprétation.

6.2 Perspectives et recommandations

La recherche devrait se poursuivre pour confirmer et améliorer les résultats obtenus en laboratoire et in situ. Pour ces études plusieurs axes pourraient être suivis :

- Etudier le rôle de la saturation sur la propagation des ondes. Puisque dans nos études, la roche est supposée dessaturée.
- Suivre la variation des caractéristiques d'un train d'onde traversant une fracture artificielle dans un bloc d'argilite. Cette étude permettrait d'estimer, en fonction de l'ouverture des fissures, la variation de la quantité mesurée (vitesse et atténuation) et finalement remonter indirectement à la perméabilité du milieu in situ..
- Prendre en compte l'anisotropie de la vitesse. Cette anisotropie varie en fonction des étapes de l'expérimentation (contrainte pour les essais au laboratoire, l'avancement de la saignée et la pression appliquée pour l'expérimentation « *EDZ Cut-Off* ».
- Prendre en compte le poids de chaque rai traversant chaque cellule de la grille dans le calcul. Puisque, dans le calcul, le poids de rais est supposé uniforme.
- Réaliser d'autres essais au laboratoire permettant d'étudier l'influence du chemin de contrainte sur la propagation des ondes et décrire les relations liant ces deux paramètres.

D'autres points ou recommandations pour mener de prochaines expérimentations peuvent être pris en compte comme :

- Augmenter le nombre de capteurs utilisés surtout dans la partie se trouvant dans l'EDZ pour bien caractériser cette zone et augmenter la quantité d'informations ;
- Mesurer la vitesse quelques jours après le dernier palier de chargement, ce qui nous permettrait d'étudier la durabilité de l'amélioration au parement de la saignée ;
- Mesurer la vitesse de propagation des ondes S qui est, d'après plusieurs références bibliographiques, plus sensible à l'endommagement que celle de l'onde P. Cette vitesse et celle de l'onde P, nous permettent de bien déterminer les modules élastiques dynamiques d'une part et la densité des fissures et leur orientation, d'autre part.

Enfin, les outils de traitement mis au point dans le cadre de la présente thèse peuvent être appliqués à d'autres situations, toujours dans l'optique du suivi de l'endommagement. Citons, par exemple, l'étude de l'influence de température sur les matériaux (roches, béton, bitume), l'influence de l'eau salée sur le béton armé, la surveillance de la stabilité des pentes, la surveillance des ouvrages d'art etc..

7 Références bibliographiques

Amitrano D., (2003). Brittle-ductile transition and associated seismicity : Experimental and numerical studies and relationship with the *b* value. J. Geophys. Res., Vol. 108, No. B1, pp. 2044-2058.

Amitrano D., Grasso J.R. and Senfaute G. (2005)- Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena - Geophysical Research Letters, Vol. 32, No. 8, L08314.

Attewel, P.B. (1970). Triaxial anisotropy of wave velocity and elastic moduli in slate and their concordance with fabric and tectonic symmetry. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., Vol. 7, pp. 193-207.

Aublivé-Conil N. (2003). Modélisation du comportement mécanique des argiles raides avec prise en compte de l'endommagement : application aux argilites de l'Est. Thèse de doctorat, Université de Cergy-Pontoise, 250 p.

Audigane P. (2000). Caractérisation micro-sismiques des massifs rocheux fracturés. Modélisation thermo-hydraulique. Application au concept géothermique de Sollth. Thèse de doctorat en « Géosciences », Inpl, France, 213 p.

Ayling, Mark R., Philip, G. Meredith, Stanley A.F.Murrell. (1995). Microcracking during triaxial deformation of porous rocks monitored by changes in rock physical properties, I. Elastic-wave propagation measurements on dry rocks, Tectonophysics 245, pp. 205-221.

Balland C. (2003). Expérimentation EZ-A au Mont Terri ; Etude de faisabilité d'un dispositif de mesure géophysique permettant de caractériser l'endommagement induit par le creusement d'une saignée et pendant l'application d'une pression à l'intérieur ; Note technique INERIS-DRS-03-49523/RN01, Andra D NT 1INE-03.008/A.

Balland C. (2003). Ultrasonic survey measurements of argillaceous material in controlled laboratory experiments. Rapport Ineris DRS-03-27799/RN01.

Balland C. and Damaj J. (2004). Ultrasonic survey meausrements of argillaceous material during a controlled laboratory experiment. Rapport Ineris DRS-04-27799/RN02.

Balland C., Renaud V., Damaj J., Pettitt W. (2005). Velocity field simulation and velocity survey design around the Meuse/Haute-Marne shaft excavation - 2nd International Meeting on Clays in Natural & Engineered Barriers for Radioactive Waste Confinement, March 14-18, 2005 Tours, France.

Bandis S. C., Luden A. C. and Barton N. R. (1983). Fundamentals of rock joint deformation. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr., Vol. 20, No. 6, pp. 249-268.

Bishop I. and Styles P. (1990). Seismic tomographic imaging of a buried concrete target. Geophysical Prospecting, Vol. 38, pp. 169-188.

Blair, D.P., Spathis, A.T. (1982). Attenuation of explosion-generated pulse in rock masses, J. Geophys. Res. Vol. 87, No. No. B5, pp. 3885-3892.

Bossart P., Meier P.M., Moeri A. (2001). Geological and hydraulic characterisation of the excavation disturbed zone in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory, Engineering Geology, Vol. 66, pp. 19-38.

Bossart P., Peter M. Meier, Andreas M., Thomas T., Juan-Carlos M. (2002). Geological and hydraulic characterisation of the excavation disturbed zone in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory, Engineering Geology, Vol. 66, pp. 19-38.

Bourbié T., Coussy O. and Zinszner B. (1986). Acoustique des milieux poreux. Editions Technip.

Bourbié T., Zinszner B. (1985). Hydraulic and acoustic properties as a function of porosity in Fontaineblea sandstone. J. Geophy. Res. Vol. 90, pp. 11524 – 11532.

Chiarelli A.S. (2000). Etude expérimentale et modélisation du comportement mécanique des argilites de l'Est – influence de la profondeur et de la teneur en eau. Thèse de l'Université des Sciences et Techniques de Lille, 334 p.

Clader P. N., Archibald J. F., Madsen D., Bullock K. (1990). High frequency precursor analysis prior to rockburst. Rockburst and seismicity in mines, Fairhurst.

Clark, V.A., Tittmann, B.R., Spencer, T.W. (1980). Effect of volatiles on attenuation and velocity in sedimentary rocks, J. Geophys. Res. Vol. 85, No. B10, pp. 5190-5198.

Cook, N. G. W. (1992). Natural joints in rock: Mechanical, hydraulic, and seismic behaviour and properties under normal stress. Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr. Vol. 29, pp. 198-223.

Côte Ph. (1988). Tomographies sismiques en génie civil. Thèse à Université Joseph Fourier, Grenoble, 269 p.

Côte, Ph., Lagabrielle, R. (1986). Tomographie sismique comme méthode de reconnaissance détaillée du sous-sol exemple d'application au contrôle des injections, Revue Française de Géotechnique, Vol. 36, pp. 47-53.

Couvreur J. F. (1997). Propagation d'ondes ultrasoniques dans les roches sédimentaires – études de l'endommagement par traitement des signaux. Thèse de doctorat de l'Université catholique de Louvain, 234 p.

Cuxac P. (1991). propagation et atténuation des ondes ultrasoniques dans des roches fissurées et anisotropes. Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, 176 p.

Damaj J. (2001)., Analyse tomographique avec Mathematica, *Projet de fin d'étude,* INERIS/ Laego- Ecole des Mines de Nancy, .

Damaj J. (2002)., Techniques d'auscultation microsismique d'ouvrages miniers abandonnés, *DEA (PAE3S)*, INPL- Laego.

Damaj J. (2004). Auscultation et surveillance de perturbations hydromécaniques d'ouvrages souterrains par la mesure et l'analyse de la propagation des ondes dans les roches – parameters influençant la propagation des ondes- Etude bibliographique, Rapport INERIS DRS –04-61053/RN01.

Damaj J., Balland C. (2004). EZ-A Experiment: velocity survey around a cross-cut slot. Report INERIS DRS-04-51272/RN01.

Damaj J., Balland C., Verdel T., Amitrano D., Homand F. (2004). Auscultation et surveillance des perturbations hydromécaniques d'ouvrages souterrains par la mesure et l'analyse de la propagation d'ondes dans les roches - Proceedings of the International Conference on Geotechnical Engineering. Beyrouth, 19-22 mai, pp.791-798.

Damaj J., Balland C., Verdel T., Wassermann J., Pettitt W. (2004). Ultrasonic measurements during uniaxial and triaxial experiments on Meuse/Haute-Marne clay - Euro-conference, Potsdam-Germany, 19-23 september.

Denis, A., Panet, M., Tourenq, C. (1979). L'identification des roches par l'indice de continuité. In J. Huder and B. Gilg, editors, 4th ISRM Int. Congress on Rock Mech. 95-98, Montreux, Balkema.

Domenico, S. N. (1976). Effect of brine-gas mixture on velocity in a unconsolidated sand reservoir. Geophys. Vol. 41, pp. 882-894.

ESG Canada. (2000). Hyperion Software User's Guide-Ver. Vol. 7.0, pp. 1992-2000.

Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., Gregorey, A. R. (1974). Formation velocity and density. The diagnostic basis for stratigraphic traps, geophys., Vol. 39, pp. 770-780.

Gautier, V. (1991). Imagerie sismique 2D et 3D application aux ouvrages d'art. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie.

Gilbert P. (1972). Iterative methods for the three dimensional reconstruction of an object from projections. Joun. Theor. Biol. Vol. 36, pp. 105-117.

Gladwin, M.T., Stacey, F.D. (1974). Anelastic degradation of acoustic pulses in rock, Physics of the earth and planetary interiors, Vol. 8, pp. 332-336.

Gordon R., Bender R. and Herman G.T., (1970). Algebraic reconstruction techniques (ART) for three dimensional electron, microscopy and X-Ray photography, J. Theor. Biol. Vol. 29, pp. 471-481.

Gordon, R. B., Davis, L. A. (1968). Velocity and attenuation of seismic waves in imperfectly elastic rock, J. Geophy. Res., Vol. 73, pp. 3917-3935.

Gregorey, A. R. (1976). Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks. Geophys. Vol. 41, pp. 895-921.

Gu B., Nihei K. T., Meyer L. R. and Pyrak-Nolte L. J. (1996). Interface waves along a fracture. J. Geophysical Research, Vol. 101, No. 1, 827.

Guéguen, Y., Placiauskas, V. (1992). Introduction à la physique des roches, Hermann.

Gutenberg B. and Richter C. (1954). Seismicity of the earth and associated phenomena, 2nd edn. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.

Guyader, J. Denis, A. (1986). Propagation des ondes dans les roches anisotropes sous contrainte-Evaluation de la qualité des schistes ardoisiers. Bull. Ass. Internat. Géol. Ing., Vol. 33, pp. 49-55.

Han D., Nur A., Morgan D. (1986). Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. Geophysics, Vol. 51, No. 11, pp. 2093-2107.

Hildyard M. W. (2002). Modelling wave propagation through multiple rock fractures, Proc. 5th International Workshop on the Application of Geophysics in Rock Engineering, Toronto, Canada, pp. 26-38.

Hildyard, M. W. (2001). Wave Interaction with underground openings in fractured rock. Ph.D. thesis, University of Liverpool, Canada, 250 p.

Homand, F. (1997). Caractérisation de l'endommagement sous différents chemins de contrainte. Rapport Final Andra BRP 0ENG 97-031/A.

Hopkins, D. L., Cook N. G. W. and Myer L. R. (1987). Fracture stiffness and aperture as a function of applied stress and contact geometry, Rock Mechanics: Proceedings of the 28th U.S. Symposium, pp. 673-680.

Hudson, J. A. (1981). Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 64, pp. 130-150.

Ivansson S. (1985). A studey of methods for tomographic velocity estimation in the presence of low-velocity zones, Geophysics, Vol. 50, No. 6, pp. 969-988.

Johnston, D. L., Toksöz, M. N., Timur, A. (1979). Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, II. Mechanisms, Geophys., Vol. 44, pp. 691-712.

Johnston, D.H., Toksöz, M.N. (1980). Ultrasonic P and S wave attenuation in dry and saturated rocks under pressure. J. Geophys. Res. Vol. 85, No. B2, pp. 625-936.

Jones, T., Nur, A. (1983). Velocity and attenuation in sandstone at elevated temperatures and pressures, Geophy. Res. Lett., Vol. 10, pp.140-143.

Julian, B.R. and Gubbins, D. (1977). Three dimensional seismic ray tracing, J. Geophys. Vol. 43, pp. 95-114.

Kahraman, S. (2001). The effects of fracture roughness on P-wave velocity, Engineering Geology, Vol. 63, pp. 347-350.

Kajartansson, E. (1979). Constant Q-wave propagation and attenuation. J. Geophys. Res., Vol. 84, No. B9, pp. 4737-4748.

Kazmierczak J.B. (2003). Etude du dimensionnement de l'expérimentation EDZ Cut-Off au Mont-Terri, Phase 1: Modélisation du creusement de la galerie d'essai, Rapport Andra D NT 1INE 03-004/A.

Kazmierczak J.B. (2003). Etude du dimensionnement de l'expérimentation EDZ Cut-Off au Mont-Terri, Phase 2: Dimensionnement des essais- Géométrie de la saignée et dispositif de mise en pression, Rapport Andra D NT 1INE 03-007/A.

Kenneth, W., Winkler and William, F., MurphyIII. (1995). Acoustic velocity and attenuation in porous rocks, American Geophysical Union, pp. 20-34.

Kern, H., Popp, T., Gorbatsevich, F., Zharikov, A., Lobanov, K.V., Smirnov, Yu.P. (2001). Pressure and temperature dependence of Vp and Vs in rocks from the superdeep well and from surface analogues at Kola and the nature of velocity anisotropy, Tectonophysics, Vol. 338, pp. 113-134.

Kharrat Y. Rhazi J. Ballivy G. Côte Ph. (1995). Auscultation des structures hydrauliques en béton par tomographie sonique, Revue canadienne de génie civil, Vol. 22, No. 6, pp. 1072-7083.

Kitsuneezaki C. (1983). Behavior of plane waves across a plane crack. J. Mining Coll. Akita Univ., series A , Vol. 6, No. 3, pp. 173-187.

Klimis N. (1988). Etude en laboratoire de l'atténuation des ondes longitudinales Application à la caractérisation géotechnique des roches, Rapport LCPC.

Klimis N., Massieu E., Durville J.L. (1989). Atténuation des ondes ultrasonores dans les roches. Bull. Liaison labo. P. et Ch., Vol. 161, pp. 7-16.

Kowallis, B.J., Jones, L.E.A., Wang, H.F. (1983). Velocity-porosity clay content systematics of poorly-consolidated sandstones, AGU meeting, San Francisco, Dec. 1983.

Kuster, G. T., & Toksoz, M. N. (1974). Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: part I. Theoretical formulation. Geophysics. Vol. 39, pp. 587-606.

Lockner D. A., Walsh J. B. and Byrelee J.D. (1977). Changes in seismic velocity and attenuation during deformation of granite. J. Geophys. Res., Vol. 82(33) pp. 5374 – 5378.

Lockner D.A., Walsh J.B., Byerlee J.D. (1977). Changes in seismic velocity and attenuation during deformations of granite, J. Geophys. Res. 82-33 (1977), pp. 5374-5378.

Maxwell S. (1993). Seismic P-wave velocity imaging in underground mines : observations on the relationship between velocity structurband mining-induced seismicity. Thesis, Queen's University, 167 p.

Maxwell S.C., Young R.P., Read R.S. (1997). A micro-velocity tool to assess the excavation damaged zone, Int. J. Rock. Min. Sci. Vol. 35, No. 2, pp. 235-247.

McGaughey W.J. (1990). Comparaison of Art, SIRT, Least-squares and SVD Two-Dimensional tomographic inversions of fieled data", Vol. 1, pp. 74-77.

Morris, R. L., Grine, D. R. & Arkfeld, T. E. (1964). Using compressional and shear acoustic amplitudes for location of fractures. J. Petroleum Technology, Vol.16, pp. 623-632.

Murphy W. F. III. (1982). Effects of partial water saturation on attenuation in sandstones. J. Acoust. Soc. Am., Vol. 71, pp.1458 – 1468.

Murphy, W.F. (1982). Effects of partial water saturation on attenuation in Massilon sandstone and Vycor porous glass, J. Acoust. Soc. Am., Vol. 71, pp. 1458-1468.

Nafe, H.E., Dracke, C.L. (1963). Physical properties of marine sediments, in : the sea, vol. 3, pp.794-815, Interscience, 1963. Academic Press, New York.

Nihei, K. T. (1992). Micromechanics of seismic wave propagation in granular rocks. Ph.D. thesis, University of California. Berkeley.

Niitsuma H., Chubachi N., Takanohashi M. (1987). Acoustic analyses of a geothermal reservoir and its application to reservoir control. Geothermics, Vol. 16, pp. 47-60.

Nur A. And Murphy W. (1981). Wave velocities and attenuation in porous media with fluids. In Brulin and Hsieh, editors, 4th int. conf. On continuum models of discrete systems. pp. 311 – 327, Stockholm.

Nur A. and Simmons G. (1969). Stress-induced velocity anisotropy in rock : an experimental study. J. Geophys. Res., Vol. 74, No. 27, pp. 6667 – 6674.

Nur A. Walls J. D., Winkler K., De Vilbis J. (1980). Effects of fluid saturation on waves in porous rock and relations to hydraulic permeability, SPE Journal, pp. 450 – 458.

Nur, A. (1980). Seismic velocities in low porosity rocks. In : Sources mechanism and earthquake prediction, Ed. CNRS, Paris, 1980.

Nur, A., Murphy, W. (1981). Wave velocities and attenuation in porous media with fluids, Proc. Of 4th Int. Conf. On Continum models of discrete systems, Stockholm, pp. 311-327.

Nur, A., Walls, J.D., Winkler, K., De Vilbiss, J. (1980). Effects of fluid saturation on waves in porous rock and relations to hydraulic permeability, SPE Journal, pp. 450-458.

Nussbaum C., Graf A., Badertscher N. and Bossart P. (2004). EDZ cut-off (EZ-A) Experiment: Structural and geological mapping of the EZ-A niche including mapping of reconnaissance boreholes, floor slot and EDZ around the Gallery 98 (EH section). Mont TerriProject, TN 2004-09.

O'Connel, R. J. and Budiansky, B. (1977). Viscoelastic properties of fluid-satured cracked solides. J. Geophys. Res. Vol. 82, pp. 5719-5735.

O'Connell, R.J., Budiansky, B. (1974). Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, J. Geophys. Res., Vol. 79, pp. 5412-5426.

Pandit, B.I., King, M.S. (1979). The variation of elastic wave velocities and quality factor of a sandstone with moisture content, Can. J. Earth Sciences, Vol. 16, No. 12, pp. 2187-2195.

Peacock S. McCann C. Sothcott J. and Astin T.R. (1994). Seismic velocities in fractured rocks: an experimental verification of Hudson's theory. Geophysical Prospecting, Vol. 42, pp. 27-80.

Pyrak-Nolte L. J. (1990). Anisotropy in seismic velocities and amplitudes from multiple parallel fractures, Journal Of Geophysical Resarch. Vol. 95, No. B7, pp. 11345-11358.

Pyrak-Nolte, L. J. (1996). The seismic response of fractures and the interrelations among fracture properties. Int. J. Rock Mech. and Min. Sci. & Geomech. Vol. 33, No. 8, pp. 787-802.

Pyrak-Nolte, L. J., and Cook N. G. W. (1987). Elastic interface waves along a fracture, Geophys. Res. Lett., Vol. 14, No. 11, pp. 1107-1110.

Pyrak-Nolte, L. J., and Nolte, D. D., (1992) Frequency dependence of fracture stiffness, Geophys. Res. Lett. Vol. 3, No. 19, pp. 325-328.

Pyrak-Nolte, L. J., Myer, L. R., & Cook, N. G. W. (1990) Transmission of seismic waves across single natural fractures. J. Geophys. Res., Vol. 95, pp. 8617-8638.

Ramana Y. V. and Venkatanarayana B. (1973). Laboratory studies on Kolar rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., Vol 10, pp. 465 – 489.

Rathore, J. S., Fjaer, E., Holt, R.M. & Renlie, L. (1994). P- and S-wave anisotropy of a synthetic sandstone with controlled crack geometry. Geophys. Propecting, Vol. 43, pp. 711-728.

Raymer, L.L., Hunt, E.R., Gardner, J.S. (1980). An improved sonic transit time-to-porosity transform. In 21st Annual Logging Symp., pp. 1-13. Society of professional Well Log Analysis.

Rinehart J. S., Fortin J. P. and Burgin L. (1961). Propagation velocity of longitudinal waves in rock. Effect of state of stress, stress level of the wave, water content, porosity, temperature, stratification and texture. In Proc. 4th Symp. on Rock Mech., Pennsylvania, pp. 119 – 135.

Saetta V. (2004). Micro-seismicity and hydromechanics of fractured rock masses: Experiments and numerical simulations. Ph.D. Thesis, Politecnico di Torino-Inpl, 331 p.

Sano O., Kudo Y. and Mizuta Y. (1992). Experimental determination of elastic constants of Oshima granite, Barre granite and Chelmsford granite. Journal of Geophysical Research, Vol. 97, pp. 3367-3379.

Sato T., Kikuchi T., Sugihara K. (2000). In-situ experiments on an excavation disturbed zone induced by mechanical excavation in Neogene sedimentary rock at Tono mine, central Japan, Engineering Geology Vol. 56, pp. 97-108.

Schoenberg, M. (1980). Elastic wave behavior across linear slip interfaces. J. Acoust. Soc. Am. Vol. 69, No. 5, pp. 1516-1521.

Schubnel A. Nihizawa O., Masuda K. Lei X. J., Xue Z. and Gueguen y. (2003). Velocity measurements and crack density determination during wet triaxail experiments on Oshima and Toki granites. Pure appl. Geophys. Vol. 160, pp. 869 – 887.

Schuster K., Alheid H.-J., Böddener D. (2001). Seismic investigation of the excavation damaged zone in Opalinus Clay, Engineering Geology. Vol. 61, pp. 189-197.

Sears F.M., Bonner B.P. (1981). Ultrasonic attenuation measurement by spectral ratios utilizing signal-processing techniques. IEEE Trans. Geoscience & Remote Sensing, Vol. 19, No. 2, pp. 95-99.

Senfaute G., Abdul-Wahed M., Piguet J.P., Josien J.P. (2000). Technique d'écoute microsismique appliquée au risque d'effondrement dans les mines du bassin ferrifère lorrain - Revue de l'Industrie Minérale. Vol.. 92, pp. 57-62.

Senfaute G., Merrien-Soukatchoff V., Morel J., Gourry J.-C. (2003). Microseismic monitoring applied to prediction of chalk sides collapses and contribution of numerical modelling. Proc. intern. conf. on fast slope movements, 11-13 Mai 2003, Naples, Italie Picarelli L., Patron editore, Bologna, Italie, pp. 463-468.

Serra O.&L. (2000). Diagraphies : Acquisition & Applications. Editions Serralog, Tome 1.

Siggins A. F. (1993). Dynamic elastic tests for rock engineering, In. Hudson J. A., editor, Comprehensive rock engineering. Pergamon Press, Tome 1.

Soga, N., Mizutani, H., Spetzler, H., Martin, R.J. (1978). The effect of dilatancy on velocity anisotropy in Westerly granite, J. Geophys. Res. Vol. 83, No. B9, pp. 4451-4458.

Srinivasan C., Willy Y. A., Benady S. (2001). Rockburst seismic attenuation model for the Kolar Gold Fields hard rock mining region. Rockbursts and seismicity in mines, South African Institute of Mining and Metallurgy, pp. 319-324.

Stoll, R.D. (1979). Experimental studies of attenuation in sediments, J. Acoust. Soci; Am., Vol. 66, pp.1152-1160.

Suraez-Rivera R. (1992). The influence of Thin Clay Layers Containing Liquids on the Propagation of Shear Waves. Ph.D. Thesis, University Of California, Berkeley.

Talebi, Sh. (1987). Mesures in situ de vitesse et d'atténuation des ondes P et S dans un massif granitique, Revue Française de Géotechnique, Vol. 40, pp. 7-21.

Tao G., King M.S. (1990). Shear-wave velocity and Q anisotropy in rocks: a laboratory study. Int. J. Rock. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol. 27, No. 5, pp. 353-361.

Tarif, P. (1986). Mesure de l'atténuation des ondes compressionnelles ultrasoniques dans les roches : application à la mesure de l'anisotropie d'atténuation. Thèse doctorat, Paris VI, 207 p.

Tarif, P., Bourbié, T. (1968). Experimental comparison between spectral ratio and rise time techniques for the measurement of attenuation. Geoph. Prosp., Vol. 35, pp. 668-680.

Taylor J. (2000). Incertitudes et analyse des erreurs dans les mesure physiques. Dunod, paris.

Thomsen L. (1986). Weak elastic anisotropy. Geophysics, Vol. 51, No. 10, pp. 1954-1966.

Thomsen L. (1995). Elastic ansiotropy due to aligned cracks in porous rock. Geophysical Prospecting, Vol. 43, pp. 805-829.

Thomsen, F. (1986). Weak elastic anisotropy. Geophysics, Vol. 51, No.10, pp. 1954-1966.

Timur, A. (1977). Temperature dependence of compressional and shear wave velocities in rocks, Geophys. Vol. 42, pp. 950-956.

Tittmann, B.R., Clark, V.A., Richardson, J.M., Spencer, T.W. (1980). Possible mechanism for seismic attenuation in rocks containing a small amount of volatiles, J; Geophy. Res., Vol. 85, pp. 5199-5208.

Toksöz, M.N., Johnston, D.H., and Timur, A. (1979). Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: laboratory measurements. Geophys, Vol. 44, No. 4, pp. 681-690.

Tosaya, C., Nur,A. (1982). Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks, Geophys. Res. Lett., Vol. 9, pp. 5-8.

Um J. and Thurber C. (1987). A fast algorithme for two-point seismic ray tracing., Bulletin of the Seismological of America, Vol. 77, No. 3, pp. 972-986.

Vassiliou, M., Salvado, C.A., Tittmann, B.R. (1989). Seismic attenuation. In R.S. Carmichael, editor, Pratical handbook of physical properties of rocks and minerals, chapter 7, pp. 547-581. CRC Press.

Verdel T. (2001). Logiciel TOMI, Version1.2.0. Documentation électronique Laego-Ineris, Ecole des Mines de Nancy.

Vernik, L. (1996). Predicting porosity from acoustic velocities in siliciclastics : A new look, Geophysics, Vol. 62, No. 1, pp. 18-128.

Wassermann J. (2003). Endommagement des roches et émissions acoustiques, approche expérimentale – étude bibliographique. Rapport Gisos / Ineris DRS-03-45917-RN01.

Wassermann J., Amitrano D., Senfaute G. and Homand F. (2003). Damage evolution during uniaxial compressive tests evaluated by acoustic emission monitoring GTMM. International Symposium on geotechnical measurement and modelling, Karlsruhe, Germany, pp. 413-418.

Watanabe T., Sassa K. (1995). Velocity and amplitude of P-waves transmitted through fractured zones composed of multiple thin low-velocity layers, Int. J. Rock. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol. 32, No. 4, pp. 313-324.

Wesson, R. L. (1971). Travel-time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models, Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 70, pp. 1137-1148.

Winkler, K. (1983). Frequency dependent ultrasonic properties of high porosity sandstone. J. Geophy. Res., Vol. 88, pp. 9493-9499.

Winkler, K., Nur, A. (1979). Pore fluids and seismic attenuation in rocks, Geophys. Res. Lett., Vol. 6, pp.1-4.

Winkler, K., Nur, A., Gladwin, M. (1979). Friction and seismic attenuation in rocks, Nature, Vol. 277, pp. 528-531.

Wyllie, M.R.J., Gardner, G.H.F., Gregory, A.R. (1962). Studies of elastic wave attenuation in porous media. Geoph., Vol. 27, pp. 569-589.

Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., Gardner, G.H.F. (1958). An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media, Geophysics, Vol. 23, No. 3, pp. 41-70.

Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., Gardner, L.W. (1956). Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media, Geophysics, Vol. 21, No. 1, pp. 41-70.

Young R.P., Collins D.S. (2001). Seismic studies of rock fracture at the Underground Research Laboratory, Canada, Int. J. Rock. Min. Sci. Vol. 38, pp. 787-799.

Zhao, D. (2001). New advances of seismic tomography and its applications to subduction zones and earthquake fault zones, The Island Arc Vol.10, pp. 68-84.

Zhao, D., Lei, J. (2004). Seismic ray path variations in a 3D global velocity model, Physics of the Earth and Planetary Interiors Vol. 141, pp. 153-166.

Zimmerman R., King M.S. (1985). Propagation of acoustic waves through cracked rock. 26th US Symposium on Rock Mechanics, Rapid City, SD/26-28 June 1985, pp. 739-745.

Zinszner B., Meynier P., Cabrera P., Volant P. (2002). Oil & Gas Science and Technology –Rev. IFP, Vol. 57, No. 4, pp. 341-353.

TABLE DES ANNEXES

Annexe A : *Vp* et *Vs* de quelques roches 2
Annexe B : Propagation des ondes..... 4
Annexe C : Atténuation de quelques roches 7
Annexe D : Tracé de rais..... 9
Méthode 2D pseudo-rais circulaires (Côte, (1987); Gautier, (1991)) 9
Methode 3D pseudo-rais circulaires (Gautier, (1991))..... 9
Methode 2D pseudo-rais courbes : algorithme de Um et Thurber (1987)..... 10
Méthode 2D «shooting» 10
Méthode 3D tracé de rais «ray tracing» (Zhao, (2001) et Zhao and Lei, (2004)) ... 10
Annexe E : Logiciel d'inversion tomographique « *TOMSIS* » 12
Annexe F : Calcul d'erreur..... 14
Annexe G : Cartes des vitesses et des erreurs en fonction des étapes d'excavation 16
Annexe H : Cartes des vitesses et des erreurs en fonction de la pression..... 17

ANNEXE A : *VP* ET *VS* DE QUELQUES ROCHES

Roches	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Variable	Référence bibliographique
Calcaire de Bedfort - saturé - sec	 4800 - 5000 2500 - 5000	 1500 - 2500 1500 - 2500	Contrainte effective 0 - 400 MPa	Nur et Murphy, 1981
Granite de Westerly - saturé - sec	 5500 - 6000 4000 - 6000	 3000 - 3100 3000 - 3100	Contrainte effective 0 - 400 MPa	Nur et Murphy, 1981
Calcaire de Solenhofen - saturé - sec	 5600 - 5600 5600 - 5600	 3000 - 3000 3000 - 3000	Contrainte effective 0 - 400 MPa	Nur et Murphy, 1981
Grès de Fontainebleau - saturé - sec	 4300 - 4800 4200 - 4700	 2600 - 3150 2600 - 3100	Contrainte effective 0 - 60 MPa	Murphy, 1982
Calcaire (pierre de Caen)	2300 - 2800	1300 - 1600	Contrainte axiale 0 - 60 MPa	
Calcaire de Bedford - saturé - sec	 4600 - 5000 2500 - 5000	 1500 - 2500 1500 - 2500	Contrainte effective 0 – 400 MPa	Nur et Murphy, 1981
Dolomie de Wehatuck - saturé - sec	 6500 - 6700 5000 - 6700	 3500 - 4000 3500 - 4000	Contrainte effective 0 – 300 MPa	Nur et Murphy, 1981
Granite de Troy - saturé - sec	 5900 - 6500 4500 - 6500	 2800 - 3500 2800 - 3500	Contrainte effective 0 - 100 MPa	Nur et Murphy, 1981
Grès de Massilon - saturé - sec	 4000 - 4000 1900 - 3800	 1000 - 2000 1000 - 2000	Contrainte effective 0 - 40 MPa	Nur et *al.*, 1980
Calcaire de Solenhofen - saturée - sec	 5700 - 5700 5700 - 5700	 3000 - 3000 3000 - 3000	Contrainte effective 0 - 200 MPa	
Schiste argileux de pierre - saturé - sec	 2800 - 3600 2300 - 3000	 1800 - 2000 1500 - 1800	Contrainte effective 0 - 150 MPa	Tosaya, 1982
Craie (porosité = 30,6%) Degré de saturation 0 5 10 40 60 80 100	 2700 - 3000 2600 - 3000 2500 - 2900 2400 - 2700 2400 - 2800 2600 - 3000 3000 - 3200	 1800 - 2000 1800 - 2000 1700 - 1800 1750 - 1800 1750 - 1800 1600 - 1700 1600 - 1700	Contrainte effective 0 - 40 MPa	Gregorey, 1976
Grès de Massillon			Contrainte	Jones, 1983

Pression de pore = 0 Pression de confinement = 80 MPa	3000 - 3600 3200 - 3600	1500 - 2200 1500 - 2200	effective 0 - 80 MPa	
Granite de Sierra White (Raymond, California, USA) Pression de pore = 0 Pression de confinement = 80 MPa		2800 - 3400 2800 - 3400	Contrainte effective 0 - 80 MPa	Jones, 1983
Grès de Berea (Ohio, USA) Peff = Pc Peff = 28 MPa Peff = 21 Mpa Peff = 14 Mpa Peff = 7 Mpa Peff = 0 MPa	2800 - 3700 2800 - 3500 2800 - 3400 2800 - 3200 2800 - 3100 2800 - 2850		Pression de confinement 0 - 80 MPa	Wyllie et *al.,* 1958
Schiste argileux de pierre -saturé : Ppore = 1 MPa Ppore = 41 MPa -sec : Ppore = 0	2700 – 3500 2600 – 3500 2300 - 3000	1400 - 1700 1300 - 1600 1800 - 2000	Pression de confinement 0 – 150 MPa	Tosaya, 1982
Granite de Westerly (Westerly, Rhode Islande, USA) - sec : T = 200°C T = 300°C T = 400°C - humide : T = 200°C T = 300°C T = 400°C	5650 - 5800 5600 - 5800 5600 - 5800 5000 - 5200 5000 - 5200 5000 - 5200		Pression de confinement 0 - 500 MPa	Nur, 1980
Grès de Boise (saturée de saumure) P conf = 69 MPa et Ppore = 34.5 MPa	3350 - 3250	1800 - 1750	Température 0 -140°C	Timur, 1977

ANNEXE B : **PROPAGATION DES ONDES**

Propagation des ondes dans un milieu élastique isotrope

Dans un milieu élastique, linéaire, homogène et infini, deux types d'ondes sont considérés : les ondes de compression (P) et les ondes de cisaillement (S).
Pour le premier type, le mouvement vibratoire a lieu suivant la direction de propagation, tandis que pour le second type, le mouvement vibratoire a lieu dans un plan normal à la direction de propagation.
La loi de Hooke s'écrit alors : $\sigma_{ij} = \lambda.tr\varepsilon.\delta_{ij} + 2\mu.\varepsilon_{ij}$

Où λ et μ sont les coefficients de Lamé

$tr\varepsilon$ est la déformation volumique : $tr\varepsilon = \varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}$

δ_{ij} est le symbole de Kronecker : $\delta_{ij} = 0$ si $i \neq j$

$\delta_{ij} = 1$ si $i = j$

L'équation de mouvement se présente ainsi :

$$(\lambda + 2\mu)\, \vec{grad}\, div\, \vec{u} - \mu\, \vec{rot}\, \vec{u} = \rho\, \ddot{\vec{u}} \qquad (1)$$

en exprimant le vecteur de déplacement $\vec{u}$ par introduction d'un potentiel scalaire ϕ et un potentiel vecteur $\vec{\psi}$: $\vec{u} = \vec{grad}\, \phi + \vec{rot}\, \vec{\psi}$ avec $div\, \psi = 0$, on arrive à séparer les ondes de compression et des ondes de cisaillement.

Considérons pour le premier type d'ondes, des mouvements irrotationnels ($\vec{rot}\, \vec{u} = 0$), et pour le second type d'ondes des mouvements définis par un potentiel vecteur $\vec{\psi}$ tel que : $\vec{u} = \vec{rot}\, \vec{\psi}$

A l'aide de ces équations précédentes, on peut séparer l'équation (1) en deux expressions distinctes.

Pour les ondes de compression : $V_P = \left(\dfrac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}$

Pour les ondes de cisaillement : $V_S = \left(\dfrac{\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}$

Le comportement anélastique des roches

Si l'on veut prendre en compte une certaine dissipation d'énergie lors de la déformation et en particulier lors du passage d'une onde, il faut quitter le modèle de l'élasticité parfaite, et l'on parle alors du comportement anélastique.
Cette anélasticité peut être exprimée, par exemple, par un modèle viscoélastique linéaire. Dans ce modèle, la relation entre contrainte et déformation se présente sous la forme d'un produit de convolution de tenseurs dépendant du temps. A une dimension, ces tenseurs se réduisent à de simples fonctions scolaires :

$\sigma(t) = m(t) * \varepsilon(t)$

et $\varepsilon(t) = s(t) * \sigma(t)$

où $\sigma(t)$ est la contrainte

$\varepsilon(t)$ est la déformation

$m(t)$ et $s(t)$ sont des fonctions du temps caractéristiques du matériau dont elles traduisent le comportement, et s'annulant pour des valeurs négatives du temps.

Dans le domaine fréquentiel (ω) on aura :

$$\sum(\omega) = M(\omega).E(\omega)$$

$$E(\omega) = S(\omega).\sum(\omega)$$

$$1 = M(\omega).S(\omega)$$

par conséquent, la déformation et la contrainte sont liées dans le domaine fréquentiel par une multiplication par le module $M(\omega)$ tout comme dans le cas élastique, la seule différence étant que le module $M(\omega)$ est ici complexe.

Dans le domaine fréquentiel, l'équation des ondes unidimensionnelles en viscoélasticité linéaire (en remplaçant ε par $\partial u / \partial x$) s'écrit :

$$-\omega^2.U = \frac{M(\omega)}{\rho}.\frac{\partial^2 U}{\partial x^2}$$

où ρ est la masse volumique

$U(X,\omega)$ est la transformée de Fourier du déplacement $u(x,t)$

$M(\omega)$ est le module complexe ($M = M_R + iM_I$)

la solution de l'équation précédente pour une onde plane se propageant dans une direction s'écrit :

$$u(t,x) = u_0.e^{i(\omega t - K^*.x)}$$

ou $$u(t,x) = u_0.e^{i\omega(t - x/V^*)}$$

K^* et V^* étant des quantités complexes dépendant a priori de la pulsation ω.

On écrit $K^* = K - i\alpha$ où K, α sont des quantités réelles.

Donc, la solution générale de $-\omega^2.U = \frac{M(\omega)}{\rho}.\frac{\partial^2 U}{\partial x^2}$ se développe ainsi :

$$u(t,x) = u_0.e^{-\alpha(\omega)x}.e^{i(\omega t - Kx)}$$

$$= u_0.e^{-\alpha(\omega)x}.e^{i(\omega t - x/V(\omega))}$$

où $\alpha(\omega)$: facteur de décroissance exponentielle de l'amplitude est appelé coefficient d'atténuation.

$V(\omega)$: célérité de l'onde se propageant dans le matériau étudié.

L'atténuation des ondes de contraintes peut s'exprimer au moyen de plusieurs paramètres : coefficient d'atténuation α, décrément logarithmique δ et le facteur de qualité Q.

- **le coefficient d'atténuation :** si l'on génère une onde plane se propageant dans un milieu homogène, on aura à une distance x, l'amplitude u(x) :

$$u(x) = u(0).e^{-\alpha x} \Rightarrow \alpha = \frac{1}{x_2 - x_1} Log\left[\frac{u(x_1)}{u(x_2)}\right],\ x_1 < x_2,$$

l'unité est Néper par unité de longueur.

- **le décrément logarithmique** : il se définit par un système oscillant en vibrations libres :

$$\delta = Log\frac{u_1}{u_2}$$

où u_1 et u_2 sont les amplitudes de deux oscillations consécutives.

- **le facteur de qualité** : il peut se définir par le rapport de l'énergie maximale emmagasinée pendant un cycle de chargement sur l'énergie dissipée pendant ce cycle.

$$Q = \frac{2\pi E}{\Delta E}$$

où ΔE : l'énergie dissipée par cycle de chargement

E : maximum de l'énergie élastique emmagasinée par cycle de chargement.

D'autre part, le facteur de qualité peut être défini dans un sens rigoureusement mathématique ayant adopté un modèle viscoélastique linéaire où la dissipation du milieu se traduit par les parties réelles et imaginaires du module complexe :

$$Q(\omega) = \frac{M_R(\omega)}{M_I(\omega)}$$

le facteur de qualité est un paramètre sans dimension.

ANNEXE C : **ATTENUATION DE QUELQUES ROCHES**

Roches	Paramètre mesuré	Variable	Référence bibliographique
Calcaire de Bedfort	Qp : 15 – 70 Qs : 10 - 55	Pression différentielle 0 – 200 MPa	Clark and Tittmann, 1980
Grès de Wingate	1000/Qs : 5 - 25	Saturation en eau 0 – 2 mg H2O/g d'échantillon	Clark and Tittmann, 1980
Grès de Boise	1000/Qs : 0 – 6	Saturation en eau 0 – 2 mg H2O/g d'échantillon	Clark and Tittmann, 1980
Grès d'Austin	1000/Qs : 0 – 1	Saturation en eau 0 – 2 mg H2O/g d'échantillon	Clark and Tittmann, 1980
Calcaire d'Indiana		Saturation en eau 0 – 2 mg H2O/g d'échantillon	Clark and Tittmann, 1980
Calcaire (pierre de Caen)	A1p : 10 - 400 mv Efp : 0 – 1.75 A1s : 10 – 200 mv Efs : 0.1 - 3	Contrainte uniaxiale 0 – 50 MPa	Couvreur, 1997
Granite	1000/Qs : 18 - 0	Pression de confinement 0 – 400 MPa	Gordon and Davis, 1968
Grès de Berea	Qp : 15 – 60 Qs : 12 - 30	Pression de confinement 0 – 200 MPa	Johnston and Toksöz, 1980
Schiste argileux de Colorado	Qp perpendiculaire aux schistosité : 20 – 27 Qp parallèle aux schistosité : 13 – 13 Qs perpendiculaire aux schistosité : 7 – 7 Qp parallèle aux schistosité : 13– 13	Pression de confinement 0 – 200 MPa	Johnston and Toksöz, 1980
Grès de Fontainebleau Porosité = 6%. Contrainté uniaxiale=0 Contrainte uniaxiale=5MPa	1000/Qp : 30 – 40 1000/QP :10 - 30	Degré de saturation 0 – 100%	Bourbié and Zinszer, 1980
Grès de Fontainebleau Porosité = 3.8%. Contrainté uniaxiale=0 Contrainte uniaxiale=5MPa	1000/Qp : 240 – 180 1000/QP :90 - 90	Degré de saturation 20 – 100%	Bourbié and Zinszer, 1980

Grès de Massillon Totalement saturée Partiellement saturée sec	 1000/Qp : 20 – 0 1000/Qp : 70 – 20 1000/Qp : 10 –0	Contrainte effective 0 – 40 MPa	Winkler et Nur, 1979
Grès de Massillon Totalement saturée Partiellement saturée sec	 1000/Qs : 32 – 10 1000/Qs : 40 –10 1000/Qs : 8 – 2	Contrainte effective 0 – 40 MPa	Winkler et Nur, 1979
Grès de Navajo sec	Qp : 30 – 100 Qs : 40 - 100	Contrainte effective 0 – 200 MPa	Johnston et Toksöz, 1980
Grès de Navajo saturé	Qp : 33 – 60 Qs : 12 - 30	Contrainte effective 0 – 200 MPa	Johnston et Toksöz, 1980
Granite de Sierra White	1000/Qs : 8 - 40	Degré de saturation 0 – 100%	Murphy, 1985
Grès de Berea (saturée d'eau, pression de pore = 4.5 MPa et pression de confinement = 10 MPa)	1000/Qs :40 - 20	Température : 0 – 120°C	Jones, 1980

ANNEXE D : **TRACE DE RAIS**

La détermination des vitesses nécessite la connaissance exacte du parcours de l'onde. Les algorithmes développés jusqu'à aujourd'hui sont bien adaptés à l'estimation des tracés de rai dans des plans et pour des champs de vitesse simples (à symétrie transverse). Mais, en ce qui concerne le tracé de rai dans tout l'espace (3D), les approximations sont importantes. Les algorithmes comme celui de Um et Thurber (1987) pourraient être développés dans l'espace en supposant que le gradient de vitesse forme un angle bien précis avec le plan où la mesure a été faite. Il serait alors possible de définir un facteur de correction du parcours du rai. Celui-ci déprendrait de la variation de l'anisotropie due à la structure du milieu rocheux (lithologie et failles naturelles), d'une part, et à l'existence et au développement de fractures induites (EDZ ou zones perturbées autour d'une excavation souterraine), d'autre part.

Méthode 2D pseudo-rais circulaires (Côte, (1987); Gautier, (1991))

Cette méthode consiste à explorer tous les arcs de cercles passant par le couple source-récepteur, pour converger vers l'arc de temps optimum (Figure 1). Dans ce cas, la trajectoire du rai étant contrainte à rester dans le plan du modèle contenant également la source *S* et le capteur *R*, l'ensemble des arcs balayant ce plan et passant par *S* et *R* peuvent être parcourus en faisant varier un seul paramètre (la flèche).
Le plan de trajectoire sera discrétisé par des cellules rectangulaires qui seront caractérisées par des vitesses connues à ses nœuds. Le rai est discrétisé en un nombre précis de petits arcs. Le temps de trajet de chaque petit élément d'arc est calculé à partir de la moyenne des vitesses rencontrées à ses deux extrémités. Les vitesses aux extrémités de chaque petit segment sont interpolées linéairement à partir des vitesses de quatre nœuds qui les entourent.

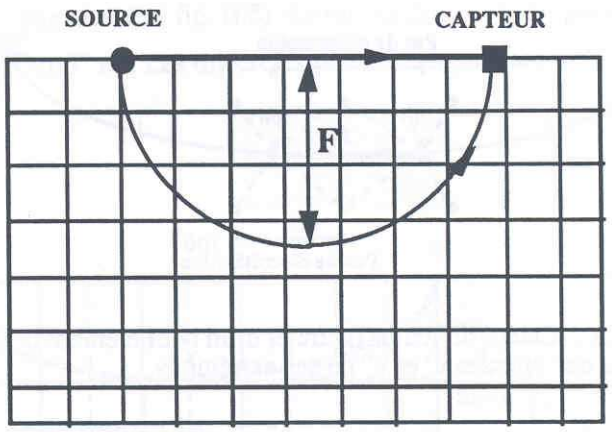


Figure 1 : Détermination analytique du rai circulaire le plus rapide passant par S *et* R. *On trace les équations des cercles correspondants aux arcs de cercle susceptibles de relier la source et le capteur (Gautier, (1991)).*

Methode 3D pseudo-rais circulaires (Gautier, (1991))

La trajectoire des rais peut être étudiée dans l'espace. Comme en 2D, les rais calculés lors du problème direct sont des pseudo-rais que l'on approxime par des cercles. Leur trajectoire est donc contrainte à un plan, comme en 2D, contenant également la droite source-récepteur. Dans l'espace, par cette droite, passe une infinité de plans susceptibles

d'être traversés par ce rai (Figure 2). Aussi pour trouver l'arc de cercle optimum, il faut ausculter tous ces plans et, dans chacun d'eux, faire varier la courbure de l'arc (Figure 2). Ce qui revient, par conséquent, à faire varier deux paramètres (calcul identique à celui en 2D mais avec l'interpolation linéaire de 8 nœuds) :

- l'orientation du plan interceptant la droite source-capteur et contenant le rai ;
- la flèche de l'arc dans le plan considéré.

L'inconvénient de la méthode pseudo-rai à 3D tient au fait que le rai est toujours dans un plan. Dans ce cas, les vitesses aux extrémités de chaque petit segment sont influencées par celles qui se trouvent aux nœuds sans aucune influence de longueur de rai. Dans le cas d'une variation d'anisotropie du milieu rocheux, le rai va traverser un chemin dans l'espace qui dépend de la structure et des propriétés du milieu et qui ne sera pas inclus dans un plan.

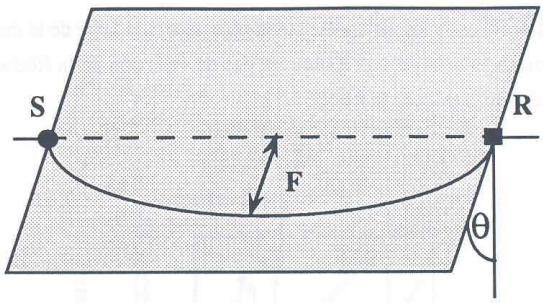


Figure 2 : Détermination analytique en 3D du rai circulaire optimum passant par S et R. Tous les plans interceptant l'axe (S,R) sont balayés en faisant varier θ *et* F *(flèche) d'après Gautier, 1991.*

Methode 2D pseudo-rais courbes : algorithme de Um et Thurber (1987)

Um et Thurber (1987) ont utilisé la méthode de pseudo bending. Cette méthode consiste d'abord à estimer un chemin initial et ensuite à perturber ce chemin par l'utilisation de l'interprétation géométrique des équations des rais. Cette perturbation est itérativement faite jusqu'à ce que le temps de trajet converge vers une limite indiquée. Le temps de trajet calculé par cet algorithme est obtenu en coupant le rai en plusieurs petits morceaux. Cette méthode a été utilisée dans le logiciel d'inversion tomographique TOMI développé par l'INERIS dans l'environnement MATHEMATICA.

Cette méthode permet de tracer des rais courbes dans un plan de la tomographie en 2D. Elle utilise la définition de gradient de vitesse dans ce plan afin de déterminer les points qui tracent l'allure des rais. Elle ne prend pas en compte la variation de gradient de vitesse suivant un plan faisant un angle déterminé avec le plan de la tomographie.

Méthode 2D «shooting»

Le principe de cette méthode est similaire à l'algorithme de Um et Thurber (1987). La seule différence est qu'au lieu de perturber les points qui définissent le chemin de rai, elle perturbe la direction de petits segments constituant le rai pour accéder au récepteur. Les détails de cette méthode se trouvent dans Julian et Gubbins, (1977); Bregman *et al.*, (1989).

Méthode 3D tracé de rais «ray tracing» (Zhao, (2001) et Zhao and Lei, (2004))

Cet algorithme est développé par Zhao, (2001). Le principe de tracé de rai en 3D utilisé consiste à traiter son chemin par l'utilisation d'un modèle de vitesse en 3D, contenant plusieurs discontinuités de vitesse de géométrie complexe. Zhao, (2004) présente un tracé de rai en 3D dans un milieu qui contient trois plans de discontinuités (Figure 3, le triangle présente une station et l'étoile un tir (hypocentre)). La ligne droite reliant la station et le tir

est affectée comme le chemin de rayon initial. Les points traçant le chemin du rai est divisé en deux groupes : le premier est constitué par les points d'intersection entre le rai et les discontinuités (A_2, A_3, A_4), appelés points discontinus; l'autre est constitué des points qui se trouvent dans le milieu continu limité par deux discontinuités adjacentes, appelés points continus. Le principe de l'algorithme est le suivant : la loi de Snell est utilisée pour perturber les points discontinus, tandis que la technique de Um et Thurber 1987, est adoptée pour perturber les points continus. D'abord, l'utilisation de la loi de Snell a permis de trouver de nouveaux points de discontinuité (A'_2 de A_1 et A_3, A'_3 de A_2 et A_4, A'_4 de A_3 et A_5). Ensuite, l'algorithme de Um et Thurber a perturbé les anciens points continus pour en obtenir de nouveaux (B_1 de A_1 et A'_2, B_2 de A'_2 et A'_3, B_3 de A'_3 et A'_4 et B_4 de A'_4 et A_5). Et enfin, on utilise à nouveau la loi de Snell pour trouver A''_2, A''_3, et A''_4. Après un certain nombre d'itérations, le chemin du rai converge vers son vrai trajet (temps de trajet minimal).
Cet outil pour tracer des rais, dans un modèle de vitesse à 3D, a été utilisé à l'échelle locale et à l'échelle régionale (distance < 1000 km) et a montré son efficacité pour trouver le chemin traversé par des rais sismiques (Zhao and Lei, (2004)).

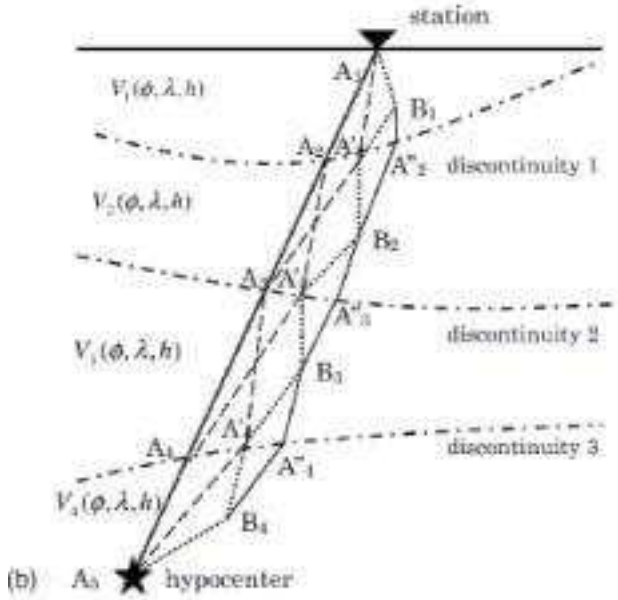


Figure 3 : Illustration de la méthode de tracé de rais en 3D utilisée par Zhao and Lei, (2004).

.

ANNEXE E : LOGICIEL D'INVERSION TOMOGRAPHIQUE « *TOMSIS* »

TOMSIS (Tomography Imaging) est un logiciel qui sert à inverser les données tomographiques acquises par une expérience (temps de trajets) et à interpréter le résultat de l'inversion sous forme de cartes des vitesses distribuées dans le milieu ausculté. Ce logiciel a été développé par l'INERIS dans l'environnement Mathematica (Verdel 2001, Damaj 2002).

TOMSIS est en mesure permet d'effectuer :

- le traitement de données ;
- l'inversion en rai droit et en rai courbe ;
- une analyse statistique des données ;
- la construction d'images tomographiques.

Une fois l'expérience de tomographie faite sur le terrain, les données récupérées se présentent sous la forme de sismogrammes. Il faut alors mesurer le temps mis par l'onde sismique pour parvenir de l'émetteur jusqu'au récepteur, ces derniers sont déterminés par des méthodes de pointage des événements sismiques. Le fichier de données de tomographie avant l'inversion est composé des coordonnées des émetteurs et des récepteurs et de temps de parcours. Pour connaître la distribution des vitesses à l'intérieur du plan ausculté, à partir du fichier contenant ces informations, il faut procéder à :

- **une transformation de 3D à 2D** du fichier de données à partir de la détermination de 3 points qui définissent un plan de projection (en ajustant au plan des moindres carrés).
- **une discrétisation du plan du milieu étudié**, par une grille formée de plusieurs cellules déterminées par les dimensions du milieu étudié.

- **la constitution d'un modèle de vitesses initial**, qui associe à chaque cellule du réseau une vitesse. Cela est nécessaire pour tracer les rais et calculer le temps de trajet initial de chaque rai. Ce modèle initial peut être construit à partir :
  - de la valeur moyenne des vitesses apparentes.
  - d'une connaissance a priori du milieu.
  - d'une inversion préliminaire basée sur la vitesse moyenne apparente.
- **le tracé de rais** à partir de ce modèle de vitesse sous forme de rais droits, ou bien sous forme de rais courbes, en appliquant l'algorithme de Um et Thurber (1987).
- **le calcul du temps de trajet de chaque rai** qui est discrétisé en plusieurs segments. On calcule le temps de chaque segment (longueur du segment / vitesse interpolée de cellule qui le contient) puis le temps de trajet de ce rai rassemble les temps de tous ses segments.
- **le Calcul de la matrice à inverser A**, cette matrice a pour dimensions le nombre de rais par le nombre des cellules de la grille. Chaque élément de cette matrice Lij est égal à la longueur du rai i dans la cellule j.
- **le calcul du facteur d'amortissement optimum (λ^2)** utilisé dans la méthode d'inversion par moindres carrés. La valeur de ce facteur est déterminée par le point

genou de la courbe de la variance de (Δv) en fonction de la variance de (Δt) (Figure 2.5) (R. P. YOUNG AND S. C. MAXWELL 1992).

- **l'inversion de la matrice A** par application de la méthode des moindres carrés amorties. Dans ce cas là, on obtient le modèle des vitesses du milieu à partir de celui des vitesses initiales.
- **le calcul des matrices de Covariance et de Résolution** du problème inverse pour estimer la fiabilité du modèle obtenu.
- **la représentation graphique** qui représente les vitesses associées à chaque élément de la grille de discrétisation.
- **l'analyse statistiques des données et des résultats de l'inversion** afin de visualiser la résolution du plan ausculté, avec en particulier le nombre de rais, la densité et les angles que font les rais avec l'axe horizontal dans chaque pixel.

Les étapes exposées ci- avant peuvent se présenter sous la forme de l'algorithme suivant :

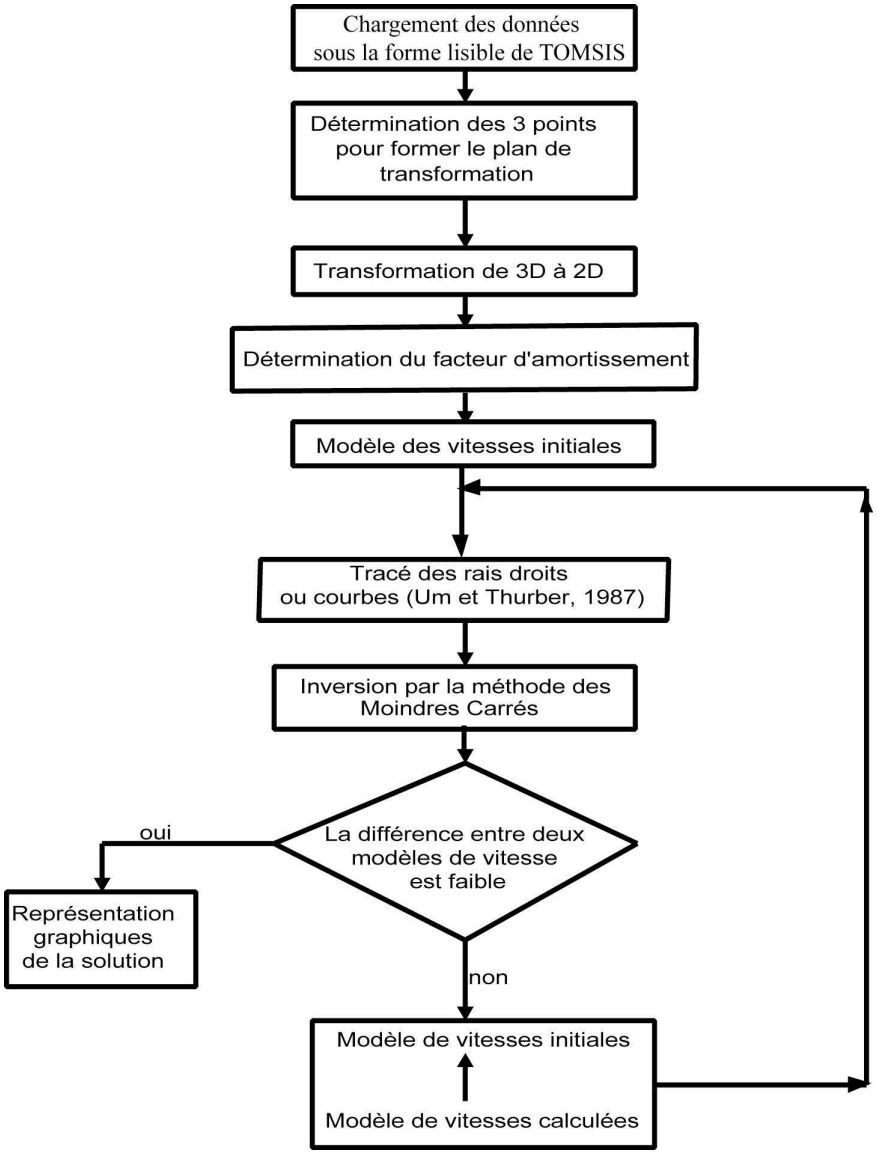


Figure 1 : Présentation des principales étapes du calcul tomographique dans TOMSIS quand la solution converge vers une solution stable (Verdel, 2001, Damaj, 2002).

ANNEXE F : **CALCUL D'ERREUR**

Supposons que les rais sont droits, la vitesse de la propagation des ondes P, dans ce cas, vaut :

$$V = \frac{d}{T}$$

avec :

V : vitesse de la propagation d'onde P

d : distance séparant la source jusqu'au récepteur ;

T : le temps de trajet mis par le rai

L'erreur sur la vitesse est d'après Tylor, 2000 :

$$\frac{DV}{V} = \sqrt{\left(\frac{Dd}{d}\right)^2 + \left(\frac{DT}{T}\right)^2}$$

la distance, d, est égale :

$$d = \sqrt{(x_s - x_r)^2 + (y_s - y_r)^2 + (z_s - z_r)^2}$$

Avec $\{x_s, y_s, z_s\}$ et $\{x_r, y_r, z_r\}$ sont les coordonnées respectives de la source et du récepteur formant le rai sismique.

L'erreur sur la longueur du rai peut se calculer de cette façon :

$$Dd = \frac{1}{2} \times \sqrt{\left(D(x_s - x_r)^2\right)^2 + \left(D(y_s - y_r)^2\right)^2 + \left(D(z_s - z_r)^2\right)^2}$$

$$Dd = \frac{1}{2} \times \sqrt{\left(2 \times \sqrt{\left((Dx_s)^2 + (Dx_r)^2\right)}\right)^2 + \left(2 \times \sqrt{\left((Dy_s)^2 + (Dy_r)^2\right)}\right)^2 + \left(2 \times \sqrt{\left((Dz_s)^2 + (Dz_r)^2\right)}\right)^2}$$

$$Dd = \frac{1}{2} \times \sqrt{4 \times \left((Dx_s)^2 + (Dx_r)^2 + (Dy_s)^2 + (Dy_r)^2 + (Dz_s)^2 + (Dz_r)^2\right)}$$

$$Dd = \sqrt{\left((Dx_s)^2 + (Dx_r)^2 + (Dy_s)^2 + (Dy_r)^2 + (Dz_s)^2 + (Dz_r)^2\right)}$$

$$\frac{(Dd)^2}{d^2} = \frac{\left((Dx_s)^2 + (Dx_r)^2 + (Dy_s)^2 + (Dy_r)^2 + (Dz_s)^2 + (Dz_r)^2\right)}{d^2}$$

Le temps de trajet, T, est égal :

$$T = T_{raii} - T_{0\,raii}$$

Avec T_{raii} est le temps d'arrivée d'onde P pour le rai i ;

et T_{0raii} est le temps initial (temps de départ) du rai i.

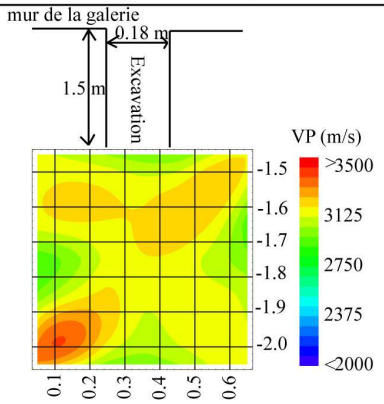
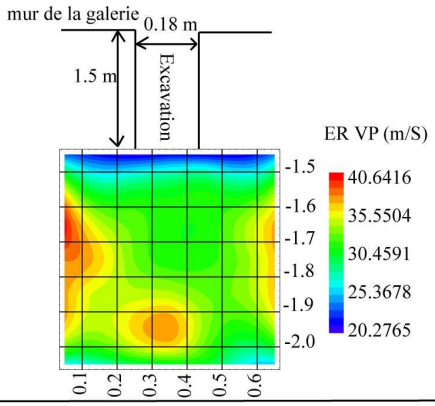
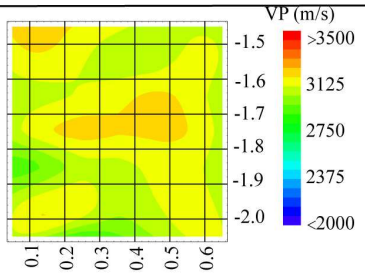
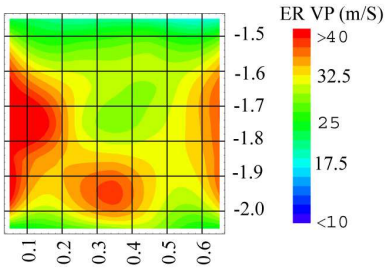
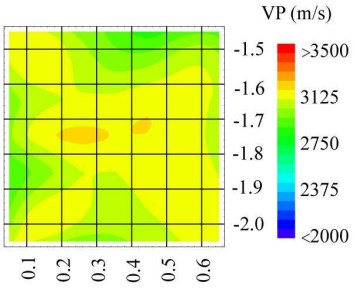
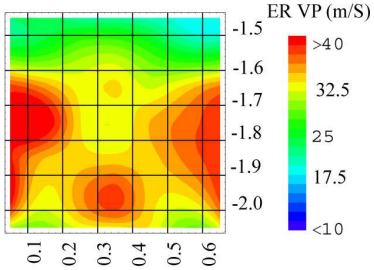
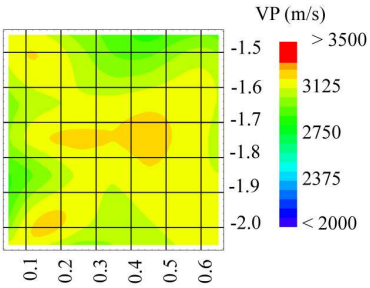
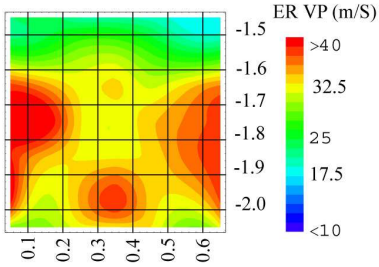
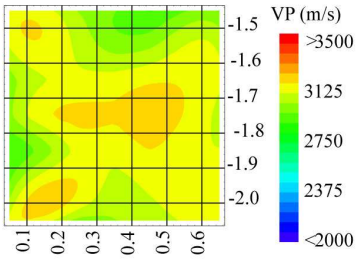
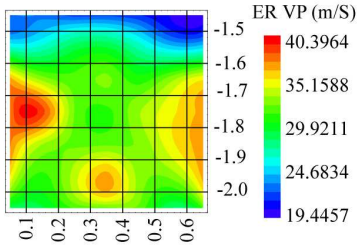
L'erreur sur le temps d'arrivée est égale :

$$DT = \sqrt{\left((DT_{raii})^2 + (DT_{0raii})^2\right)}$$
$$(DT)^2 = (DT_{raii})^2 + (DT_{0raii})^2$$
$$\frac{(DT)^2}{T^2} = \frac{(DT_{raii})^2 + (DT_{0raii})^2}{T^2}$$

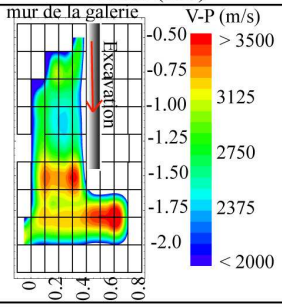
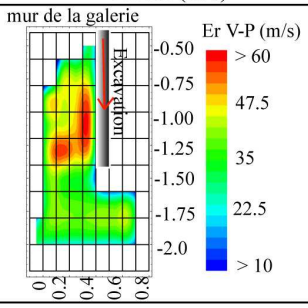
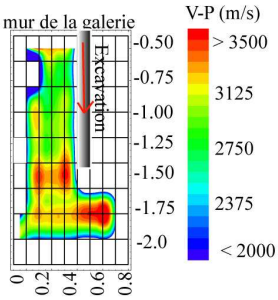
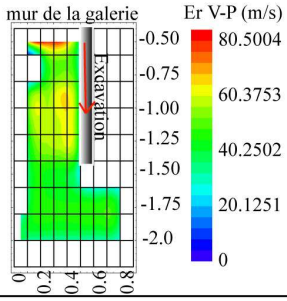
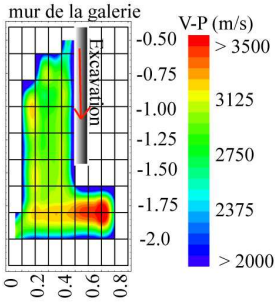
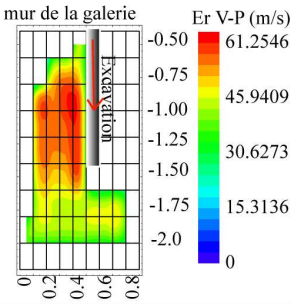
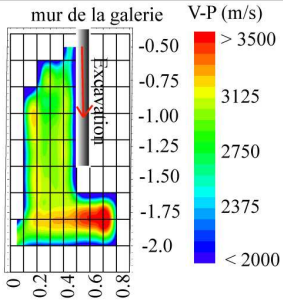
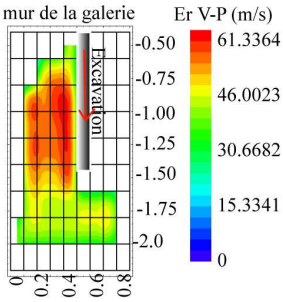
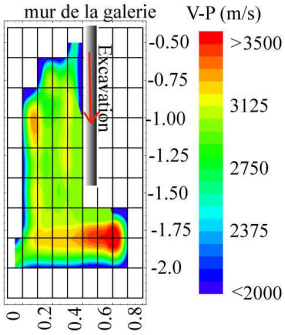
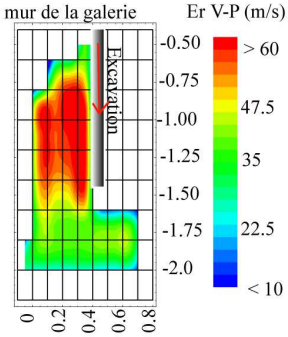
En remplaçant $\frac{(DT)^2}{T^2}$ et $\frac{(Dd)^2}{d^2}$ par leurs valeurs dans l'équation permettant le calcul de $\frac{DV}{V}$, on obtient l'incertitude absolue de la vitesse de propagation des ondes.

En ce qui concerne l'erreur sur les coordonnées des capteurs, on a estimé cette erreur par interpolation des capteurs entre les points de relevés topographiques.

ANNEXE G : CARTES DES VITESSES ET DES ERREURS EN FONCTION DES ETAPES D'EXCAVATION

Etapes	Vitesse d'onde P (m/s)	Erreur de vitesse d'onde P (m/s)
1		
2		
4		
10		
13		

ANNEXE H : CARTES DES VITESSES ET DES ERREURS EN FONCTION DE LA PRESSION

Pression (MPa)	Vitesse (m/s)	Erreur (m/s)
0.27 MPa		
0.47 MPa		
0.97 MPa		
1.46MPa		
1.98 MPa