

Thèse soumise pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Strasbourg

Spécialité : *Sciences de la Terre*

31 mai 2013

Traitement des données de sismique de puits acquises en 2007 sur le site de Soultz-sous-Forêts pour la caractérisation de la fracturation du réservoir géothermique.



Paul Lubrano Lavadera

Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516)

École et Observatoire des Sciences de la Terre

Université de Strasbourg

Commission d'examen :

| | | |
|-----------------------|---|-----------------------|
| Michel Dietrich | CNRS-Université Joseph Fourier | Rapporteur externe |
| Jean Luc Mari | IFP School | Rapporteur externe |
| Maksim Bano | Université de Strasbourg/EOST | Rapporteur interne |
| Eva Schill | GEIE Exploitation minière de la chaleur | Examinatrice |
| Jean-Michel Marthelot | Université de Strasbourg/EOST | Directeur de thèse |
| Francois Cornet | Université de Strasbourg/EOST | Co-directeur de thèse |

Résumé :

Les données de VSP multi-source/multi-offset acquises en 2007 sur le site géothermique de Soultz-sous-Forêts sont traitées et analysées. Des géophones placés dans les puits GPK3 et GPK4 entre 3 et 5 km de profondeur ont enregistré les ondes sismiques émises par deux vibrateurs placés en 24 positions de tir réparties dans un rayon de 5 km autour des puits. Après corrélation des enregistrements avec la source associée à chaque vibrateur, les différentes composantes du champ d'onde sont séparées par filtrage en vitesse apparente. La comparaison des résultats obtenus par filtrage médian ou dans le domaine FK montre des signaux similaires. Un modèle de vitesse est établi pour pouvoir calculer les temps d'arrivée. Il comporte deux couches sédimentaires sur le socle granitique et des interfaces planes pentées. Le champ d'onde descendant de forte vitesse apparente est interprété comme des réflexions sur des structures subverticales autour des puits. Leur pendage, azimuth et extension latérale sont déterminés en ajustant les temps de trajet observés et calculés par tracé de rayons 3D. Les structures à pendage vers l'ouest connues par les observations en forage et la microsismicité sont retrouvées. Une structure antithétique nouvelle est déterminée. Nos résultats permettent de compléter le modèle structural de la fracturation dans le réservoir géothermique.

Abstract :

The vertical seismic profiles (VSP) acquired in 2007 with multi-component geophones placed at depths between 3 and 5 km in two wells at the Soultz-sous-Forêts geothermal site are processed and analyzed. The multi-offset, multi-azimuth VSP were acquired with two simultaneously vibrating sources located in 24 distinct shot positions. After correlation of the raw records with the proper sweep sequence, the different components of the wavefield are separated according to their apparent velocities. The results obtained by median or FK filtering are similar. A velocity model is created in order to compute traveltimes. Two layers in the sediments above the granitic basement are separated by plane dipping interfaces. The downgoing waves having a fast apparent velocity are interpreted as reflections on steeply dipping reflectors. The dip, the azimuth and the lateral extent of these structures away from the well are determined by fitting the observed traveltimes with those computed by 3D ray tracing. The west dipping structures already known from borehole logging and the trends of microseismicity are constrained. A new antithetic structure is determined. Our results improve the structural model of fracturation in the geothermal reservoir.

Remerciements

En préambule à ce manuscrit de thèse, je souhaitais à remercier Jean-Michel Marthelot, Matthias Zillmer et Francois Cornet, qui se sont montré disponible pour m'aider ou m'aiguiller au cours de ces trois ans et quelques mois de mon doctorat. Mes remerciements s'adressent également à l'équipe de Soultz-sous-Forêts and co., Albert Genter, Judith Sausse, Nicolas Cuenot et les autres, pour les réunions/repas qui m'ont permis de comprendre plus en détail la centrale de Soultz. Egalement je tiens à remercier les personnes du LabEx G-EAU-THERMIE Profonde qui m'ont donné l'opportunité de partir à l'AGU à San Francisco.

Ensuite merci à tous les doctorants/post-doc que j'ai été amené à croiser au labo ou autour d'une bière. Ils m'ont permis de relâcher la pression et me faire relativiser par rapport aux problèmes rencontrés. Plus particulièrement je remercie mes anciens coloc Julien, Vince et Jojo et les non géophysiciens Clémence, Xavier et William. Donc dans l'ordre dans lesquels je m'en rappelle merci à JR, Adrien, Marco (qui en plus a confirmé en partie mon travail, merci merci), Tony, Max, Chloé, Aurore, Julia (désolé pour la clavicule), Benoit, Zac, Indra (pas géophy. mais associé), les marteaux killer, Manu, Thiebault, Alex, Karim, Romy, Julie, Emilie et tous les autres dont je ne me rappelle plus le nom à l'instant même. Petite mention également à Axel Remaster, aka le troll de droite, aka l'échequiste fou, aka le seul sélectionneur légitime de l'équipe de France pour les innombrables soirées détente autour d'une bière et d'un bon vieux Sochaux/Evian-Thonon-Gaillard.

Enfin, comment ne pas remercier tous mes amis extra-Strasbourg. Dans un premier temps un grand merci à Keu20 et Jérèm pour avoir été là. Je pense aussi à la coloc infernale de la rue des Lianes qui a migrée et s'est étoffée

(Camille (Arlésienne mais intégrée) Bensoussen, Fabus, Pedric, Ophé, Elo, Julios, Simon, Martin, ...).

J'oublie forcément plein de gens, des parisiens, des strasbourgeois et d'ailleurs comme les anciens EOSTiens mais je vous adresse mes plus sincères remerciements pour m'avoir accompagné au cours de cette thèse.

Enfin un immense et merveilleux et extraordinaire merci à ma famille pour m'avoir soutenu, changé les esprits et tout et tout.

Merci à tous et à toutes.

Table des matières

| | | |
|-----------|--|-----------|
| 1 | Introduction | 1 |
| | | |
| I | La campagne VSP multi-source, multi-offset, 4 composantes, effectuée à Soultz-sous-Forêts en 2007 | 13 |
| 1 | Acquisition des données de VSP de 2007 | 15 |
| 1.1 | Principe de la sismique de puits | 15 |
| 1.2 | Principe de la méthode <i>VIBROSEIS</i> | 17 |
| 1.3 | Paramètres de l'acquisition | 19 |
| 2 | Pré-traitement des données de VSP de 2007 | 29 |
| 2.1 | Détermination de la source enregistrée et corrélation | 30 |
| 2.2 | Sommation et filtrage | 31 |
| 2.3 | Présentation des VSP | 33 |
| | | |
| II | Séparation des champs d'onde enregistrés dans les VSP | 41 |
| 1 | Création de données synthétiques | 45 |
| | | |
| 2 | Filtre médian | 49 |
| 2.1 | Principe | 49 |
| 2.2 | Application aux VSP de 2007 | 52 |
| | | |
| 3 | Filtrage en vitesse apparente dans le domaine FK | 57 |
| 3.1 | Principe | 57 |
| 3.2 | Application aux données de 2007 | 61 |

TABLE DES MATIÈRES

| | | |
|------------|--|------------|
| 4 | Étude et comparaison des 2 méthodes | 67 |
| 4.1 | Influence des vitesses de coupure sur le filtre FK | 67 |
| 4.2 | Comparaison des deux méthodes | 69 |
| III | Études des différents champs d’onde extraits par tracé de rai | 73 |
| 1 | Modélisation du champ d’onde descendant en onde P | 75 |
| 1.1 | Création du modèle de vitesse | 75 |
| 1.2 | Modélisation de la première arrivée | 83 |
| 2 | Modélisation des réflexions extraites à l’aide du filtrage FK | 89 |
| 2.1 | Modèle préexistant | 89 |
| 2.2 | Détermination des structures observées sur les VSP de 2007 | 92 |
| 2.3 | Mise à jour du modèle défini par Sausse <i>et al.</i> (2010) | 96 |
| 3 | Discussion sur les résultats obtenus | 109 |
| 3.1 | Incidence des rai réfléchis | 109 |
| 3.2 | Zone de Fresnel | 114 |
| 3.3 | Tomographie des pointés de la première arrivée | 119 |
| IV | Conclusion | 121 |
| | Bibliographie | 125 |
| V | Annexes | 131 |
| A | Exemple de fichier décrivant les enregistrements pour le couple de positions de tir A0-E4 | 133 |
| B | Différents champs d’onde extrait par filtrage en vitesse apparente dans le domaine FK | 135 |
| C | Différents VSP utilisés pour caractériser la géométrie des failles | 145 |

1

Introduction

Un site géothermique profond est situé dans le fossé rhénan à 50 km au nord de Strasbourg, proche du village de Soultz-sous-Forêts (Fig.0.1.1.a). Une anomalie thermique intense et une fracturation importante du socle liés aux épisodes tectoniques passés (Gérard & Kappelmeyer, 1987; Gérard *et al.*, 1984; Haas & Hoffmann, 1929) (Fig.0.1.1.b et c) y ont été caractérisés. Le but est de produire une grande quantité d'énergie sans émission de CO_2 en injectant de l'eau froide dans des roches cristallines profondes présentant une faible porosité et en récupérant de l'eau chaude. Dans le cas de Soultz-sous-Forêts, nous ne sommes pas en présence de roches suffisamment poreuses. La circulation de fluide se fait le long de fractures. Pour augmenter le rendement, la roche doit être fracturée. On qualifie donc le site de Enhanced Geothermal System. Il est important de caractériser le socle granitique pour comprendre le fonctionnement de la centrale à court, moyen et long terme.

Historique du site géothermique de Soultz-sous-Forêts :

Depuis plus de 20 ans, des scientifiques et des ingénieurs cherchent à comprendre le comportement du réservoir géothermique. Le projet se décompose en différentes phases (Fig.0.1.2). Depuis 1987, sous la direction du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), un programme géothermique expérimental est en cours. Le but est d'exploiter un échangeur de chaleur situé à 5000 mètres de profondeur. Le premier puits, GPK1, est donc foré à 2000 mètres puis approfondi à 3600 mètres en 1992. La température en fond de puits atteint $165^\circ C$. En 1990, un puits EPS1 d'exploration entièrement carotté est

1. INTRODUCTION

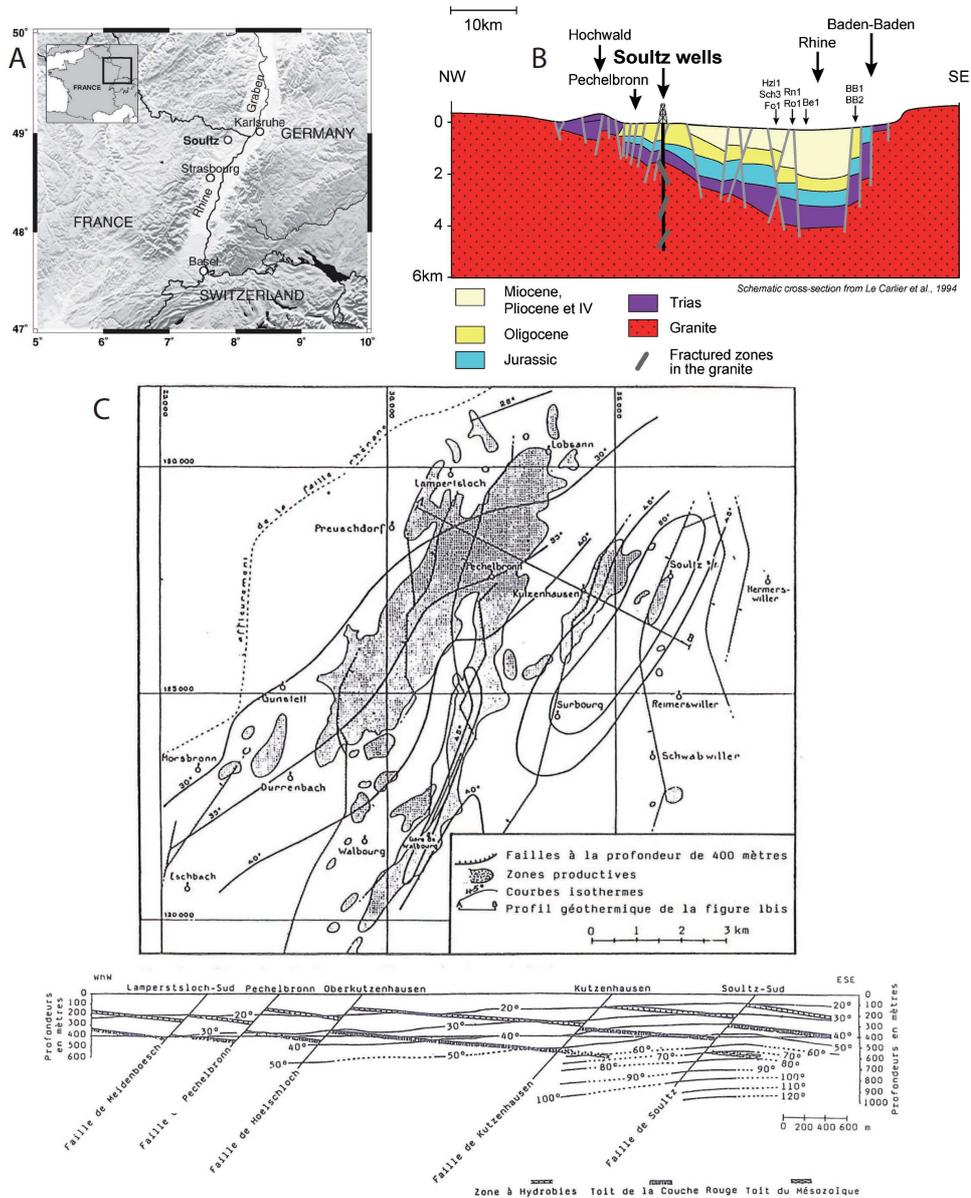


Figure 0.1.1: a : Localisation du site géothermique de Soutz-sous-Forêts, b : coupe NO-SE schématique du fossé rhénan (Le Carlier et al., 1994) passant par le site géothermique et c : Carte des isothermes à la profondeur de 400 m et profil thermique correspondant à la ligne AB (Gérard et al., 1984).

foré à 2250 mètres. Il se situe à 500 mètres de GPK1. En 1993, des tests hydrauliques importants y sont effectués (phases 1 et 2, figure 0.1.2). Ils durent 4 mois et impliquent un réservoir granitique fracturé situé à 3.5 km.

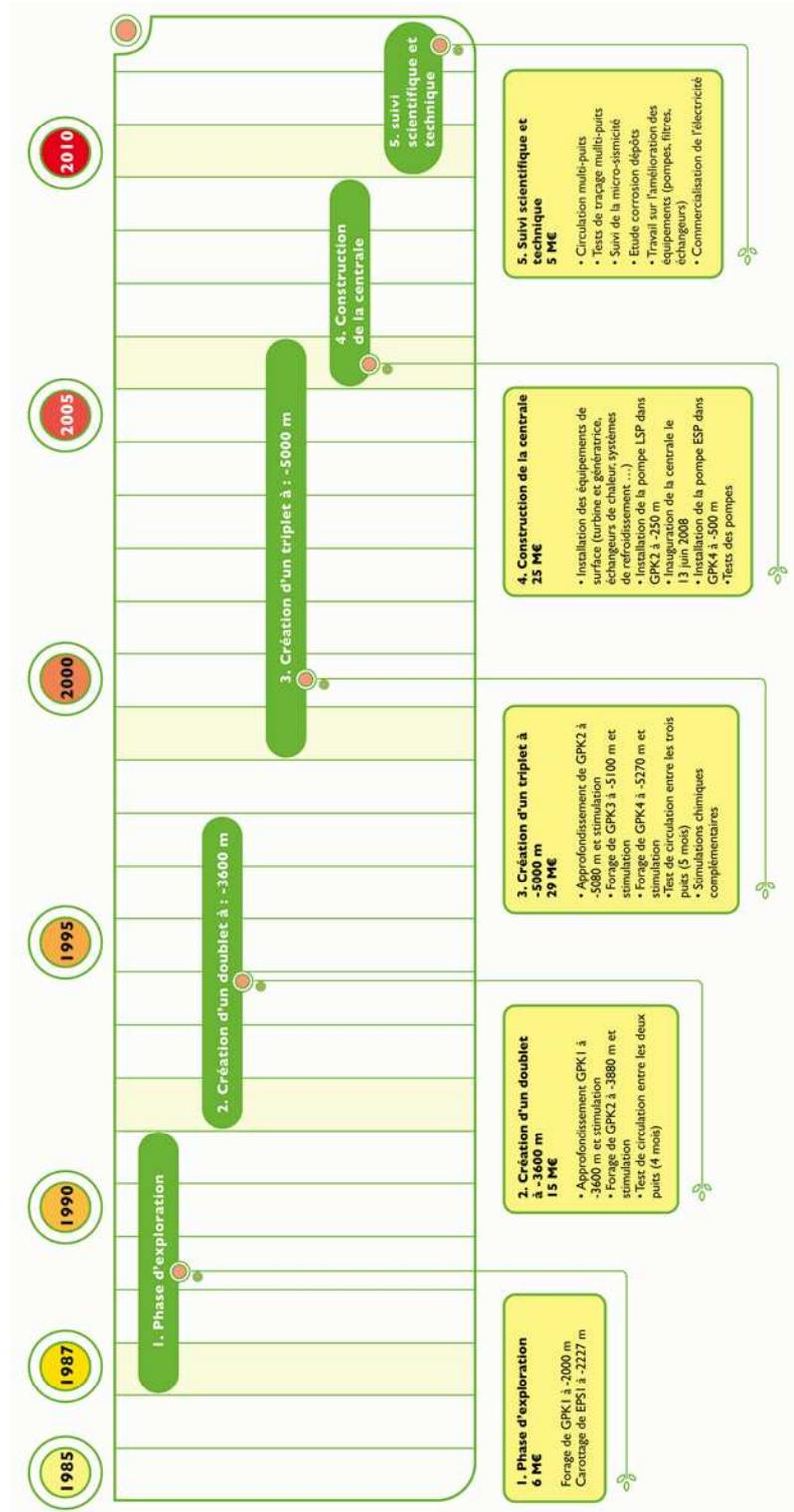


Figure 0.1.2: Chronologie de l'avancée du site Géothermique de Soutz-sous-Forêts (<http://www.geothermie-soutz.fr>).

1. INTRODUCTION

En 1995, le puits GPK2 est foré à 3878 mètres. Par la suite, un test de circulation de 4 mois est réalisé entre GPK1 et GPK2 avec un débit de $251\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$. Les températures atteintes n'étant pas satisfaisantes, le puits GPK2 est prolongé jusqu'à 5010 mètres à $T = 203^\circ\text{C}$ en 1999. On réitère les tests hydrauliques. En 2002, on fore le puits GPK3 à 5 km à proximité de GPK2. La distance horizontale entre les parties non tubées de GPK2 et GPK3 est de 650 m. En 2003/2004, un dernier puits, GPK4, est foré à 4985 mètres. Les puits GPK3 et GPK4 sont sur la même plateforme que GPK2 et sont déviés en profondeur pour atteindre une distance horizontale entre les parties non tubées de 700 mètres. L'inclinaison maximum des puits est de 25.5° par rapport au plan vertical, et ils sont orientés N180°E à 3592 mètres pour GPK3 et orienté N170°E à 4210 mètres pour GPK4. Depuis 2001, ces puits ont été stimulés hydrauliquement (Cornet *et al.*, 2006). En 2005, un test de circulation de 5 mois est fait avec comme puits d'injection GPK3 et de production GPK4 (phase 3).

A partir de 2005, la centrale est construite et le suivi scientifique et technique est effectué. L'eau géothermique est pompée des puits de production GPK2 et GPK4 et est réinjectée à une température plus faible dans GPK3. Malgré des problèmes comme des pompes hydrauliques cassées dans les puits, une production de 1,5 mégawatts électriques (MWe) permet de prouver la faisabilité de l'exploitation. La production électrique obtenue correspond à la consommation d'une petite ville.

Propriétés du réservoir géothermique :

Le site de Soultz-sous-Forêts fait partie du système de rift européen cénozoïque (Ziegler, 1992) actif depuis l'éocène tardif. Dans cette région, le socle granitique est recouvert de 1400 mètres de sédiments. Ces sédiments contiennent le champ pétrolifère de Pechelbronn-Merkwiller. Plus de 5000 puits pétroliers y ont été forés avant 1970 (Genter *et al.*, 2010). On a donc une bonne compréhension de la stratigraphie et des structures dans les sédiments post-paléozoïque. Plus de 500 de ces puits mesurent un gradient thermique remarquable qui définit la forte anomalie de Soultz. En 1948, une évaluation structurale note que la région est compartimentée par des failles normales qui génèrent une succession de graben et de horst (Schnaebele *et al.*, 1948). La structure de la croûte qui s'amincit sous le fossé rhénan a été étudiée par deux profils de sismique réflexion profonde situés

à 60 km au nord et au sud de Soultz (Brun et Wenzel, 1991). Le horst granitique de Soultz est délimité à l'ouest par la faille du même nom. On remarque (Fig.0.1.1.c) que la forte anomalie thermique est caractérisée par une élongation NE-SO (Gérard *et al.*, 1984) parallèlement à cette faille.

On distingue deux types de granites pour les profondeurs supérieures à 1500 mètres. Le premier est un monzo-granite porphyrique gris (334+/-4 Ma) et va jusqu'à 4.5 km. En dessous on est en présence d'un granite à deux-mica à grains fins (327+/-7 Ma) (Cocherie *et al.*, 2004; Stussi *et al.*, 2002). Dans le socle on observe deux types de fractures naturelles : des fractures isolées vues dans les carottes extraites des puits et dans les logs d'imagerie de forage et des zones de fractures qui regroupent de nombreuses fractures naturelles sur un volume de 10 à 20 mètres d'épaisseur. On observe ces dernières grâce aux carottes, aux logs géophysiques et aux logs d'imagerie de puits. Dans le socle, elles sont quasi verticales orientées de N160°E à nord-sud (Genter *et al.*, 2010). Dezayes *et al.* (2010) ont identifié 39 zones de fractures entre 1400 et 5000 mètres de profondeur découpées en 3 intervalles. La première se situe entre 1800 et 2000 mètres et est très perméable naturellement (Fig.0.1.3.a). La zone intermédiaire, entre 3000 et 3400 mètres, est un réseau de fracture dense dans un milieu altéré. L'intervalle le plus profond correspond aux parties inférieures du puits. Il apparaît comme un réservoir fracturé dans une matrice peu perméable. Certaines de ces zones de fractures présentent une forte altération hydrothermale (Genter, 1989). En effet, on détecte la présence de saumure dans les eaux de forage. Des échantillons sont collectés à la tête du puits GPK2 et à 650 et 3470 mètres (Genter *et al.*, 2010). La saumure est chargée en NaCl ($pH = 5$) et présente une forte salinité (solides dissous total $\approx 100g/l$). La constance des propriétés des fluides suggère qu'ils ont tous la même origine sédimentaire et qu'ils ont subi les mêmes interactions avec les roches. Cette saumure est à l'équilibre avec un assemblage minéralogique pour des températures proches de 220 – 240°C qu'on ne retrouve pas en fond de puits ($T_{GPK2} = 202^\circ C$ en fond de puits). Cette différence suggère que les fluides proviennent d'un réservoir au centre du graben où les sédiments sont plus profonds. Un profil thermique est mesuré le long de GPK2 où la température de 200°C recherchée est bien atteinte en fond de puits. Il présente 3 sections différentes qui impliquent des comportements thermiques différents (Fig.0.1.3.b). La section en surface et la section profonde ($z > 3.3km$) montrent un flux

1. INTRODUCTION

de chaleur conductif, alors que la section intermédiaire (entre 1 et 3.3km) montre un flux convectif.

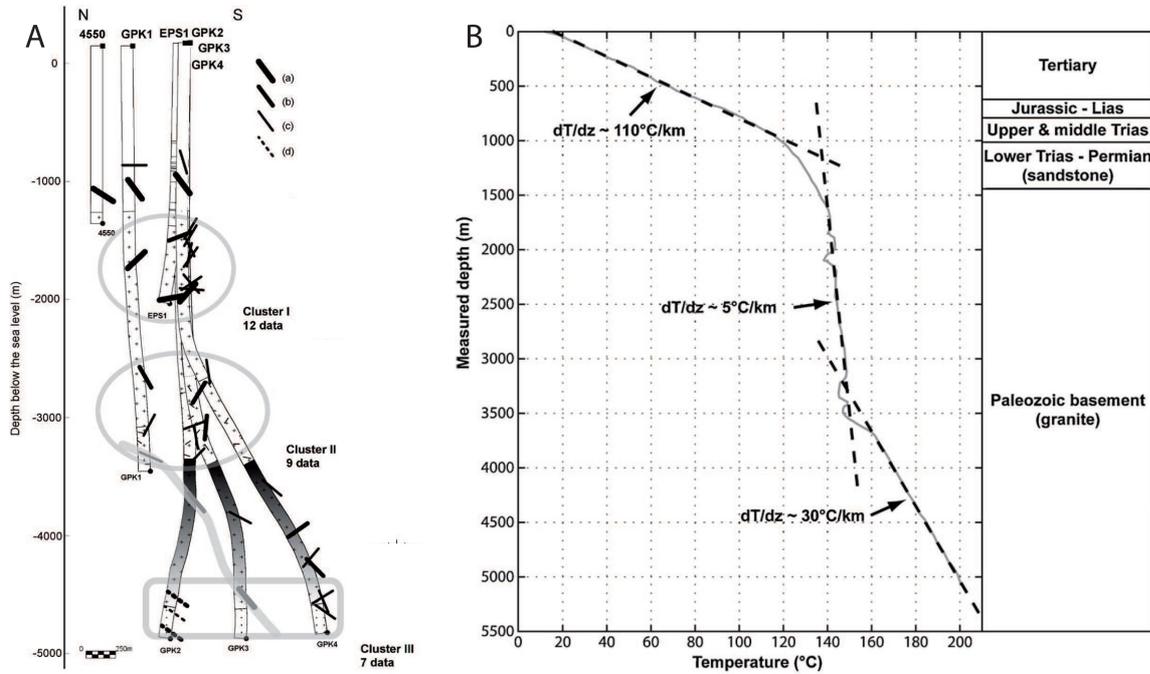


Figure 0.1.3: a : différents intervalles définis avec l'étude de la fracturation vue dans les forage par Dezayes et al. (2010), b : profil de température le long du puits GPK2 avec le log géologique associé. Il présente 3 comportements différents corrélées avec la stratification (Genter et al., 2010).

Des tests hydrauliques mesurent les plus hautes transmissibilités au niveau des zones de fractures altérées (Evans *et al.*, 2005). Pour augmenter la perméabilité naturelle faible de ces zones, des stimulations hydrauliques sont effectuées (phase 2 et 3, figure 0.1.2). L'augmentation de perméabilité est principalement contrôlée par des mécanismes de cisaillement prenant place dans les failles préexistantes. Également, on observe des fractures verticales de traction (Cornet & Jones, 1994). Cependant ces améliorations ne durent que 3 jours (Genter *et al.*, 2010). Pour palier ce problème, une variété de stimulations chimiques sont effectuées dans tous les puits après la stimulation hydraulique (Nami *et al.*, 2008; Portier *et al.*, 2009). Ainsi les propriétés et le comportement des fractures observées dans les différents forages sont bien déterminées. Cependant, on ne peut les étendre directement loin des puits. Cette information est pourtant essentielle pour une meilleure

compréhension du comportement du réservoir géothermique.

Analyse de l'activité microsismique associée aux stimulations des puits :

L'activité microsismique associée aux stimulations hydrauliques des puits a été enregistrée avec un réseau composé de stations en surface et en fond de puits (Cuenot *et al.*, 2006). Le puits GPK2 est stimulé en 2000, le puits GPK3 en 2003 et le puits GPK4 en 2004 et 2005. Durant ces tests de stimulation, le débit d'eau injectée varie au cours du temps. Cela permet à l'eau de pouvoir se propager dans le milieu entourant les puits de façon graduelle. En 2000, 718 micro événements de magnitude supérieure ou égale à 1 sont sélectionnés sur les plus de 30000 détectés (Dorbath *et al.*, 2009). L'évolution du nuage sismique au cours du temps indique que l'eau a été injectée dans un réseau dense de fractures de taille moyenne impliquant donc un grand nombre de faible magnitude (Fig.0.1.4.a). Les carottes de forage indiquent deux zones importantes fracturées et altérées hydrothermales dans GPK2 aux profondeurs 4550 et 4725 mètres (Genter *et al.*, 1999). La zone de fracture la plus profonde orientée globalement à 153° est la structure la plus significative (Wiedler *et al.*, 2002). Les propriétés des événements microsismiques montrent qu'ils ont lieu dans des roches cristallines fracturées et altérées. Ainsi les deux failles locales ($z = 4550$ et $4725m$) peuvent être vues comme des clusters de fractures de taille moyenne entourés de roches fortement altérées. Pour la stimulation de GPK3, le volume d'eau injecté est 1.5 fois supérieur à la stimulation de GPK2 et dure quasiment deux fois plus longtemps (Dorbath *et al.*, 2009). Cependant on ne localise que 3253 événements soit 45% des événements en 2000. De même les magnitudes sont inférieures. Le nuage microsismique est cette fois clairement orienté suivant des structures Nord-Sud fortement pentées vers l'ouest (Fig.0.1.4.b). La structure F1 coupe le forage à 4660 – 4710 mètres avec un pendage de 55° vers l'ouest. On l'observe sur les images UBI (Ultrasonic Borehole Imager) pour $z = 4705m$ avec un pendage de 55° (Dezayes *et al.*, 2004). La structure F2 coupe elle le puits pour $z=4870-4920$ mètres avec un pendage de 65° vers l'ouest. Les images UBI la détectent également. La migration des événements microsismiques met en évidence d'autres structures (F3 et F4). Ces structures ont un pendage égal à respectivement 65° et 40° vers l'ouest. Elles permettent de connecter en partie GPK3 avec GPK1 et GPK2. La stimulation de GPK4 s'est faite en deux parties en 2004 et 2005. Chaque partie

1. INTRODUCTION

est toujours découpée en plusieurs phases. Comparée aux deux précédentes stimulations, très peu d'évènements microsismiques sont détectés en surface. Sur les 1341 détectés, seuls 128 présentent une magnitude supérieure ou égale à 1 (Dorbath *et al.*, 2009). Le volume d'eau injecté correspond à 60% des injections de 2003. L'orientation de la sismicité est toujours suivant l'azimut Nord-Sud à $N10^{\circ}E$ (Fig.0.1.4.c). Le comportement du nuage au cours des différentes phases d'injection suggère que les évènements ont lieu principalement sur une faille Nord-Sud pentée fortement vers l'ouest. On remarque que, contrairement aux stimulations précédentes, la sismicité est située pour $z=4100-4300$ mètres au dessus de la fin du tubage. Un log d'écoulement fait en 2006 montre une fuite dans GPK4 pour $z=4100$ mètres (Pfender *et al.*, 2006). Son origine peut être due à l'acidification du puits en mars 2005. Cependant comme on y observe de la sismicité depuis 2004, le cisaillement d'une faille est plus probable alors qu'aucun évènement de forte amplitude n'y a eu lieu.

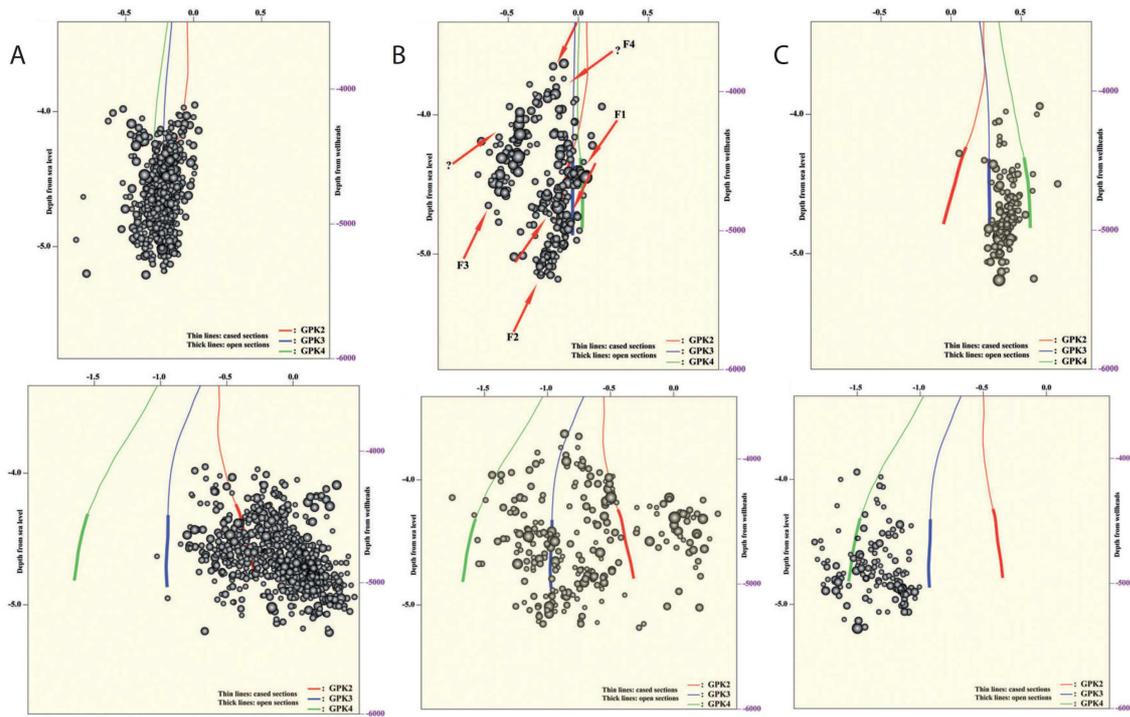


Figure 0.1.4: Localisation des évènements microsismiques de magnitude supérieure à 1 le long du plan $N9^{\circ}O$ (haut) et $N81^{\circ}O$ (bas), a : stimulation de GPK2 en 2000, b : stimulation de GPK3 en 2003 avec les failles déduites et c : stimulation de GPK4 en 2004-2005, d'après Dorbath *et al.* (2009).

L'étude de la microsismicité permet donc d'étendre des fractures vues au niveau des

puits loin de ces derniers. Elle définit des nuages de points correspondant aux clusters de fractures constituant des failles. Cependant, on ne peut voir que des structures impliquées directement dans la circulation de fluide. Pour avoir de nouvelles informations sur les zones de fractures loin des puits, trois campagnes de profils sismiques verticaux ou VSP ont donc été acquises sur le site de Soultz-sous-Forêts.

Études VSP précédentes :

Une campagne de VSP enregistre dans un puits les ondes sismiques émises par une source en surface (Hardage, 1983). Classiquement, les VSP sont utilisés pour l'exploration d'hydrocarbures et la caractérisation des réservoirs dans les sédiments (Hornby *et al.*, 2006; Müller *et al.*, 2010). Ils permettent de déterminer des vitesses de propagation en corrélant des temps d'arrivée avec les profondeurs d'enregistrement. Ainsi on peut caler en profondeur aux niveaux des puits les temps de propagation observés sur les profils de sismiques réflexion de surface. Des VSP acquis avec un déport entre la tête de puits et la source permettent également d'imager des structures proches des puits comme les flancs subverticaux des dômes de sel.

Les VSP peuvent également être utilisés dans des puits forés dans des formations non sédimentaires. Pujol *et al.* (1989) décrivent des conversions P-S et des réflexions en onde P sur des basaltes interlités avec des couches d'argile. Carr *et al.* (1996) et Ganchin *et al.* (1998) montrent que les roches métamorphiques de la péninsule de Kola produisent des réflexions et des conversions issues de la succession de couches pentées de zones de cisaillement et des zones saturées en fluide avec des VSP allant jusqu'à 6km de profondeur. Rabbel *et al.* (2004) ont réussi à faire des profils jusqu'à 8.5km dans le forage KTB. Ils documentent une forte hétérogénéité de la formation métamorphique varisque. Elle produit des conversions P-S en transmission et réflexion. On est capable d'imager des zones de faille avec un pendage de 60° pour des profondeurs comprises entre 5 et 7km de profondeur et jusqu'à 2km par rapport au puits. Bellefleur *et al.* (2005) montrent qu'une campagne VSP multi-offset/multi-azimut permet de détecter des lentilles de sulfure dans les dépôts complexes volcano-sédimentaires à partir d'ondes P et S diffractées.

A Soultz, les profils de sismiques réflexions permettent de bien cartographier les failles normales dans les sédiments (Place *et al.*, 2010). L'interface entre les grès et le socle grani-

1. INTRODUCTION

tique (Fig.0.1.3) n'est pas nette et le socle ne montre pas de réflexions claires. L'utilisation d'une géométrie d'acquisition spécialement définie pour l'exploration sismique profonde ne permet pas non plus d'imager clairement la partie supérieure du socle du fossé rhénan (Brun *et al.*, 1992). Pour pallier ce manque, des campagnes VSP ont été faites à Soultz en 1988 (Place *et al.*, 2010) et en 1993 (Place *et al.*, 2011). Les profondeurs d'enregistrement sont comprises respectivement entre 1250 et 2000 mètres et entre 2700 et 3480 mètres. Les ondes enregistrées sont interprétées comme des diffractions et des réflexions sur des structures fortement pentées dans le socle. Elles sont caractérisées par la polarisation des ondes et les temps d'arrivée associés. Ces deux acquisitions ont permis d'imager les deux intervalles de fracturation intense supérieurs définis par Dezayes *et al.* (2010) (Fig.0.1.3.a). L'intervalle fracturé profond reste lui peu exploré. Les seules informations dont on dispose sont les fractures vues dans les puits et les directions microsismiques (Dorbath *et al.*, 2009). Sausse *et al.* (2010) regroupent toutes les informations sur l'organisation des zones de fractures dans le socle granitique à proximité des 4 puits géothermiques dans un géomodèle construit avec GOCAD®.

En 2007, une campagne de VSP multi-offset/multi-azimut est effectuée sur le site de Soultz-sous-Forêts dans les puits GPK3 et GPK4 pour des profondeurs allant jusqu'à 4900 mètres. 24 positions de tir sont utilisées pour permettre un éclairage du réservoir géothermique profond (Dezayes *et al.*, 2010). On a donc eu accès à 48 profils VSP. Ces données ont fait l'objet d'un mémoire de master (Salgado, 2007) suite à un stage fait à l'IFP sous la direction de Charles Naville, qui a conçu et supervisé l'acquisition des données.

Cadre de mon travail :

Le GEIE Exploitation Minière de la Chaleur a mis à disposition pour ma thèse les données brutes de la campagne VSP de 2007. La thèse, qui présente les résultats que j'ai réussis à extraire de ces données, est structurée en trois grandes parties.

La première partie correspond au pré-traitement des données. Dans un premier temps, j'ai recomposé les profils VSP à partir de fichiers contenant chaque trace individuellement grâce aux fiches terrain de la campagne. La source sismique utilisée est une source vibrante. Pour accélérer l'acquisition, deux tirs sont enregistrés simultanément. Les données brutes,

non corrélées, ne sont pas directement interprétables. Il a donc fallu corrélérer les enregistrements avec les sources correspondantes pour obtenir des données exploitables et séparer les sources simultanées.

La seconde partie décrit les différentes méthodes de séparation des différents champs d'onde enregistrés appliquées aux données. Je cherche ici à extraire le signal associé à de possibles réflexions sur des structures situées dans le réservoir géothermique profond de Soutz-sous-Forêts. J'ai donc appliqué un filtrage médian et un filtrage en vitesse apparente dans le domaine spectral. Le second donne des résultats plus intéressants mais est plus sujet à générer du bruit artificiel. Néanmoins, j'arrive à extraire des arrivées communes aux deux méthodes. J'effectue également des tests pour voir l'importance de ce bruit artificiel. Je décompose donc avec confiance les données brutes enregistrées en 4 champs d'onde distincts. Chacun d'eux nous renseigne différemment sur les propriétés sismiques du site de la surface jusqu'à 5000 mètres.

La dernière partie présente les zones de failles définies en modélisant les temps d'arrivée des champs d'onde extraits précédemment. J'ai développé des codes calculant le temps de parcours des ondes sismiques par tracé de rai. Il a fallu définir dans un premier temps un modèle de vitesse 3D pour propager les différents rais sismiques émis en surface et enregistrés dans les 2 puits. Je me suis basé sur des informations préexistantes. Le modèle initial a ensuite été modifié pour mieux correspondre aux VSP. Je l'ai également simplifié pour faciliter la détermination de la propagation des rais sismiques. Mon modèle n'étant pas parfait, j'ai été contraint d'appliquer à chaque position de tir des corrections temporelles statiques. Je montre que ces dernières correspondent à des effets locaux. J'arrive ainsi à expliquer les temps de première arrivée de mes profils. J'ai aussi calculé les temps d'arrivée des réflexions associées à des zones de fracture dans l'ensemble de mes données. Plusieurs arrivées peuvent être expliquées par des structures définies par Sausse *et al.* (2010) en ajustant leur pendage et azimuth. Je peux ainsi préciser l'extension latérale de ces structures autour des forages. Également, j'arrive à définir une structure nouvelle qui intersecte le puits GPK3 vers 4500 mètres. Cette étude suppose que les réflexions se font en mode PP sans conversion. Pour confirmer cette hypothèse, j'ai vérifié que la polarisation est conforme aux angles d'incidence des rais sismiques aux géophones. Pour voir la validité des structures obtenues, j'étudie enfin le volume de Fresnel associé. Il définit la

1. INTRODUCTION

résolution de cette méthode sismique. Je vois ainsi que les résultats géométriques obtenus doivent être considérés avec prudence dans l'interprétation structurale puisque les structures extraites sont contenues dans le volume de Fresnel aux fréquences disponibles. En parallèle de mon travail, Calò et al. ont effectué une tomographie des temps de première arrivée des VSP de 2007. J'ai donc comparé les plans de faille extraits du champ d'onde réfléchi avec les variations de vitesse issues de la tomographie.

Première partie

**La campagne VSP multi-source,
multi-offset, 4 composantes, effectuée
à Soultz-sous-Forêts en 2007**

1

Acquisition des données de VSP de 2007

Une campagne de VSP (Vertical Seismic Profile) 3 composantes multi-source/multi-offset a été effectuée à Soultz-sous-Forêts en 2007 dans les puits GPK3 et GPK4. Le but est d’imager le réservoir géothermique profond situé dans le socle granitique ($z > 1500m$). L’acquisition a mis en oeuvre la méthode *VIBROSEIS*.

1.1 Principe de la sismique de puits

La méthode de profils sismiques verticaux ou VSP est une méthode d’imagerie sismique où le géophone ou la source sont situés en profondeur dans un forage. Il existe 3 types de configurations d’acquisition (Mari & Coppens, 2000) :

- Pour un VSP à déport nul, la source est située en tête de puits (trajet 1 de la figure 1.1.1). On enregistre dans un forage vertical sur un intervalle de profondeur. Cette méthode est utilisée pour caler des profils de sismique réflexion avec des données de puits comme les logs stratigraphiques. On obtient aussi la réflectivité au voisinage du puits en extrayant les ondes montantes réfléchies des enregistrements.
- Pour un VSP avec offset (trajet 3 de la figure 1.1.1), on place la source en surface à distance de la tête de puits. On peut ainsi caractériser l’extension latérale des structures à proximité du puits car les points de réflexion sont à des distances non nulles du puits. On peut déplacer la source en surface le long d’un profil et/ou le géophone le long du puits. Les données acquises à Soultz présentent un déport fixe

1. ACQUISITION DES DONNÉES DE VSP DE 2007

entre la source et la tête de puits.

- Pour un profil de puits à puits (trajet 2 de la figure 1.1.1) la source et le géophone sont situés dans deux puits distincts. Cela permet de caractériser le milieu inter-puits avec des ondes qui se propagent uniquement dans la formation étudiée, sans être affectées par la proche surface.

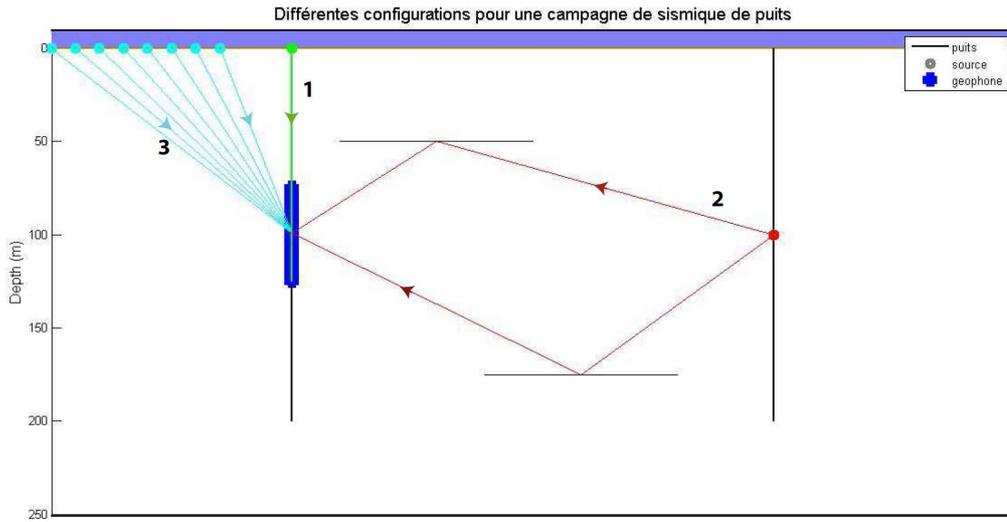


Figure 1.1.1: Différentes configurations pour une campagne de sismique de puits. Trajet 1 : VSP à départ nul, Trajet 2 : Profil puits à puits, Trajet 3 : VSP avec offset, dans le cas d'une ballade sismique.

Dans le cas de VSP avec offset, nous sommes en présence de 3 champs d'ondes qui nous renseignent sur différents éléments du milieu étudié :

- Le champ d'onde descendant, schématisé par le rai rouge de la figure 1.1.2.a. Il contient des informations sur les structures situées au dessus du récepteur. Il correspond à la première arrivée (Fig.1.1.2.b). Il comporte aussi les réverbérations de surface et les réflexions multiples dans la stratification au dessus du récepteur.
- Le champ d'onde montant, schématisé par les rai vert de la figure 1.1.2.a. Il correspond aux réflexions sur des structures subhorizontales situées au dessous du géophone. Il permet de déterminer la géométrie des interfaces à proximité du puits. Il est caractérisé par des arrivées ayant une vitesse apparente de signe opposé à celle du champ descendant (Fig.1.1.2.b),
- Le champ d'onde réfléchi sur des interfaces fortement pentées ou diffracté sur des

inhomogénéités petites devant la longueur d'onde, schématisé par les rais oranges de la figure 1.1.2.a. Sa vitesse apparente peut être très grande avec un signe positif ou négatif.

Outre les ondes de volume se propageant dans le milieu, les enregistrements contiennent des ondes de tube se propageant dans la boue présente dans le forage. Elles se propagent vers le haut et vers le bas. Ces ondes perturbent les enregistrements VSP, surtout ceux réalisés avec des hydrophones. Des ondes de câble peuvent aussi être présentes (Hardage, 1983).

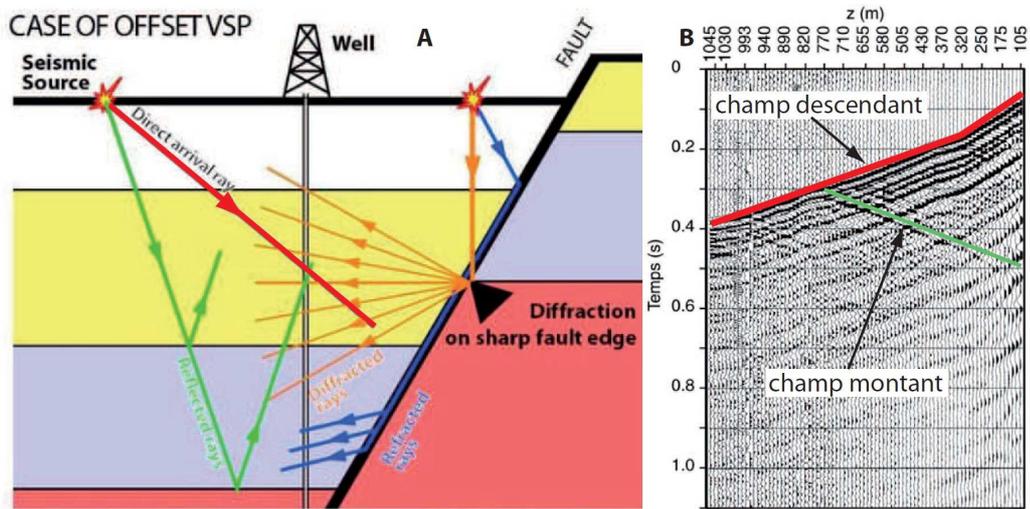


Figure 1.1.2: a : Principe d'une campagne de VSP avec un offset entre la source et la tête du puits d'enregistrement avec les principaux champs d'ondes étudiés. b : Exemple d'enregistrement de VSP avec le champ descendant associé à l'arrivée directe et le champ montant associé aux réflexions dans le milieu (document Gaz de France).

1.2 Principe de la méthode *VIBROSEIS*

La signature temporelle de la source sismique utilisée, ou sweep, est un signal sinusoïdal long dont la fréquence instantanée varie en fonction du temps. Dans le cadre de notre étude, le sweep utilisé est linéaire, c'est-à-dire que la fréquence instantanée varie linéairement au cours de la vibration. La formulation d'un sweep linéaire de durée T centré

1. ACQUISITION DES DONNÉES DE VSP DE 2007

au temps 0 est défini par Goupillaud (1976) :

$$s(t) = \begin{cases} \alpha(t) \sin(\theta(t)), & -\frac{T}{2} \leq t \leq \frac{T}{2} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad \text{avec } \theta(t) = 2\pi \left(f_0 + \frac{W}{2T} t \right) t \quad (1.1.1)$$

avec $\theta(t)$ la phase du sweep, $\alpha(t)$ l'enveloppe ou taper du signal, $W = f_2 - f_1$ la largeur de bande du sweep et $f_0 = \frac{f_2 + f_1}{2}$ la fréquence centrale du sweep.

Ce type de source transmet la même quantité d'énergie qu'une source explosive mais sur un temps plus long. Néanmoins elle présente des avantages par rapport aux méthodes sismiques traditionnelles. On contrôle les paramètres du signal émis. On a donc une bonne répétabilité des tirs sismiques. La forme de l'enveloppe, ou taper, permet de réduire les phénomènes de Gibbs (Fig.1.1.3).

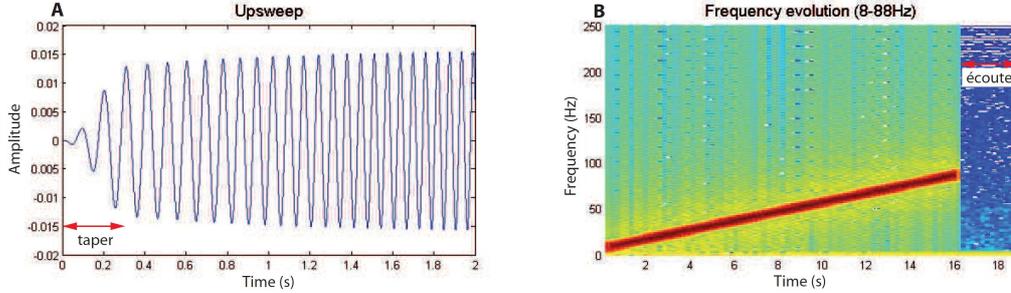


Figure 1.1.3: Sweep de 16 secondes plus trois seconde d'écoute dont la fréquence instantanée varie entre 8 et 88Hz. a : 2 premières secondes du sweep en temps, b : évolution de la fréquence instantanée sur les 19 secondes du signal.

Cette méthode implique néanmoins une étape de pré-traitement. Le signal généré étant long, les enregistrements bruts doivent être transformés par une opération contractant le long sweep en pulse court. Cette contraction du signal est faite par corrélation du signal enregistré avec le signal émis. La corrélation de deux signaux $a(t)$ et $b(t)$ est définie par l'équation suivante (Anstey, 1964) :

$$\Phi_{ab}(t) = a(t) \otimes b(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} a(\tau) b(t + \tau) d\tau \quad (1.1.2)$$

avec τ le décalage entre les deux signaux.

Cela consiste à détecter les similarités entre $a(t)$ et $b(t)$ (Fig.1.1.4). La corrélation est équivalente à la convolution de $a(t)$ et de $b(t)$ inversé en temps. Ainsi le signal enregistré

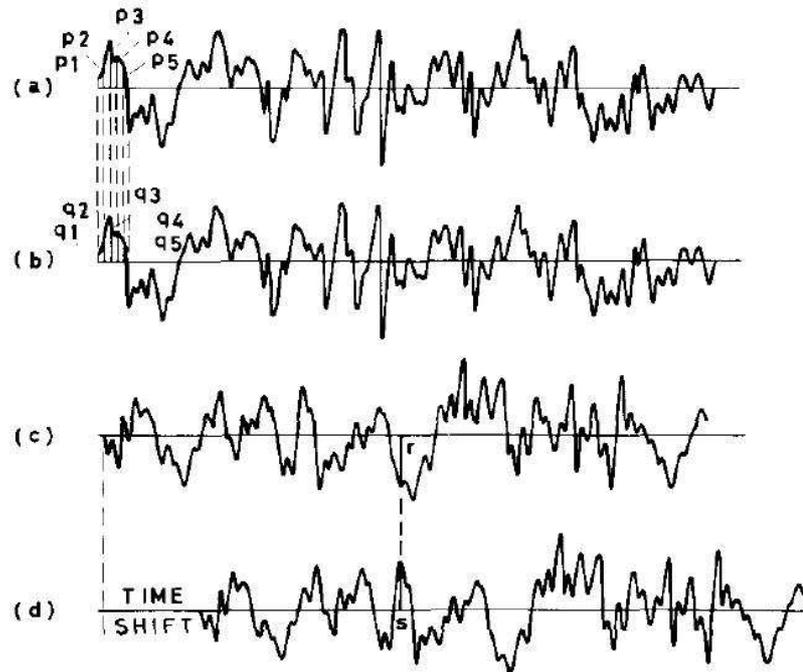


Figure 1.1.4: Principe de corrélation (Anstey, 1964) : les signaux a et b sont similaires en temps et en amplitude. Les signaux c et d sont les mêmes mais décalés en temps. On a $\phi_{ab}(t) \geq \phi_{cd}(t)$.

est contracté sur la durée du temps d'écoute. Il devient comparable à un signal sismique acquis avec une source explosive ou à impact. L'autocorrélation du sweep ou ondelette de Klauder permet d'étudier correctement la contraction de l'enregistrement.

1.3 Paramètres de l'acquisition

Salgado (2007) a décrit les paramètres d'acquisition de la campagne de VSP de 2007. Ils sont aussi précisés dans les fichiers accompagnant les données brutes auxquelles nous avons eu accès (annexe A). 24 positions de tir sont situées dans un rayon de 5 km autour de la tête des puits GPK3 et GPK4 avec un offset compris entre 417 et 4967 mètres (Fig.1.1.5 et table 1.1). Leurs altitudes varient entre -23 et 62 mètres par rapport à celle de la tête de puits. La topographie vallonnée des contreforts des Vosges est due à la présence de blocs délimités par des failles normales NE-SW (Genter *et al.*, 2010). Deux camions vibrateurs de 50000 livres localisés à deux positions de tirs distinctes vibrent simultanément avec

1. ACQUISITION DES DONNÉES DE VSP DE 2007

des sweeps orthogonaux, déphasés de π . La fréquence des sweeps varie dans l'intervalle [8 88Hz] sur une durée de 16 s (Fig.1.1.3). Cependant, pour distinguer les deux sources, on utilise deux sweeps :

- Un sweep montant dont la fréquence instantanée croît de 8 à 88 Hz.
- Un sweep descendant dont la fréquence instantanée décroît de 88 à 8 Hz.

Les deux sources durent 16 s avec un taper de 0.3 s. On ajoute 3 s d'écoute pour enregistrer la réponse du sous-sol, avec un pas d'échantillonnage en temps de 0.002 s. Pour séparer les deux sources simultanées, il suffit de corrélérer l'enregistrement avec les sweeps correspondants (Xia *et al.*, 2005). On obtient ainsi deux enregistrements en temps de 3 s. Pour chaque position de tir, on enregistre 4 séquences de tir (de 0 à 3). Il s'agit d'une combinaison de polarité des sweeps (déphasage de 0 ou π) (table 1.2).

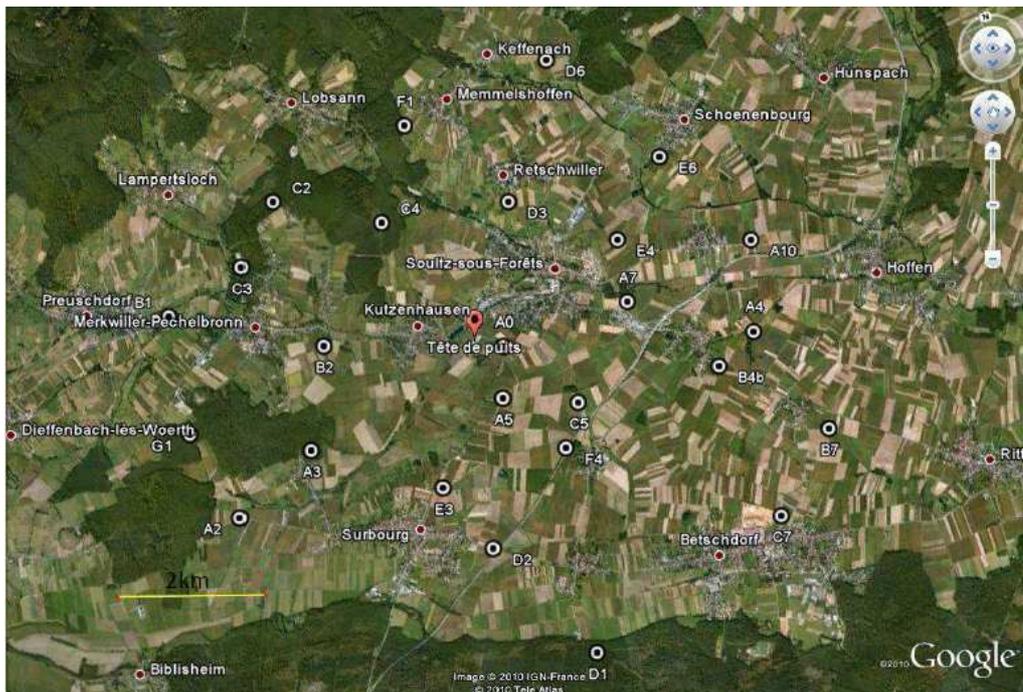


Figure 1.1.5: Localisation des positions de tirs lors de la campagne de VSP de 2007.

Pour enregistrer les ondes sismiques ainsi générées, on utilise un outil comportant un géophones 3 composantes capable de résister à des températures de $200^{\circ}C$. On couple à ce dispositif un hydrophone pour contrôler les enregistrements. Lors de l'acquisition, on observe sur l'hydrophone de fortes ondes de tube, que l'on ne retrouve pas sur les géophones. On a donc un bon couplage de l'outil avec les parois des puits (Salgado, 2007).

1.3 Paramètres de l'acquisition

Table 1.1: Position des sources par rapport à la tête de puits de GPK3 et GPK4

| Source | Distance (m) | Azimut (°) | Source | Distance (m) | Azimut (°) |
|--------|--------------|------------|--------|--------------|------------|
| A0 | 416.7 | 108.8 | C4 | 2047.6 | 336.5 |
| A2 | 3957.1 | 246.7 | C5 | 1643.7 | 133.4 |
| A3 | 2640.7 | 250.4 | C7 | 4797.7 | 133.0 |
| A4 | 1323.5 | 239.8 | D1 | 4544.5 | 172.2 |
| A5 | 846.4 | 165.2 | D3 | 1979.7 | 27.6 |
| A7 | 2169.0 | 88.7 | D6 | 3980.8 | 28.2 |
| A10 | 4030.5 | 83.2 | E3 | 2013.5 | 205.8 |
| B1 | 4121.9 | 288.6 | E4 | 2408.6 | 69.0 |
| B2 | 2026.4 | 282.7 | E6 | 3581.8 | 58.6 |
| B4b | 3349.7 | 108.8 | F1 | 3096.8 | 356.1 |
| B7 | 4967.4 | 117.1 | F4 | 1894.8 | 152.1 |
| C2 | 3308.7 | 318.9 | G1 | 4018.1 | 265.7 |

Table 1.2: Polarité du sweep en fonction de la séquence de tir et du type (montant et descendant)

| | Séquence 0 | Séquence 1 | Séquence 2 | Séquence 3 |
|------------------|------------|------------|------------|------------|
| Sweep montant | M- | M- | M+ | M+ |
| Sweep descendant | D- | D+ | D- | D+ |

Deux outils sont positionnés dans les puits GPK3 et GPK4 lors de l'acquisition d'un couple de tir. Les intervalles de profondeurs d'enregistrement le long des puits sont compris pour GPK3 entre 2000 et 4980 mètres et pour GPK4 entre 100 et 4980 mètres (Fig.1.1.6). Pour ce dernier, un unique couple de VSP a été enregistré depuis la surface (le couple A0-E4). Le pas d'échantillonnage en profondeur est de 20 mètres toujours le long des forages. Les VSP sont enregistrés dans les deux puits pour toutes les profondeurs comprises entre 3000 et 5000 mètres. Cela correspond à la partie déviée des puits (azimut de $175^\circ N$) (Fig.??). Un système de deux cardans permet d'orienter les composantes dans les trois directions (Fig.1.1.8.a) : vertical (Zup), horizontal dans l'azimut du puits (X-hazi) et horizontal orthogonal à l'azimut du puits (YH). Les géophones se situent dans la partie des forages dont l'azimut ne varie pas ou peu (Fig.1.1.8.b). Pour le puits GPK3, une variation

1. ACQUISITION DES DONNÉES DE VSP DE 2007

importante de l'azimut est observée pour des profondeurs proche de 4500 m. Ceci est dû au passage d'une faille bien connue. Ainsi pour un même profil de VSP, les composantes des géophones restent les mêmes pour l'ensemble des profondeurs d'enregistrement. Pour compléter l'acquisition, on ajoute un géophone en tête de puits. Ce dernier permet de contrôler les enregistrements. La figure 1.1.9 résume le dispositif. Cela a permis de réduire le temps d'acquisition à deux sources en une journée.

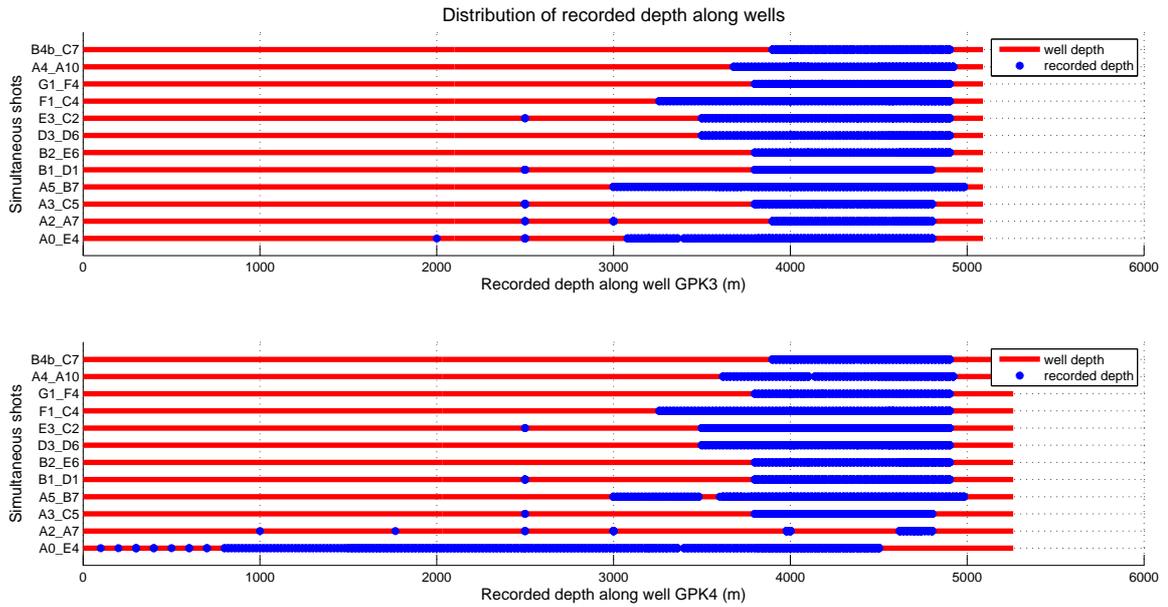


Figure 1.1.6: *Distribution des profondeurs d'enregistrement dans les puits GPK3 et GPK4 pour tous les couples de sources simultanées.*

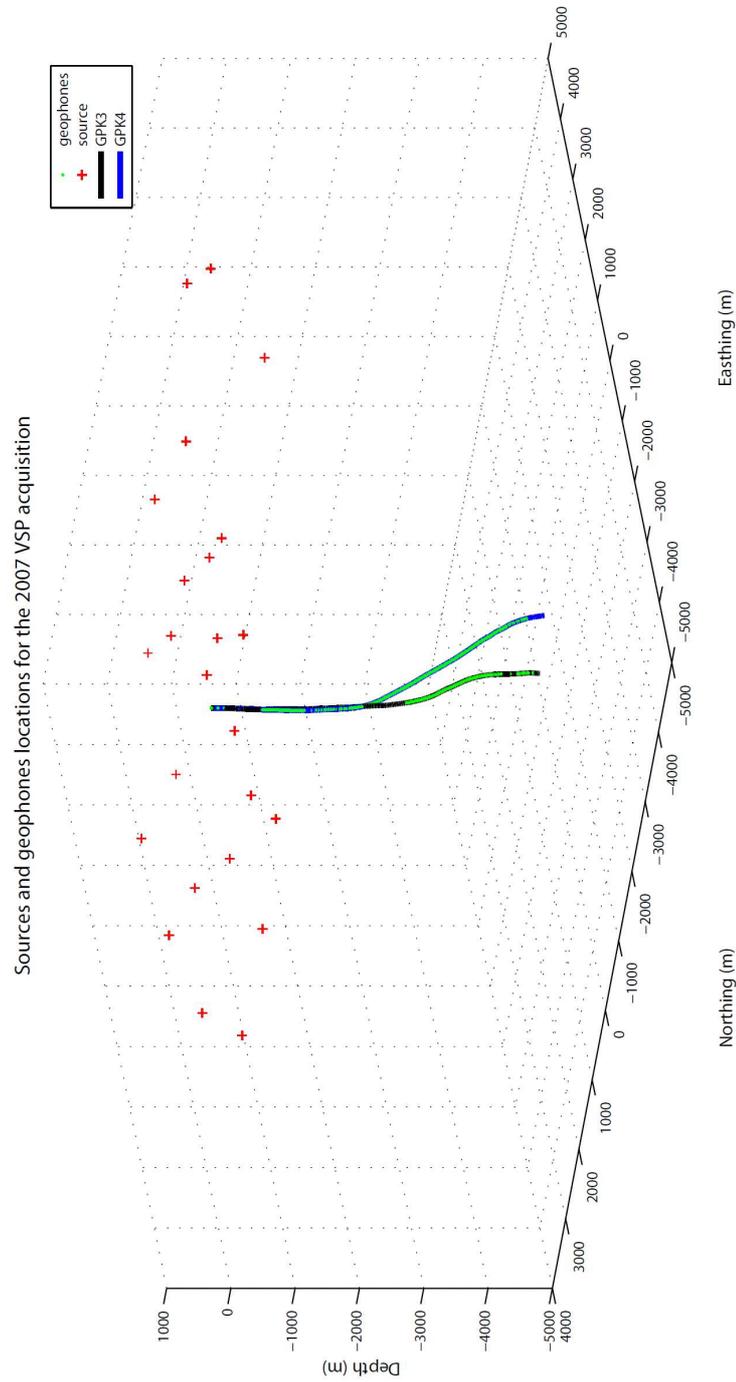


Figure 1.1.7: Localisation des géophones (points vert) dans les puits GPK3 (trait noir) et GPK4 (trait bleu) pour toutes les positions de tir (croix rouge).

1. ACQUISITION DES DONNÉES DE VSP DE 2007

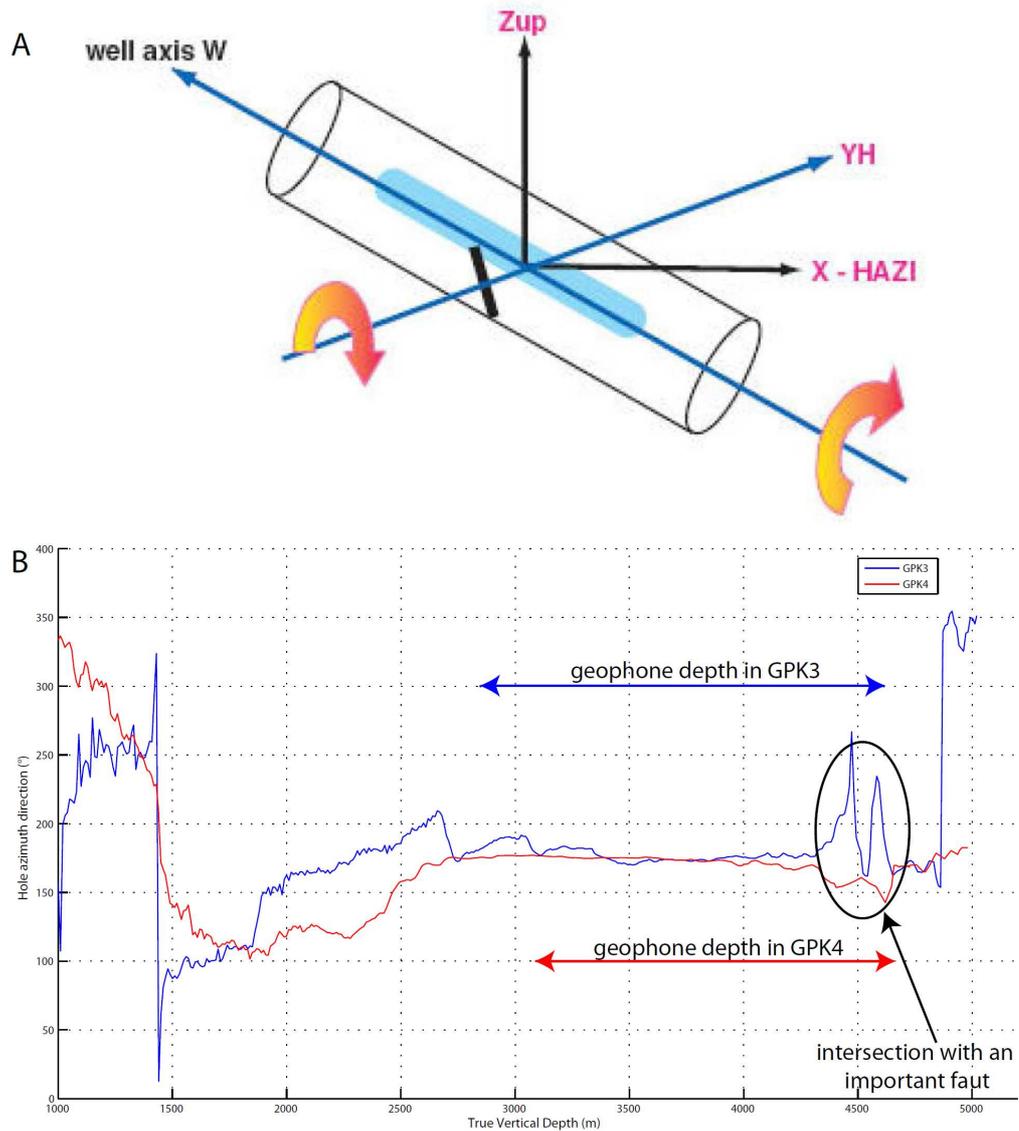


Figure 1.1.8: a : Schéma représentant le système de double cardans permettant d'orienter les composantes du géophone (Salgado, 2007) et b : l'azimut des puits GPK3 (courbe bleue) et GPK4 (courbe rouge) en degré avec l'intervalle des profondeurs d'enregistrement.

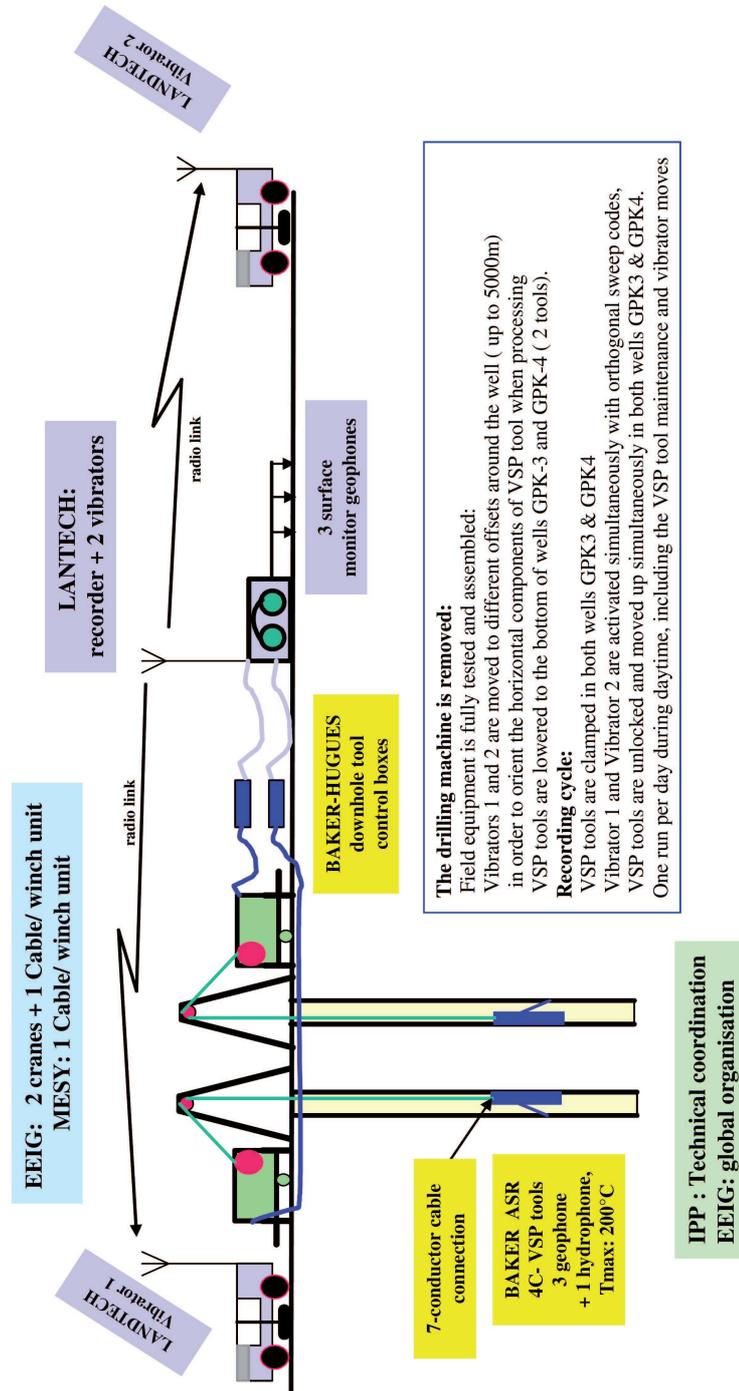


Figure 1.1.9: Schéma représentant le dispositif d'acquisition (Salgado, 2007).

1. ACQUISITION DES DONNÉES DE VSP DE 2007

Pour chaque profondeur d'enregistrement, quatre (ou parfois un multiple de 4) vibrations sont effectuées pour obtenir un profil VSP. Ceci est possible car on a une bonne répétabilité des sources émises grâce à la technique *VIBROSEIS*. Nous avons eu accès aux fichiers d'enregistrement bruts, i.e. un fichier par profondeur et par séquence de tir contenant les enregistrements dans les deux puits, du géophone de surface et d'un des sweeps (Fig.1.1.10). Des fichiers associés regroupent les numéros de tir, les séquences de tir et les profondeurs d'enregistrement (fichier résumé à la figure 1.1.11).

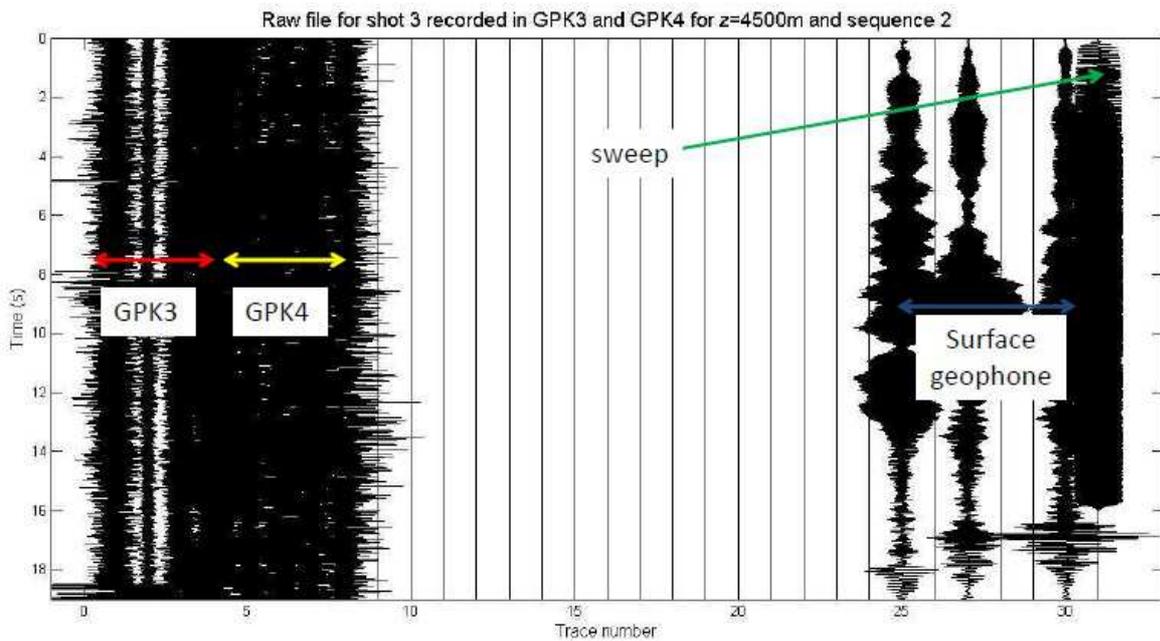


Figure 1.1.10: a : fichier brut correspondant au 3ème tir enregistré dans GPK3 et GPK4 à $z=4500\text{m}$ pour la séquence de tir 2 et le couple de source A0-E4.

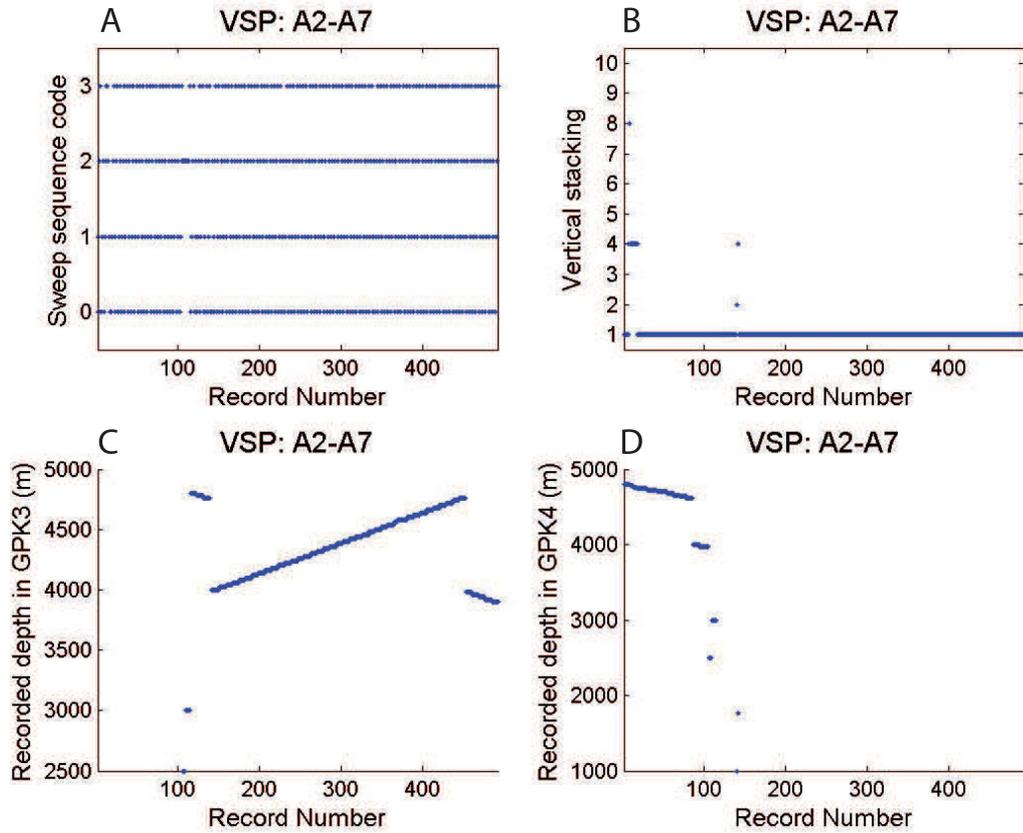


Figure 1.1.11: Informations sur l'acquisition du couple de station de tir A2-A7. a : correspondance entre le numéro du tir et la séquence de tir, b : sommation verticale pour tous les tirs, c : profondeur d'enregistrement dans GPK3 pour chaque tir et d : profondeur d'enregistrement dans GPK4 pour chaque tir.

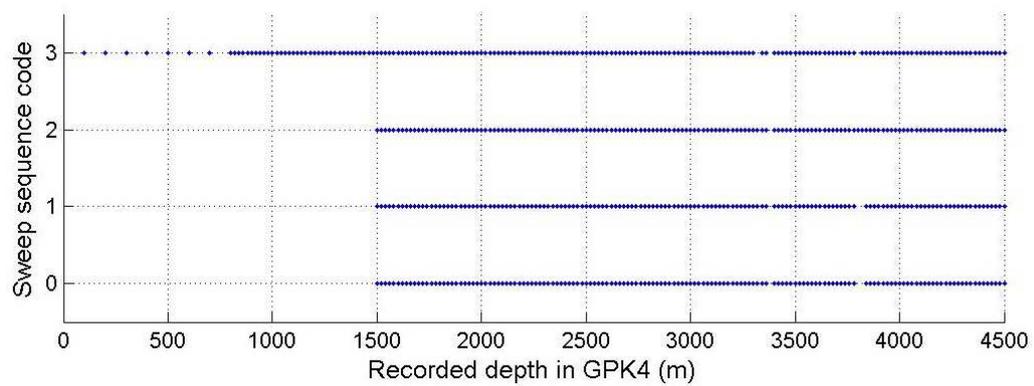


Figure 1.1.12: Profondeur d'enregistrement des 4 séquences de tir pour le couple de sources A0-E4 enregistré dans GPK4.

1. ACQUISITION DES DONNÉES DE VSP DE 2007

On remarque dans l'exemple de fichier décrivant l'acquisition de A2-A7 que l'on a du sommer certains tirs réalisés à la même profondeur d'enregistrement (Fig.1.1.11.b). La longueur des profils peut être très différente entre les deux puits (Fig.1.1.11.c et d). De même il est possible que toutes les séquences de tir n'aient pas été faites pour toutes les profondeurs (Fig.1.1.12). Grâce à l'information contenue dans les fichiers annexes aux enregistrements, nous avons pu recréer les profils VSP bruts, i.e. non corrélés pour chaque couple de sources.

2

Pré-traitement des données de VSP de 2007

Grâce aux fichiers résumant l'acquisition des données pour tous les profils, nous avons recréé les VSP associés à chaque séquence de tir. Néanmoins les données sont inexploitable en l'état (Fig.1.2.1). On doit corrélérer les enregistrements avec la source émise avant de sommer les 4 séquences de tir pour les profondeurs d'enregistrement où il y a répétition.

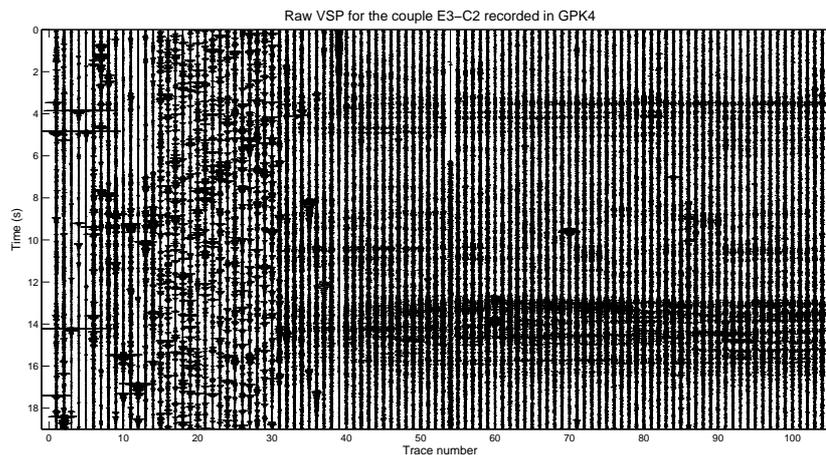


Figure 1.2.1: *VSP brut pour le couple E3-C2 enregistré dans le puits GPK4 pour la séquence 2 de tir.*

2.1 Détermination de la source enregistrée et corrélation

Dans les fichiers de données, un seul sweep est enregistré pour chaque séquence de vibrations. Il s'agit de l'ESG (Electronic Sweep Generator) dont la nature est indiquée dans les documents terrain. Il est montant pour les séquences 0 et 2, descendant pour les séquences 1 et 3. Pour obtenir l'ensemble des sweeps à partir de cet enregistrement, il est nécessaire d'inverser en temps les 16 s de signal enregistré et de changer le signe du sweep si une polarité négative a été utilisée.

On contraint la nature du sweep enregistré dans les données en utilisant en utilisant le géophone de surface situé en tête de puits. La configuration source-récepteur étant fixe pour un couple de positions de tir, on doit obtenir après corrélation des premières arrivées aux temps constants correspondant aux deux déports distincts des deux sources. La figure 1.2.2 montre les 4 séquences de tir corrélées avec les sweeps enregistrés pour le couple de tir G1-F4 enregistré dans GPK3. Les déports horizontaux source-puits sont respectivement 4 km pour G1 et 2 km pour F4. Comme les sweeps enregistrés sont alternativement montant et descendant et le sweep utilisé pour une position de tir est toujours soit montant soit descendant, on obtient bien deux fois chaque tir. F4 correspond au temps de première arrivée t_1 pour les séquences 0 et 2 et G1 au temps t_2 pour les séquences 1 et 3. En inversant les sweeps enregistrés, on obtient F4 pour les séquences 1 et 3 et G1 pour les séquences 0 et 2.

Contrairement aux séquences 1 à 3, la première arrivée pour la séquence 0 n'est pas nette. Une résonance apparaît lors de la corrélation (flèches noires sur la séquence 0, figure 1.2.2). La séquence 0 apparaît systématiquement affectée par ce problème pour la position de vibreur 1 de chaque couple. Elle est écartée de la sommation des séquences dans la suite du traitement.

En inversant en temps le sweep enregistré on a donc les deux sources d'un couple de tirs simultanés. Pour les séparer il nous suffit donc de corréler les données brutes avec les deux sweeps (Fig.1.2.3). On peut donc maintenant sommer les séquences sur les profondeurs d'enregistrement et ainsi obtenir des données exploitables pour les 24 positions de tirs dans les deux puits GPK3 et GPK4.

La figure 1.2.3 montre les enregistrements de la composante verticale dans le puits

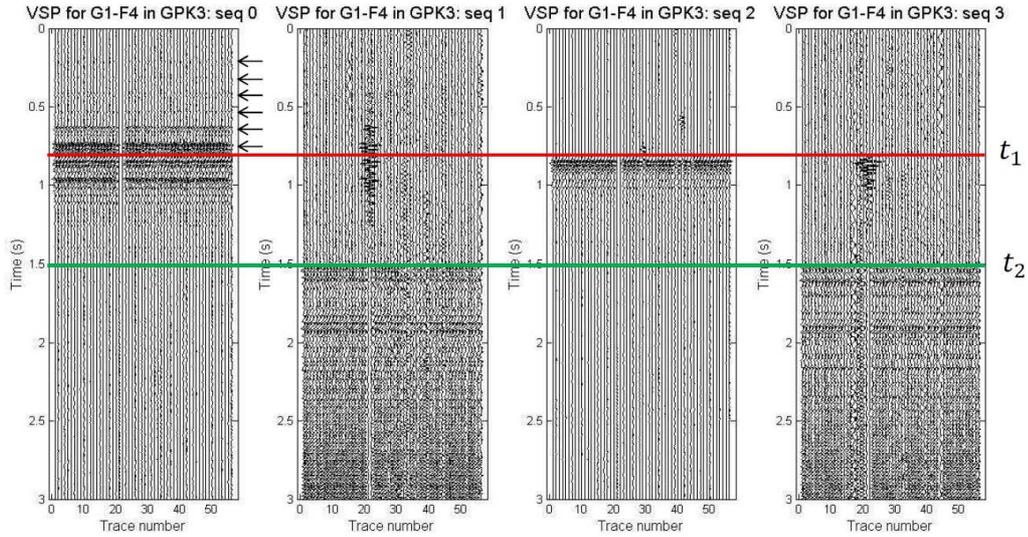


Figure 1.2.2: VSP corrélés avec les sweeps enregistrés des 4 séquences de tir pour le couple de tir G1-F4 enregistré dans le puits GPK3. t_1 et t_2 les deux temps d'arrivée constants observés au géophone de surface situé en tête de puits. Les flèches noires indiquent la résonance de la source pour la séquence 0.

GPK4 pour le couple de tirs E3-C2 et pour la séquence 2 avant corrélation et après corrélations avec un sweep descendant puis montant donnant respectivement E3 et C2. On observe clairement les premières arrivées à des temps croissant avec la profondeur jusqu'à la profondeur maximale de 4900m. Le graphe donnant la profondeur d'enregistrement en fonction du numéro de trace montre que les enregistrements ont été faits plusieurs fois à certaines profondeurs. Les variations de pente ne sont donc pas significatives à ce stade.

2.2 Sommation et filtrage

Après avoir obtenu un même VSP pour chaque séquence de tirs, on somme les séquences pour les mêmes profondeurs d'enregistrement. Les fichiers de paramètres d'acquisition nous permettent de le faire avec certitude (Fig.1.2.4).

La figure 1.2.5 montre les 3 composantes enregistrées dans GPK4 obtenues après sommation des séquences pour le VSP D3 situé à un déport de 2km du puits. L'onde descendante P est dominante sur la composante verticale alors que les composantes horizontales montrent aussi les ondes S descendantes. Bien que certaines traces apparaissent bruitées,

2. PRÉ-TRAITEMENT DES DONNÉES DE VSP DE 2007

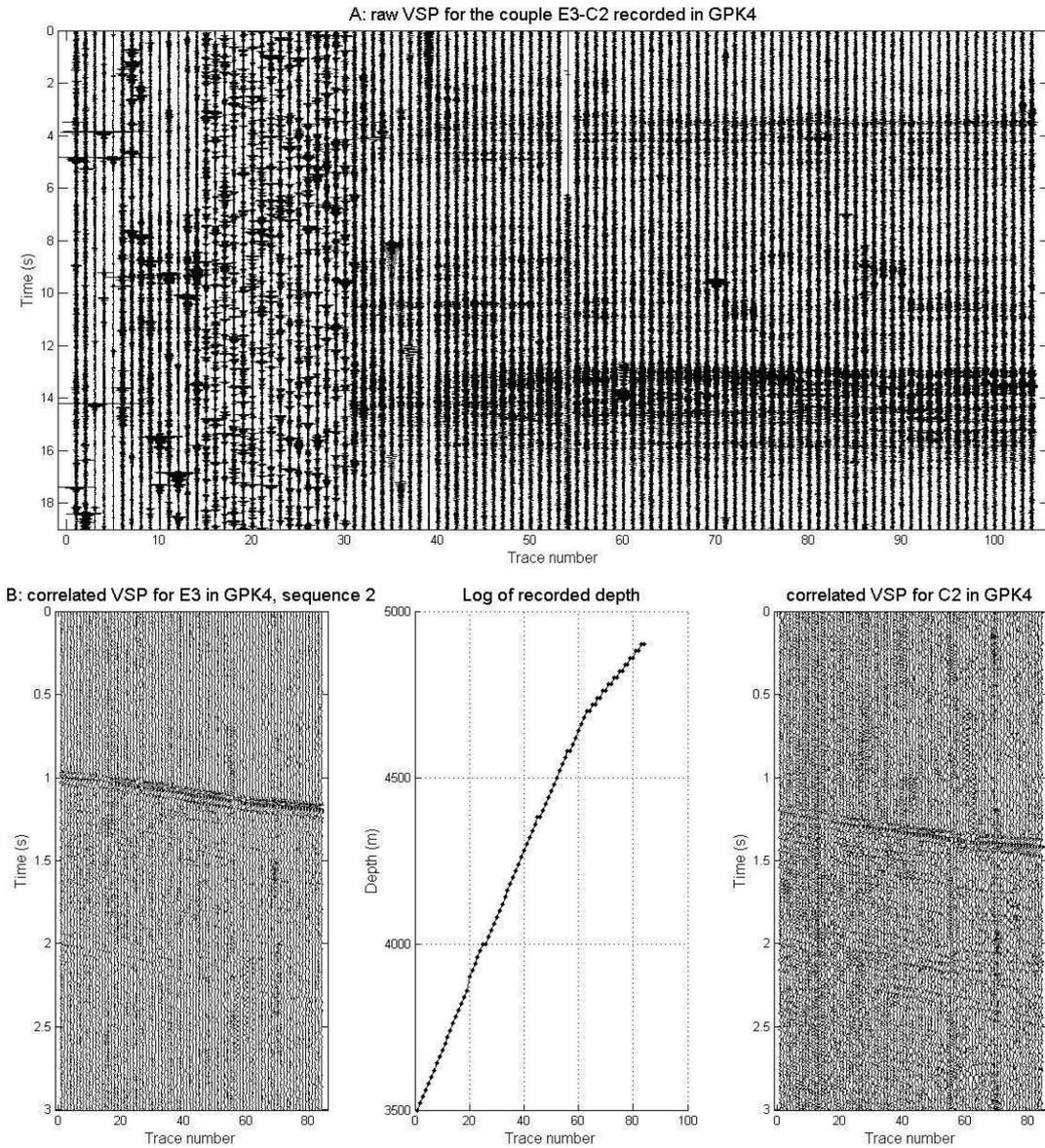


Figure 1.2.3: *a* : VSP non corrélé du couple de tir E3-C2 enregistré dans GPK4 pour la séquence 2, *b* : VSP séparés avec le profil de profondeur d'enregistrement associé.

l'amplitude des ondes descendantes est le plus souvent supérieure au niveau de bruit. Cependant certains enregistrements sont affectés par un bruit cohérent sur les 3 s d'enregistrement (Fig.1.2.6.a). Lorsque l'on passe dans le domaine fréquentiel (Fig.1.2.6.b), on voit qu'il s'agit de la fréquence 50 Hz due au bruit généré par l'électronique de la campagne d'acquisition. Pour l'enlever on applique aux données un filtre réjecteur de bande

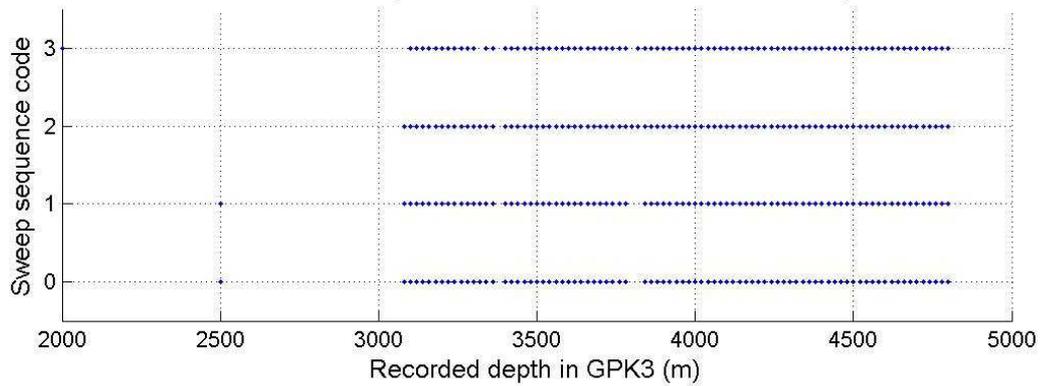


Figure 1.2.4: Profondeurs d'enregistrement en fonction de la séquence de tir pour le couple A0-E4 enregistré dans GPK3.

centré sur 50 Hz. Pour limiter les phénomènes de Gibbs, des fenêtres d'apodisation en cosinus sont utilisées. Lorsque l'on retourne dans le domaine temporel, le rapport signal sur bruit est augmenté (Fig.1.2.7). Les arrivées sismiques apparaissent plus clairement.

2.3 Présentation des VSP

Nous obtenons, après corrélation, sommation sur les 4 séquences de tir et filtrage réjecteur de 50Hz, 48 VSP sur les 3 composantes des géophones pour les 24 positions de tir et les deux puits. L'ensemble des enregistrements est présenté en position géographique sur les figures 1.2.8 et 1.2.9.

Les champs d'onde descendants P et S sont visibles sur tous les enregistrements. Par contre, à ce stade initial du traitement, on n'observe pas d'ondes montantes ou d'ondes avec des vitesses apparentes supérieures à celles des ondes P pouvant correspondre à des réflexions. Seul le VSP A0 enregistré dans le puits GPK4 montre clairement une arrivée avec une vitesse apparente supérieure à celle des premières arrivées P. C'est le tir le plus proche de la tête de puits (offset=417m) et va de la couverture sédimentaire jusque dans le socle profond ($z \in [100 \ 4500]$ le long du forage), i.e. dans la partie verticale jusqu'à la partie déviée. On observe sur la figure 1.2.10 entre 2000 et 2750 mètres l'arrivée rouge avec une vitesse apparente supérieure à la première arrivée (arrivée bleue). Au delà, elle se perd dans le train d'onde de la première arrivée.

Deux VSP enregistrés dans GPK4, A2 et A7 (Fig.1.2.9), contiennent peu de traces.

2. PRÉ-TRAITEMENT DES DONNÉES DE VSP DE 2007

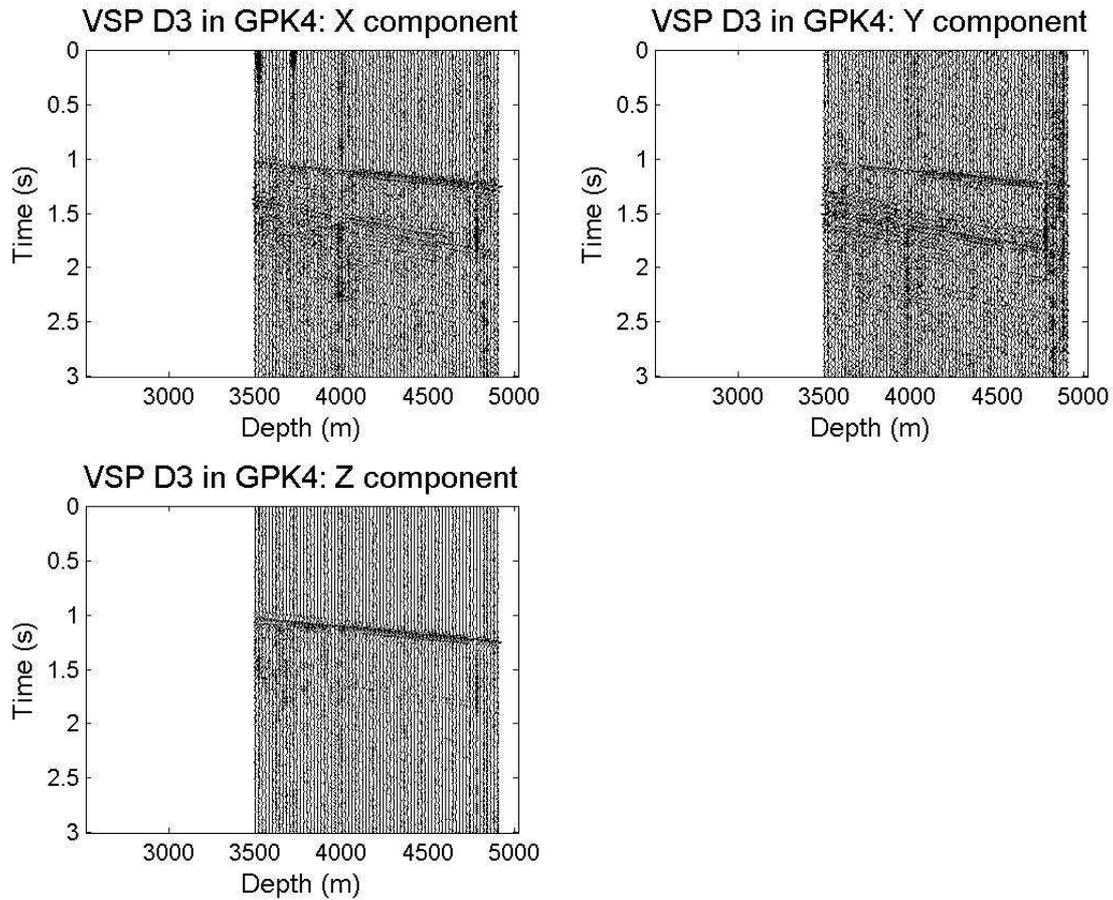


Figure 1.2.5: VSP pour le tir D3 enregistré dans le puits GPK4.

Nous les avons donc écartés de notre étude. De même, certains VSP présentent des traces isolées qui ont été enlevées. Nous avons axé notre travail sur les intervalles continus de traces pour voir la continuité des arrivées en profondeur.

Les amplitudes relatives des champs d'onde P et S sur les composantes verticales et horizontales varient en fonction de l'offset (Fig.1.2.8 et 1.2.9). Pour les VSP situés à faible déport au sud des têtes de puits, on observe sur la composante verticale principalement des ondes P. Les ondes S se retrouvent elles principalement sur les composantes horizontales. Par exemple, le VSP F4 enregistré dans GPK4 présente une première arrivée de faible amplitude sur les composantes X et Y contrairement à la composante Z. Les angles d'incidence des rais sismiques aux géophones y sont faibles. Par contre lorsque l'on s'éloigne dans les autres directions, les composantes contiennent toutes des ondes P et S distinctes

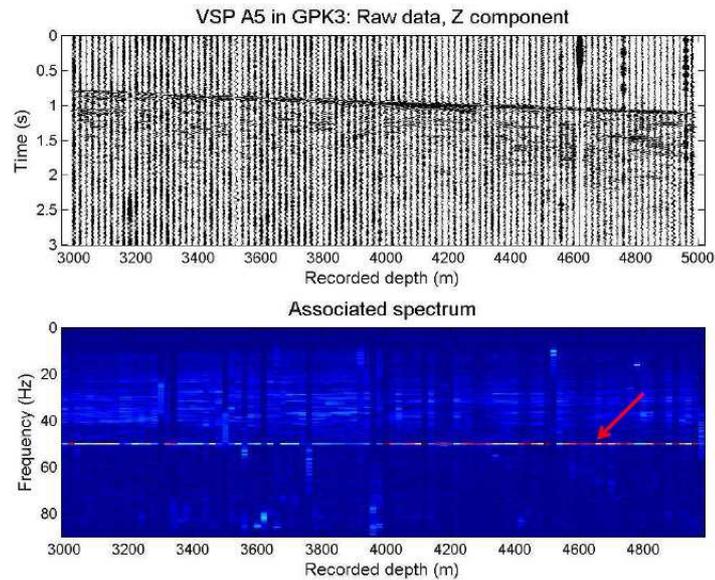


Figure 1.2.6: a :VSP pour le tir A5 enregistré dans le puits GPK3, b : spectre fréquentiel associé. La flèche rouge montre le bruit mono fréquentiel (50Hz) à toutes les traces.

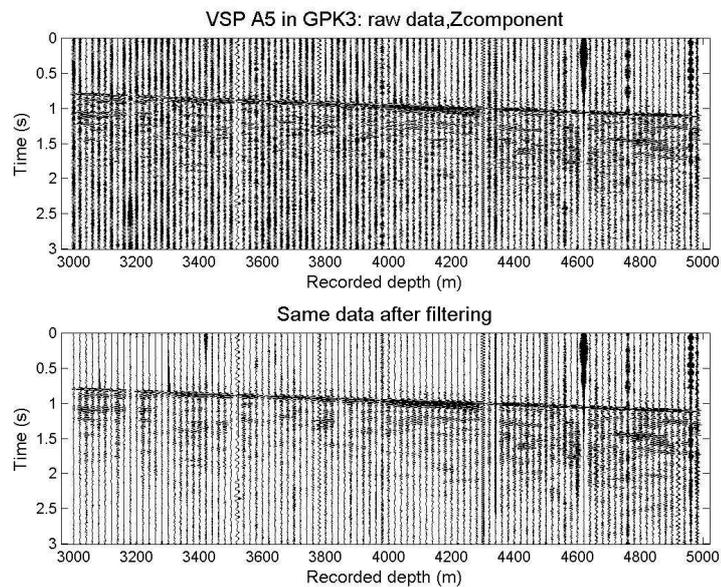


Figure 1.2.7: a :VSP pour le tir D3 enregistré dans le puits GPK3, b : même VSP après filtrage à 50Hz.

(tir D3 enregistré dans GPK3, Fig.1.2.8, tir G1 enregistré dans GPK4, Fig.1.2.9). Les ondes sismiques qui atteignent les géophones ont une incidence plus élevée. Les distances

2. PRÉ-TRAITEMENT DES DONNÉES DE VSP DE 2007

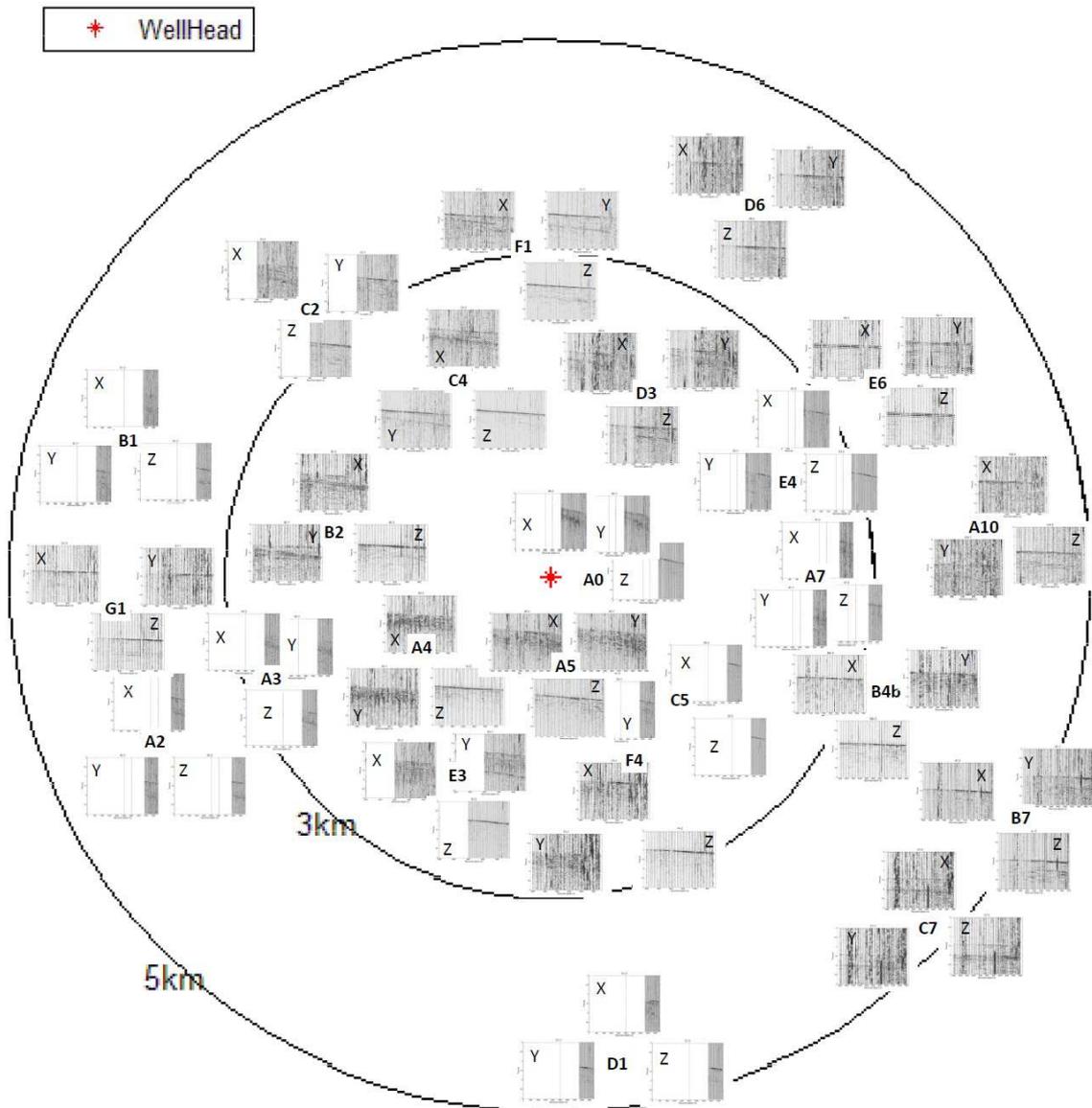


Figure 1.2.8: Ensemble des VSP normalisés enregistrés dans le puits GPK3 obtenus après corrélation, sommation et filtrage à 50Hz.

parcourues étant plus importantes, les champs d'ondes apparaissent plus complexes.

Pour valider l'interprétation des arrivées de vitesse apparente lente comme des ondes S, nous avons calculé le rapport V_p/V_s à partir du rapport des vitesses apparentes. Ceci suppose que les ondes P et S arrivent avec les mêmes angles d'incidences aux géophones. On se limite aux enregistrements présentant une arrivée S continue et claire sur une des 3

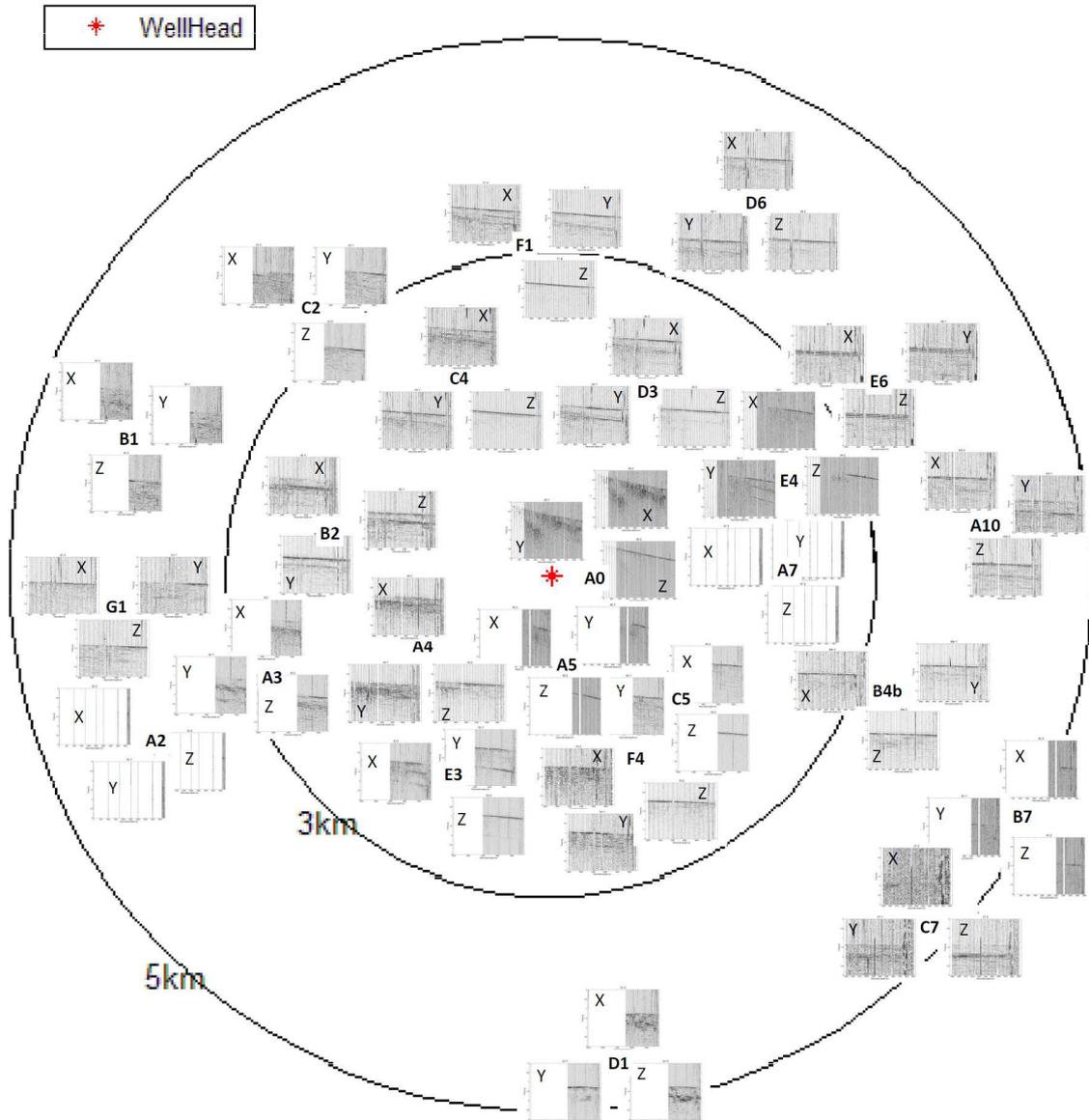


Figure 1.2.9: Ensemble des VSP normalisés enregistrés dans le puits GPK4 obtenus après corrélation, sommation et filtrage à 50Hz.

composantes. Pour les tirs A2, C4 et C7 enregistrés dans le puits GPK3, on obtient respectivement 1.83, 1.69 et 1.79 (Fig.1.2.11). De même pour les tirs A3, D3 et C5 enregistrés dans le puits GPK4, nous avons 1.62, 1.70 et 1.57 (Fig.1.2.12). Ces valeurs sont similaires à celles déterminées aux mêmes profondeurs par tomographie faites à partir d'enregistrement de la microsismicité par Cuenot *et al.* (2008) et Calò *et al.* (2011). Cependant, une détermination plus précise nécessite la prise en compte des trajets des rai.

2. PRÉ-TRAITEMENT DES DONNÉES DE VSP DE 2007

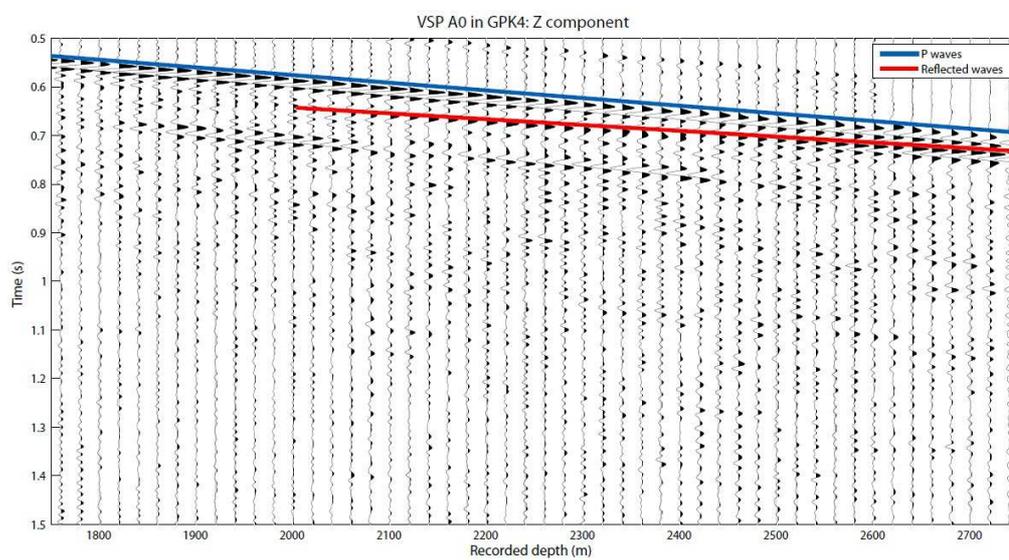


Figure 1.2.10: Zoom sur le VSP A0 enregistré dans GPK4 entre 1750 et 2750m et entre 0.5 et 1.5 secondes.

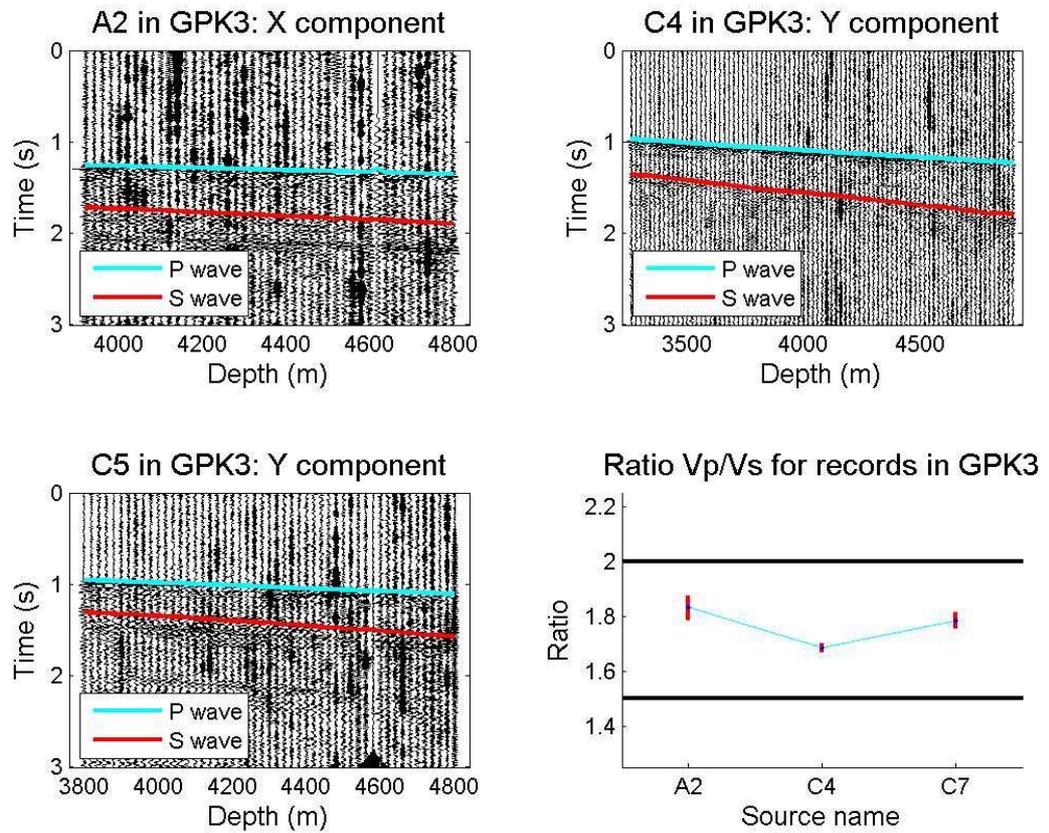


Figure 1.2.11: VSP A2 (composante X), C4 (composante Y) et C5 (composante Y) enregistrés dans le puits GPK3 avec les pentes des arrivées P et S, et le rapport V_p/V_s associé.

2. PRÉ-TRAITEMENT DES DONNÉES DE VSP DE 2007

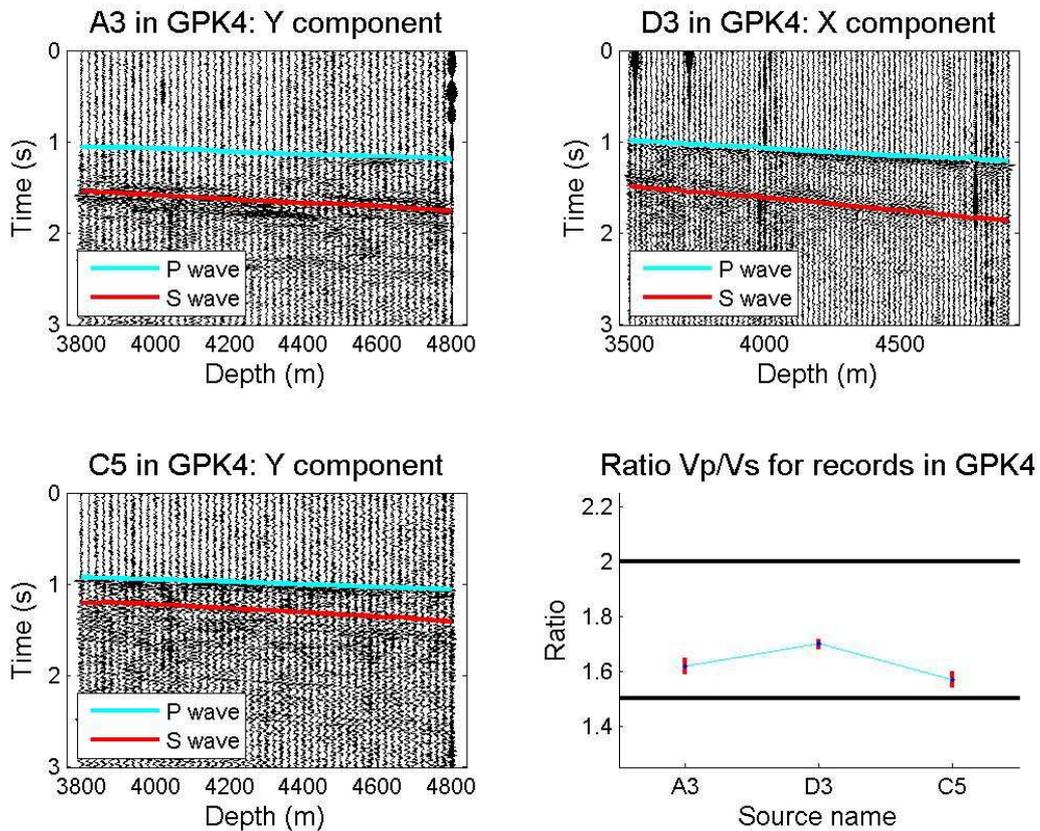


Figure 1.2.12: VSP A3 (composante Y), D3 (composante X) et C5 (composante Y) enregistrés dans le puits GPK4 avec les pentes des arrivées P et S, et le rapport V_p/V_s associé.

Deuxième partie

Séparation des champs d'onde enregistrés dans les VSP

Dans le cas d'une campagne de VSP avec offset en milieu sédimentaire stratifié, les données brutes montrent les champs d'onde descendant P et S. Le champ montant lié aux réflexions est parfois visible sur les données brutes. Or nos données ne présentent que les 2 champs descendants. Nous observons une possible arrivée réfléchie descendante sur un unique VSP. Les géophones étant situés dans le socle cristallin profond sans contraste lithologique marqué, il n'est pas surprenant que le champ montant soit d'amplitude très faible devant les champs descendants. De plus, les intervalles d'enregistrement correspondent aux parties déviées des puits où l'azimut varie peu. Au vu de la complexité des champs d'onde enregistrés, nous n'avons pas jugé qu'il n'était pas nécessaire de réorienter les composantes du géophone. Nous n'avons cependant aucun indice direct sur la présence ou non d'onde réfléchie. Nous appliquons donc deux méthodes de séparation d'onde sans aucune idée à priori des résultats. Au préalable, nous avons généré des données synthétiques sans ondes réfléchies visibles pour voir la validité des méthodes classiques de séparation mises en oeuvre.



1

Création de données synthétiques

On cherche ici à extraire des champs d'onde invisibles sur les données brutes. Pour voir si les méthodes de séparation classiques en sont capables, on crée des données synthétiques inspirées du tir A0 enregistré dans le puits GPK4 pour des profondeurs comprises entre 1380 et 3300 m correspondantes à la partie supérieure du socle granitique (Fig.2.1.1). La composante verticale est dominée par une onde P directe descendante se propageant à $6km.s^{-1}$. Son temps d'arrivée à $z = 1400m$ indique une vitesse moyenne de $2900m.s^{-1}$ pour la couverture sédimentaire. Sur les composantes horizontales, il n'y a pas d'onde dominante, ce qui correspond à l'incidence quasi-verticale due à la faible valeur de déport de A0 (417m).

Nous utilisons un modèle à vitesse constante avec $V_p = 2500m.s^{-1}$ et $V_p/V_s = 1.5$, comportant deux réflecteurs qui intersectent le puits à $z = 2630$ m et 3000 m. Le réflecteur le moins profond a un pendage de 81° , l'autre est horizontal. Les géophones se situent dans un puits vertical. La source est située en surface à un déport de 1250 m. On calcule les temps de trajet pour les ondes P et S directes et pour les réflexions PP sur les deux réflecteurs (Fig.2.1.2).

Le pas d'échantillonnage en temps est égal à 0.002s et en profondeur à 20m. On modélise ensuite les arrivées par une sinusoïde dont la durée est limitée par une fenêtre en temps en considérant une source monofréquentielle :

$$A \cos(\omega(t + t_{onde})) = A \cos(\omega t + \phi) \text{ avec } \omega = 2\pi f \text{ et } \phi = \omega \frac{d}{V_{onde}} \quad (2.1.1)$$

ou ω est la pulsation, f la fréquence, ϕ le déphasage, d la distance parcourue, V_{onde} la vitesse de propagation de l'onde et A l'amplitude. Les fréquences utilisées et les fenêtres

1. CRÉATION DE DONNÉES SYNTHÉTIQUES

temporelles varient suivant le signal considéré (table 1.1).

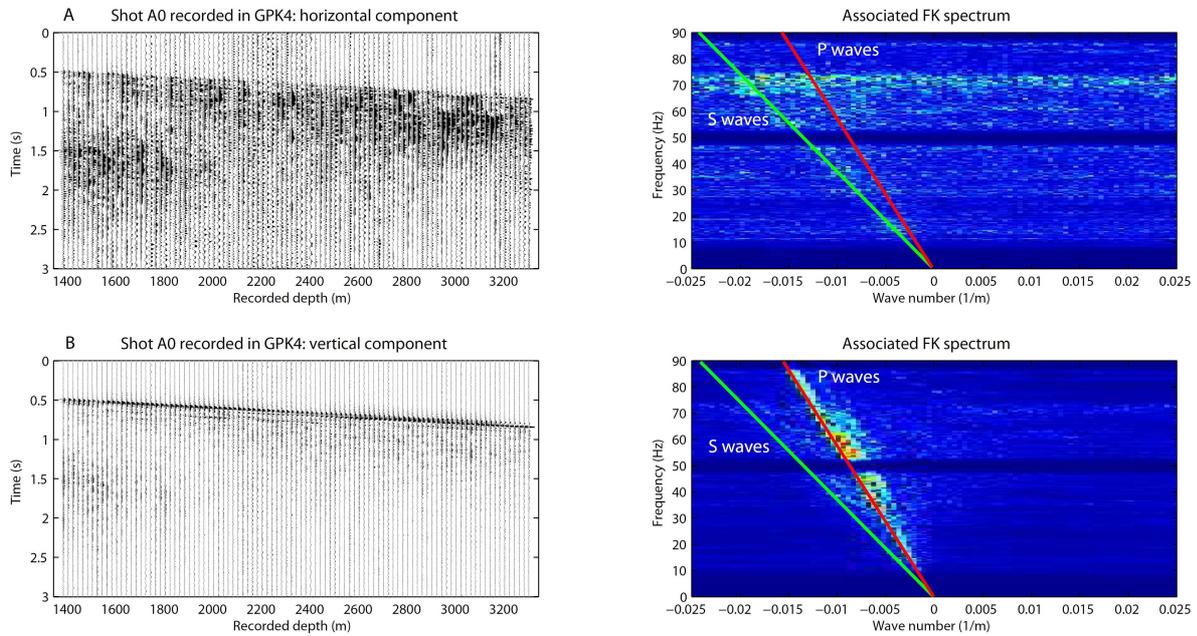


Figure 2.1.1: VSP correspondant au tir A0 enregistré dans GPK4 et le spectre FK associé.

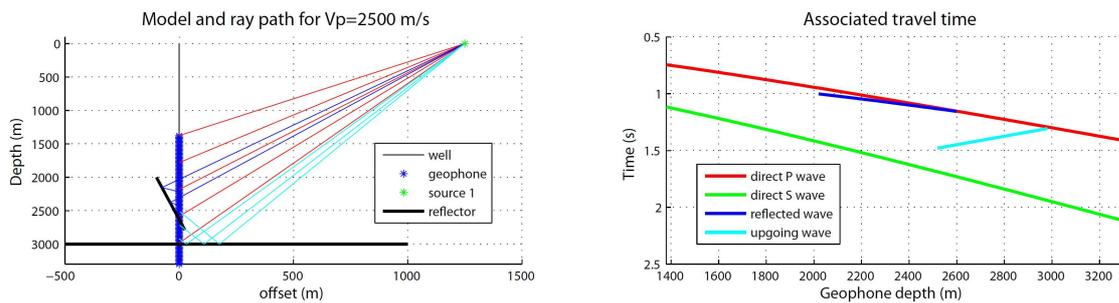


Figure 2.1.2: Modèle 1D avec une vitesse constante de $2500\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ avec les tracés de rais associés aux différents types d'onde enregistrés. Le graphique de droite représente les temps de trajet associés.

Table 1.1: Paramètres utilisés pour modéliser les différentes arrivées synthétiques

| Paramètres | Fréquence F | Fenêtre temporelle | Amplitude |
|--------------------|---------------|-----------------------|-----------|
| onde P descendante | $18Hz$ | $4 \cdot \frac{1}{F}$ | 1 |
| onde S descendante | $10Hz$ | $\frac{1}{F}$ | 0.36 |
| onde réfléchie 1 | $10Hz$ | $\frac{1}{F}$ | 0.01 |
| onde réfléchie 2 | $15Hz$ | $\frac{1}{F}$ | 0.01 |

On obtient ainsi un VSP synthétique (Fig.2.1.3.a). Le rapport d'amplitude avec les réflexions est de 100 pour les ondes P et de 2.8 pour les ondes S. Ainsi, les réflexions n'apparaissent ni sur le profil temporel ni dans le spectre FK. Ensuite on applique un filtre qui ne garde que les fréquences comprises entre 8 et 88 Hz (Fig.2.1.3.b).

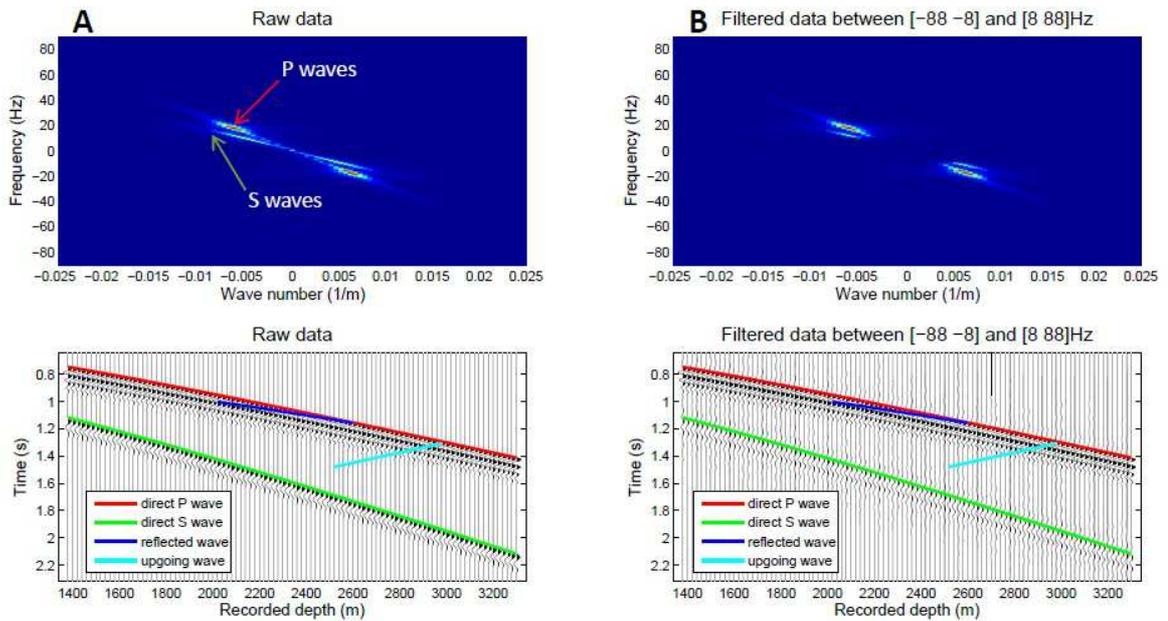


Figure 2.1.3: a : données synthétiques issues du tracé de rais calculés dans le modèle à vitesse constante, b : même données après un filtrage où l'on ne garde que les fréquences comprises entre 8 et 88 Hz.

Nous allons utiliser ces données synthétiques pour tester les différents filtres que nous avons appliqués aux données VSP réelles.

1. CRÉATION DE DONNÉES SYNTHÉTIQUES

2

Filtre médian

Le filtre médian permet d'extraire une arrivée du reste du signal enregistré en remplaçant l'amplitude de chaque échantillon par la valeur médiane des amplitudes calculée dans une fenêtre mobile selon une pente choisie. La méthode extrait les différentes ondes l'une après l'autre, en faisant la différence entre l'enregistrement initial et l'enregistrement médian.

2.1 Principe

On extrait les champs d'ondes par ordre d'amplitude. Le premier est donc le champ d'onde descendant en onde P. La première étape consiste à horizontaliser, i.e. mettre à temps constant, l'arrivée correspondante (Fig.2.2.1). Les autres arrivées gardent un décalage temporel entre trace. Ensuite, on calcule la valeur médiane des échantillons pour un même temps pour un nombre de traces donné. Ce nombre est impair et centré sur la trace considérée. Pour que cette valeur soit significative on considère classiquement 5 à 7 traces. On la retranche ensuite à la trace étudiée. Lorsque le nombre de traces considérées augmente, la médiane tend vers l'amplitude des arrivées en phase. Le résidu de la soustraction contient lui les arrivées déphasées en temps. Ainsi, en augmentant le nombre de traces pour calculer la médiane, on affine l'extraction de l'onde considérée (Mari & Coppens, 2000). Ensuite il suffit de revenir aux temps d'arrivée initiaux. On applique cette procédure au champ d'onde suivant.

Nous appliquons donc ce filtre aux données synthétiques, en testant une fenêtre mobile comportant de 3 à 15 traces (Fig.2.2.2). On remarque que les champs d'onde réfléchis des-

2. FILTRE MÉDIAN

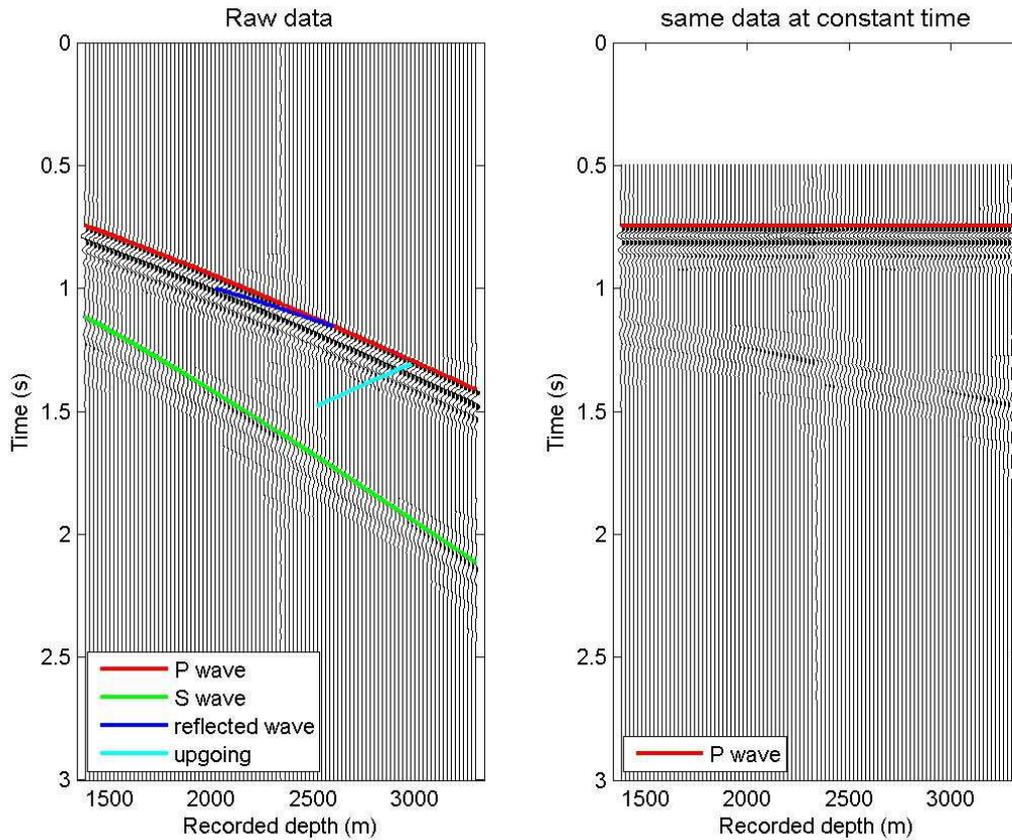


Figure 2.2.1: Données synthétiques sans bruits contenant les champs descendant P (ligne rouge) et S (ligne verte) et deux arrivées réfléchies (lignes bleues). Lorsque l'on aligne la première arrivée, les autres arrivées gardent bien un décalage en temps le long des traces.

endant et montant n'apparaissent pas dans la partie médiane. Les amplitudes des ondes S présentes dans les résidus augmentent avec le nombre de traces de la fenêtre mobile. Ainsi pour extraire uniquement les ondes P, le nombre de traces doit être suffisamment grand. Dans les résidus, l'amplitude des ondes montantes par contre diminue quand le nombre de traces augmente. En effet l'amplitude du champ montant est bien inférieure à celle des ondes S. Pour extraire les champs d'onde invisibles dans les données brutes, il faut utiliser une fenêtre large, ce qui limite d'autant le nombre de traces.

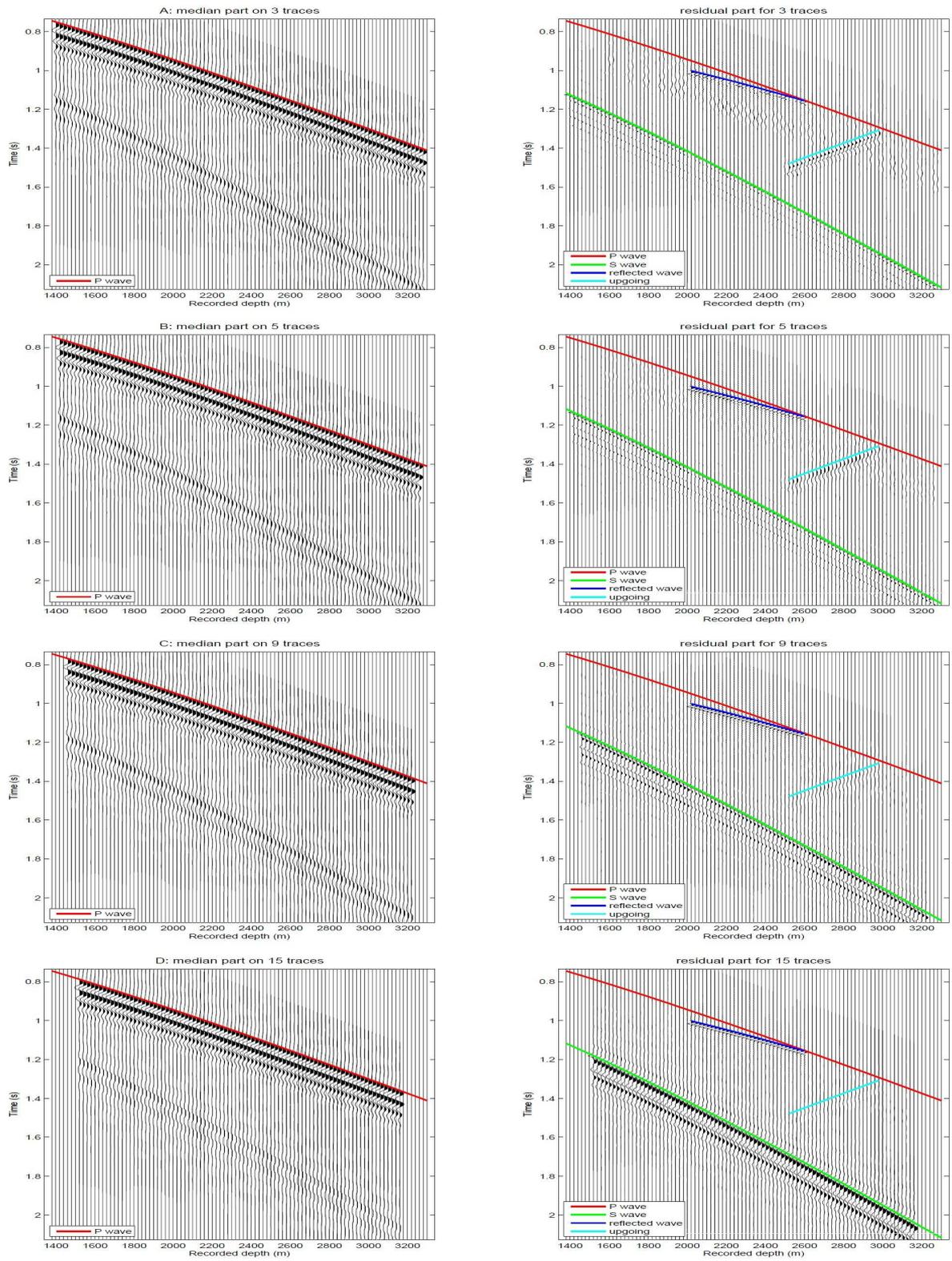


Figure 2.2.2: *Partie médiane et résidu du filtrage médian après déhorizontalisation des données synthétiques. Nombre de traces de la fenêtre mobile, a : 3, b : 5, c : 9 et b : 15.*

2.2 Application aux VSP de 2007

Nous avons appliqué cette méthode de filtrage à nos données VSP. Le filtrage médian nécessite de connaître les temps d'arrivée du champ d'onde que l'on veut extraire. Dans notre cas on cherche à enlever les champs d'onde descendants qui ont les amplitudes les plus importantes. Donc il faut avoir le temps de la première arrivée, liée au champ d'onde P descendant. Cette arrivée est plus évidente sur la composante verticale du géophone dans le forage à cause de la polarité des ondes P. Pour avoir les meilleurs pointés nous avons dans un premier temps essayé de corrélérer les traces avec la source émise. Comme on le voit sur la figure 2.2.3, la forme de la première arrivée varie avec la profondeur d'enregistrement. Le pointé issu de la corrélation ne correspond pas exactement à la première arrivée. Le nombre de VSP étant limité (24 enregistrés dans GPK3 et 22 dans GPK4), nous avons effectué un pointé manuel pour tous les VSP. Le résultat est bien meilleur que celui de la corrélation.

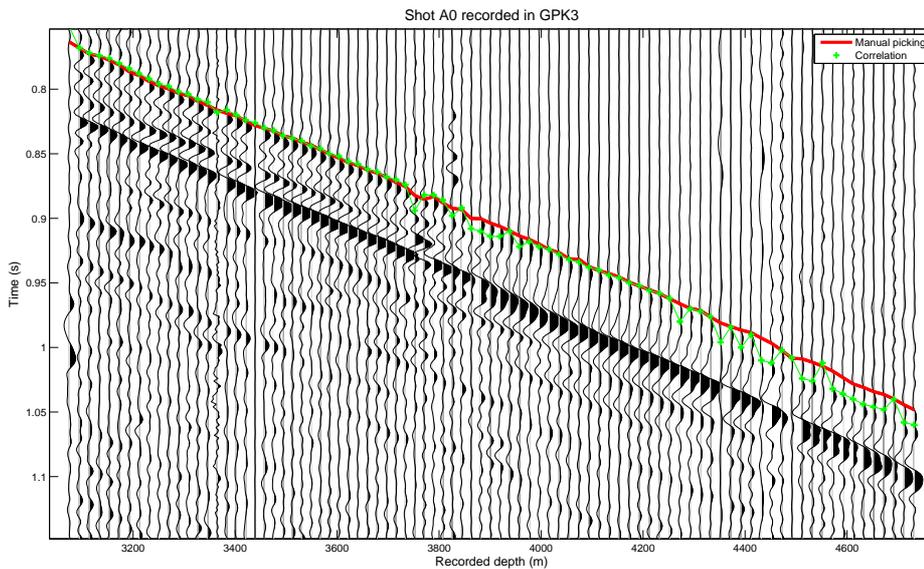


Figure 2.2.3: Tir A0 enregistré dans le puits GPK3. Le pointé manuel est représenté par la ligne rouge et le pointé par corrélation avec la source est représenté par les croix vertes.

Le pointé de la première arrivée ne correspond pas forcément avec l'échantillonnage des traces en temps. Pour bien mettre les ondes à extraire à temps constant, on rééchantillonne les traces pour que le pointé corresponde à un échantillon. Ensuite on applique des filtres

médians avec un nombre de traces croissant. Les figures 2.2.4 et 2.2.5 représentent les résidus de filtrage médian pour des fenêtres mobiles de 3, 13, 15, 23 et 25 traces appliqués à deux composantes, verticale et horizontale. Les ondes S sont visibles sur les données brutes (composante horizontale, flèches noires, figure 2.2.4). Un nombre de traces supérieur à 19 doit être utilisé pour les extraire correctement. La composante verticale brute ne présente pas d'onde S claire (Fig.2.2.5). Comme pour la composante horizontale, un nombre de traces important est nécessaire pour les faire apparaître. Si l'on veut continuer la séquence de traitement, il faut pointer précisément les arrivées en onde S qui ne sont pas parfaitement continues. Logiquement il faudrait, comme pour l'extraction des ondes P, appliquer un filtre médian avec une large fenêtre. Chaque étape de filtrage réduira le nombre de traces disponibles, ce qui n'est pas admissible.

Comme pour les données synthétiques, le tir C4 enregistré dans GPK3 présente des ondes P et S bien séparées en temps. Une fois les arrivées P enlevées, on regarde les données pour des temps proches du pointé de la première arrivée (Fig.2.2.6). Les ondes S y sont complètement absentes (Fig.2.2.6.a). On observe par contre des ondes réfléchies descendantes (Fig.2.2.6.b et c). Cela confirme le fait que les VSP de 2007 contiennent bien des marqueurs de réflexion sur des structures pentées proches des géophones. Également, en augmentant le nombre de traces considérées on augmente l'amplitude de l'arrivée extraite. Cependant, pour bien faire ressortir ces arrivées de très faible amplitude, on doit appliquer un filtre avec une fenêtre de 37 traces. L'inconvénient du filtre médian pour nos données est donc de perdre beaucoup de signal pour en extraire peu. On peut également utiliser une fenêtre de taille croissante sur les bords pour éviter cet effet. Néanmoins la faible amplitude des signaux recherchés ne permet pas d'extraire d'arrivée cohérente sur plusieurs traces.

2. FILTRE MÉDIAN

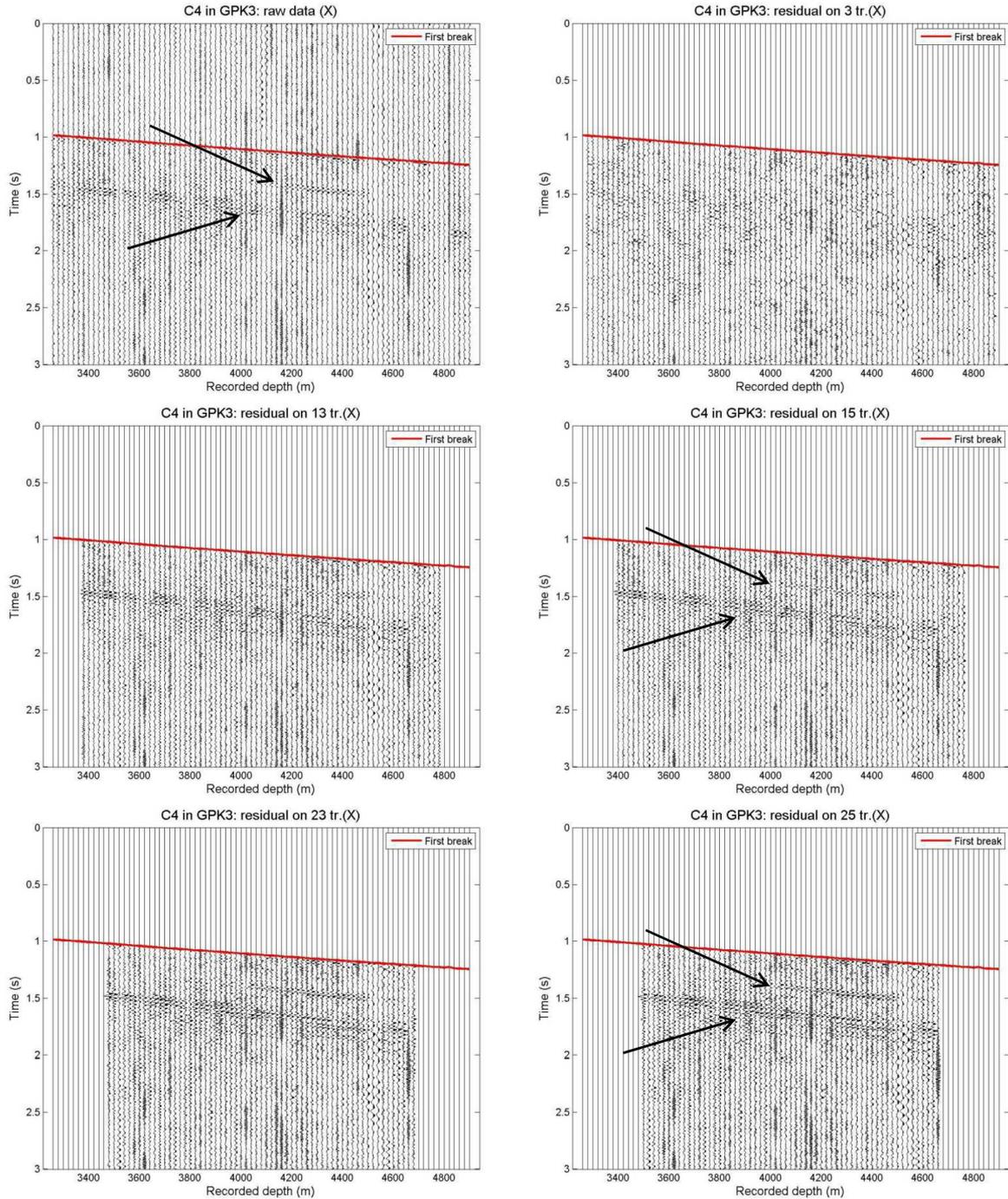


Figure 2.2.4: Filtrage médian du tir C4 enregistré dans GPK3 sur la composante horizontale X avec des fenêtres mobiles comportant de 3, 13, 15, 23 et 25 traces. Les données ont été mises à zéro pour $t < t_{pick}$. Les flèches noires représentent le champ d'onde S descendant.

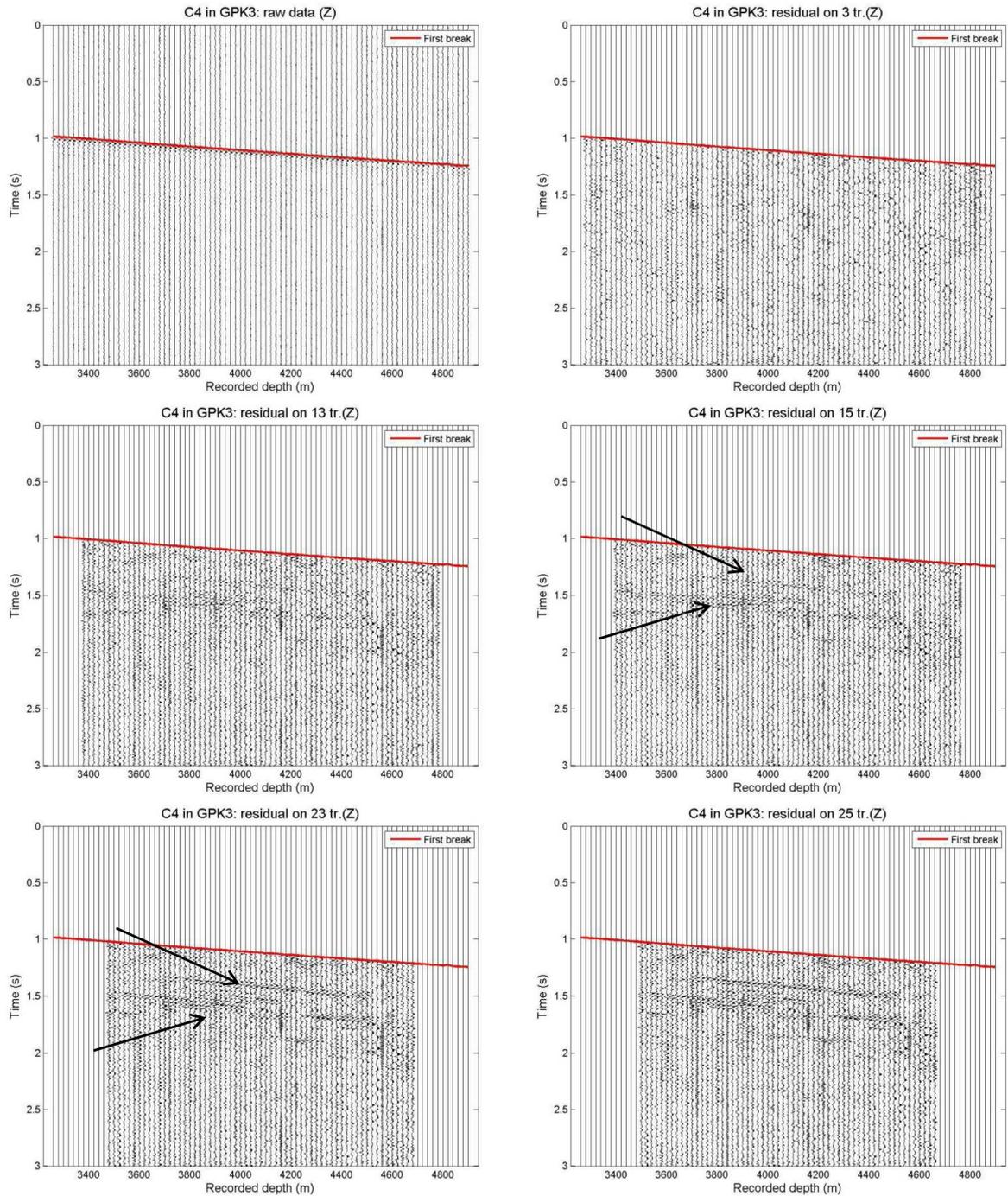


Figure 2.2.5: Filtrage médian du tir C_4 enregistré dans GPK3 sur la composante verticale avec des fenêtres mobiles comportant de 3, 13, 15, 23 et 25 traces. Les données ont été mises à zéro pour $t < t_{pick}$. Les flèches noires représentent le champ d'onde S descendant invisible initialement.

2. FILTRE MÉDIAN

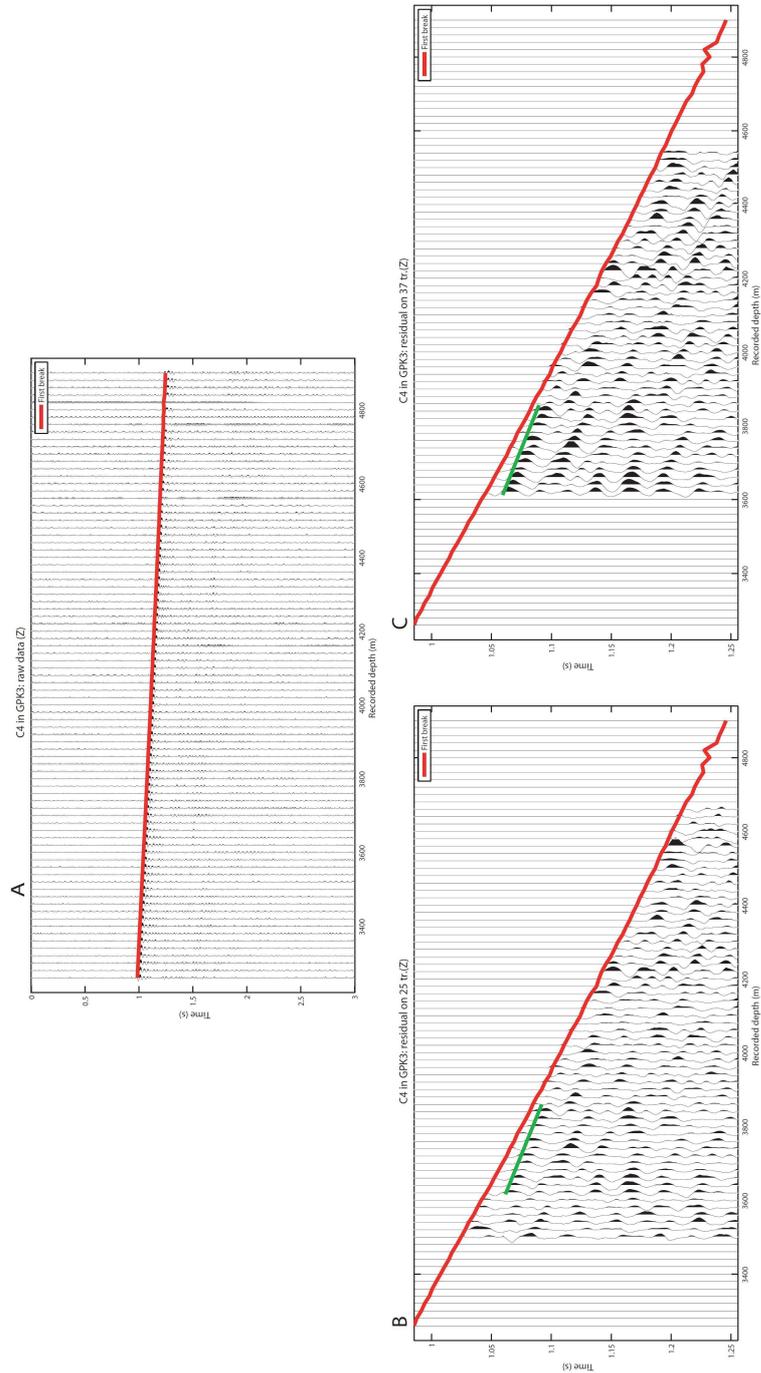


Figure 2.2.6: a : données brutes du tir C4 enregistré dans GPK3, Filtrages médians du tir C4 enregistré dans le puits GPK3 avec des fenêtres mobiles de 25 (b) et 37 (c) traces. L'arrivée réfléchi est indiquée par la ligne verte. Le rapport en amplitude des arrivées vertes b/c vaut en moyenne 1.7.

3

Filtrage en vitesse apparente dans le domaine FK

Dans le domaine FK, toutes les ondes caractérisées par une même vitesse apparente sont localisées sur une droite passant par l'origine. On peut extraire un champ d'onde en sélectionnant le domaine de vitesse associé (filtre en éventail).

3.1 Principe

Comme on le voit sur la figure 2.1.1, les champs d'onde P et S sont assez proches en domaine FK. Pour sélectionner uniquement un champ, il nous faut adapter le filtrage FK classique (Mari & Coppens, 2000).

Pour être sûr de ne sélectionner que le champ d'onde P on horizontalise la première arrivée (Fig.2.3.1). Cela résulte dans le domaine FK en une arrivée verticale correspondant à une vitesse apparente infinie. On filtre cette partie du spectre. Pour limiter les effets de Gibbs, on utilise des fenêtres d'apodisation en cosinus carré sur 3 échantillons pour éviter de sélectionner un autre champ d'onde. En augmentant la taille de ces fenêtres on risque de sélectionner d'autres champs d'onde. Ensuite on rétablit les temps d'arrivée initiaux. Le résidu contient les 3 champs d'onde restants (Fig.2.3.2).

3. FILTRAGE EN VITESSE APPARENTE DANS LE DOMAINE FK

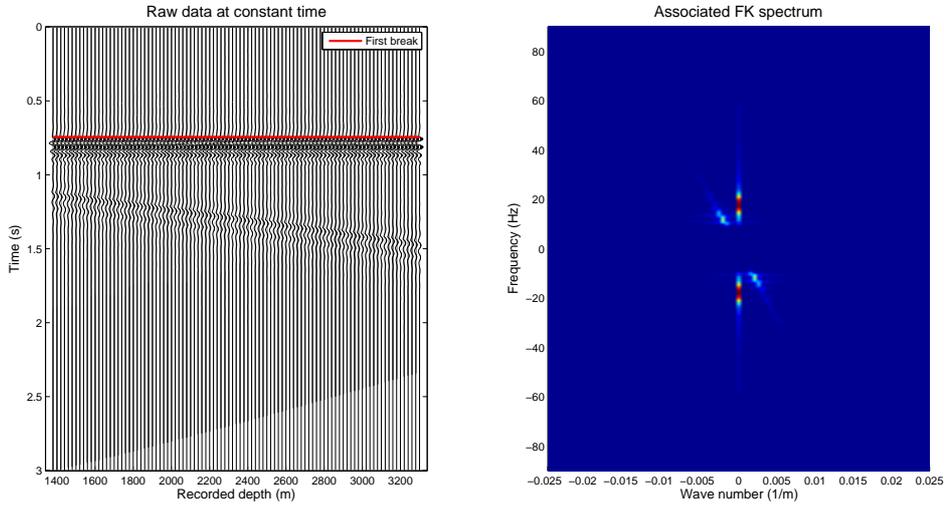


Figure 2.3.1: Données synthétiques horizontalisées et spectre FK associé. La première arrivée présente une vitesse apparente infinie.

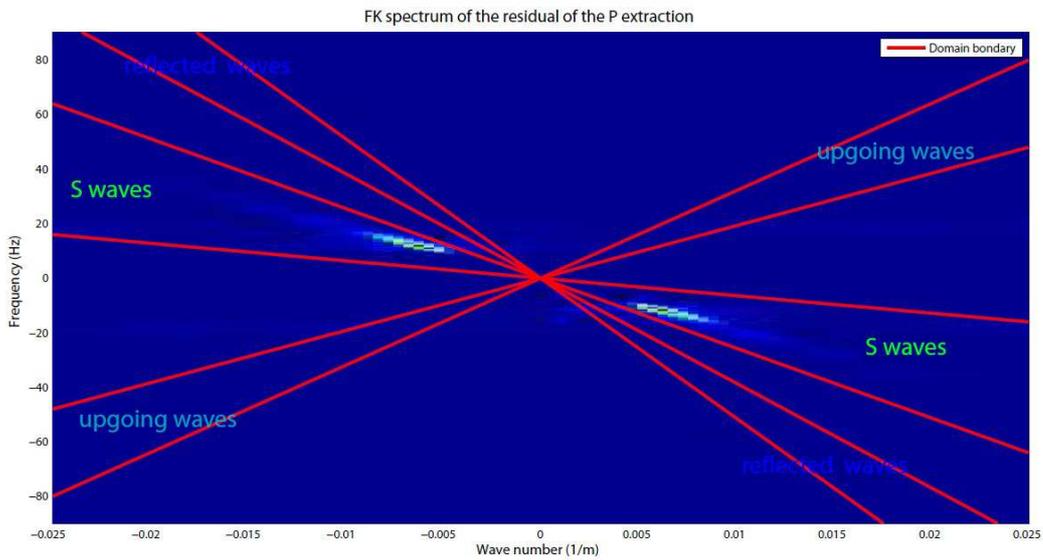


Figure 2.3.2: Spectre FK du résidu de l'extraction des ondes P avec les différents domaines de vitesse associés aux ondes S, réfléchies descendantes et montantes.

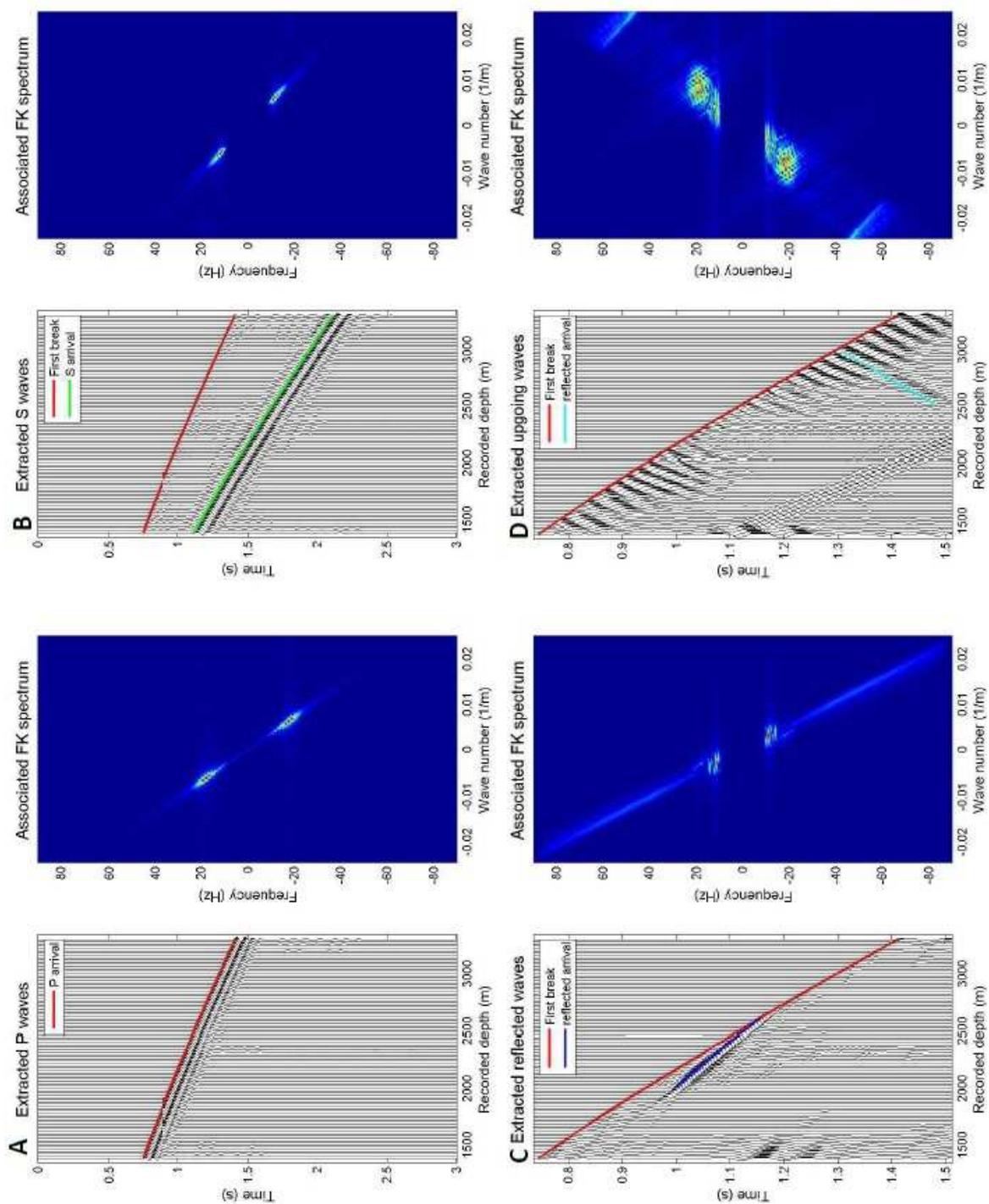


Figure 2.3.3: Résultats du filtrage FK, a : ondes P, b : ondes S, c : ondes réfléchies et d : ondes montantes.

3. FILTRAGE EN VITESSE APPARENTE DANS LE DOMAINE FK

Une fois l'onde P extraite, il est plus aisé de définir des domaines de vitesse bien distincts. On applique 3 filtres FK différents pour obtenir les 3 champs d'ondes restants (Fig.2.3.3). Les champs P, S et réfléchis ne présentent pas ou peu de signal parasite induit par le filtrage (Fig.2.3.3.a, b et c). Le champ d'onde montant lui présente de l'aliasing lié aux ondes descendantes au-dessus de 40 Hz. Cela se répercute sur les données temporelles (Fig.2.3.3.d). Pour résoudre ce problème, on peut diviser par deux le pas d'échantillonnage en profondeur ($dz = 10m$) (Fig.2.3.4). On reprend le modèle synthétique en modélisant cette fois une trace tous les 10 mètres suivant Z. Le champ montant contient bien l'arrivée modélisée. Cependant des arrivées apparaissent avec la même pente sur tout le profil et contaminent les ondes extraites. On teste d'autres fenêtres d'apodisation comme des fenêtres de Hamming ($0.54 - 0.46 \cos(\frac{2\pi t}{T})$ pour $t \in [0, T]$) et le nombre d'échantillon considéré tout en discriminant les différents champs d'onde. Ces variations ne permettent pas de résoudre ce problème.

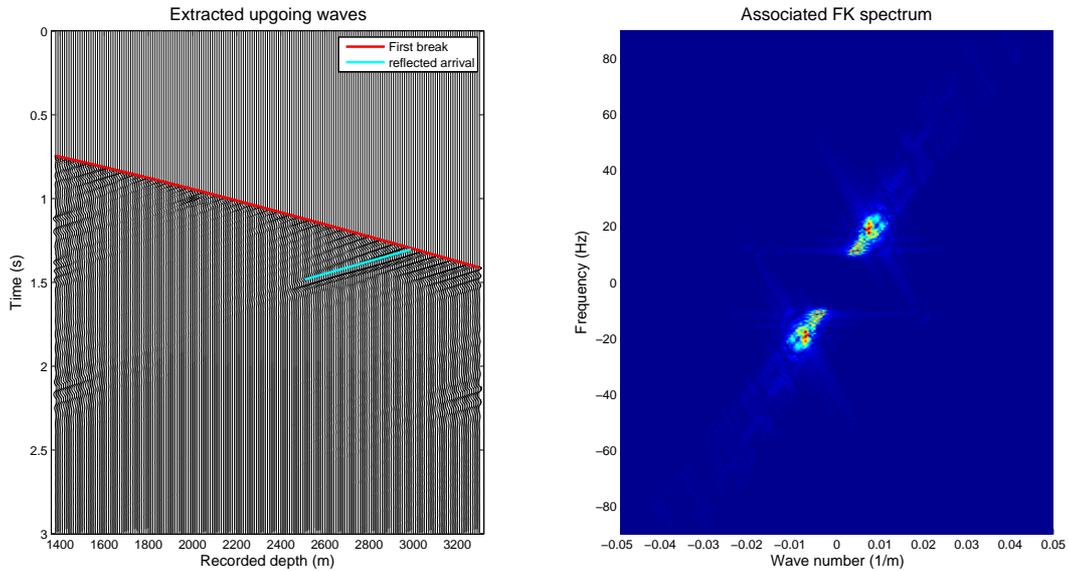


Figure 2.3.4: Champ d'onde montant extrait des données synthétiques avec un pas d'échantillonnage $dz = 10m$.

La méthode FK sur notre exemple synthétique simple permet d'extraire correctement les différents champs d'onde. Il faut néanmoins rester vigilant à propos du bruit induit par le filtrage.

3.2 Application aux données de 2007

On horizontalise les profils avec les mêmes pointés que ceux utilisés pour le filtrage médian. Cette étape permet d'extraire les ondes P avec précision pour tous les VSP. On sélectionne donc pour tous les tirs et les deux forages le domaine FK compris entre deux droites de pente -80000 et $80000 Hz.m$ (Fig.2.3.5). On rétablit les temps d'arrivées initiaux de la première arrivée. Une fois le champ d'onde P enlevé, il est plus aisé de distinguer les ondes S et réfléchies (Fig.2.3.6). Pour chaque VSP, on définit ensuite les différents domaines du filtre FK pour les 3 champs d'onde restants. On applique donc simultanément 3 différents filtres pour obtenir le champ d'onde S descendant, le champ réfléchi descendant et le champ montant (Fig.2.3.7 et 2.3.8).

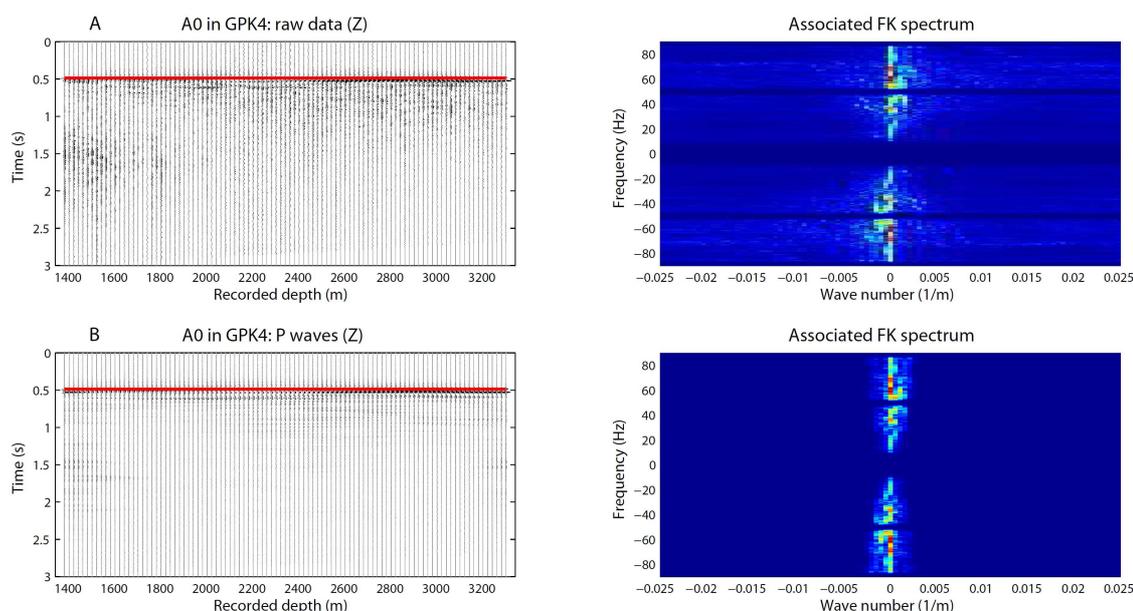


Figure 2.3.5: Tir A0 enregistré dans le puits GPK4 sur la composante Z avec les spectres associés : a : VSP brut horizontalisé, b : champ d'onde P extrait avant d'être remis en temps initial.

Les figures 2.3.7 et 2.3.8 montrent les résultats de la séparation des champs d'onde pour une composante horizontale du tir A5 dans GPK3 et de la composante verticale du tir E3 dans GPK4. On remarque en premier que les signaux extraits ont une amplitude forte pour des temps supérieurs au pointé et ce pour tous les champs d'onde. Le bruit induit par le filtrage ne semble pas être présent comparé au filtrage des données

3. FILTRAGE EN VITESSE APPARENTE DANS LE DOMAINE FK

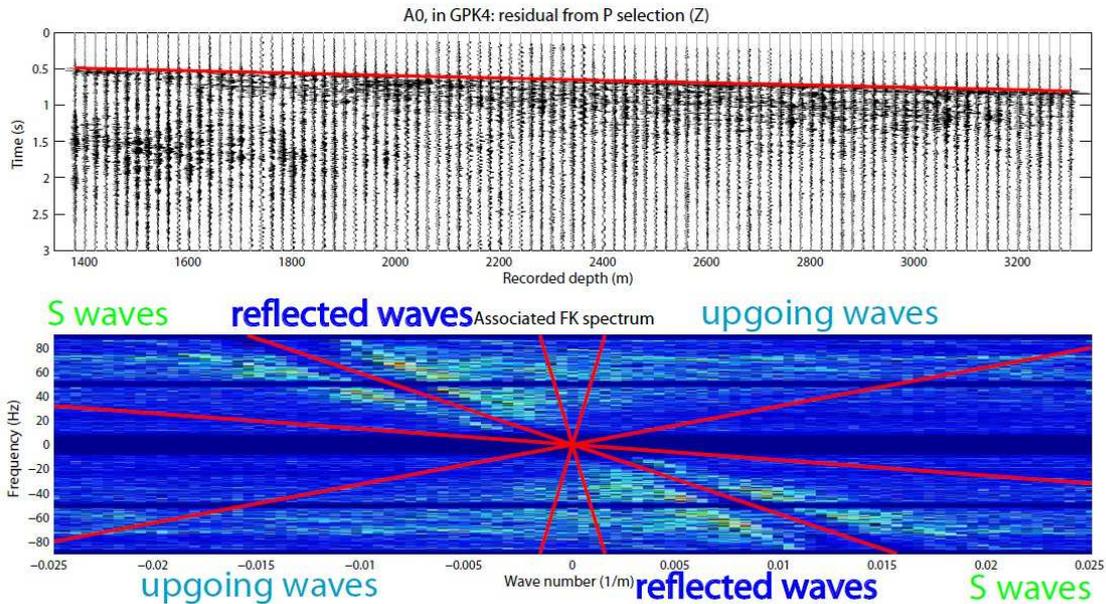


Figure 2.3.6: Résidu de l'extraction des ondes P pour le tir A0 enregistré dans le puits GPK4 avec son spectre FK associé.

synthétiques. On voit le champ en onde S sur les données brutes enregistrées sur les composantes horizontales (Fig.2.3.7.a). On le récupère bien avec le filtrage (Fig.2.3.7.b). Pour la composante verticale on arrive à extraire ce champ invisible sur les données brutes (Fig.2.3.8.a et b). Contrairement au filtre médian, on récupère les deux champs d'onde réfléchis clairement sur toutes les traces du profil (Fig.2.3.7.c et d, et Fig.2.3.8.c et d). Ici, on ne retrouve pas le bruit induit par le filtrage des données synthétiques. Lorsque l'on regarde plus en détail les champs réfléchi descendant et montant (Fig.2.3.9 et 2.3.10) les arrivées cohérentes observées se situent principalement après le temps de première arrivée. On ne retrouve pas le bruit induit par le filtrage des données synthétiques.

Le filtrage en domaine FK nous permet d'extraire ces 4 champs d'onde efficacement (annexe B). Les profils obtenus gardent le même nombre de trace. Contrairement aux données synthétiques, les champs d'onde extraits des données de 2007 ne semblent pas contenir de bruit parasite. Pour vérifier la validité des résultats, nous pouvons comparer les signaux extraits par les deux méthodes de filtrage.

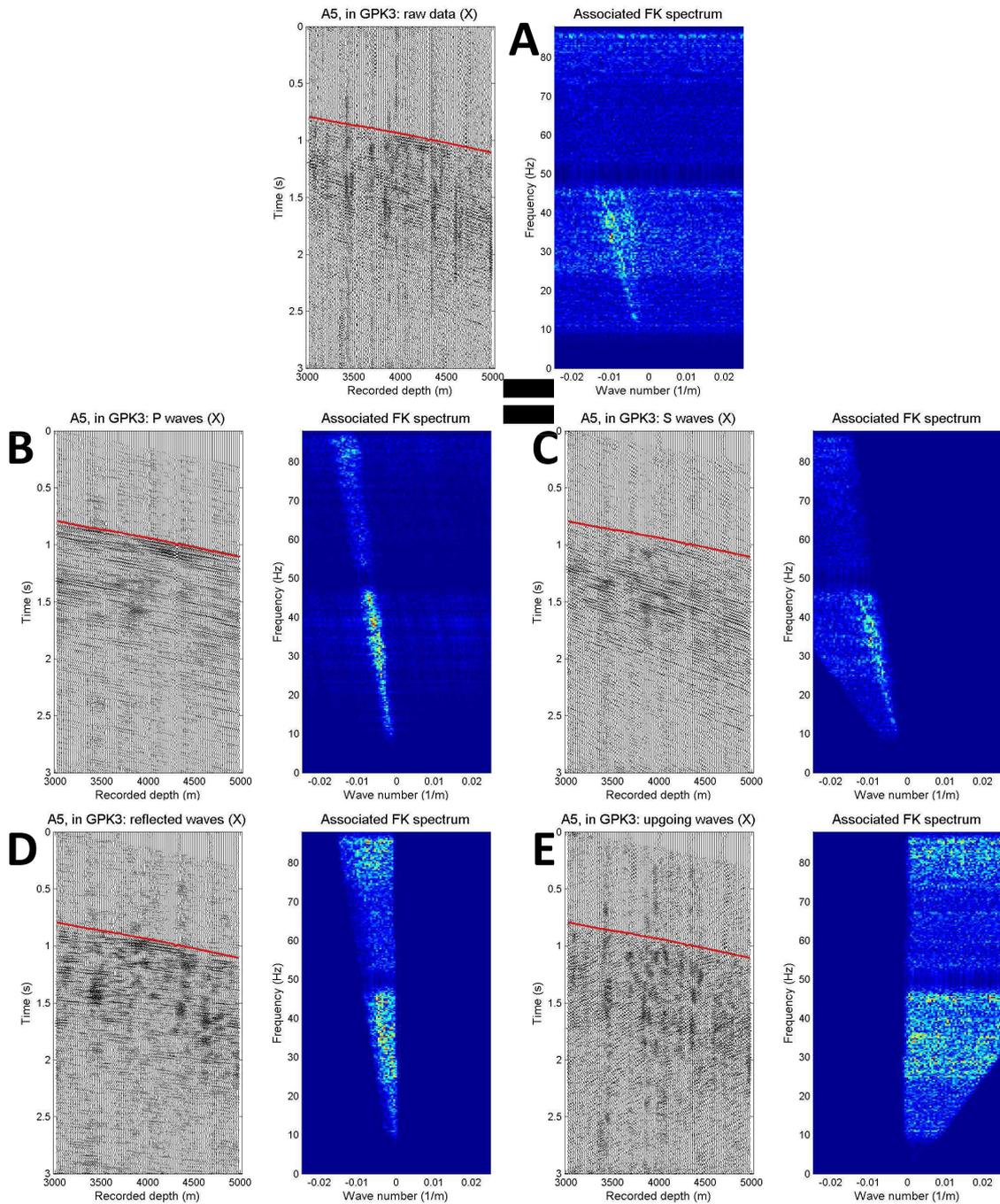


Figure 2.3.7: Décomposition du tir A5 enregistré dans le puits GPK3 sur la composante horizontale X avec les spectres FK associés, a : VSP brut, b : champ d'onde P descendant, c : champ d'onde S descendant, d : champ d'onde descendant réfléchi et e : champ d'onde montant. On a $a = b + c + d + e$.

3. FILTRAGE EN VITESSE APPARENTE DANS LE DOMAINE FK

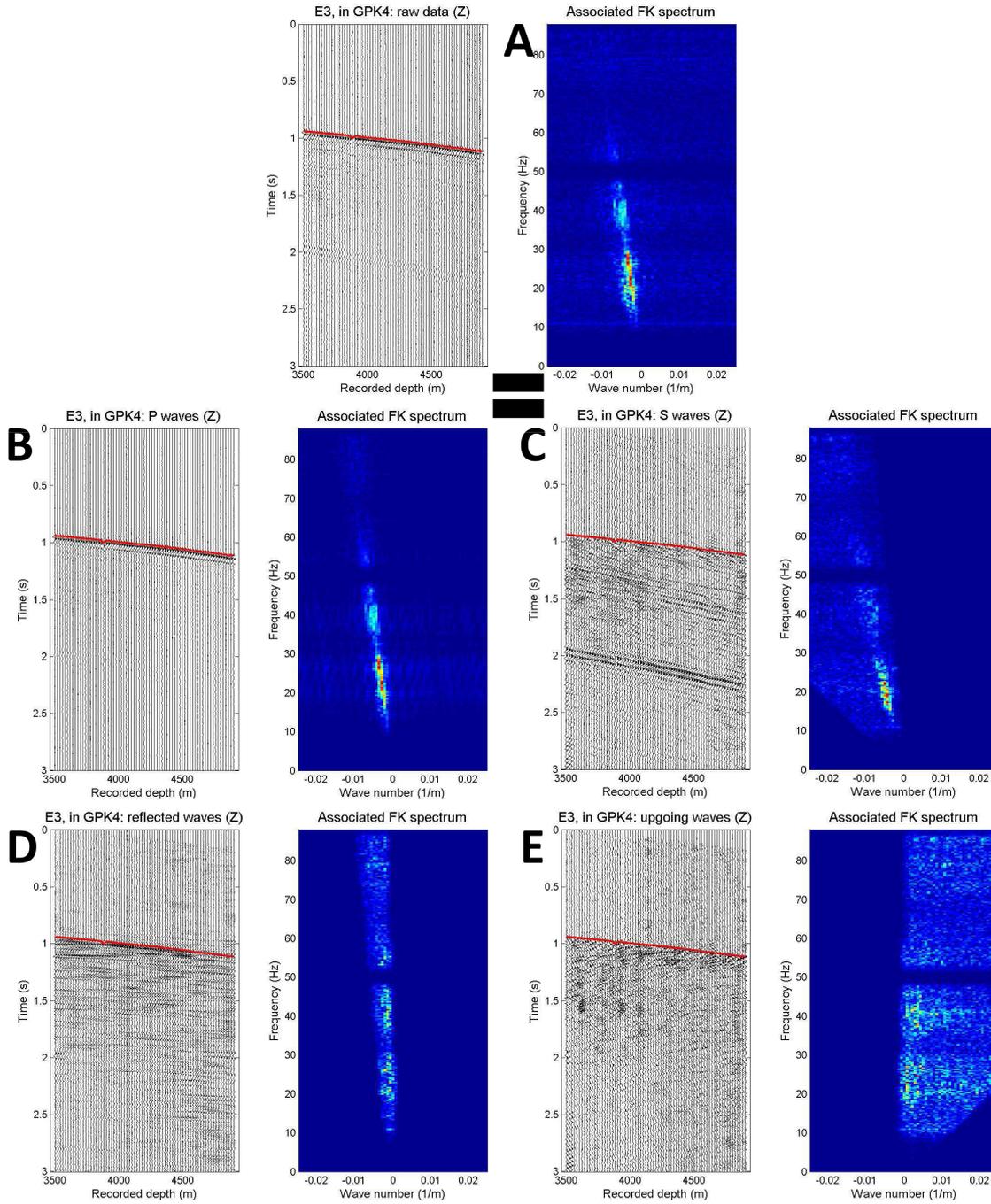


Figure 2.3.8: Décomposition du tir E3 enregistré dans le puits GPK4 sur la composante verticale avec les spectres FK associés, a : VSP brut, b : champ d'onde P descendant, c : champ d'onde S descendant, d : champ d'onde descendant réfléchi et e : champ d'onde montant. On a $a = b + c + d + e$.

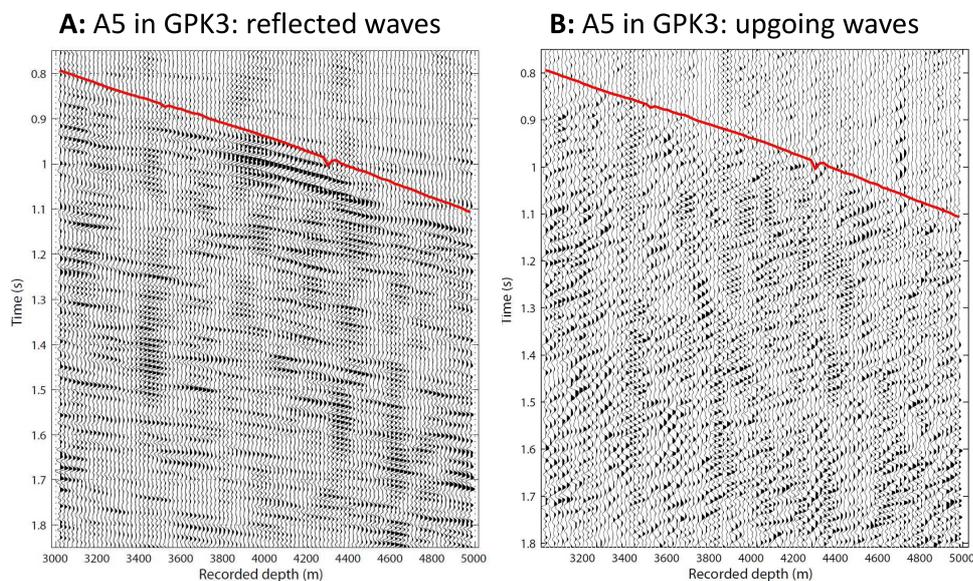


Figure 2.3.9: Décomposition du tir A5 enregistré dans le puits GPK3 sur la composante horizontale X avec les spectres FK associés, a : champ d'onde descendant réfléchi, zoom sur la première arrivée et d : champ d'onde montant, zoom sur la première arrivée.

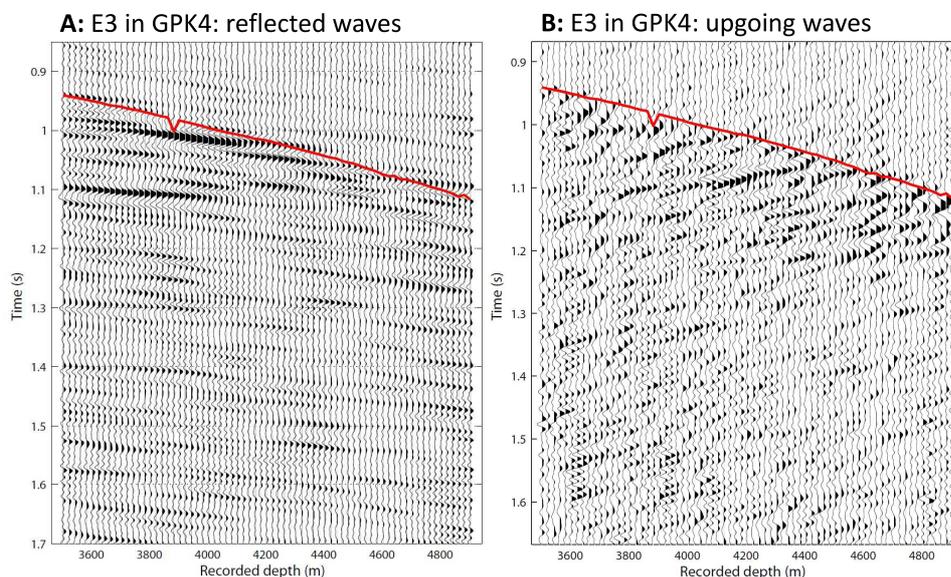


Figure 2.3.10: Décomposition du tir E3 enregistré dans le puits GPK4 sur la composante horizontale X avec les spectres FK associés, a : champ d'onde descendant réfléchi, zoom sur la première arrivée et d : champ d'onde montant, zoom sur la première arrivée.

3. FILTRAGE EN VITESSE APPARENTE DANS LE DOMAINE FK

4

Étude et comparaison des 2 méthodes

Le filtrage médian ne génère pas de bruit mais nécessite une fenêtre suffisamment large pour extraire les champs d'onde qui nous intéressent. Le filtre en domaine FK est simple et sur l'intégralité des traces mais risque de générer du bruit cohérent aux vitesses de coupure utilisées.

4.1 Influence des vitesses de coupure sur le filtre FK

Du bruit est généré par le filtrage FK du champ d'onde montant synthétique (Fig.2.3.3.d), même quand on résout le problème d'aliasing (Fig.2.3.4).

Le filtrage FK permet d'extraire des champs d'onde invisibles sur les données brutes. On peut contraindre les champs d'onde S extraits avec les composantes horizontales. Le champ d'onde réfléchi descendant extrait par cette méthode présente des arrivées continues sur un nombre conséquent de traces (Fig.2.3.9.a et Fig.2.3.10.a). Le champ d'onde réfléchi montant présente des arrivées proches du temps de première arrivée continues sur un nombre limité de traces (Fig.2.3.9.b et Fig.2.3.10.b). Cela peut faire penser au bruit généré pour le même filtrage des données synthétiques (Fig.2.3.4). Quand on regarde le zoom sur la première arrivée, les arrivées montantes n'ont pas toutes la même pente et ne se succèdent pas comme sur la figure 2.3.4. Nous avons néanmoins testé des filtres dont les vitesses de coupure varient pour voir leurs effets sur les résultats. La partie du domaine FK associé à des vitesses apparentes négatives contient les champs d'onde descendant

4. ÉTUDE ET COMPARAISON DES 2 MÉTHODES

S, P et réfléchi descendant. Les fortes amplitudes des deux premiers peuvent masquer du bruit induit. De plus on risque de couper des groupes d'onde de façon arbitraire et donc ajouter du bruit induit. Le domaine associé aux vitesses apparentes positives ne contient que le champ d'onde montant. Il correspond aux réflexions sur des interfaces subhorizontales. Dans le socle granitique, il semble donc logique que le champ montant soit peu présent. Nous avons donc appliqué à ce domaine des filtres dont les vitesses de coupures varient (Fig.2.4.1) pour voir l'impact des vitesses de coupure sur le bruit induit. Le signal obtenu pour les différents filtres présente des similitudes. Quand on restreint l'intervalle de sélection, les données s'organisent légèrement. Le signal ne se limite pas aux temps supérieurs à la première arrivée comme pour les données synthétiques (Fig.2.3.4) mais se retrouve sur l'ensemble des temps d'enregistrement.

4.1 Influence des vitesses de coupure sur le filtre FK

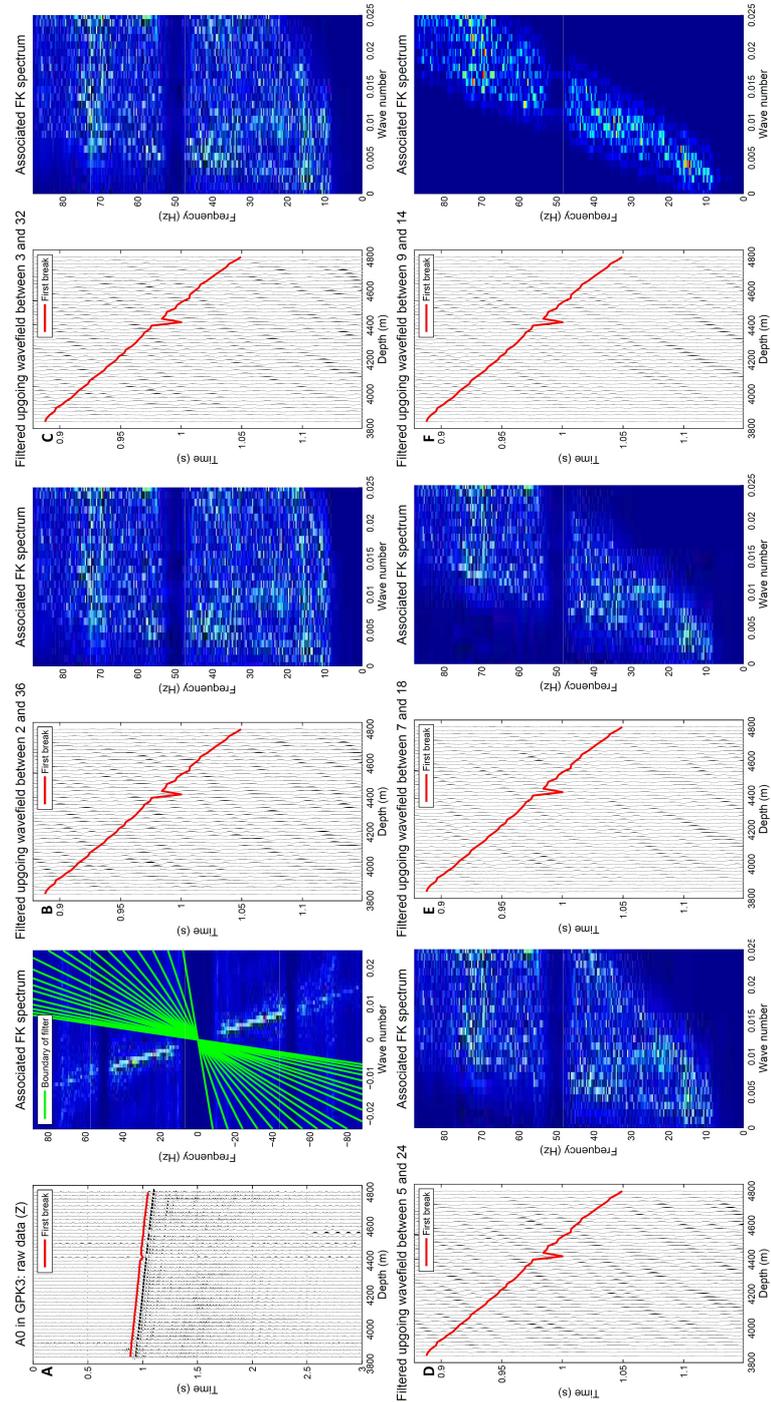


Figure 2.4.1: Impact des vitesses de coupures sur le champ d'onde extrait à partir de : a : tir A0 enregistré dans GPK3 avec son spectre associé et les différentes vitesses de coupures (ligne verte), on regarde l'impact des vitesses de coupures, b : 2 et 36, c : 3 et 32, d : 5 et 24, e : 7 et 18 et f : 9 et 14 ($\cdot 10^3 m \cdot s^{-1}$). On n'observe pas d'arrivée de forte amplitude dont la pente varie en fonction des vitesses de coupures utilisées.

4.2 Comparaison des deux méthodes

Pour vérifier la justesse des champs d'onde extraits avec les filtres FK, on regarde les similitudes entre les deux méthodes de filtrage.

Les données brutes montrent que les champs descendants S et P ont les plus fortes amplitudes. On observe néanmoins deux types de VSP. Dans un cas ils sont présents simultanément pour les temps supérieurs à la première arrivée (tir E3 enregistré dans le puits GPK3). Lorsqu'on enlève le champ en onde P par filtrage médian on obtient bien des arrivées S (Fig.2.4.2.a). On retrouve des arrivées similaires dans le champ en onde S extrait par filtre FK (Fig.2.4.2.b). Cela nous montre la pertinence des données extraites par cette méthode pour des ondes directement visibles sur les données brutes.

Des VSP présentent également un découplage en temps entre les ondes descendants P et S (tirs C2 dans GPK3 et F1 dans GPK4). Cet intervalle peut donc montrer des réflexions. Lorsque l'on regarde les résidus du filtrage médian avec une fenêtre large pour des temps proches de la première arrivée, on observe bien des ondes réfléchies descendantes (Fig.2.4.3.a et b). On observe encore des similarités dans le champ d'onde réfléchi descendant par filtrage FK (Fig.2.4.3.c et d). Cette méthode nous permet donc d'extraire du signal invisible sur les données brutes. On voit ici encore l'inconvénient du filtrage médian. On doit réduire fortement le nombre de traces des VSP pour obtenir un signal moins clair que celui issu du filtrage FK.

Ainsi nous avons privilégié dans la suite de notre travail les données issues du filtrage en domaine FK. Comme nous l'avons vu, le champ d'onde montant contient des arrivées cohérentes sur peu de traces continues. Par contre on observe sur le champ d'onde descendant réfléchi des arrivées cohérentes sur un nombre important de traces. Cela indique que les réflecteurs présents dans le socle sont fortement pentés. De plus, dès qu'un signal réfléchi intersecte la première arrivée, cela signifie qu'un réflecteur coupe le puits d'enregistrement au niveau de l'intersection. Nous nous sommes donc particulièrement intéressés à ce type d'arrivée.

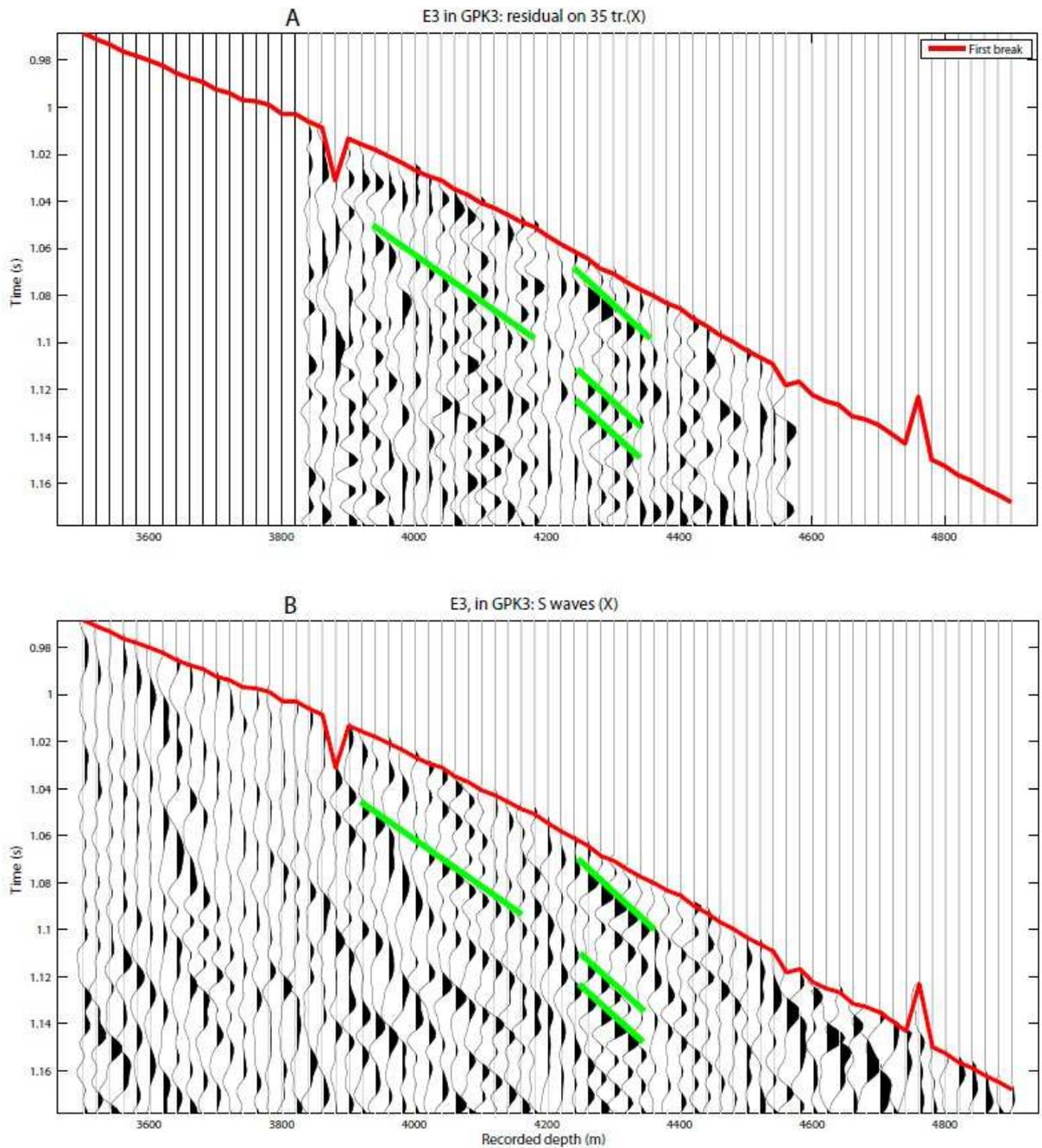


Figure 2.4.2: *Similitudes entre les deux méthodes de filtrages pour le tir E3 enregistré dans GPK3 sur une composante horizontale, a : résidu du filtre médian avec une fenêtre de 35 traces et b : champ d'onde S extrait avec un filtrage FK.*

4. ÉTUDE ET COMPARAISON DES 2 MÉTHODES

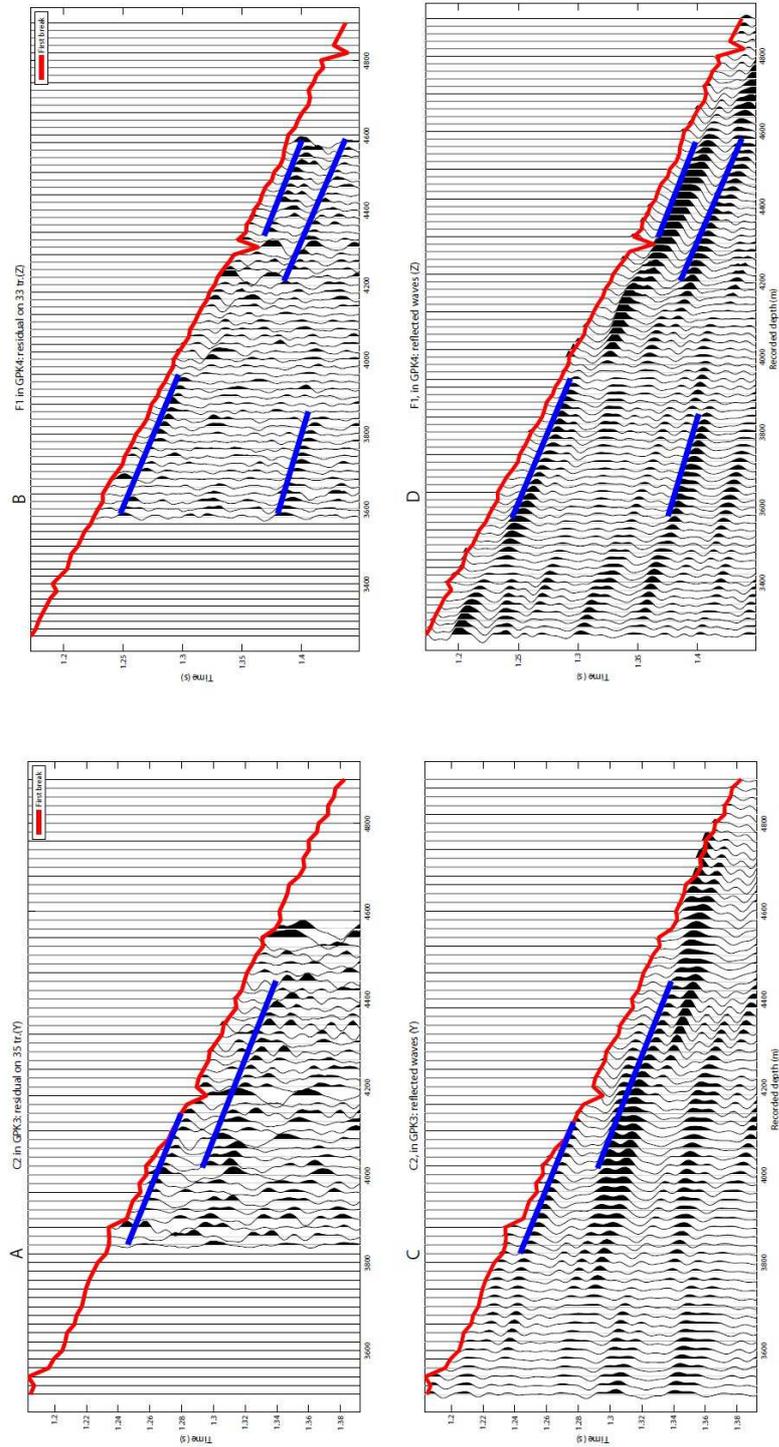


Figure 2.4.3: *Similitude entre les filtrages médian et FK, a : résidu du filtre médian avec une fenêtre de 35 traces appliqué au tir C2 dans GPK3 b : filtre FK du même VSP, c : résidu du filtre médian avec une fenêtre de 33 traces appliqué au tir F1 dans GPK4 et d : filtre FK du même VSP. Les arrivées similaires sont représentées par les droites bleues.*

Troisième partie

Études des différents champs d'onde extraits par tracé de rais

1

Modélisation du champ d'onde descendant en onde P

Les VSP acquis à Soultz-sous-Forêts permettent d'éclairer le réservoir géothermique profond sous des azimuts et des angles d'incidence variés. Les données brutes présentent uniquement les deux champs descendant S et P. En adaptant le filtrage FK, on arrive à extraire les champs d'onde associés aux réflexions, le champ descendant réfléchi et le champ montant réfléchi (annexe B).

Nous avons voulu modéliser ces réflexions par tracé de rai. L'étude se focalise d'abord sur le champ P descendant pour obtenir les temps de première arrivée. Un modèle de vitesse 1D est créé le long des puits. On l'étend ensuite à l'ensemble du milieu de propagation. Dans un second temps, nous avons introduit des réflecteurs dans le réservoir géothermique pour calculer les temps d'arrivée des ondes réfléchies extraites et ajuster la géométrie des réflecteurs.

1.1 Création du modèle de vitesse

Nous avons eu accès à un fichier donnant des valeurs de vitesse à certaines profondeurs, calculées à partir d'un log sonique pour le puits GPK1 (Fig.3.1.1). La méthode employée pour obtenir ces valeurs n'est pas documentée. L'intervalle de profondeur concerne la couverture sédimentaire et le socle granitique jusqu'à 2000 m. Le log géologique permet d'associer les vitesses aux différentes couches. La première couche correspond aux sédiments comportant des alternances de marnes, argiles et grès jusqu'à la profondeur de

1. MODÉLISATION DU CHAMP D'ONDE DESCENDANT EN ONDE P

873 m. On y associe un gradient de vitesse : $V = V_0 + aZ$ avec $V_0 = 1475m.s^{-1}$, $a = 2.33$ et Z la profondeur. La seconde couche correspond à la couche calcaire de Muschelkalk. Elle a une épaisseur de 148 m entre 873 et 1021 m de profondeur. Une vitesse constante égale à celle donnée à sa base, $4600m.s^{-1}$, lui est affectée. La troisième couche correspond au grès du Buntsandstein. On lui associe une vitesse constante égale à $4100m.s^{-1}$. Pour le socle granitique, on considère une couche homogène de vitesse $5650m.s^{-1}$ correspondant à la moyenne des vitesses dans l'intervalle de profondeur 1400 à 2000 m.

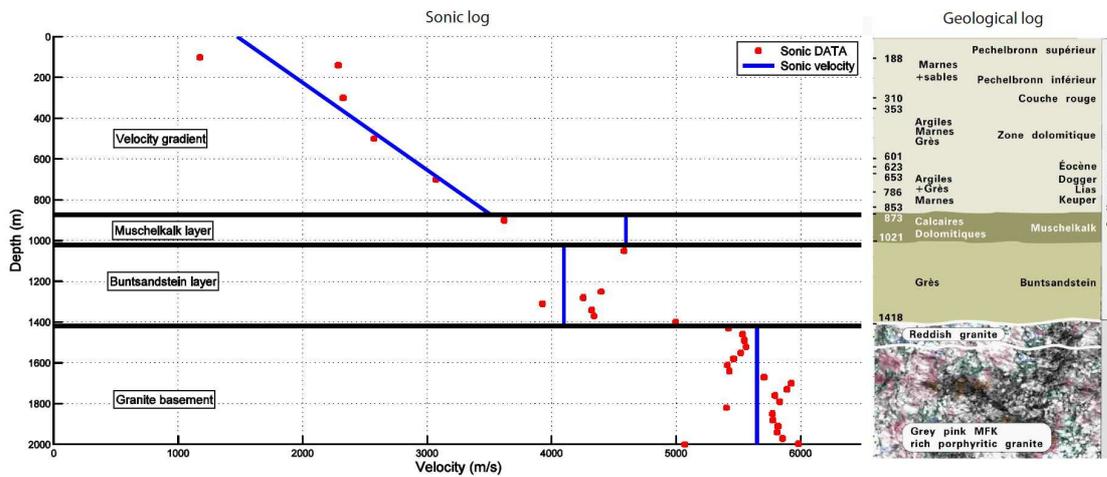


Figure 3.1.1: Vitesses obtenues à partir du log de vitesse sonique pour le puits GPK1 et log géologique associé.

Le rai sismique, dans un milieu où la vitesse augmente linéairement avec la profondeur, est un arc de cercle. Sa trajectoire est donnée par (Fig.3.1.2) :

$$\text{Soit } x, z \in \text{rai sismique}, \begin{cases} x = R(\cos \theta(z) - \cos \theta_0) \\ z = R(\sin \theta(z) - \sin \theta_0) \end{cases} \text{ avec } R = \frac{1}{ap} \text{ et } p = \frac{\sin \theta_0}{V_0} \quad (3.1.1)$$

avec x et z les coordonnées du point courant du rai, θ_0 l'angle d'incidence à la source, $\theta(z)$ celui au point considéré, R le rayon du cercle et p le paramètre constant du rai.

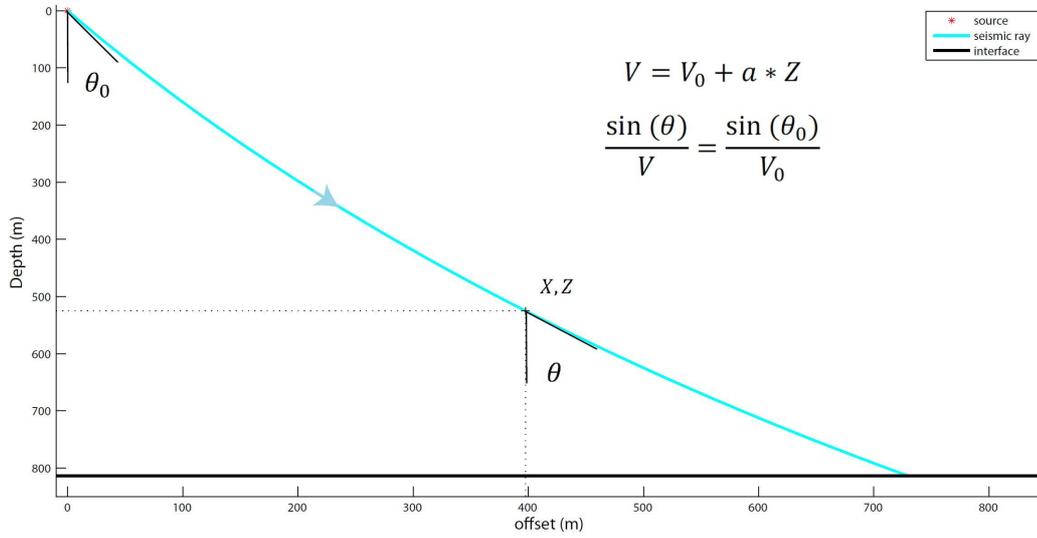


Figure 3.1.2: *Trajet d'un rai sismique se propageant dans un milieu où la vitesse augmente avec la profondeur.*

Quand la vitesse est constante, les rais sont des segments de droite. On détermine le changement de direction des rais à l'interface entre deux couches avec la loi de Snell-Descartes vectorielle (Fig.3.1.3) :

$$\begin{cases} \vec{e}_r = \vec{e} - 2(\vec{e} \cdot \vec{n})\vec{n} \\ \vec{e}_t = \frac{V_2}{V_1} \left[\vec{e} - \left(\vec{e} \cdot \vec{n} + \left(\left(\frac{V_1}{V_2} \right)^2 - (1 - (\vec{e} \cdot \vec{n})^2) \right)^{1/2} \right) \vec{n} \right] \end{cases} \quad (3.1.2)$$

avec \vec{e} le rai incident, \vec{e}_r le rai réfléchi, \vec{e}_t le rai transmis et V_1, V_2 les vitesses de propagation de part et d'autre de l'interface de normale \vec{n} .

On calcule le temps de parcours associé à chaque couche grâce à :

$$\begin{cases} si V = cst, t = \frac{d}{V} \\ si V = V_0 + a.z, t = \frac{1}{a} \left(\log(\tan \frac{\theta_1}{2}) - \log(\tan \frac{\theta_0}{2}) \right) \end{cases} \quad (3.1.3)$$

avec d la distance parcourue dans la couche et θ_1, θ_0 les angles d'incidence des deux points limitant le rai sismique.

1. MODÉLISATION DU CHAMP D'ONDE DESCENDANT EN ONDE P

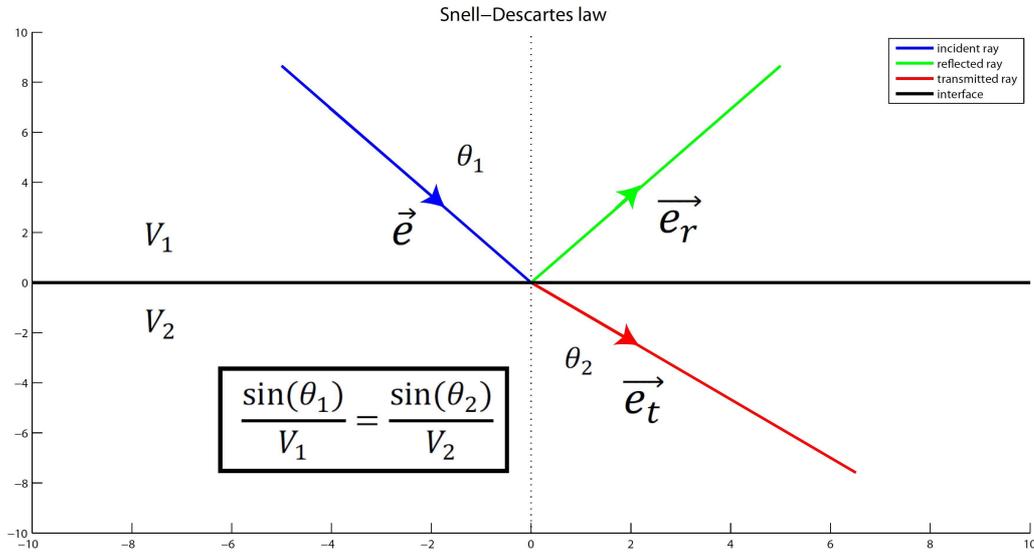


Figure 3.1.3: Réflexion et transmission d'un rai sismique sur une interface entre deux milieux de vitesses différentes avec $V_1 < V_2$.

On peut tester ce modèle de vitesse initial grâce au tir A0, tir le plus proche de la tête des puits GPK3 et GPK4, à une distance tir - puits égale à 417m. Ce tir est enregistré dans GPK4 depuis la surface, à des profondeurs comprises entre 100 et 4500 m le long du puits. Si on considère les 2000 premiers mètres, le puits est vertical. Ce tir se rapproche le plus d'un VSP classique. La composante verticale montre une première arrivée claire pour tous les géophones situés au dessus de 2000 mètres avec des changements de vitesse apparente (Fig.3.1.4). Les profondeurs d'enregistrement varient entre 67.5 mètres et -2000 mètres. On considère ici la véritable altitude de la tête des puits, $z = 167.9$ m. Les limites (droite bleue foncée) situées à -705.1m et -1250.1m correspondent aux interfaces à 873 et 1418 mètres mesurés le long du puits. L'allure hyperbolique de la première arrivée dans la zone 1 est due à l'effet combiné du déport non nul et du gradient de vitesse. On la modélise en testant différentes lois de vitesses (Fig.3.1.5). On obtient la loi de vitesse suivante : $V = V_0 + aZ$ avec $V_0 = 2032m.s^{-1}$, $a = 1.53$ et Z la profondeur. Elle correspond à la première couche argilo-marneuse du log géologique. La zone 2 présente une vitesse constante de $4608m.s^{-1} \pm 164$. Elle correspond à une couche comprise entre 873 et 1418 m le long du puits. La pente des premières arrivées apparaît similaire dans le calcaire du Muschelkalk et dans les grès du Buntsandstein. Enfin la zone 3 présente également une

1.1 Création du modèle de vitesse

vitesse constante de $6000\text{m}\cdot\text{s}^{-1} \pm 190$. Cela correspond au socle granitique. Cela permet de mettre à jour la loi de vitesse (Fig.3.1.6) à proximité des puits.

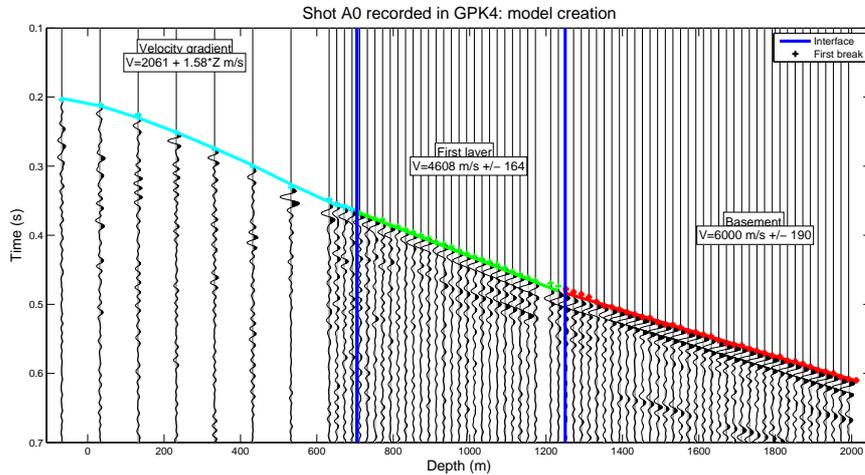


Figure 3.1.4: Tir A0 enregistré dans le puits GPK4 sur la composante verticale. Les trois sections du VSP correspondent à un gradient de vitesse (bleu clair), une couche sédimentaire homogène (vert) et au socle granitique homogène (rouge).

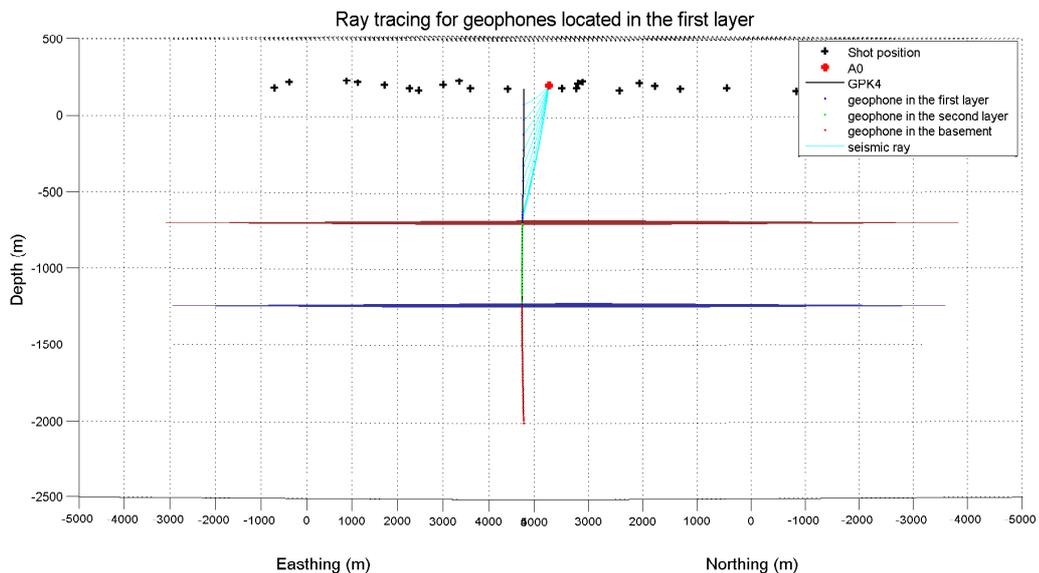


Figure 3.1.5: Tracé de rai pour le gradient de vitesse pour le tir A0 enregistré dans le puits GPK4. Le code couleur est le même que pour la figure 3.1.4. Le bloc 3D est vu à l'horizontale depuis le sud-est.

1. MODÉLISATION DU CHAMP D'ONDE DESCENDANT EN ONDE P

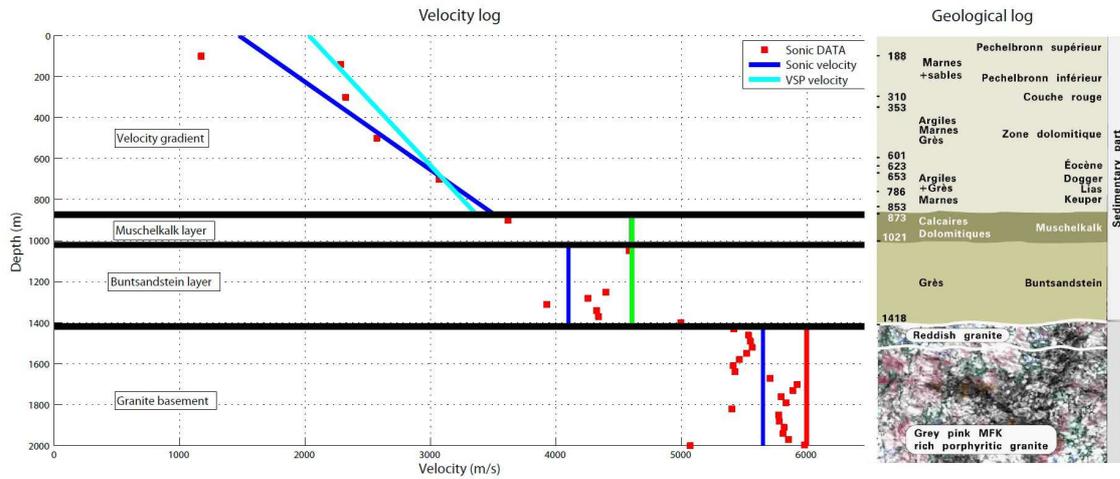


Figure 3.1.6: Loi de vitesse mise à jour avec le tir A0. Les droites bleus foncés correspondent au modèle initial issu d'un log sonique dans GPK1. Le code couleur est le même que pour la figure 3.1.4.

Pour étendre ce profil de vitesse 1D à tout le milieu où les rais sismiques se propagent, on a utilisé l'information sur le pendage des interfaces, tirée de l'interprétation des anciens profils de sismique réflexion, acquis dans la région à proximité du site géothermique de Soultz-sous-Forêts (Fig.3.1.7.a). Place *et al.* (2010) ont réinterprété le profil PHN84J (Fig.3.1.7.b). Ce dernier passe à proximité des têtes de puits de GPK3 et GPK4. Le toit du socle est représenté par la ligne rouge. Le pendage vers l'est est constant et proche de 5° . Grâce à la densité des données dans la région de Soultz-sous-Forêts, l'interface du toit du socle a été interpolée autour des puits avec le logiciel *GOCAD*[®] (Fig.3.1.8). Cette surface nous a été fournie par J. Sausse qui a établi le géomodèle régional. Le pendage semble en fait orienté vers le sud-est suivant l'azimut $55^\circ N$ et a une valeur de 4.5° . On définit le plan médian à cette surface coupant le puits GPK3/4 pour $z = 1418\text{m}$ le long du puits. L'utilisation d'une interface plane permet de réduire le temps de calcul pour les tracés de rai. Le profil PHN84J montre que l'épaisseur des couches géologiques ne varie pas fortement le long du profil. On a donc défini deux interfaces planes parallèles avec un pendage de 4.5° et un azimut de $55^\circ N$ correspondant à l'interface Keuper - Muschelkalk et au socle (Fig.3.1.9). En utilisant ce modèle de vitesse 3D, on peut calculer le parcours des rais sismiques pour toutes les positions de tir et pour les deux puits.

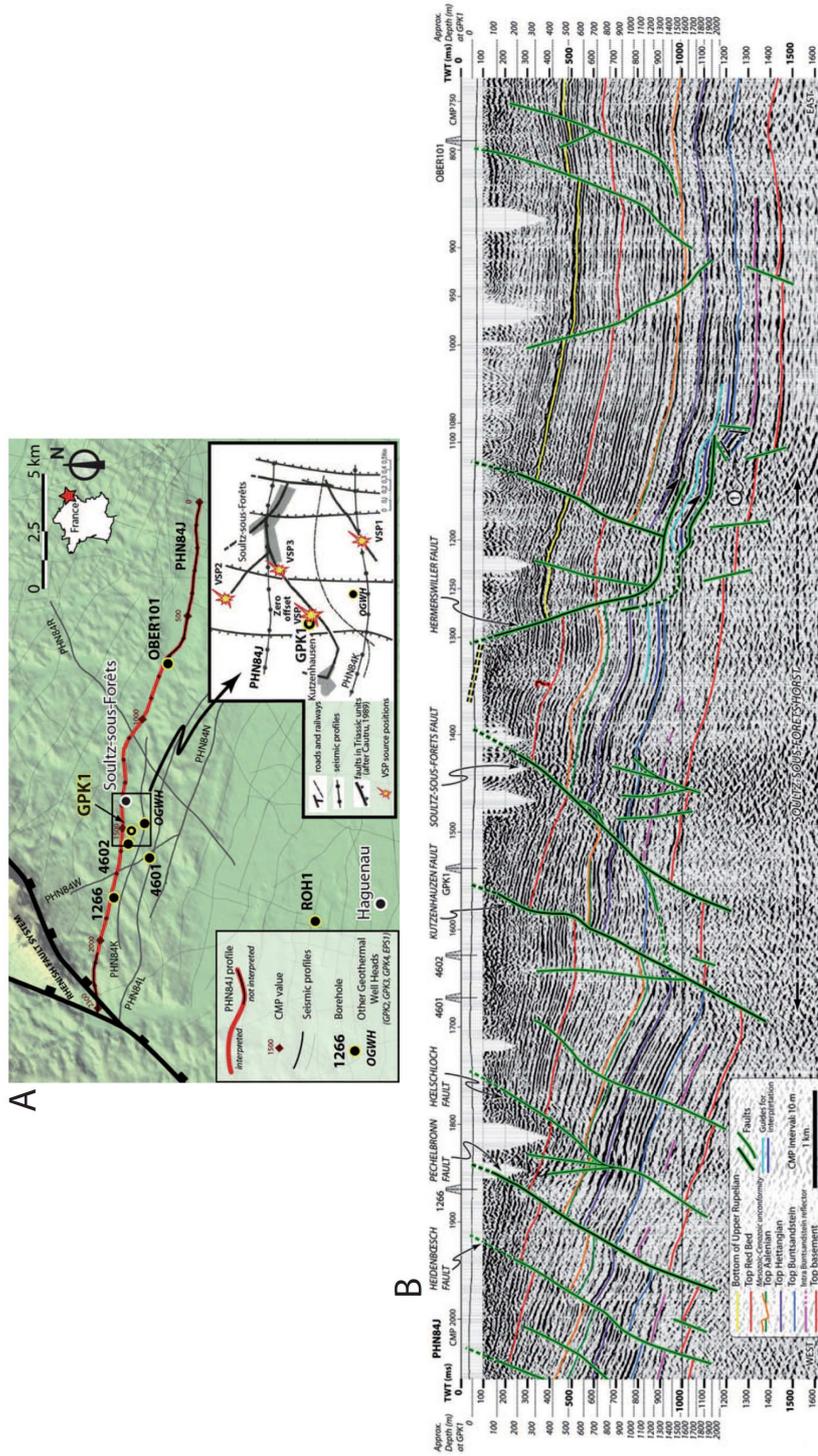


Figure 3.1.7: a : Localisation des profils de sismique réflexion acquis à proximité du site géothermique de Soultz-sous-Forêts, b : profil PHN84J réinterprété, d'après Place et al. (2010).

1. MODÉLISATION DU CHAMP D'ONDE DESCENDANT EN ONDE P

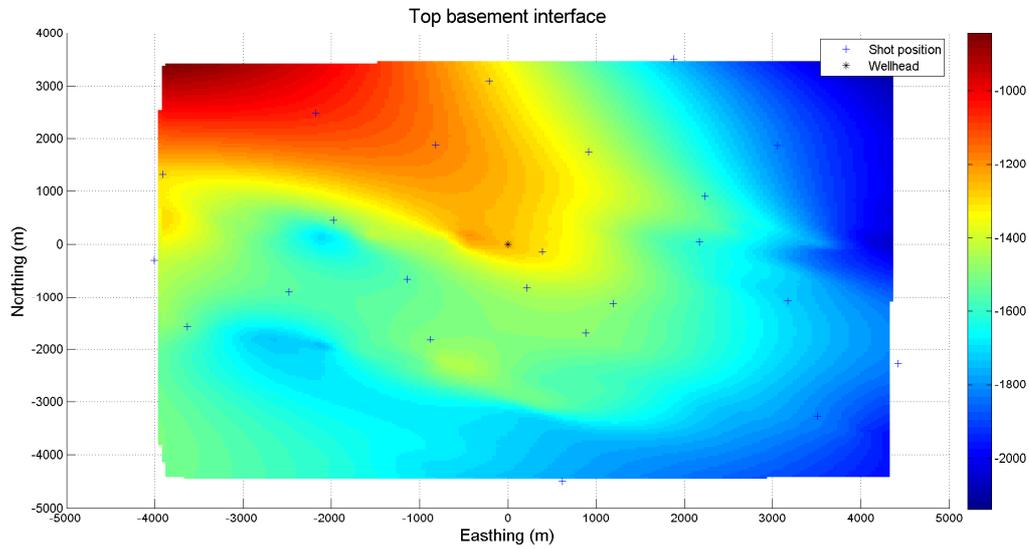


Figure 3.1.8: Carte des profondeurs du toit du socle autour des puits GPK3 et GPK4 extraite du géomodèle établi par J. Sausse .

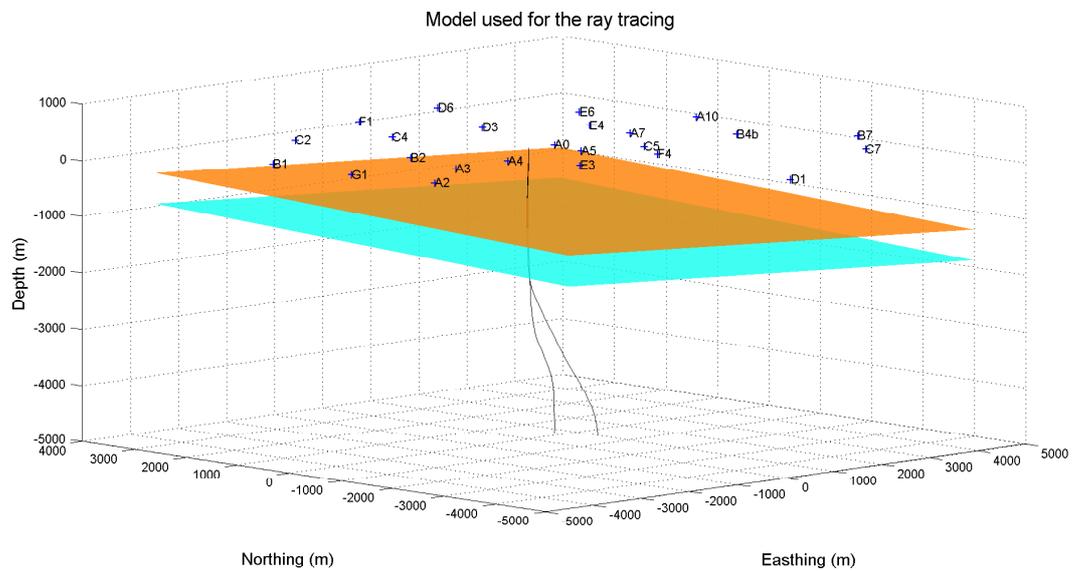


Figure 3.1.9: Modèle 3D à interfaces planes utilisé pour calculer les tracés de rai sismique.

1.2 Modélisation de la première arrivée

J'ai créé un programme de tracé de rai sous *MATLAB*[®]. Les rais sismiques ne se propagent pas dans le plan vertical car les interfaces ont un pendage. On génère dans un premier temps un faisceau de rais se propageant dans notre modèle. On l'oriente vers les géophones situés dans le puits pour augmenter la densité de rais à proximité. Les angles d'incidence doivent être suffisamment faibles pour pouvoir atteindre le socle ($\theta_{inci} < \frac{\pi}{6}$). Les rais dans la première couche sont des arcs de cercles. On utilise l'équation 3.1.1 pour définir leur trajectoire en rajoutant l'azimut :

$$\text{Soit } X, Y, Z \in \text{ rai sismique}, \begin{cases} X = R(\cos \theta(z) - \cos \theta_0) \cos \alpha \\ Y = R(\cos \theta(z) - \cos \theta_0) \sin \alpha \\ Z = R(\sin \theta(z) - \sin \theta_0) \end{cases} \quad (3.1.4)$$

ou $R = \frac{1}{ap}$ et $p = \frac{\sin \theta_0}{V_0}$

avec x et y les coordonnées en surface, z la profondeur, α l'azimut, θ_0 l'angle d'incidence à la source et $\theta(z)$ celui au point considéré.

Pour déterminer l'intersection du rai et de la première interface, on calcule la distance à l'interface de chaque point définissant un rai selon la normale à l'interface. Quand cette valeur change de signe, le rai intersecte l'interface. Les rais sont discrétisés en 100 points pour être suffisamment précis. On applique la loi de Snell-Descartes vectorielle (eq.3.1.2) pour déterminer le rai transmis dans la seconde couche sédimentaire. Les rais sont des droites dans le reste du modèle. On détermine donc précisément l'intersection avec le toit du socle en résolvant :

$$\text{Soit } X, Y, Z \in \text{ rai sismique}, \begin{cases} \begin{cases} X = X_1 + d\vec{e}_x \\ Y = Y_1 + d\vec{e}_y \\ Z = Z_1 + d\vec{e}_z \end{cases} \\ a_{plan}X + b_{plan}Y + c_{plan}Z + d_{plan} = 0 \end{cases} \quad (3.1.5)$$

avec (X_1, Y_1, Z_1) le point de départ du rai sismique, \vec{e} le vecteur directeur du rai, $(a_{plan}, b_{plan}, c_{plan}, d_{plan})$ les coefficients de l'équation cartésienne du plan définissant l'interface et d l'inconnue qui correspond à la distance parcourue entre les deux interfaces.

Il faut ensuite sélectionner le rai passant le plus près du géophone. On projette chaque rai sur le plan ayant pour normale le vecteur directeur du rai et passant par le géophone considéré. Ce plan représente la position du front d'onde associé au rai au temps où il passe par le géophone. Le rai retenu est celui qui est le plus proche du récepteur. Les écarts

1. MODÉLISATION DU CHAMP D'ONDE DESCENDANT EN ONDE P

rai-géophone obtenus à la première itération sont trop importants. Pour les diminuer, on réitère ce processus en diminuant à chaque itération le pas en azimuth et en angle d'incidence. On cherche à avoir des écarts inférieurs à la demi-distance entre 2 géophones, soit 10 m. On l'obtient pour la 3^{ème} itération (Fig.3.1.10).

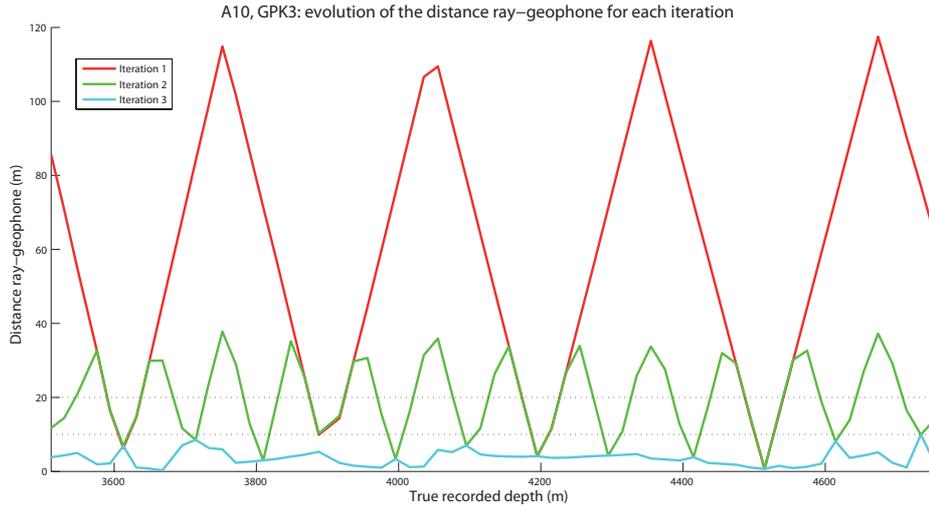


Figure 3.1.10: Variation de la distance rai-géophone pour les 3 itérations de la modélisation du tracé des rais sismiques.

On obtient donc des rais qui passent très proches des géophones. On calcule le temps de trajet associé à chaque parcours de rai avec l'équation 3.1.3. Quand on le compare avec le pointé de la première arrivée on observe une différence en temps (Fig.3.1.11). Ces différences varient avec la position des tirs (Fig.3.1.12). Les tirs A2 et A7 enregistrés dans le puits GPK4 ne sont pas utilisés, étant enregistrés à trop peu de profondeur. Les deux courbes aux deux puits sont proches. En effet les rais enregistrés dans les deux puits sont proches (Fig.3.1.13) surtout dans les sédiments. Les différences augmentent globalement peu avec la distance du tir aux puits. On observe des minimums pour B4b, A10 et D1 enregistrés dans GPK3 et GPK4. De même on a des maximums locaux pour F1, C2, G1 et B1 et B2. Ces tirs sont tous situés dans le quart nord-ouest autour des puits. Plutôt que de changer le modèle 3D, nous avons attribué ces variations à des effets locaux aux tirs. Pour y remédier, nous appliquons des corrections statiques égales à ce délai qui intègre toutes les complexités locales de vitesse non résolubles avec nos données.

1.2 Modélisation de la première arrivée

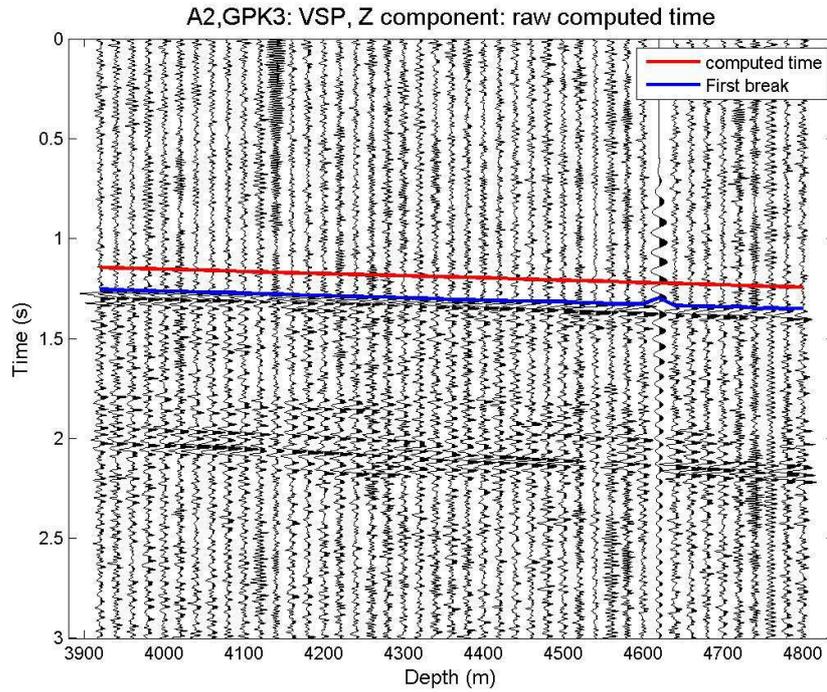


Figure 3.1.11: VSP A2 enregistré dans le puits GPK3 sur la composante verticale. La droite bleue correspond à la première arrivée et la droite rouge au temps modélisé.

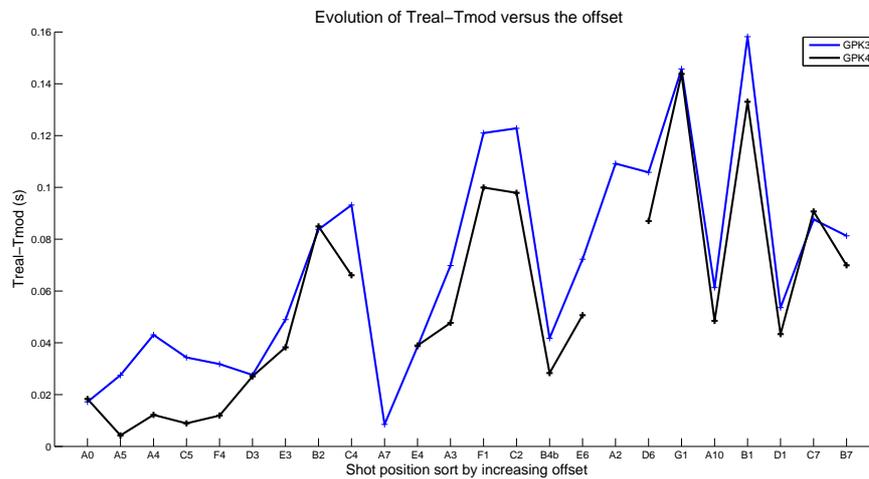


Figure 3.1.12: Évolution du décalage temporel entre le temps réel et le temps modélisé pour chaque position de tir ordonnée suivant l'offset croissant pour les puits GPK3 et GPK4.

1. MODÉLISATION DU CHAMP D'ONDE DESCENDANT EN ONDE P

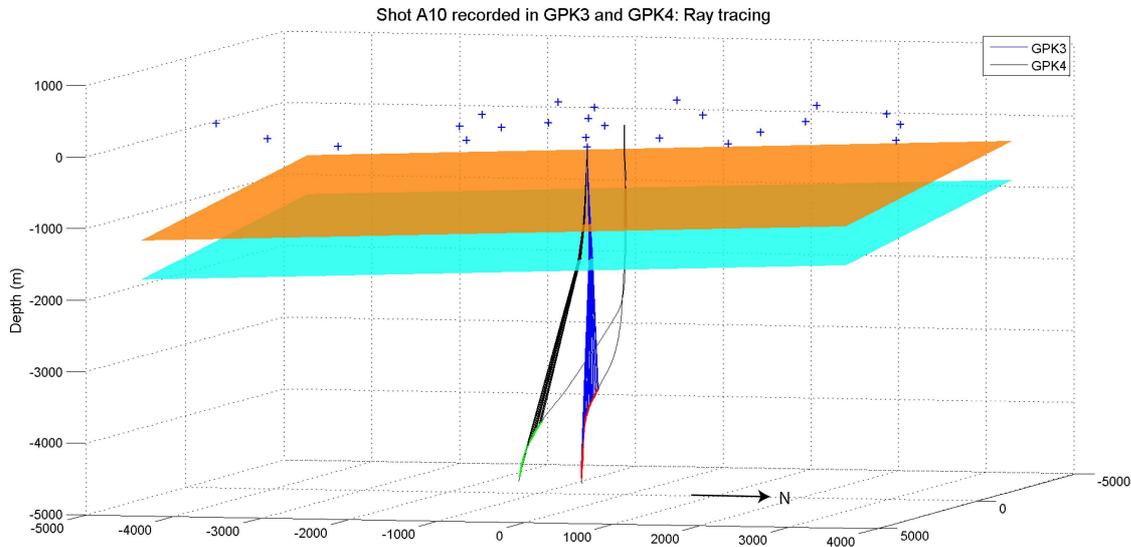


Figure 3.1.13: Parcours des rais sismiques enregistré dans GPK3 et GPK4 pour la position de tir A10.

Les interfaces de notre modèle sont très simples. La définition du toit du socle à laquelle nous avons eu accès était plus complexe. On l'introduit dans notre modèle de vitesse pour voir son effet sur les temps d'arrivée modélisés (Fig.3.1.14). On applique la même méthode que pour le modèle plan pour calculer le parcours des rais. Pour déterminer les points de réflexion sur le toit du socle, on ne peut plus résoudre un simple système d'équation. Pour chaque point courant du rai on détermine un plan local tangent à l'interface au voisinage du point courant et on regarde la hauteur du rai par rapport à ce plan. Quand le rai est à moins de 10 mètres du socle, on considère un point de réflexion. On détermine ensuite le rai transmis dans le socle avec la loi de Snell-Descartes.

Ce modèle est plus précis mais il nécessite un temps de calcul double et une imprécision sur l'intersection des rais sismiques avec le socle. On doit donc diminuer le nombre de rais testés pour chaque géophone. Pour améliorer la distance rai-géophones on réitère le calcul de rais. Après 4 itérations et pour des temps de calcul raisonnables, on obtient des écarts entre les rais sismiques et les géophones compris entre 0 à 20 mètres (Fig.3.1.15). On rappelle qu'avec trois itérations le modèle à interfaces planes permet d'obtenir des écarts inférieurs à 10 mètres. Le modèle n'étant toujours pas parfait, on applique comme précédemment une correction statique en temps pour chaque point de tir. Le temps d'ar-

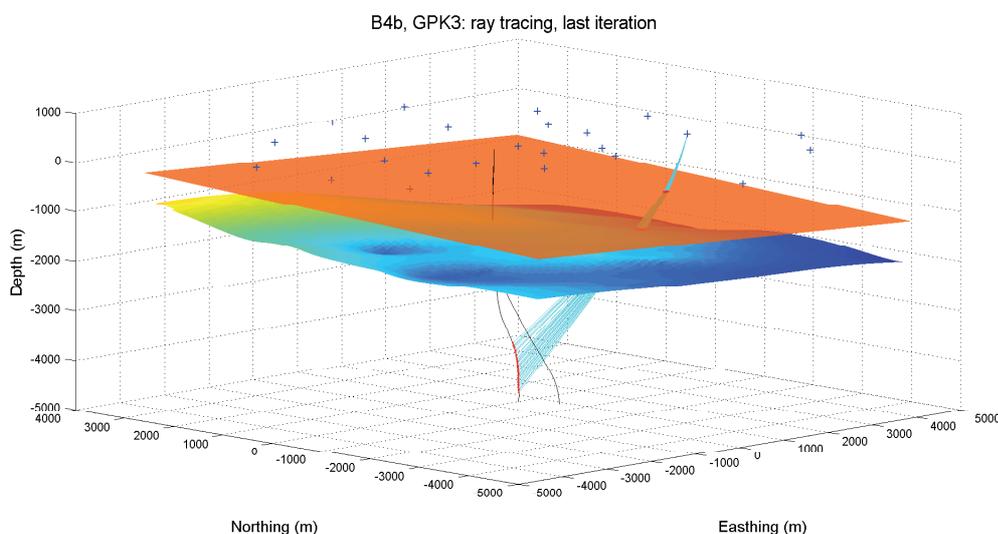


Figure 3.1.14: *Tracé de rai pour le tir B4b enregistré dans le puits GPK3 avec le toit du socle non plan.*

rivée varie fortement localement et présente la même pente que pour le modèle plan (Fig.3.1.16).

Quand on considère le modèle à interfaces planes, on obtient des rais avec une précision suffisante en 3 itérations. Les temps de trajet, calculés corrigés des effets de sites par une correction statique, sont proches des temps réels de première arrivée. Le modèle avec le toit du socle complexe requiert, quant à lui, 4 itérations pour obtenir des rais sismiques plus distants des géophones mais qui restent acceptables. Les temps de trajet calculés et corrigés sont également proches de la première arrivée mais peuvent présenter des variations locales importantes pour des positions de géophone proches. La détermination des points de réflexion sur le toit du socle est également moins précise que pour le modèle plan. Nous considérons donc dans la suite de notre travail le modèle simple plan, ce qui améliore la précision du tracé de rai.

1. MODÉLISATION DU CHAMP D'ONDE DESCENDANT EN ONDE P

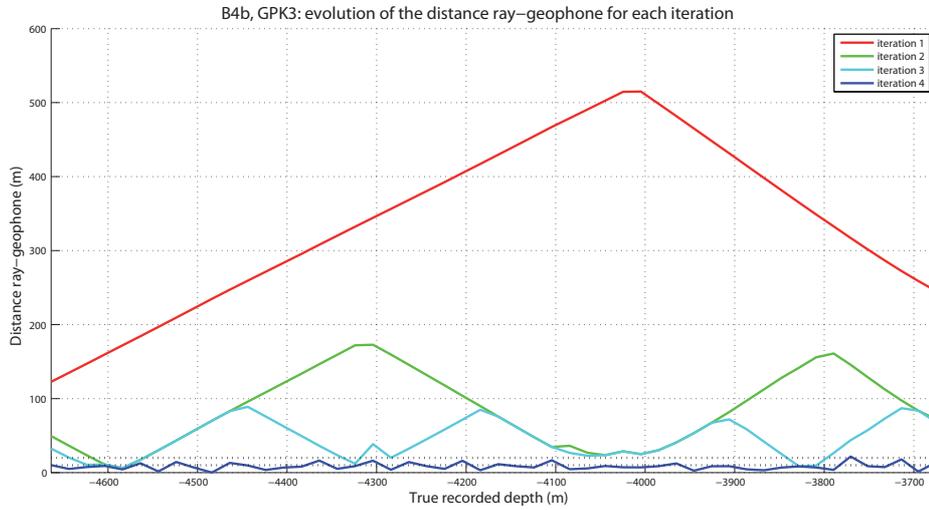


Figure 3.1.15: Écart entre les géophones et les rais sélectionnés pour le tir B4b enregistré dans le puits GPK3 pour les quatre itérations dans le cas d'une interface au socle non plane.

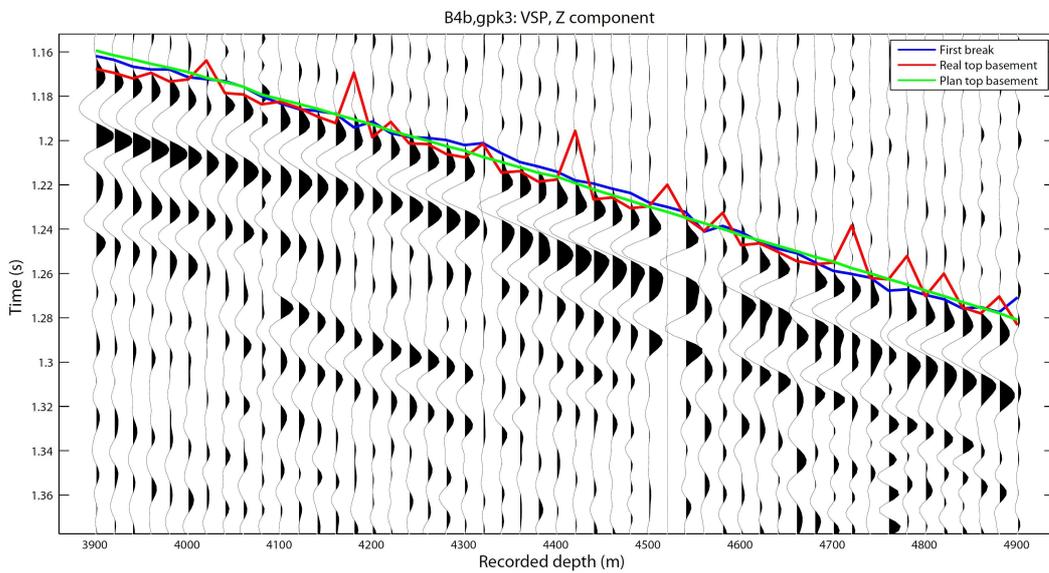


Figure 3.1.16: Comparaison des temps modélisés avec le modèle non plan (courbe rouge) et plan (courbe verte) et avec le pointé de la première arrivée pour le tir B4b enregistré dans le puits GPK3, zoom sur la première arrivée après correction statique.

2

Modélisation des réflexions extraites à l'aide du filtrage FK

2.1 Modèle préexistant

Sausse *et al.* (2010) ont compilé des données concernant le réservoir géothermal. Ils ont ainsi pu définir des structures situées au voisinage des puits GPK3 et GPK4. Les paramètres géométriques de ces structures ont été définis grâce au logiciel d'interpolation *GOCAD*[®].

Une diagraphie a été effectuée pour les puits GPK3 et GPK4. Les propriétés des fractures observées sont définies grâce aux logs d'image acoustique ou UBI. En parallèle, des logs de température et/ou d'écoulement ont été établis lors de tests d'injection et de production. Les failles actives hydrauliquement peuvent correspondre à des fractures isolées, à une succession de petites fractures cohérentes ou à des zones de fracturation étendues. Cette méthode de détection des fractures est très précise au niveau du puits. Les structures ne peuvent cependant pas être étendues loin des puits. A l'aide de *GOCAD*[®], les fractures sont regroupées en petits plans de faille centrés sur les puits (Fig.3.2.1). Leur extension loin des puits (diamètre de 300, 400 ou 600 mètres) est déterminée avec les logs d'écoulements.

Des tests de stimulation ont été effectués dans GPK3 en 2003 et dans GPK4 en 2004 et 2005. Quand on regarde le volume total du réservoir où l'activité microsismique a lieu, 52% concerne la stimulation de GPK3 et 13% celle de GPK4. La stimulation de GPK3 a généré plus de 250 évènements dont 29 ont une magnitude supérieure à 2. 240 ont été

2. MODÉLISATION DES RÉFLEXIONS EXTRAITES À L'AIDE DU FILTRAGE FK

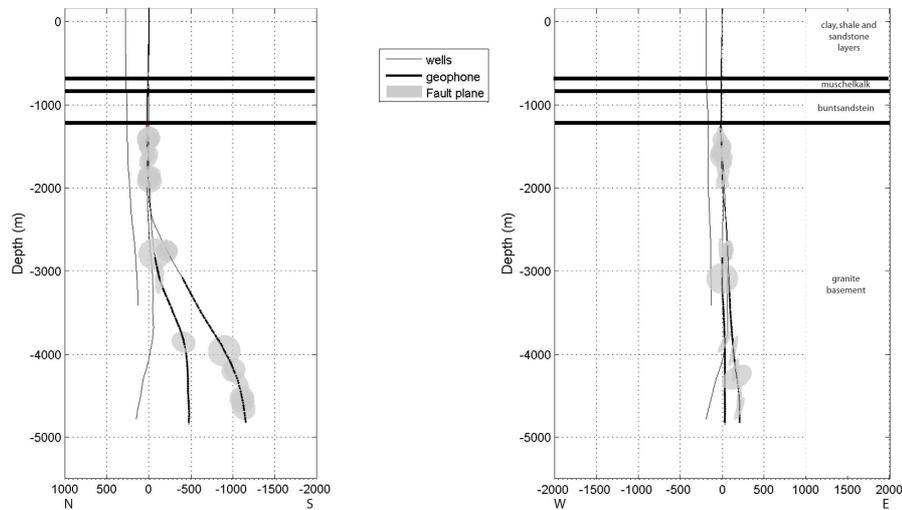


Figure 3.2.1: Plans de fractures à proximité des puits GPK3 et GPK4 à partir d'imagerie de puits, vue nord-sud et ouest-est.

relocalisé pour améliorer leur positionnement par rapport aux puits (Sausse *et al.*, 2010). On arrive ainsi à définir 4 clusters contenant 230 évènements soit 90% de l'activité générée (Fig.3.2.2). La stimulation de GPK4 induit 128 évènements dont 8 ont une magnitude supérieure à 2. On peut en associer une partie à 3 zones de fractures vues avec l'UBI (Fig.3.2.2).

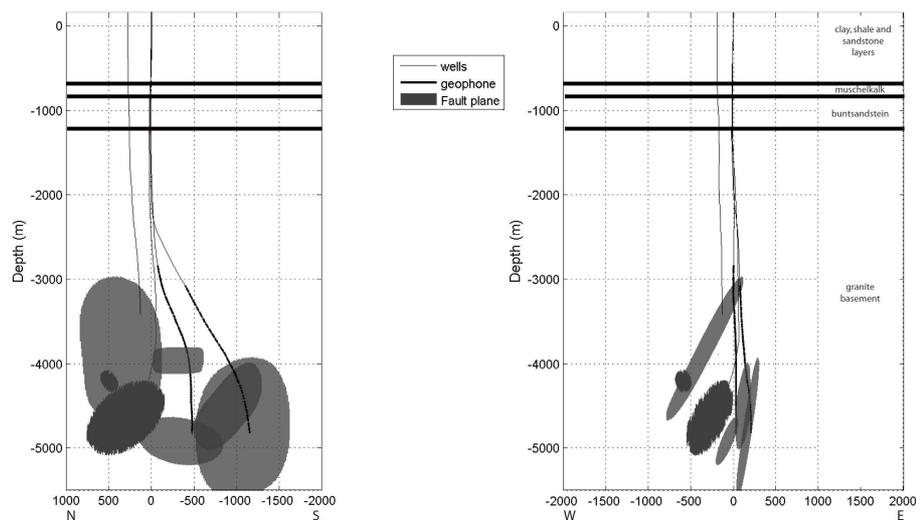


Figure 3.2.2: Structures définies par l'étude de nuages d'évènements microsismiques induit par les tests d'injection du réservoir géothermique, vue nord-sud et ouest-est.

La diaggraphie a été effectuée jusqu’au fond du puits GPK3. La figure 3.2.1 ne montre aucun plan de fracture pour la partie inférieure du forage. D’après Renard & Courrioux (1964), la présence d’une faille kilométrique est bien connue dans le graben de Soultz-sous-Forêts. Une zone de faille importante est en effet observée dans GPK3 à une profondeur de 4543m, appelé GPK3-FZ4770 (Sausse *et al.*, 2010). Elle a une orientation cohérente avec celle du fossé rhénan NNW-SSE. On observe également une perte de fluide de 70% à cette profondeur lors des tests d’injection. De plus des tests de tracer ont été effectués entre les années 2000 et 2005 pour les puits GPK2, 3 et 4. Ils mettent en évidence une forte connectivité entre les puits GPK2 et GPK3. A l’aide de *GOCAD*[®], le pendage de la structure GPK3-FZ4770 a été ajusté, passant de 64° à 71°, l’azimut restant constant à 234° (Fig.3.2.3). Cela coïncide avec les événements sismiques de forte amplitude résultant de la stimulation de GPK3. Cette faille kilométrique intersecte le puits GPK2 à la profondeur de 3900 mètres. Cette profondeur correspond à un élargissement des parois et à une fuite dans le revêtement du puits. Cette faille kilométrique reste éloignée du puits GPK4 ce qui explique en partie le comportement hydraulique de ce dernier.

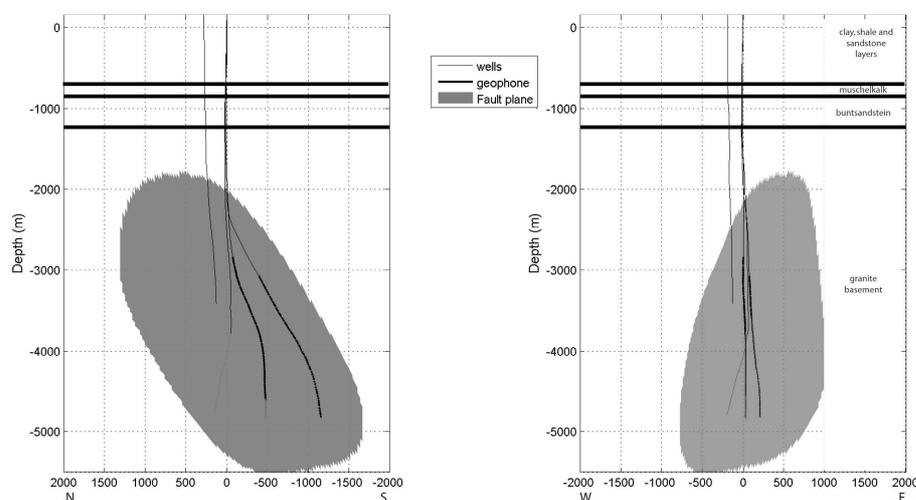


Figure 3.2.3: Structure de la faille majeure présente dans le réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts, vue nord-sud et ouest-est.

D’autres structures ont été définies dans le socle notamment en utilisant les données VSP de la campagne de 1993 acquises dans GPK1 (Place *et al.*, 2007). Elles se situent néanmoins au dessus des géophones utilisés lors de l’acquisition de 2007. Notre étude se

2. MODÉLISATION DES RÉFLEXIONS EXTRAITES À L'AIDE DU FILTRAGE FK

concentre donc sur les structures décrites précédemment. La figure 3.2.4 représente le modèle de fracture initial que nous avons cherché à améliorer grâce aux VSP de 2007.

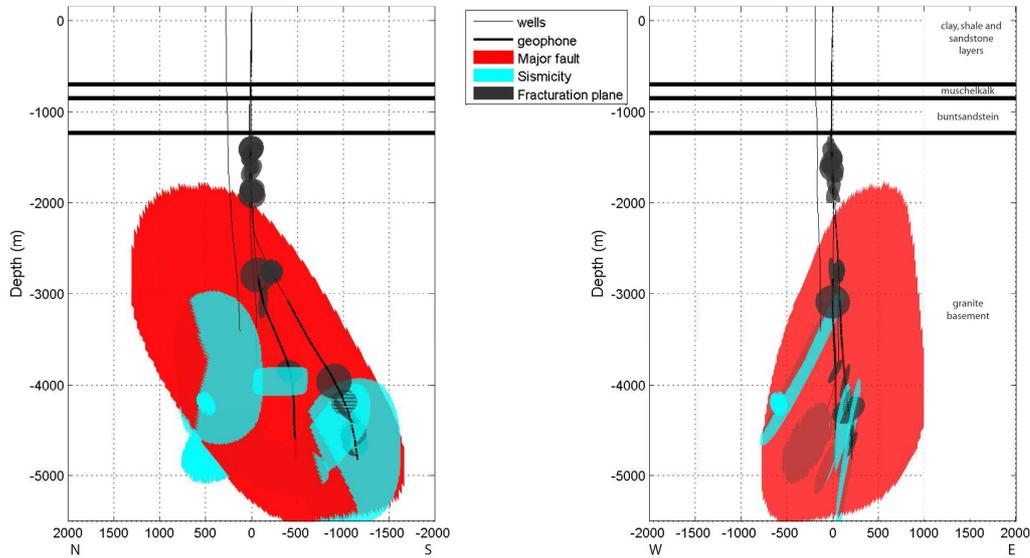


Figure 3.2.4: *Modèle contenant toutes les structures définies par diverses méthodes, faille majeure : plan rouge, structure issue de la sismicité : plan bleu clair et surface issue de l'étude de la fracturation : plan noir, vue nord-sud et ouest-est.*

2.2 Détermination des structures observées sur les VSP de 2007

Le modèle initial du réservoir géothermique présente des failles subverticales orientées globalement nord-sud. Nous les avons insérées dans le modèle 3D simple utilisé pour calculer les temps de première arrivée. On modélise le parcours de rais sismiques réfléchis sur de telles structures dans le cas d'un modèle 2D homogène (Fig.3.2.5.a). On considère deux réflecteurs (1 et 2) avec des pendages de 81° et 85.5° respectivement. Les temps de trajet présentent bien des vitesses apparentes supérieures à celle de la première arrivée (Fig.3.2.5.b). Ces vitesses varient en fonction du pendage. On note que les rais de la réflexion sur la faille 2 ne sont pas affectés par la faille 1. En effet il n'y a pas de variation de vitesse de part et d'autre de cette structure. Quand une faille coupe le puits au niveau des géophones (réflecteur 1), l'arrivée associée est tangente à la première arrivée. Ainsi

2.2 Détermination des structures observées sur les VSP de 2007

quand on observe ce type d'arrivée dans le champ d'onde réfléchi réel (Fig.3.2.6), on localise précisément un réflecteur au niveau de l'intersection.

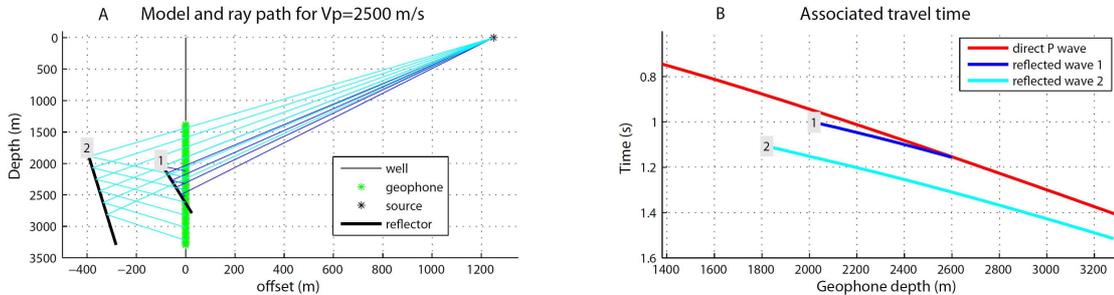


Figure 3.2.5: a : Tracé de rai des réflexions sur la faille 1 de pendage 81° et la faille 2 de pendage 85.5° dans un milieu homogène de vitesse $2500\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, b : temps de trajet associés (courbe bleue foncée : faille 1, courbe bleue claire : faille 2) avec la première arrivée (courbe rouge).

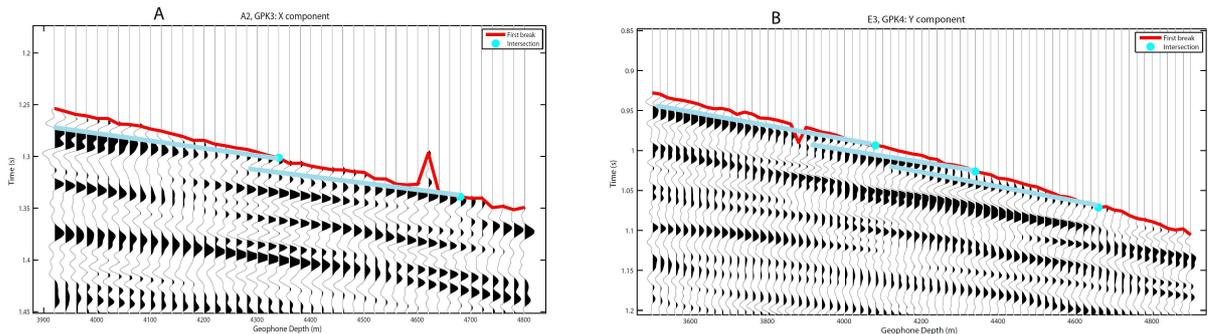


Figure 3.2.6: Intersection entre des arrivées réfléchies (droite bleue claire) et la première arrivée (droite rouge), a : champ réfléchi pour le tir A2 enregistré dans GPK3 sur une composante horizontale et b : champ réfléchi pour le tir E3 enregistré dans GPK4 sur l'autre composante horizontale.

Toutes les intersections claires entre le champ réfléchi et la première arrivée pour tous les tirs et toutes les composantes pour les deux puits sont représentées sur la figure 3.2.7. La faible différence de pente entre les arrivées réfléchies et l'arrivée directe et la fréquence dominante finie du signal limitent la précision du pointé des intersections.

On observe un nombre important d'intersections dans la partie inférieure des puits aux profondeurs supérieures à 3800m. Dans GPK3 (Fig.3.2.7.a), on peut regrouper les intersections autour de la structure GPK3-FZ4770, ou faille majeure, en un ensemble pouvant

2. MODÉLISATION DES RÉFLEXIONS EXTRAITES À L'AIDE DU FILTRAGE FK

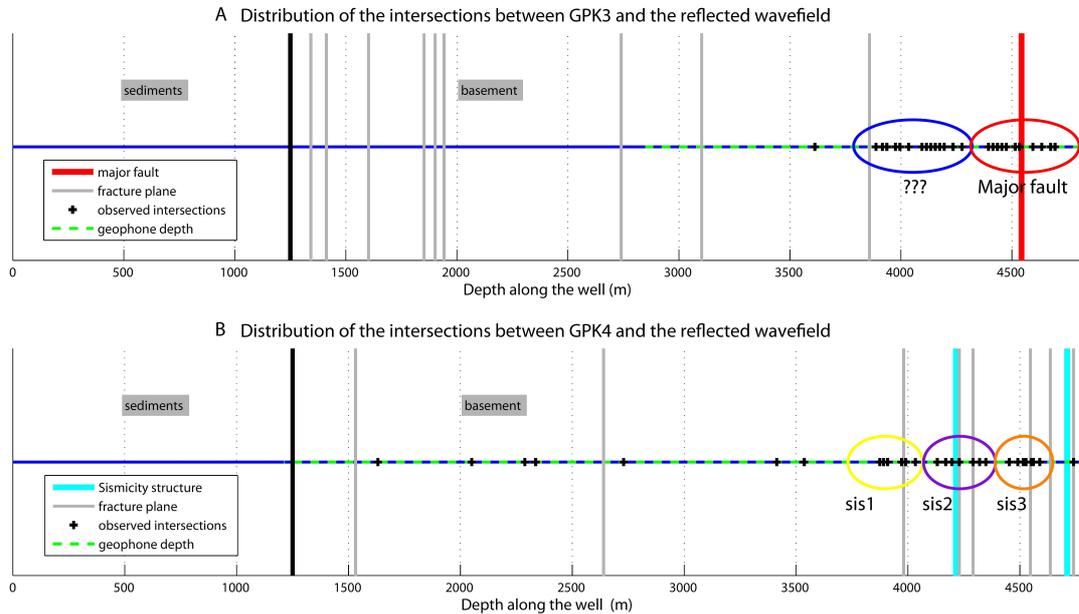


Figure 3.2.7: *Distribution des intersections d'arrivées réfléchies tangentes à la première arrivée le long des puits GPK3 (a) et GPK4 (b) (croix noires). Le toit du socle est représenté par la ligne noire, les plans de fracture vus par diagraphie par les lignes grises et la faille majeure (GPK3-FZ4770) par la ligne rouge. Les géophones sont situés le long de la ligne tiretée verte.*

correspondre à un ensemble de fractures subverticales dans la zone de faille. Pour les intersections moins profondes nous n'avons pas d'information à priori permettant de regrouper les intersections. Le tir B4b enregistré dans GPK3 montre dans le champ S descendant des conversions P-S (Fig.3.2.8.a). De même on observe une arrivée réfléchie descendante sur un grand nombre de traces (Fig.3.2.8.b) et des ondes réfléchies montantes (Fig.3.2.8.c). La conjonction de ces trois types d'ondes indique une zone fortement perturbée. Au vu des profondeurs impliquées on peut penser qu'il s'agit de la faille majeure. Cependant, la position du tir B4b se situe à l'est de la faille majeure (Fig.3.2.8.d) alors que cette dernière a un pendage vers l'ouest. Le tir B4b semble donc indiquer qu'une structure à pendage vers l'est non reconnue existe aussi au voisinage de GPK3.

Pour GPK4 (Fig.3.2.7.b), l'intervalle des profondeurs d'enregistrement est plus étendu. On observe des intersections à des profondeurs inférieures à 3000 mètres mais sur peu de tirs. Pour contraindre le plan d'un réflecteur, il est nécessaire de l'observer sous différents azimuts et donc pour plusieurs VSP différents. Nous n'avons pas utilisé des intersections

2.2 Détermination des structures observées sur les VSP de 2007

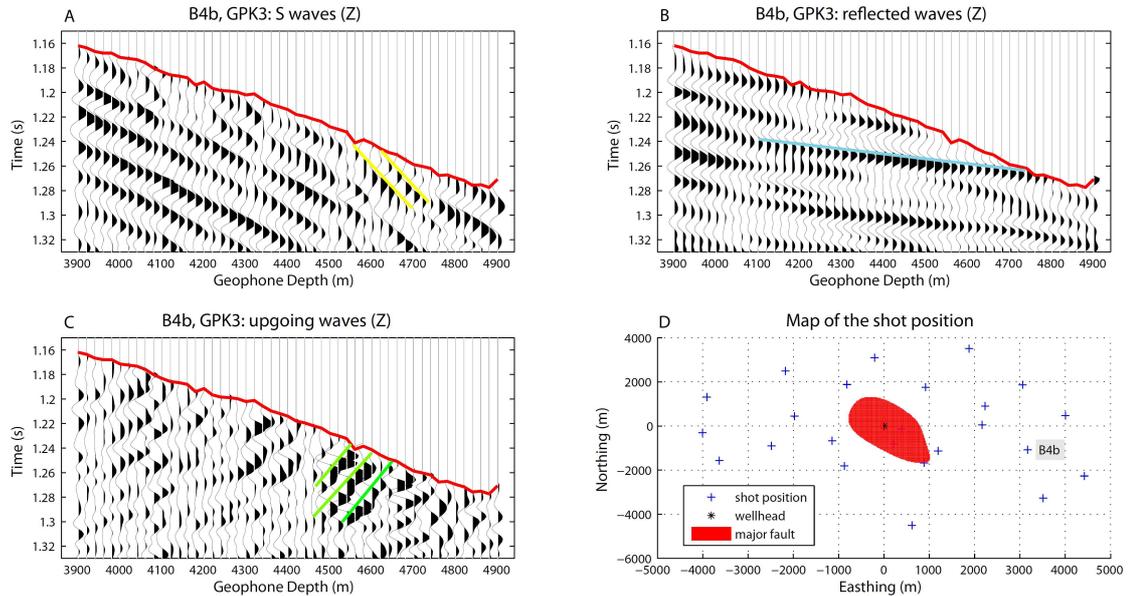


Figure 3.2.8: *Différents champs d'onde extraits du tir B4b enregistré dans le puits GPK3, a : champ d'onde S descendant (conversion P-S = droite jaune), b : champ d'onde réfléchi (onde réfléchie = droite bleue claire), c : champ d'onde montant (onde montante = droite verte) et d : carte des positions de tir avec la faille majeure.*

qui n'apparaissent que sur des tirs isolés dans la suite de notre étude. Les plans de fracture définis par diagrapie (Fig.??) sont définis jusqu'en fond de puits. De même, deux structures définies par la microsismicité coupent GPK4 aux profondeurs 4210 et 4710 mètres. Nous avons regroupé les intersections profondes en trois ensembles pouvant correspondre aux structures reconnues par diagrapie et la microsismicité. Le moins profond, appelé sis1, est basé sur un plan de fracture. Les deux plus profonds, sis2 et sis3 sont basés sur les structures définies par la microsismicité.

2.3 Mise à jour du modèle défini par Sausse *et al.* (2010)

Deux structures coupant le puits GPK3 et trois structures coupant GPK4 ont été mises en évidence par les intersections entre les ondes réfléchies et les ondes directes. Nous allons utiliser notre modèle de vitesse 3D simple pour calculer les rais sismiques se réfléchissant sur ces structures et les temps de trajet associés pour essayer de contraindre leur géométrie.

Les zones de fracture, ou les failles, décrites dans le modèle de fracture de Sausse *et al.* (2010) nous ont servi de base pour le tracé de rai. Nous les insérons dans notre modèle 3D défini pour calculer les temps de première arrivée. Contrairement à la définition du toit du socle, ces structures peuvent être directement considérées comme des plans. La détermination du point de réflexion est simple. Il suffit de résoudre l'équation 3.1.4 en considérant les coefficients de ce plan. On calcule dans un premier temps la propagation géométrique des rais réfléchis sur la structure considérée dans notre modèle 3D (Fig.3.2.9.a). On sélectionne ensuite les rais passant le plus proche des géophones considérés (Fig.3.2.9.b). On calcule enfin les temps de parcours associés. Pour qu'ils soient en accord avec une arrivée observée dans le champ réfléchi (Fig.3.2.9.c), on modifie les valeurs de pendage et d'azimut, dans le respect des points définissant la structure considérée (Sausse *et al.*, 2010). La contrainte sur le pendage et l'azimut des plans de faille permet malgré tout d'utiliser des sources sismiques largement distinctes (Fig.3.2.10). Cela permet également un éclairage latéral des structures (Fig.3.2.10.a). L'éclairage vertical dépend lui du nombre de traces des VSP considérés (Fig.3.2.10.b et c).

La faille majeure est un élément bien connu dans le socle du site de Soultz-sous-Forêts. Nous avons donc utilisé les VSP enregistrés dans GPK3 et dans GPK4 (Fig.3.2.11 et 3.2.12). On fait la même chose pour la structure sis3 car sa base décrite par Sausse *et al.*, 2010 est de taille conséquente (Fig.3.2.11 et 3.2.12). Pour les structures sis1 et sis2, on se limite aux VSP enregistrés dans le puits GPK4 (Fig.3.2.12). Les temps de trajet coïncident bien avec des arrivées observées dans le champ réfléchi. De même ces temps sont tangents à la première arrivée, quand le forage considéré coupe la structure étudiée.

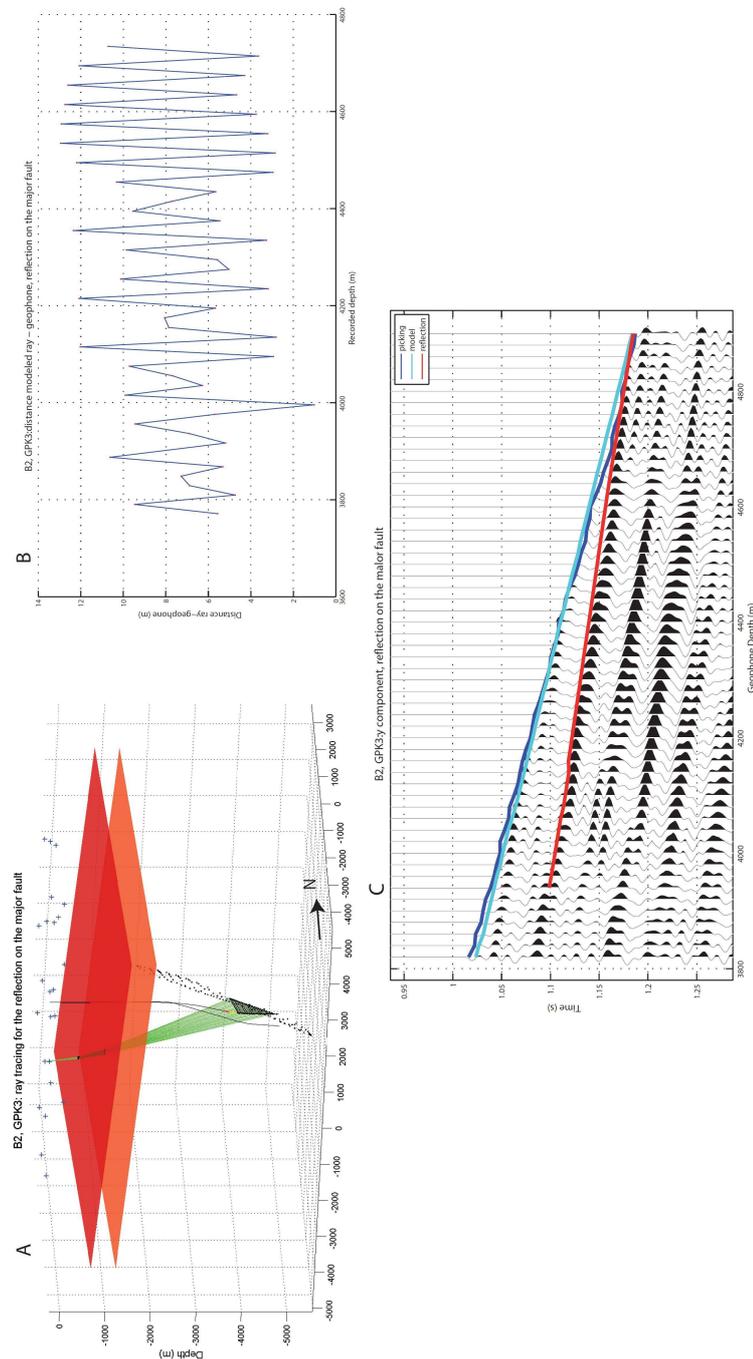


Figure 3.2.9: Modélisation de la réflexion sur la faille majeure après modification du pendage et de l'azimut pour que les temps de trajet associés correspondent à une arrivée observée dans le champ réfléchi, a : tracé de rais réfléchis pour la position de tir B2 enregistré dans GPK3, b : écart entre les rais calculés et les géophones et c : VSP enregistré sur une composante horizontale.

2. MODÉLISATION DES RÉFLEXIONS EXTRAITES À L'AIDE DU FILTRAGE FK

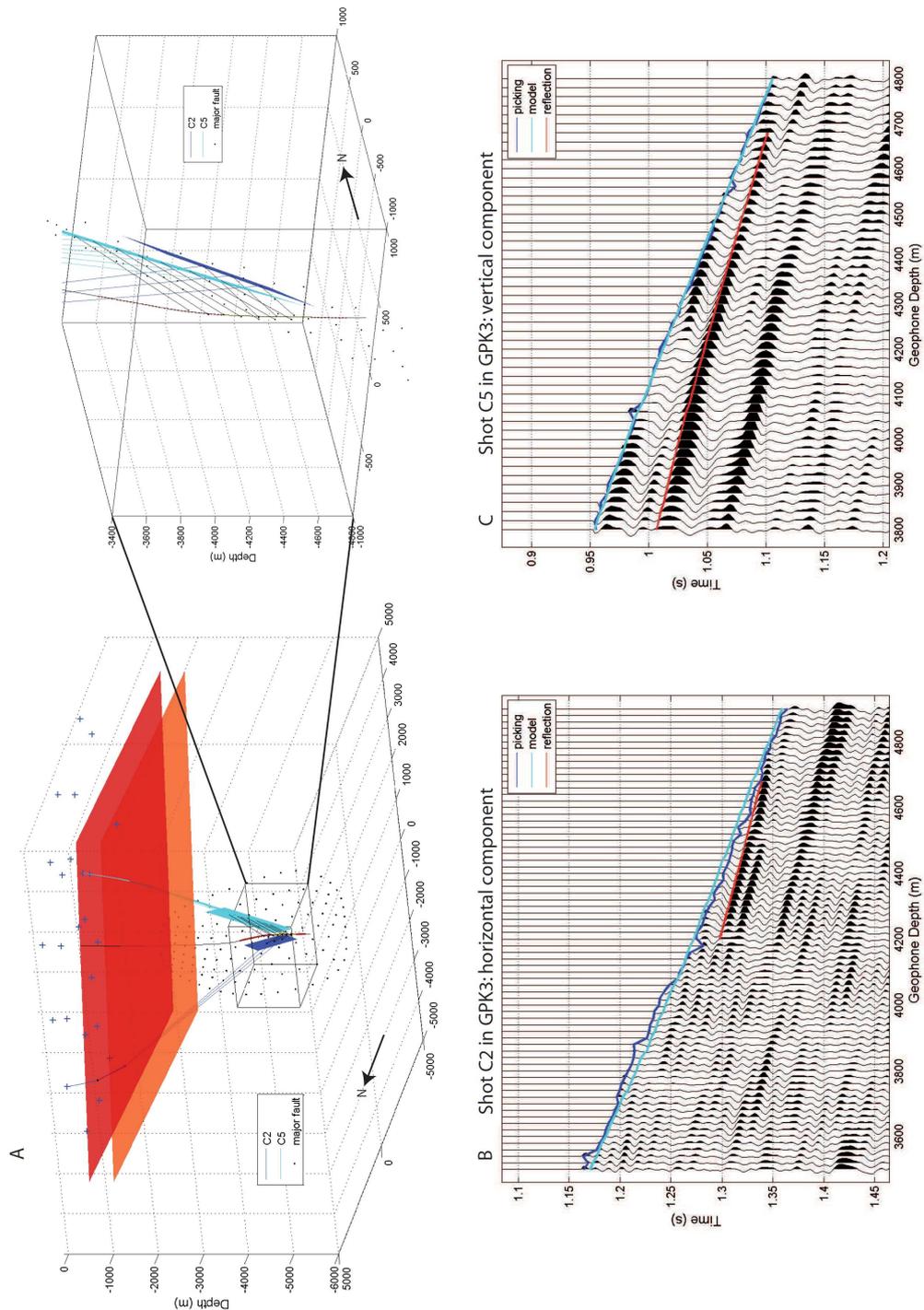


Figure 3.2.10: Modélisation de la réflexion sur la faille majeure pour les deux positions de tir C2 et C5 enregistrées dans le puits GPK3, a : tracé de rais réfléchis pour les 2 positions enregistrées dans GPK3 avec un zoom sur, b : VSP enregistré sur une composante horizontale pour le tir C2 et c : VSP enregistré sur la composante verticale du tir C5.

2.3 Mise à jour du modèle défini par Sausse *et al.* (2010)

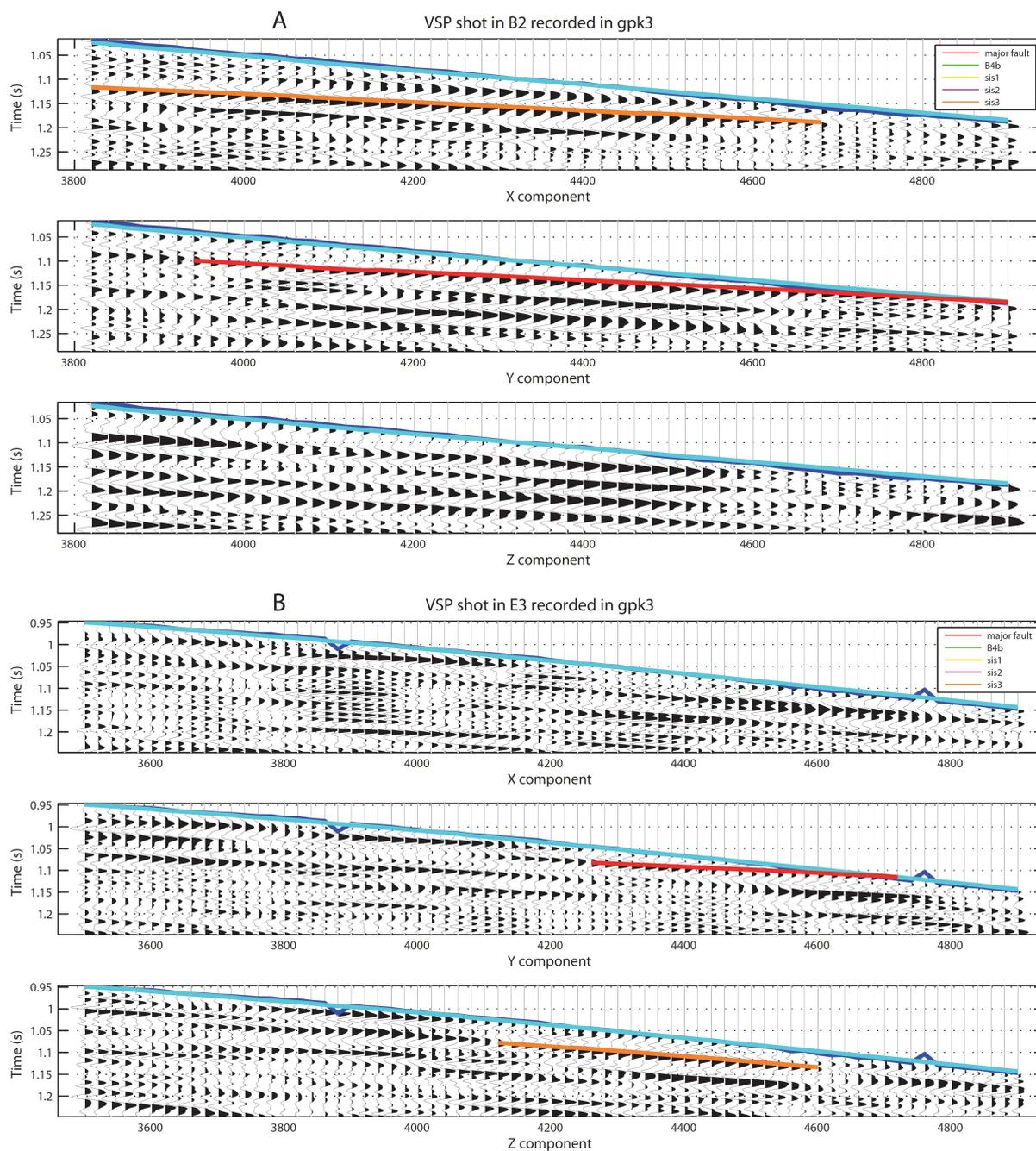


Figure 3.2.11: Temps de trajet modélisés pour les différents réflecteurs modélisés qui correspondent à des arrivées réfléchies observées sur les trois composantes des géophones, a : tir B2 enregistré dans le puits GPK3 et b : tir E3 enregistré dans le puits GPK3. Le code couleur pour les différentes structures est celui de la figure 3.2.7.

2. MODÉLISATION DES RÉFLEXIONS EXTRAITES À L'AIDE DU FILTRAGE FK

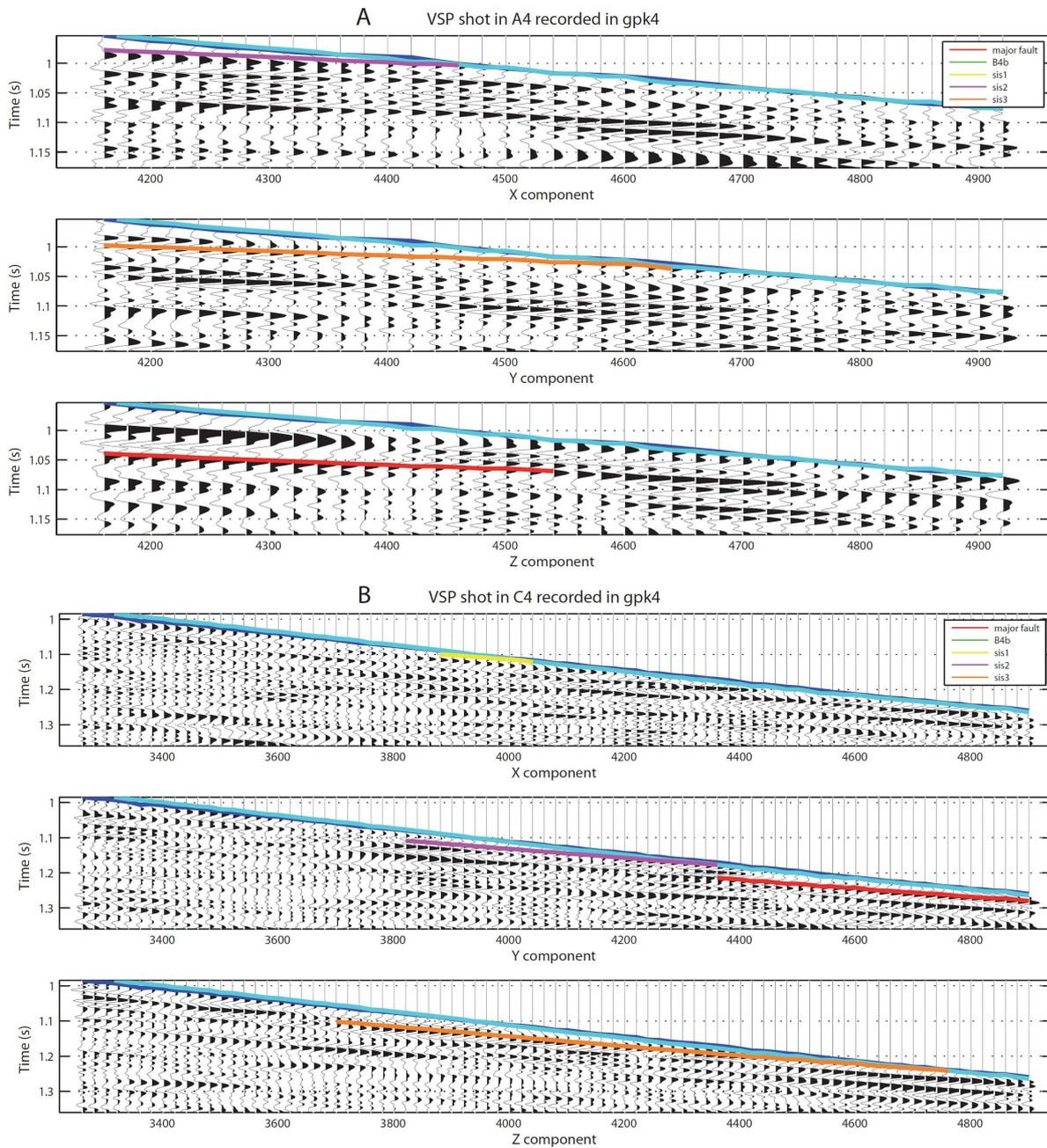


Figure 3.2.12: Temps de trajet modélisés pour les différents réflecteurs modélisés qui correspondent à des arrivées réfléchies observées sur les trois composantes des géophones, a : tir A4 enregistré dans le puits GPK4 et b : tir C4 enregistré dans le puits GPK4. Le code couleur pour les différentes structures est celui de la figure 3.2.7.

2.3 Mise à jour du modèle défini par Sausse *et al.* (2010)

Pour la structure B4b, nous n'avons aucune géométrie à priori. Nous avons utilisé les deux puits pour contraindre sa géométrie. Dans un premier temps on modélise toutes les arrivées réfléchies enregistrées dans le puits GPK3 pour les positions de tir situées à l'est du forage, comme le tir B4b (Fig.3.2.13.a). Tous les points de réflexion obtenus définissent la base de la structure. Ils partent du forage et se propagent vers le haut. On modélise ensuite des arrivées réfléchies observées dans le puits GPK4 (Fig.3.2.13.b). Ces dernières permettent d'étendre latéralement le réflecteur B4b.

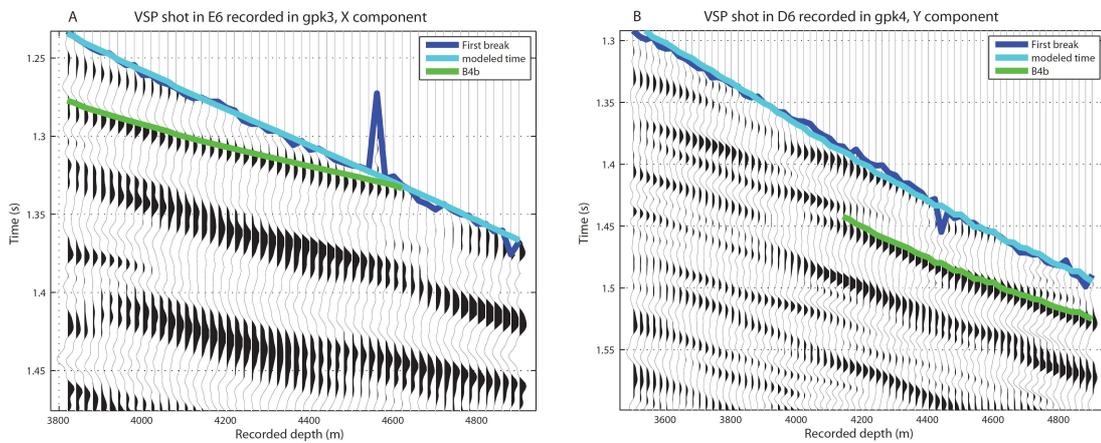


Figure 3.2.13: Arrivée réfléchie modélisée pour la structure B4b correspondant à des arrivées observées dans le champ réfléchi, a : tir E6 enregistré dans GPK3 enregistré sur une composante horizontale et b : tir D3 enregistré dans GPK4 enregistré sur la même composante horizontale.

La position des tirs utilisés pour contraindre la géométrie de chaque structure varie selon la structure considérée (Fig.3.2.14). Chaque structure est vue sous un large éventail d'azimut. Son orientation est donc à priori bien résolue. L'annexe C montre l'ensemble des modélisations de temps d'arrivée réfléchis faits pour chacune des structures.

2. MODÉLISATION DES RÉFLEXIONS EXTRAITES À L'AIDE DU FILTRAGE FK

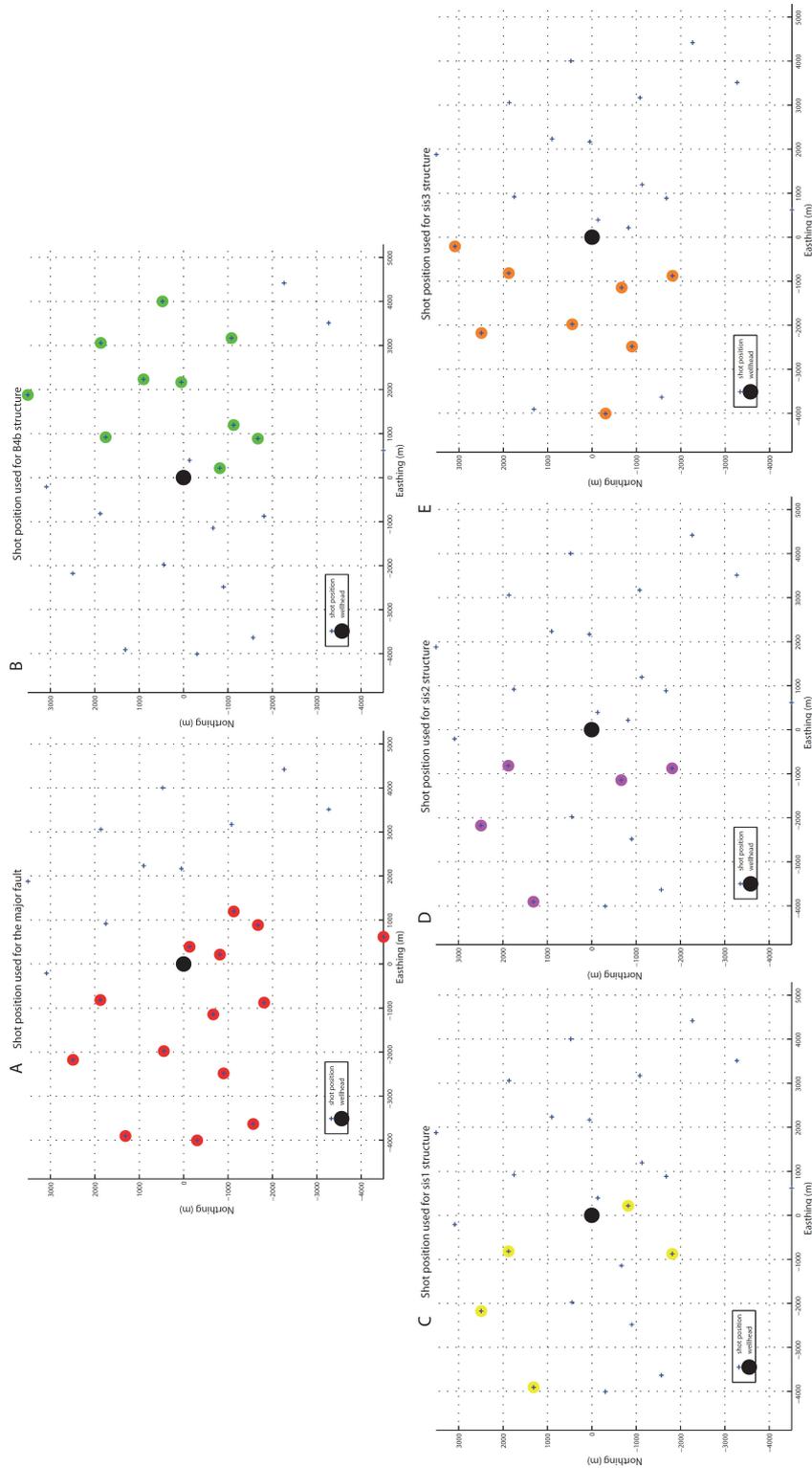


Figure 3.2.14: Cartes représentant les tirs utilisés pour caractériser les réflecteurs déterminés avec la figure 3.2.7, a : faille majeure, b : structure B4b, c : structure SIS1, d : structure SIS2 et e : structure SIS3.

La figure 3.2.15.a montre la correspondance entre les intersections de réflexion avec les puits et les différentes réflexions modélisées. Le fait qu'une même structure intersecte le puits sur un large intervalle de profondeur est probablement dû à la combinaison de l'incertitude sur le pointé de l'intersection, à la largeur de la zone de faille et au faible angle entre le puits et la structure. Sur la figure 3.2.7, on identifie un cluster d'intersections associé à aucune structure préexistante. Pour des tirs situés à l'est des têtes de puits, on arrive à extraire un petit plan réflecteur avec 3 intersections observées (Fig.3.2.15.b). Il est parallèle à la structure B4b. Il n'est associé à aucune forte réflexion comme pour B4b (Fig.3.2.8). Nous avons donc du mal à l'étendre loin du puits.

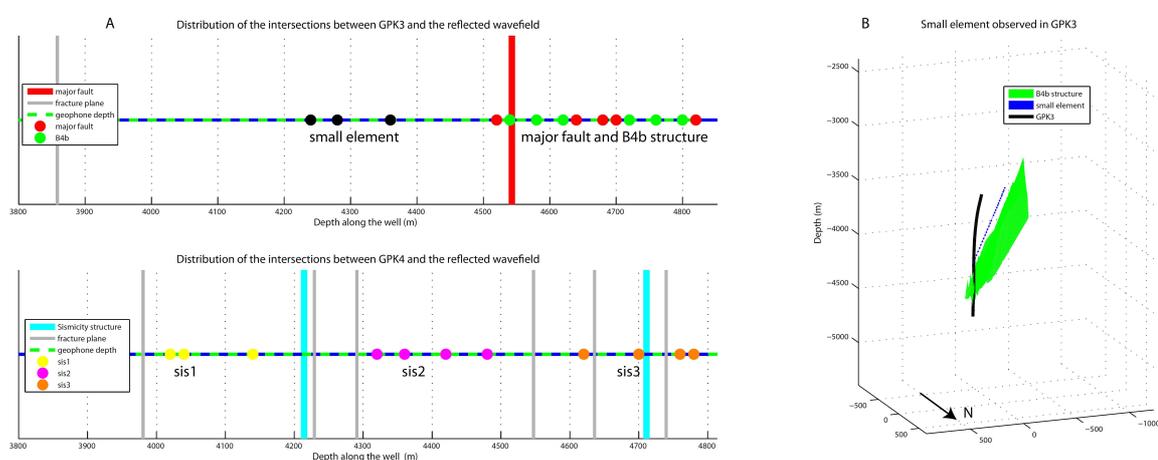


Figure 3.2.15: a : Intersections entre le champ d'onde réfléchi et la première arrivée modélisée pour les différentes structures, b : plan extrait des intersections les moins profondes de GPK3. Le même code couleur que celui de la figure 3.2.7.

La figure 3.2.16 représente le modèle de Sausse *et al.* (2010) (éléments en noir et blanc) avec les réflecteurs extraits du champ d'onde réfléchi (éléments en couleur). Le détail de ces structures est résumé dans le tableau 2.1. Les VSP nous renseignent différemment selon la taille de la structure du modèle initial considérée.

Les figures 3.2.17, 3.2.18, 3.2.19, 3.2.20 et 3.2.21 représentent en détail tous les points de réflexion extraits du champ d'onde réfléchi. Les séries de points alignés proviennent d'un même profil. On confirme l'étendue de la faille majeure et on modifie sa trajectoire (Fig.3.2.17). Toutes les arrivées qui ne sont pas alignées avec l'intersection de GPK3 proviennent des VSP enregistrés dans GPK4. Ces VSP permettent bien de confirmer la

2. MODÉLISATION DES RÉFLEXIONS EXTRAITES À L'AIDE DU FILTRAGE FK

présence de la faille latéralement. La surface extraite des VSP ne modifie pas de façon significative son pendage et son azimuth. Le réflecteur B4b est défini par l'enveloppe contenant tous les points de réflexion correspondant (Fig.3.2.18). Son pendage vaut 69.9° vers l'est et son azimuth $20^\circ N$. Cette orientation est cohérente avec la contrainte observée dans le socle de la région (Genter *et al.*, 2010). La structure B4b est quasiment le symétrique de la faille majeure par rapport à l'axe nord-sud. Les structures sis1, 2 et 3 finales sont représentées sur les figures 3.2.19, 3.2.20 et 3.2.21. Les VSP nous permettent d'étendre vers le haut les plans de fracture prédéfinis. Cela résulte en trois failles quasi parallèles subverticales. Il semble que ces 3 structures sont assez proches. On voit ici les limites de résolution des VSP. On est peut être en présence d'une zone fortement fracturée dans la direction décrite par les VSP.

Table 2.1: Paramètres des structures extraites du champ d'onde descendant réfléchi

| Nom de la structure | pendage | azimut | intervalle de profondeur (z) de la zone de réflexion | positionnement en x et y par rapport à la tête de puits |
|---------------------|----------------|---------------|--|---|
| faille majeure | $68.5^\circ W$ | $225^\circ N$ | $z \in [1764 \ 5567]$ | $x \in [-796 \ 1033]$, $y \in [-1697 \ 1338]$ |
| B4b | $69.9^\circ E$ | $20^\circ N$ | $z \in [3055 \ 4697]$ | $x \in [-369 \ 56]$, $y \in [-990 \ 684]$ |
| sis 1 | $77.7^\circ W$ | $3^\circ N$ | $z \in [2950 \ 4045]$ | $x \in [124 \ 381]$, $y \in [-939 \ -417]$ |
| sis 2 | $70.4^\circ W$ | $241^\circ N$ | $z \in [3161 \ 4284]$ | $x \in [156 \ 366]$, $y \in [-1050 \ -462]$ |
| sis 3 | $74.0^\circ W$ | $256^\circ N$ | $z \in [2700 \ 4656]$ | $x \in [186 \ 594]$, $y \in [-1130 \ 208]$ |

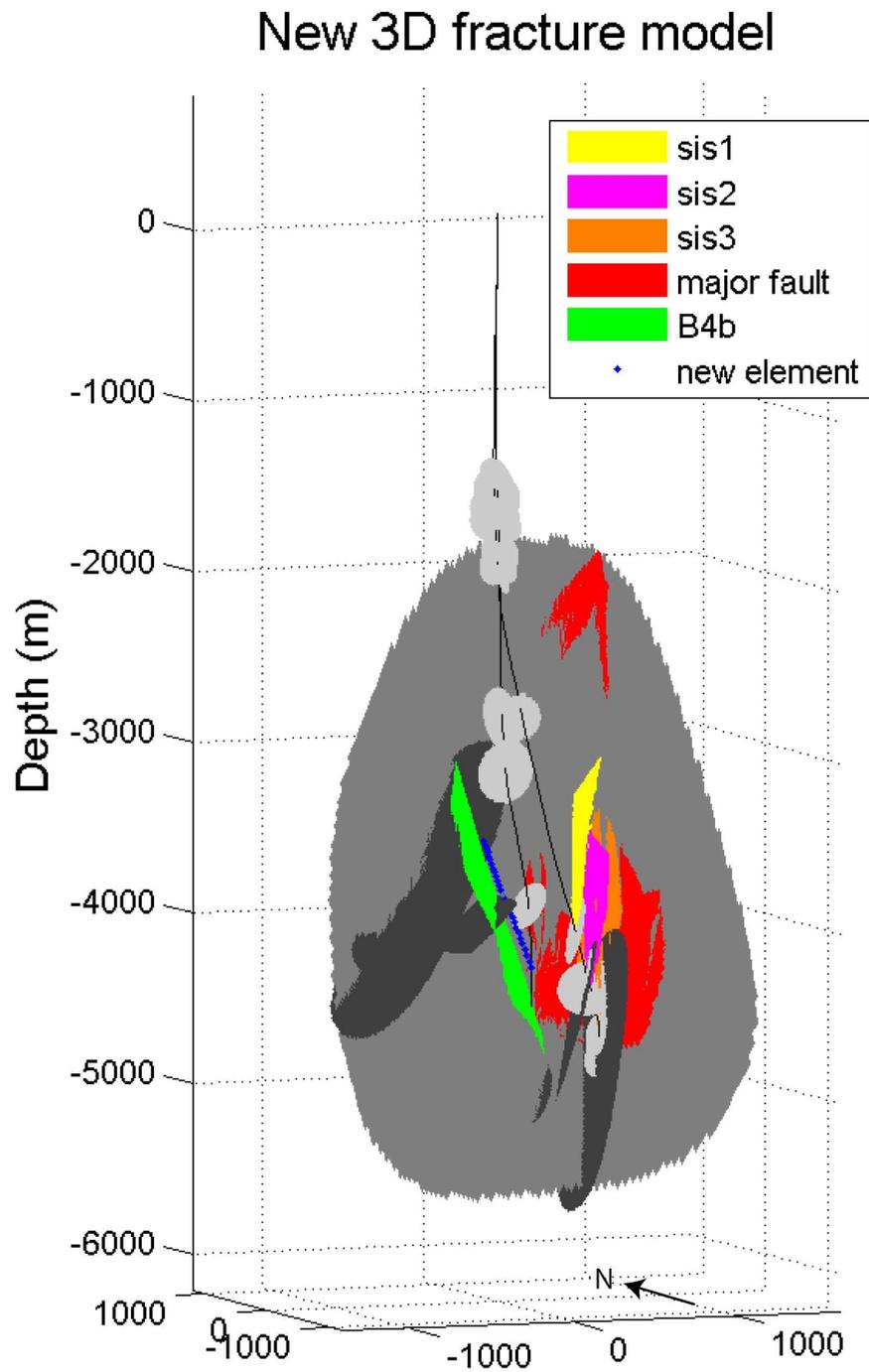


Figure 3.2.16: *Modèle défini par Sausse et al. (2010) (noir et blanc) avec les structures issues des VSP (couleurs). On a le même code couleur que pour la figure 3.2.7.*

2. MODÉLISATION DES RÉFLEXIONS EXTRAITES À L'AIDE DU FILTRAGE FK

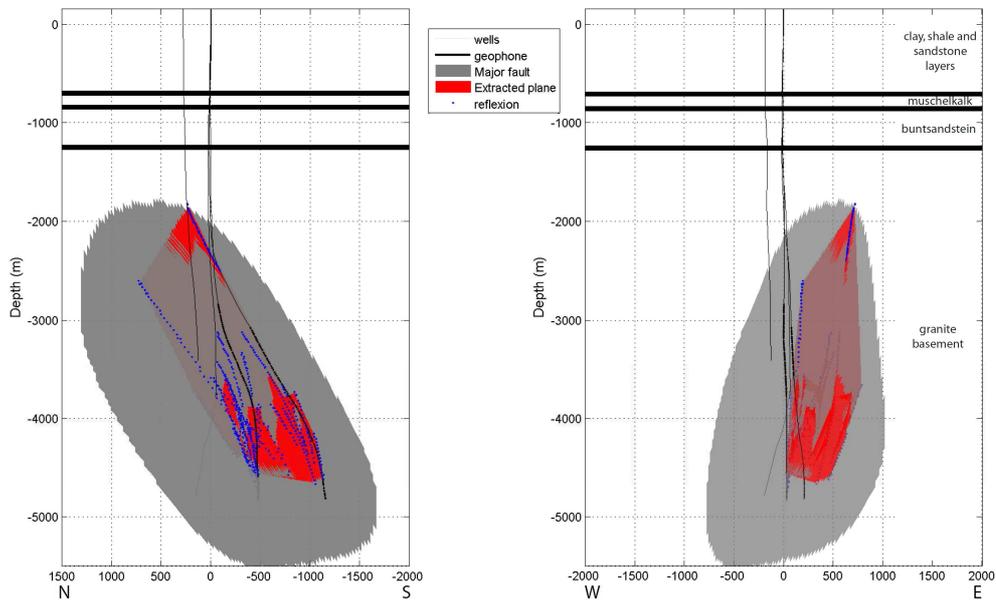


Figure 3.2.17: Plan de réflexion issu de la modélisation d'arrivées réfléchies pour la faille majeure, vue nord-sud et est-ouest.

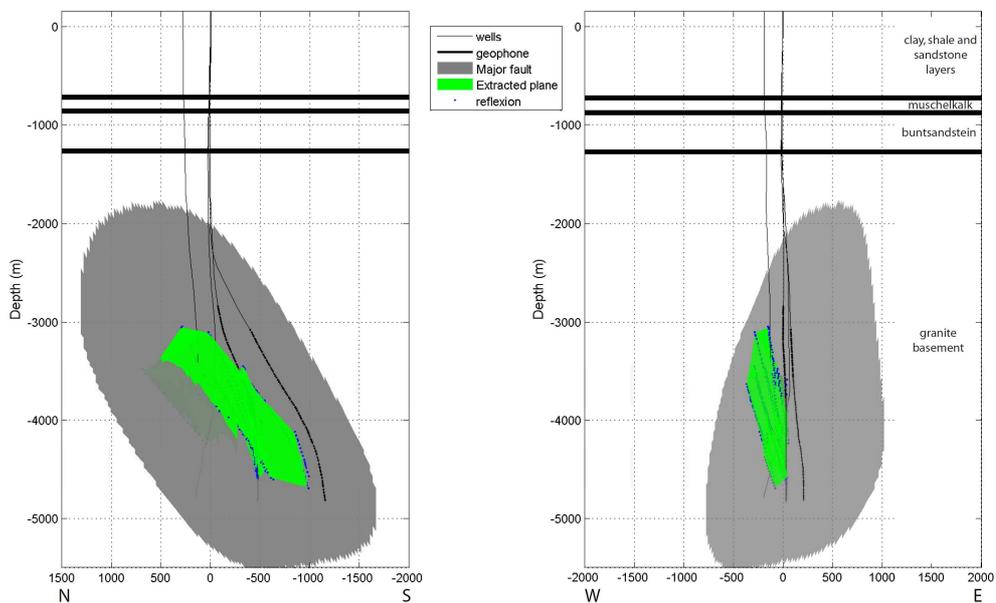


Figure 3.2.18: Plan de réflexion issu de la modélisation d'arrivées réfléchies pour la structure B4b, vue nord-sud et est-ouest.

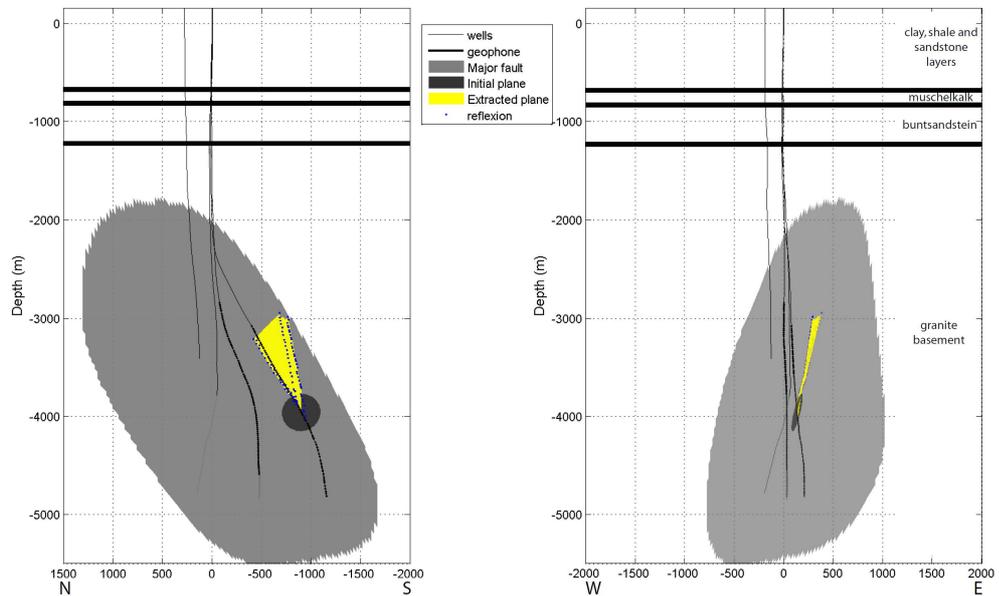


Figure 3.2.19: Plan de réflexion issu de la modélisation d'arrivées réfléchies pour la structure *sis1*, vue nord-sud et est-ouest.

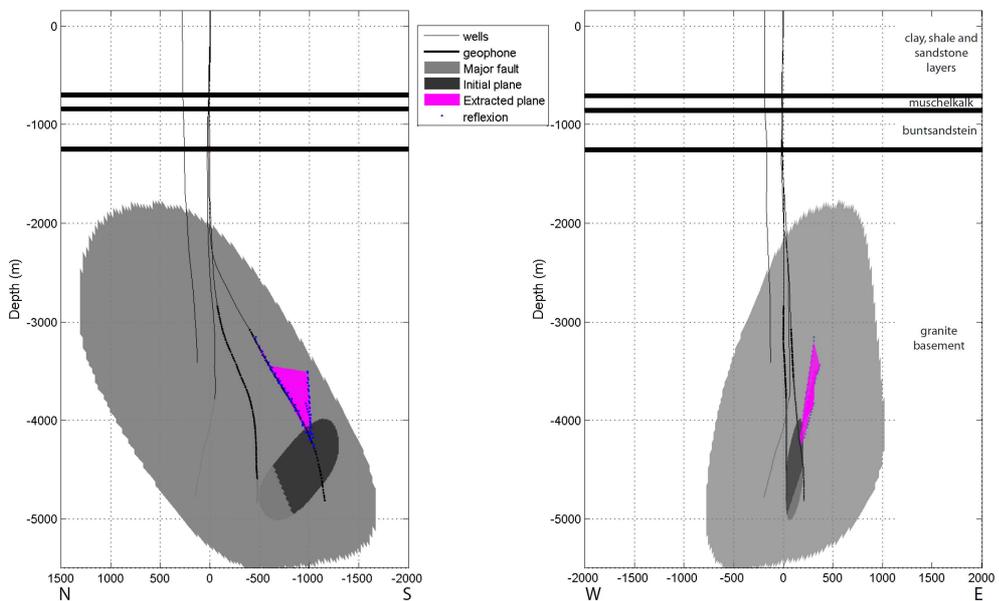


Figure 3.2.20: Plan de réflexion issu de la modélisation d'arrivées réfléchies pour la structure *sis2*, vue nord-sud et est-ouest.

2. MODÉLISATION DES RÉFLEXIONS EXTRAITES À L'AIDE DU FILTRAGE FK

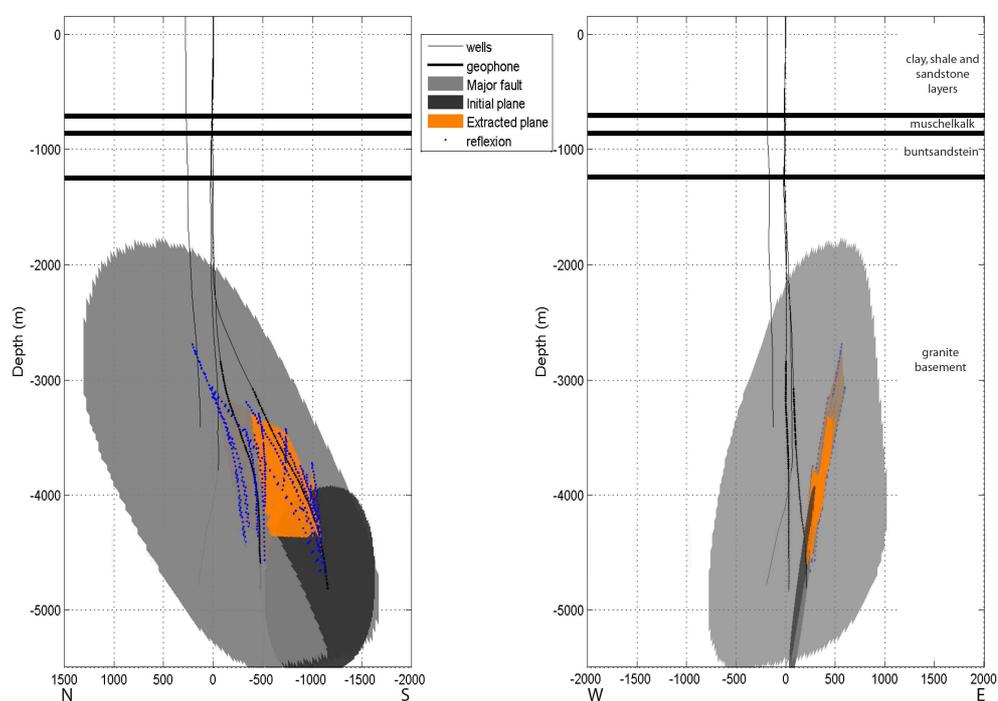


Figure 3.2.21: Plan de réflexion issus de la modélisation d'arrivées réfléchies pour la structure *sis3*, vue nord-sud et est-ouest.

3

Discussion sur les résultats obtenus

3.1 Incidence des rais réfléchis

Dans le cas des modélisations de réflexion, nous avons supposé que les arrivées observées étaient polarisées en onde P. Des travaux précédents sur les VSP de 1991 (Place *et al.*, 2010) se basaient eux sur les ondes diffractées et sur des conversions P-S.

Dans mon étude, je n'ai considéré que des réflexions P-P. Pour vérifier la validité de cette hypothèse, on regarde l'incidence et l'azimut des rais sismiques lorsqu'ils atteignent les géophones (Fig.3.3.1, table 3.1). Le système de coordonnées considéré est celui défini par l'orientation des différentes composantes de l'outil de mesure (Fig.??, partie 1). On définit l'incidence comme l'angle entre le rai et la composante Z du géophone. L'azimut est défini comme l'angle entre la composante X et le projeté du rai sur le plan formé par les deux composantes horizontales du géophone. La composante, où l'on a la plus forte contribution du rai incident, est donc fonction de ces deux paramètres (table 3.1). Le signal y est sensé être le plus visible. Il est important de noter que des arrivées issues de réflexions P-P peuvent être enregistrées également sur les autres composantes. En effet le champ d'onde P descendant extrait est également visible sur les composantes horizontales. Le filtrage FK ne conservant pas les amplitudes, on ne peut ici analyser la forme des arrivées réfléchies obtenues. Les arrivées réfléchies observées présentent néanmoins des amplitudes variant selon la composante d'enregistrement. Le tracé de rai permet de calculer l'incidence et l'azimut des rais modélisés. On peut ainsi vérifier que les amplitudes observées pour une arrivée réfléchie sur les différentes composantes sont conformes à celles obtenues par

3. DISCUSSION SUR LES RÉSULTATS OBTENUS

Arrival of the Seismic ray at the geophone

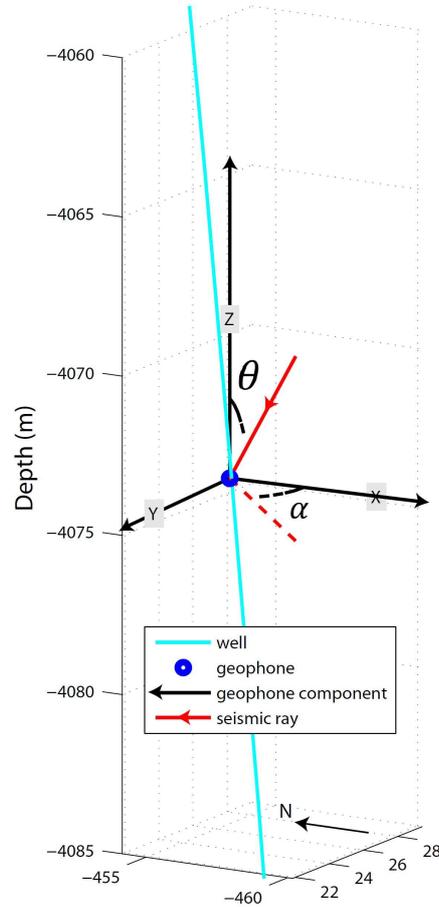


Figure 3.3.1: Rai sismique incident à un géophone, on note θ l'incidence et α l'azimut dans le système de coordonnées défini par les 3 composantes d'enregistrement du géophone.

tracé de rai. La figure 3.3.2 représente les 3 composantes du champ réfléchi et les valeurs d'incidence calculées pour le tir A5. On remarque que les axes des profondeurs changent entre la figure 3.3.2.a et la figure 3.3.2.b. La première est fonction de la profondeur le long du forage alors que la seconde est fonction de la profondeur réelle des géophones. L'arrivée réfléchie réelle modélisée est observée sur les composantes X et Z (Fig.3.3.2.a). Les valeurs de l'angle d'incidence calculées (Fig.3.3.2.b) correspondent également aux deux plans verticaux et horizontaux d'enregistrement. La figure 3.3.3 représente les variations d'incidence et d'azimut pour la réflexion modélisée du champ réfléchi du VSP C4 enregistré dans GPK3 sur la composante Y. On observe la réflexion associée à la faille majeure sur les 3 composantes (Fig.3.3.3.a). On retrouve cela dans l'étude de l'angle d'incidence et

l'azimut (Fig.3.3.3.b et c).

Table 3.1: Composante la plus sensible en fonction de l'azimut et de l'incidence

| angle | $[-\pi, -\frac{3\pi}{4}]$ | $[-\frac{3\pi}{4}, -\frac{\pi}{4}]$ | $[-\frac{\pi}{4}, \frac{\pi}{4}]$ | $[\frac{\pi}{4}, \frac{3\pi}{4}]$ | $[\frac{3\pi}{4}, \pi]$ |
|--------------------|---------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|
| incidence θ | Z | Compo. hori. | Z | Compo. hori. | Z |
| azimut α | X | Y | X | X | Y |

Quand on regarde les angles d'incidence et d'azimut, on voit que l'hypothèse de réflexion P-P est cohérente avec les arrivées modélisées.

3. DISCUSSION SUR LES RÉSULTATS OBTENUS

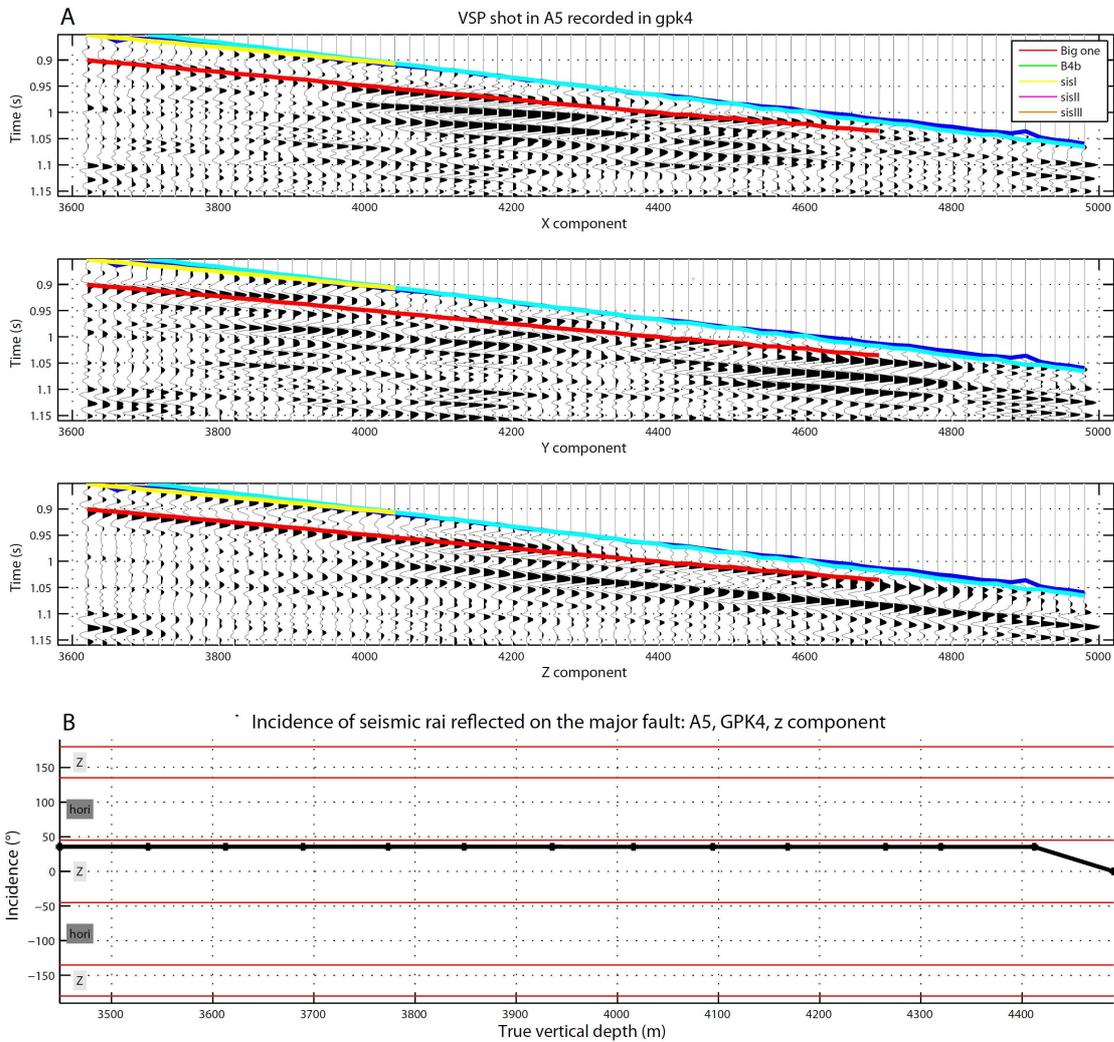


Figure 3.3.2: Étude de l'incidence de la réflexion sur la faille majeure modélisée pour le VSP A5 enregistré dans le puits GPK4. A : champ d'onde réfléchi (3 composantes) avec l'arrivée modélisée représenté en fonction de la profondeur le long du forage, B : Angles d'incidence pour cette réflexion représenté cette fois en fonction de la valeur réelle de la profondeur. Les lignes rouges délimitent les secteurs angulaires où l'on observe l'arrivée P réfléchie avec une forte amplitude sur les différentes composantes.

3.1 Incidence des rais réfléchis

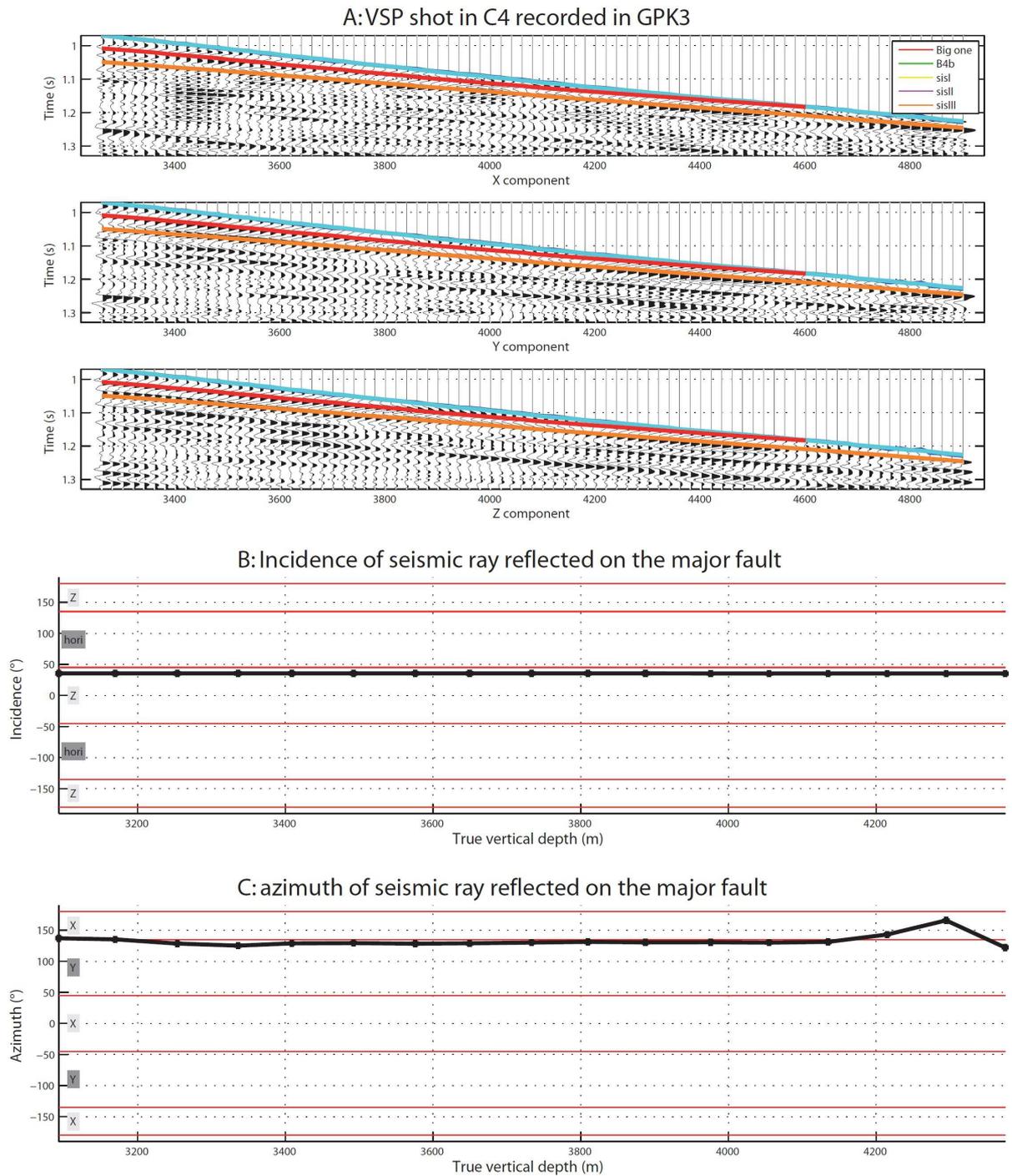


Figure 3.3.3: a : champ réfléchi extrait du VSP C4 enregistré dans le puits GPK3 sur les trois composantes, b : variation de l'angle d'azimut et c : variation d'incidence pour les géophones enregistrant la réflexion. On observe la réflexion sur les 3 composantes ce que l'on retrouve dans l'orientation des rais sismiques.

3.2 Zone de Fresnel

Dans la théorie de propagation des rais sismiques, la réflexion d'une onde à une interface est considérée comme un phénomène ponctuel. Les angles du rai réfléchi et du rai transmis sont régis par la loi de Snell-Descartes (Fig.3.1.3, eq.3.1.2). On suppose ainsi que les ondes sismiques se propagent de la source au point de réflexion. Pour des signaux à bande fréquentielle étroite, les réflexions proviennent en réalité de l'intégration sur un certain volume de l'ensemble des trajets diffractés arrivant au récepteur avec un retard inférieur à une demi-période. Ce volume d'intégration correspond à la première zone de Fresnel (Fig.3.3.4).

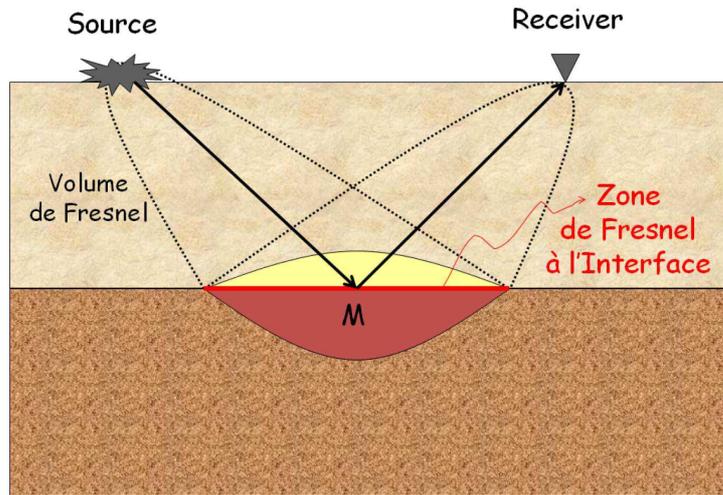


Figure 3.3.4: Schéma représentant le volume de Fresnel impliquée lors d'une réflexion, d'après Favretto-Cristini (2011).

Le calcul de la taille de cette zone permet de déterminer la résolution spatiale de la méthode. Dans le cas où la source et le récepteur sont confondus, cette zone est définie par, d'après Garambois (2007) :

$$R_F \simeq \sqrt{\frac{Vz}{2f}} \quad (3.3.1)$$

avec R_F le rayon du cône définissant les limite du volume, V la vitesse de propagation et f la fréquence de l'onde.

Cette définition n'est plus valide dans le cas où la source et le récepteur ne sont plus confondus et on ne peut plus appliquer l'équation 3.3.1. On se place dans le cas où la source

est en surface et le récepteur dans un forage. On calcule le tracé du rai réfléchi sur une faille subverticale de pendage 78° et les rais diffractés autour du point de réflexion (Fig.3.3.5.a et b). Lorsque l'on regarde les temps de parcours associés, le temps de la réflexion est bien le minimum de la courbe associée aux temps des diffractions (Fig.3.3.5.c). Pour sélectionner les rais diffractés impliqués dans la réflexion, qui définissent la zone de Fresnel, on utilise ce critère :

$$t_{dif} \leq t_{ref} + dt_F \text{ avec } dt_F = \frac{T}{2} = \frac{1}{2f} \quad (3.3.2)$$

avec t_{ref} et t_{dif} les temps associés respectivement à la réflexion et à la diffraction, $T = \frac{1}{f}$ la période de l'onde considérée et f la fréquence.

Les points de diffraction ainsi sélectionnés définissent le plan de Fresnel contenu dans le plan du réflecteur considéré. Pour déterminer la zone de Fresnel 3D, on effectue la même procédure sur des plans parallèles à la faille de part et d'autre.

Dans le cas de notre modèle, on n'est plus dans le cas 2D de la figure 3.3.5. On s'est intéressé à la réflexion sur la faille majeure. C'est la structure pour laquelle on observe le plus grand nombre de réflexions. Pour déterminer le volume de Fresnel, on propage des rais pour tous les azimuts et pour toutes les incidences jusqu'à la faille majeure. En considérant un géophone particulier impliqué dans la réflexion, on calcule les temps de trajet des rais diffractés à ce dernier (Fig.3.3.6). On obtient ainsi une surface présentant un minimum. Ce dernier correspond bien au temps de trajet du rai réfléchi. On applique ensuite le critère défini à l'équation 3.3.2. Les rais sélectionnés définissent la zone de Fresnel sur le plan de réflexion. On répète ce process sur 6 plans parallèles au plan de réflexion éloignés d'une distance d tel que $d_i \in [-200, -150, -100, -50, 50, 100, 150, 200]$. On définit ainsi le volume de Fresnel (Fig.3.3.7). Quand on s'éloigne du plan initial, le nombre de réflexion vérifiant le critère 3.3.2 diminue bien. Cela forme un ellipsoïde de révolution, centré sur le point de réflexion déterminé par la théorie du tracé de rai. La figure 3.3.7 représente le volume de Fresnel pour un unique rai. Pour avoir le volume total, il suffit de le décaler le long de l'axe défini par les autres points de réflexions. Ainsi on voit que tous les points imageant la faille majeure sont compris dans le volume de Fresnel. De plus, quand on regarde la faille en coupe, on voit que l'épaisseur de ce volume est du même ordre de grandeur que l'épaisseur de la structure extraite par tous les VSP (Fig.3.2.17, 3.2.18, 3.2.19, 3.2.20 et 3.2.21).

3. DISCUSSION SUR LES RÉSULTATS OBTENUS

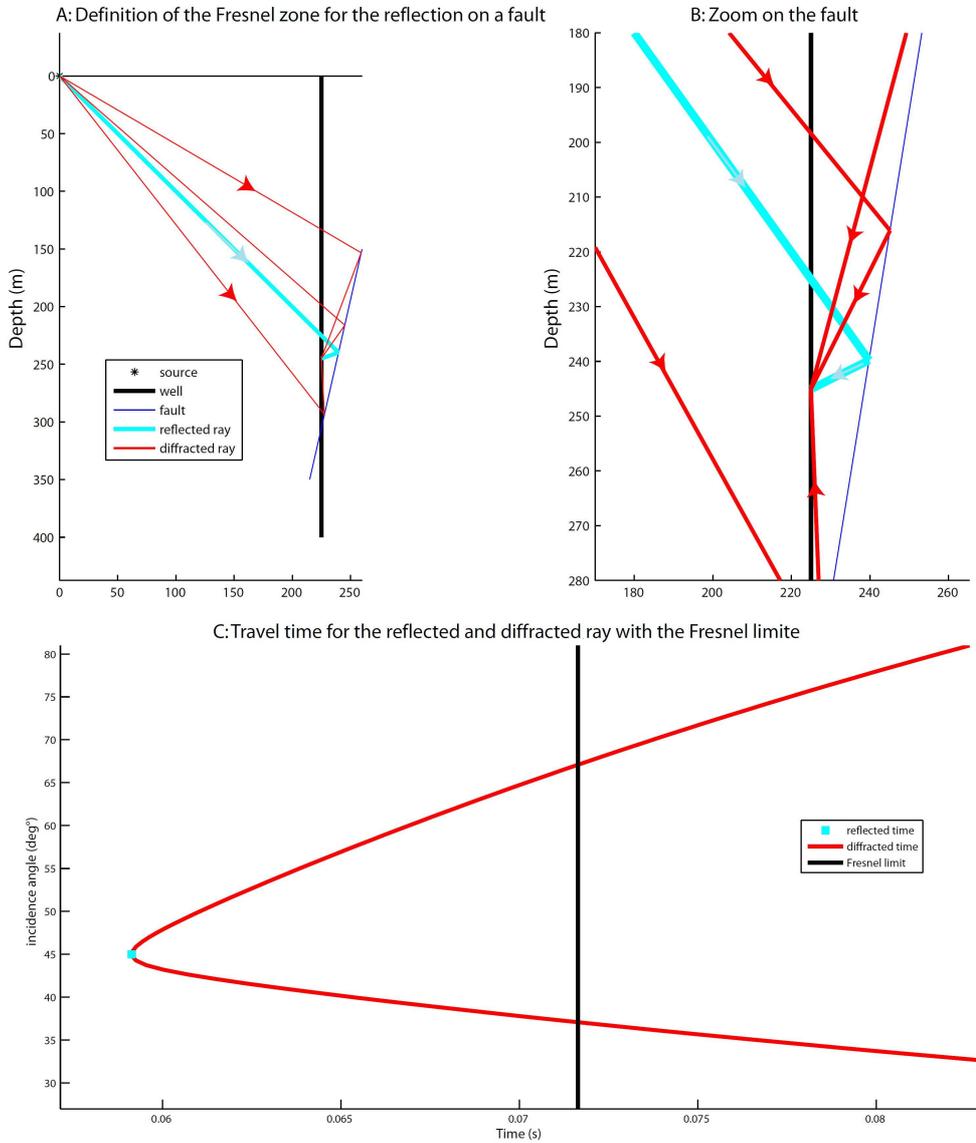


Figure 3.3.5: a : tracé de rai réfléchi et diffracté sur une faille de pendage 12° dans un milieu homogène $V = 6000\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, b : zoom sur la faille et c : calcul des temps de parcours associés aux rai réfléchis et diffractés avec la limite des rai impliqués dans la zone de Fresnel définis par $t < T_{reflechi} + dt_F$. On considère une onde de fréquence $f = 40\text{Hz}$.

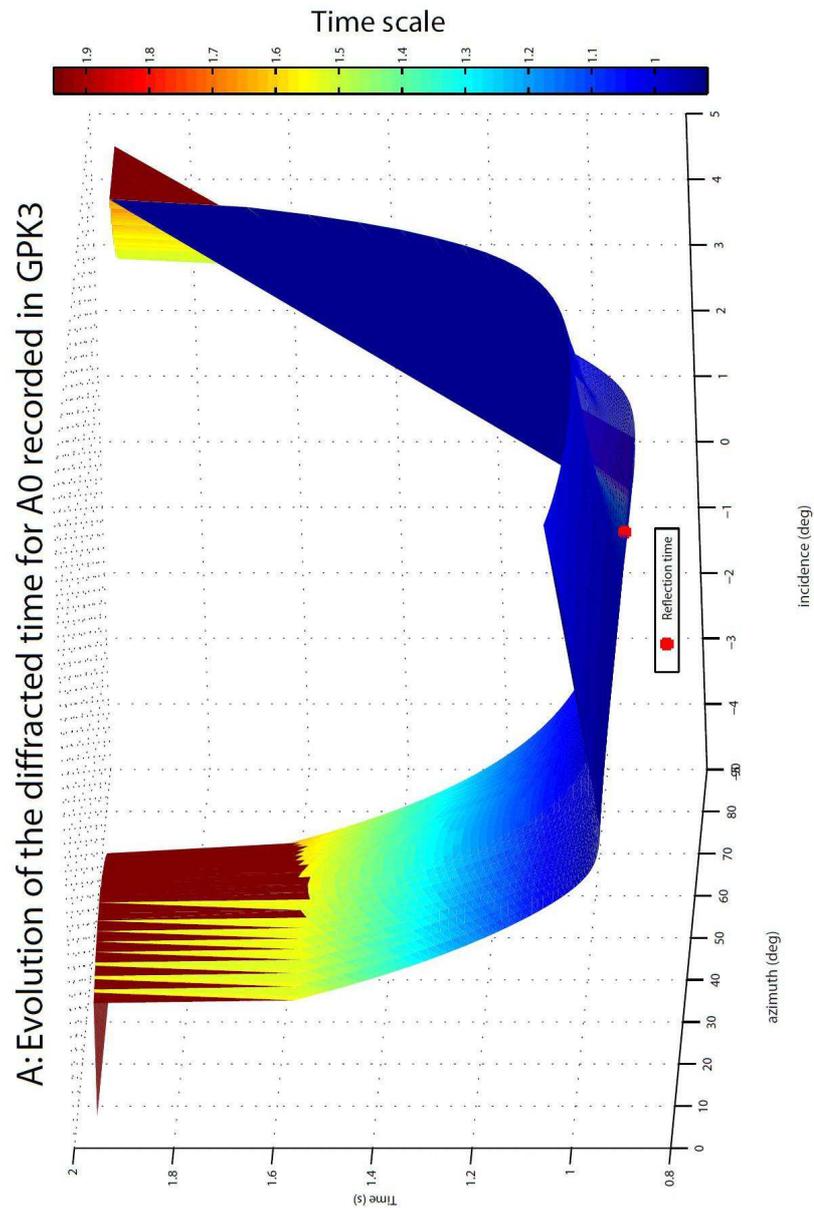


Figure 3.3.6: Évolution du temps des rais diffractés sur la faille majeure pour le tir A0 enregistré dans GPK3. Le temps de la réflexion est bien le minimum des temps diffractés.

3. DISCUSSION SUR LES RÉSULTATS OBTENUS

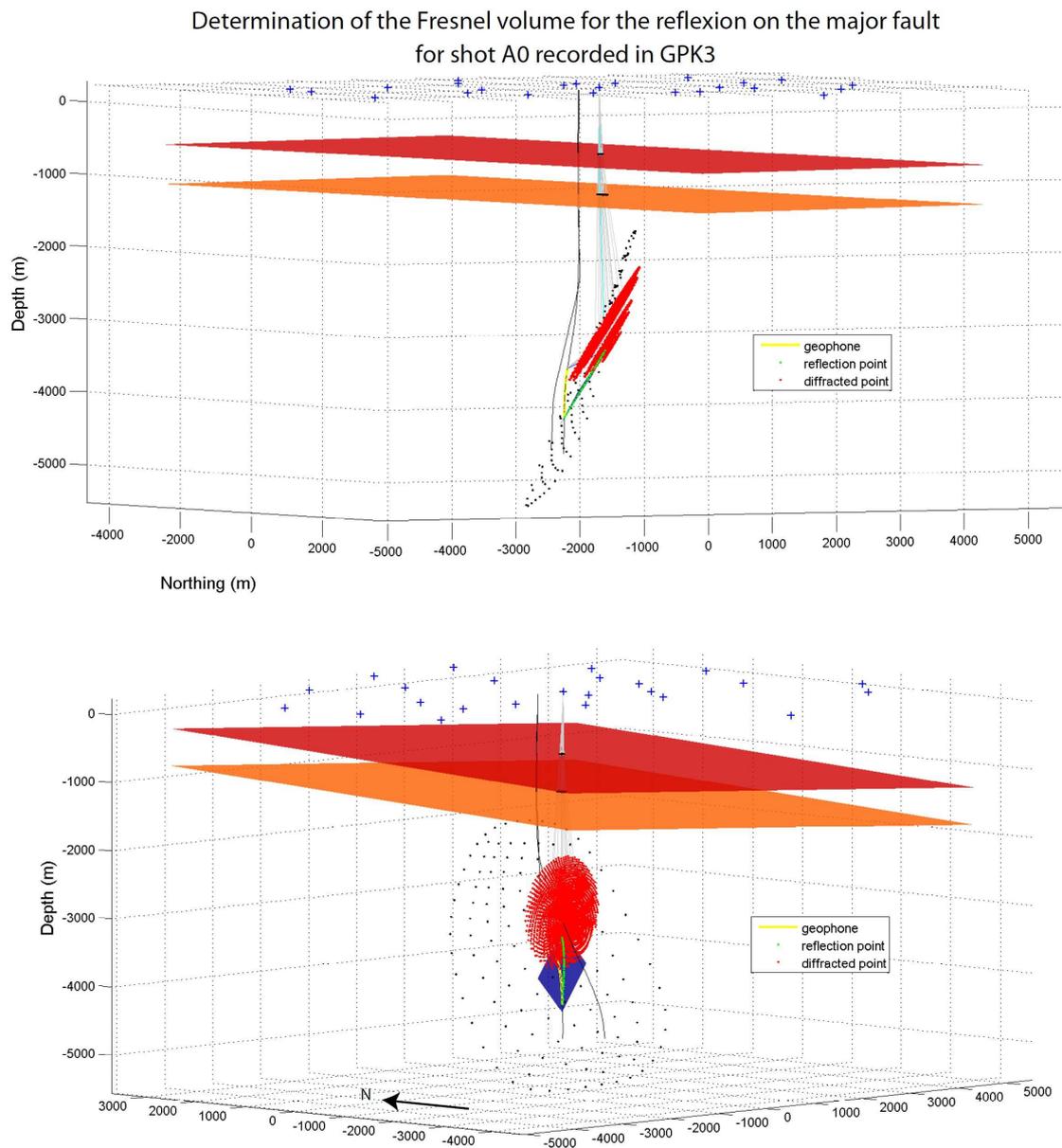


Figure 3.3.7: *Volume de Fresnel pour un seul rai réfléchi de la réflexion sur la faille majeure pour le tir A0 enregistré dans GPK3. Le volume de Fresnel pour un rai englobe tous les points de réflexion extraits et également son épaisseur est du même ordre de grandeur ($\sim 100\text{m}$) que le volume total des réflexions extraites des VSP.*

3.3 Tomographie des pointés de la première arrivée

M. Calò a développé un outil de tomographie pour étudier les variations de vitesse résultant de l'injection de fluide dans le réservoir géothermique (Calò *et al.*, 2011). Il a ainsi identifié un mouvement asismique large échelle avec une tomographie 4D, basée sur les temps de première arrivée des ondes P. La méthode est basée sur un code de tomographie en double différence (Zhang & Thurber, 2007) et sur la technique WAM (Calò, 2009). On obtient ainsi des cartes 3D de variation de vitesse centrées sur les puits. En les calculant pour les différentes étapes de la stimulation, on peut analyser les variations de vitesse temporelles. M. Calò a récemment appliqué sa méthode tomographique à mon pointé des VSP enregistrés lors de la campagne de 2007. Il en ressort une zone plus rapide entre les puits GPK3 et GPK4 (Fig.3.3.8). Lorsque l'on regarde la position de la structure B4b par rapport à cette zone, on remarque qu'elles ont globalement le même azimuth. La structure B4b se situe au niveau de la bande étroite de vitesse plus rapide. Les résultats de la tomographie ont été obtenus après la détermination de la structure B4b par les réflexions et n'ont donc pas guidé celle-ci. Comme on l'a vu avec l'étude des zones de Fresnel, la position de la structure peut être modifiée pour correspondre plus précisément aux limites de cette bande. On peut penser que cette bande de plus forte de vitesse est une zone qui n'est pas ou peu fracturée. Ainsi la structure B4b capterait toute l'eau injectée dans GPK3 et empêcherait de stimuler plus en avant le puits. Cela pourrait contribuer à la faible connectivité entre les puits GPK3 et GPK4 malgré les différentes stimulations. On remarque également que les variations de vitesse sont moins marquées dans la partie Nord-Est du modèle (Fig.3.3.8). En effet la résolution y est moins forte. Cependant cette partie semble présenter des vitesses plus importantes et est limitée par la faille majeure. On sait que cette structure est responsable de la forte connectivité entre les puits GPK2 et GPK3. On peut donc également penser qu'elle concentre la quasi-totalité de la circulation entre les deux puits et empêche le fluide de circuler plus loin vers le Nord-Est.

3. DISCUSSION SUR LES RÉSULTATS OBTENUS

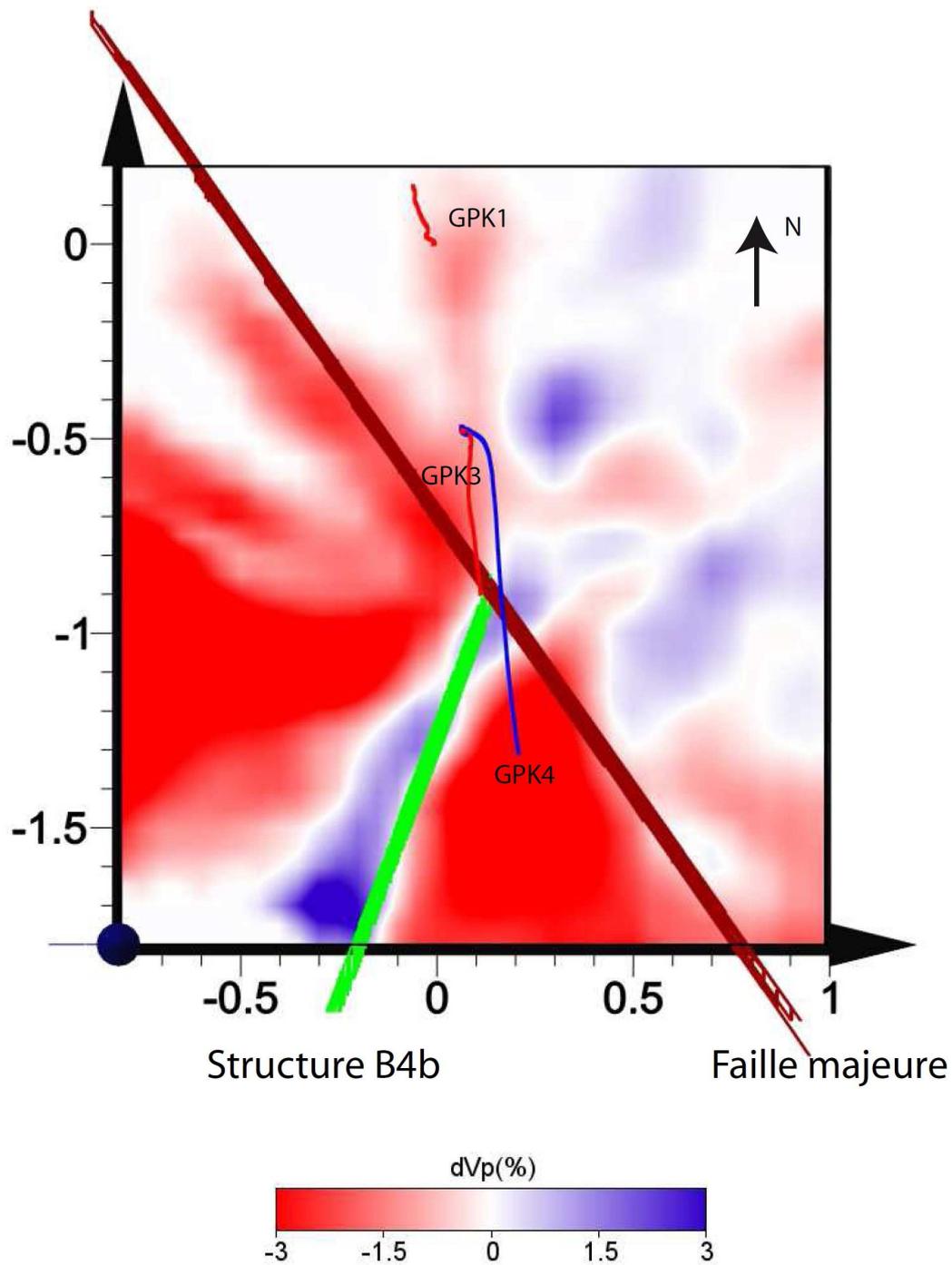


Figure 3.3.8: Tomographie réalisée par M. Calò à partir des pointés des temps de première arrivée sur les VSP, coupe horizontale pour $z = 4000\text{m}$ avec les projections de la faille majeure et de la structure B4b en kilomètre. Cette dernière correspond à une bande étroite de vitesse rapide par rapport au milieu l'entourant. Les lignes rouges et bleue correspondent aux projections de la trajectoire des puits sur le plan considéré.

Quatrième partie

Conclusion

Le travail de recherche présenté dans ce mémoire a concerné l'étude de la campagne de VSP multi-source/multi-offset acquise en 2007 sur le site géothermique de Soultz-sous-Forêts. Ces données ont été mises à ma disposition par l'EEIG Soultz-sous-Forêts. J'ai développé les logiciels nécessaires au traitement des données et à leur interprétation en termes de réflexion sur les zones de fractures subverticales, présentes au sein du réservoir géothermique. J'ai ainsi pu confirmer l'interprétation de la géométrie de la fracturation établie sur la base des observations faites dans les puits et la microsismicité. Une zone de fracturation antithétique non reconnue jusqu'à présent a pu être mise en évidence. Sa présence est confirmée par l'inversion des temps de première arrivée des VSP. Les données de sismique de puits apportent une information à l'échelle hectométrique de la longueur d'onde et de la zone de Fresnel sur la structuration du réservoir. Cette information est indispensable pour la reconnaissance de la géométrie des zones de fractures qui conditionne les écoulements au sein du réservoir.

La campagne VSP de 2007 a eu lieu après les 3 stimulations hydrauliques de 2000, 2003 et 2004-2005. Ces stimulations, marquées par une activité microsismique notable, ont permis d'augmenter le rendement des puits GPK2, 3 et 4 en créant ou réactivant des fractures dans le socle granitique. Les structures coupant le puits GPK4 extraites des VSP de 2007 (structures sis1, sis2 et sis3) présentent des similitudes. Elles sont orientées suivant des azimuts et pendages proches. Pour faciliter l'interprétation des arrivées réfléchies, j'ai limité le nombre des structures pour les calculer. Néanmoins on peut interpréter cette partie du réservoir géothermique comme une zone fracturée préférentiellement suivant l'azimut et le pendage définis par sis1 à 3. On peut interpréter de la même façon la structure B4b comme une zone de fracturation le long d'un intervalle de profondeur, défini par plusieurs plans parallèles, ayant pour azimut et pendage ceux de la structure B4b. Cette zone ne peut être étendue jusqu'au forage GPK4.

Les principes de traitement et de modélisation que j'ai appliqués aux données de VSP de la campagne de 2007 sont simples. Néanmoins on arrive par ces méthodes à extraire des données structurales utiles et nouvelles sur le réservoir géothermique profond ($z \in [3000 \text{ } 5000]$ mètres). Une autre méthode, la tomographie, complètement différente appliquée à ces mêmes données semble confirmer la structure nouvelle, B4b, que j'ai identifiée. On voit ainsi l'intérêt d'une bonne compréhension de la nature des signaux

enregistrés et de méthodes simples mais robustes de traitement et d'imagerie. La fin de mon travail avec l'étude de la zone de Fresnel, basée sur le calcul des temps diffractés, pourrait être utilisée pour passer à l'imagerie telle que la migration des arrivées descendantes réfléchies, comme cela a été fait par exemple dans le forage SAFOD (Chavarria *et al.*, 2007; Reshetnikov *et al.*, 2010). On n'est cependant pas dans le cas classique d'une acquisition de sismique réflexion où la densité de source et de récepteur est importante sur toute la zone explorée. Une migration 3D sur tout le milieu de propagation n'est pas possible. On pourrait quand même appliquer une migration locale, contrainte par la géométrie des réflecteurs que j'ai déterminée. Cependant le faible intervalle d'ouverture angulaire disponible entraînerait d'importants artefacts sur l'image des structures.

Bibliographie

- ANSTEY, N. (1964). Correlation techniques a review. *Geophysical Prospecting*, **12**, 355–382. [18](#), [19](#)
- BELLEFLEUR, G., MÜLLER, C., SNYDER, D. & MATTHEWS, L. (2005). Downhole seismic imaging of a massive sulfide orebody with mode-converted waves, Halfmile lake, New Brunswick, Canada. *Geophysics*, **69**(2), 318–329. doi : 10.1190/1.1707051. [9](#)
- BRUN, J., GUTSCHER, M. & THE DEKORP-ECORS TEAM (1992). Deep crustal structure of the Rhine graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data : a summary. *Tectonophysics*, **208**, 139–147. [10](#)
- CALÒ, A. (2009). *Tomography of subduction zones using regional earthquakes : methodological developments and application to the Ionian slab*. Ph.D. thesis, EOST, University of Strasbourg, France. [119](#)
- CALÒ, M., DORBATH, C., CORNET, F. & CUENOT, N. (2011). Large-scale aseismic motion identified through 4-D P-waves tomography. *Geophys. J. Int.*, **186**, 1295–1314. [37](#), [119](#)
- CARR, B., SMITHSON, S., KARAEV, N., RONIN, A., GARIPOV, V., KRISTOFFERSON, Y., DIGRANES, P., SMYTHE, D. & GILLEN, C. (1996). Vertical seismic profile results from the Kola Superdeep Borehole, Russia. *Tectonophysics*, **264**, 295–307. doi : 10.1016/S0040–1951(00)00200–6. [9](#)
- CHAVARRIA, A., GOERTZ, A., KARRENBACH, M., PAULSSON, B., MILLIGAN, P., SOUTYRINE, V., HARDIN, A., DUSHMAN, D. & LAFLAME, L. (2007). The use of

BIBLIOGRAPHIE

- VSP techniques for fault zone characterization : An example from the San Andreas Fault. *Leading Edge*, **26(6)**, 770–776. [124](#)
- COCHERIE, A., GUERROT, C., FANNING, C. & GENTER, A. (2004). Datation U-Pb des deux faciès du granite de Soultz (Fossé Rhéna, France). *C. R. Geoscience*, **336**, 775–787. [5](#)
- CORNET, F. & JONES, R. (1994). Field evidence on the orientation of forced water flow with respect to the regional principal stress directions. In *1st North American Rock Mechanics Symposium, Balkema, Austin, Texas, USA*. [6](#)
- CORNET, F., BERARD, T. & BOUROUIS, S. (2006). How close to failure is a natural granite rock mass at a 5km depth? *Int. Jou. of Rock Mech. and Min. Sciences*, **44(2007)**, 47–66. [4](#)
- CUENOT, N., CHARLÉTY, J., DORBATH, L., DORBATH, C. & GÉRARD, A. (2006). 2005 circulation experiments : views of the microseismic activity under production conditions. In *EHDRA Scientific Conference. Soultz-sous-Forêts, France, June 6 p.* [7](#)
- CUENOT, N., DORBATH, C. & DORBATH, N. (2008). Analysis of the Microsismicity Induced by Fluid Injections at the EGS of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France) : Implications for the Characterization of the Geothermal Reservoir Properties. *Pure Appl. Geophys.*, **165**, 797–828. [37](#)
- DEZAYES, C., GENTER, A. & GENTIER, S. (2004). Fracture network of the egs geothermal reservoir at soultz-sous-forêts (rhine graben, france. In *Proceedings of the Geothermal Resource Council, Annual Meeting, Palm Spring, California, USA*, 213–218. [7](#)
- DEZAYES, C., GENTER, A. & VALLEY, B. (2010). Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at Soultz. *C. R. Geoscience*, **342**, 517–530. [5](#), [6](#), [10](#)
- DORBATH, L., CUENOT, N., GENTER, A. & FROGNEUX, M. (2009). Seismic response of the fractured and faulted granite of Soultz-sous-Forêts (France) to 5 km deep massive water injections. *Geophys. Int. J.*, **177**, 653–675. [7](#), [8](#), [10](#)

- EVANS, K., GENTER, A. & SAUSSE, J. (2005). Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz : Part 1 - Borehole observations. *J. Geophys. Res.*, **110**, 19. [6](#)
- FAVRETTO-CRISTINI, N. (2011). Intéraction ondes / interfaces en contexte sismique, Habilitation à Diriger des Recherches, Université de la Méditerranée Aix-Marseille II, Institut de Mécanique de Marseille. [114](#)
- GANCHIN, Y., SMITHSON, S., MOROZOV, I., SMYTHE, D., GARIPPOV, V., KARAEV, N. & Y., K. (1998). Seismic studies around the Kola Superdeep Borehole, Russia. *Tectonophysics*, **288**, 1–16. [9](#)
- GARAMBOIS, S. (2007). *Études expérimentales et théoriques des conversions d'ondes sismo-électriques dans les milieux poreux superficiels*. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I. [114](#)
- GENTER, A. (1989). *Géothermie Roches Chaudes Sèches : le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas Rhin, France). Fracturation naturelle altérations hydrothermales et interaction eau-roche*. Ph.D. thesis, Université d'Orléans, France. [5](#)
- GENTER, A., HOMEIER, G., CHÈVREMONT, P. & TENZER, H. (1999). Deepening of GPK-2 HDR borehole, 3880-5090 m (Soultz-sous-Forêts, France) Geological monitoring. *Open file Report BRGM/RP-40685-FR*, 81pp.. [7](#)
- GENTER, A., EVANS, K., CUENOT, N., FRITSH, D. & SANJUAN, B. (2010). Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). *C.R. Geoscience*, **342(7-8)**, 502–516. [4](#), [5](#), [6](#), [19](#), [104](#)
- GÉRARD, A. & KAPPELMEYER, O. (1987). The Soultz-sous-Forêts project : Proceedings of the first EEC/US workshop on geothermal Hot dry Rocks Technology. *Geothermics, Special issue*, 393–399. [1](#)
- GÉRARD, A., MENJOZ, A. & SCHWOERER, P. (1984). L'anomalie thermique de Soultz-sous-Forêts. *Géotherm. Actualités*, **3**, 35–42. [1](#), [2](#), [5](#)

BIBLIOGRAPHIE

- GOUPILLAUD, P. (1976). Signal design in the "VIBROSEIS"[®] technique. *Geophysics*, **41(6)**, 1291–1304. [18](#)
- HAAS, I. & HOFFMANN, C. (1929). Temperature gradient in Pechelbronn oil bearing region, lower Alsace : Its determination and relation to oil reserves. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, **XIII(10)**, 1257–1273. [1](#)
- HARDAGE, B. (1983). *Vertical seismic profiling, Part A : Principles*. Geophysical Press. [9](#), [17](#)
- HORNBY, B., YU, J., SHARP, J., RAY, A., QUIST, Y., & REGONE, C. (2006). VSP : Beyond time-to-depth. *The Leading Edge*, **25(4)**, 446–452. doi : 10.1190/1.2193224. [9](#)
- LE CARLIER, C., ROYER, J.J. & FLORES, E.L. (1994). Convective heat transfer at Soultz-sous-Forêts geothermal site : implications for oil potential. *First Break*, **12(11)**, 553–560. [2](#)
- MARI, J. & COPPENS, F. (2000). *Sismique de puits*. Technip. [15](#), [49](#), [57](#)
- MÜLLER, K., SOROKA, W., PAULSSON, B., MARMASH, S., AL BALOUSHI, M., & AL JEELANI, O. (2010). 3D VSP technology now a standard high-resolution reservoir-imaging technique : Part 1, acquisition and processing. *The Leading Edge*, **29(6)**, 686–697. doi : 10.1190/1.3447782. [9](#)
- NAMI, P., SCHELLENSCHMIDT, R., SCHINDLER, M. & TISCHNER, T. (2008). Chemical Stimulation operations for reservoir development of the deep crystalline HDR/EGS system at Soultz-sous-Forêts (France). In *32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University, California, USA 11 p.* [6](#)
- PFENDER, M., NAMI, P., TISCHNER, T. & JUNG, R. (2006). Fracture network of the egs geothermal reservoir at soultz-sous-forêts (rhine graben, france. In *Proceedings of the EHDRA Scientific Conference, Soultz-sous-Forêts, France, 15-16 June*, p.12. [8](#)
- PLACE, J., COX, M. & NAVILLE, C. (2007). Oriented 3c vsp (three component vertical seismic profiling) applied to the delineation of highly dipping faults in a deep granitic

- basement. In *Proceedings of the EHDRA scientific conference 28-29 June 2007, Soultz-sous-Forêts, France.* 91
- PLACE, J., DIRAISON, M., NAVILLE, C., GÉRAUD, Y., SCHAMING, M. & DESAYES, C. (2010). Decoupling of deformation in the Upper Rhine Graben sediments. Seismic reflection and diffraction on 3-component Vertical Seismic Profiling (Soultz-sous-Forêts area). *C.R. Geoscience*, **342**, 575–586. 9, 10, 80, 81, 109
- PLACE, J., SAUSSE, J., MARTHELOT, J.M., DIRAISON, M., GÉRAUD, Y. & NAVILLE, C. (2011). 3-D mapping of permeable structures affecting a deep granite basement using isotropic 3C VSP data. *Geophys. J. Int.*, **186**, 245–263. doi : 10.1111/j.1365-246X.2011.05012.x. 10
- PORTIER, S., VUATAZ, F.D., SANJUAN, B. & NAMI, G.A., P. (2009). Chemical stimulation techniques for geothermal wells : experiments on the 3-well EGS system at Soultz-sous-Forêts. *Geothermics*, doi :10.1016/j.geothermics.2009.07.001. 6
- PUJOL, J., FULLER, B. & SMITHSON, S. (1989). Interpretation of a vertical seismic profile conducted in the Columbia Plateau basalts. *Geophysics*, **54(10)**, 1258–1266. doi : 10.1190/1.1442585. 9
- RABELL, W., BEILECKE, T., BOHLEN, T., FISCHER, D., FRANK, A., HASENCLEVER, J., BORM, G., KÜCK, J., BRAM, K., DRUIVENGA, G., LÜSCHEN, E., GEBRANDE, H., PUJOL, J. & SMITHSON, S. (2004). Superdeep vertical seismic profiling at the KTB deep drill hole (Germany) : Seismic close-up view of a major thrust zone down to 8.5 km depth. *J. Geophys. Res.*, **109**, B09309, doi :10.1029/2004JB002975. 9
- RENARD, P. & COURRIOUX, G. (1964). Three dimensional geometric modeling of a faulted domain : the Soultz Horst example (Alsace, France). *Comp. Geosci.*, **20(9)**, 1379–1390. 91
- RESHETNIKOV, A., BUSKE, S. & SHAPIRO, S. (2010). Seismic imaging using microseismic events : Results from the San Andreas Fault System at SAFOD. *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, **115(12)**. 124

BIBLIOGRAPHIE

- SALGADO, M. (2007). Pre-processing and orientation of 4 component multi-source multi-offset VSP survey in Soultz-sous-Forêts, Final Report, Degree of Master of Science "Lithosphère, Bassin et Pétrole", Université Pierre et Marie Curie, Paris. [10](#), [19](#), [20](#), [24](#), [25](#)
- SAUSSE, J., DESAYES, C., DORBATH, L., GENTER, A. & PLACE, J. (2010). 3D model of fracture zones at Soultz-sous-Forêts based on geological data, image logs, induced microseismicity and vertical seismic profiles. *C.R. Geoscience*, **342**, 531–545. [iv](#), [10](#), [11](#), [89](#), [90](#), [91](#), [96](#), [97](#), [99](#), [101](#), [103](#), [105](#), [107](#)
- SCHNAEBELE, R., HAAS, J.O. & HOFFMANN, C. (1948). Monographie géologique du champ pétrolifère de Pechelbronn. *Mem. Serv. Carte Geol. Alsace*, **7**, 254. [4](#)
- STUSSI, J.M., CHEILLETZ, J., ROYER, J.J., CHÈVREMONT, P. & FÉRAUD, G. (2002). The hidden monzogranite of Soultz-sous-Forêts (Rhine Graben, France). *Mineralogy, petrology and genesis. Geol. France*, **1**, 45–46. [5](#)
- WIEDLER, R., GÉRARD, A., BARIA, R., BAUMGARTNER, J. & JUNG, R. (2002). Hydraulic and micro-seismic results of massive stimulation test at 5 km depth at the european hot-dry-rock test site soultz, france. In *Proceedings 27th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford California, USA*, 95–100. [7](#)
- XIA, J., GEIER, N., MILLER, R. & TAPIE, C. (2005). Orthogonal vibroseis sweeps. *Geophysical Prospecting*, **53**, 677–688. [20](#)
- ZHANG, H. & THURBER, C. (2007). Estimating the model resolution matrix for large scale seismic tomography problems based on Lanczos bidiagonalisation with partial reorthogonalization. *Geophys. J. Int.*, **170**, 337–345. [119](#)
- ZIEGLER, P. (1992). European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, **208**, 91–111. [4](#)

Cinquième partie

Annexes

Annexe A

Exemple de fichier décrivant les enregistrements pour le couple de positions de tir A0-E4

**A. EXEMPLE DE FICHER DÉCRIVANT LES ENREGISTREMENTS
POUR LE COUPLE DE POSITIONS DE TIR A0-E4**

|  | | LANDTECH SA WELL SEISMICS | | | Client: | EEIG Soultz |
|---|--------|--|----------------|------------------------------------|----------------------------|---|
| | | FIELD REPORT | | | Project: | Soultz VSP |
| Location : SOULTZ | | Instrument: Bison Jupiter | | Correlation : Yes | | |
| Line : VSP07_A0_E4 | | Number of channels: 31 | | Number of auxilliary : 1 (ch 31) | | |
| Date : 03/04/2007 | | Sampling Rate: 2 msec | | Tapers : 0.3 sec | | |
| Survey Type : VSP | | Record length: 3 sec | | Sweep Length : 16 sec | | |
| Receiver interval : 20 m | | Offset Vib I : A0 | | Vib I sweep : 88 - 8 Hz {- + - +} | | |
| Hydrophone : Yes | | Offset Vib II : E4 | | Vib II sweep : 8 - 88 Hz {- - + +} | | |
| Geophones : Yes (Ch25,27&30) | | GPK3 Channels: 2=X, 3=Y, 1=Z, 4=Hydrophone | | | | |
| Downhole Sensor : ASR | | GPK4 Channels: 6=X, 7=Y, 5=Z, 8=Hydrophone | | | | |
| Record Number | Seq. # | GPK3 depth (m) | GPK4 depth (m) | Vertical Stacking | Remarks | |
| 1 | 0 | 2500 | 2500 | 1 | VibII | |
| 2 | 0 | 2500 | 2500 | 1 | Vib II | |
| 3 | 1 | 2500 | 2500 | 1 | Vib I | |
| 4 | 1 | 4500 | 4500 | 1 | Start acquisition at 12:45 | |
| 5 | 2 | 4500 | 4500 | 1 | SEQUENCE # 0 | |
| 6 | 3 | 4500 | 4500 | 1 | ESG | Vib I Vib II |
| 7 | 0 | 4500 | 4500 | 1 | Sweep | 8-88 Hz /0° 88-8 Hz /180° 8-88 Hz /180° |
| 8 | 1 | 4500 | 4500 | 1 | SEQUENCE #1 | |
| 9 | 2 | 4500 | 4500 | 1 | ESG | Vib I Vib II |
| 10 | 3 | 4500 | 4500 | 1 | Sweep | 88-8 Hz /0° 88-8 Hz /0° 8-88 Hz /180° |
| 11 | 0 | 4500 | 4500 | 1 | SEQUENCE # 2 | |
| 12 | 1 | 4500 | 4500 | 1 | ESG | Vib I Vib II |
| 13 | 2 | 4500 | 4500 | 1 | Sweep | 8-88 Hz /0° 88-8 Hz /180° 8-88 Hz /0° |
| 14 | 3 | 4500 | 4500 | 1 | SEQUENCE # 3 | |
| 15 | 0 | 4480 | 4480 | 1 | ESG | Vib I Vib II |
| 16 | 1 | 4480 | 4480 | 1 | Sweep | 88-8 Hz /0° 88-8 Hz /0° 8-88 Hz /0° |
| 17 | 2 | 4480 | 4480 | 1 | | |
| 18 | 3 | 4480 | 4480 | 1 | | |
| 19 | 0 | 4480 | 4480 | 1 | | |
| 20 | 1 | 4480 | 4480 | 1 | | |
| 21 | 2 | 4480 | 4480 | 1 | | |
| 22 | 3 | 4480 | 4480 | 1 | | |
| 23 | 0 | 4460 | 4460 | 1 | | |
| 24 | 1 | 4460 | 4460 | 1 | | |
| 25 | 2 | 4460 | 4460 | 1 | | |
| 26 | 3 | 4460 | 4460 | 1 | | |
| 27 | 0 | 4460 | 4460 | 1 | | |
| 28 | 1 | 4460 | 4460 | 1 | | |
| 29 | 2 | 4460 | 4460 | 1 | | |
| 30 | 3 | 4460 | 4460 | 1 | | |
| 31 | 0 | 4440 | 4440 | 1 | | |
| 32 | 1 | 4440 | 4440 | 1 | | |
| 33 | 2 | 4440 | 4440 | 1 | | |
| 34 | 3 | 4440 | 4440 | 1 | | |
| 35 | 0 | 4440 | 4440 | 1 | | |
| 36 | 1 | 4440 | 4440 | 1 | | |
| 37 | 2 | 4440 | 4440 | 1 | | |
| 38 | 3 | 4440 | 4440 | 1 | | |
| 39 | 0 | 4420 | 4420 | 1 | | |
| 40 | 1 | 4420 | 4420 | 1 | | |

Annexe B

Différents champs d'onde extrait par filtrage en vitesse apparente dans le domaine FK

B. DIFFÉRENTS CHAMPS D'ONDE EXTRAITS PAR FILTRAGE EN VITESSE APPARENTE DANS LE DOMAINE FK

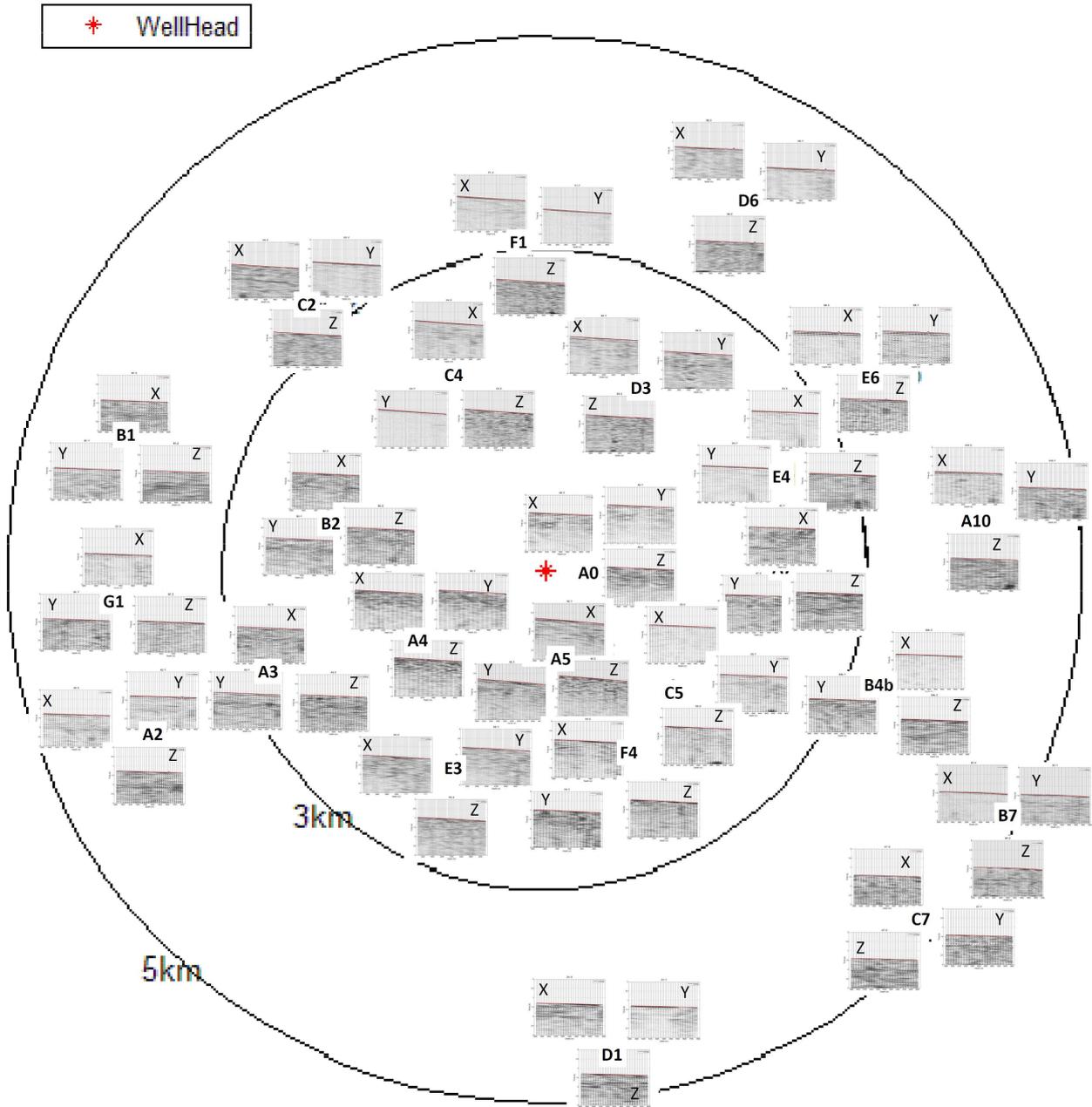


Figure 5.2.1: Ensemble des champs d'ondes P descendants extraits des enregistrements du puits GPK3.

B. DIFFÉRENTS CHAMPS D'ONDE EXTRAITS PAR FILTRAGE EN VITESSE APPARENTE DANS LE DOMAINE FK

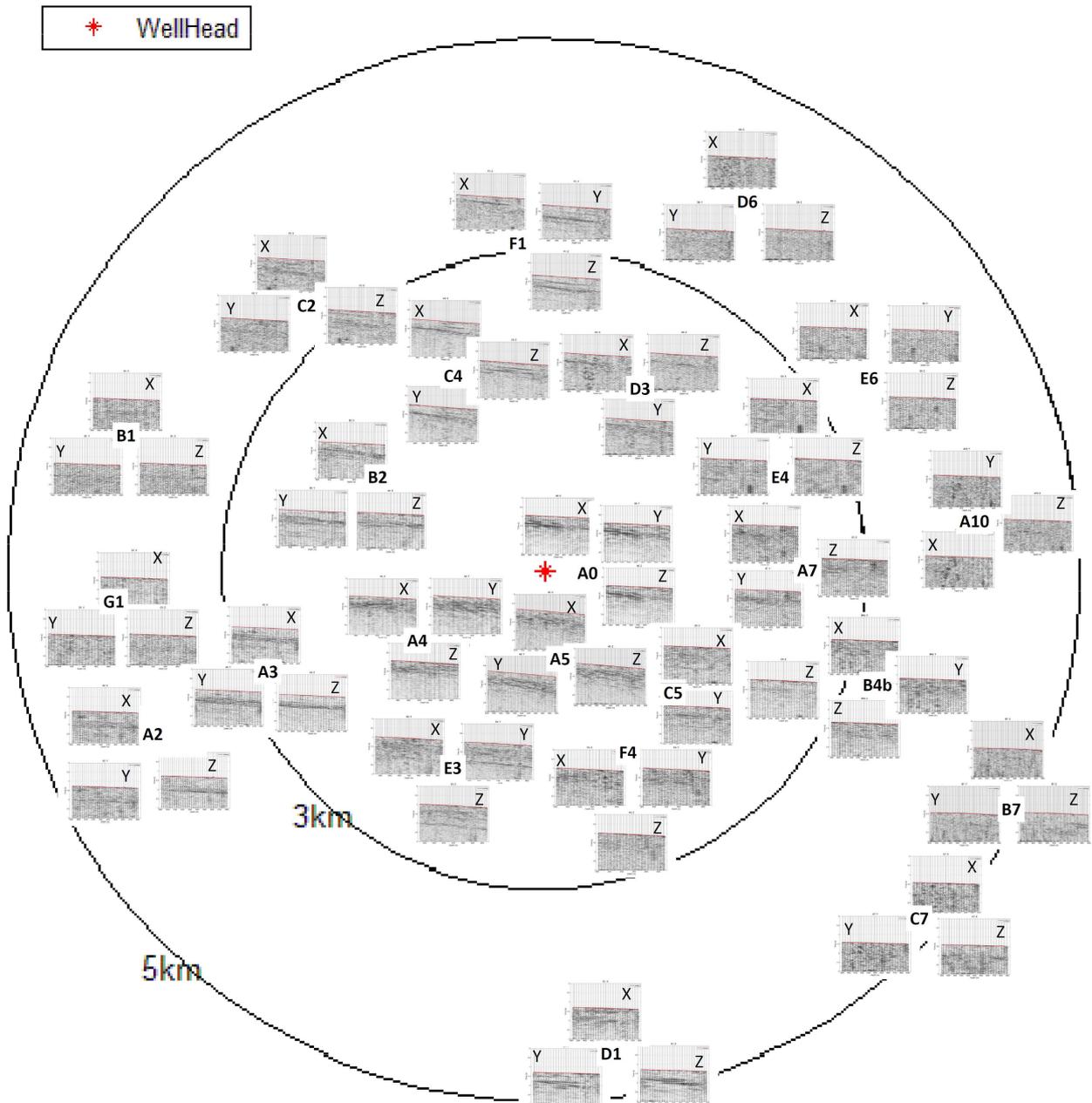


Figure 5.2.3: Ensemble des champs d'ondes S descendants extraits des enregistrements du puits GPK3.

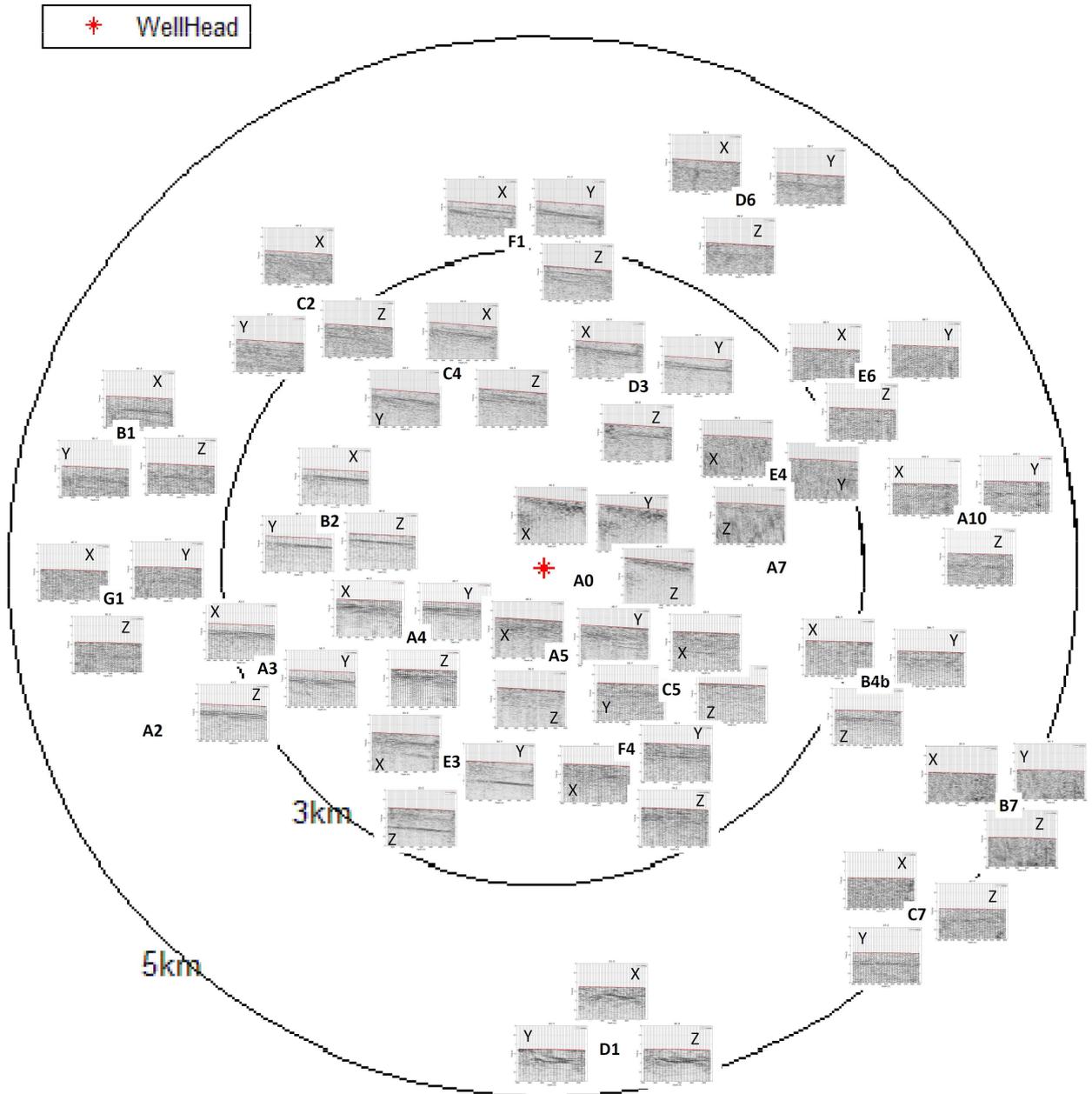


Figure 5.2.4: Ensemble des champs d'ondes S descendants extraits des enregistrements du puits GPK4.

B. DIFFÉRENTS CHAMPS D'ONDE EXTRAIT PAR FILTRAGE EN VITESSE APPARENTE DANS LE DOMAINE FK

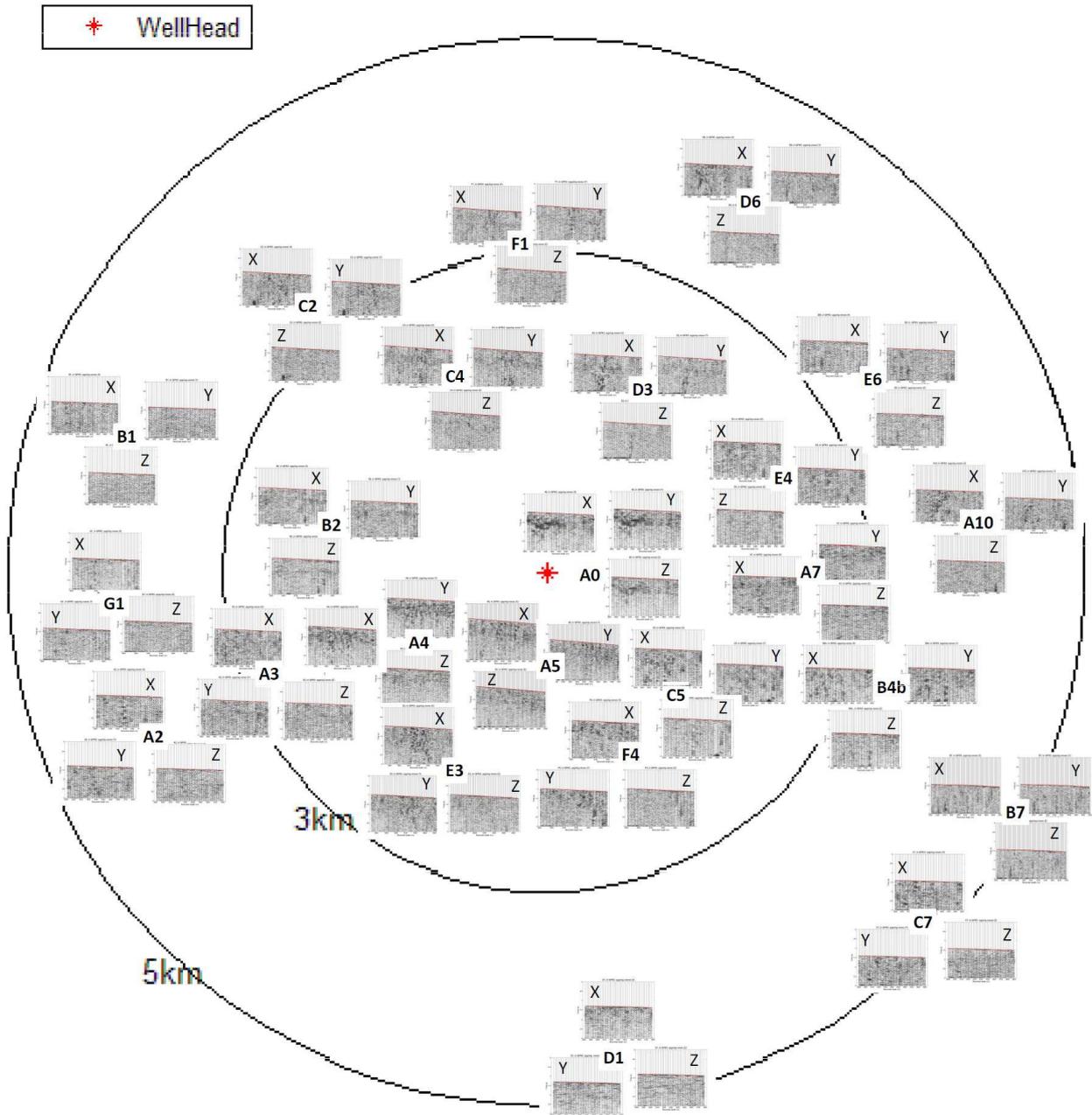


Figure 5.2.5: Ensemble des champs d'ondes montants extraits des enregistrements du puits GPK4. Les données pour des temps inférieurs à la première arrivée (ligne rouge) sont mises à zéro

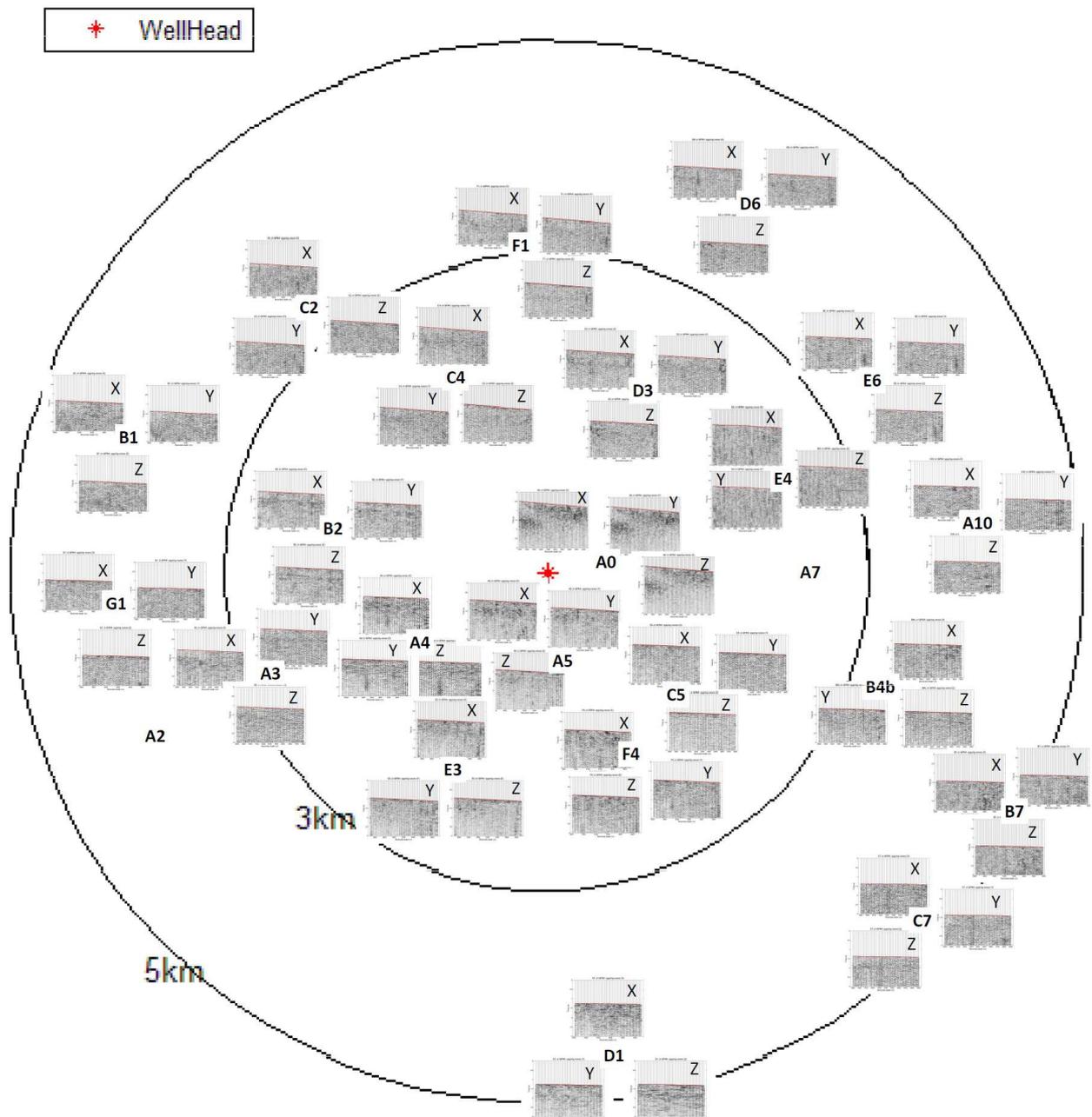


Figure 5.2.6: Ensemble des champs d'ondes montants extraits des enregistrements du puits GPK4. Les données pour des temps inférieurs à la première arrivée (ligne rouge) sont mises à zero

B. DIFFÉRENTS CHAMPS D'ONDE EXTRAIT PAR FILTRAGE EN VITESSE APPARENTE DANS LE DOMAINE FK

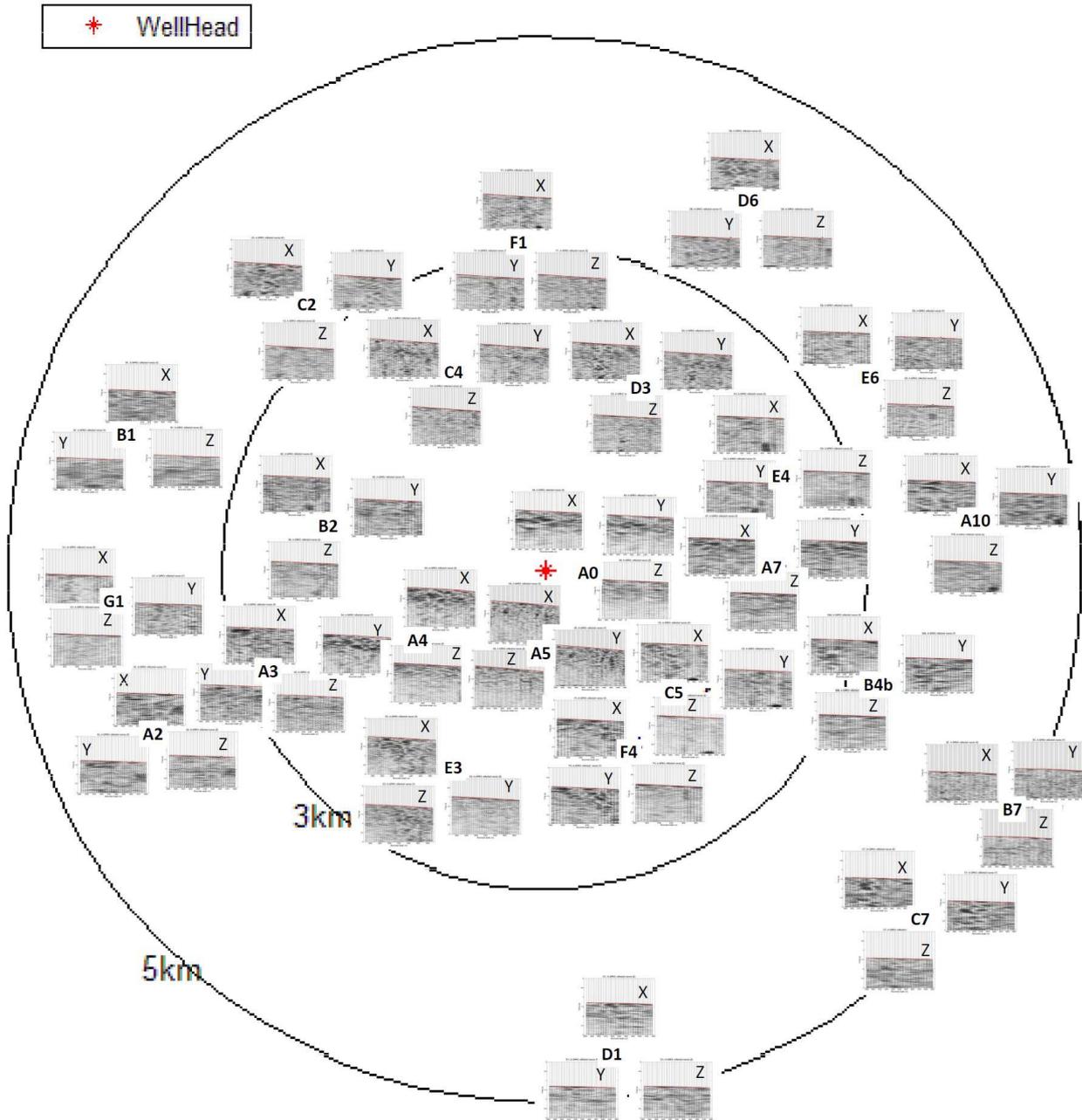
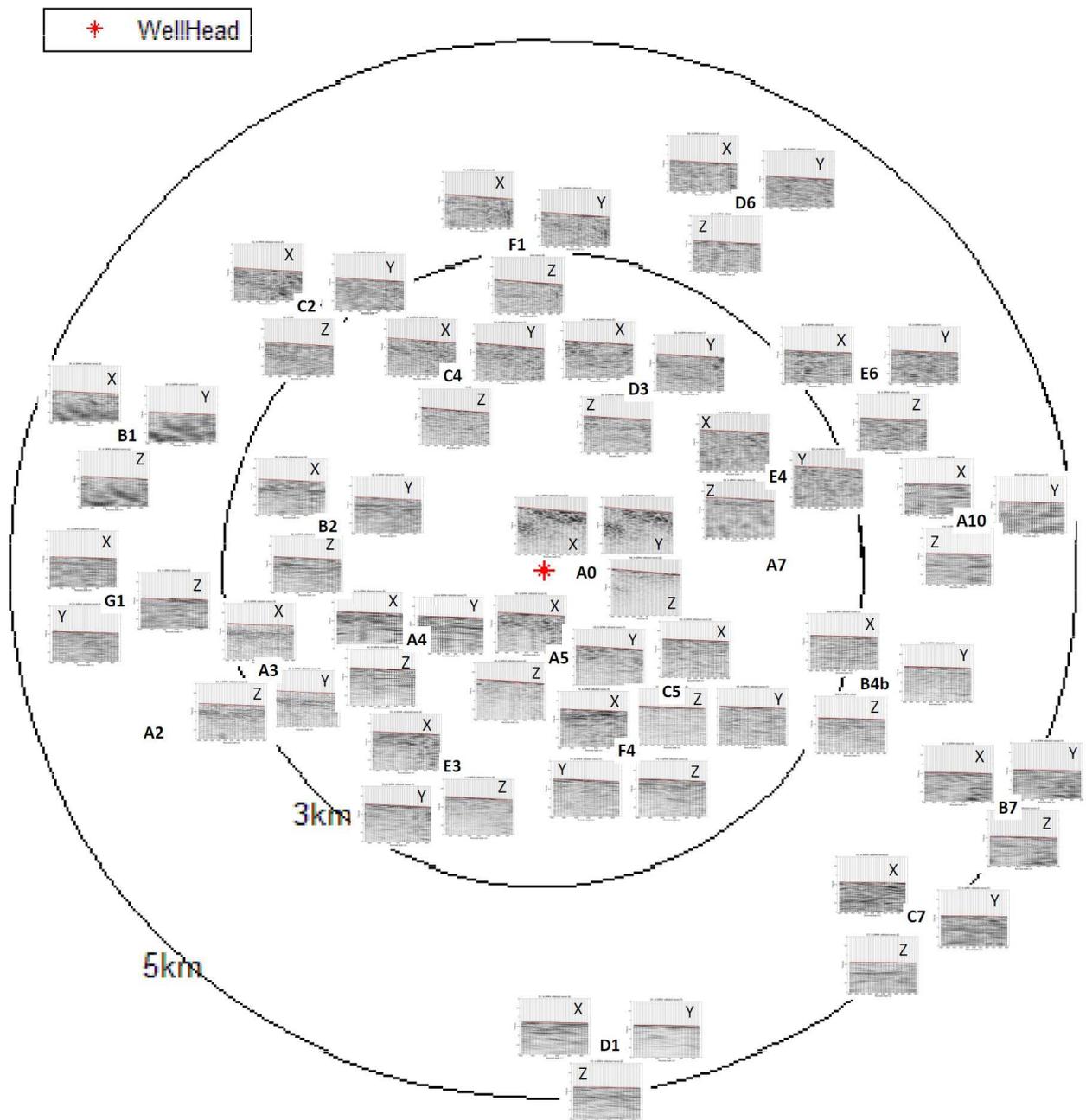


Figure 5.2.7: Ensemble des champs d'ondes réfléchies descendants extraits des enregistrements du puits GPK4. Les données pour des temps inférieurs à la première arrivée (ligne rouge) sont mises à zero



B. DIFFÉRENTS CHAMPS D'ONDE EXTRAIT PAR FILTRAGE EN VITESSE APPARENTE DANS LE DOMAINE FK

Annexe C

Différents VSP utilisés pour
caractériser la géométrie des failles

C. DIFFÉRENTS VSP UTILISÉS POUR CARACTÉRISER LA GÉOMÉTRIE DES FAILLES

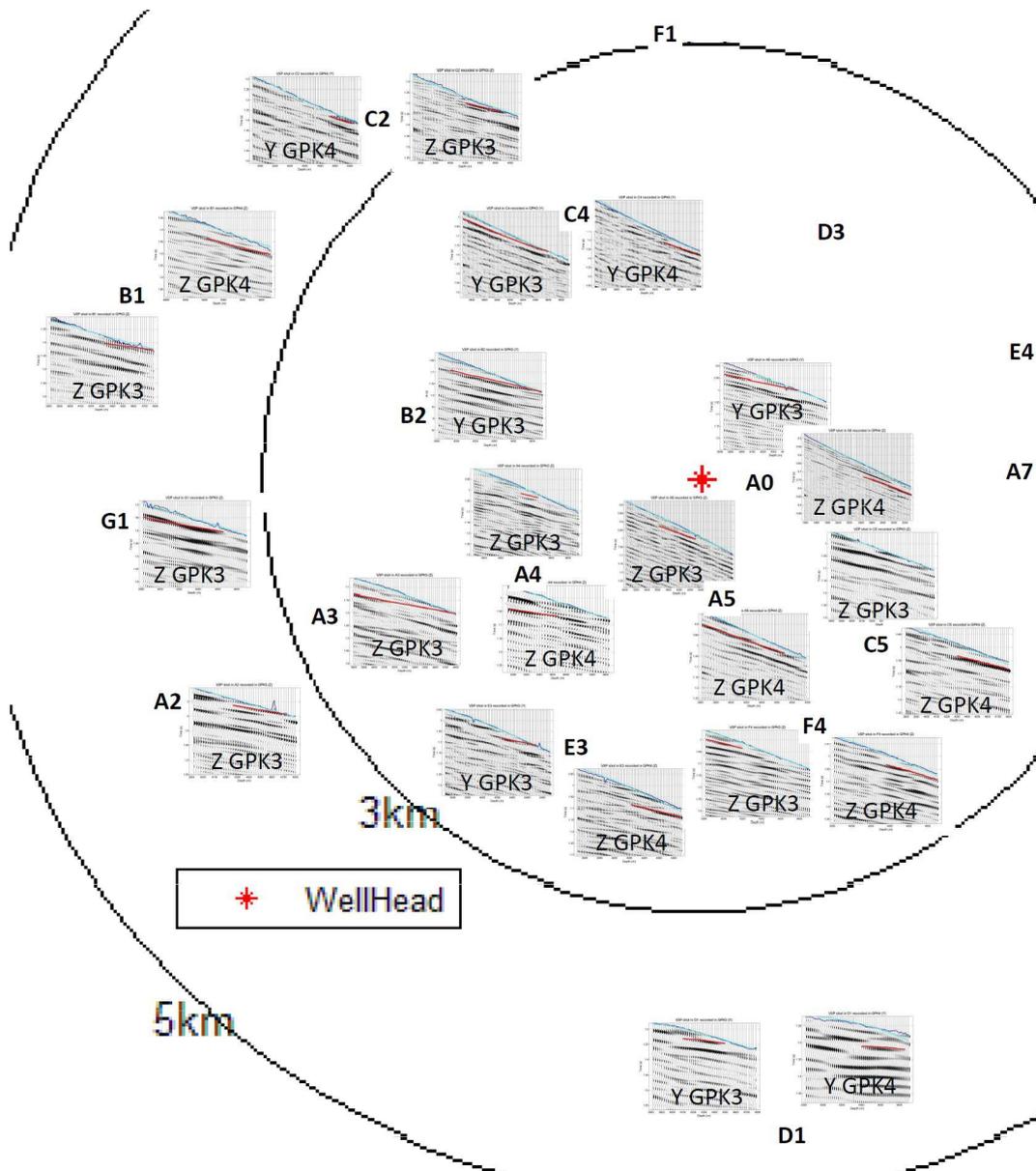


Figure 5.3.1: Ensemble des champs d'ondes réfléchies descendants extraits pour imaginer la faille majeure. On utilise les puits GPK3 et GPK4.

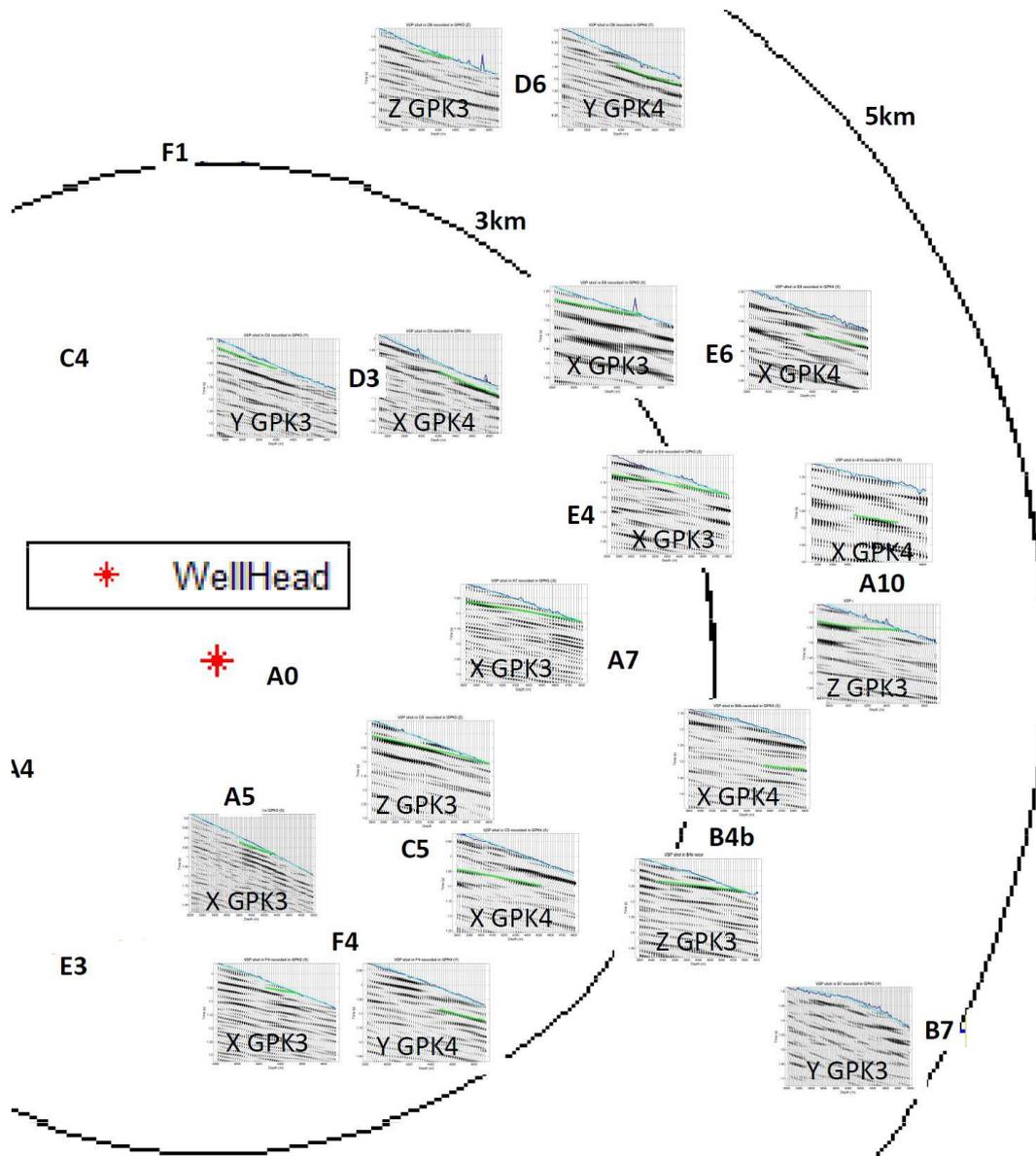


Figure 5.3.2: Ensemble des champs d'ondes réfléchies descendants extraits pour imager la structure B4b. On utilise les puits GPK3 et GPK4.

C. DIFFÉRENTS VSP UTILISÉS POUR CARACTÉRISER LA GÉOMÉTRIE DES FAILLES

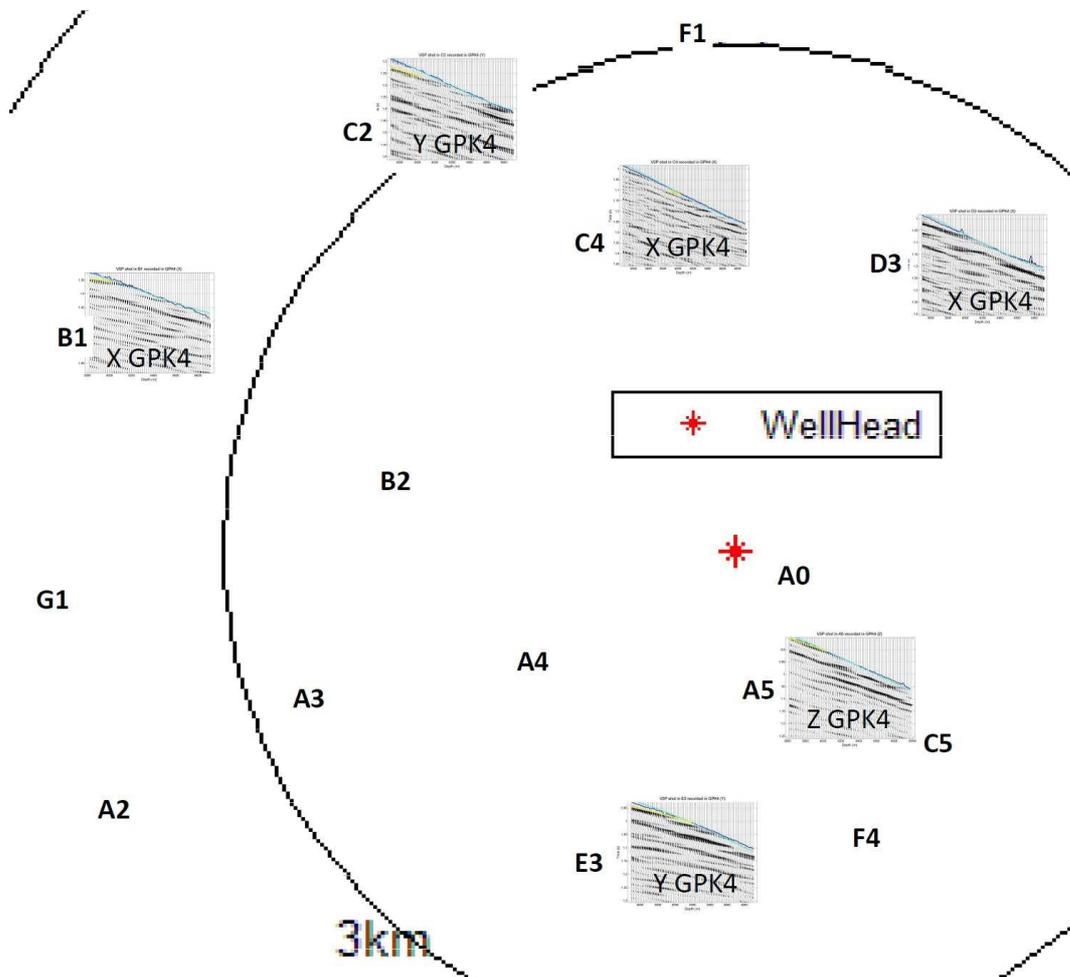


Figure 5.3.3: Ensemble des champs d'ondes réfléchies descendants extraits pour imager la structure *sis1*. On utilise le puits GPK4.

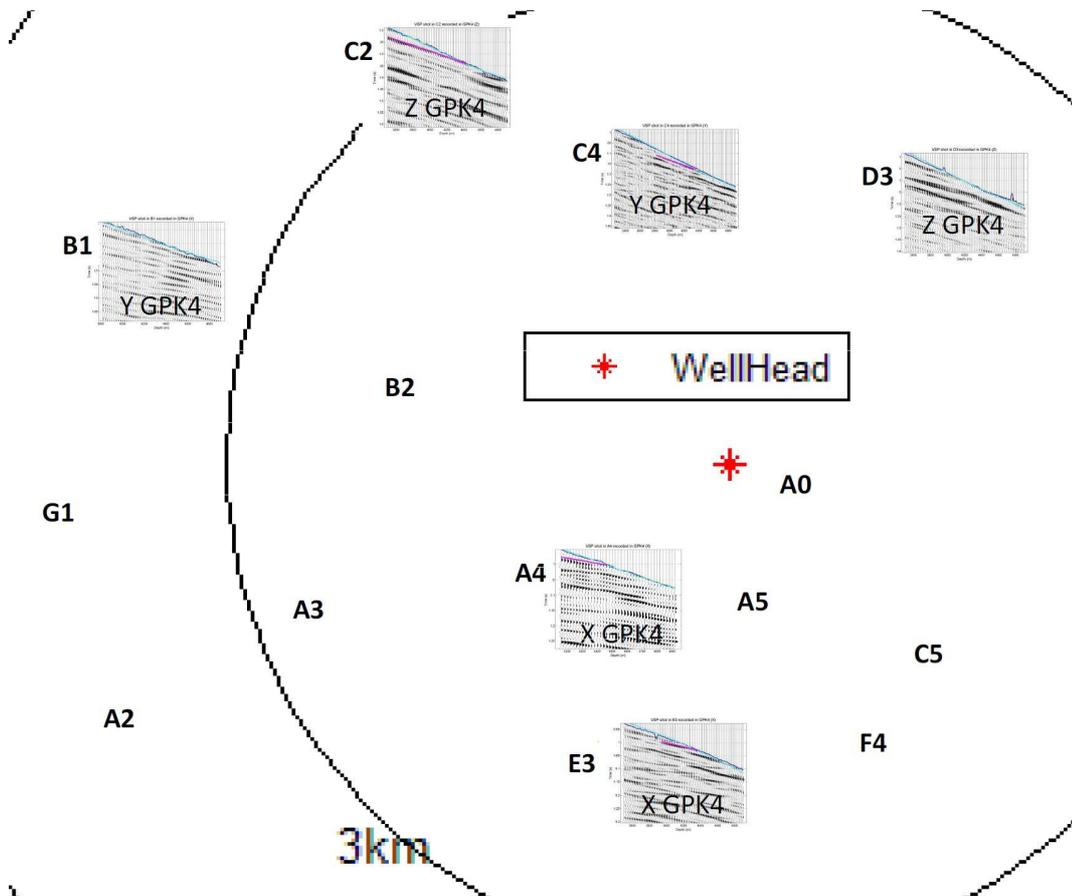


Figure 5.3.4: Ensemble des champs d'ondes réfléchies descendants extraits pour imager la structure *sis2*. On utilise le puits GPK4.

C. DIFFÉRENTS VSP UTILISÉS POUR CARACTÉRISER LA GÉOMÉTRIE DES FAILLES

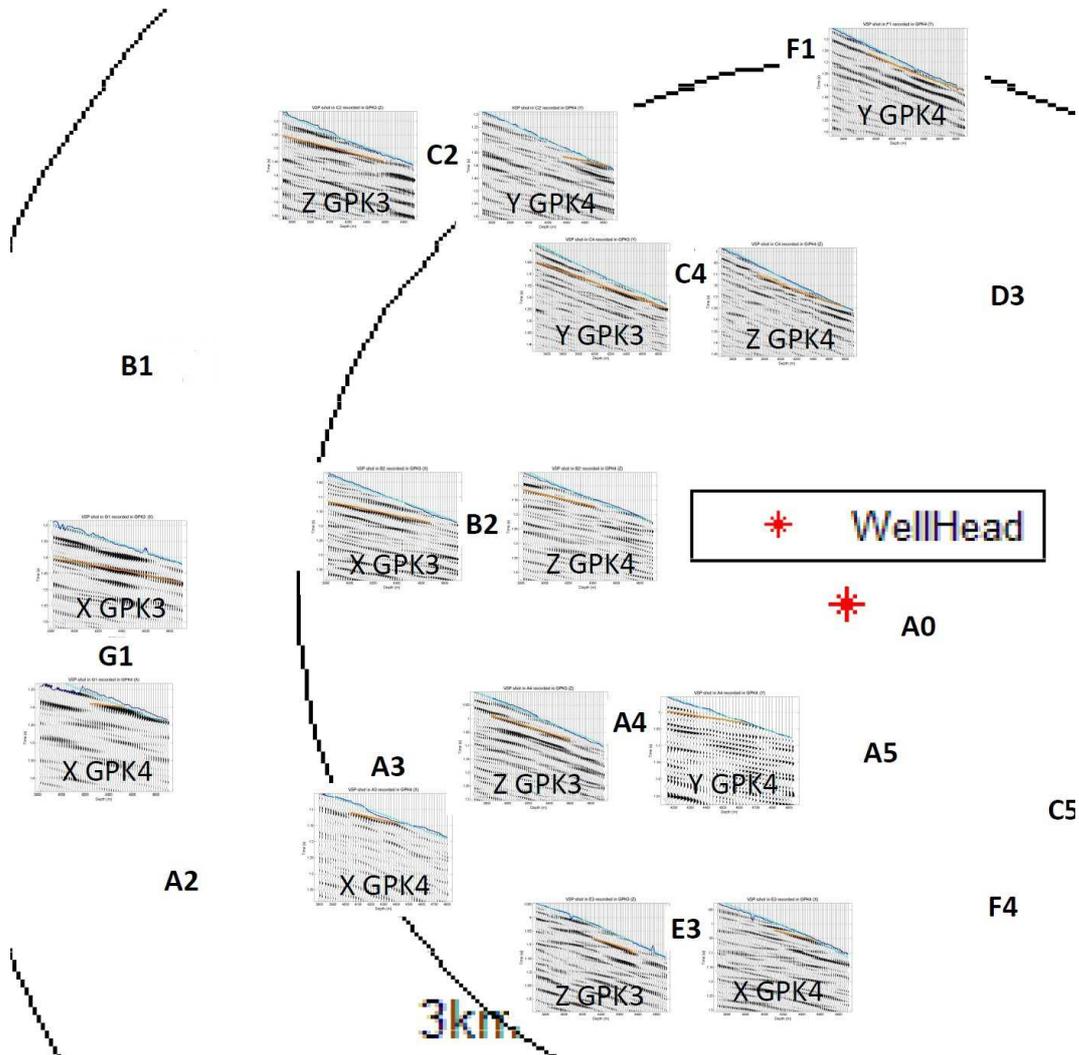


Figure 5.3.5: Ensemble des champs d'ondes réfléchies descendants extraits pour imager la structure *sis3*. On utilise les puits GPK3 et GPK4.