



HAL
open science

Monitoring des propriétés acoustiques et sismiques en milieu non consolidé

Omar Jaafar

► **To cite this version:**

Omar Jaafar. Monitoring des propriétés acoustiques et sismiques en milieu non consolidé. Sciences de la Terre. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2014. Français. NNT : 2014MON20149 . tel-02060620

HAL Id: tel-02060620

<https://theses.hal.science/tel-02060620>

Submitted on 7 Mar 2019

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par **UNIVERSITE MONTPELLIER 2**

Préparée au sein de l'école doctorale de **SIBAGHE**

Et de l'unité de recherche **Géoscience Montpellier 2**

Spécialité : **Sciences de la terre**

Présentée par **Omar Jaafar**

**Monitoring des propriétés acoustiques et
sismiques en milieu non consolidé**

Mr Mike Lovell (Professeur, Université de Leicester)	Rapporteur
Mr Stéphane Garambois (Maître de conférences, Université de Grenoble)	Rapporteur
Mlle Mayriam Schmutz (Professeur, Université de Bordeaux)	Examineur
Mr Dominique Rousset (Maître de Conférence - Université de Pau et des Pays de l'Adour)	Examineur
Mr David Mainprice (Directeur de Recherche, CNRS)	Examineur
Mr Hervé Perroud (Professeur, Université de Pau et des Pays de l'Adour)	Directeur de thèse
Mr Philippe Pezard (Directeur de Recherche, CNRS)	Co-Directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Je garderai un excellent souvenir de ces années passées sur ma thèse de doctorat au sein de l'équipe Transferts en Milieux Poreux. Aux cours de mes travaux, j'ai eu la chance de rencontrer de nombreuses personnes issues de disciplines variées qui ont participé de près ou de loin à ce travail et à qui je suis très reconnaissant.

Je teins tout d'abord à remercier Messieurs Hervé Perroud et Philippe Pezard pour m'avoir accueilli et intégré au sein de l'équipe et m'avoir offert de bonnes conditions de travail. Je remercie particulièrement Philippe Pezard pour la qualité de son encadrement et de ces conseils scientifiques.

J'adresse tous mes remerciements à Monsieur David Mainprice qui a présidé le jury de cette thèse, à Messieurs Mike Lovell et Stéphane Garambois pour m'avoir fait l'honneur d'être rapporteurs de cette thèse et pour la richesse des commentaires et recommandations. Mes remerciements s'adressent aussi à Madame Myriam Schmutz et Monsieur Dominique Rousset d'avoir jugé et examiné ce travail avec beaucoup d'attention. Je tiens aussi à exprimer ma profonde gratitude à Serge Lallemand pour sa disponibilité et son aide précieuse.

Je pense à mes collègues qui m'ont accompagné dans les campagnes de terrain : Gilles Henry, Jehanne Paris et Agathe Deleau ainsi qu'à tous mes collègues du laboratoire Géosciences Montpellier à qui je dois l'ambiance remarquable qui règne au sein de cette institution. Je remercie aussi mes collègues Johanna Lofi et Nataliya Denchik d'avoir porté une attention critique mais toujours encourageante à mes travaux et pour la qualité de ses conseils.

Finalement, je tiens à remercier mes amis et ma famille d'avoir été si patients et si généreux avec moi.

Résumé

Le sujet de ma thèse concerne les propriétés acoustiques et sismiques des formations non consolidées. Ce domaine est très mal connu, depuis la surface d'une part parce que la physique des milieux non consolidés est encore mal connues, et en forage d'autre part par ce que ces milieux ne sont pas stables mécaniquement. Toute mesure en forage demande donc la pose d'un tubage et la réalisation des mesures à travers ce tubage. Dans le cadre de ma thèse, on appliquera premièrement ces mesures aux domaines du stockage de CO₂ dans les formations géologique, et ensuite à celui des glissements de terrains. Dans ce cadre, des mesures ont été réalisées sur les sites de Maguelone (France) et de Svelvik (Norvège) pour le stockage géologique du CO₂, et de Lodève (France) pour les glissements de terrain.

Le stockage géologique du CO₂ est un domaine de recherche actif considéré comme l'une des options acceptables pour réduire la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère et ainsi atténuer l'impact des émissions de CO₂ sur le réchauffement climatique et la santé humaine.

Le site expérimental Maguelone (France) a fait l'objet de la surveillance géophysique de surface et en forages pendant les expériences d'injection du gaz dans un réservoir souterrain de roches clastiques peu profonde. En particulier, les profils sismiques verticaux (PSV) et les logs soniques (à travers un tubage PVC) ont été enregistrés avant, pendant et après une série d'injections du gaz (N₂ et CO₂) dans deux puits situés à quelques mètres du puits d'injection. Les premiers arrivés pour les PSV ont été obtenues par le pointage (picking), et interprétés en termes de modèles de vitesses sismiques. Les données soniques ont été comparées avec les autres mesures pétrophysiques et géophysiques, et ont été traitées et analysées en termes de vitesses et d'amplitudes. Les mesures réalisées avant l'injection ont démontré la variabilité latérale des vitesses sismiques et soniques à l'échelle du site. La comparaison des vitesses sismiques et d'amplitude entre les expériences d'injection dans un seul puits (MAG1), met en évidence l'impact de l'injection de gaz sur les propriétés élastiques des sédiments détritiques poreux au niveau du site d'injection, ce qui indique une augmentation de la saturation en gaz en face des couches sableuses et de couches des graviers. Time-lapse VSP et les logs soniques sont les méthodes efficaces pour détecter et surveiller l'injection et le stockage de gaz dans des réservoirs géologiques, permettant suivre la dynamique du sous-sol au cours du temps.

L'objectif du projet de CO₂FieldLab (Svelvik, Norvège) a été de démontrer que les méthodes de surveillances adéquates peuvent être déployées pour documenter les risques de fuites de CO₂ dans des réservoirs souterrains. Pour le faire, une expérience d'injection peu profonde dans les sédiments perméables a été conçue et réalisé à Svelvik en Septembre 2011. L'objectif était a été de produire une fuite de CO₂ vers la surface afin d'évaluer la sensibilité de plusieurs outils de surveillance géochimiques et géophysiques à suivre la migration du CO₂. Cette étude a mis en évidence le potentiel des méthodes acoustiques pour la surveillance et la détection du stockage et du déplacement du CO₂. A Maguelone et à Svelvik, les différentes techniques géophysiques et géochimiques ont été utilisées avec succès pour la surveillance du stockage et de la migration du CO₂ dans les réservoirs peu profonds. Sur le site de Lodève, mon travail s'est focalisé sur l'analyse de diagraphies et d'images ultrasoniques de parois obtenues sur seulement 20 mètres en forage ouvert dans la zone de déformation d'un glissement du

terrain actif. Des profils sismiques de surface ont également été enregistrés. Par contre, du fait de l'instabilité mécanique du forage, une légère déformation élastique ovale du forage a été mise en évidence aussi bien sur les images en distance (travel time) qu'en amplitude. En utilisant la méthodologie utilisée traditionnellement pour l'analyse de déformations cassantes en forage (appelées "breakouts"), on note que la direction d'ovalisation correspond à la direction de la plus grande pente du flanc de colline affectée par le glissement et traversée par le forage entre 60 et 70 mètres de profondeur, dans l'intervalle où les images ont été enregistrées.

Abstract

My thesis concerns the acoustic and seismic properties of unconsolidated formations. This topic is poorly known, from the surface -of one hand- because the physical of unconsolidated environments is still poorly understood, and in the well on the other hand where these environments are not mechanically stable. Therefore any downhole measure requests the installation of a casing and taking measurements through this casing. In my thesis, these measurements were used for the geological storage of CO₂, and then in the landslide. In this context, measures have been carried out on sites Maguelone and Svelvik for the geological storage of CO₂, and in the Lodève site for landslides.

CO₂ geological storage is an active field of research viewed as one of the acceptable options to reduce the concentration of greenhouse gas in the atmosphere and thereby mitigate the impact of CO₂ emissions on global warming and human health.

The Maguelone experimental site (France) has been the subject of surface and downhole geophysical monitoring of gas injection experiments in a shallow subsurface clastic reservoir. In particular, vertical seismic profiles (VSP) and downhole SONIC logs (through PVC liners) were recorded in two holes located within meters of the gas injection hole, before, during and after a series of gas injections. VSP first-arrival times were obtained by picking, and interpreted in terms of seismic velocity models. The sonic data, once compared to other logs and core petrophysical measurements, have been processed and analyzed in terms of velocities and amplitudes. Before injection, the lateral variability of seismic velocities at the site scale is underlined. The comparison of seismic velocities and amplitude between experiments for a single hole brings out the impact of gas injection on the elastic properties of the porous clastic sediments at the injection site, suggesting an increase in gas saturation in front of the sandy and gravel-rich layers. . In all, time-lapse VSP and sonic logging through PVC provide a means to detect and monitor gas injection and storage in geological reservoirs, leading to a view on subsurface dynamics over time.

The objective of **the CO₂FieldLab project** (Svelvik site_ Norway) was to demonstrate that adequate monitoring methods could be deployed to document potential leaks of CO₂ from subsurface reservoirs. For this, a shallow injection experiment through permeable sediment was designed and conducted at Svelvik (Norway) in September 2011. The goal was to produce a CO₂ leak in order to assess the relative sensitivity of several geochemical and geophysical CO₂ monitoring tools. This study highlighted the potential of acoustic methods for shallow monitoring and detecting of the CO₂ storage and migration. In each of the study sites, the series of techniques have been successfully used to monitor CO₂ storage and migration in the shallow reservoirs, these techniques combine geophysical and geochemical approaches

On the Lodève site, my work focused on the well logging analyzes especially the ultrasonic images obtained 20 meter only of the hole in the deformation zone un active landslide in the region. A slight elastic deformation oval of the hole was demonstrated both the distance and amplitude images. Using the methodology traditionally used for the analysis of the breakouts, we have noted that the ovalisation direction corresponds to the direction of slope of the hillside affected by slipping, traversed by the well between 60 and 70 meters of depth, the interval were the image ultrasonic recorded.

Table des matières

I. Introduction

1. Les enjeux du stockage du CO ₂	p9
--	----

II. Méthodologie

II.1. Mesures sismique	p15
-------------------------------	------------

- 1.1. Principe
- 1.2. Dispositifs de mesure
- 1.3. Applications

II.2. Mesures acoustiques (soniques) en forage	p 17
---	-------------

- 2.1. Les signaux acoustiques
- 2.2. Propriétés acoustiques
- 2.3. Outils acoustiques
- 2.4. Vitesse acoustique en forage
- 2.5. Traitement des données et calculs
- 2.6. L'environnement des mesures en forage
 - 2.6.a. Le signal du tubage PVC
 - 2.6.b. Le signal du ciment
 - 2.6.c. Le signal du bruit
- 2.7. Images de paroi de puits
 - 2.7.a. Application de l'imagerie acoustique
 - 2.7.b. Principe de l'imagerie acoustique
 - 2.7.c. Applications

II.3. Mesures électriques	p41
----------------------------------	------------

- 3.1. Conductivité des milieux poreux
- 3.2. Méthode d'induction électromagnétique

II.4. Mesure du rayonnement gamma spectral	p44
---	------------

- 4.1. Principe
- 4.2. La sonde Gamma Ray spectral SGR

II.5. Mesures pétrophysique sur carottes	p46
---	------------

III. Expériences d'injection de gaz (site expérimental de Maguelone)

III.1. Site expérimental de Maguelone	p51
--	------------

- 1.1. Contexte géographique et géologique
- 1.2. Contexte Hydrogéologie
- 1.3. Contexte lithologique et pétrophysique

III.2. Identifier les propriétés pétrophysique (porosité et saturation) du site de Maguelone par ses propriétés acoustiques	p59
--	------------

- 2.1. Résultats
 - 2.1.a. La vitesse acoustique

2.1.b. Estimation de la lithologie

2.1.c. Estimation de la porosité

III.3. Monitoring d'injection peu profonde de gaz (N₂ et CO₂) p68

3.1. Le dispositif d'observation en forages installé sur le site.

3.1.a. Dispositif de l'enregistrement sismique

3.1.b. Dispositif de l'enregistrement acoustique (Sonic)

3.2. Injection d'azote (N₂)

3.3. Injection de CO₂

3.4. Les mesures acoustiques.

3.4.a. Les logs Vp de l'injection N₂

3.4.b. L'amplitude RMS du premier récepteur Rx1, injection N₂

3.4.c. Estimation de la saturation en N₂

3.4.d. Les logs Vp de l'injection CO₂

3.4.e. L'amplitude RMS du premier récepteur Rx1, injection CO₂

3.4.f. Estimation de la saturation en CO₂

3.4.g. Les logs Vp sans l'injection de gaz

3.4.h. L'amplitude RMS du premier récepteur Rx1, sans l'injection de gaz

3.4.i. Estimation de la saturation.

III.4. Monitoring des mesures VSP et des logs soniques pour l'injection peu profonde du gaz dans les dépôts sédimentaires non-consolidés sur le site de Maguelone. p 92

4.1. Acquisition des données PSV

4.2. Monitoring des vitesses soniques dans Mag1

IV. Expériences d'injection de gaz (site expérimental de Svelvik) p122

IV.1. Site expérimental de Svelvik

1.1 Contexte géologique

1.2. Experimental setup and injection data

1.3. Field and laboratory characterization of sediment samples

1.4. Le Baseline géophysique et géochimique

1.5. Mesures acoustiques en Svelvik site

V. Etude d'un glissement de terrain (site de Lodève) p137

V.1. Site de Lodève

1.1 Contexte géologique

1.2. Morphologie et déclenchement des glissements de terrain

1.3. Acquisition des données

Conclusion

Annexe p138

Références bibliographiques

Chapitre I

Introduction générale

I. Introduction générale

1.1. Les enjeux du stockage géologique de CO₂

La nécessité de réduire les émissions mondiales de gaz à effet de serre (GES) dont le CO₂, s'impose progressivement à l'échelle internationale. Il s'agit de lutter contre le réchauffement climatique d'origine anthropique, qui résulte en particulier de l'exploitation de sources d'énergie, au premier rang desquelles se trouve le carbone fossile du charbon, du pétrole et du gaz naturel depuis le début de l'ère industrielle mais surtout au 20^{ème} siècle.

La combustion du carbone fossile émet essentiellement du CO₂ dans l'atmosphère, et un peu de méthane CH₄. En faisant l'inventaire de la consommation en carbone fossile de chaque pays, il est possible d'évaluer les émissions de CO₂ dans l'atmosphère à environ 10% près (Marland et al. 1985). Depuis le début du siècle, on estime que la source de CO₂ fossile a augmenté à peu près exponentiellement d'une année sur l'autre, pour atteindre une valeur globale de 6,3 GtC par an en 1999 (5,5 GtC pour les années 80) (IPCC, 2001). Les plus fortes émissions ont lieu en Europe, au Japon, aux États-Unis et dans les pays récemment industrialisés, en particulier la Chine et l'Inde.

Les émissions de CO₂ anthropiques devraient passer de 23 milliards de tonnes en 2000 à 38 milliards de tonnes en 2030. En l'absence de mesures visant à limiter les émissions de CO₂, la concentration de ce gaz dans l'atmosphère pourrait doubler à l'horizon 2100 (Figure 1).

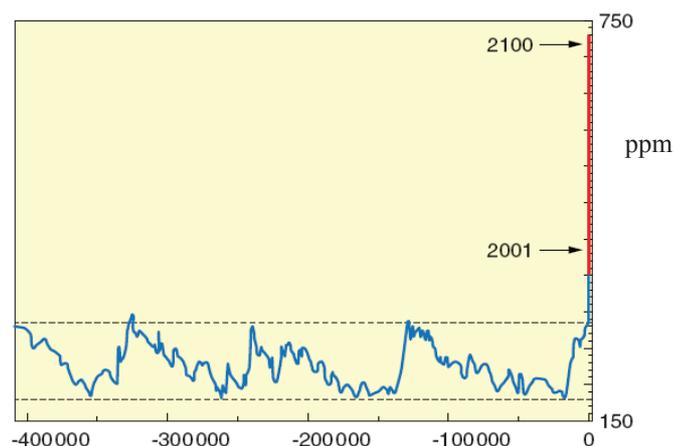


Figure 1. Variation de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère en (ppm) en absence de mesures environnementales (Source : IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change)

Pour lutter contre le réchauffement climatique, il faut limiter ces émissions. L'efficacité

thermique des industries et des bâtiments doit être améliorée pour réduire leur consommation énergétique. Mais, étant donné l'urgence de la situation, il faudra aussi capter le CO₂ avant son émission vers l'atmosphère pour le stocker à long terme dans des réservoirs souterrains.

Une façon de valoriser le CO₂ capté est de l'injecter dans des réservoirs d'hydrocarbures en fin de vie pour en augmenter la production. En termes de productivité, Nsakala et al. (2004) rapportent que l'injection de CO₂ est deux à trois fois plus efficace que l'injection de vapeur. En effet le CO₂ se dissout dans le pétrole en le faisant gonfler et diminuant sa viscosité. Le pétrole s'écoule alors plus rapidement vers le puits de production.

Le captage et stockage du CO₂ (CSC) pourrait, selon l'Agence Internationale d'énergie (AIE), contribuer à hauteur de 19 % à la réduction globale des émissions des gaz à l'effet de serre (GES) au niveau mondial, soit environ 5 Gt de CO₂ par an en 2050 (Figure 2). Il est l'une des solutions qui permettra de renforcer les actions à développer par ailleurs pour améliorer l'efficacité énergétique et la décarbonation progressive de l'énergie, notamment en utilisant des ressources et des vecteurs énergétiques alternatifs (solaire, éolien ou hydrogène par exemple).

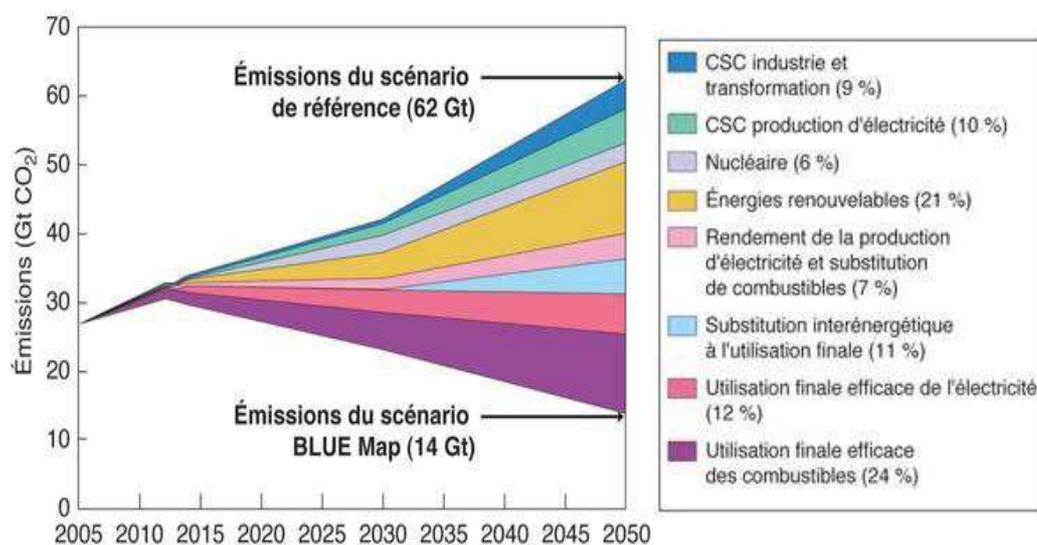


Figure 2. Le captage et stockage du CO₂ (CSC) pourrait contribuer à hauteur de 19 % à la réduction globale des émissions de GES au niveau mondial, soit environ 5 Gt de CO₂ par an en 2050. Source : AIE.

Différentes zones géologiques sont envisagées pour stocker le CO₂ (Figure 3) :

- Les aquifères salins profonds,

- Les réservoirs d'hydrocarbures des champs matures :

* soit après exploitation dans les réservoirs déplétés

* soit en cours de production avec le bénéfice additionnel d'aider à drainer les hydrocarbures hors des réservoirs (procédés EOR/EGR),

- Les veines de charbon non exploitables,

- Un stockage sous forme minérale dans les roches ultrabasiqes.

Seuls les champs matures ou les aquifères salins permettront de stocker des quantités suffisantes à l'échelle du problème posé. Les aquifères salins ont une plus grande couverture géographique, mais du fait de leur manque d'intérêt économique à ce jour, ils sont peu étudiés et donc encore mal connus. Leur potentiel de stockage de CO₂ reste incertain, mais jugé largement supérieur à celui des champs matures.

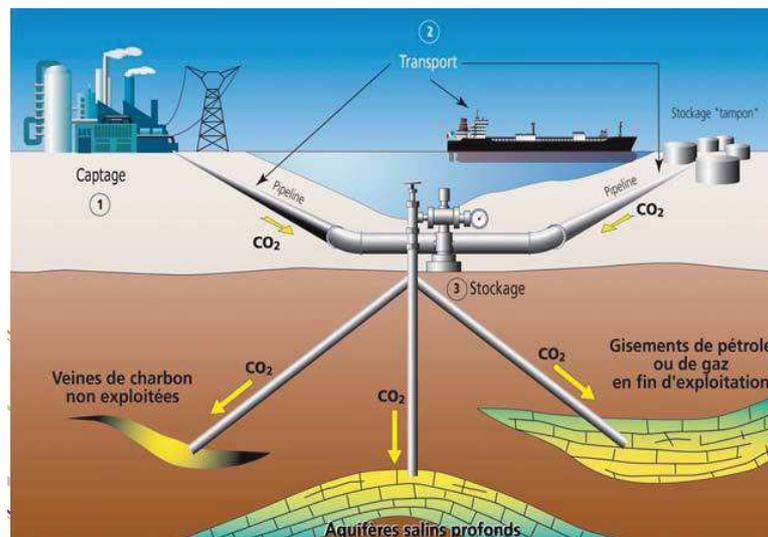


Figure 3. Exemples de formations géologiques envisageables pour stocker du CO₂.

La séquestration de CO₂ a déjà été mise en œuvre dans le but de réduire les émissions de gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

Par exemple, sur le site de Sleipner en Mer du Nord, la compagnie norvégienne Statoil exploite un gisement de gaz riche en CO₂. Grâce à un solvant, elle sépare le CO₂ du reste du

gaz qu'initialement elle rejetait dans l'atmosphère.

Suite à la mise en place d'une forte taxe norvégienne sur les émissions de CO₂ (50\$ par tonne de CO₂ émis lorsqu'au démarrage du projet, 38\$ par la suite), l'opérateur pétrolier à Sleipner réalise, depuis 1996, la réinjection du CO₂ au rythme de 1 million de tonnes par an, dans un aquifère situé à 800 mètres de profondeur, la formation gréseuse d'âge Mio-Pliocène d'Utsira. Des études sont menées pour connaître le devenir du gaz réinjecté dans cette formation perméable et son impact sur les minéraux des roches hôtes à long terme.

D'autres projets sont en cours de réalisation à travers le monde. Parmi eux, celui de la compagnie PanCanadian (aujourd'hui, EnCana) qui consiste en l'injection de CO₂ produit par une centrale thermique située dans l'Etat du Dakota aux Etats-Unis depuis 2000, avec comme double objectif la récupération assistée de l'huile restant dans le gisement de Weyburn, et la séquestration du gaz.

Plus largement, le bassin d'Alberta au Canada est très concerné par les déchets gazeux, car nombre de gisements de gaz y contiennent du CO₂ et/ou du H₂S. Ainsi, on s'intéresse aussi à la réinjection de H₂S, qui n'est pas un gaz à effet de serre, mais qui est un gaz acide sous-produit de l'extraction pétrolière et sans débouché économique suffisant.

Chapitre II

Méthodologie

2.1. Mesures sismiques

La sismique est une méthode de prospection qui permet de visualiser les structures géologiques en profondeur grâce à l'analyse des échos d'ondes sismiques.

2.1.1. Principes

Une source génère une onde acoustique produite sous forme de vibrations en surface, qui se propage dans le sous-sol. La propagation de l'onde suit des trajets correspondant aux lois analogues de celles de l'optique. Le temps-retour de l'écho est mesuré à partir d'une série de capteurs sismiques également disposés en surface. Les réflexions détectées sont causées par des changements de densités et de vitesses de propagation des ondes dans le milieu investigué. Les temps de propagation des ondes réfléchies et réfractées sont enregistrés et interprétés en termes de vitesses de déplacement dans le sol. En fonction du dispositif de terrain utilisé, l'analyse des temps d'arrivée des ondes directes, réfléchies, ou réfractées permet de calculer les vitesses sismiques et les épaisseurs des terrains.

2.1.2. Dispositifs de mesure

Dans notre cas d'étude, une source d'ébranlement est créée par un coup de masse sur une plaque métallique depuis la surface. Les réflexions et réfractions des ondes produites sont enregistrées par des géophones. Le schéma ci-dessous (Figure 4) est un exemple de dispositif utilisé pour des prospections légères permettant d'analyser les réfractions des ondes.

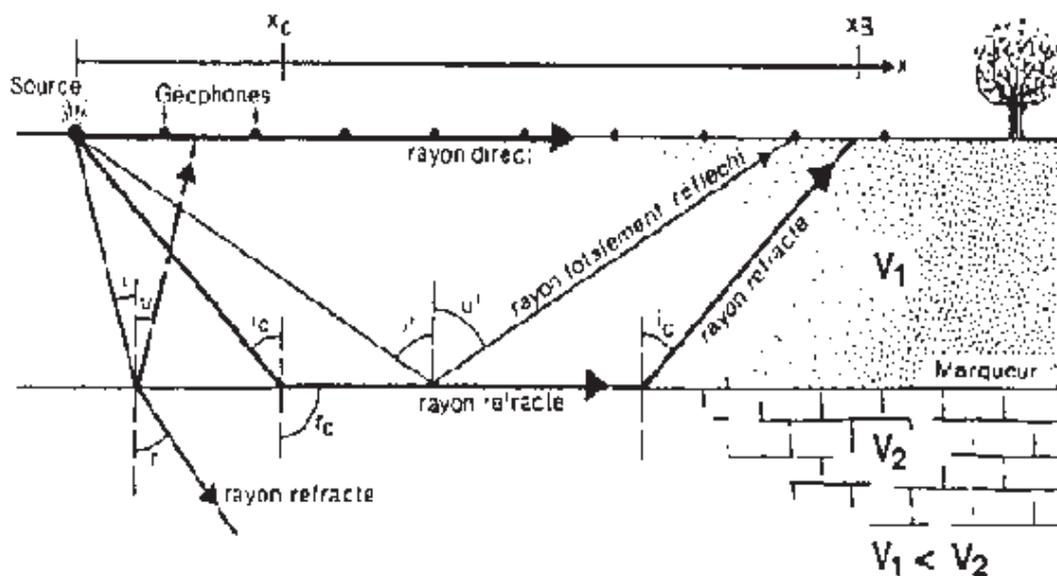


Figure 4. Schéma de la propagation des ondes dans le sous-sol (source : www.labos.upmc.fr/sisyph/).

La profondeur d'investigation dépend essentiellement de la source sismique utilisée et de la géométrie du dispositif. Ici, l'utilisation de la masse permet une investigation de 100 mètres. L'autre facteur limitant la pénétration est la présence d'une couche de terrain de faible vitesse.

En forage, la méthode sismique consiste à analyser les amplitudes retour et les temps de parcours des ondes sismiques, émises en surface, dans un seul forage (*downhole*) ou dans plusieurs forages (*crossholes*). L'acquisition sismique en surface permet d'extrapoler les propriétés mesurées le long d'un forage à l'ensemble du site.

2.1.3. Applications

À l'aide de géophones à 3 composantes, il est possible d'obtenir des profils des vitesses des ondes en compression (P) et des ondes de cisaillement (S). L'extraction des données nécessite une succession d'étapes de traitement post-acquisition. Les points statiques sont corrigés sur les points géophone et sources. Les signaux de surface ont été supprimés. L'application de la méthode inversée par moindres carrés permet d'obtenir des événements sismiques mieux ordonnés et de corriger les géométries de réflexions. Par des traitements mathématiques de l'ensemble des données, la répartition spatiale des vitesses de propagation des ondes sismiques est obtenue sous forme de coupe (2D) ou de volume (3D). La tomographie sismique permet ainsi d'imager et de diagnostiquer l'intérieur d'un site ou d'une structure. Les vitesses des ondes P et S sont relatives aux propriétés mécaniques du matériau traversé (Tableau 2.1). Elles informent sur la qualité de dureté des massifs rocheux : elles déterminent la nature des formations géologiques (Gardner et al., 1974). Leurs bonnes résolutions verticale et horizontale permettent l'étude des structures à toutes les échelles.

On peut ainsi détecter des zones moins indurées et évaluer le degré d'homogénéité des matériaux (Raymer et al. 1980). Des applications de la méthode sismique sont l'étude des structures par la détermination de la densité des terrains mais aussi l'observation d'intrusions de différents fluides (Bashore et al. 1994).

Material	Density (kg·m ⁻³)	Acoustic velocity (m·s ⁻¹)	Acoustic impedance (MRayl)
Air (1-100 bar)	1.3 – 130	330	0.0004 – 0.04
Water	1000	1500	1.5
Drilling fluids	1000 – 2000	1300 – 1800	1.5 – 3.0
Shales	1900 – 2450	2300 – 3400	4.5 – 8.3
Sandstone (20 %)	2320	3900	9.0
Limestone (20 %)	2370	4200	10.0
Dolomite (20 %)	2520	4950	12.5
Anhydrite	2960	6100	18

Tableau 2.1. Propriétés acoustiques de quelques matériaux (modifié d'après Hayman et al. 1991).

2.2. Mesures acoustiques (soniques) en forage

La mesure acoustique en forage ou “log sonique” est basée sur l'étude de la propagation d'ondes acoustiques dans les roches. Ces ondes sont générées en forage par un outil de diagraphie. Le paramètre acoustique classiquement mesuré est la vitesse de l'onde de compression exprimée sous forme de son inverse, la lenteur (ΔT), et obtenue à chaque niveau par le pointé des temps de première arrivée des ondes réfractées.

2.2.1. Les signaux acoustiques

Un signal acoustique est le train d'ondes résultant d'une émission d'énergie acoustique sous forme d'une vibration de pression (Figures 5 et 6).

- **La période (t)** c'est la durée d'un cycle. Elle s'exprime généralement en microsecondes. Elle correspond à l'intervalle de temps séparant deux passages successifs d'une grandeur variable par la même valeur dans le même sens.

- **La fréquence (f)** correspond au nombre de cycles complets par seconde, et s'exprime généralement en hertz (Hz). 1 hertz = 1 cycle / seconde.

- **La longueur d'onde (λ)**, est la distance (en mètre) couverte durant un cycle. Elle est égale au rapport de la vitesse de propagation par la fréquence $\lambda = v/f$.

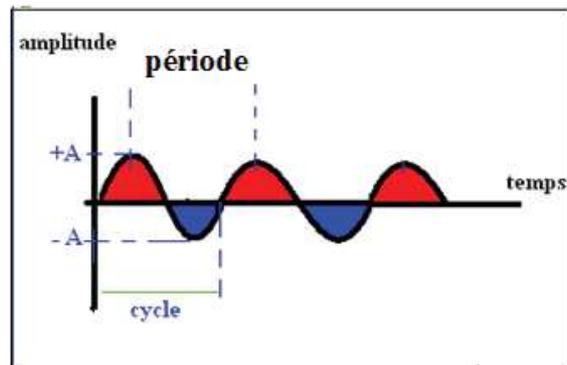


Figure 5. Définition des termes utilisés en acoustique (amplitude, temps et période).

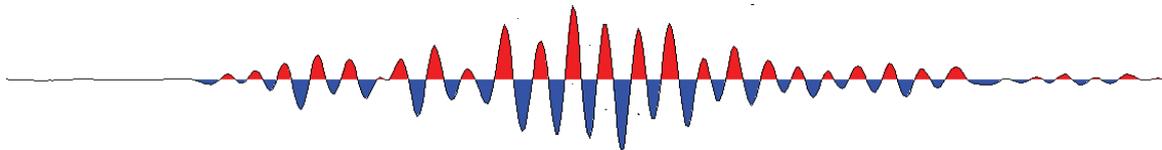


Figure 6. Exemple de trace sonore enregistrée par le deuxième récepteur de la sonde sonore dans le forage MAG1 (site Maguelone).

On peut identifier plusieurs types d'ondes dans la formation :

Les ondes P : les ondes de compression (ondes P ou ondes longitudinales), elles ont une direction de vibration colinéaire à leur direction de propagation (Figure 7).

Les ondes S : les ondes de cisaillement (ondes S ou ondes transversales), elles ont une direction perpendiculaire à la direction de leur propagation (Figure 7).

Les ondes d'interface : les ondes pseudo-Rayleigh les ondes de Stoneley

Les ondes de fluide : ce sont des ondes se propagent dans le fluide compris entre l'outil et le bord du puits.

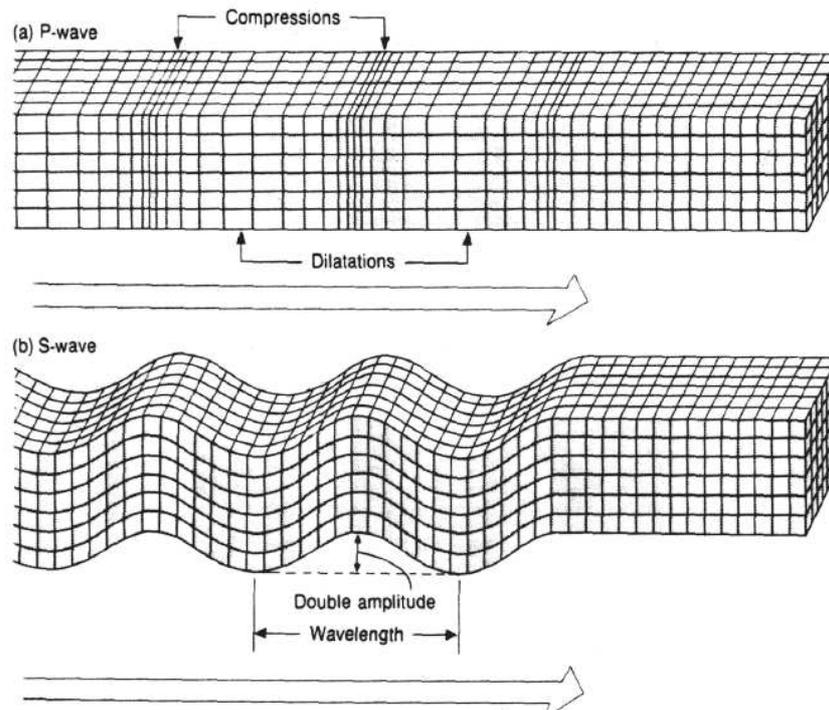


Figure 7. Propagation des ondes acoustiques P et S.

2.2.2. Propriétés acoustiques

- Vitesses des ondes et lithologie

La lithologie est un facteur déterminant en ce qui concerne les vitesses des ondes P (V_p) et S (V_s). Les roches sédimentaires à vitesse élevée sont souvent des carbonates, à vitesse faible des grès et calcaire peuvent néanmoins être indiscernables sur la base du seul paramètre V_p (Tableau 2.2). En effet, les vitesses V_p des deux minéraux de la calcite (6.65 km/s) et du quartz (6.06 km/s), bien que différentes, sont trop proches pour permettre à elles seuls l'identification de la lithologie.

Roche	Vitesse V_p (km/s)
Calcaires	4,0 - 7,0
Grès	2,0 - 5,5
Dolomites	2,0 - 7,5
Anhydrites	5,0 - 6,5
Shales	1,8 - 4,0
Argiles	1,8 - 2,4
Sel	4,5

Tableau 2.2. Illustrant les ordres de grandeur des vitesses de différentes roches sédimentaires

C'est le rapport V_p/V_s qui est intéressant du point de vue lithologique car il ne dépend que du coefficient de Poisson (ν). Valable principalement pour les roches sédimentaires, ce résultat tient aux valeurs très différentes du coefficient de Poisson pour le quartz et la calcite : $\nu_{\text{quartz}} \approx 0,08$ et $\nu_{\text{calcite}} \approx 0,31$ (Figure 8).

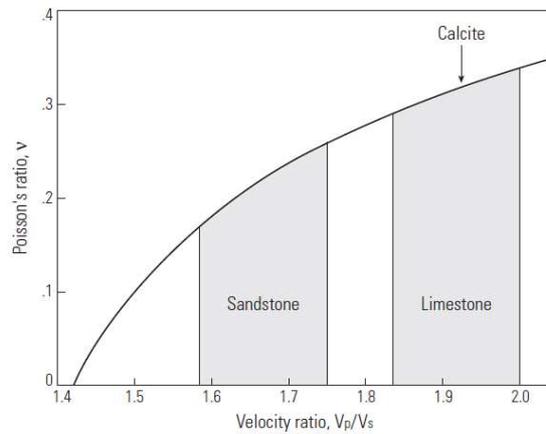


Figure 8. Corrélation entre le rapport V_p/V_s et le coefficient de Poisson permettant de différencier nettement les grès des calcaires. Ce résultat tient aux valeurs très différentes du coefficient de Poisson ν pour le quartz et la calcite : $\nu_{\text{quartz}} \approx 0,08$ et $\nu_{\text{calcite}} \approx 0,31$.

- La porosité

Par définition, la porosité est le rapport du volume de vides, V_v , au volume total de la roche, V .

$$\Phi = V_v / V \quad . \quad (2.1)$$

Elle peut être exprimée en ratio (donc comprise entre 0 et 1) ou en pourcentage (de 0 à 100%). On distingue la porosité connectée Φ_c (également appelée porosité effective ou utile), correspondant aux vides reliés entre eux et formant donc un réseau connecté permettant le transport de fluides, à la porosité non connectée Φ_{nc} (également appelée porosité résiduelle ou occluse), correspondant aux vides (pores, fissures,..) isolés, c'est-à-dire non reliés au reste de l'espace poral. La saturation de la roche S_w correspond à la proportion du volume de vides remplis de fluides, V_{vw} , par rapport au volume total de vides, V_v .

$$S_w = V_{vw} / V_v \quad . \quad (2.2)$$

Le fait que la porosité peut contenir des fluides (liquides ou gaz) fait d'elle une de propriétés de la roche qui sollicite le plus d'attention. Dans certains cas on cherche à extraire des fluides

contenus naturellement dans le réservoir (exploitation pétrolière, pompage d'eau) ; dans d'autres cas on cherche à injecter des fluides dans l'espace poral (stockage souterrain). Dans tous les cas, on cherche à quantifier la porosité, savoir ce qu'elle contient (eau, air, pétrole, gaz naturels) et en quelle quantité, et quelle est la morphologie et topologie de son réseau : l'espace poral forme-t-il un réseau connecté ou non ? La roche représente-t-elle une bonne roche réservoir capable par exemple de piéger du CO₂ injecté ?

Le passage d'un courant électrique, d'une onde acoustique ou d'un fluide va être fortement influencé par la porosité. Aussi l'étude des relations entre ces différentes propriétés physiques est importante à la caractérisation de la porosité d'un réservoir (souvent réalisée suite à l'inversion de données électriques et/ou acoustiques en forage) et de son aptitude à laisser circuler les fluides (relations porosité-perméabilité).

2.2.4. Vitesse acoustique en forage

L'approche acoustique représente un autre moyen d'investiguer la structure des roches d'un forage. Elle permet d'obtenir des données sur des hétérogénéités du milieu (mesures de vitesse et d'atténuation). Le caractère du signal acoustique détecté dépend, entre autres, des propriétés mécaniques de la roche.

Les ondes acoustiques de compression (ondes P) sont caractérisées par des oscillations de pression parallèles à la direction de la propagation de l'onde. Les ondes de cisaillement (ondes S) sont caractérisées par des oscillations perpendiculaires à la direction de propagation de l'onde. Un solide transmet des ondes P et S alors qu'un liquide ne transmet que des ondes P.

La mise en œuvre d'une mesure acoustique repose sur un transmetteur émettant une impulsion d'énergie mécanique dans le forage, dont le retour est enregistré par un ou plusieurs récepteurs situés à une certaine distance du transmetteur. Cette impulsion sous forme d'onde de compression (onde P) est propagée dans le fluide du forage et s'éloigne de l'émetteur dans toutes les directions. Au contact de l'interface rocheuse, grâce à la propagation du front d'ondes (principe de Huygens), une partie de l'énergie acoustique est réfléchi vers le trou de forage et une partie est réfractée vers la roche. Les solides pouvant transmettre à la fois les ondes de compression P et les ondes de cisaillement S, une certaine quantité de l'énergie acoustique réfractée est transformée en ondes S. Une partie de l'énergie frappe la paroi à l'angle critique des ondes P (l'angle critique est déterminé par la vitesse des ondes P dans la

roche et dans le fluide) et se propage le long de la paroi du trou sous la forme d'une onde P. De la même façon, une partie de l'énergie qui frappe la paroi à l'angle critique pour les ondes S (déterminée par la vitesse des ondes S dans la roche et par la vitesse des ondes P dans le fluide) se propage sous la forme d'un « S » le long de la paroi du trou. L'onde P arrive la première au récepteur, d'où son nom de « première arrivée ». Sa vitesse est plus élevée que celle de l'onde S. Lorsque l'énergie est retransmise au niveau d'un récepteur, celui-ci capture le signal, l'amplifie et le numérise. Les ondes sont donc traduites dans les domaines temporel et fréquentiel. 100

2.2.3. Outils acoustiques

Les outils acoustiques (Figure 9), est caractérisés par le nombre de ses émetteurs et récepteurs, qui varie entre un émetteur et un récepteur jusqu'aux plusieurs émetteurs – récepteurs; et aussi par la distance entre les récepteurs " l'écartement", et la distance entre l'émetteur et récepteur " l'espacement", la fréquence dominante d'émission et la largeur de la bande de fréquence à la réception, les pas d'échantillonnage en temps, Qui contrôlent la résolution verticale et la profondeur d'investigation de l'enregistrement acoustique.

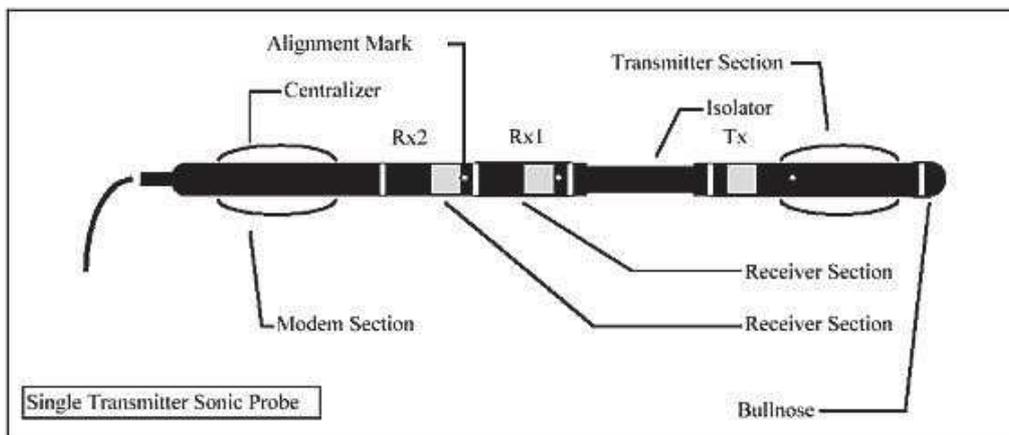


Figure 9. Exemple de l'outil acoustique composée de un émetteur Tx et deux récepteurs Rx1, Rx2, les deux centres, et la partie isolante entre l'émetteur et le premier récepteur.

La sonde 'Sonic FWS' du laboratoire de Géosciences Montpellier est fabriquée par Mount Sopris (Colorado, USA). Elle est composée d'un transmetteur acoustique et de deux récepteurs. Le transmetteur émet un signal acoustique qui se propage à travers le fluide du forage jusqu'à l'interface rocheuse, où une partie de l'énergie est réfractée le long de la paroi.

Grace à la propagation des fronts d'ondes (principe de Huygens), une partie de l'énergie est retransmise dans le forage. Il arrive un moment où l'énergie est retransmise au niveau d'un récepteur. Chaque récepteur capte le signal, l'amplifie, le numérise, et le renvoie vers la surface. La forme d'onde enregistrée est analysée, et les temps d'arrivées des ondes sont sélectionnés (picking). Les temps d'arrivées sont les temps de trajet de l'énergie acoustique. En mesurant le temps de trajet acoustique et en connaissant la distance entre récepteurs, la vitesse d'onde sonic dans la formation peut être calculée.

Une sonde acoustique multifréquence et multimodal (*Full Waveform Sonic*, 2PSA-1000) confectionnée par Mountsopris Ltd. a été utilisée dans le cadre de ce travail. Les enregistrements de la sonde donnent un oscillogramme acoustique complet de chaque impulsion pour chaque récepteur. Cet oscillogramme est composé de trois ondes (P, S et de surface appelées Stoneley) spécifiques à la roche investiguée. La sonde possède deux récepteurs qui enregistrent chacun un oscillogramme.

Les paramètres découlant de l'oscillogramme sont le temps de propagation et l'amplitude du signal acoustique. Les temps de trajet de l'onde acoustique sont appelés les temps d'arrivées. L'oscillogramme acoustique est analysé par pointage des temps d'arrivés (picking) de chaque récepteur. Le pointé détermine à quel moment le signal dépasse un seuil fixé par l'opérateur. Les vitesses d'onde de compression V_p et de cisaillement V_s dans la formation sont évaluées à partir des temps d'arrivées, de la distance entre les récepteurs, de la vitesse d'onde dans le fluide et du diamètre du forage (Source : Mountsopris).

Deux modes d'acquisition, monopole et dipôle, permettent d'affiner le type d'onde acoustique reçue. En mode monopole, la bande de fréquence optimale pour produire des ondes de tête encadre de près la fréquence des modes normaux de compression et de cisaillement de premier ordre. De cette manière, les modes non désirés ne sont pas excités et les ondes de tête captées sont fortes. Les arrivées d'ondes de cisaillement n'apparaissent pas dans les mesures en monopole lorsque V_s est inférieure à la vitesse des ondes dans le fluide de forage. En mode dipôle, le système peut exciter une onde flexurale dans le forage. Les ondes flexurales ont une vitesse inférieure ou égale à celle des ondes de cisaillement. Les ondes flexurales sont dispersives, mais à basse fréquence (1 à 3 KHz), la vitesse du mode flexural est très proche de la vitesse des ondes de cisaillement (V_s).

2.2.5. Traitement des données et calculs

Le traitement des données de géophysique en forage se fait grâce au logiciel Wellcad, produit par ALT. Ce logiciel propose une large gamme de modules permettant d'exploiter les données dans les meilleures conditions possibles.

2.2.5.1. Calcul de la vitesse des ondes P et S

Nous avons calculé la vitesse V_p de deux manières :

1. En pointant les premières arrivées des ondes P enregistrées par chaque récepteur. On a utilisé le mode « Wiggle » pour le pointé puis on a vérifié le résultat en utilisant le mode de présentation « color vdl » (Figure 10) pour éviter les erreurs liées au bruit et aux sauts de cycle " skipping " .

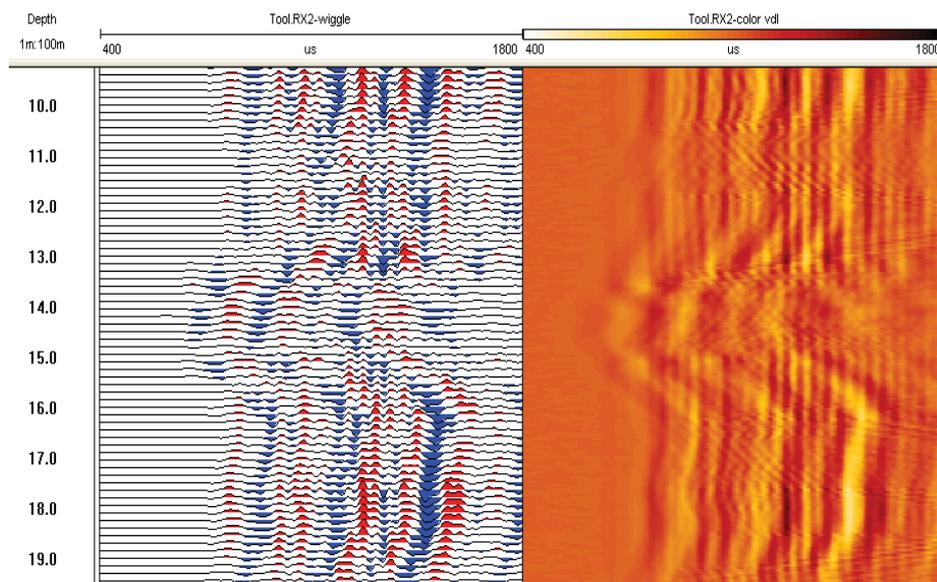


Figure 10. Différents modes de représentation (Wiggle, à gauche, et color vdl, à droite) des traces soniques dans le logiciel Wellcad.

A la fin de cette opération nous avons obtenu deux logs dt_1 et dt_2 (en μs) (Figure 11) permettant de calculer la lenteur des ondes P (Δt en $\mu s/m$) dans la portion de formation localisée entre les deux récepteurs (0.3 m d'espacement). La lenteur a été calculée en utilisant la formule suivante :

$$\Delta t = dt_2 - dt_1 / \Delta D_{1-2} \quad (2.3)$$

Avec : Δt : lenteur en $\mu\text{s}/\text{m}$

dt : valeur de temps d'arrivée en μs

ΔD_{1-2} : distance entre les deux récepteurs en m

$$\text{Donc } V_p = \frac{1}{\Delta t} \times 10^6 \quad (2.4)$$

Avec V_p : vitesse en m/s

Nous avons ainsi obtenu la vitesse V_p pour chaque fréquence utilisée (1,5, 10, 20, 25 kHz)

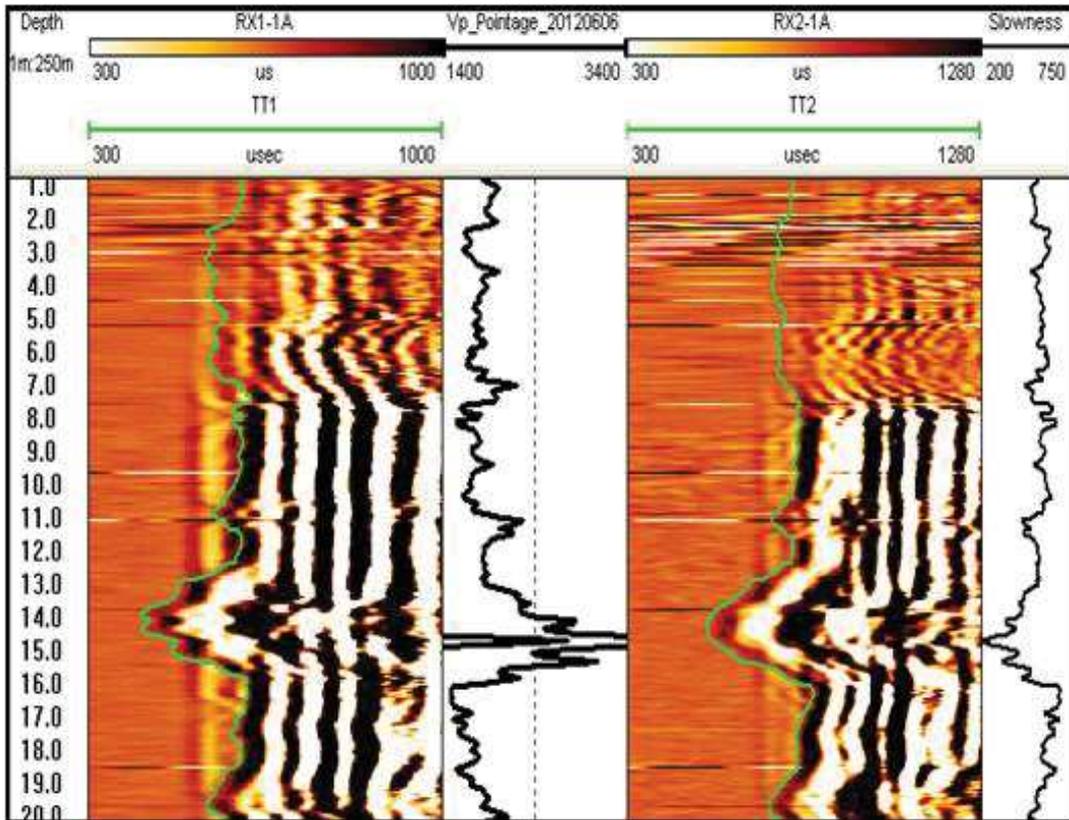


Figure 11. Le pointé des premières arrivées (courbes verts) sur les récepteurs 1 (RX1) et 2 (RX2), permet de déterminer la lenteur (L_p ou Slowness) et la vitesse (V_p m/s) de la formation.

2. En utilisant la semblance

La méthode de semblance permet de calculer les vitesses d'ondes indépendamment des pointés de premières arrivées. C'est donc une méthode plus préconisée pour le calcul des V_p ,

V_s et V surface –mais qui peut aussi servir à vérifier le calcul de V_p . Cette opération se fait de manière automatique sur le logiciel Wellcad. Elle permet de générer un log séparé de type «Velocity analysis» (Figure 12). Le log de lenteur (Δt_p , Δt_s en $\mu s/m$) peut ensuite être produit en pointant les traces de semblance pour les ondes P et S, et par le biais de la formule (2.4), les vitesses V_p , V_s (m/s) peuvent être calculées. Le rapport V_p/V_s permettra ensuite de calculer le coefficient de Poisson ν .

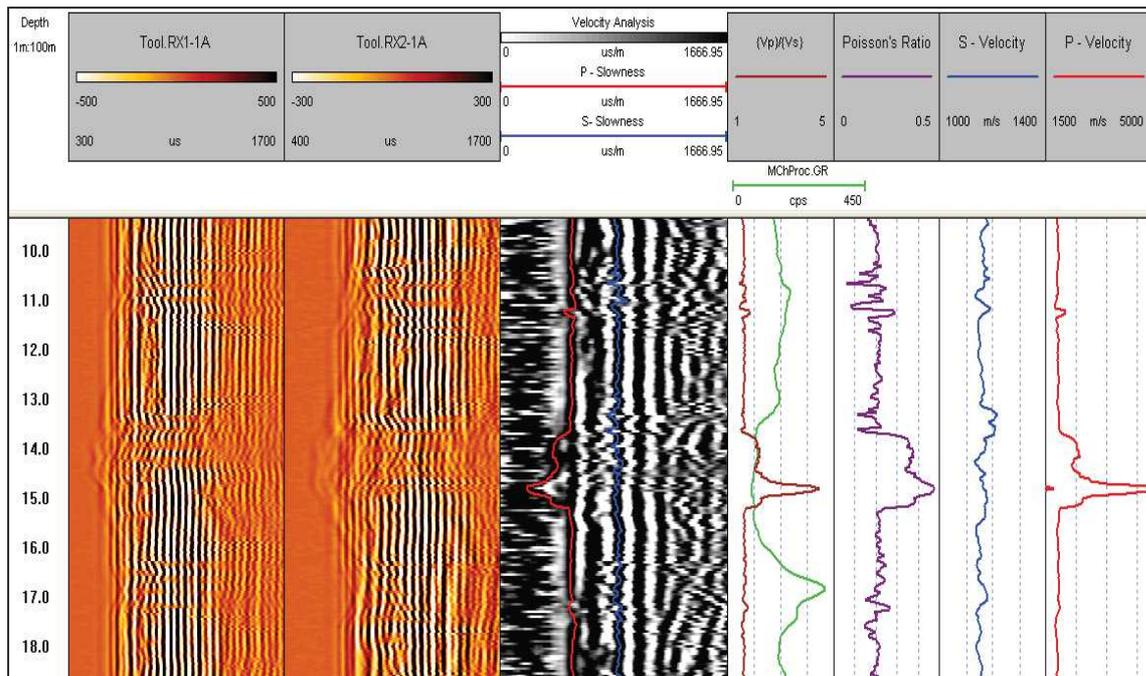


Figure 12. Calcul automatique (Velocity Analysis) par le logiciel Wellcad à partir des arrivées sur les récepteurs 1 (RX1) et 2 (RX2). Les logs de lenteur des ondes P (P-Slowness) et S (S-Slowness) sont ensuite pointés manuellement et V_p et V_s calculés. En vert un log de gamma ray.

2.2.5.2. Calcul du coefficient de Poisson (ν) :

$$\nu = \frac{0,5 * \left(\frac{\Delta t_p}{\Delta t_s}\right)^2 - 1}{\left(\frac{\Delta t_p}{\Delta t_s}\right)^2 - 1} \quad (2.5)$$

Où ν : le coefficient de Poisson ; Δt_p : lenteur d'onde P ; Δt_s : lenteur d'onde S, (Figure 13)

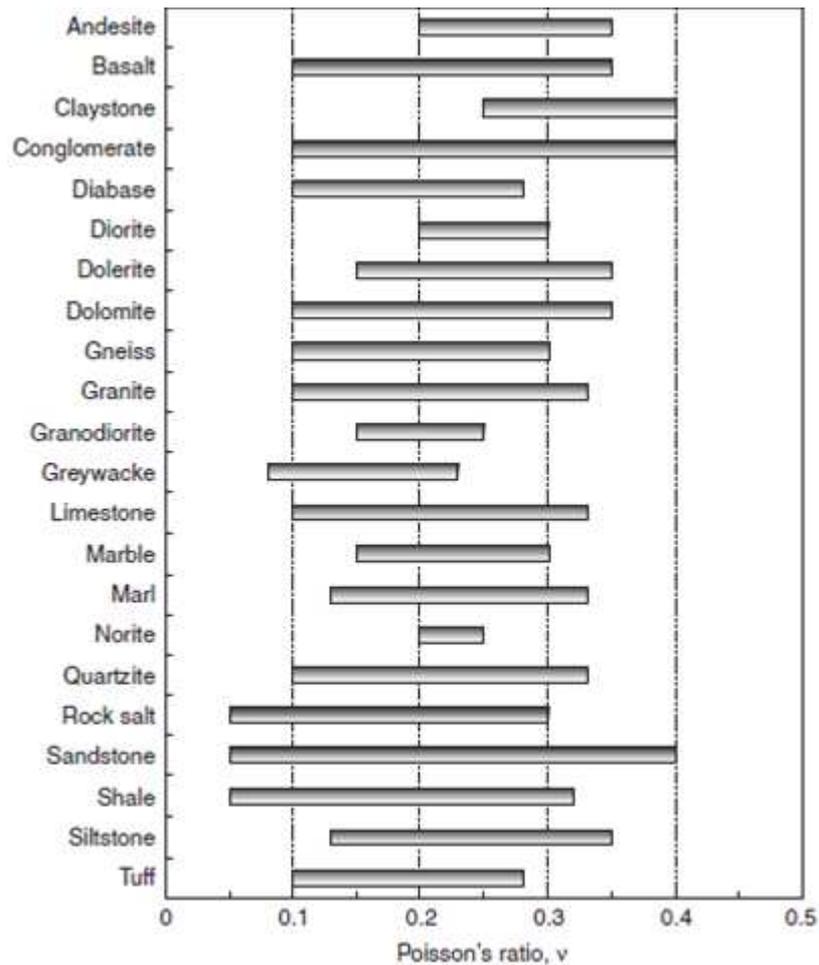


Figure 13. Valeurs typiques du coefficient de poisson pour quelques roches

2.2.5.3. La profondeur d'investigation :

Pour calculer la profondeur d'investigation (L) :

- on estime que $L = 3 * \lambda$
- avec la longueur d'onde $\lambda = Vp / F$

Donc pour une vitesse de 1800 m/s et fréquence de 10000 kHz on a :

$$\lambda = 1800 / 10000 = 0.18 \text{ m, et on estime que } L = 3 * \lambda$$

$$L = 0.18 * 3 = 0.54 \text{ m}$$

De cette manière, nous avons calculé la longueur d'onde λ , et la profondeur d'investigation (L) pour le forage MAG1 (Figure 14).

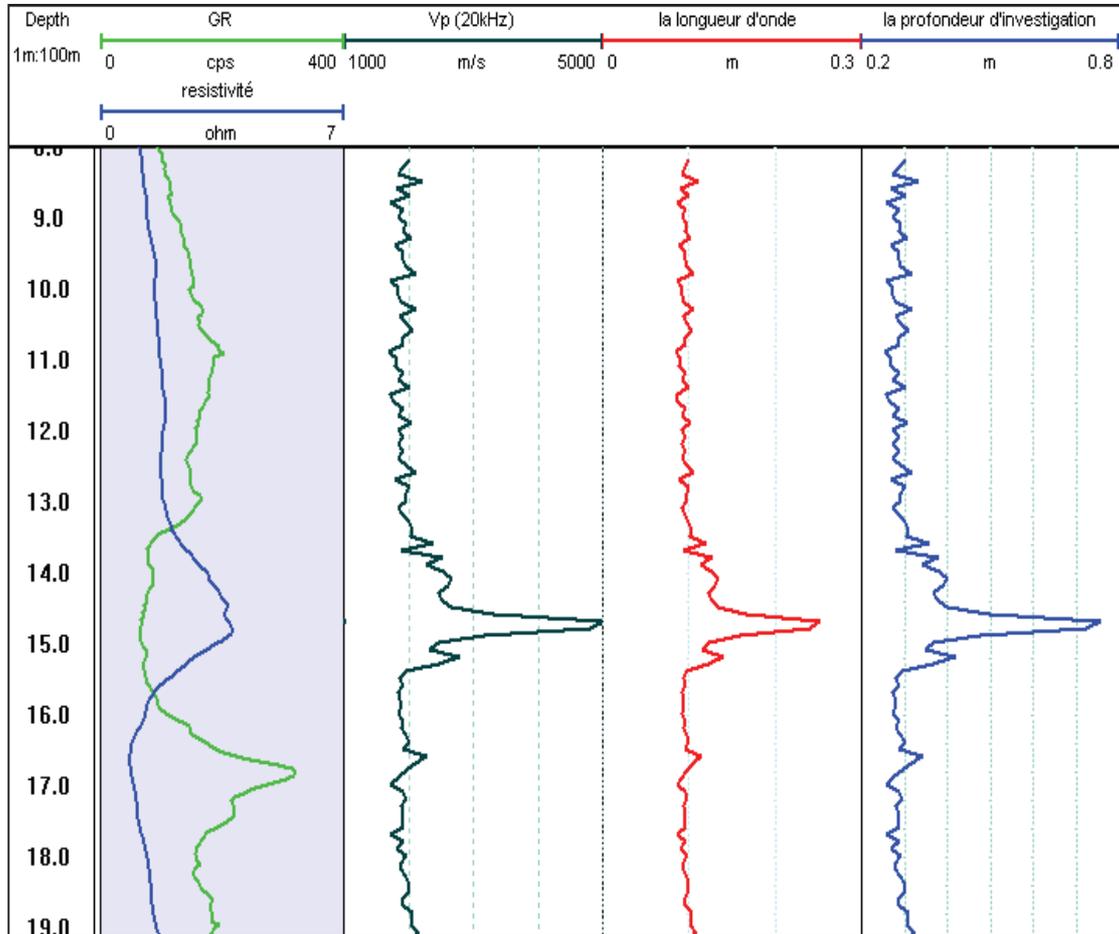


Figure 14. Profondeurs d'investigation et la longueur d'onde dans MAG1.

2.2.5.4. Résolution verticale d'outil

En général elle est égale à la distance séparant les deux récepteurs (0.3 m dans notre cas). Cependant, pour les mesures de vitesse il faut prendre en compte la distance entre deux points de mesure successifs "pas de mesure". Avec un pas de mesure réduit (tous les 5 cm) nous avons détecté une couche de conglomérats cimentés de 0.20 -0.30 m d'épaisseur à ~14.7m de profondeur dans MAG1

2.2.5.5. Unité de mesure

Nous avons exprimé la lenteur Δt en microsecondes par mètre ($\mu\text{s}/\text{m}$) et les vitesses V_P et V_S en mètre par seconde (m/s). Pour les convertir en microsecondes par pied ou pied par seconde on utilise la règle suivante :

$$1 \mu\text{s}/\text{m} = 3.281 \mu\text{s}/\text{ft}$$

$$1 \text{ m}/\text{s} = 3.281 \text{ ft}/\text{s}$$

2.2.5.6. Séparation des ondes

La séparation des ondes acoustiques est une technique qui repose sur la différence de temps d'arrivée des différentes ondes, et sur la fréquence de chaque composant formant l'enregistrement acoustique.

On observe que la séparation des ondes du bruit et l'analyse indépendante de la vitesse et l'amplitude du signal de ciment est possible grâce à leurs différentes fréquences et leur temps d'arrivée. Figure 15 montre le signal du bruit seul, retiré du signal total, enregistré pendant l'injection d'azote le 07 juin 2012 (voir chapitre III). On constate une forte amplitude des ondes du bruit dans la zone d'injection du 11.0 à 14.5 m et aussi dans la partie superficielle (entre 2 et 3 m). Ce signal a une fréquence inférieure à 1.5 KHz.

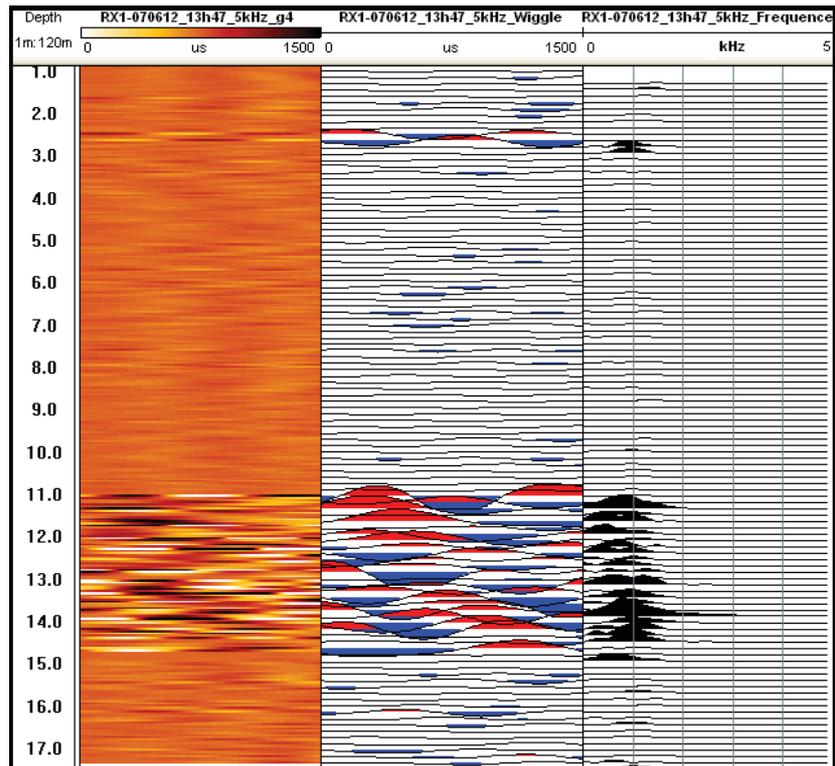


Figure 15. Ondes du bruit séparées des autres ondes grâce à leur fréquence qui varie en général entre 0 et 1.5 KHz. Ce log est retiré du log sonique enregistré à 13h37 le 07 juin 2012 en utilisant une fréquence de 5KHz. A gauche, une représentation en deux modes VDL, Wiggle au milieu. A droite, le contenu de la fréquence.

La séparation des ondes basée sur la différence de temps d'arrivée et de fréquence a été utilisée pour étudier les signaux du ciment (en termes de l'amplitude RMS). Figure 16 montre le résultat de cette procédure ; où on constate un niveau élevé du bruit, notamment de 0 à 10 m, et que le signal du ciment n'est pas clair (trace 1). Tout d'abord, le signal du bruit qui a un niveau d'amplitude équivalent à celui du signal du ciment (trace 3) a été retiré pour appliquer un filtre de fréquence, afin d'améliorer le rapport signal/bruit. La trace 2 présente le résultat du filtrage de la fréquence qui a rendu visible le signal du ciment (encadré par les deux lignes verts-trace 2). La trace 4 présente les valeurs des amplitudes maximales en "échelle logarithmique" obtenues après le filtrage.

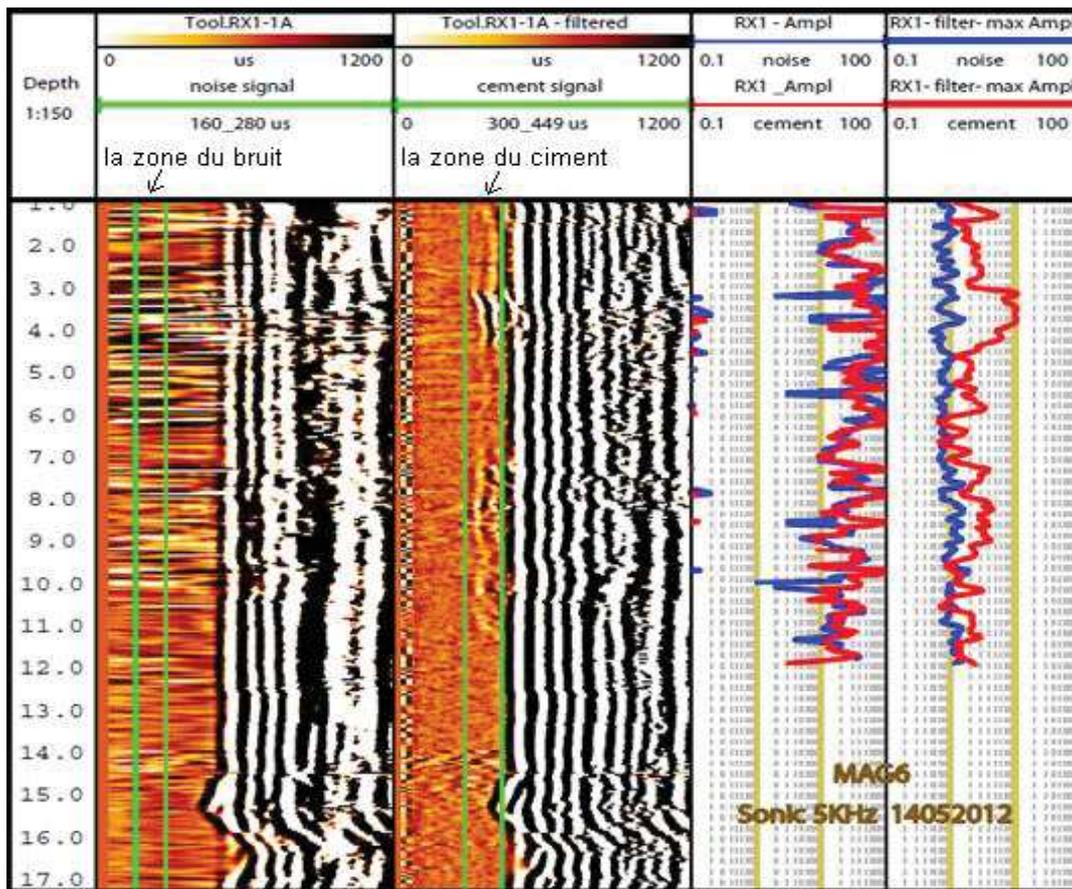


Figure 16. A gauche, la trace 1 correspond au log sonique brut enregistré après la cimentation dans MAG6, la trace 2 est le résultat d'un filtre de la fréquence. Les deux lignes vertes indiquent respectivement les zones du bruit et du ciment que nous avons choisies pour obtenir les valeurs maximales de l'amplitude. La trace 3 représente les valeurs des amplitudes maximales du bruit (bleu) et du ciment (rouge) des données brutes, la trace 4 représente les valeurs des amplitudes maximales du bruit (bleu) et du ciment (rouge) des données filtrées, et ils sont représentés en échelle logarithmique.

2.2.6. L'environnement des mesures en forage

Les modalités de construction d'un forage (p.ex., présence de tubage PVC ou acier, cimentation, crépines) ont un effet sur les mesures géophysiques effectuées en forage. Ces dernières peuvent donc être utilisées pour caractériser la structure du forage (le ciment, le tubage,..) et détecter les changements qui s'opèrent de manière naturelle (p.ex., corrosion du tubage acier) ou voulue en profondeur et au cours du temps (p.ex., pendant les expériences), en prenant en compte le bruit qui fait une partie de l'environnement de mesure, surtout au cours d'injection du gaz. Les mesures acoustiques effectuées dans les forages sur le site de Maguelone (log sonique FWS, et imagerie acoustique ABI40) nous ont permis de déterminer la structure des forages Mag1 et Mag6, et d'en identifier précisément les différents composants (le tubage et ses joints, la cimentation, etc...). Ces démarches sont nécessaires

pour éviter des erreurs lors du traitement des données acoustiques et pour en analyser les résultats (p.ex., pointé des premières arrivées du signal géologique). Dans un premier temps, nous présentons les différentes étapes de réalisation des forages, et notamment celui de MAG6, la réponse des outils acoustiques utilisés, et le rôle du tubage PVC, du ciment, et du bruit enregistrés sur les signaux acoustiques enregistrés (Figure 17).

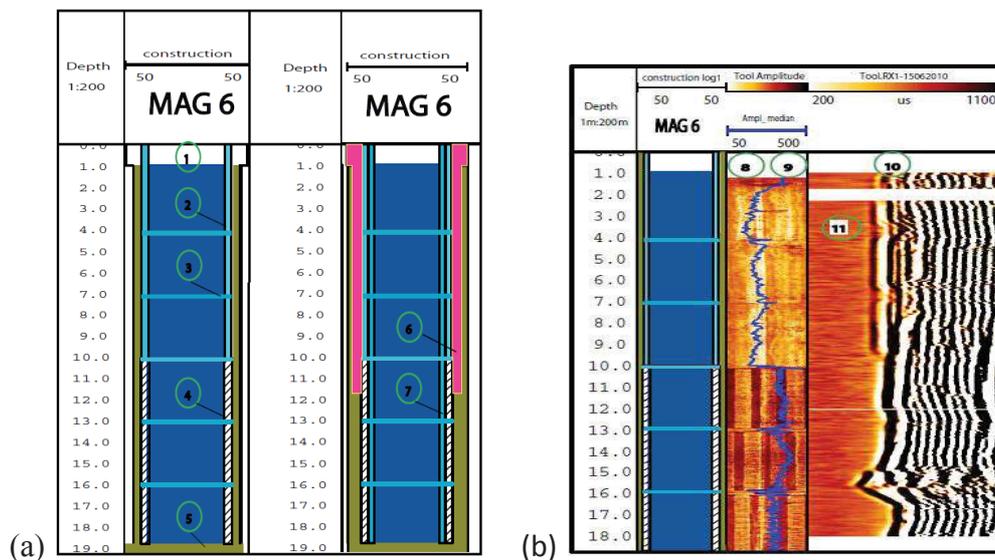


Figure 17. (a) Coupe schématique du forage MAG6 réalisé en 2010. Le puits fait 20 m de profond et est tubé en PVC. A gauche, phase 1 de construction (2010) : 1 : le niveau de l'eau, 2 : tubage PVC non crépiné, 3 : joint de tubage, 4 : tubage PVC crépiné, 5 : fond de puits. A droite, phase 2 de complétion (2012) en préparation à l'injection de gaz. Le puits a été cimenté sur sa partie supérieure pour éviter toute fuite et le puits a été retubé en PVC plein. 6 : ciment et 7 : tubage PVC interne non crépiné. (b) les réponses des outils acoustiques (sonique et imagerie de paroi ABI). 8 : image acoustique ABI40 acquise à travers tubage PVC ; 9 : un log (bleu) de la moyenne de l'amplitude montrant un changement abrupte du signal à l'intervalle entre les deux types du tubage et de chaque joint du tubage. 10 et 11 : log sonique FWS. Les différentes arrivées permettent d'identifier/de distinguer les différents types de tubage et la cimentation.

2.2.6.1. Le signal du tubage PVC

Le signal venant du tubage PVC se manifeste sur l'enregistrement acoustique sous une forme facile à distinguer. En utilisant le mode de la présentation VDL, le signal de tubage prend la forme d'une arrivée droite et uniforme (pour toute la longueur de forage) (Figure 18). Ce signal arrive aux récepteurs avant celui des couches géologiques à vitesses plus faibles (p. ex., couches à teneur en argile élevée) (Figure 18, à 12 m), mais il se chevauche avec les signaux des couches sédimentaires qui ont une vitesse équivalente à la vitesse de tubage (Figure 18, à 13 m). Inversement, le signal de tubage PVC arrive plus tard que celui des couches géologiques à vitesse élevées (p. ex., graviers (Figure 18, à 14 m). Le signal de tubage est

également reconnaissable par la présence de joints de tubage qui nous fournisse un marqueur répété tous les trois mètres. L'image des joints de tubage occupe une espace (à l'échelle verticale) compatible avec la distance entre la source et les récepteurs (0.9 m pour RX1 et 1.2 m. pour RX2). Au niveau du temps (à l'échelle horizontale) elle occupe 200 μ s environ (Figure 18).

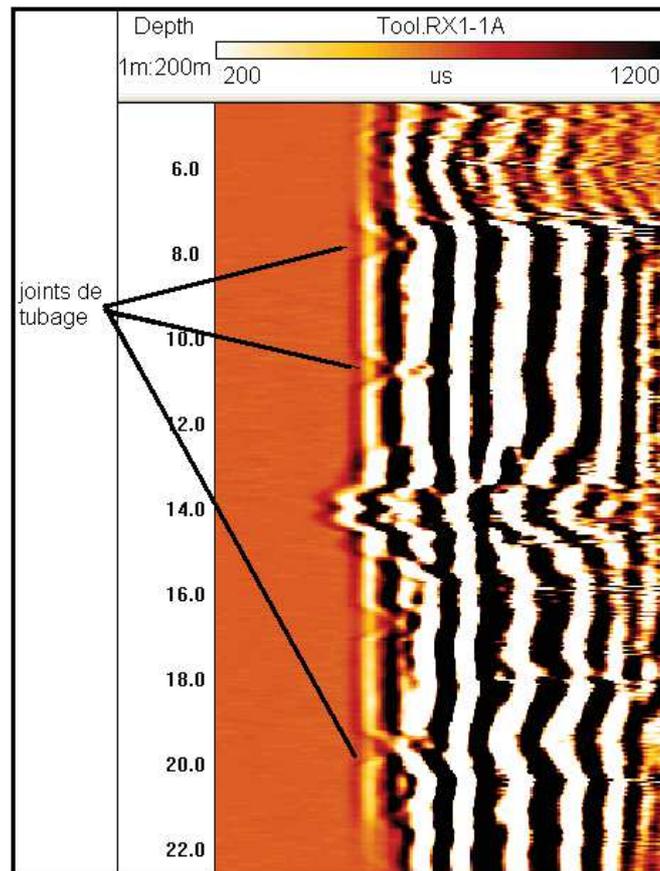


Figure 18. Effet de la présence d'un tubage PVC et l'effet des joints de tubage de Mag1 sur le log sonique enregistré par le premier récepteur RX1. On peut voir clairement la présence du signal de tubage qui arrive en premier, sauf en face de couche de cailloux et de graviers entre 13.0 - 16.5 m.

2.2.6.2. Le signal du ciment

Le signal issu du ciment dans la partie cimentée de 0 à 12 m environ arrive en premier aux récepteurs, car la vitesse dans le ciment est plus élevée (autour de 3000 m/sec) que celles des sédiments et du tubage. Dans la partie supérieure, la clarté du signal varie selon la fréquence utilisée lors de la mesure, la distance entre la source et le récepteur, le niveau du bruit, le contact ciment-tubage et ciment-formation géologique.

Nous constatons que (1) le signal venant du ciment est plus clair quand on utilise la fréquence de 20 kHz que dans celui-ci enregistré à 5 kHz (Figure. 19), (2) l'amplitude du signal est équivalente en terme de magnitude pour le ciment et pour le bruit dans les enregistrements à 5 kHz (Figure. 22), (3) le signal du ciment a été plus clair quand nous avons réalisé les mesures dans une période de « calme » (p.ex., sans injection de gaz dans un puits voisin), (Figure. 20). Figure 21 présente la différence de la réponse de l'outil sonique dans MAG6 avant et après que le forage a été équipé d'un deuxième tubage PVC (interne) et cimenté (partie externe) dans la partie supérieure (0-12 m).

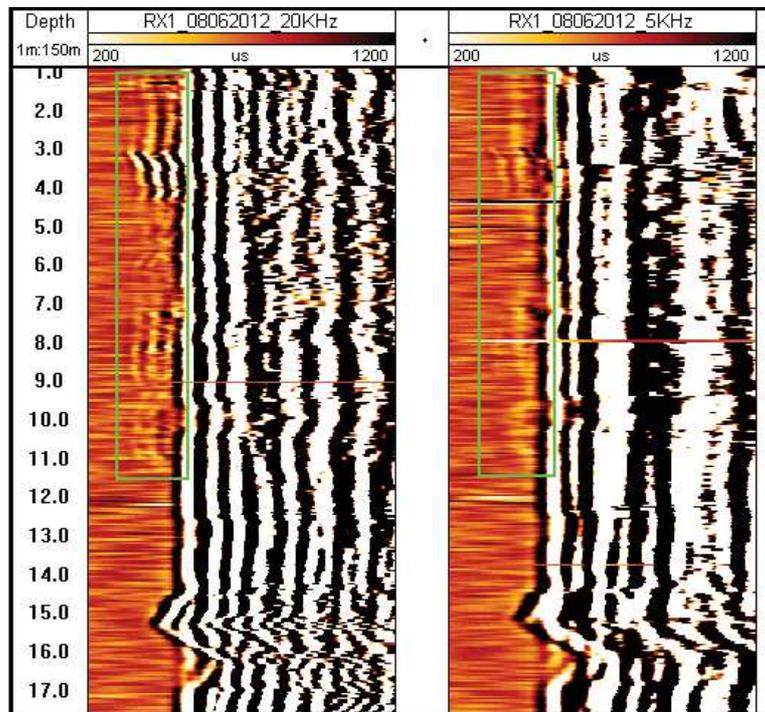


Figure 19. Effet des différentes fréquences utilisées sur la réponse acoustique enregistrée dans la partie cimentée (cadre vert) dans MAG6. A gauche, un log sonique enregistré à 20KHz qui donne une image plus claire que celle obtenue en utilisant la fréquence 5KHz (à droite).

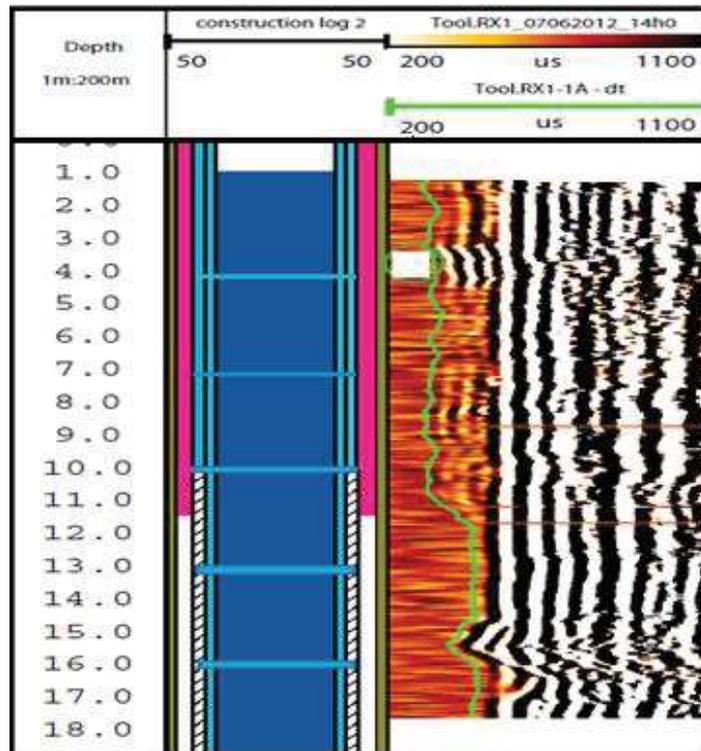


Figure 20. Réponse de l'outil acoustique sonore FWS dans Mag6 en utilisant la fréquence 20KHz. Le signal du ciment dans la partie cimentée de 0 à 12 m environ, arrive en premier au récepteur.

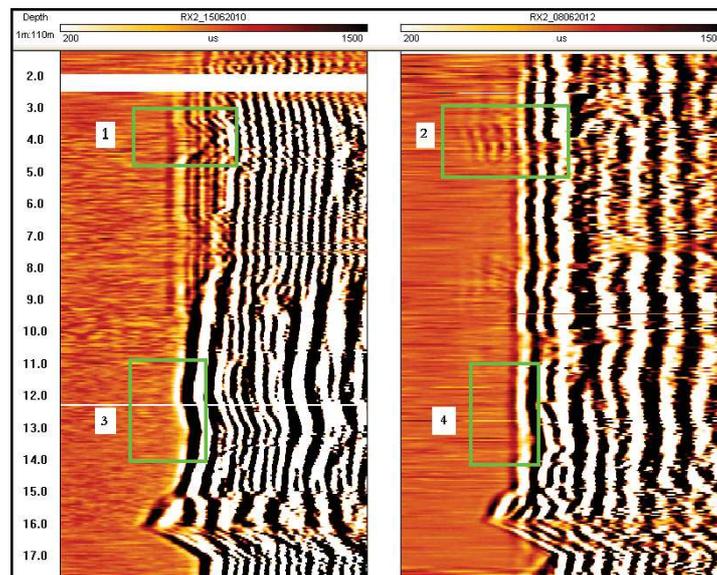


Figure 21. Comparaison entre la réponse de l'outil sonore dans MAG6 avant et après que le forage a été équipé d'un deuxième tubage PVC (interne) et cimenté (partie externe) dans la partie supérieure (0-12 m). Cette figure illustre: (1) un exemple du signal d'un joint du tubage à 4 m en juin 2010; (2) l'effet de la cimentation et du deuxième tubage en juin 2012; (3) les réponses différentes du tubage plein de 0 à 10 m et un tubage crépiné (de 10 à 12 m) ; (4) l'effet du deuxième tubage interne : les deux logs sont enregistrés sur le deuxième récepteur RX2 en utilisant la fréquence 5KHz et le résultat est présenté en mode VDL.

2.2.6.3. Le bruit

La présence de bruit diminue la qualité des enregistrements acoustiques. Le bruit peut être défini comme des ondes aléatoires dans le signal mesuré résultant de l'environnement du milieu de mesure ou des dispositifs de mesure utilisés. Les ondes du bruit sont enregistrées en face de zones distinctes : la zone de l'injection, du stockage.

Sur le site de Maguelone, l'amplitude des ondes du bruit a été forte devant certaines zones et surtout pendant l'injection du gaz, avec une valeur proche de celle de l'amplitude du signal du ciment (Figure 22). Ces ondes de bruit affectent la qualité de l'enregistrement. Les signaux du bruit se chevauchent avec les signaux venant des formations ou du tubage, et ils couvrent aussi le signal issu du ciment.

Malgré leur impact négatif sur le signal et l'enregistrement acoustique (processus de pointé des premières arrivées étant difficile), il est possible d'utiliser les ondes de bruit en les combinant à notre connaissance à priori de la géologie du site et des paramètres de l'injection, pour nous aider à l'interprétation des logs acoustiques et détecter les zones de l'injection, de fuite et de stockage. Figure 23 illustre : 1- des zones avec un fort bruit (p.ex., 3-6 m et 16.5-18 m) ; 2- l'inversion de la phase des premières arrivées liée au bruit. Ceci, combiné à l'atténuation de l'amplitude dû à la présence de gaz dans le milieu liés de l'injection, a rendu le pointé difficile.

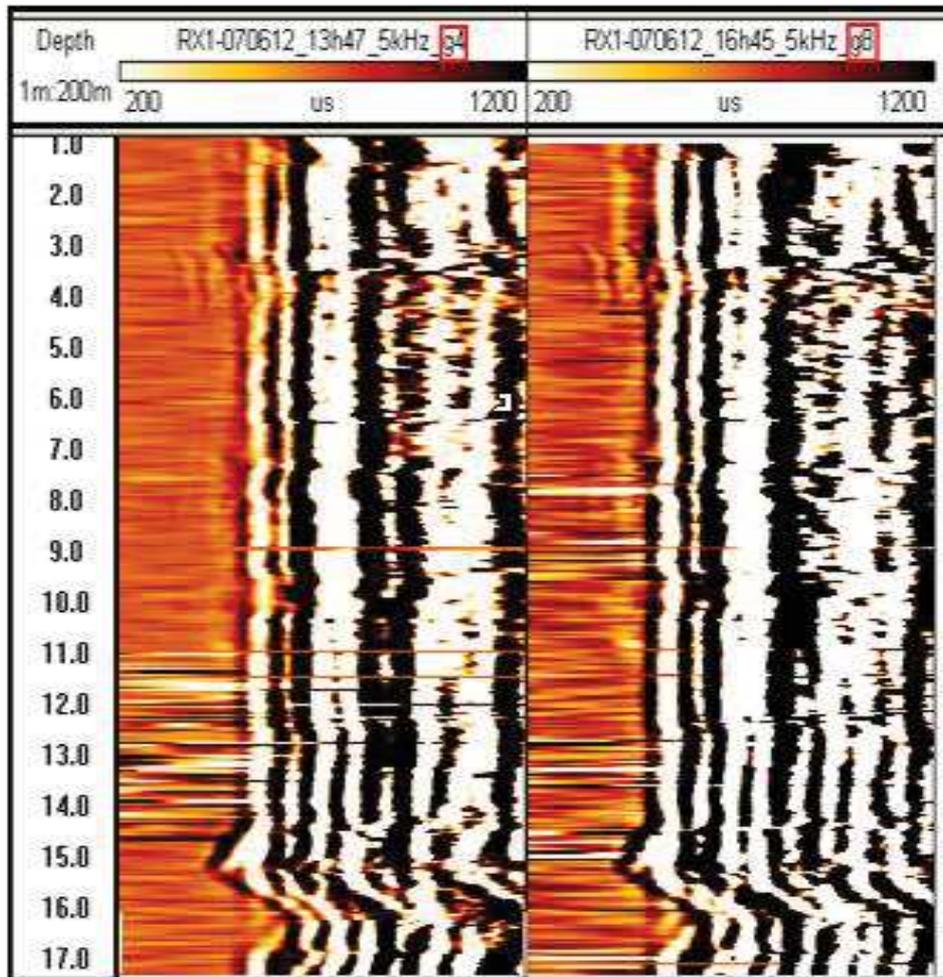


Figure 22. Zones où le bruit est fort dans MAG6. Deux logs de sonique à 5 KHz pendant l'injection du gaz (azote) le 07 juin 2012. A gauche, le bruit est clair entre 11.0 et 14.5 m (profondeur d'injection). A droite, le bruit se manifeste dans plusieurs zones et notamment autour de la zone du stockage du gaz entre 7.5 et 8.5 m.

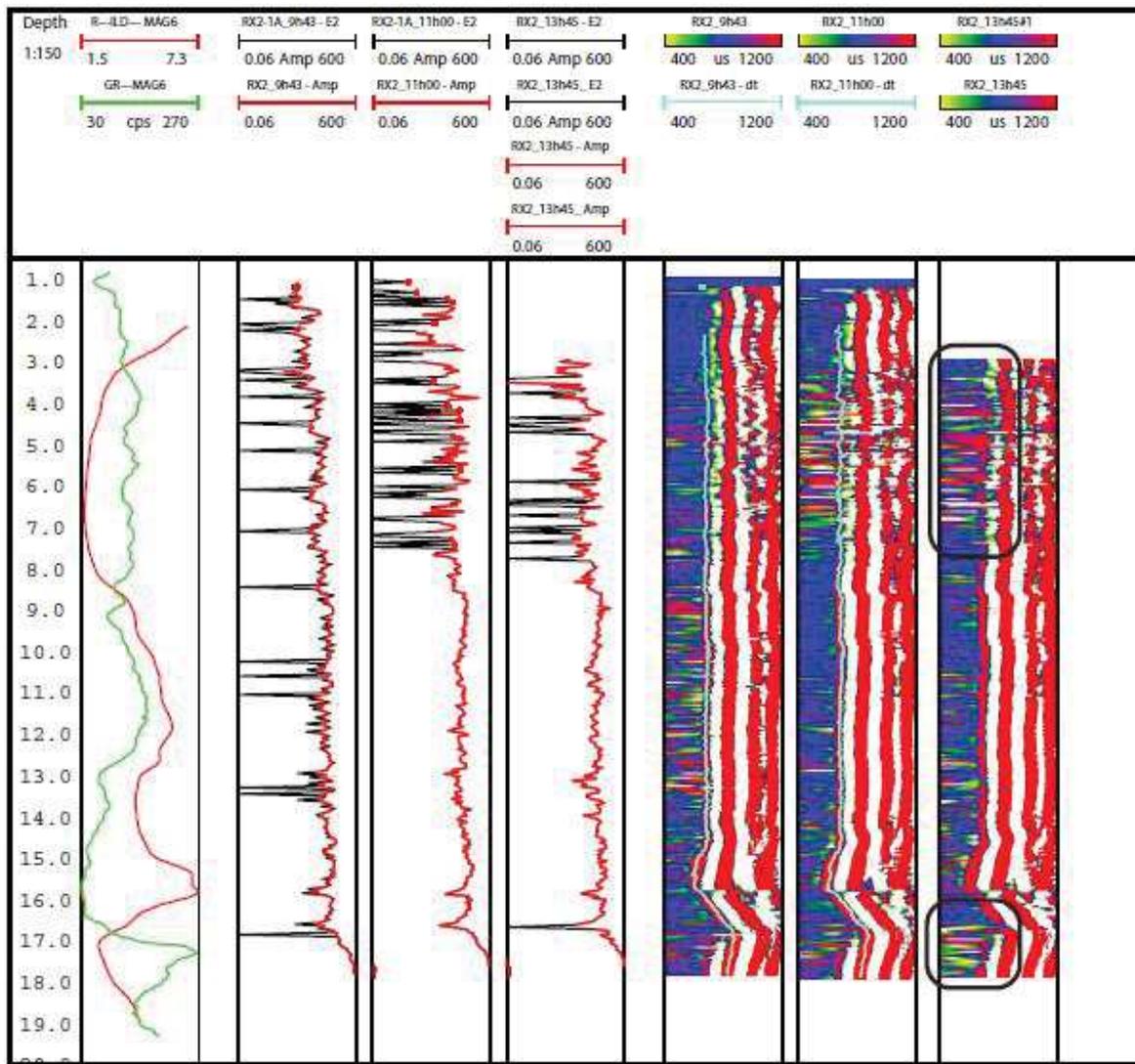


Figure 23. Les valeurs de l'amplitude des premières arrivées de RX2 (forage MAG6), avant et pendant l'injection d'azote le 09 novembre 2012 sont présentées en échelle logarithmique (noir), et en échelle normale (rouge) pour les valeurs absolues. On constate un changement de phase (antiphase) de l'amplitude devant plusieurs zones (3.5 à 6.5 m et autour de 16.5 m), qui peut être lié à la présence d'une fuite de gaz.

2.2.7. Images de paroi de puits

2.2.7.1. Application de l'imagerie acoustique

Le déploiement de la sonde d'imagerie acoustique de paroi (*Acoustic Borehole Image*, ABI40), élaborée par ALT, nécessite un puits saturé d'eau. Une fois l'enregistrement des mesures acoustiques fini, la sonde ABI40 donne deux images virtuelles déroulées 360° de la paroi. L'une est une image continue en profondeur de la paroi (*travel-time*, Figure 24) et l'autre image traduit la capacité d'absorption de la roche (*amplitude*). A chaque distance et amplitude ainsi mesurées est associée une couleur. Les palettes de couleur permettent de facilement visualiser les variations. La résolution azimuthale dépend du nombre de mesures par tour et peut augmenter jusqu'à 1 mm dans un forage de 10 cm de diamètre. La résolution verticale maximale est de 1 mm.

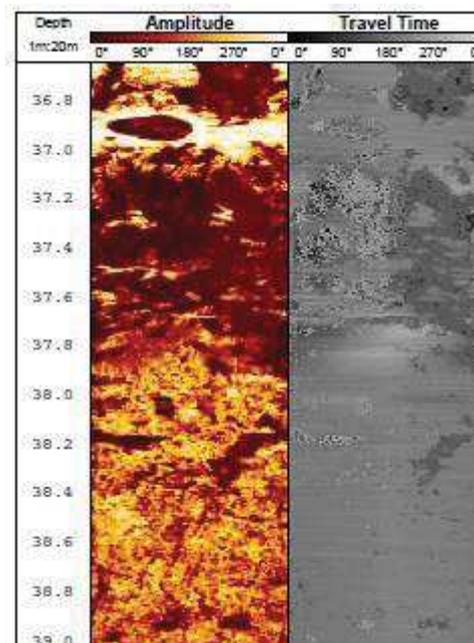


Figure 24. Exemple d'une image acoustique, en amplitude (palette de couleurs orangée) et temps (palette grise).

Les visualisations de l'image permettent d'identifier finement les structures et les textures de la formation rocheuse traversée par le forage. La distribution des couches géologiques et leurs caractéristiques géométriques sont établies tout au long du puits, intégrant les zones friables ou karstiques. Suivant la formation géologique, on regroupe les bancs en classes de faciès textural calibrées par les études sédimentologiques dans les zones carottées issues du même puits.

2.2.7.2. Principe de l'imagerie acoustique

Une tension est appliquée dans une céramique piézoélectrique. Cette dernière émet des ondes acoustiques à intervalles réguliers. Ce faisceau d'impulsions ultrasoniques est dévié par un miroir réflecteur et émis vers la paroi du forage avec une fréquence de l'ordre de 1,2 MHz (fréquence optimale de mesure). Afin d'obtenir une image 360°, le miroir pivote sur lui-même (Figure 25).

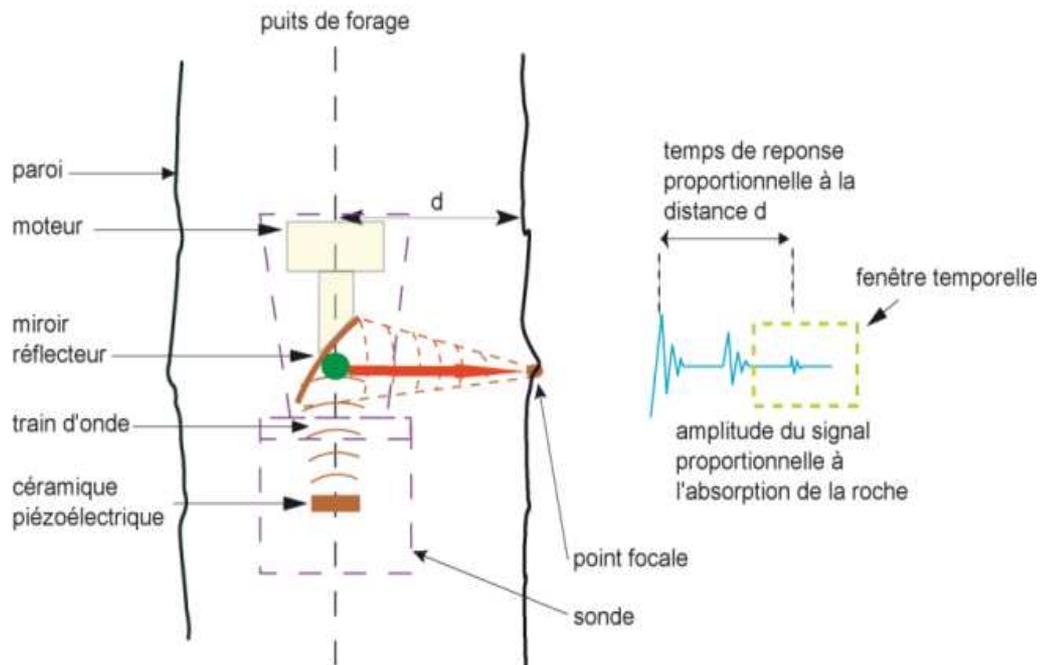


Figure 25. Schéma de la tête d'outil d'imagerie acoustique et du principe physique utilisé.

Dans un premier temps, le temps de transit de l'onde est mesuré entre l'émission et l'écho de retour grâce à une fenêtre temporelle. Ce temps est directement proportionnel à la distance à laquelle se trouve la paroi. Dans un second temps, le ratio d'amplitude entre l'onde émise et l'onde réfléchie informe sur la capacité d'absorption de la roche.

2.2.7.3. Applications

Les images de paroi de puits permettent d'identifier finement les structures et les textures de la formation rocheuse traversée par un forage. Les images acoustiques facilitent l'étude structurale de la roche permettant d'effectuer les analyses de fractures et de tout espace poreux détectable.

En effet, l'image de paroi de puits est une image déroulée 2D de la structure millimétrique de la roche, et les résultats peuvent être comparés aux autres mesures géophysiques en forage, aux descriptions sédimentologies et sont complémentaires aux mesures pétrophysiques sur carottes. Enfin, les paramètres hydrauliques déduits des propriétés géométriques de la roche et du réseau de connectivité sont confrontés à la perméabilité des plugs mesurée en laboratoire et aux mesures de débitmètre en forage afin de relier la macro- et méso-porosité avec le comportement hydrodynamique du réservoir.

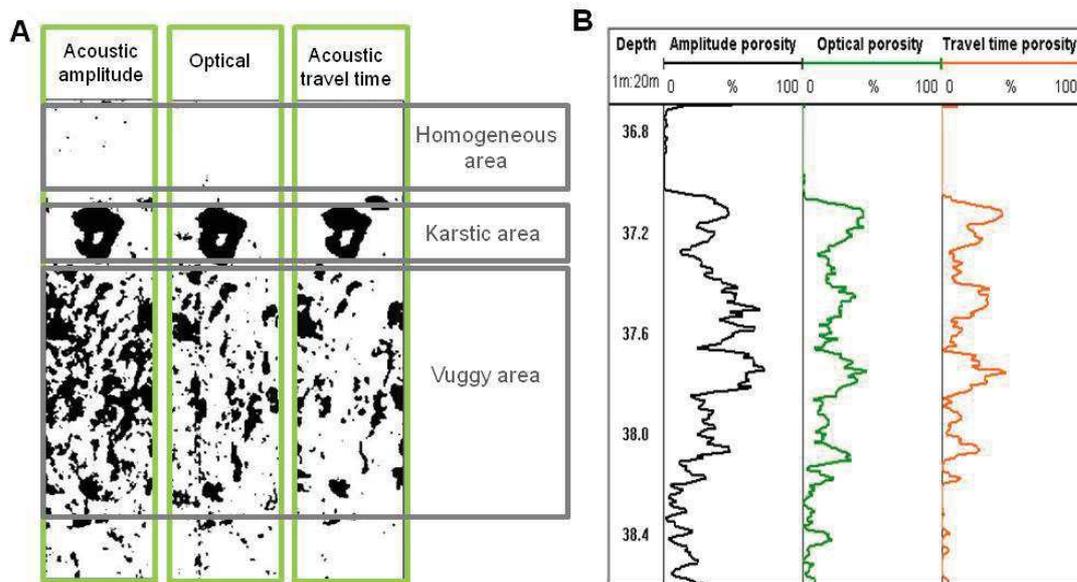


Figure 26. A) Extraction de la porosité vaculaire des trois images de paroi de puits, et représentation des trois zones de porosité caractérisables à cette échelle ; B) Quantification de la porosité image : profil en fonction de la profondeur.

Dans la Figure 26, nous montrons la contribution de l'analyse d'images à l'étude pétrophysique du réservoir. Nos résultats du traitement sur les images acoustiques et optiques de paroi de puits donnent des profils de porosité tout au long du puits avec un échantillonnage vertical millimétrique. Ils fournissent des informations supplémentaires : les plans sédimentaires, les fractures, les karsts, les cavités, les vacuoles et les variations de texture.

L'intégration de ces données aux mesures géophysiques en forage et pétrophysiques des carottes affine la définition des hétérogénéités. Les données d'images offre une complémentarité des mesures sur carottes aux intervalles non carottées. Inversement, les données issues des carottes peuvent être extrapolées sur l'ensemble des bancs sédimentaires délimités par les images de paroi.

Grâce à une acquisition sous 360°, l'imagerie de paroi de puits tend vers une analyse 3D par le biais d'images optique et acoustique (Figure 27).

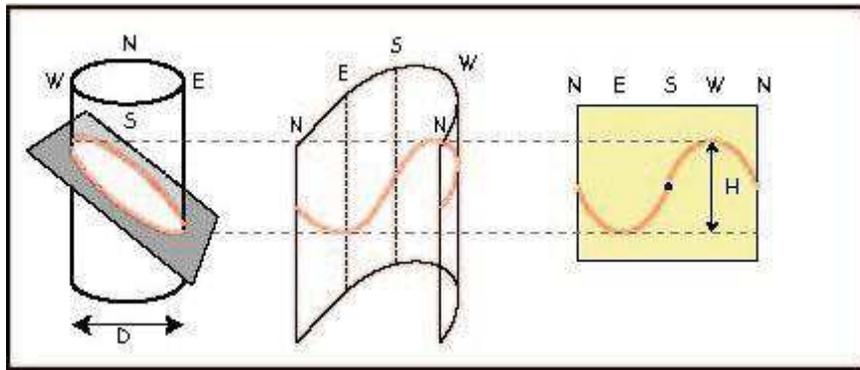


Figure 27. Image déroulée d'une paroi de puits et représentation d'un plan.

2.3. Mesures électriques

2.3.1. Conductivité des milieux poreux

Si une roche est considérée comme un milieu poreux, elle est constituée (1) d'un espace interconnecté supposé complètement saturé par un fluide (eau saumâtre, gaz), (2) d'une matrice formée par des minéraux supposés infiniment résistants par rapport au fluide et (3) d'un espace poreux non connecté également supposé comme saturé. Pratiquement, toutes les propriétés macroscopiques des roches dépendent directement de la microstructure de porosité de l'assemblage entre fluides et minéraux (Gueguen et Palciauskas, 1992).

Le déplacement des électrons dans les roches est en général impossible à cause des grains isolants qui les forment. Alors la conductivité est le résultat du transport d'ions en solution dans la fraction poreuse de la roche : c'est la conductivité électrolytique. Ce déplacement d'ions résulte de la microstructure (tortuosité) et de nature des fluides, et de la saturation. Mais si ce fluide est un gaz, la conductivité va dépendre de la fraction de gaz présent, car il est considéré lui aussi comme infiniment résistif par rapport à l'électrolyte.

La résistivité électrique (l'inverse de la conductivité) des roches dépend de plusieurs facteurs dont la présence de minéraux conducteurs comme les sulfures, les oxydes de métaux communs et le graphite. Sans ces minéraux, la plupart des roches sont peu conductrices et leur résistivité dépend surtout de leur porosité, de leur degré de fracturation, de la salinité de l'eau interstitielle, du degré de saturation des pores et, dans une moindre mesure, des minéraux qui

constituent la roche. Certains phénomènes d'altération, comme la silicification ou la carbonisation, diminuent la porosité et augmentent donc la résistivité de la roche. Dans les roches sédimentaires, les diagraphies de résistivité sont souvent utilisées pour cartographier la lithologie et les changements lithologiques souvent associés à des variations de porosité (Tableau 2.3). Dans les mesures en forage visant à détecter des contaminants souterrains (invasion d'eau salée par exemple), les données sont exprimées en fonction de la conductivité électrique.

	ρ (ohm.m)		σ (mS/cm)	
	min	max	min	max
Dolomie-calcaires	1000	100000	0,0001	0,01
Grès-Conglo	80	10000	0,001	0,1
Argiles	5	100	0,1	2
Sables	800	10000	0,001	0,01
Eau salée	0,2	1	10	50
Eau douce	2	100	0,1	5

Tableau 2.3. Valeurs de résistivité et conductivité électriques pour différentes roches et fluides (Polazcky, 1987).

2.3.2 Méthode d'induction électromagnétique

2.3.2.1. Outil de mesure de résistivité

Les sondes *slimline* (de petit diamètre) *Dual Induction Log* (DIL45, produite par ALT) et *Dual LateroLog* (DLL5, produite par Geovista) fournissent respectivement des mesures de conductivité et de résistivité de formations saturées par une eau douce à saline. La sonde DIL45 contient deux couples de bobines émettrice-réceptrice qui permettent deux mesures de la conductivité électrique à moyenne (*medium* « ILM») et grande profondeur d'investigation (*deep* «ILD»). La sonde DIL45 est plus précise dans le cas de bancs très poreux. Quant à la sonde DLL5, elle procure une résistivité focalisée à plus haute résolution verticale et est plus performante dans les formations à haute résistivité.

Un certain espacement est nécessaire entre l'électrode source et l'électrode de mesure. Cet espacement détermine la profondeur d'investigation de la mesure et induit une mesure de la conductivité électrique moyennée dans un grand volume de matériaux autour de la sonde. De

plus, l'espacement des bobines de la sonde est optimisé de manière à obtenir une résolution verticale et un rayon d'investigation assez importants pour minimiser l'influence du fluide saturant le trou de forage sur la mesure. La conductivité mesurée provient des formations situées entre 15 et 100 cm de la sonde. Les sondes de conductivité électromagnétique n'exigent pas de contact avec la formation, mais le puits doit être saturé. On peut trouver plus de détails dans Taylor et Morton (1989).

- Principe

La sonde est composée de deux bobines qui émettent et reçoit, un signal électromagnétique à fréquence élevée. On envoie dans une bobine émettrice un courant électrique bidirectionnel à basse fréquence (à environ 20 kHz), et alternatif issu d'un oscillateur. Le champ électromagnétique résultant induit des courants circulant en anneaux coaxiaux à la sonde (courants de Foucault) dans la formation (Figure 28). Ces courants, à leur tour, engendrent leur propre champ électromagnétique qui induit une force électromotrice proportionnelle au flux traversant la bobine réceptrice. Le courant alternatif étant émis en amplitude et fréquence constantes, l'amplitude du champ électromagnétique induit est proportionnelle à la conductivité électrique de la formation.

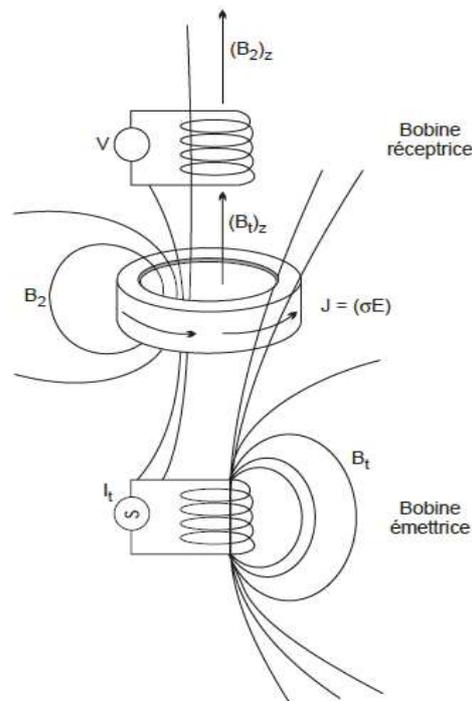


Figure 28. Principe des sondes électromagnétiques à induction

Les différences de potentiel électrique dues au flux électrique interagissant avec la formation sont mesurées sur plusieurs électrodes. Ces différences de potentiel sont converties en résistivités apparentes de la formation.

- Applications

La méthode à induction est une méthode intégratrice très utile lorsque le forage est non conducteur, qu'il soit rempli d'air ou de boue à base d'huile, ou encore qu'il soit tubé en PVC. Dans ces trois cas, les méthodes électriques basées sur la loi d'Ohm sont inopérantes. La profondeur d'investigation des outils électromagnétiques est de l'ordre de celle pour les outils utilisés dans la prospection hydrologique.

2.4. Mesure du rayonnement gamma spectral

La radioactivité est naturellement présente sur Terre. Certains éléments radioactifs composent les minéraux et les roches de la couche terrestre. La radiation de ces éléments radioactifs est mesurable et estimée sous forme de teneur, liée à la lithologie.

Suite au forage fait à l'eau, la surface rocheuse dans le forage apparaît non altérée. Les mesures par rayonnement gamma permettent une première interprétation lithologique.

2.4.1. Principe

Le principe repose sur la chaîne de désintégration naturelle des éléments radioactifs naturels tels que le potassium (K), le thorium (Th) et l'uranium (U). Chaque fois qu'un élément de la chaîne se désintègre, il y a émission de particules alpha ou bêta ou de rayonnement gamma. Ces rayons gamma ont une énergie spécifique associée au radionucléide qui se désintègre. Une sonde de gamma ray est utilisée pour déterminer la contribution des trois éléments radioactifs principaux : potassium ^{40}K , thorium ^{232}Th et uranium ^{238}U . Comme leurs teneurs sont différentes, leur présence permet de déterminer la lithologie des terrains sondés.

- Les matériaux susceptibles de contenir chaque élément :

Le Potassium (K) : Les argiles, les sels potassiques tels que la Sylvite ou les polyhalites, les feldspaths potassiques (système gréseux fluvial) et certains micas.

Le Thorium (Th) : Les argiles, les minéraux lourds tels que le zircon, la tourmaline et le rutile concentré dans les alluvions

L'Uranium (U) : La matière organique issue des végétaux et des coquilles et traduit la présence d'argiles de milieux réducteurs.

2.4.2. La sonde Gamma Ray spectral SGR

-Mesure et applications

La sonde (SGR512), conçue par la société *Advanced Logic Technology* (ALT, Luxembourg) qui fournit également le logiciel d'acquisition. Au fur et à mesure que la sonde est déplacée dans le forage, un détecteur (un cristal scintillant de Germanate de Bismuth) enregistre le spectre total mais également les comptes spécifiques des éléments : ^{40}K , ^{232}Th et ^{238}U . La sonde enregistre tout le spectre sur 256 canaux variant entre 0,07 et 3,0 MeV. Le nombre de rayons gamma dans chaque intervalle d'énergie des trois radioéléments est calculé pendant un certain temps. Le même processus s'applique au rayonnement total. Les quatre nombres obtenus représentent les rayons gamma issus du potassium, de l'uranium, du thorium et le compte total (TC) qui ont été détectés par la sonde pour une période d'une seconde.

La radioactivité naturelle de la surface rocheuse est mesurée tous les 10 cm. La vitesse de mesure et le temps d'échantillonnage lors de l'acquisition des données influencent le taux de comptage du spectre des rayons gamma. Le détecteur de rayons gamma est placé perpendiculairement à la stratification. Le volume d'échantillonnage du capteur porte sur un rayon de 30 cm : le champ d'influence de la sonde s'étend donc sur 60 cm autour du forage. En conséquence, les couches géologiques voisines peuvent influencer les mesures des couches plus minces. Les variations de la radioactivité naturelle sont attribuées à celles de la teneur en potassium (K), élément majeur des roches, ainsi que celle des éléments traces tels que l'uranium (U) et le thorium (Th).

En général, le potassium est attribuable aux minéraux argileux. L'uranium et le thorium peuvent avoir été concentrés dans certaines unités lithologiques lors de processus métamorphiques et hydrothermaux.

Cette sonde permet de déterminer la radioactivité naturelle des formations géologiques traversées. Les logs de gamma ray ont en effet un grand avantage :

1- ils peuvent être enregistrés en puits ouverts ou tubés, vides ou remplis de n'importe quel type de fluide.

2- La mesure des rayons gamma permet de détecter les variations de la radioactivité naturelle qui sont attribuables aux changements dans la teneur en uranium (U) thorium (Th) (éléments en traces dans les matériaux géologiques) et en potassium (K) (élément majeur des roches). La mesure de la radioactivité spectrale peut s'exprimer en CPS (Coup Par Seconde).

2.5. Mesures pétrophysiques sur carottes

Le banc MSCL-S (Multi Sensor Core Logger Standard) développé par la société Geotek a été mis à notre disposition par le Consortium Européen de Pétrophysique (EPC) (Figure 29). Il permet l'acquisition automatisée de paramètres pétrophysiques en laboratoire sur carottes. Ce système est utilisé dans le cadre de ce projet pour effectuer des mesures de **susceptibilité magnétique** et de **résistivités électriques** et de la **vitesse acoustique** :

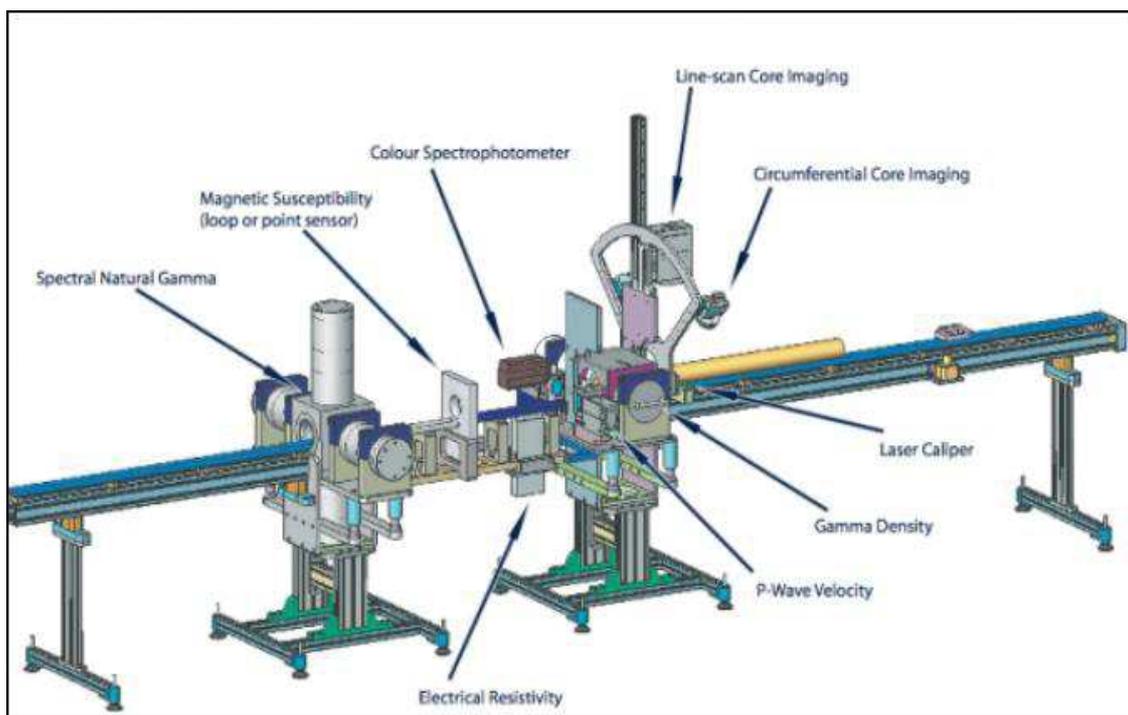


Figure 29. Le banc MSCL-S (Multi Sensor Core Logger Standard).

Le MSCL-S est utilisé pour des carottes dont la longueur maximale est de 1,5 m et de diamètre compris entre 50 et 150 mm. La mesure des différents paramètres varie selon la température et il a été important d'effectuer régulièrement des calibrations sur des carottes étalons saturées en eau de salinité connue afin d'éviter toute dérive de la mesure.

Les données sont acquises avec le logiciel MSCL software et permet de régler le pas de mesures à 2 cm pour cette étude. Après un prétraitement lié aux mesures de calibration, ces données sont compilées sous Microsoft Excel et les valeurs liées à des anomalies sont supprimées. Les anomalies correspondent principalement aux mesures faites en extrémité de carottes (bouchons) et aux zones désaturées (problèmes de stockage de la carotte ou remplissage incomplet des gaines PVC). La représentation graphique des mesures est réalisée avec le logiciel Wellcad.

Chapitre III

Expériences d'injection de gaz
(N₂ et CO₂)

(Site expérimental de Maguelone)

III.1. Site expérimental de Maguelone

1.1. Contexte géographique et géologique.

Le site expérimental de Maguelone (Figure 30 a) se trouve à 10 km au Sud de Montpellier, en zone côtière, sur un lido de la marge passive du Golfe du Lion qui sépare la mer Méditerranéenne des lagunes. On trouve au Nord de la cathédrale de Maguelone l'Étang de l'Arnel, à l'Ouest l'Étang de Pierre Blanche et à l'Est l'Étang du Prévost (Figure 30 b).



Figure 30. (a) Carte de localisation du site de Maguelone (Source : Microsoft Corp. 2008). (b) Photo aérienne du site avec le positionnement des différents forages.

Le segment littoral de Maguelone se situe entre le delta du Rhône à l'Est et les fleuves languedociens (l'Hérault et l'Orb) à l'Ouest, qui apportent l'essentiel des sédiments terrigènes de la marge depuis le Miocène. Ce segment littoral (10 km de long), connecté à un bassin versant de 15km d'extension au sein de petits reliefs (Massif de la Gardiole, Fig. 31) est caractérisé par des lagunes en phase de comblement, ainsi qu'une côte sableuse dominée par l'érosion. Ce site constitue un laboratoire naturel pour étudier les réservoirs côtiers, constitués de sédiments clastiques, souvent argileux et saturés de fluides de salinité variable.

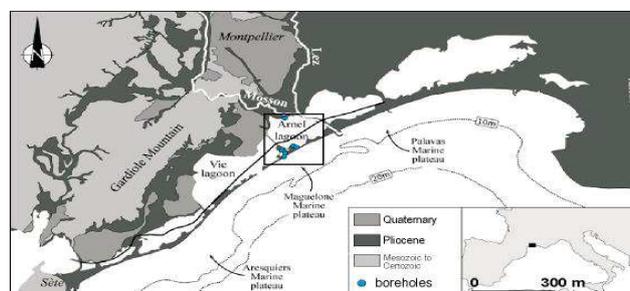


Figure 31. Carte géologique du site de Maguelone limitée par les étangs au nord et par la mer Méditerranée au sud (Raynal et al., 2009).

Comme pour la majeure partie des plaines côtières méditerranéennes, la géométrie des séries sédimentaires forées à Maguelone a été conditionnée par l'histoire géologique de la région. Cette dernière débute avec la Crise de Salinité Messinienne survenue en Méditerranée au Miocène terminal entre 5.6 et 5.32 Ma (Hsü et al, 1973). Durant cet événement, le niveau marin Méditerranéen s'est abaissé d'au moins 1500 m (Ryan, 1976). Outre la mise en place de séries évaporitiques épaisses dans les plaines abyssales, il en a résulté une érosion subaérienne généralisée des marges Méditerranéennes. Le Golfe du Lion porte l'empreinte de cet événement sous la forme d'une surface d'érosion très bien visible en sismique sous la plate-forme actuelle (Guennoc et al, 2000; Lofi et al, 2005). Cette surface existe aussi à terre dans certains secteurs. Elle n'est néanmoins plus visible car elle est recouverte par la série sédimentaire Plio-Quaternaire (Figure. 32).

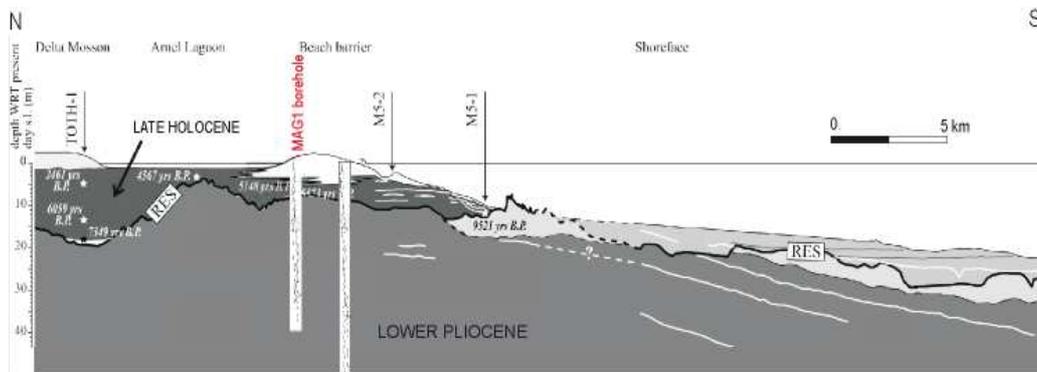


Figure 32. Coupe schématique terre-mer au travers du lido de Maguelone illustrant l'organisation des séries sédimentaires. A la base, les séries pliocènes ont un pendage vers la mer. Elles sont surmontées de manière discordante par les séries datées du déglaciaire (holocènes interglaciaires ?) (modifié de Raynal et al., 2009).

Le lido bordant la lagune d'Arnel est formé de trois types de dépôts sédimentaires (Fig. 33) :

- dépôts fluviatiles des bassins versants venant des embouchures du Lez et de la Mosson.
- dépôts marins principalement mis en place lors de phénomènes de tempêtes sous la forme de cône de débordement (wash over).
- dépôts lagunaires (vase, argile, marne).

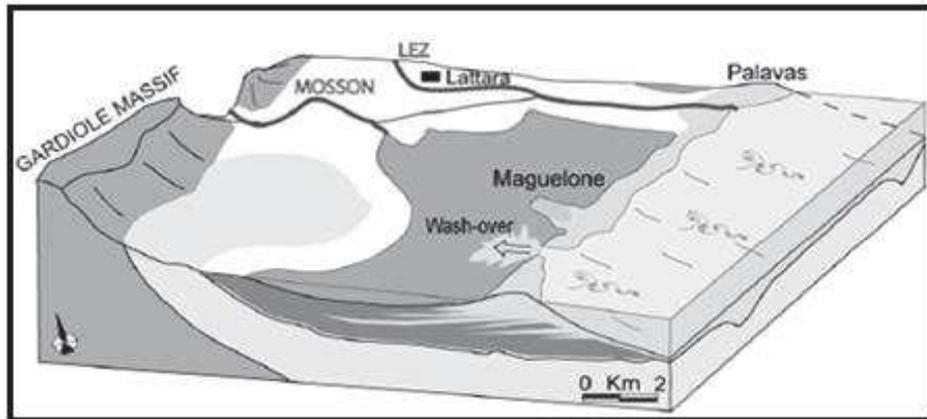


Figure 33. Modèle en bloc diagramme du site de Maguelone (d'après Lofi et al., 2012).

Les études précédentes (Quiquerez, 2008) réalisées sur les carottes du puits MAG1 (Fig. 30 b) ainsi que les mesures géophysiques ont permis de mettre en évidence les deux unités stratigraphiques et lithologiques distinctes (Fig. 34).

1- Holocène supérieur (0 – 9 m).

Cette série est constituée de sédiments lagunaires (argile verte lagunaire à la base, surmontées de sable gris coquillier) mis en place après le dernier maximum glaciaire (~5400 ans BP – actuel). L'âge de cette série est attesté à la base par des datations au C^{14} (Raynal et al., 2009). Les dépôts holocènes sont discordants sur la série Pliocène sous-jacente.

2- Pliocène inférieur (9 – 60 m).

Cette série est principalement constituée de dépôts continentaux de plaines deltaïques (argiles et silts beiges avec des traces de racines). Localement, quelques incursions marines sont visibles (argiles grises avec des débris de coquilles) ainsi que des niveaux lacustres (argiles carbonatées blanches) ou palustres (argiles noires riches en matière organique). La fraction argileuse est importante sur toute la longueur du forage, rendant ces dépôts à priori peu perméables. Cette forte teneur en particules fines est mise en évidence sur le signal de la radioactivité gamma naturel, par les valeurs de radioactivité naturelle relativement élevées.

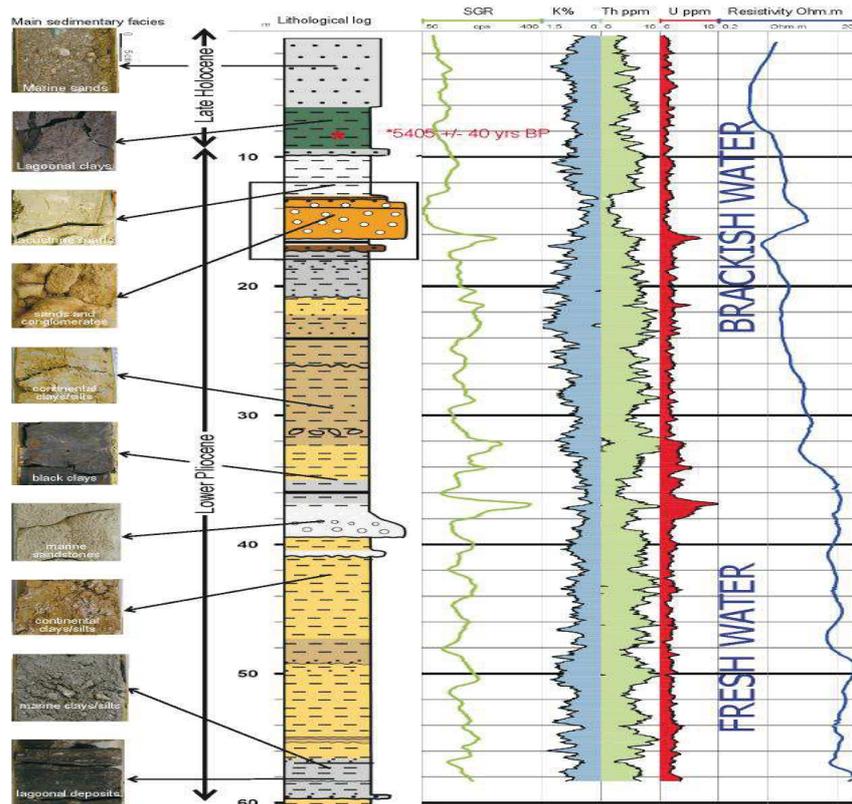


Figure 34. Log lithologique et les données géophysiques en forage (Gamma Ray et résistivité), forage MAG 1 (modifié de Quiquerez, 2008).

1.2. Contexte Hydrogéologie

D'un point de vue hydrogéologique, le signal de résistivité électrique (Figure. 34 et 35) montre que la colonne sédimentaire est saturée par deux masses d'eau distinctes :

- Près de la surface (0-33 m), on trouve principalement des eaux saumâtres de résistivité $< 2.0 \Omega.m$ (Figure. 35, points bleus)
- Plus en profondeur (32-60 m), on trouve des eaux plus douces de résistivité $> 7.0 \Omega.m$ (Figure. 35, points verts), légèrement artésienne en 2003 à 40 m dans le puits MAG1 (pendant la foration initiale du forage MAG1, ces horizons ont été artésiens pendant environ 30 minutes, avec une fontaine de quelques mètres de haut). La salinité est de 1.4 g/l à cette profondeur.

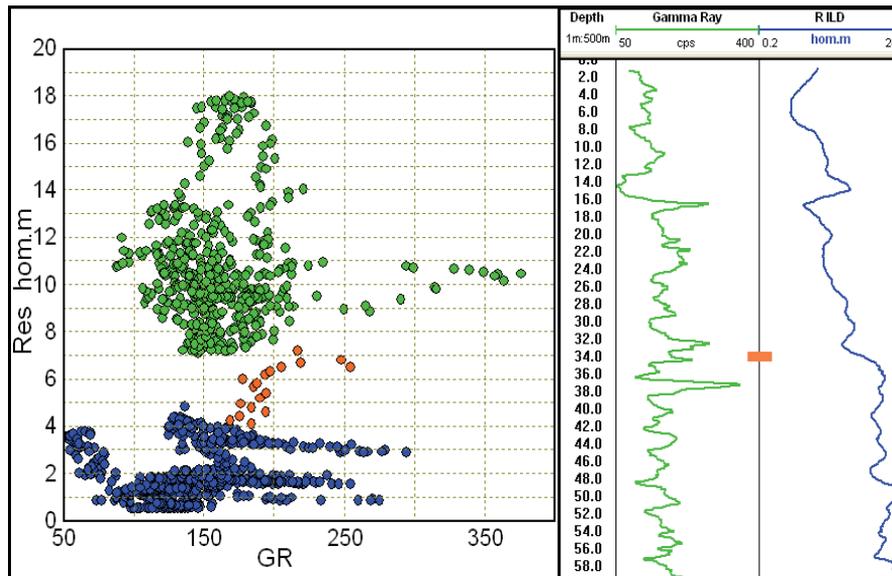


Figure 35. A gauche : Cross-Plot entre un log de gamma ray et de la résistivité électrique, qui montre les deux masses d'eau distinctes eaux saumâtres (points bleus), eaux plus douces (points verts), intervalle entre les deux masse (points orange). A droite : un log de GR en vert et un log de Résistivité électrique " échelle logarithmique" en bleu.

Au sein de ces dépôts principalement argileux, deux niveaux perméables d'épaisseur métrique à pluri-métrique sont observés. Les faciès sédimentaires et les mesures géophysiques suggèrent une perméabilité et une porosité plus importante pour ces deux horizons grossiers encadrés de part et d'autre par des sédiments peu perméables. Dans les séries pliocènes, entre 13 et 16 m, un niveau perméable constitué de matériel grossier (galets et sables) est identifié par sa faible radioactivité naturelle et une forte résistivité. Il correspond à un niveau de graviers interprété comme étant d'origine fluviale. Les mesures géophysiques et les essais hydrologiques en forage indiquent la forte perméabilité ($K \sim 4,1$ m/s) de ces graviers, porosité et concentration de TDS (total dissolved solids, 34 g/l). Lors de la réalisation du forage, ce niveau (à 15 m environ) est marqué par une venue du sulfure d'hydrogène (H_2S), forçant les foreurs à abandonner le chantier pendant 30 minutes, le temps que le gaz se dissipe. Ce niveau grossier est bien corrélé latéralement avec les autres forages (Figure. 36).

Dans les séries holocènes, un autre niveau perméable (gravier/coquillage), se trouve entre 8 et 9 m de profondeur. Ce niveau recouvre la séquence Pliocène avec une discordance (Raynal et al., 2009, 2010; Lofi et al., 2013). Ce réservoir est caractérisé par les valeurs basses du GR (Figure. 36). L'épaisseur de ce niveau varie de 0.8 m dans le MAG1, 1.1 m dans MAG6, allant jusqu'à 1.3 m dans MAG9. Cette variabilité latérale est liée à l'origine transgressive de

ce niveau (Lofi et al., 2013). En l'absence d'analyse des carottes (p.ex. MAG5 et MAG9), GR logs indiquent que ce réservoir forme 2 couches grossières séparées par une fine couche moins perméable. La concentration TDS de ce niveau est de 28.8 g/l. Les analyses de la diffraction X-ray et de la fluorescence X-ray ont indiqué que les phases minéralogiques principales de ce réservoir sont la calcite (57.5%), le quartz (19.3%), argiles (18.8% : muscovite, kaolinite et chlorite), l'albite (4.28%) et la pyrite (0.84%).

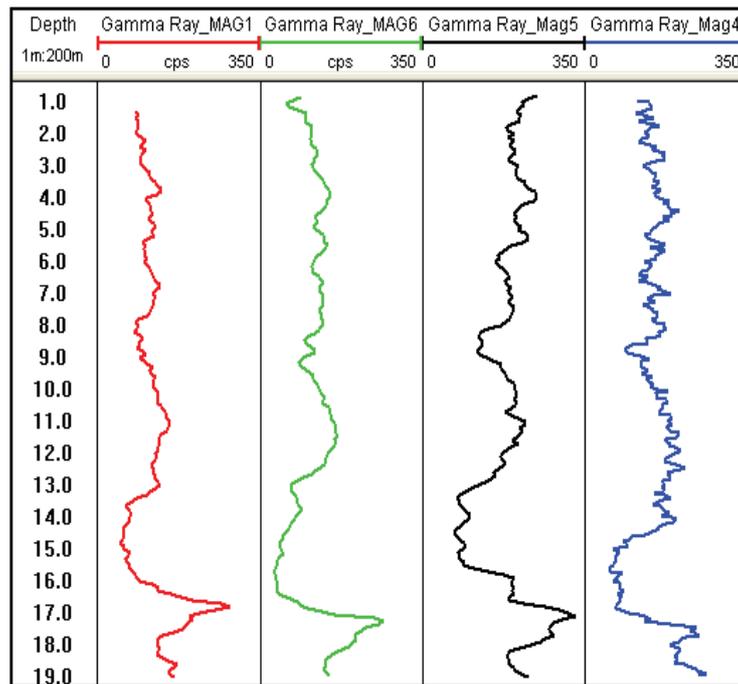


Figure 36. Mesures géophysiques de la radioactivité naturelle (GR), dans les forages sur le site de Maguelone, qui montrent une bonne corrélation latérale entre les différents niveaux.

1.3. Contexte lithologique et pétrophysique

Les études lithologique et diagraphique (Figure. 37) mettent en évidence sur les 20 premiers mètres une succession de 7 couches, dont des niveaux réservoirs P2 et P3 formés de sable et graviers aux alentours de 12.4 à 16.5 m de profondeur (MAG1), incluant un mince niveau conglomératique correspond à un pic de vitesse sonique $V_p > 4000$ m/s. On notera également un niveau de graviers de plus faible épaisseur au niveau de la discontinuité Pliocène - Quaternaire autour de 8m.

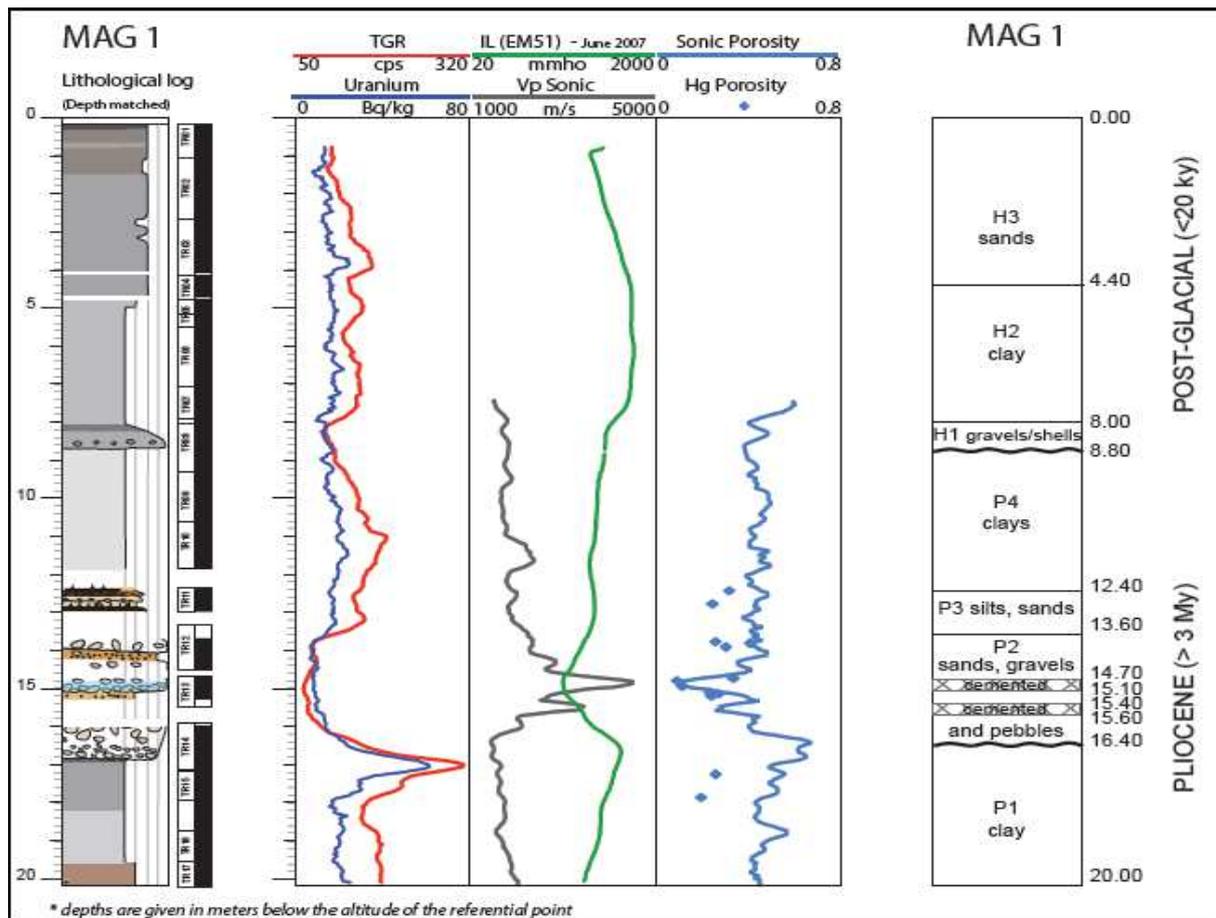


Figure 37. Log lithologique (description des carottes) de MAG1, (à gauche), logs de gamma ray (TGR) et d'uranium, de la conductivité induction et de vitesse sonique Vp ainsi que des valeurs de la porosité calculée à partir de log sonique (sonic porosity) et mesurée sur les carottes (Hg porosity), à droite : modèle lithologique de MAG6 fait par la corrélation des carottes et des logs géophysiques.

Figure 38 présentes les mêmes informations pour le puits MAG6, aussi labellisé TLL6 (Time Lapse Logging). On y reconnaît les mêmes formations lithologiques, mais les profondeurs des interfaces et les épaisseurs peuvent varier légèrement. Pour les deux puits, les niveaux réservoirs P2 et P3 (12.4 –16.4 m), qui seront ciblés par les injections, correspondent à un minimum du gamma-ray bien marqué (50 cps environ) encadré par des niveaux argileux P1 et P4 qui ont des fortes valeurs du gamma-ray. Ces niveaux argileux forment des barrières potentielles à la migration du gaz.

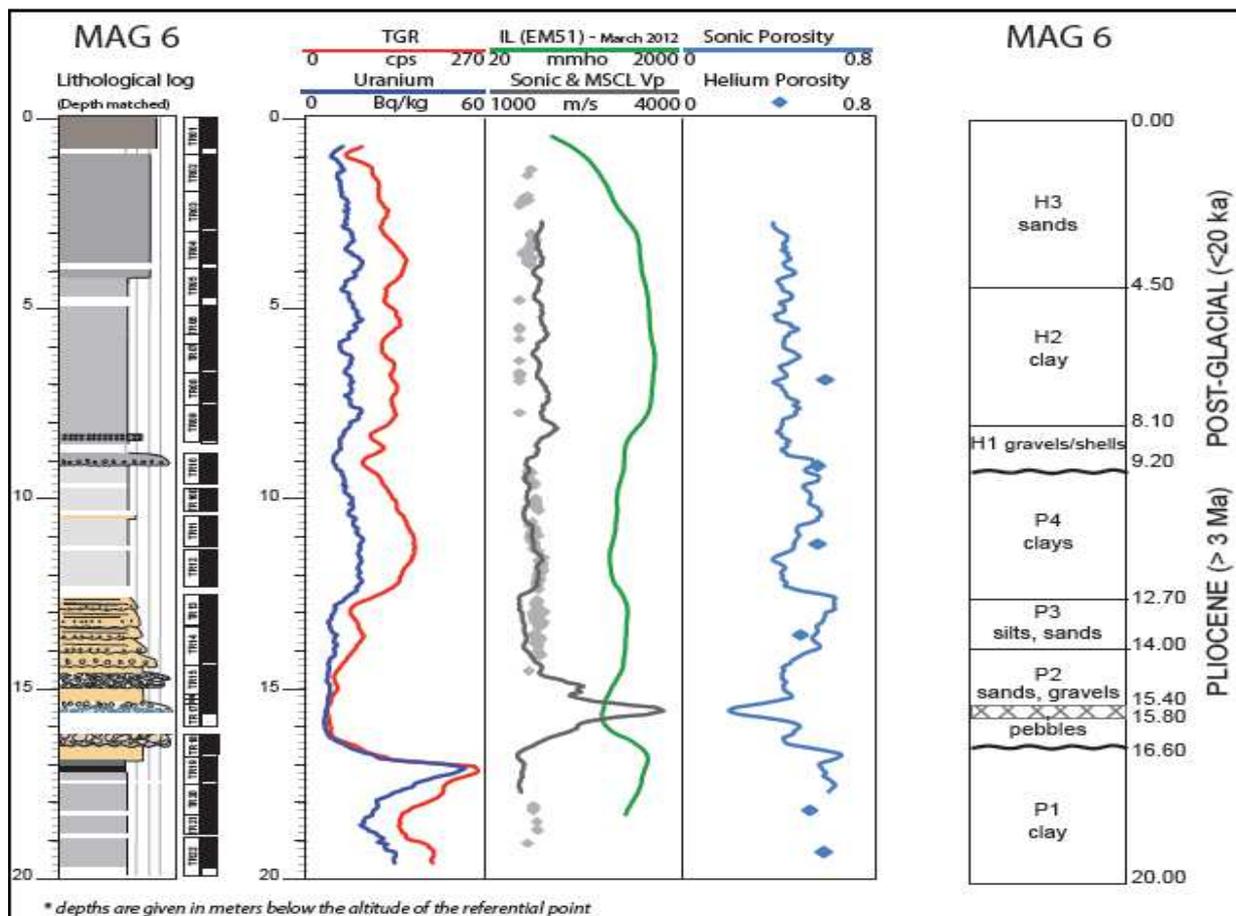


Figure 38. Log lithologique (description des carottes) de MAG6, (à gauche), logs de gamma ray et d'uranium, en rouge de la conductivité induction, en vert et de vitesse sonique Vp en grés ainsi que des valeurs de la porosité calculée à partir de log sonique) et mesurée sur les carottes (Hg porosity), modèle lithologique de MAG6 fait par la corrélation des carottes et des logs géophysiques (à droite).

III.2. Identifier les propriétés pétrophysique (porosité et saturation) du site de Maguelone par ses propriétés acoustiques

Le sujet de cette étude était centré sur l'analyse des propriétés acoustiques des sédiments non consolidés du site côtier de Maguelone (Hérault, Languedoc), notamment en relation avec la lithologie et la pétrophysique (principalement la porosité). Ce travail s'est déroulé dans le contexte de la mise en place du site expérimental de Maguelone et du projet EC/FP7 "MUSTANG" pour l'étude de l'injection de gaz dans les couches superficielles. Dans le cadre de MUSTANG, l'expérience SIMEX ("Shallow Injection Monitoring EXperiment") a débuté en 2010. Pour cela, une détermination indépendante de la porosité à l'aide des mesures acoustiques était indispensable.

L'étude a été menée pour définir les propriétés acoustiques du site de Maguelone, en particulier la porosité des couches géologiques traversés par le forage MAG1, en utilisant des mesures acoustiques (Sonic logs) et en les intégrant avec d'autres mesures géophysiques en forage : électriques et la radioactivité naturelle.

Les mesures acoustiques ont été réalisés à l'aide du sondage acoustique " FWS Mount Sopris " qui est composée d'un transmetteur acoustique et deux récepteurs en utilisant le mode Monopole avec une large gamme de fréquences (1, 5, 10, 20, 25 kHz), et un pas de mesure de 5 cm dans les deux puits MAG1 et MAG6. L'analyse a été focalisée sur MAG1, où la lithologie est bien connue grâce à l'étude des échantillons de roches "carottés" extraites du puits (Quiquerez G., 2008).

Les tableaux suivants (1,2 et 3) présentent les caractéristiques principales des forages étudiés ainsi que les paramètres d'acquisition des données de Sonique.

Dans cette partie, on expose la méthode utilisée pour traiter les données afin d'obtenir les valeurs de la porosité ainsi que : La vitesse, la lithologie. On montre aussi les résultats de l'estimation de la saturation en gaz de cette étude réalisé en 2010.

Nom de forage	profondeur	tubage	Ciment	Offset du tubage	Date du forage	Altitude
MAG1	60 m	PVC	non	0.48m	2003	0.57
MAG6	21m	PVC	non	0.28m	2010	0.75

Tableau 1. Principales caractéristiques des forages MAG1 et MAG6

forage	Type de mesure	Fréquence kHz	Vitesse de sonde	Pas de mesure	Pas d'échantillonnage	outil
Mag1	monopole	1, 5, 10, 20,25	3 mètres par minute	0.05m	4 μ S	FWS Mount Sopris
Mag6	monopole	5, 10,20				

Tableau 2. Paramètres d'acquisition des données de full waveform (sonique).

Forage	Données disponibles
MAG1	<ul style="list-style-type: none"> *Carottes étudiées *sonique « Full waveform » *Résistivité électrique (induction) *Gamma naturelle spectrale *imagerie acoustique

Tableau 3. Données disponibles dans MAG1.

III.2.1. Résultats

2.1.a. La vitesse acoustique

La vitesse acoustique a été calculée de deux manières : le pointage des premières arrivées et l'analyses de vitesse pour toutes les mesures du mode Monopole "réalisées en fréquences différentes». La Figure 39 présente les valeurs de vitesses obtenues où l'on observe des valeurs élevées (2000-2500 m/s) entre (13-15 m) et un pic de vitesse autour de 14.5 m

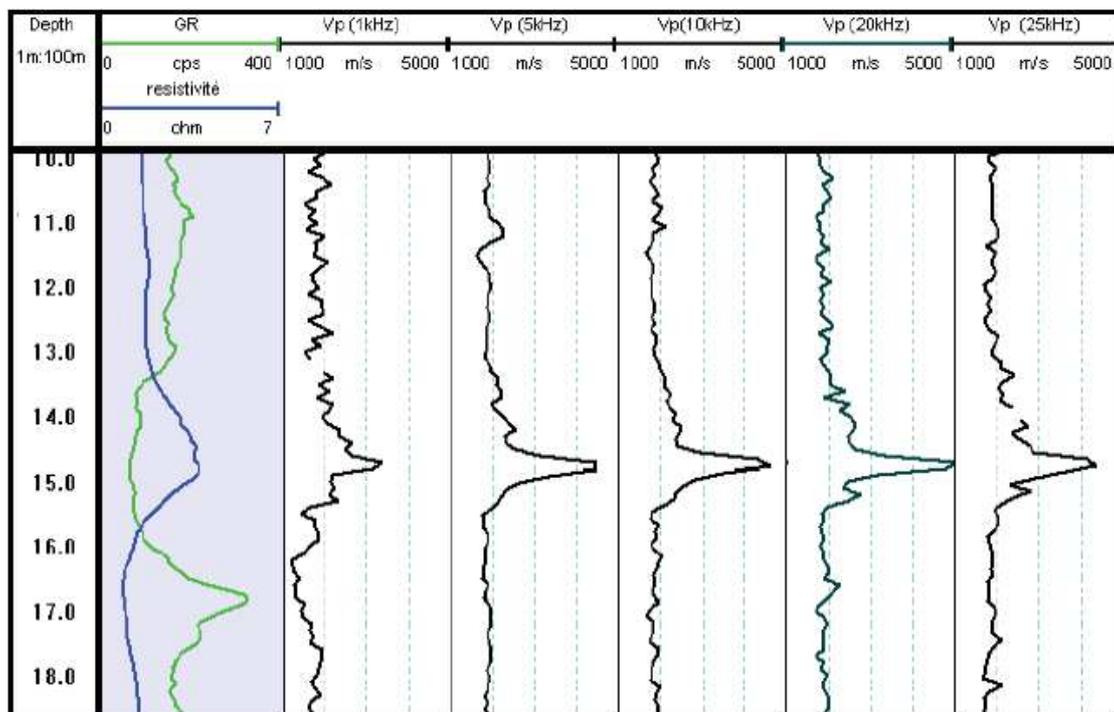


Figure 39. Illustration des vitesses V_p calculés dans le puits MAG 1 pour chaque fréquence utilisée, la trace 1 présente la résistivité électrique en bleu et le gamma ray en vert et les traces de 2 à 6 représentent les valeurs de vitesses acoustiques obtenues de différente fréquence utilisée respectivement de 1KHz à 25KHz

2.1.b. Estimation de la lithologie

La lithologie des couches traversées a été estimée grâce à la relation entre le rapport V_p/V_s et le coefficient de Poisson (ν). Ce rapport est important du point de vue lithologique car il ne dépend que du coefficient de Poisson (ν). Cette corrélation est valable principalement pour les roches sédimentaires qui donne des valeurs très différentes pour le grès (quartz) et le calcaire (calcite) (Figure 40), parce que le coefficient de Poisson pour le quartz et la calcite est

différent : $v_{\text{quartz}} \approx 0,08$ et $v_{\text{calcite}} \approx 0,31$ (Guéguen et Palciauskas, 1992). Les résultats de cette approche sont comparables à ceux trouvés par l'étude pétrophysique d'échantillons des couches, en particulier les échantillons de la couche cible suppose un réservoir potentiel de stockage de gaz (13-16 m).

On constate que ce réservoir est composé d'alternance entre des niveaux des graviers et d'autres niveaux sableux, avec une couche fine (0.3-0.4 m) de conglomérats située dans Mag1 à 14.5 m de profondeur environ (Figure 40).

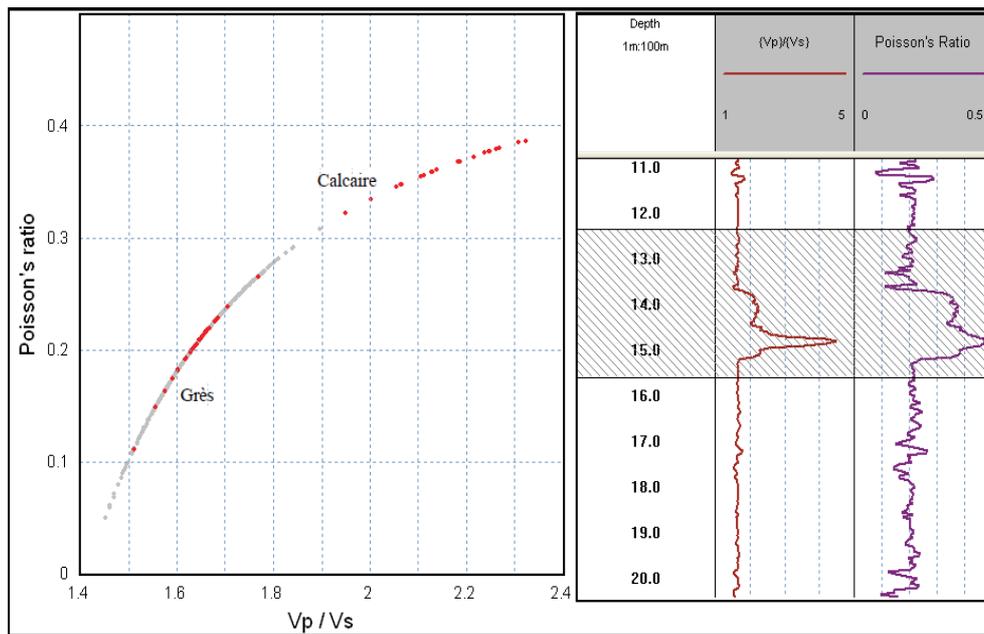


Figure 40. Corrélation entre le rapport V_p/V_s et le coefficient de Poisson dans le forage de MAG1. Les points rouges correspondent au niveau réservoir. Leur localisation suggère qu'il se compose de grès et de calcaire, ce qui est en adéquation avec les analyses lithologiques réalisées sur carottes.

2.1.c. Estimation de la porosité

La porosité a été calculée à l'aide de la formule de "Wyllie.1956". Les autres équations (ex. la formule de Gassman) qui dépendent de la densité ne sont pas applicables car on n'a pas enregistré la mesure de la densité. L'application de l'équation Wyllie en utilisant les valeurs standards (Δt_{ma}) du grès et du calcaire) a donné des valeurs très élevées de la porosité (70-90%). Ces valeurs ne sont pas compatibles avec les valeurs trouvées par l'analyse réalisée en laboratoire (2007) qui varient entre 25 et 35% (Figure 42). C'est ce qui a incité à chercher des paramètres spécifiques au site de Maguelone en tenant compte de l'existence de différentes

couches géologiques non consolidées, du manque de compaction, et de la teneur importante d'argile.

Pour rendre la formule de Wyllie applicable aux données de Maguelone, il faut tout d'abord chercher la bonne valeur de Δt_{ma} . Afin d'obtenir cette valeur, nous avons utilisé la méthode proposée par SCHLUMBERGER (chart SW-15 et 16) (Figure 41) qui relie la résistivité induction (échelle logarithmique) et le Δt mesuré (en us/ft) (Schlumberger*,1987). Ensuite, les valeurs de Δt_{ma} de chacun des trois modèles lithologiques principaux connus dans la section, ont été utilisés dans l'équation Wyllie ($\Phi = (\Delta t_{mesure} - \Delta t_{ma}) / (\Delta t_{eau} - \Delta t_{ma})$) (Wyllie.1956) en appliquant le facteur de correction lié au manque de compression ($1/cB$) (C. Donaldson date, la théorie pétrophysique et practice-Tiab). En conséquence, une courbe de la porosité en fonction de la profondeur a été obtenue (Figure 41).

La figure 41 montre comment appliquer la méthode précédente en utilisant le programme Wellcad.

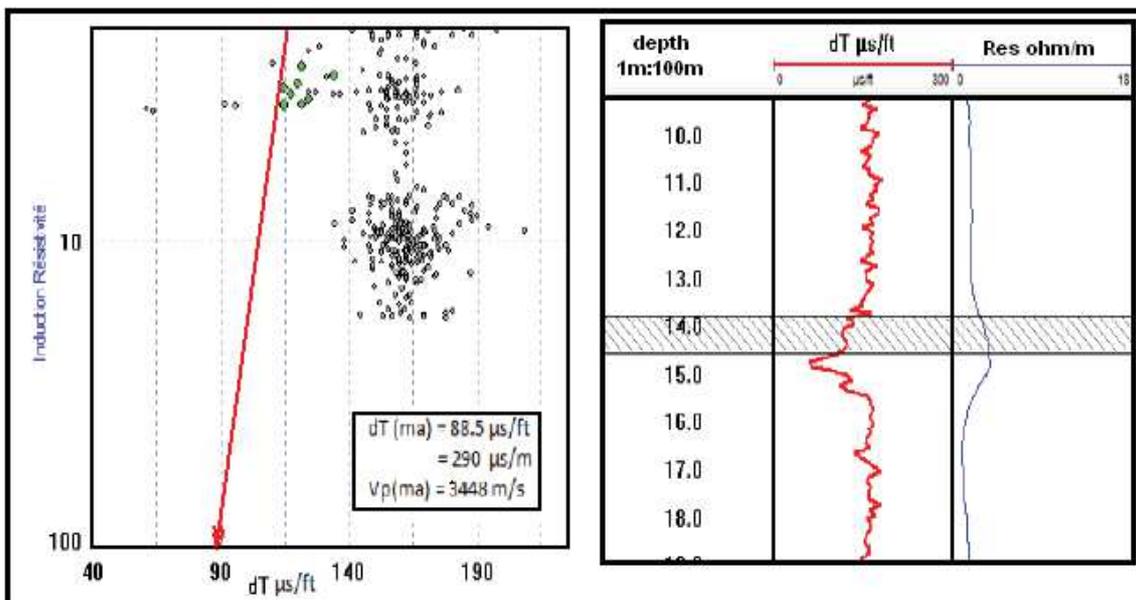


Figure 41. A gauche, corrélation (cross plot) entre la résistivité induction (échelle logarithmique) et Δt mesuré (en us/ft) pour la couche des conglomérats (pas de ciment). La ligne rouge correspond à S_w 100% permet d'estimer la lenteur matricielle Δt_{ma} (290 us/m) qui donne une valeur de V_p ma (3448 m/s). A droite, le log de Δt mesuré en $\mu s/ft$ (en rouge) et log de résistivité induction (en bleu).

La Figure 42 représente une comparaison entre les valeurs de la porosité obtenue par ce calcul avec les valeurs de la porosité obtenu par l'analyse en laboratoire (cercles noirs). Les valeurs de la porosité calculée sont comparables avec les valeurs obtenues à partir de l'analyse en laboratoire en 2007 pour les échantillons issus du Mag1.

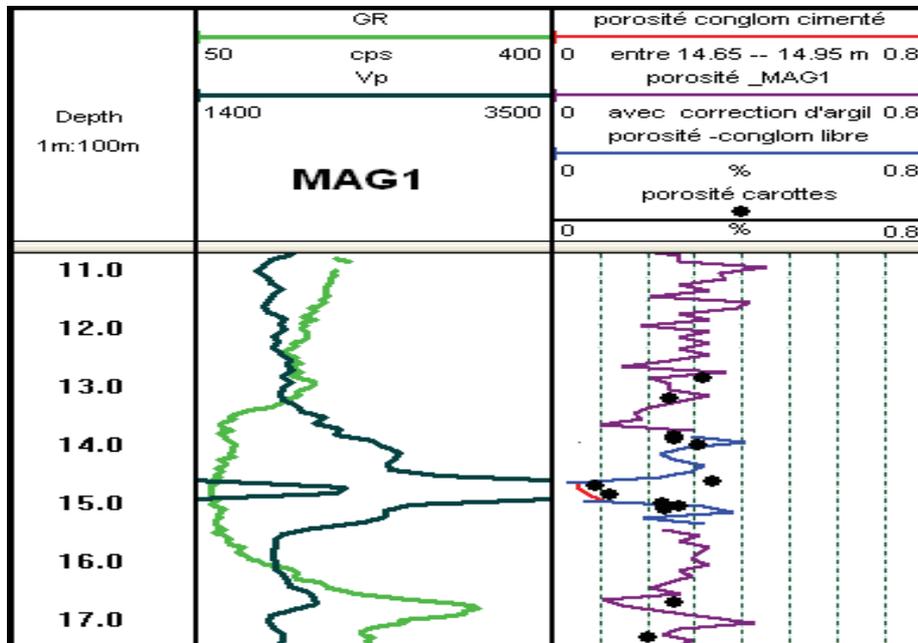


Figure 42. Le résultat obtenu de la porosité à MAG 1 : Les valeurs de porosité des conglomérats libres (sans ciment) sont en bleu. La porosité pour la couche des conglomérats cimentés est en rouge et les valeurs de porosité de sable et des couches argileuses en violet. Les cercles noirs sont les valeurs de la porosité des carottes. A gauche : le log de gamma ray en vert et le log de Vp en noir.

Ensuite les valeurs de la porosité obtenues sont représentées en mode cross-plot en fonction de la vitesse pour chacun des deux modèles lithologiques (graviers et sable) (Figure 43 et 44).

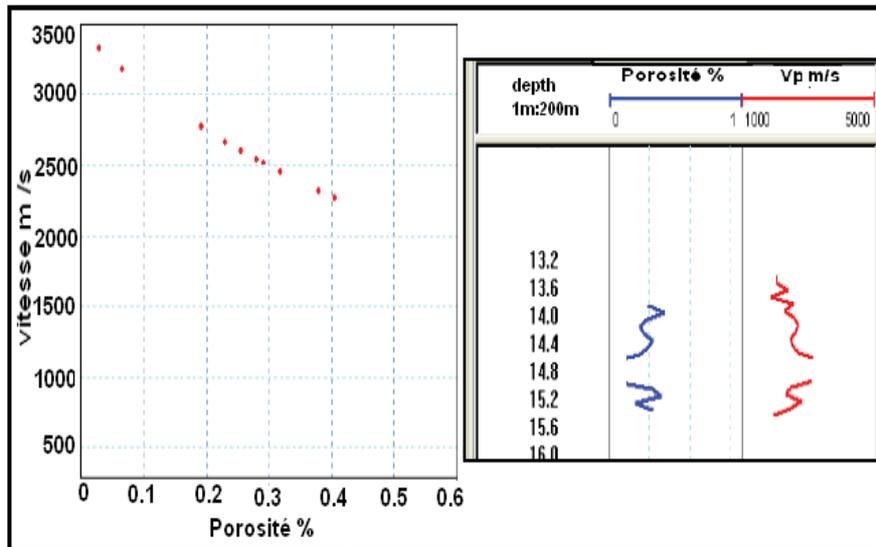


Figure 43. A gauche : corrélation entre la vitesse mesurée (m/s) et la porosité calculée pour la couche de graviers de MAG1. A droite : courbe de porosité calculée (en bleu) et vitesse m/s (en rouge).

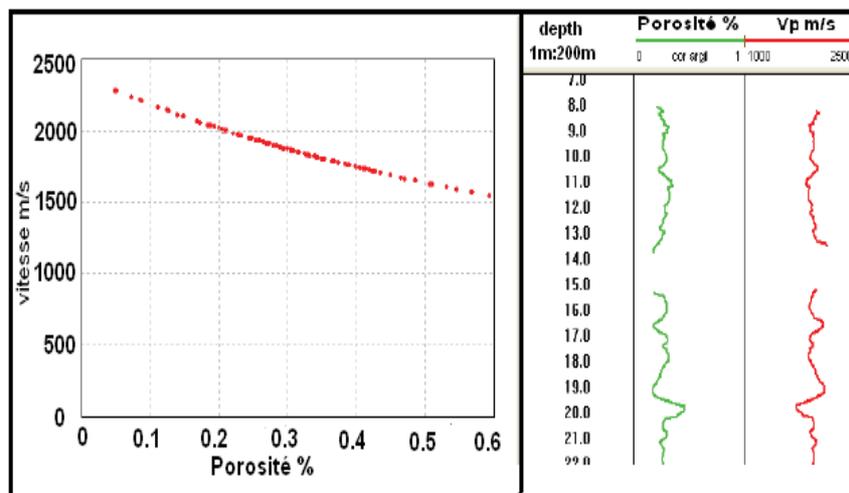


Figure 44. A gauche, corrélation entre la vitesse mesurée (m/s) et la porosité calculée pour les séries de sable argileux dans MAG1. A droite : courbe de porosité calculée (en vert) et vitesse m/s (en rouge).

- Analyse mini modèle : porosité et saturation

La gamme des données obtenues (vitesse, lithologie, porosité) a permis de générer des courbes théoriques des changements de saturation en fonction de la vitesse acoustique et de la porosité (Figure 46 et 47). Ces courbes ont été obtenues pour étudier une unité de volume de la section lithologique « mini modèle » (Figure 45). Construites sur la base de valeurs calculées de (ΔT_{ma}) , et ΔT_{H_2O} en proposant le dioxyde de carbone, CO_2 pour saturer le milieu étudié.

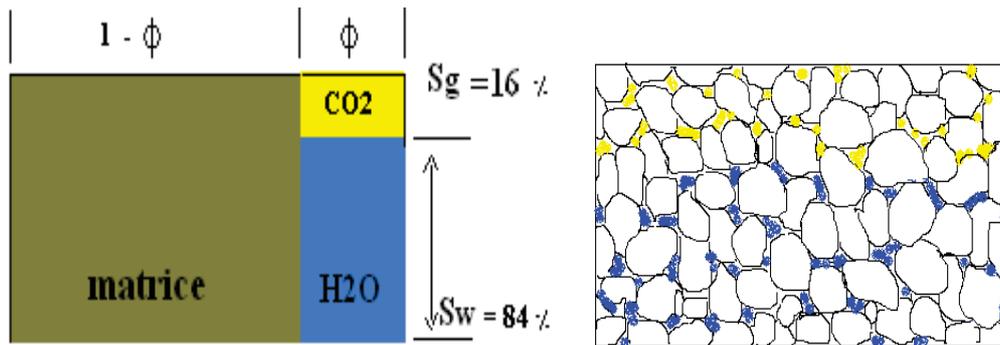


Figure 45. Schéma illustrant la porosité inter-granulaire d'une couche réservoir partiellement saturée partiellement en gaz ($S_g = 16\%$) et en eau ($S_w = 84\%$)

Le modèle théorique a été calculé à partir de la formule de Wyllie après avoir remplacé le Δt_{ma} par les valeurs obtenues à partir des cross-plots (Figure 41). Ceci nous permet de générer deux modèles théoriques permettant d'estimer la saturation à partir des vitesses.

Par la suite, les valeurs théoriques ont été utilisées pour estimer la saturation en gaz dans la section étudiée par la transposition des résultats des mesures effectuées (cross-plot V_p & porosité) sur les tableaux de référence.

Analyses et conclusion

Nous avons utilisé la formule de Willie pour analyser le résultat de cette étude, et pour calculer la porosité acoustique, mais après chercher les bonnes valeurs de ΔT_{ma} pour chaque type de réservoir, et aussi après applique une correction pour le manque de compaction.

Les comparaison entre les résultats des mesure (vitesses & porosité), et les abaques calculés a montré la présence de saturation gazeuse résultant d'une activité naturelle du site de Maguelone dans les couches de sable argileux équivalent à une saturation en dioxyde de carbone de l'ordre de 3-4 % environ (Figure 46). Tandis que la saturation est plus faible dans les couches de gravier, et équivalente à 1% (Figure 47).

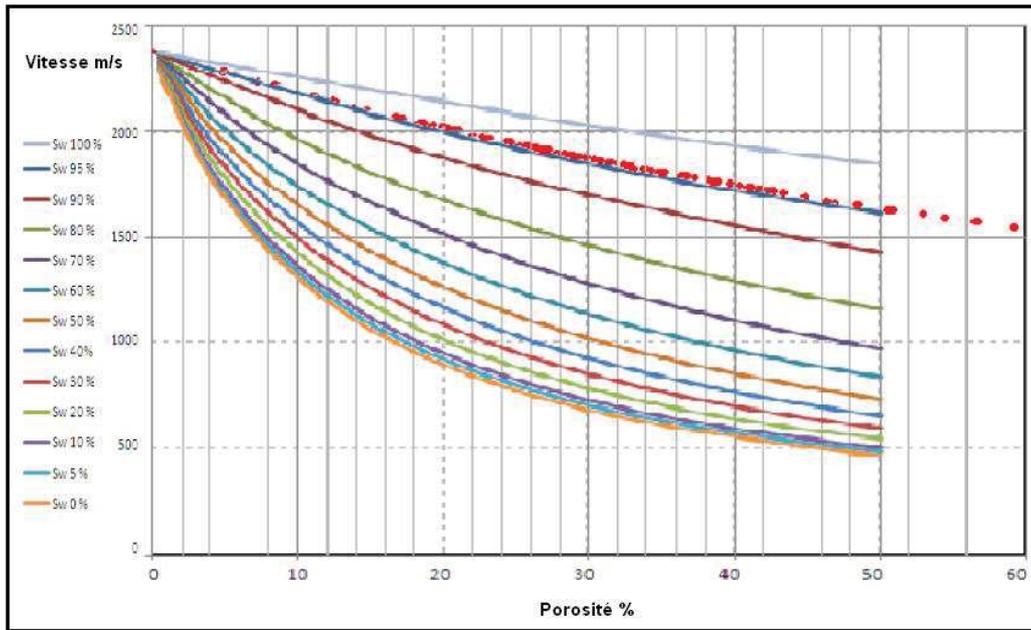


Figure 46. La transposition des résultats de MAG 1 pour les séries **non** conglomératiques sur le **modèle théorique**. Ces résultats, nous indique la présence probable d'une saturation de gaz de équivalent d'une saturation de gaz CO₂ de 1 %. 4 %.

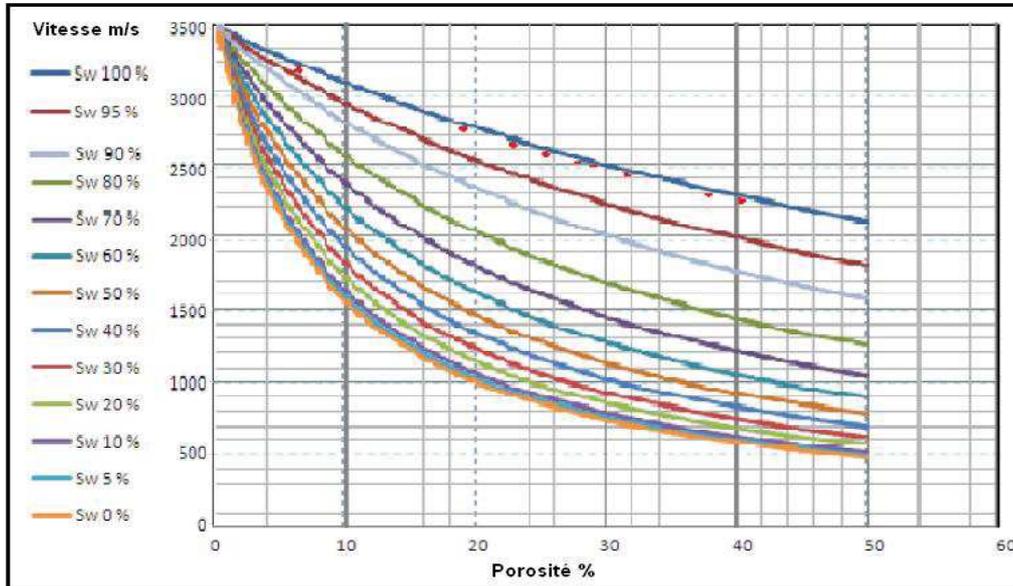


Figure 47. La transposition des résultats de MAG 1 pour la couche conglomératique sur le modèle théorique. Ces résultats, nous indique la présence probable d'une saturation de gaz CO₂ de 1 %.

Les résultats les plus importants de cette étude, peuvent être résumés par les points suivants :

- 1- Obtenir en milieu non consolidé des courbes de vitesse V_p et V_s , ainsi que les valeurs de porosité associées.
- 2- Estimer la lithologie.
- 3- Estimer la géométrie du réservoir.
- 4- Assurer l'existence et l'emplacement de la couche de conglomérats cimentés à vitesse V_p élevée dans le réservoir, avec un décalage en profondeur entre les puits MAG1 et MAG 6.
- 5- Calculer des abaques (*charts*) pour estimer le pourcentage de saturation en gaz pour le site de Maguelone.
- 6- Estimer le pourcentage de saturation en gaz dans les couches réservoirs.

III.3. Monitoring d'injection peu profonde de gaz (N₂ et CO₂).

3.1. Le dispositif d'observation en forage installé sur le site

Le site expérimental de Maguelone a été progressivement développé dans le cadre du projet européen MUSTANG (FP7) concernant le stockage géologique du CO₂. Dans ce cadre, SIMEx (Shallow Injection Monitoring Experiment) est une opportunité unique de tester un ensemble complet de techniques de monitoring de surface et en forage pour un cout limité par rapport aux stockages profonds (où la profondeur > 800 m). L'objectif de SIMEx est de contribuer au développement et au test de nouvelles techniques hydro-géophysiques de monitoring et d'observation du sous-sol (monitoring géophysique, géochimique et hydrodynamique) dédiés à la séquestration géologique du dioxyde de carbone. Cet ensemble coordonné d'observation vise à permettre la conception de méthodes et de détecteurs pour le suivi d'injection de gaz dans les réservoirs profonds (Pezard et al. 2010, 2012).

Le dispositif d'observation en forages installé sur le site comprend (Figure. 48) :

1. un forage d'injection de gaz (GIH8). (20 m)
2. un forage de logging (TLL6) dans le MAG6 pour le suivi répété par diagraphie d'induction et à l'aide des mesures sonique. (20 m).
3. un observatoire hydro-dynamique (DHO5) dans le MAG5 pour des mesures de pressions et l'échantillonnage de fluide poral à l'aide du système WestBay (Schlumberger).
4. deux observatoires permanents DEO7 et DEO9 (dans le MAG7 et MAG9) de résistivité électrique en forage (imaGeau). (20 m)
5. un observatoire sismique en forage (DSO1) dans le MAG1. (60 m)
6. en surface : une ligne sismique et une ligne de résistivité électrique (SSO et SEO).



Figure 48. Dispositifs géophysiques et hydrodynamique sur le site de Maguelone, où les forages d'observation sont distribués sur un cercle de 10 m de diamètre. Son centre étant le puits d'injection GIH8

3.1.a. Dispositif de l'enregistrement sismique (Figure 49) :

1. 1 géophone vertical 50 Hz à 1m de la source et de MAG1 pour la synchronisation
2. 1 antenne de surface composée de 28 géophones verticaux 50 Hz espacés de 1m, entre 8m (canal 30) et 35m (canal 3) de distance horizontale de MAG1, dans la direction de MAG TLL (entre canaux 19 et 20).
3. 1 antenne de puits dans MAG1, composée de 3 géophones 28 Hz 3 composantes, 1 verticale dans la direction du puits, deux horizontales orientées N et E, (non orientés lors des tests préliminaires, jour 1), placés à 7 m, 12 m et 17 m de profondeur.
4. 1 laboratoire d'enregistrement Geometrics RX60, 24 bits, pré-amplification 48db (sauf géophone de synchronisation 0db), pas d'enregistrement 0.25ms, temps d'écoute 0.25s.
5. 1 source marteau, plaque de frappe métallique, synchronisation par déclencheur GST03.

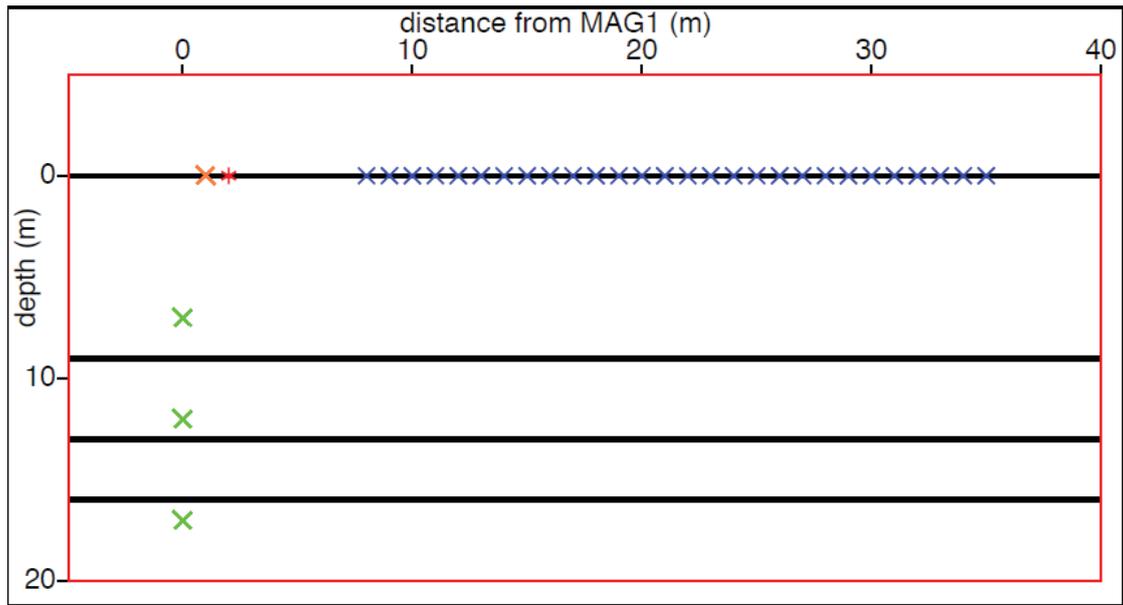


Figure 49. Coupe schématique illustrant l'organisation du dispositif d'enregistrement sismique utilisé à Maguelone pendant les expériences de l'injection de gaz. L'antenne de surface est composée de 28 géophones (croix bleues) ; une source marteau (étoile rouge), un géophone vertical 50 Hz à 1m de la source et de MAG1 pour la synchronisation (croix orange) et l'antenne de puits dans MAG1, composée de 3 géophones (croix vertes).

3.1.b. Dispositif de l'enregistrement acoustique (Sonic) :

Les mesures acoustiques ont été réalisés à l'aide d'une sonde (ou outil) acoustique " FWS Mount Sopris " qui est composée d'un émetteur acoustique et de deux récepteurs en utilisant les paramètres suivants :

1. Le mode de Monopole avec une fréquence de 5 kHz.
2. Un pas de mesure de 5 cm dans le puits TLL6 (MAG6).
3. Le temps entre deux mesures successives est de 1.5 heure en moyenne.

Ces enregistrements acoustiques (soniques) ont été réalisés pendant les expériences d'injection de N₂ en juin et novembre 2012 et pour l'injection de CO₂ en janvier 2013.

3.2 Injection d'azote (N₂)

Avant l'injection de CO₂, trois expériences d'injection d'azote (N₂) ont été menées en Mars, Juin et Novembre 2012 à Maguelone dans le cadre du projet SIMEx afin de mesurer la réponse du site à l'injection du gaz. L'azote (N₂) a été choisi en raison du caractère réducteur de l'environnement in situ présent dans le sous-sol proche à Maguelone. Chaque expérience a

été réalisée en deux jours successifs et avec un temps d'injection variable dans la journée (1-6 h). Ces expériences ont été suivies par les différentes méthodes de monitoring géophysiques et géochimique complet en forages et en surface. Les mesures ont été réalisées avant, pendant et après l'injection du gaz, afin d'avoir une gamme de données qui nous permettrait de suivre et d'évaluer les changements des différentes propriétés physiques et chimiques dus à l'injection et le stockage du gaz. Le Tableau 4 montre les paramètres de l'injection de l'azote pendant les trois expériences : le début et la fin de chaque injection, la pression de l'injection et la quantité injectée du gaz.

Injection data 2012	Expérience 1 (Mas 2012)		Expérience 2 (Juin 2012)		Expérience 3 (Novembre)	
	Injection 1	Injection 1	Injection 2	Injection2	Injection 1	Injection 2
	07/03/2012	08/03/12	07/06/2012	08/06/2012	08/11/12	09/11/12
Début de l'expérience	11:50	10:35	10:07	09:54	11:15	10:10
Fin de l'expérience	18: 00	16:44	16:02	11:10	13:15	11:26
Durée	6h	6h	6h	1h	2h	1h
Pression de l'injection (bar)	1.6 bar	1.6 bar	1.6 bar	2bar	2bar	2bar
Volume injecté par heure m ³ /h	10 (1 ^{er} h)	20-24 m ³ /h	24 m ³ /h	38 m ³ /h	40m ³ /h	40m ³ /h
	20-24m ³ /h		144 m ³ /h	38 m ³ /h	80 m ³ /h	40m ³ /h
Volume total injecté de N2	100 m ³	110 m ³	182 m ³		120 m ³	
	210 m ³					

Tableau 4. Paramètres d'injection du gaz N2 dans le site de Maguelone, pendant les trois expériences en Mars, Juin, et Novembre 2012.

3.3. Injection de CO₂

L'Injection de CO₂ a été réalisée en utilisant les mêmes dispositifs de terrain que pour l'injection de N₂. Une injection de CO₂ sur site de Maguelone a eu lieu entre le 21 et le 25 janvier 2013. Avec un volume total d'environ 111 m³ de CO₂ injecté pendant 3,5 heures le 22 janvier 2012 divisées en deux étapes. En raison des précipitations abondantes dans la nuit du 22 au 23 et dans la matinée du 23 janvier, la deuxième journée de l'injection de CO₂ a été abandonné afin de laisser la priorité au monitoring post-injection durant les 3 jours suivants. Le Tableau 5 montre les paramètres de l'injection de CO₂ le 22 janvier 2013

paramètres d'injection	Injection de CO ₂ 22 janvier 2013	
	Début de l'expérience	11:00
Fin de l' expérience	12:30	14:46
Durée	~1.5 h	~2 h
Pression de l'injection (bar)	~2 bars	
Volume injecté par heure m ³ /h	~40 m ³ /h (début)	~30 m ³ /h (début)
	~20 m ³ /h (fin)	~20 m ³ /h (fin)
Volume total injecté	~ 111m ³	

Tableau 5. Paramètres d'injection de CO₂ dans le site de Maguelone le 22 janvier 2013

3.4. Les mesures acoustiques

Nous avons obtenu la vitesse acoustique V_p par pointé des premières arrivées du signal sismique qui arrivent après le signal du ciment. Pour chaque jour d'injection, les courbes de vitesses sont présentés en couleurs différentes dans une seule figure (afin de faciliter la comparaison entre eux), et détecter les zone où les changements de vitesse sont importantes.

La figure 50 montre un log sonique pointé dans MAG6. Les deux récepteurs Rx1 et Rx2 sont présentés en mode « VDL » (Variable Density Log)", et en verts les courbes de pointage dT1 et dT2, en noir le courbe de lenteur (Slowness) en $\mu\text{s}/\text{m}$, et en bleu la vitesse (en m/s) qui montre clairement la zone de gravies et la couche conglomératique distingué par son pic de vitesse élevé.

Pour chaque mesure acoustique, et afin d'estimer la saturation en gaz dans les deux types de réservoirs (sable et graviers), nous avons appliqué les valeurs des vitesses obtenues sur les abaques (V_p & Porosité) calculées en utilisant la formule de Wyllie. (Figure 46 & 47).

Au niveau de l'amplitude, nous avons calculé la valeur de RMS pour la premier récepteur Rx1 de chaque mesure après avoir éliminé le signal du bruit par un filtre de fréquence, et les résultats ont présenté pour chaque jour d'injection, à côté de la RMS totale, les valeurs de certains zones ont calculé aussi, comme celle de la ciment contiens le signal de ciment jusqu'au 12 m, et aussi la partie rapide de signal (de 15 à 16 m). L'objectif de cette division est de focaliser sur chaque élément du milieu individuellement ; le bruit, le ciment (Figure 51), et les formations à différentes vitesses.

La figure 51 montre la division du log sonique (R_x1) selon le système de fenêtre proposé et les valeurs de l'amplitude maximale enregistrée. On peut remarquer l'effet des joints de tubage, du ciment, et des formations. Ceci nous permet de suivre les variations même pour des zone fine tel qu'entre 16 et 17 m qui se manifeste sur plusieurs fenêtres, et celle entre 15 et 16 m.

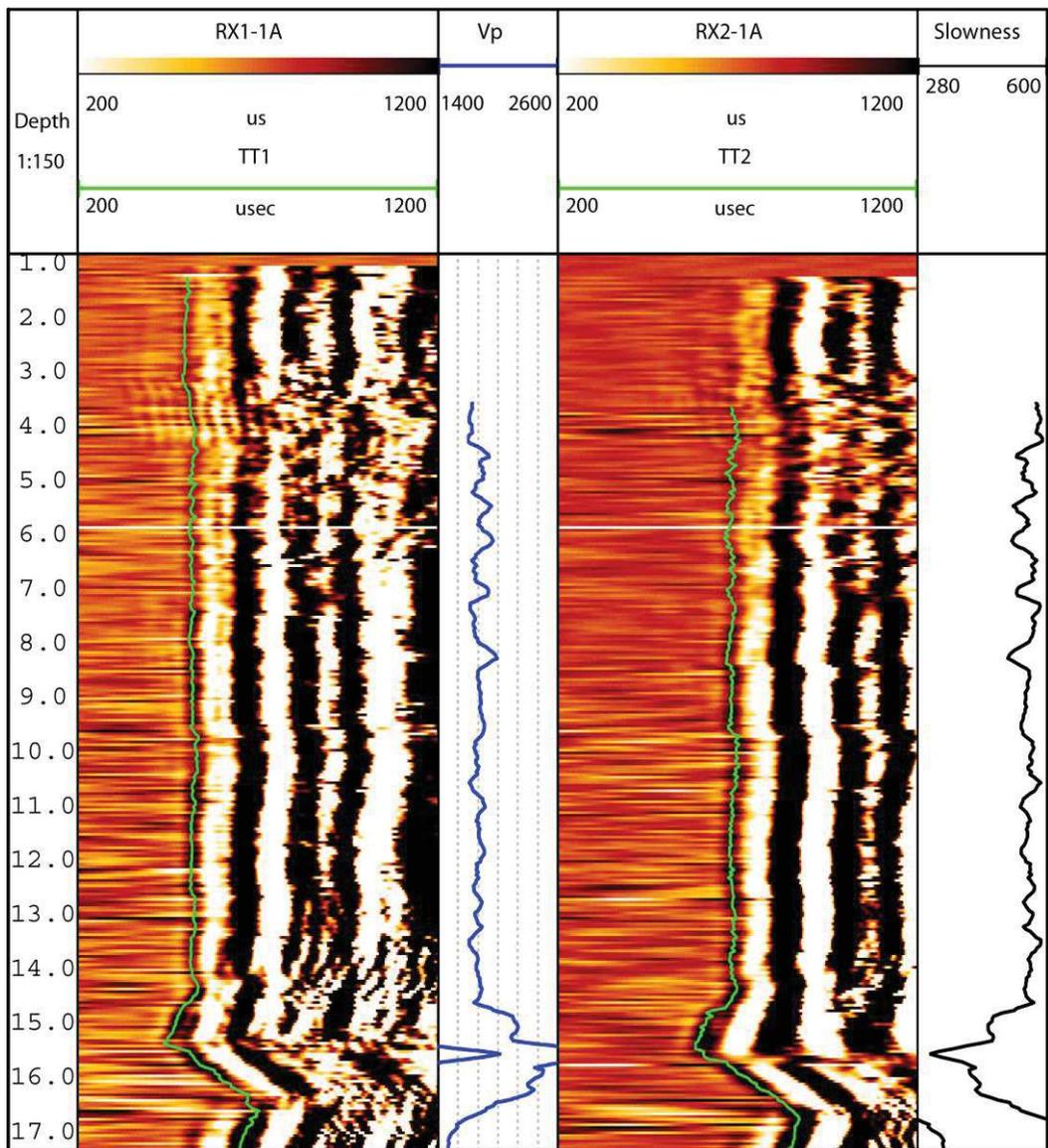


Figure 50. Le pointé des premières arrivées (courbes verts) appliqué sur les récepteurs 1 (RX1) et 2 (RX2) de un log Sonic à 5 KHz, permet de déterminer la lenteur (Slowness) et la vitesse (Vp m/s) de la formation dans le puits de MAG6.

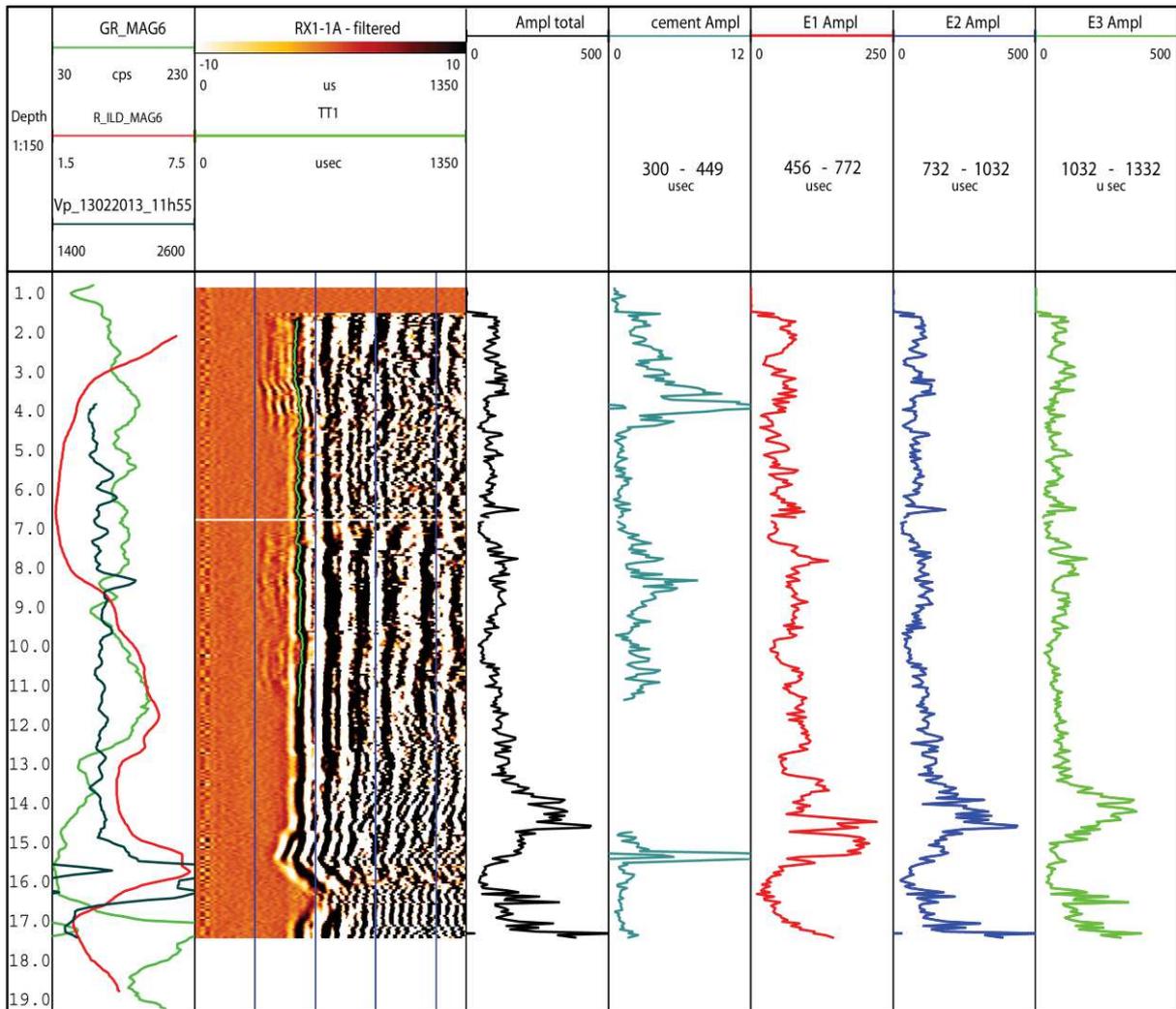


Figure 51. Graphique illustrant les différentes fenêtres temporelles utilisées pour faire l'analyse de l'amplitude du signal acoustique au premier récepteur Rx1 (à 5 KHz). (à gauche), la trace 1 présente trois logs de Gamma ray en vert, la Résistivité induction en rouge, et de Vp en bleu foncé. La trace 2 présente un log Sonic filtré au premier récepteur Rx1. Et les traces de 3 à 7 présentent respectivement les valeurs maximales de l'amplitude des fenêtres : total, ciment, E1, E2 et E3.

3.4.a. Les logs Vp lors de l'injection d'azote

- Injection N₂ le 07 et 08 Juin 2012

Plusieurs mesures soniques ont été enregistré pendant les deux jours d'injection en utilisant deux fréquences (5 et 20 KHz), afin de choisir une fréquence et de l'adopter dans les prochaines expériences. Suite à l'injection, c'est la fréquence de 5 KHz qui été choisie.

La Figure 52, montre les résultats de Vp de trois logs soniques à 5 KHz. Les valeurs de vitesses ont été filtrés (filtre moyen ; 3 points) pour avoir une courbe lissé. On peut constater que les changements de Vp sont en général petits, et distribués sur plusieurs profondeurs telles qu'entre 7 et 8 m, 11 et 12 m et 15 à 16.5 m.

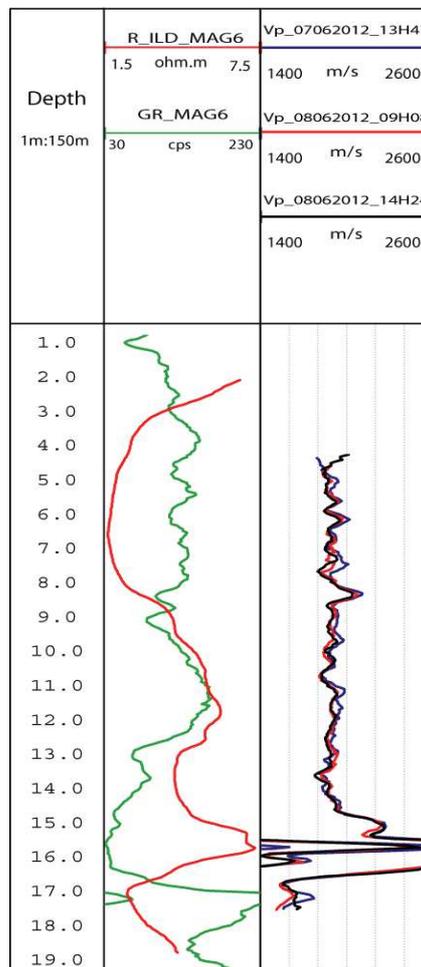


Figure 52. Les vitesses acoustiques Vp (m/s) des logs soniques enregistrés à 5KHz dans MAG6 pendant l'injection d'Azote (N₂) le 7 juin 2012 (à droite, en bleu) et le 8 juin 2012 (à gauche), logs de Gamma ray en vert, et de la résistivité induction en rouge. On constate des variations légères de Vp.

3.3.4.b. Amplitude RMS du récepteur Rx1 (injection d'azote)

- Injections de N₂ les 07 et 08 juin 2012 (Figure 53)

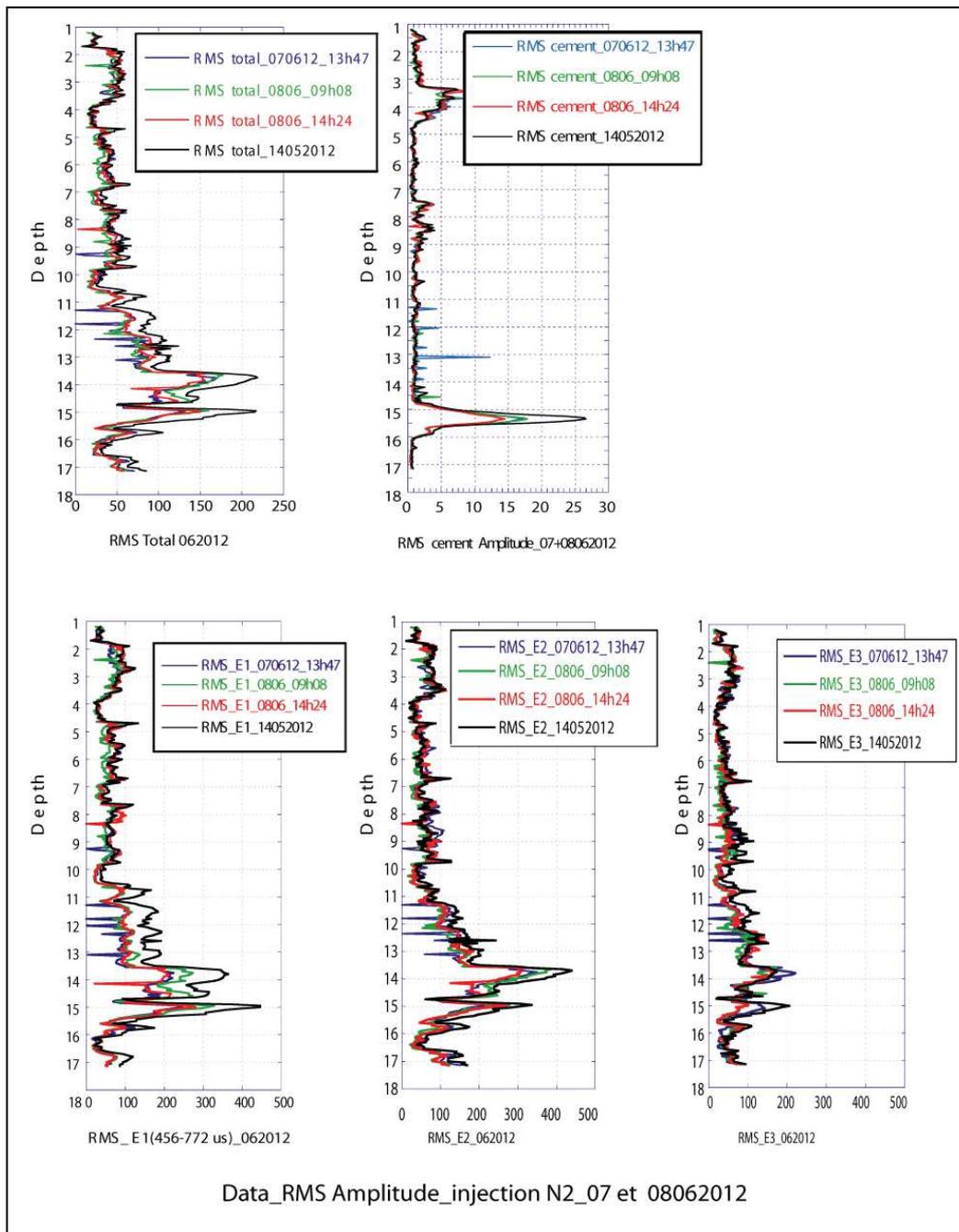


Figure 53. Graphique montrant l'amplitude RMS du signal acoustique filtré au premier récepteur Rx1 (à 5 KHz) (injection N₂ _ 07 et 08062012). Le RMS total, RMS de ciment et les RMS des fenêtres E1, E2 et E3. Les valeurs du log du 07 juin est en bleu et les valeurs des logs du 08 juin sont en vert (avant l'injection), et en rouge (pendant l'injection), avec leurs équivalents du log de référence enregistré le 14 mai 2012 (en noir).

3.4.c. Estimation de la saturation en gaz

- Injections de N₂, les 07 et 08 juin 2012

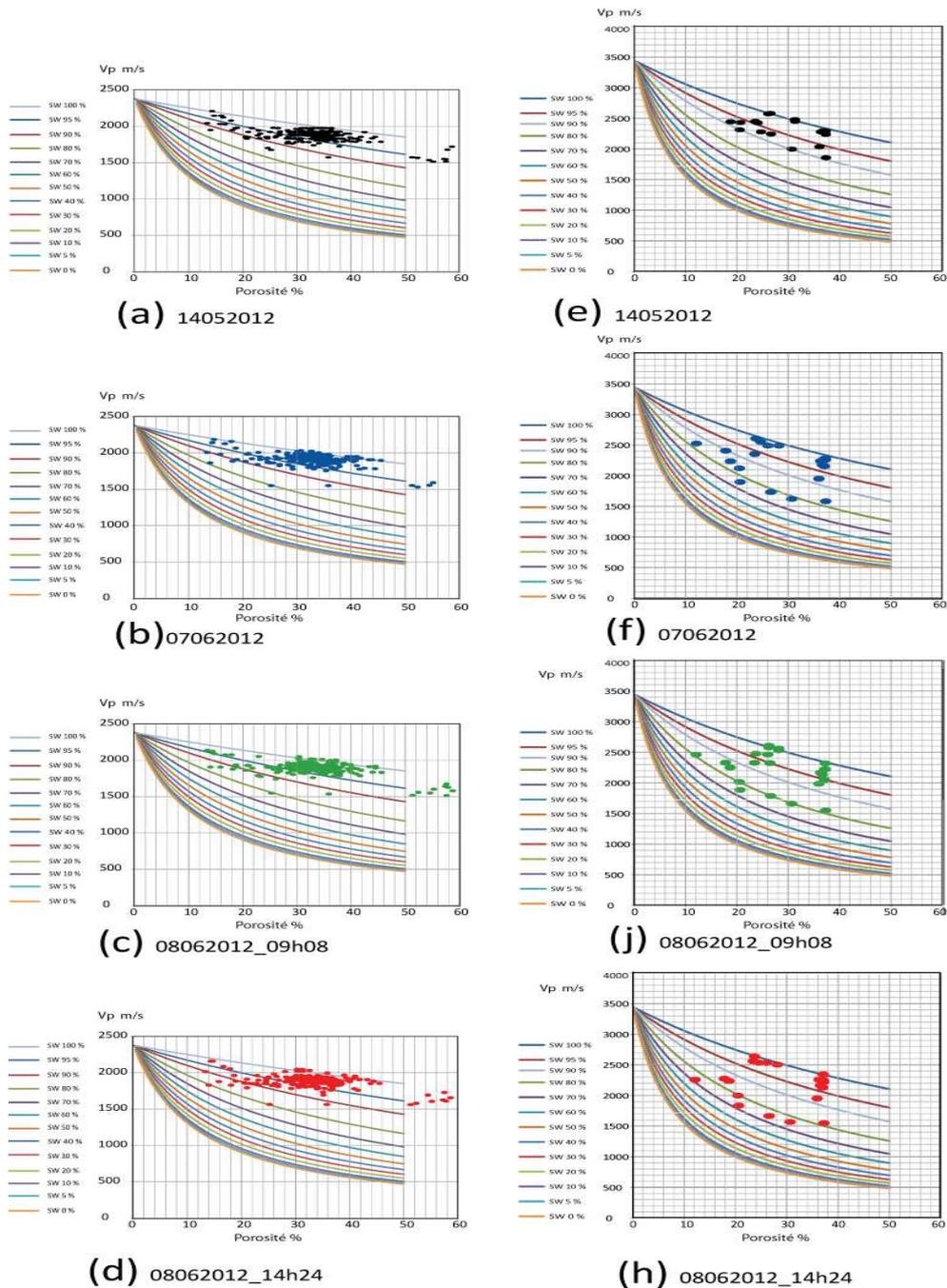


Figure 54. Graphique montrant la transposition des résultats des cross-plot (Vitesse & Porosité) de MAG 6 (le log du 14 mai 2012 et les logs enregistrés pendant l'injection de gaz de N₂ en Juin 2012), sur les **modèles théoriques** pour les deux séries perméables. A gauche (figures a, b, c et d) pour les séries **sableuses**, et à droite (figures : e, f, j et h) pour les graviers.

- Injections d'azote les 08 et 09 novembre 2012

Sept logs de sonique à 5 KHz ont été enregistrés durant ces deux jours d'injection de N₂. L'augmentation du nombre de mesures a amélioré la possibilité de suivre et de détecter les changements de vitesse, comme il est observé dans la figure 55. Les valeurs de Vp montrent des changements légers, mais ils sont focalisés dans certaines zones, surtout dans la partie entre 13 et 16.5 m. Aussi, la courbe de Vp enregistré le deuxième jour à 11h00, pendant l'injection (fig.4.b en vert) montre une augmentation de vitesse entre 15 et 16.5 m.

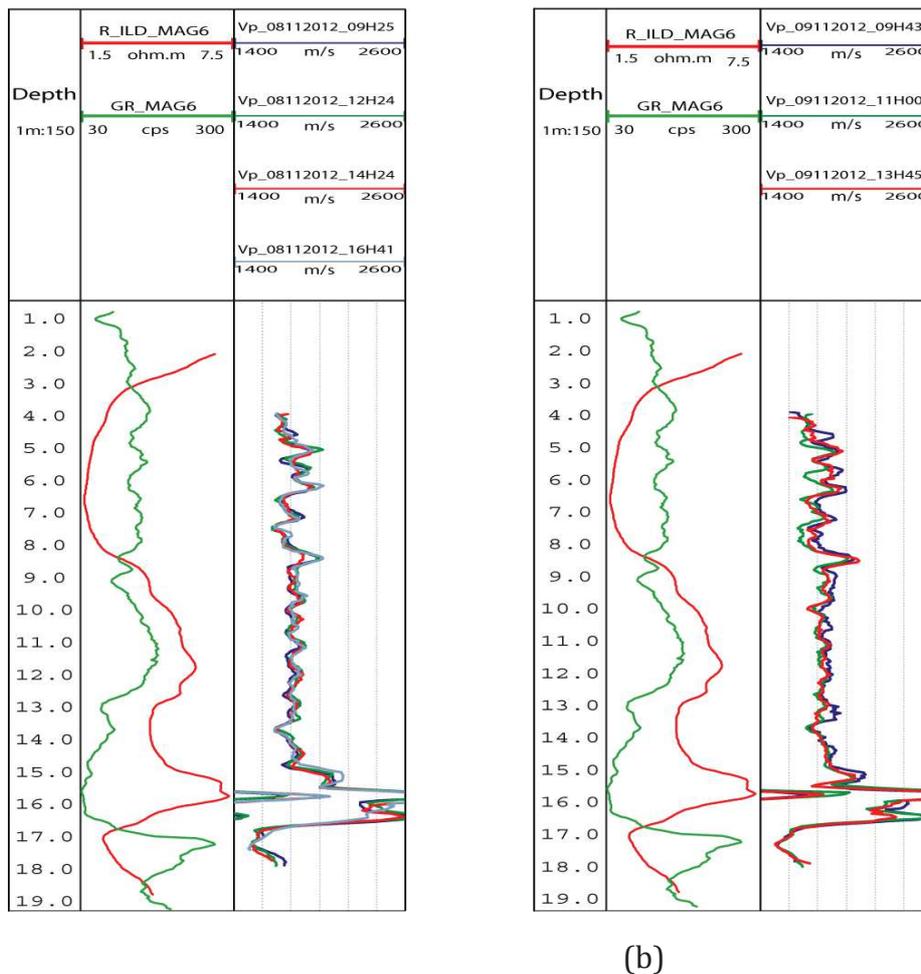


Figure 55. Les vitesses acoustiques Vp (m/s) obtenus à partir des logs soniques enregistrés à 5KHz dans MAG6 pendant l'injection d'Azote N₂ le 08 et 09 Novembre 2012. **(a)** les logs de Vp enregistrés pendant le premier jour de l'injection le 08 Novembre 2012. En bleu les log de Vp avant l'injection, les logs de Vp pendant l'injection sont en vert et en rouge et le log de Vp après l'injection est en turquoise. (à gauche), le Log de Gamma ray vert, et de la Résistivité induction en rouge. **(b)** les logs de Vp enregistrés pendant le deuxième jour de l'injection le 09 Novembre 2012. En bleu les log de Vp avant l'injection, le log pendant l'injection est en vert et en rouge le log de Vp après l'injection. (à gauche), le Log de Gamma ray vert, et de la Résistivité induction en rouge.

- Injections d'azote les 08 novembre 2012 (Figure 56)

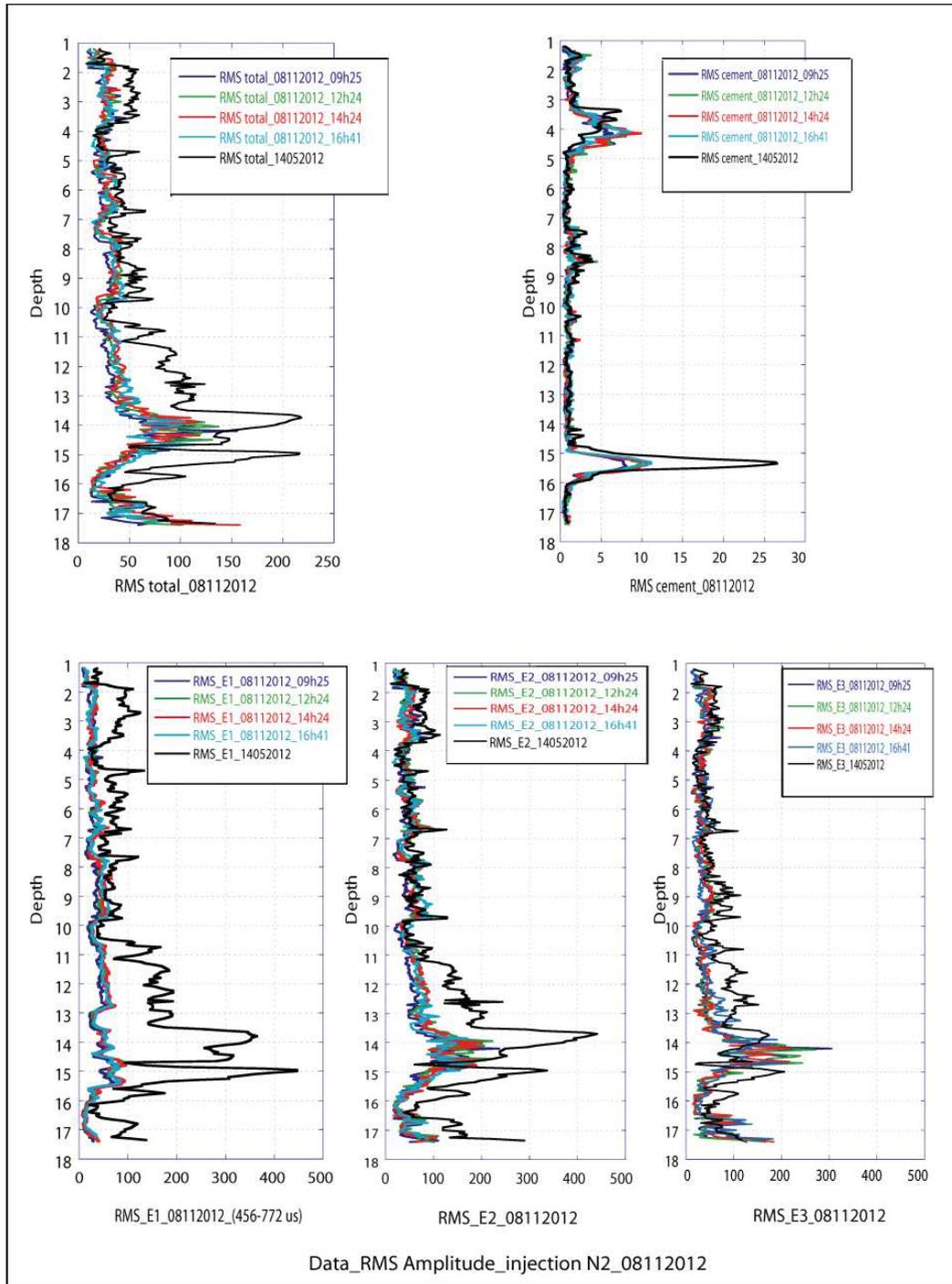


Figure 56. Graphique montrant l'amplitude RMS du signal acoustique filtré au premier récepteur Rx1 à 5 KHz, injection de N2 _ le 08 Novembre 2012. Le RMS total, RMS de ciment et les RMS des fenêtres E1, E2 et E3. Les valeurs du log avant l'injection sont en bleu, les valeurs en vert et rouge (pendant l'injection), et en turquoise (après l'injection). Avec leurs équivalents du log de référence enregistré le 14 Mai 2012 (en noir)

- Injection d'azote le 09 novembre 2012 (Figure 57) :

Estimation de la saturation

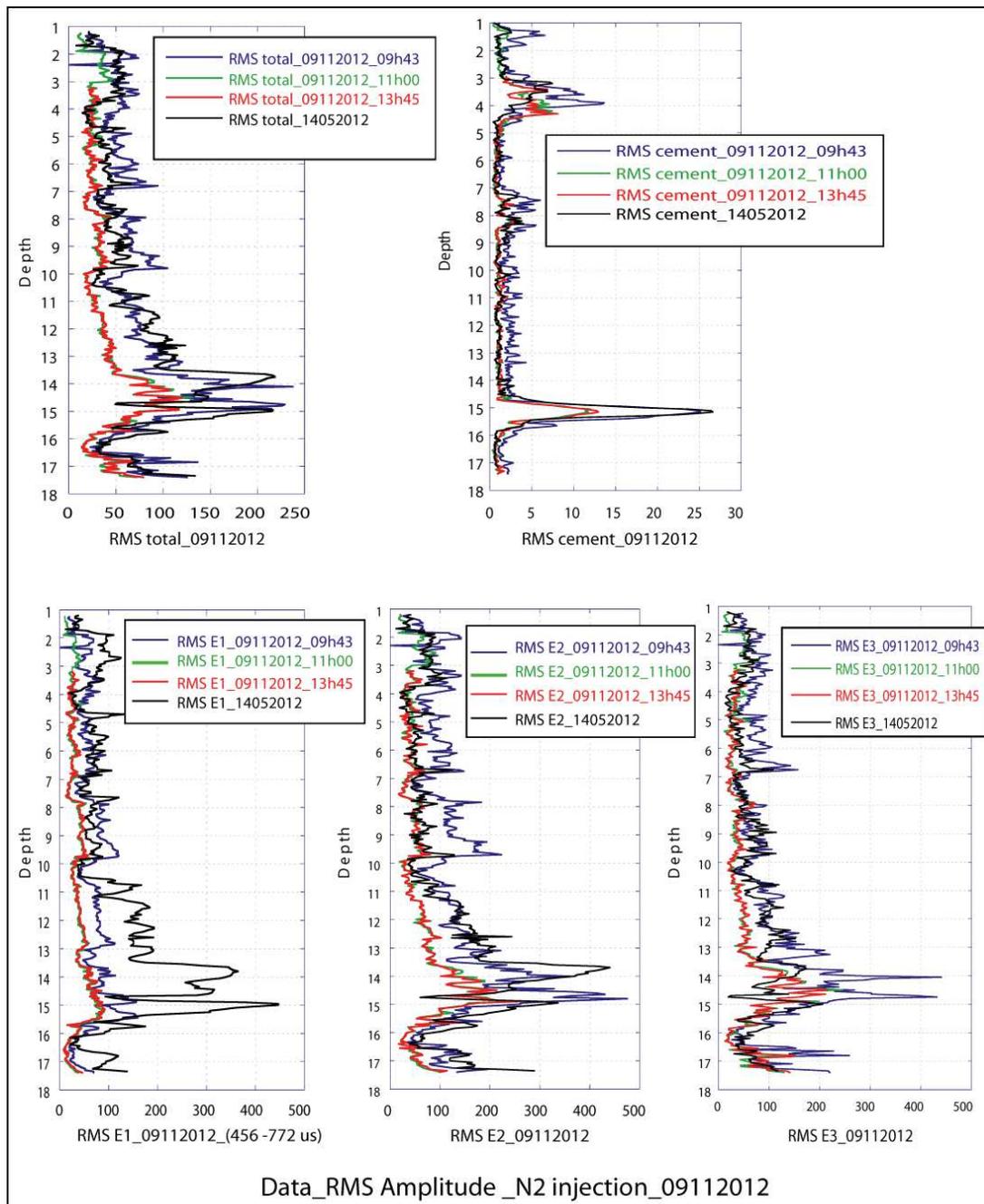


Figure 57. Graphique montrant l'amplitude RMS du signal acoustique filtré au premier récepteur Rx1 à 5 KHz, injection de N₂ _ le 09 Novembre 2012. Les valeurs du RMS total, RMS de ciment et les RMS des fenêtres E1, E2 et E3 de trois logs enregistrés. Les valeurs du log avant l'injection sont en bleu, en vert : les valeurs des logs pendant l'injection, en rouge : les valeurs du log après l'injection. Avec leurs équivalents du log de référence enregistré le 14 mai 2012 (en noir).

- Injection d'azote le 08 novembre 2012

Estimation de la saturation

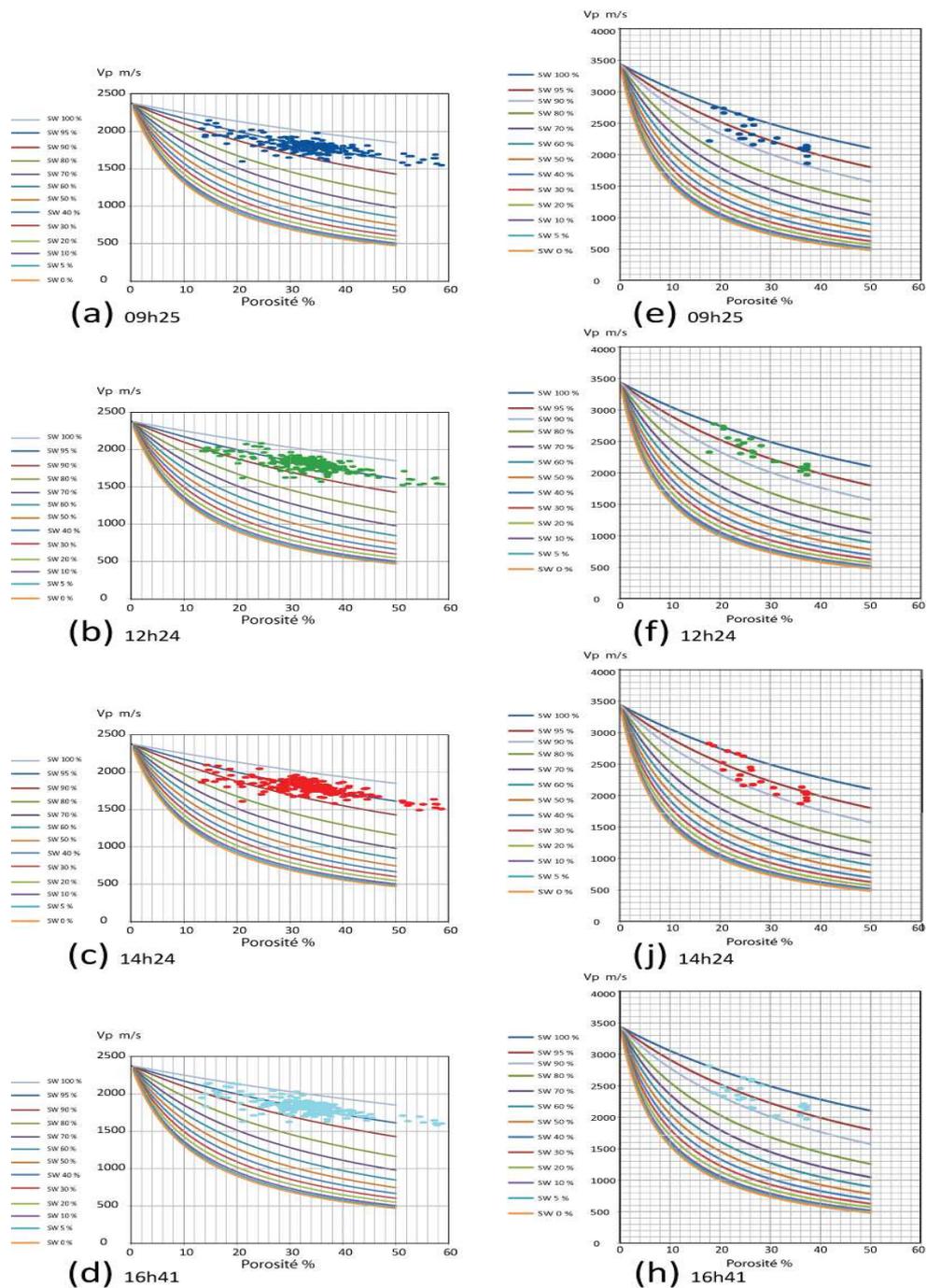


Figure 58. Graphique montrant la transposition des résultats des cross-plot (Vitesse & Porosité) de MAG 6 pendant l'injection de gaz de N₂ le 08 Novembre 2012 sur les **modèles théoriques** pour les deux séries perméables. A gauche (figures a, b, c et d) pour les séries **sableux**. Et à droite (figures : e, f, j et h) pour les graviers.

- Injection d'azote le 09 novembre 2012

Estimation de la saturation

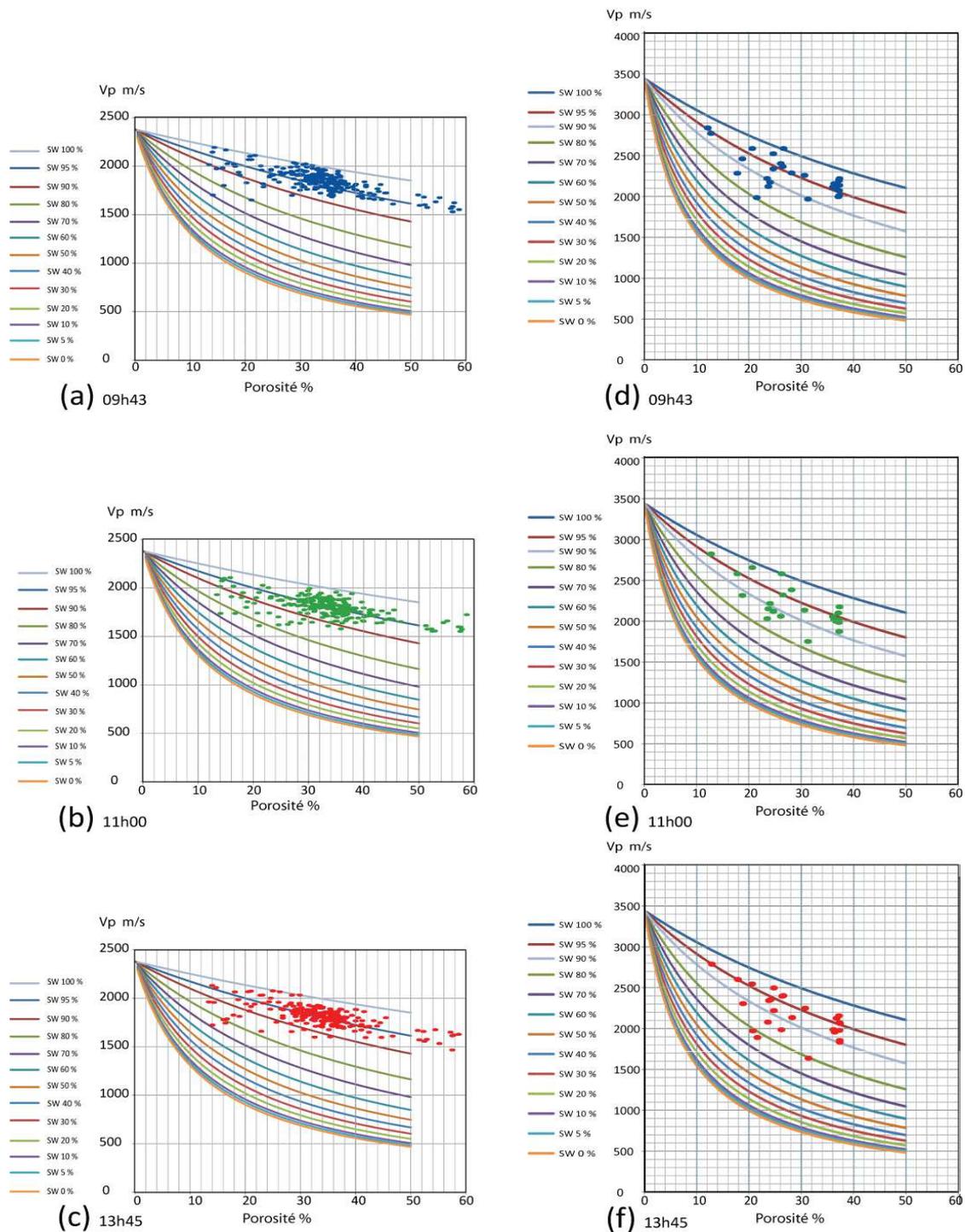


Figure 59. Graphique montrant la transposition des résultats des cross-plot (Vitesse & Porosité) de MAG 6 pendant l'injection de gaz de N₂ le 09 Novembre 2012 sur les **modèles théoriques** pour les deux séries perméables. A gauche (figures a, b, et c) pour les séries **sableuses**, et à droite (figures : d, e, et f) pour les graviers.

3.4.d. Les logs de vitesses Vp lors de l'injection de CO₂ - Injection de CO₂ du 22 janvier 2013

Les enregistrements soniques dans cette injection couvrent plusieurs jours (du 21 au 25 janvier 2013), avec un log par jour (Figure. 60.b), excepté durant la journée de l'injection où nous avons réalisé trois logs (Figure. 60.a). Comme pour les injections de N₂, les changements de Vp sont plus importants dans les couches comprises 13 à 16.5 m. Encore une fois, le log enregistré pendant l'injection le 22 à 13h34 (Figure. 60.a, en vert), montre une augmentation de Vp autour de 15 m, et des diminutions légères de Vp vers 13.5, 10.5, et 8.5 m.

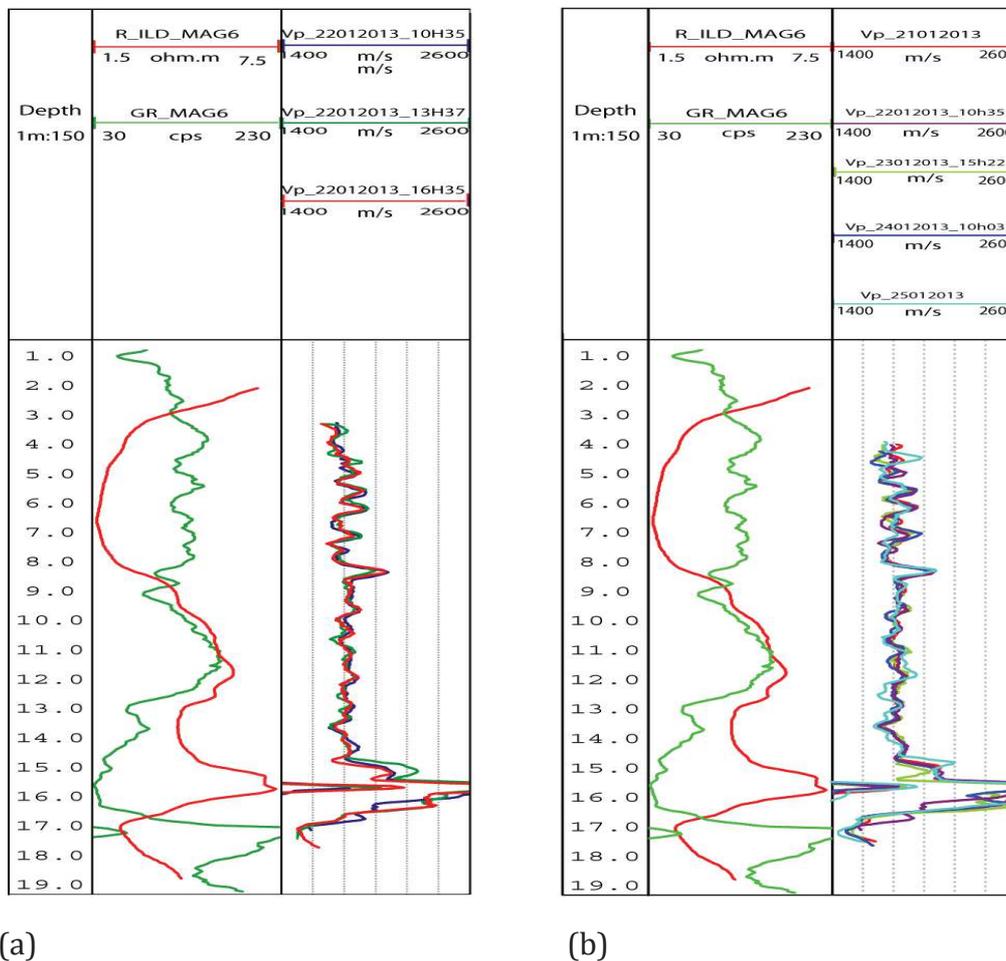


Figure 60. Les vitesses acoustiques Vp (m/s) obtenus à partir des logs soniques enregistrés à 5KHz dans MAG6 pendant l'injection de CO₂ le 22 Janvier 2013. **(a)** les trois logs de Vp enregistrés pendant la journée de l'injection le 22 Janvier 2013. En bleu les log de Vp avant l'injection, le log pendant l'injection est en vert et le log de Vp après l'injection est en rouge. à gauche : les Logs de Gamma ray en vert, la Résistivité induction en rouge. **(b)** un monitoring des logs de Vp enregistrés pendant plusieurs jours, du 21 au 25 janvier 2013. Le log de Vp du 22 janvier représente le log enregistré avant l'injection. à gauche : les Logs de Gamma ray en vert, la résistivité induction en rouge.

3.4.e. Amplitude RMS du récepteur Rx1 (injection de CO₂)

- Injection de CO₂, le 22 janvier 2013 (Figure 61) :

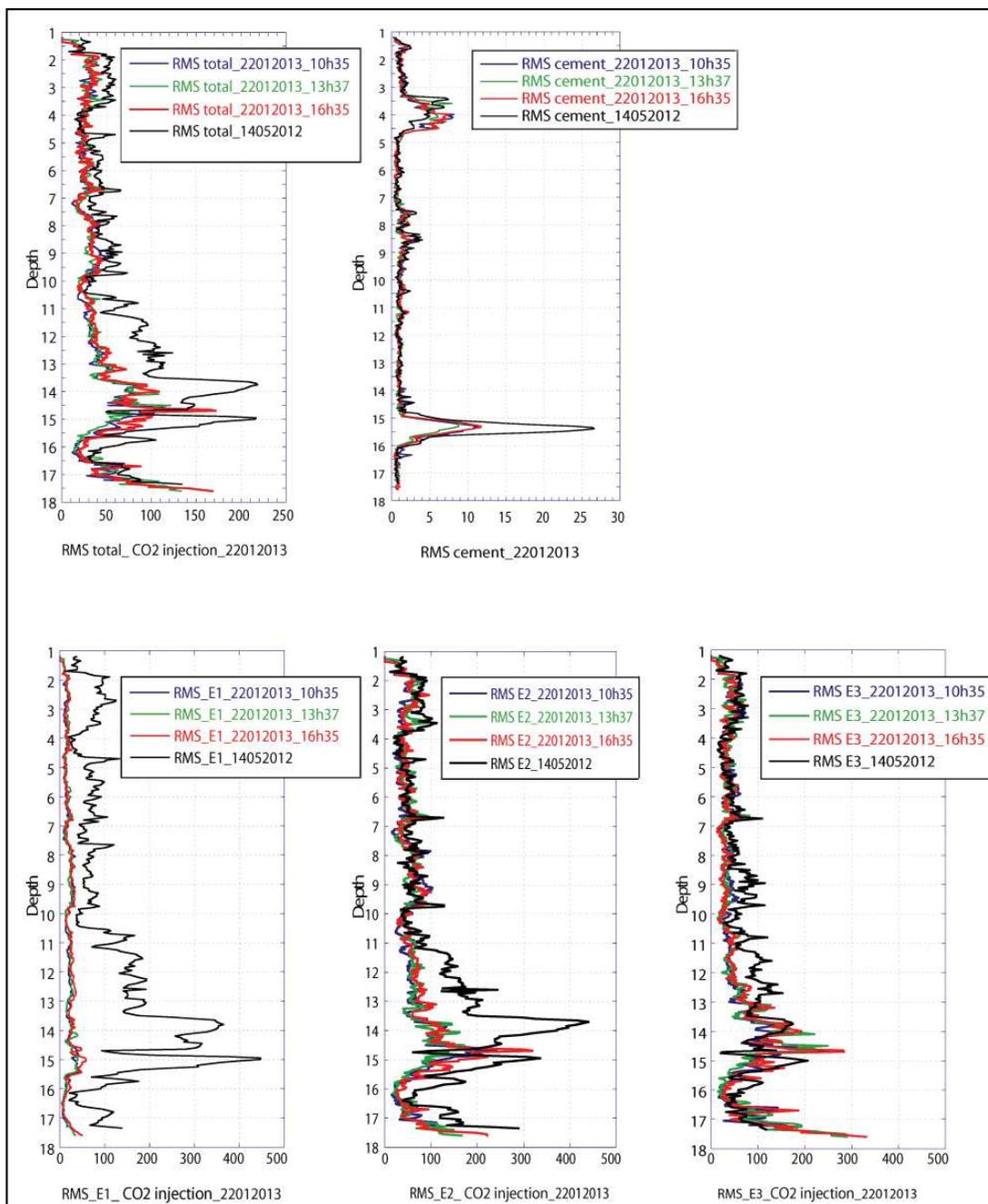


Figure 61. Graphique montrant l'analyse de l'amplitude RMS du signal acoustique filtré du première récepteur Rx1 à 5 KHz, injection de CO₂ _ le 22 janvier 2013. Les valeurs du RMS total, RMS de ciment et les RMS des fenêtres E1, E2 et E3 des trois logs enregistrés. Les valeurs du log avant l'injection sont en bleu, les valeurs des logs pendant l'injection sont en vert, et les valeurs du log après l'injection sont en rouge. Avec leurs équivalents du log de référence enregistré le 14 mai 2012 (en noir).

- Injection de CO₂, le 22 janvier 2013

Estimation de la saturation

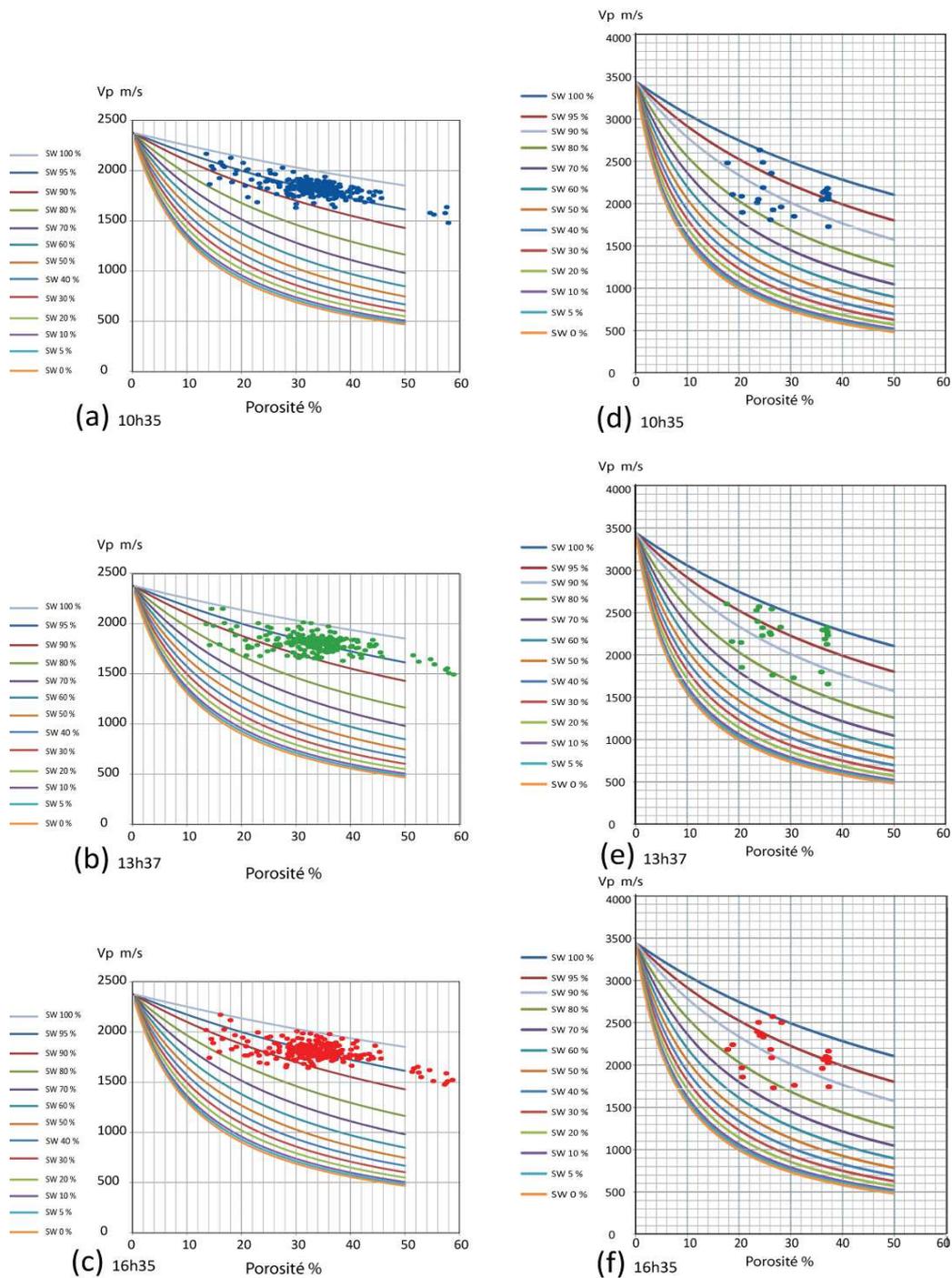


Figure 62. Graphique montrant la transposition des résultats des cross-plot (Vitesse & Porosité) de MAG 6 pendant l'injection de gaz de CO₂ le 22 Janvier 2013 sur les **modèles théoriques** pour les deux séries perméables. A gauche (figures a, b, et c) pour les séries **sableuses**. Et à droite (figures : d, e, et f) pour les graviers.

3.4.a. Les logs Vp sans injection de gaz, le 13 février 2013

Trois logs soniques ont été enregistré en février 2013, cette fois sans injecter de gaz. La figure 63 montre le résultat Vp obtenu par les mesures. On observe que les courbes de Vp sont moins bruitées par rapport à celles enregistrés pendant l'injection. Les variations des valeurs de Vp en bas de la couche conglomératique entre 16 et 17 m sont toujours présentes. On remarque aussi des variations autour de 14.7, 13.5, 11.5 et à 7.5 m.

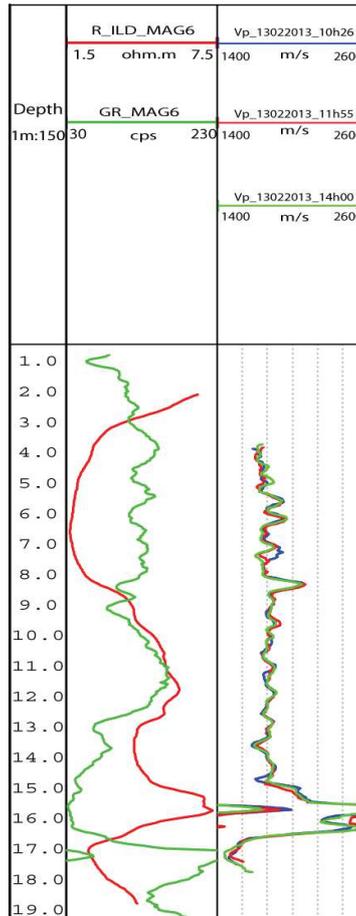


Figure 63. Les vitesses acoustiques Vp des logs soniques enregistrés à 5KHz dans MAG6 sans injection de gaz, le 13 février 2013

3.4.b Amplitude RMS du récepteur Rx1, sans injection de gaz, le 13 février 2013 (Figure 64)

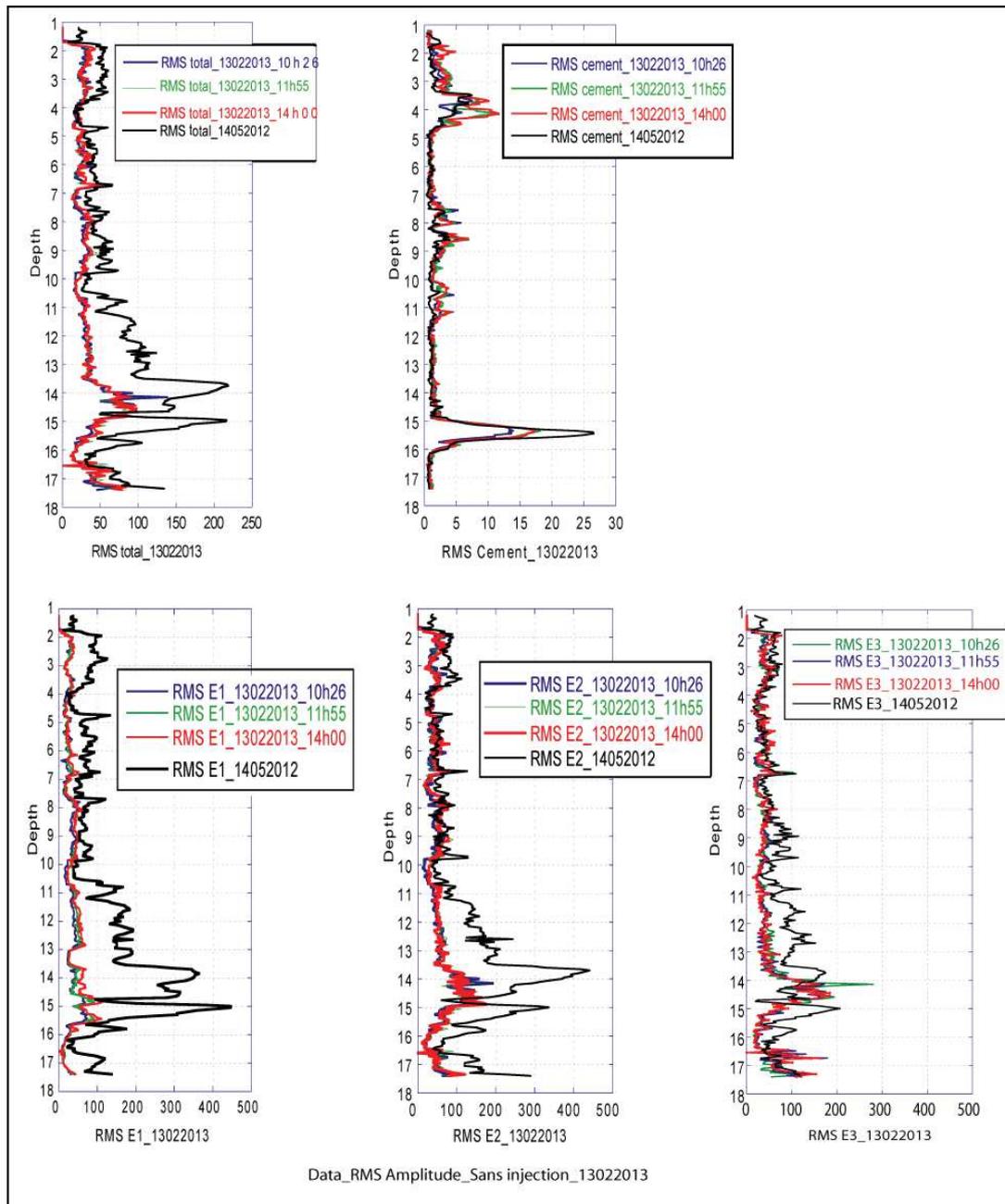


Figure 64. Graphique illustrant l'analyse de l'amplitude RMS du signal acoustique filtré du première récepteur Rx1 à 5 KHz, de trois logs enregistrés sans l'injection de gaz, le 13 Février 2013. Les valeurs du RMS total, RMS de ciment et les RMS des fenêtres E1, E2 et E3 enregistrés, avec leurs équivalents du log de référence enregistré le 14 mai 2012 (en noir).

- La saturation sans injection de gaz le 13 février 2013

Estimation de la saturation

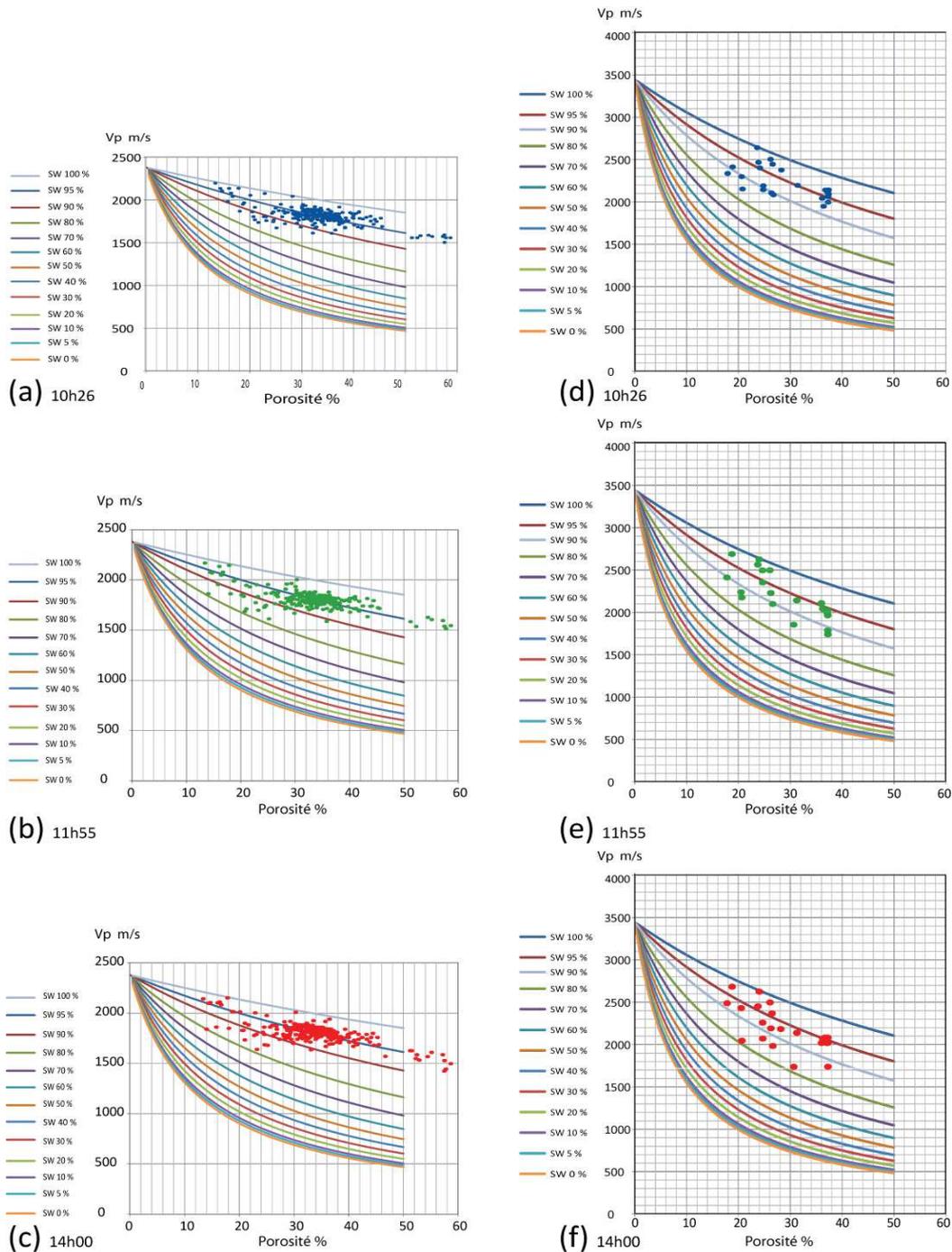


Figure 65. Graphique montrant la transposition des résultats des cross-plot (Vitesse & Porosité) de MAG 6 sans l'injection de gaz le 13 Février 2013 ; sur les **modèles théoriques** pour les deux séries perméables. A gauche (figures a, b, et c) pour les séries **sableux**. Et à droite (figures : d, e, et f) pour les graviers.

Conclusion

Les logs de sonique à 5 KHz, enregistrés durant ces deux injections de N₂ et de CO₂, ont montré au niveau des valeurs de V_p, des changements légers, mais ils sont focalisés dans certaines zones, surtout dans la partie entre 13 et 16.5 m, des augmentations ou diminutions des vitesses entre 15 et 16.5 m. A noter aussi, que même les mesures réalisées sans injection de gaz montrent les mêmes variations en vitesses en en amplitudes mais ici, elles sont moins importantes. Les variations de l'amplitude sont claires aussi sur le single de ciment, (Figure .66). Ces changements sont accompagnés avec des variations des amplitudes peuvent être liée à la désaturations en eau ou en gaz, pendant les expériences d'injections. Figure 66, montre l'amplitude RMS du signal acoustique filtré du premier récepteur Rx1 à 5 KHz, des logs enregistrés avec et sans l'injection de gaz, de mai 2012 à Février 2013, classifié selon les différentes expériences, avec leurs équivalents du log de référence enregistré le 14 mai 2012 (en noir). Ce figure montre il y a une diminution de l'amplitude RMS de l'ordre de 37%, entre le log de référence, et le log enregistré sans injection de gaz (mais après les séries de l'espérance d'injection de gaz). Mais pendant l'injection de gaz, la diminution devant de l'ordre de 50 à 70 %.

Au niveau de la estimation de saturation en gaz, la comparaison entre les résultats des mesure (vitesses & porosité), et les abaques calculés nous a permis de estimé que la saturation gazeuse résultant de l'injection, ou d'une activité naturelle du site de Maguelone dans les couches de sable argileux est de l'ordre de 0-6 % environ. Tandis que la saturation dans les couches de gravier, est de l'ordre de ~ 3-10 %. Ce qui nous montre le rôle important joué par la couche conglomératique, qui fait une barrière de perméabilité pour le gaz, puis le gaz remonte se stocker dans la couche réservoir à ~8m. Figure 67.

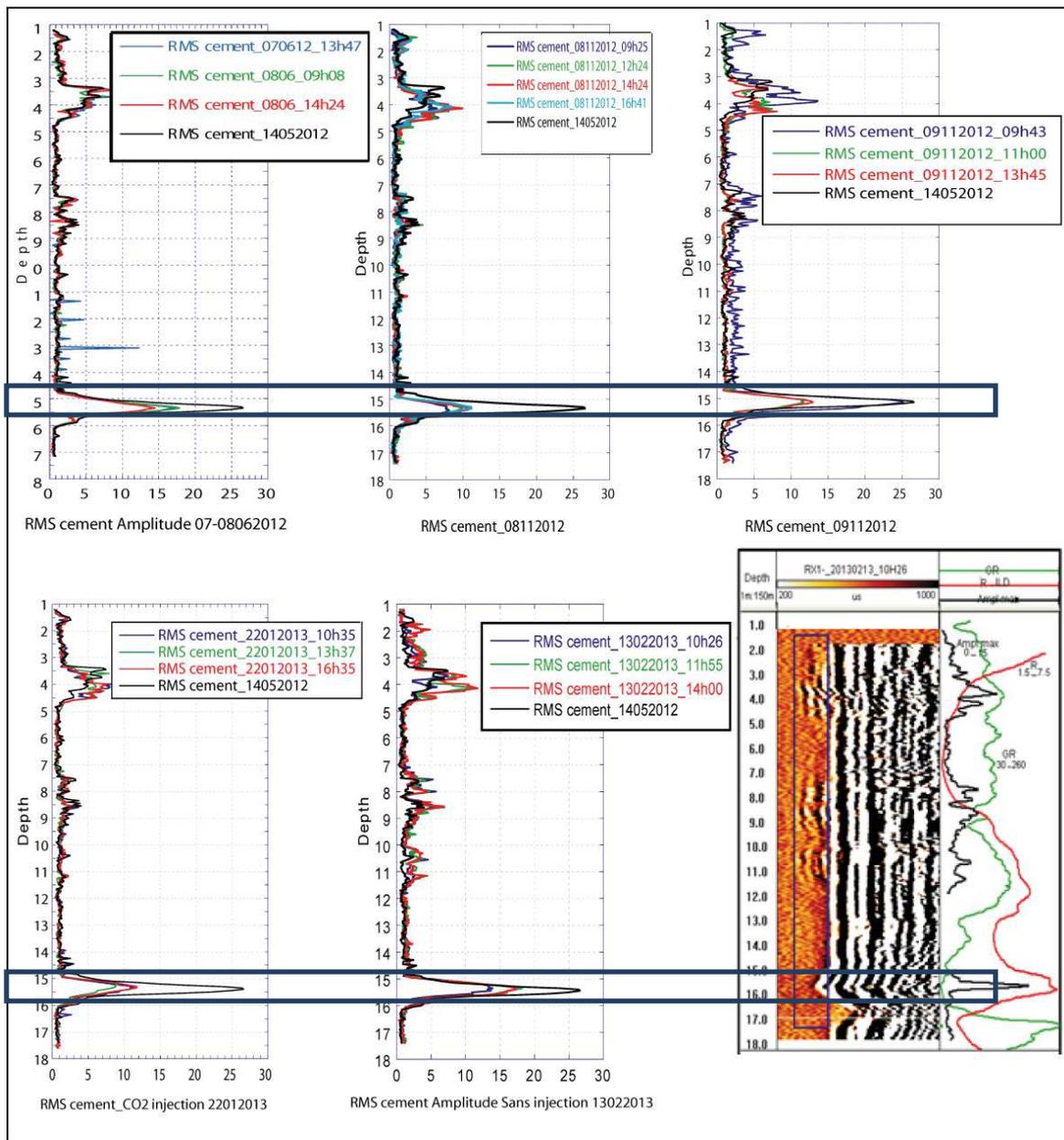


Figure 66. (RMS ; influence du ciment) Graphique illustrant l'analyse de l'amplitude RMS du signal acoustique filtré du premier récepteur Rx1 à 5 KHz, des logs enregistrés avec et sans l'injection de gaz, de mai 2012 à Février 2013, classifié selon les différentes expériences, avec leurs équivalents du log de référence enregistré le 14 mai 2012 (en noir).

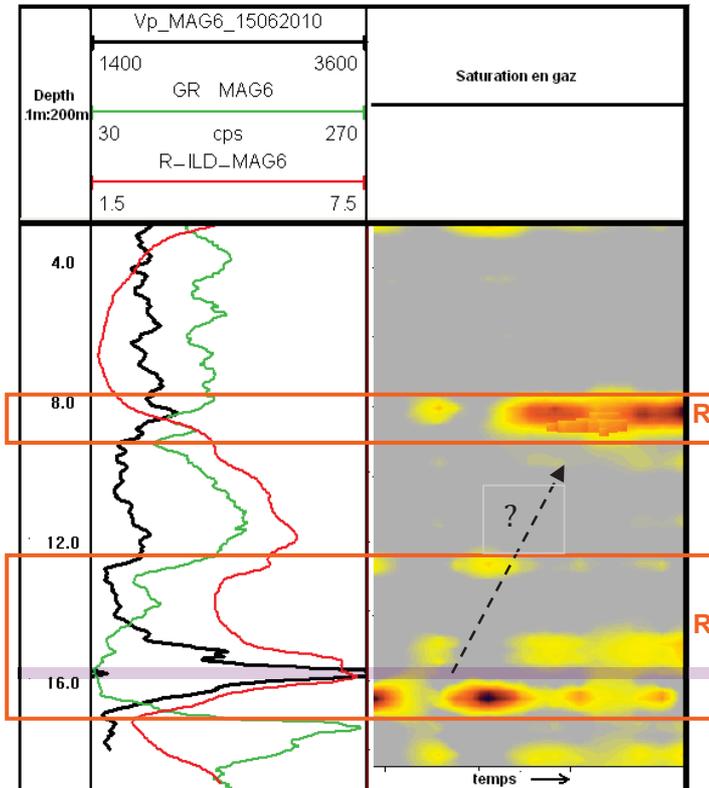


Figure 67. Graphique montre la distribution des zones de stockage de gaz dans le site de Maguelone, et le rôle de la couche conglomératique qui bloque le gaz dans la partie basse du réservoir (vers 16 m). A gauche : les mesures géophysique de gamma ray, la résistivité électrique, et la vitesse acoustique dans MAG6. à droite : une carte de saturation de gaz estimé par des logs de la résistivité électrique.

III.4. Monitoring des mesures VSP et des logs soniques pour l'injection peu profonde du gaz dans les dépôts sédimentaires non consolidés sur le site de Maguelone.

4.1. Acquisition et traitement des données VSP : (voir l'annexe 1)

4.2. Monitoring des vitesses soniques dans MAG1

Le site expérimental de Maguelone consiste de série de forages réalisés entre 2004 et 2014. Les mesures ont été concentrées dans le forage le plus ancien (MAG1), en particulier l'analyse des ondes acoustiques.

L'analyse simple de type « short time lapse » de l'amplitude de mesure acoustique réalisée dans MAG6 représente un résultat qui peut être intéressant, permettant de détecter les zones réservoirs ainsi que leur comportement en terme de stockage de gaz.

Nous allons présenter les mesures acquises, la méthode de traitement utilisée pour obtenir les vitesses des différentes ondes P et S, ainsi que le calcul appliqué sur les données compatibles avec l'organisation lithologique proposée par l'étude des carottes, et des logs de Gamma Ray (GR).

Détecter les changements dans les propriétés acoustiques (notamment la vitesse) au cours du temps sur ce site a constitué une partie importante du travail réalisé pendant plusieurs années.

L'objectif de cette étude était de comparer les résultats des mesures acoustiques avec les résultats issus d'autres mesures sur le même site, incluant le **VSP** (vertical sismique profil) et les mesures électriques (**Res**) et GR de radioactivité naturelle, afin d'interpréter ces résultats en termes de structure et de conditions du milieu étudié.

- Méthodes de traitement :

Nous avons enregistré et analysé plusieurs mesures acoustiques dans les forages MAG1 et MAG6, en utilisant la fréquence (5 kHz), en mode Monopôle (Tableaux de 1 à 4). Ces tableaux montrent les principales caractéristiques de l'environnement de mesure dans les deux forages MAG1 et MAG6 ; et paramètres de muser utilisés.

Cette gamme de mesures a été divisée en deux groupes : **le premier** contient les données acquises de manière répétée pendant trois ans (un log par an de 2010 à 2012 (long time lapse)), et **le deuxième** regroupe des données acquises à haute fréquence temporelle, le 30 octobre 2013 (une mesure toutes les 20 minutes pendant une heure (short time lapse)).

Nom du forage	La profondeur	Le tubage	Ciment	Offset du tubage	Date du forage	Altitude
MAG1	60 m	PVC	non	0.48 m	2003	0.57
MAG6	21m	PVC	Oui (0-12 m)	0.12 m	2010	0.75

Tableau (1) illustrant les principales caractéristiques des forages MAG1 et MAG6.

forage	Type de mesure	Fréquence kHz	Vitesse de sonde	Pas de mesure	Pas d'échantillonnage	outil
Mag1	monopole	5	3-5 mètre par minute	0.05m	4µS	FWS Mount Sopris
Mag6	monopole	5				

Tableau (2) des paramètres d'acquisition des données de full waveform (sonique)

Forage MAG1	date de mesure	Profondeur investigué	Nombre de logs
Long time lapse	2010-2011-2012(2)	20 m	4 logs
Short time lapse	30102013 (1 heure)	20 m	3 logs

Tableau (3) des paramètres de division des données étudiées

paramètres de l'outil FWS Mount Sopris	Longueur de l'outil	Distance entre la tête de sonde et l'émetteur	Distance entre l'émetteur et le 1 ^{er} récepteur	Distance entre l'émetteur et le 2 ^{ème} récepteur	Distance entre les deux récepteurs
		2.73 m	0.57m	0.895 m	1.195 m

Tableau (4) la géométrie de l'outil de mesure FWS Mount Sopris

Le traitement des données de géophysique en forage se fait avec le logiciel Wellcad, produit par ALT. Ce logiciel propose une large gamme de modules permettant d'exploiter les données dans les meilleures conditions possibles.

Deux méthodes de traitement (dans le domaine de temps) ont été utilisées pour obtenir la vitesse acoustique.

- 1- Le pointage des premières arrivées : qui nous permet d'obtenir des enregistrements continus de la vitesse acoustique (V_p), en appliquant la loi simple de vitesse.

$$V_p = \frac{1}{\Delta t} \times 10^6; \quad \text{où } \Delta t = \text{lenteur en } \mu\text{s/m} ; V_p \text{ en m/s} \quad (1)$$

A noter que dans cette étape, le pointage a été effectué sur les données brutes sans appliquer de filtres. On a effectué un prétraitement en corrigeant l'offset de tubage, le point de mesure de l'outil (entre les deux récepteurs), et la distance entre les deux récepteurs. De plus, le pointage des premières arrivées a été effectué derrière le signal de tubage PVC, ce qui rend le travail compliqué. La Figure 68 montre un exemple de log Sonic pointé dans MAG1, ainsi que le résultat obtenu en suivant ce mode de traitement.

- 2- L'analyse de vitesse : faisant suite à la première méthode, elle vise à obtenir un log de lenteur (Slowness). Elle permet de générer un log séparé de type "Velocity analysis". L'analyse de vitesse est obtenu par le pointé des courbes de cohérences, les lenteurs des ondes P et S, (Δt_p , Δt_s en $\mu\text{s/m}$), et par le biais de la formule (1). Les calculs des vitesses V_p et V_s en (m/s) nous permet d'obtenir le rapport V_p/V_s , et le coefficient de poisson (ν). La Figure 69 présentes le résultat de l'analyse de vitesse du log sonique présent dans la Figure 68.

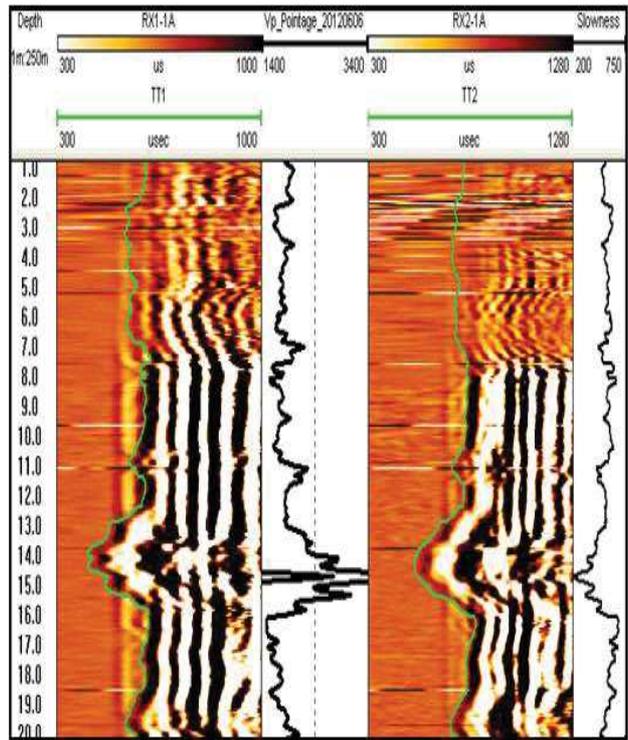


Figure 68. Le pointé des premières arrivées (courbes verts) sur les deux récepteurs ,1 (RX1), et 2 (RX2), permet de déterminer la lenteur (Slowness) et la vitesse (Vp ; en noir) des formations.

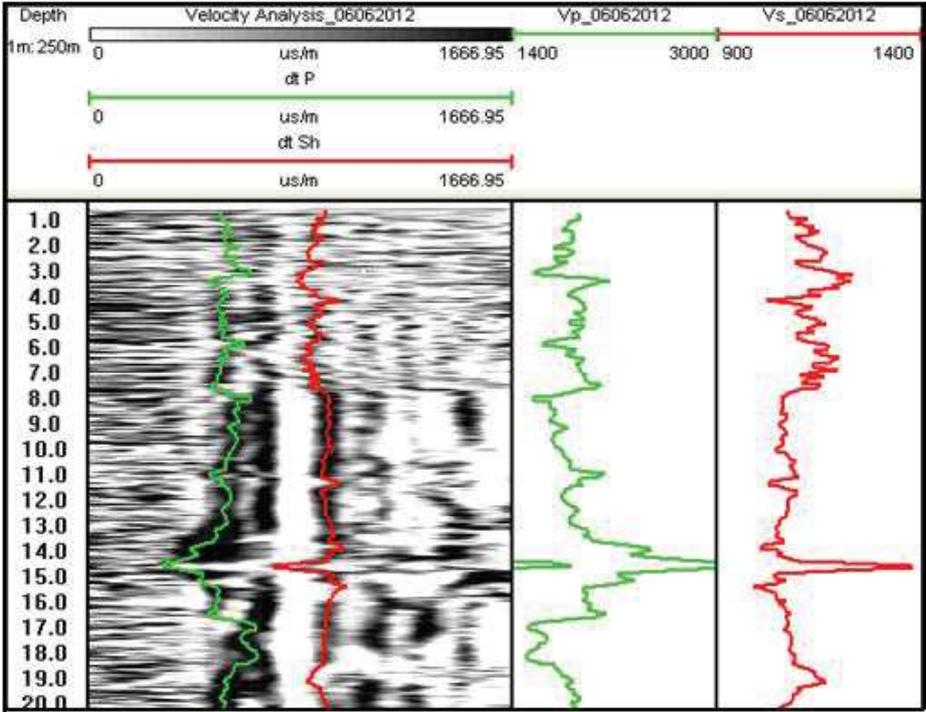


Figure 69. Illustration du calcul automatique (Velocity Analysis) par le logiciel Wellcad, à partir des arrivées sur les deux récepteurs 1 (RX1) et 2 (RX2). Les logs de lenteur des ondes P (dt P) et S (dt Sh) sont ensuite pointés manuellement, et les vitesses Vp (en vert) et Vs (en rouge) ont été calculés.

- Calcul utilisé :

Pour chaque catégorie de mesures, les étapes suivantes ont été appliquées

- 1- pour chaque log enregistré, la moyenne de vitesse V_p a été calculée pour chaque couche géologique.
- 2- les valeurs maximales ont été extraites pour chaque couche géologique.
- 3- le pourcentage de changement de vitesse au cours des mesures qui a été calculé selon la règle suivante :

$$\Delta V = ((V_{p \text{ aver max}} - V_{p \text{ aver mesure}}) * 100) / V_{p \text{ aver max}} \quad (2)$$

- 4- le changement de vitesses a été comparé pour les deux types de mesures (longe time lapse et short time lapse).
- 5- Les étapes précédentes ont également été réalisées sur les ondes S.
- 6- Le rapport V_p/V_s a été calculé (Tableau 5c et 6c).

Ce traitement dans le domaine temps est nécessaire pour l'étude de la section et déterminer les paramètres acoustiques tels que l'amplitude, la vitesse et leur variabilité au cours de temps. Et d'estimer (identifier) la lithologie qui constitue un élément indispensable influençant les autres propriétés concernant le stockage de gaz (porosité, saturation).

En appliquant ce traitement sur les données, nous avons obtenue les informations qui nous permettent d'évaluer les changements spatio-temporels des vitesses dans le site étudié.

La Figure 70 représente un exemple de résultats obtenus par traitement des logs de MAG 1 classés dans le groupe 1 (long time lapse). Sur les logs de V_p , des variations légères sont observées dans certaines zones, et notamment sur le log daté de 2010 (en vert). Il faut noter que les deux logs datés de 2012 ont été enregistrés avant et après une injection de gaz N2 dans les réservoirs (réalisée en juin 2012). Par contre, les vitesses des ondes S montrent des variations plus importantes.

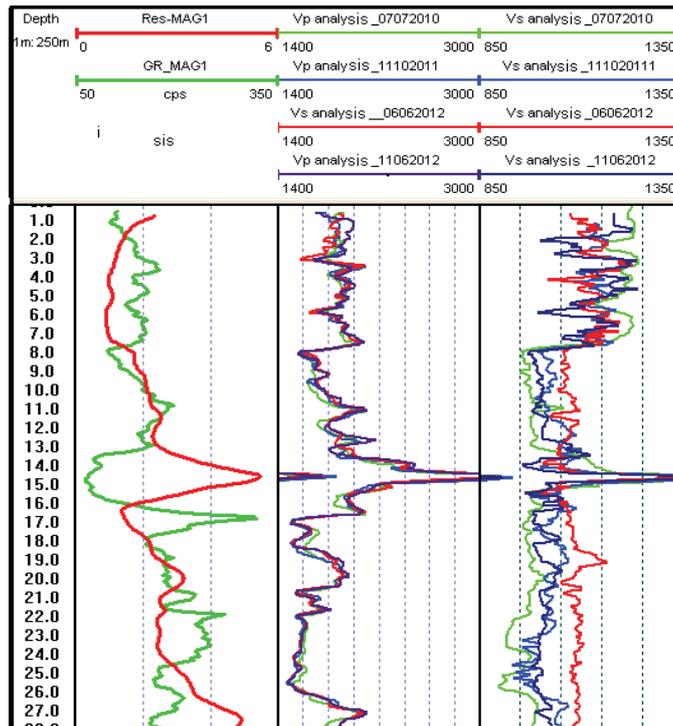


Figure 70. Illustration des vitesses Vp et Vs calculés dans le puits MAG 1 pour chaque mesures utilisée, et à gauche un log de GR naturel en vert, et le log de résistivité électrique (Res) en rouge où on l’observe une bonne cohérence entre les différents logs, avec une zone marqueur vers 14.7 m, où la vitesse atteint sa valeur maximale.

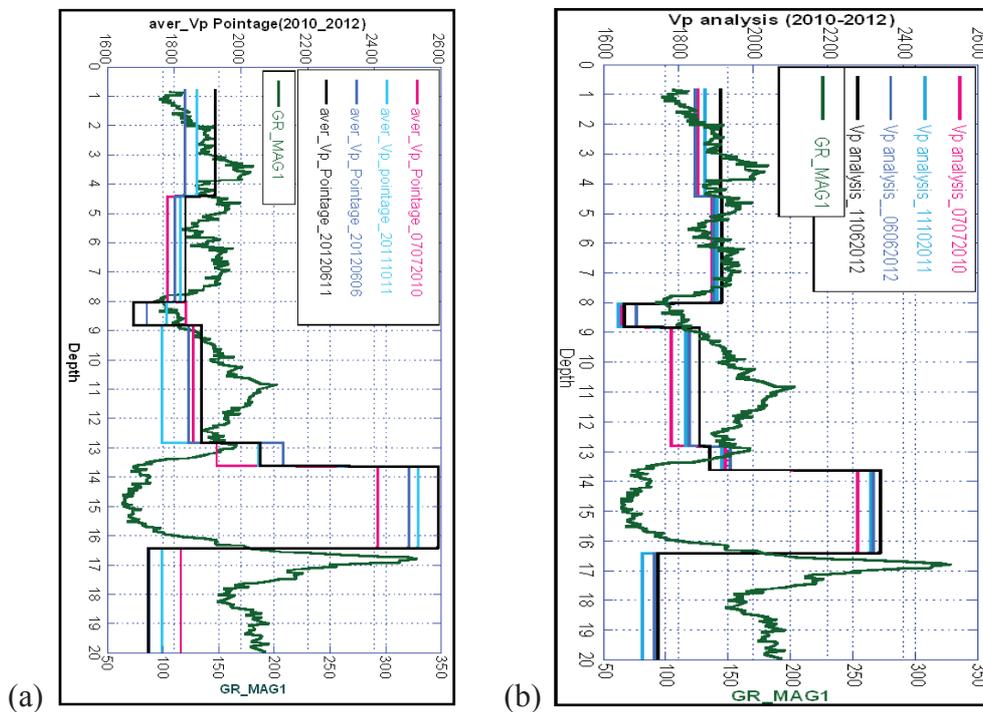


Figure 71. Les valeurs moyennes de Vp des enregistrements acoustique dans MAG1 (long time lapses), affichées selon la division géologique de la section : 71a représente le résultat par le pointé des premières arrivées ; 71b représente le résultat provenant de l’analysis de vitesse. Avec le log de GR en vert.

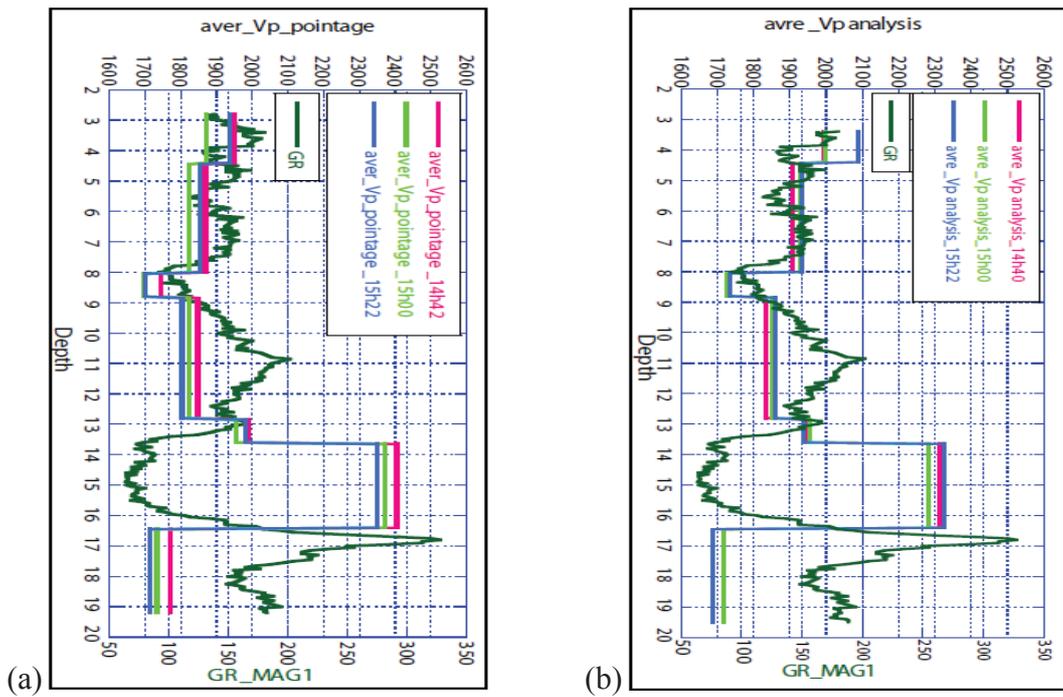


Figure 72. Les valeurs moyennes de Vp des enregistrements acoustique dans MAG1 (short time lapses), affichées selon la division géologique de la section. 72a représente le résultat de pointé des premières arrivées. 72b représente le résultat de l'analyse de vitesse. Avec le log de GR en vert. Rappelons que le temps total de cette expérience est d'une heure.

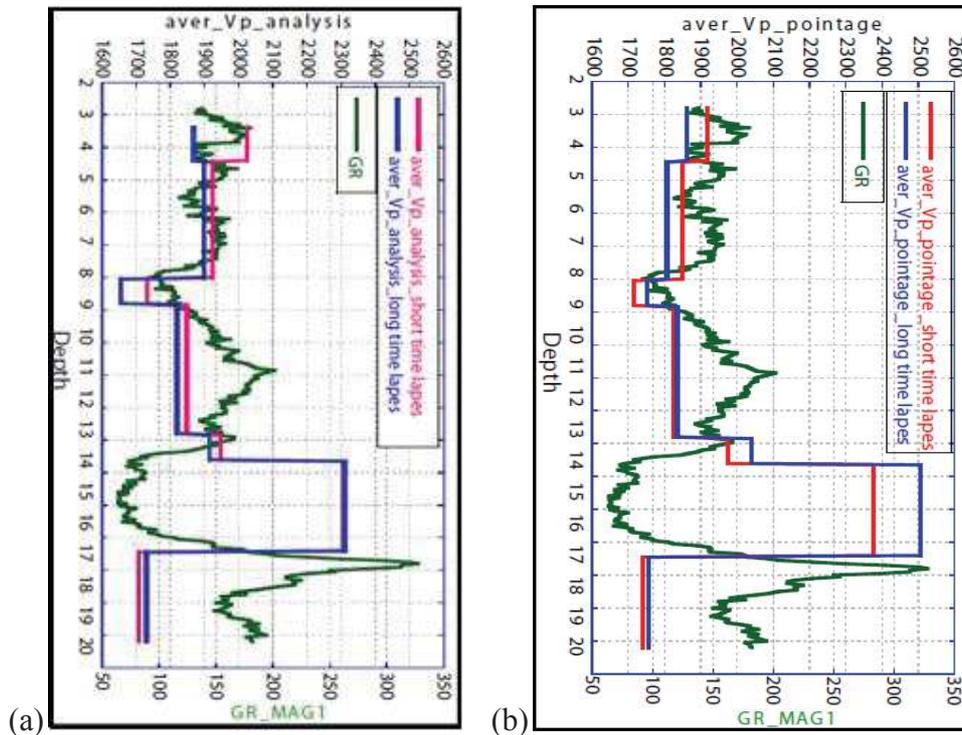


Figure 73. Comparaison entre les valeurs moyennes de Vp sur les enregistrements de "long time lapses" (en bleu) et les valeurs moyennes de Vp sur les enregistrements de long time lapse (en rose) obtenu par le pointage des première arrivées à gauche et l'analyse de vitesse.

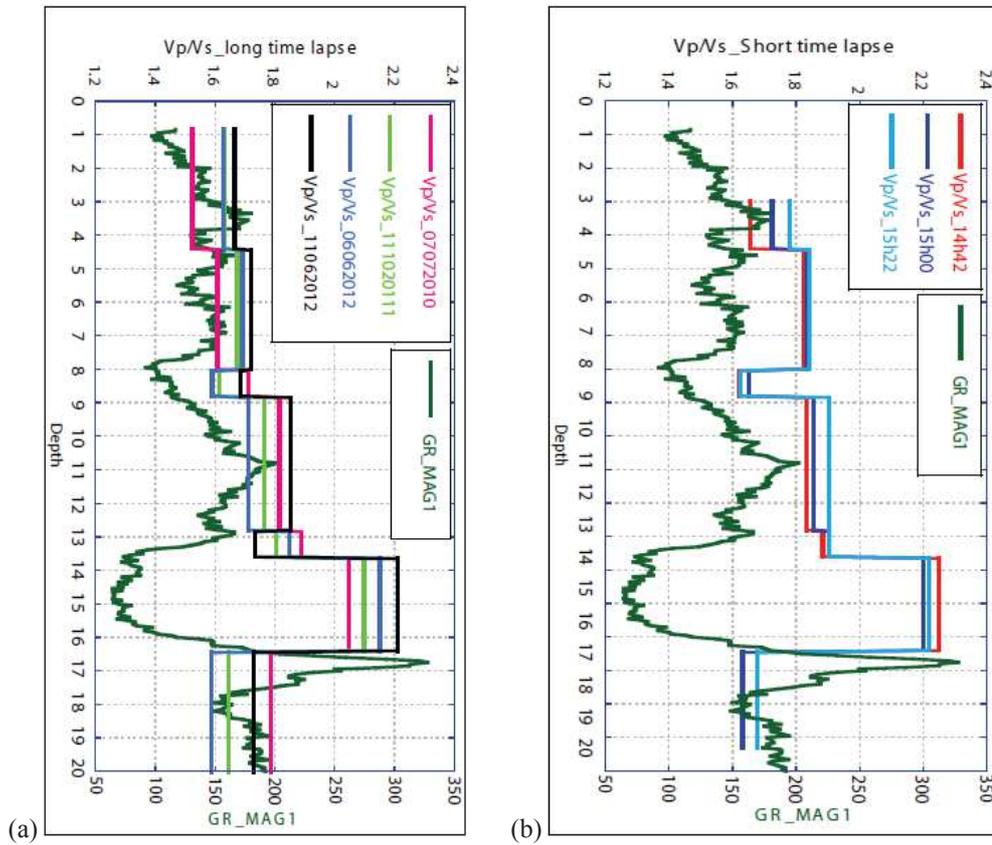


Figure 74. Comparaison entre les valeurs moyennes de Vp/Vs. 74a : Vp/Vs long time lapses. 74b: Vp/Vs short time lapses

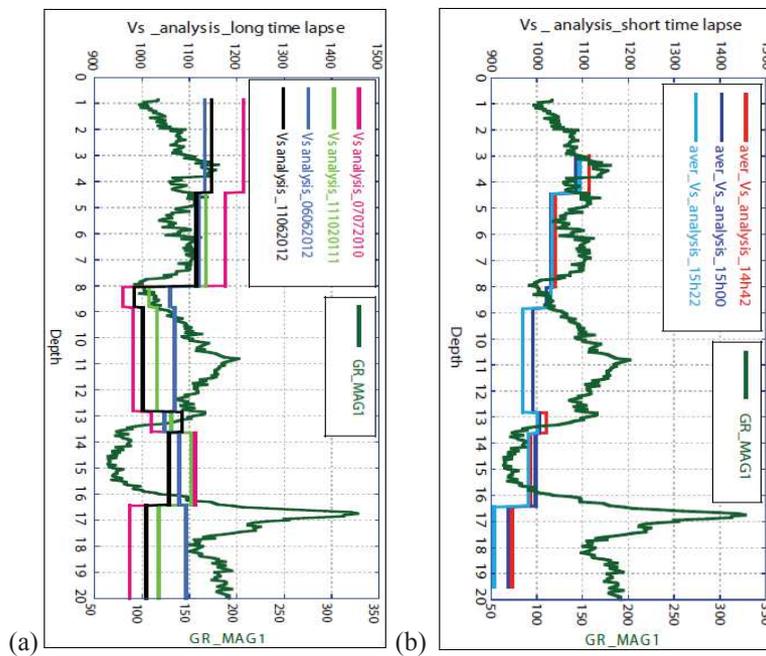


Figure 75. Les valeurs moyennes de Vs des enregistrements acoustique dans MAG1, affichées selon la division géologique de la section. (a) représente le résultat provenant de long time lapse. (b) représente le résultat provenant de short time lapse. Avec le log de GR en vert.

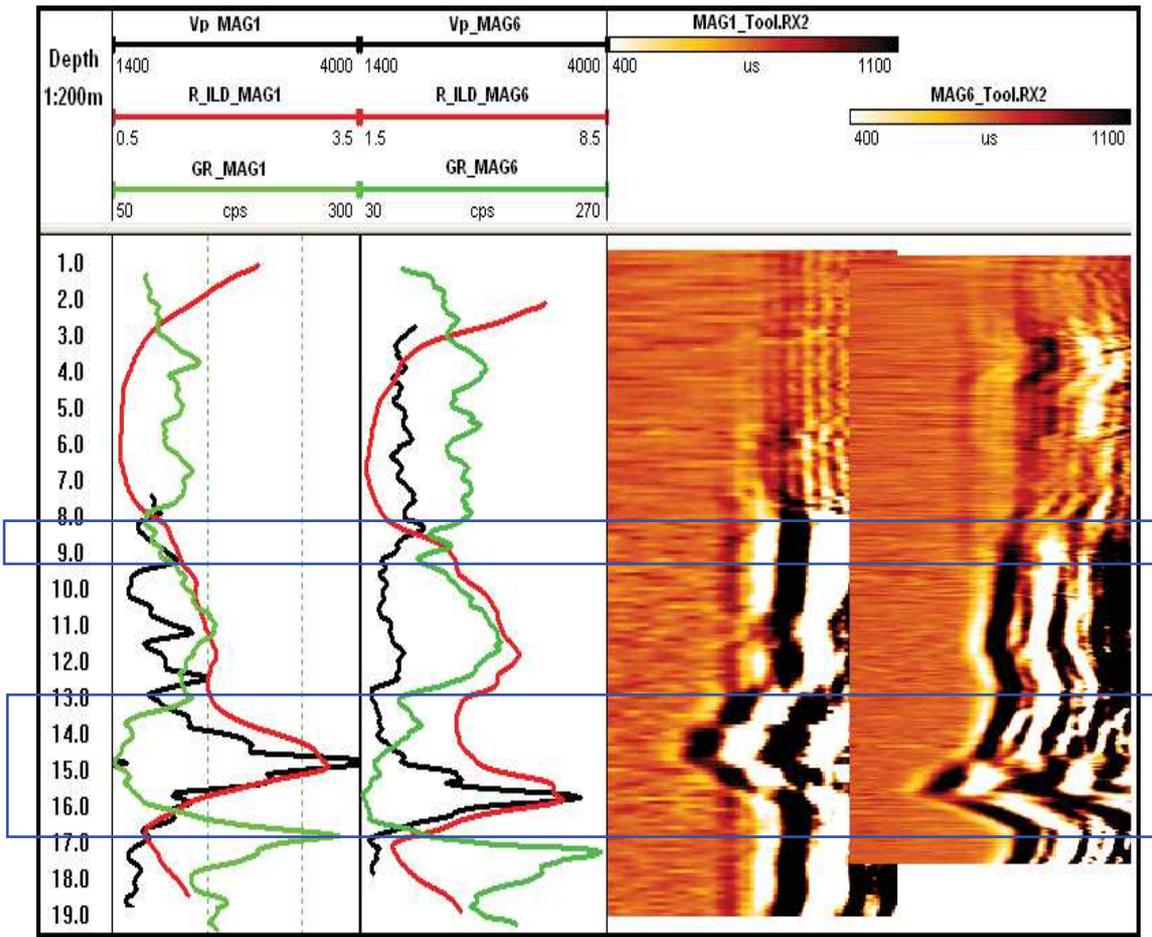


Figure 76. Graphique montre les décalages latéraux lithologiques avec la profondeur entre les puits de MAG1 et MAG6. À gauche : les mesures géophysique de gamma ray, la résistivité électrique, et la vitesse acoustique dans les deux puits ; respectivement. A droite : deux logs sonic enregistrés par le deuxième récepteur Rx2, et présentés en mode vdl.

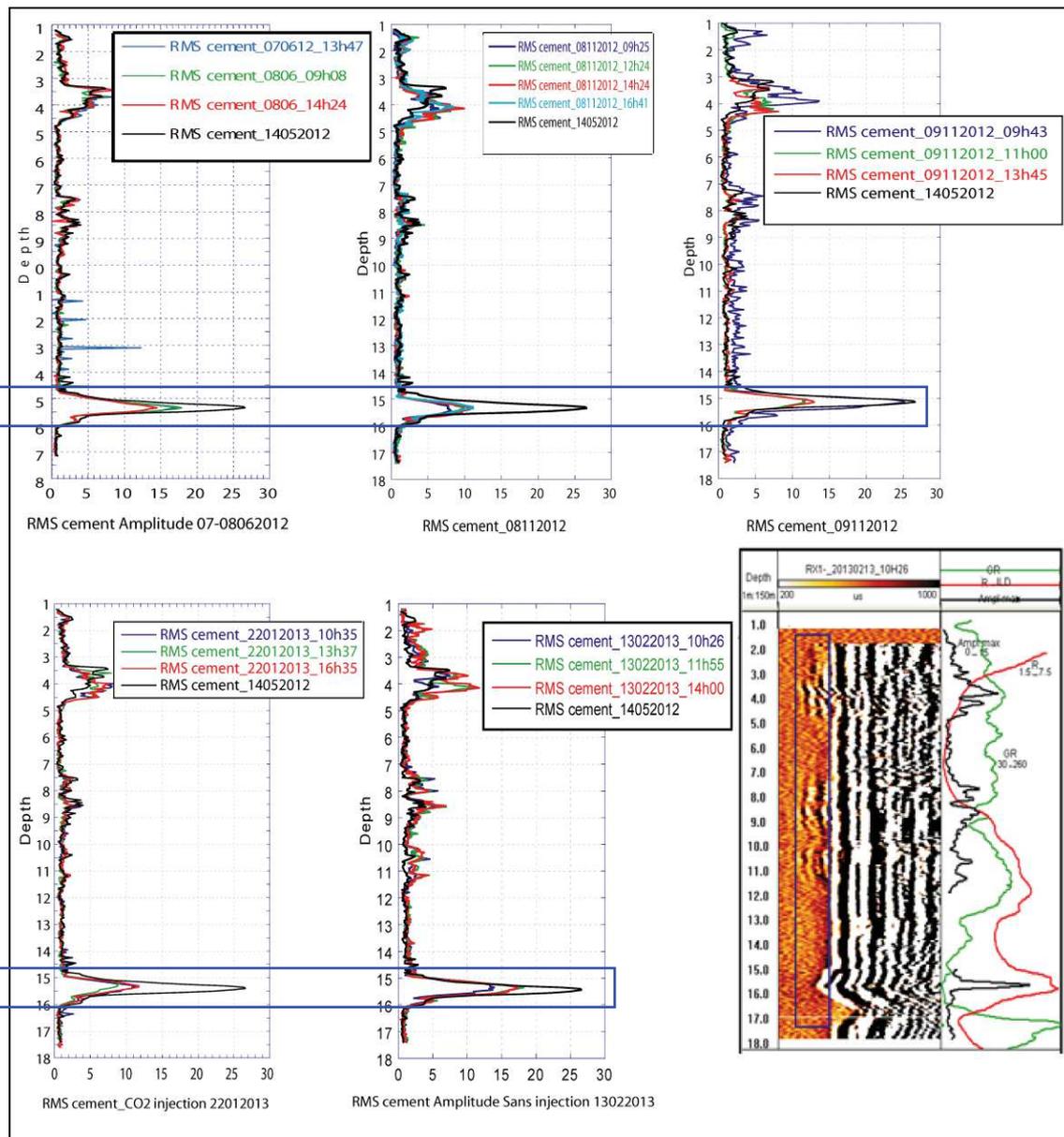


Figure 77. Graphique illustrant l'analyse de l'amplitude RMS du ciment du signal acoustique filtré du première récepteur Rx1 à 5 KHz, des logs enregistrés avec et sans injection de gaz, de mai 2012 à février 2013. Ils sont classé selon les différente expériences, avec leurs équivalents du log de référence enregistré le 14 mai 2012 (en noir).

Les tableaux (5 a, b, c et 6 a, b, c) présentent les valeurs utilisées dans les figures précédentes (de 4 à 8)

Profondeur	Vp (14h42)	Vp (15h22)	Vp (15h00)
0 - 4.45	1845.05	1944.87	1871.35
4.45 - 8.00	1798.55	1773.12	1807.42
8.00 - 8.85	1817.73	1845.97	1840.034
8.85 - 12.90	1925.27	1907.11	1913.38
12.90 - 13.70	2217.97	2179.96	2197.99
13.70 - 16.50	1460.00	1446.20	1453.80
16.5 - 20.00	1589.54	1523.16	1531.68

Tableau (5, a) : Les valeurs de Vp (Short time lapses)

Profondeur	Vs (14h42)	Vs (15h00)	Vs (15h22)
0 - 4.45	1114.17	1085.06	1093.53
4.45 - 8.00	936.03	935.74	929.18
8.00 - 8.85	991.01	991.96	969.69
8.85 - 12.90	1021.55	1005.49	1001.32
12.90 - 13.70	985.92	998.14	982.25
13.70 - 16.50	856.86	866.42	850.86
16.5 - 20.00	946.83	938.28	907.34

Tableau (5, b) : Les valeurs de Vs (Short time lapses)

Profondeur	Vp/Vs (14h42)	Vp/Vs (15h22)	Vp/Vs (15h00)
0 - 4.45	1.66	1.78	1.72
4.45 - 8.00	1.92	1.91	1.93
8.00 - 8.85	1.83	1.90	1.85
8.85 - 12.90	1.88	1.90	1.90
12.90 - 13.70	2.25	2.22	2.20
13.70 - 16.50	1.70	1.69	1.68
16.5 - 20.00	1.68	1.68	1.63

Tableau (5, c) : Les valeurs de Vp/Vs (Short time lapses)

Profondeur	Vp_0707 2010	Vp_0606 2012	Vp_1110 2011	Vp_1106 2012
0 - 4.45	1850.04	1843.33	1870.20	1910.52
4.45 - 8.00	1889.95	1893.90	1901.11	1915.27
8.00 - 8.85	1644.94	1684.83	1639.39	1656.23
8.85 - 12.90	1780.32	1827.74	1818.27	1855.26
12.90 - 13.70	1924.71	1936.81	1914.97	1881.49
13.70 - 16.50	2278.36	2319.45	2312.73	2337.89
16.5 - 20.00	1739.70	1734.64	1703.63	1744.10

Tableau (6, a) : Les valeurs de Vp (Long time lapses)

profondeur	Vs_0707 2010	Vs_1110 2011	Vs_0606 2012	Vs_1106 2012
0 - 4.45	1214.026	1145.84	1133.074	1147.378
4.45 - 8.00	1175.039	1135.143	1119.28	1113.931
8.00 - 8.85	960.0226	1014.987	1058.978	982.8931
8.85 - 12.90	980.7708	1030.803	1068.372	1001.326
12.90 - 13.70	1019.08	1061.546	1047.172	1084.847
13.70 - 16.50	1112.067	1102.619	1078.405	1057.069
16.5 - 20.00	974.4459	1035.025	1092.858	1008.297

Tableau (6, b) : Les valeurs de Vs (Long time lapses)

profondeur	Vp/Vs_2010	Vp/Vs_2011	Vp/Vs_2012	Vp/Vs_0606 2012
0 - 4.45	1.53	1.63	1.67	1.62
4.45 - 8.00	1.61	1.67	1.72	1.69
8.00 - 8.85	1.71	1.62	1.69	1.59
8.85 - 12.90	1.82	1.76	1.85	1.71
12.90 - 13.70	1.89	1.80	1.73	1.85
13.70 - 16.50	2.05	2.10	2.21	2.15
16.5 - 20.00	1.79	1.65	1.73	1.59

Tableau (6, c) : Les valeurs de Vp/Vs (Long time lapses)

Chapitre IV

Expérience d'injection de gaz (CO₂)

(Site expérimental de Svelvik)

4.1. Site expérimental de Svelvik

4.1.1 Contexte géologique

Le site expérimental de Svelvik est situé dans le Drammensfjord au sud-ouest d'Oslo en est de la Norvège. Ce site consiste principalement de dépôt de crête sableuse d'âge de l'Holocène. Le site a été choisi pour étudier la migration et la fuite du CO₂ vers la surface (Figure 78). La crête agit comme une barrière naturelle qui sépare la Drammensfjord dans un bassin intérieur et extérieur.

Cette crête est un dépôt fluvio-glaciaire et marino-glaciaire formé lors de l'étape de Ski la déglaciation de l'Holocène, il y a environ 10000 années (Sørensen, 1981 ; Sørensen et al, 1990 ; Melo, 2011). La profondeur du bedrock est située entre 300 et 400 m. La partie centrale de la crête est exposée par voie aérienne jusqu'à 70 m au-dessus du niveau de la mer, constituant un aquifère (Bakk et al, 2012).

L'aquifère peu profond (jusqu'à 50m) consiste des sables avec un pendage d'environ 10-15° vers le sud comme on l'observe dans les affleurements d'une carrière exploitée sur le site et de l'imagerie radar de la surface (Girard et al, 2010).

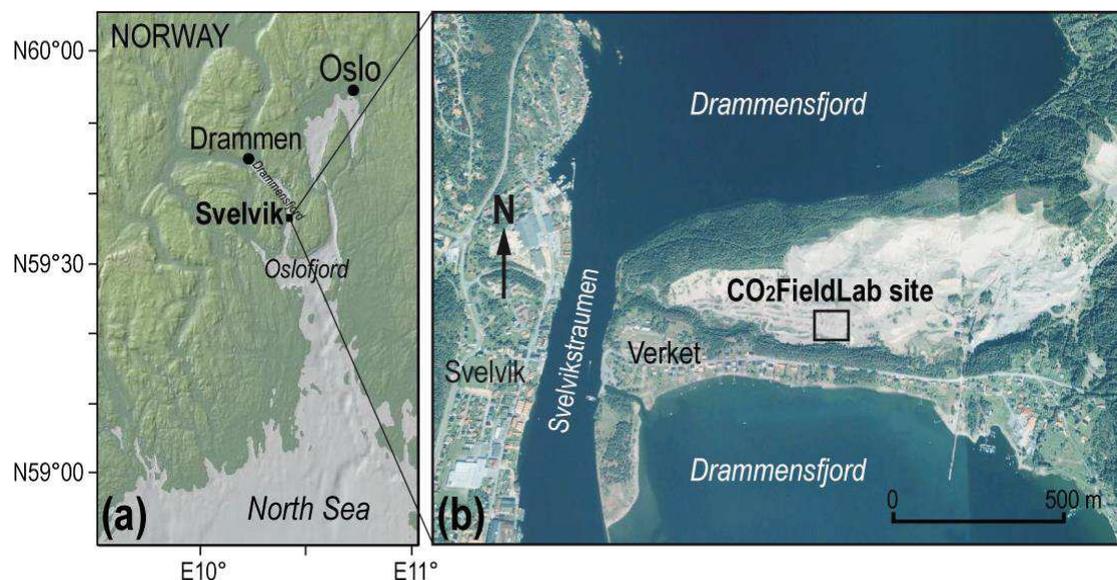


Figure 78. (a) Carte de l'Est de Norvège montrant la localisation du site d'étude de Svelvik (GeoMapApp) ; (b) Photographie aérienne (Google Earth) de la crête de Svelvik à la sortie de la Drammensfjord avec le canal Svelvikstraumen sur le côté ouest. Le site expérimental de CO₂FieldLab est indiqué par un rectangle noir sur le site d'excavation de sable.

4.1.2. Dispositifs expérimentaux et données d'injection

L'expérience d'injection peu profonde a eu lieu entre le 7 et 12 Septembre 2011. Elle a consisté d'une injection du CO₂ en phase gazeuse à une profondeur de 20 m (au-dessous du niveau du sol) à partir d'un puits incliné à 45° (Figure 79) avec l'intention que le CO₂ aurait migré à partir du point d'injection vers la surface et dans l'atmosphère dans des conditions bien contrôlées. L'objectif de cette étape était de simuler une fuite d'une source ponctuelle, ce qui pourrait se produire en raison de l'échec d'une complétion d'un puits profond.

La masse totale de 1.67 tonnes de CO₂ a été injecté sous la pression de 1,9-2,0 bars, pendant une période de 6 jours. Le débit d'injection de CO₂ a été augmenté progressivement, en quatre étapes, de 5 kg/h à 17,5 kg /h.

Selon la modélisation de l'injection réalisée par Bakk et al. (2012), on attendait que la percée de CO₂ aurait lieu d'abord à des niveaux plus profonds et en suite migrerait verticalement à l'intérieur d'un corps de sable homogène et isotrope vers la surface.

A Svelvik des stratégies de monitoring géochimiques et géophysiques ont été déployées en surface et en forages dans une zone centrale carrée (64 m²) de surveillance (Figure 79). Ces stratégies comprenait : Les mesures de la concentration de CO₂ dans les sols, les mesures des flux de gaz, les paramètres physico-chimiques de l'eau et du gaz (Gal et al, 2013; Humez et al, 2014), un WestBay multilevel complétion (mark of Schlumberger), pour la surveillance de la pression et de l'échantillonnage de fluide (Black et al., 1986), un système de la tomographie de la résistivité électrique entre les forages (ALERT, Kuras et al., 2009), la tomographie par le radar géologique entre les forages, une observatoire automatique de résistivité électrique en forage (mark of imaGeau), et logging d'induction et sonique dans le puits TLL (CNRS). Les mesures ont été réalisées avant, pendant et après l'expérience d'injection. Tous les puits de surveillance ont été équipés jusqu'à 20 m de profondeur.

Bien que la surveillance fût concentrée dans le centre sur 64 m², il y avait aussi des mesures de gaz en surface et une surveillance hydrogéochimique qui a été fait sur une vaste zone autour de la zone centrale.

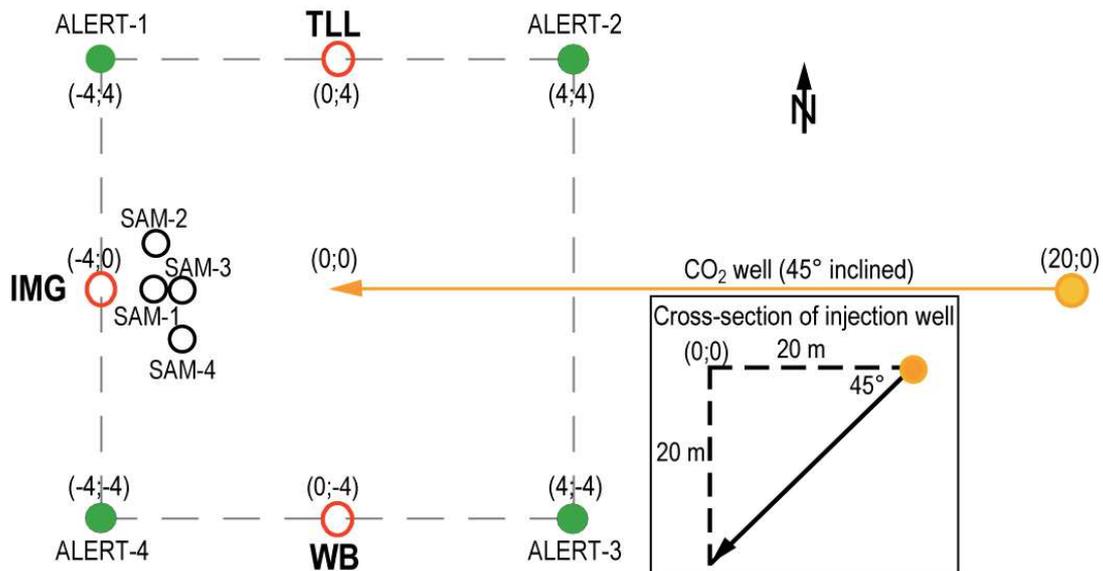


Figure 79. Dispositifs du site expérimental à Svelvik: un forage incliné à 45° pour l'injection de CO₂, un forage TLL (Time-Lapse borehole) pour le logging l'induction et sonique, une observatoire imaGeau de la résistivité électrique (IMG), une observatoire hydrodynamique multi-packer du système de WestBay (WB), un système de la tomographie électrique entre les forages (ALERT-1, 2, 3 et 4), et 4 forages forés après la fin de l'expérience d'injection pour l'échantillon de sédiments (SAM 1, 2, 3 & 4). Bien que la surveillance a été concentrée dans cette zone centrale 64 m², il y avait les mesures de gaz en surface et une surveillance hydrogéochimique sur une vaste zone autour de cette zone centrale (Denchik et al.2014).

4.1.3. Caractérisation des échantillons des sols

L'étude de la carrière à Svelvik montre des dépôts de sables stratifiés et sillonnés, avec la présence sporadique de galets et de graviers.

Cette variabilité verticale a été confirmée par l'échantillonnage de sédiments dans les quatre forages après la fin de l'expérience d'injection (Figure 79).

Les carottes sont constitués d'un mélange de sable grossier et des galets de lithologie différente (basaltes, granites, grès, quartz, siltstones, gneiss et dolomites) avec des tailles de grains de 0,5 cm à 4,5 cm (Fig. 80 a, Mork et al. 2012).

Un horizon contenant des galets ronds avec un diamètre de 2-8 cm a été trouvé de 10 à 12 m de profondeur. Le test de perméabilité au laboratoire a fourni des valeurs de 1,6 à 9,4 Darcy, avec des valeurs allant jusqu'à 28-100 Darcy dans un lit de galets.

4.1.4. Baseline géophysique et géochimique

Une série des mesures géophysiques en forages a été menée afin de préparer, tester et étalonner la zone de surveillance avant l'injection de CO₂. En outre, ces mesures préliminaires permis de mieux caractériser la géologie du site et du réservoir. Figure. 80b montre les logs de gamma ray dans les deux puits TLL et WESTBAY acquis après la formation des puits de surveillance. Les deux logs montrent des tendances similaires à l'échelle des puits et un décalage de profondeur confirmant un pendage apparent des couches, ~ 10 ° vers le sud. À une plus petite échelle, on n'a pas observé de variabilité géologique significative entre les deux forages (TLL et WestBay).

Les mesures d'induction dans le TLL et les mesures de la résistivité dans l'observatoire IMG (Figure. 80c) ont été acquises une journée avant l'injection de CO₂ et ont été utilisées comme la baseline.

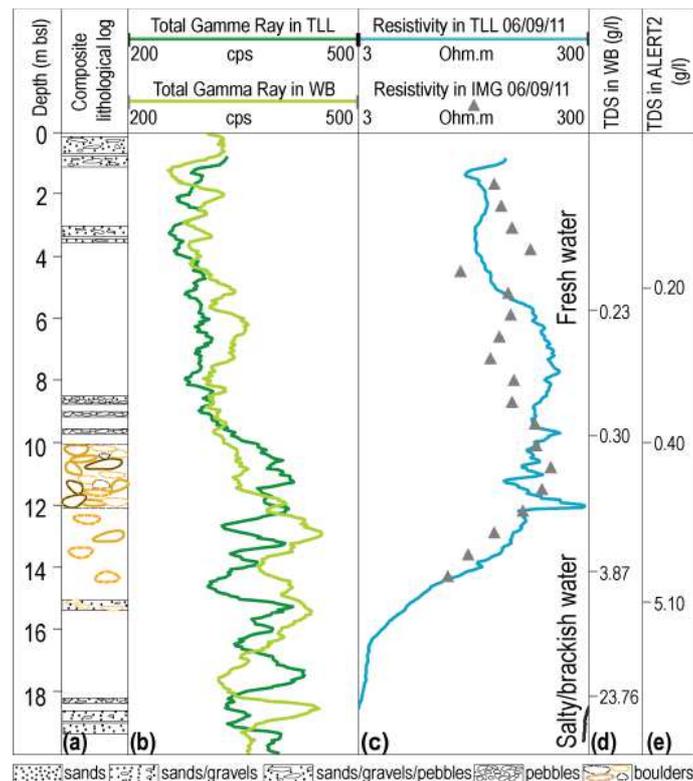


Figure 80 (a) Log lithologique (description des carottes), (b) logs de gamma ray dans les deux puits TLL et WB, (c) logs de résistivité dans les TLL et IMG, (d) total des solides dissous dans le forage WestBay (Denchik et al.2014).

Ces logs démontrent la présence d'un système bimodal avec une zone saturée d'eau douce dans la partie supérieure (avec une valeur moyenne de 100 Ohm.m) et une zone saturée d'eau salée en dessous (3.2 Ohm.m).

Il semble y avoir une zone de transition de l'eau douce à salée comprise entre 12 et 16 m avec une chute de la résistivité et d'autres paramètres. La résistivité dans la zone d'eau douce varie entre 30 et 250 Ohm.m reflétant les hétérogénéités géologiques verticales.

La différence des valeurs de résistivité dans les puits TLL et IMG indique la présence d'hétérogénéité géologique latérale à faible profondeur. Une valeur maximale de la résistivité (~ 260 Ohm.m) dans le trou TLL correspond à la couche contenant de gros galets (~ 11,8 m).

On a réalisée l'analyse géochimique sur l'eau interstitielle prélevée dans les trous WB et ALERT-2 (Figure. 79) avant l'injection, qui a donnée aussi une indication à la présence de cette zone de transition de l'eau douce à salée située entre 10 et 14 m (Figure. 80 d et e). Ceci est en accord avec la diminution rapide de la résistivité observée en dessous de 12 m dans le puits TLL.

Dans l'ALERT-2, l'eau salée à 15,0 m de profondeur a un pH de 8,32 et une conductivité électrique (CE) de 9370 uS / cm. Elle contient principalement des ions de Na⁺ et Cl⁻ avec la concentration totale des solides dissous (TDS) égale à 5,1 g/l. Dans le WB, de l'eau salée à 14,1 m et 18,2 m avaient des concentrations de TDS égale à 3,9 et 23,8 g/l, respectivement.

L'eau douce à ~ 10,0 m de profondeur a un pH de 8,14 et un CE de 845 uS /cm, et elle contient principalement des ions de Ca²⁺ et HCO₃⁻ avec une concentration de TDS égale à 0,3 g/l dans le WB et 0,4 g/l dans le ALERT2. L'eau douce à ~ 5,0 m de profondeur a un pH de 7,6 et elle contient des ions de Ca et Cl⁻ avec une concentration de TDS égale à 0,20 g/l dans l'ALERT 2 et 0,23 g/l dans le WB. La conductivité électrique à cette profondeur (5 m) était d'environ 700 uS/cm pendant la période de pré-injection (31 août – 1 septembre) et a augmenté jusqu'à 3560 uS/cm avant l'injection de CO₂, le 5 septembre. Cela indique un changement rapide et importante de la salinité à cette profondeur en raison des pluies et de l'effet des marées (Humez et al., 2014).

La nappe a varié d'environ 60 cm au cours de l'expérience de 0,6 à 1,2 m. Les événements de pluvieux étaient fréquents dans les premiers jours de l'expérience d'injection de CO₂ et vers la fin de l'injection.

Les sols sableux facilitent la percolation de l'eau météorique dans les formations avec des changements associés à la saturation de l'espace des pores. L'intrusion d'eau salée est due à la présence de la Drammensfjord qui entoure la crête de Svelvik, et à la proximité de la côte qui est situé à seulement 160 m vers le sud. L'amplitude des marées dans la zone d'étude était d'environ 80 cm au-dessus du niveau de la mer (station Oscarsbourg, fjord d'Oslo).

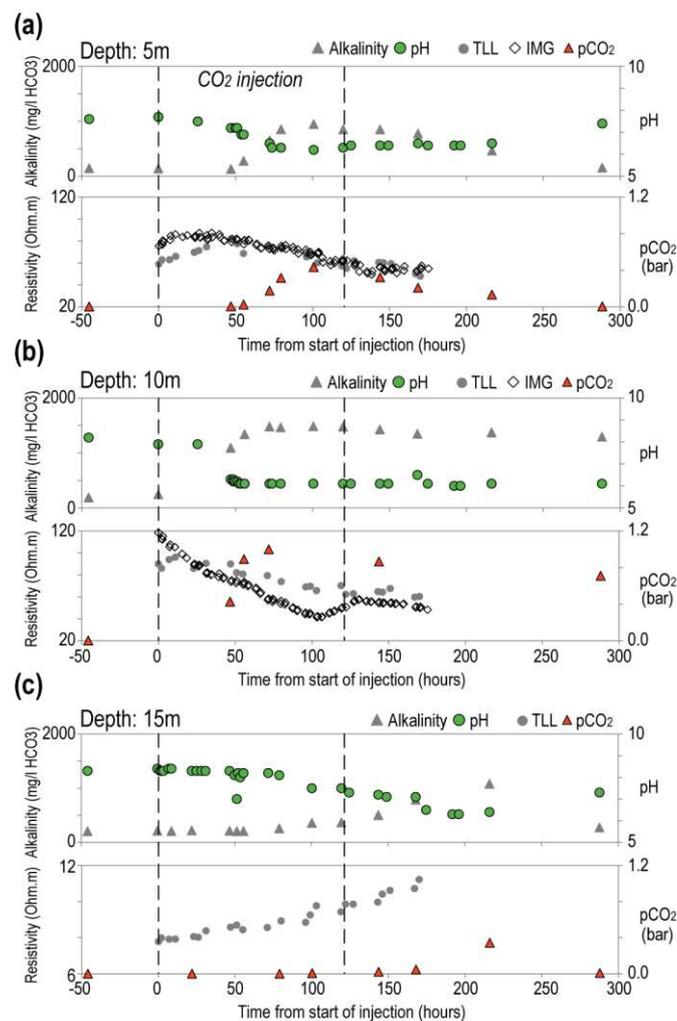


Figure 81. Comparaison entre le pH, l'alcalinité, et la pression partielle de CO₂ (pCO₂) dans le puits ALERT-2, avec les variations de la résistivité électrique des puits TLL et IMG (Fig. 4a and 4b) à 5 m (a), 10 m (b) et 15 m (c) de profondeur. Le temps est donné par heures à partir du début de l'injection. Les lignes pointillées montrent le début et la fin de l'injection (0 et 124 heures prospectivement), (Denchik et al.2014).

4.1.5. Mesures acoustiques sur le site de Svelvik

Plusieurs mesures acoustiques (à 5 KHz) ont été réalisées dans le puits TTL avant, pendant et après l'injection de CO₂ (du 7 jusqu'à 14 septembre 2011, 3 mesures par jour sauf le 10 septembre). Nous avons pointé les premières arrivées pour obtenir le V_p mais on n'a pas réussi à détecter le signal de formations géologiques. Les logs soniques à Svelvik sont caractérisés par un signal clair de tubage, des variations fortes de l'amplitude, et aussi par la présence de certaines traces à très faible amplitude.

Pour cela, l'étude a été focalisée sur le changement de l'amplitude acoustique pendant l'injection de CO₂. Les mesures enregistrées par le deuxième récepteur Rx2 ont été utilisées pour calculer l'amplitude RMS pour chaque mesure : l'amplitude de RMS total et l'amplitude des deux fenêtres RMS E1 (entre 450-752 μ s) qui contenaient les parties des ondes P des formations mais aussi le signal de tubage, et RMS E2 (756-1132 μ s) où on a essayé d'éviter le signal de tubage. La mesure de 5 septembre a été utilisée comme une mesure de référence.

Figure 82 et 83 présentent les résultats obtenus pour chaque jour de mesure. On constate des variations de l'amplitude pour toutes les profondeurs du puits, surtout dans la zone entre **9-12 m**, où il y a une augmentation remarquable de l'amplitude. On observe aussi des traces à faible amplitude, avec une chute des valeurs de l'amplitude RMS de quelques traces acoustiques à la limite entre les différentes zones surtout dans la partie inférieure du log.

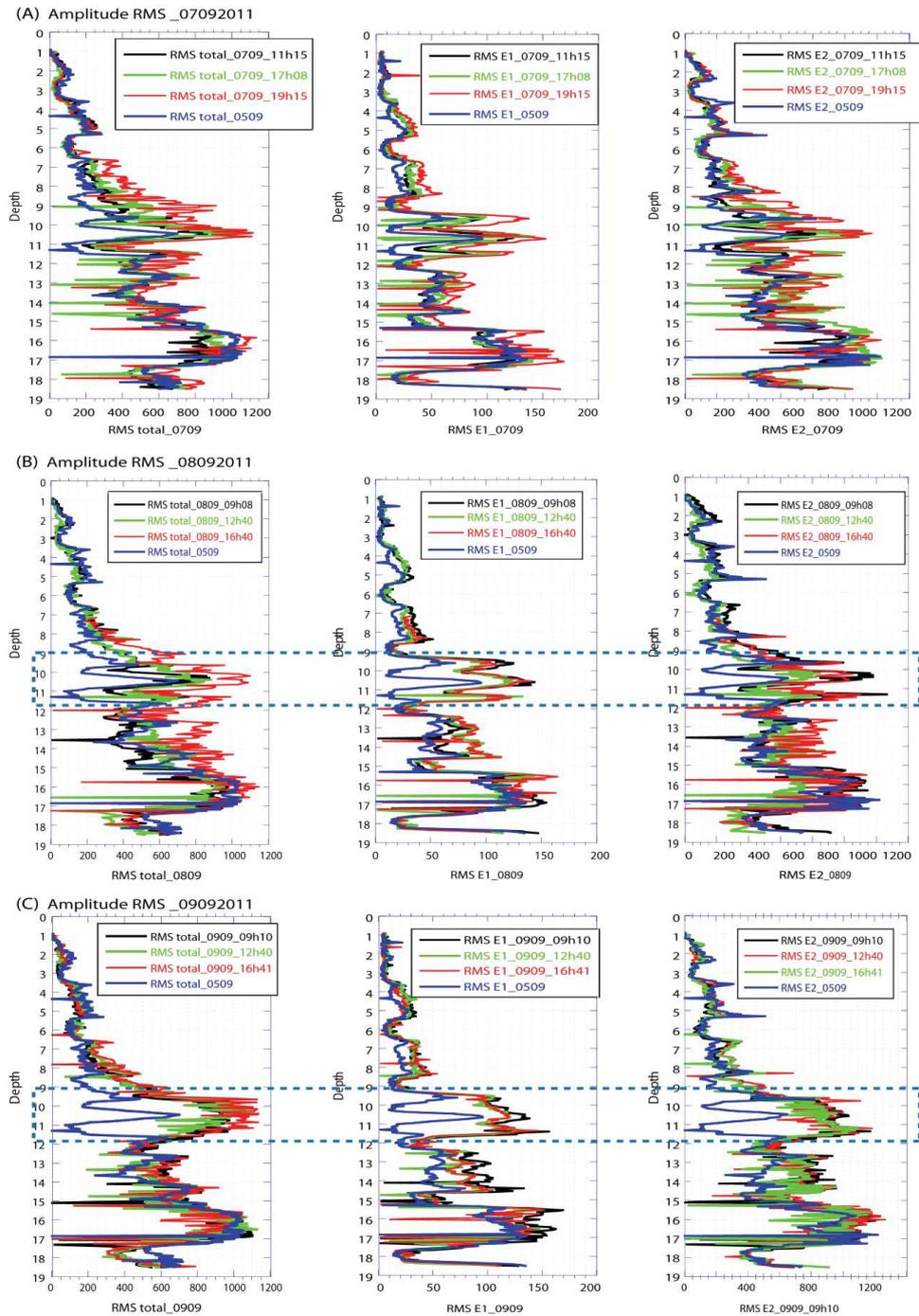


Figure 82. Amplitude RMS du signal acoustique au deuxième récepteur Rx2 (à 5 KHz) (injection CO₂ du 7 au 14 septembre 2011). Le RMS total (à gauche), RMS des fenêtres E1 (au milieu), et E2 (à droite). Le log du 5 Septembre (en bleu) a été utilisé comme un log de référence. (A) Les valeurs des logs du 7 novembre sont en rouge, (B) les valeurs des logs du 8 septembre, (C) les valeurs des logs du 9 septembre

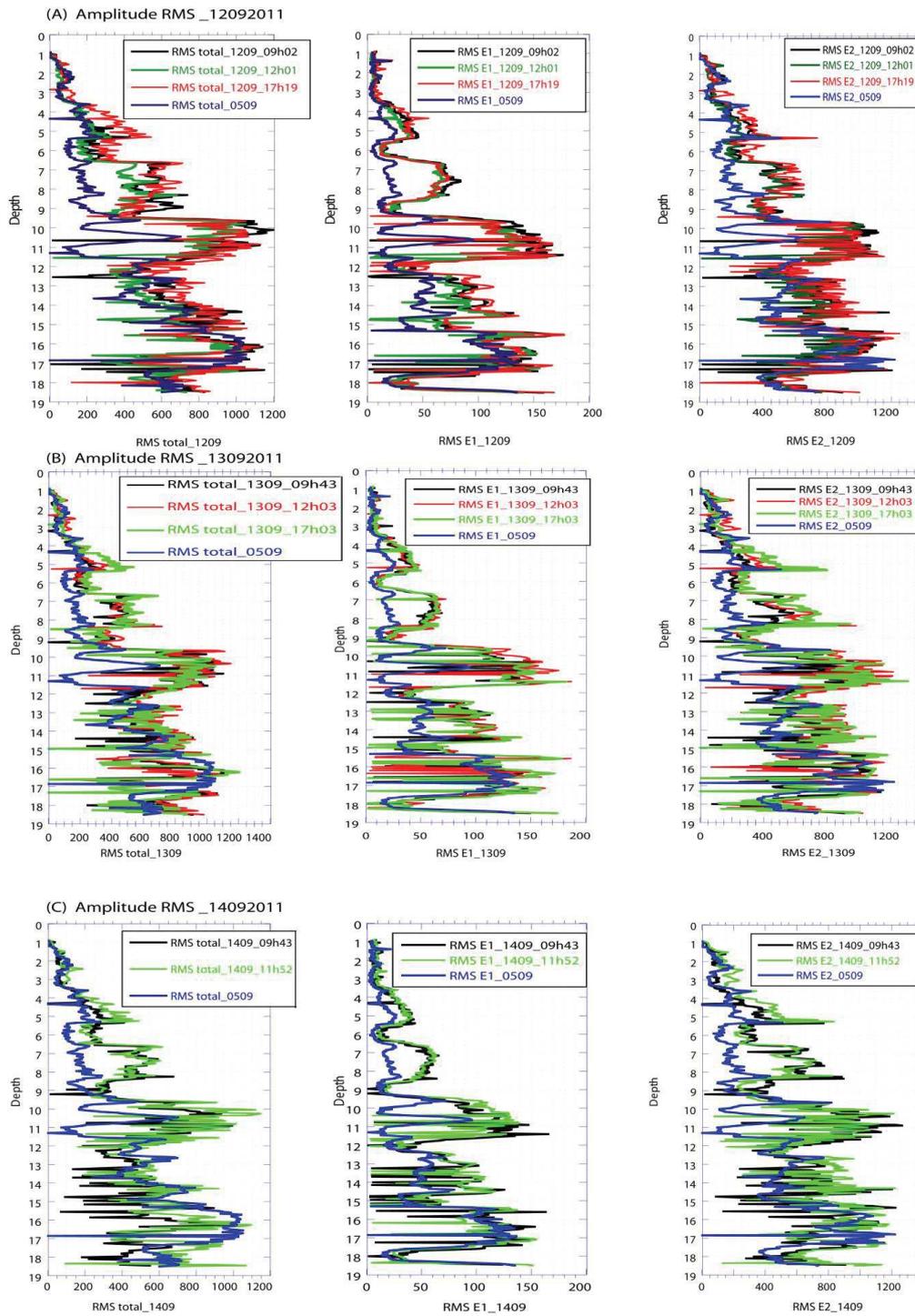


Figure 83. Amplitude RMS du signal acoustique au deuxième récepteur Rx2 (à 5 KHz) (injection CO₂ du 7 au 14 septembre 2011). Le RMS total (à gauche), RMS des fenêtres E1 (au milieu), et E2 (à droite). Le log du 5 septembre (en bleu) a été utilisé comme un log de référence. (A) Les valeurs des logs du 12 septembre sont en rouge, (B) Les valeurs des logs du 13 septembre, (C) Les valeurs des logs du 14 septembre.

Analyses et conclusion

Pour comprendre et interpréter les résultats obtenus de la RMS, on a d'abord comparé un log de l'amplitude RMS totale avec un log de la résistivité électrique minimale (courbe rouge) et le log de Gama ray (courbe vert, Figure 84).

On constate entre 0-9 m, que les valeurs des mesures de RMS et Gama ray sont faibles avec des valeurs élevées de la résistivité (les formations sont saturées de l'eau douce). Dans la zone de gravier et de galets, entre 9m à 14 m, on observe une augmentation de RMS totale compatible avec l'augmentation du Gamma-ray et avec des valeurs moyennes de la résistivité. A partir de 14,5 m il y a une chute de la résistivité due à la saturation de l'eau salée.

La zone de 9 à 12m (où on constate d'une augmentation forte des valeurs de RMS) est limitée par deux pics de résistivité électrique élevée. On peut l'expliquer cette activités remarquables dans cette zone, si on le compare avec la diminution de la résistivité électrique par la migration de gaz vers les couches supérieure (à 9.5 et 7.5). « Il y a une partie de cette diminution liée à la dissolution de gaz, Figure 81».

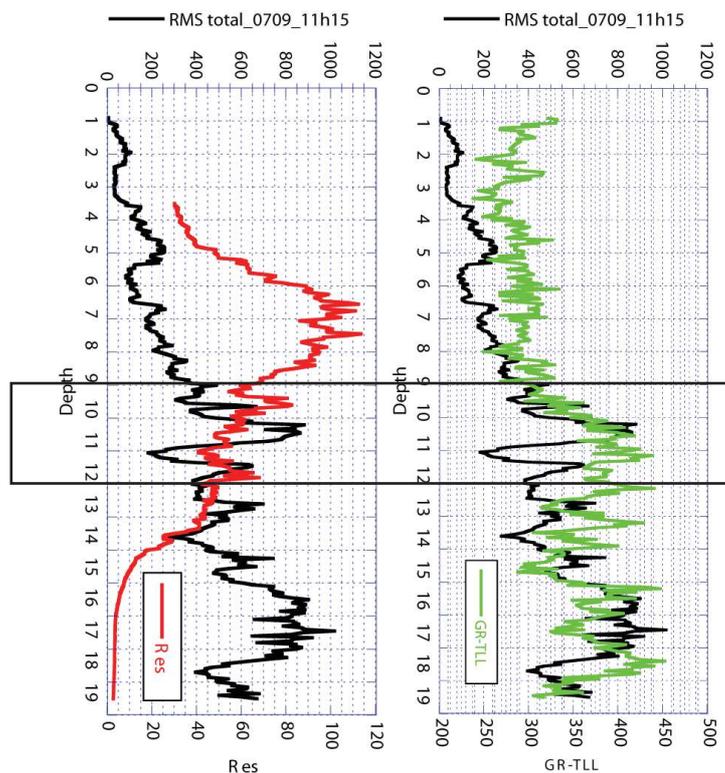


Figure 84. Comparaison entre les valeurs de l'amplitude RMS total (en noire) avec les autres mesures géophysiques : un log de Gamma ray (en vert) et la résistivité électrique minimale (en rouge)

Figure 85 présente les mesures électriques enregistrées le 8 et 9 septembre. Le pic de la résistivité enregistré le matin du 08/11 (courbe noir-à gauche) à 11,5 m a diminué progressivement pendant la journée. Cette diminution est accompagnée d'une augmentation de la résistivité dans les couches supérieures de 7,5 jusqu'à 9,5 m. Notamment un autre pic de résistivité se développe vers 9,5 m. Le dernier log enregistré le 08/11 à 17h11 a été utilisé pour la comparaison avec les logs enregistrés le 09/11 (en bleu à droite). On observe une diminution générale de la résistivité (courbe rouge), avec une alternance des augmentations et diminutions des valeurs de la résistivité vers le haut de la zone entre le 4,5 à 6,5 m.

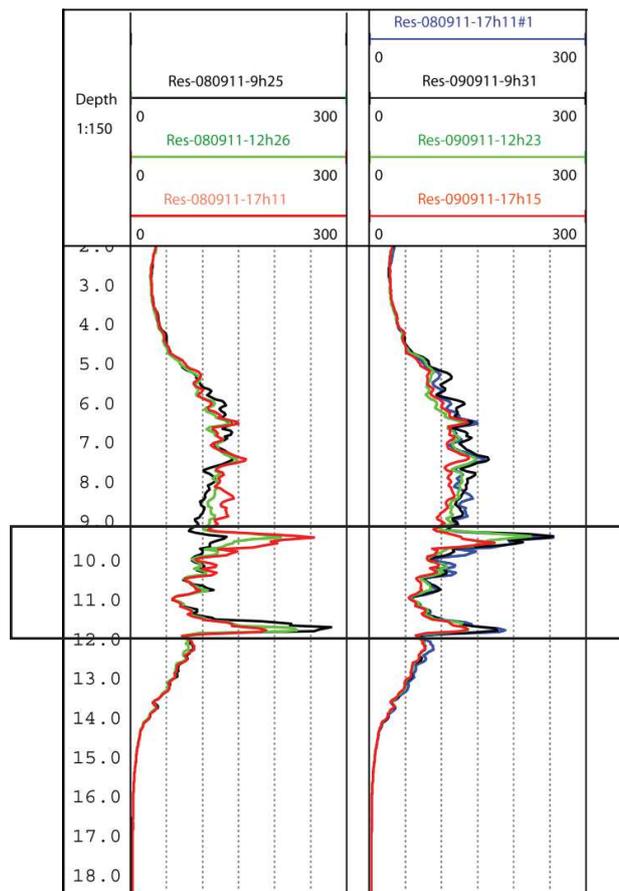


Figure 85. Comparaison et suivi des mesures de la résistivité électrique pour les deux jours : le 8 septembre (à gauche), et le 9 septembre (à droite). Le log du 8 septembre enregistré à 17h11 est répété à droite (en bleu)

Pour suivre le changement de la résistivité avec le temps, on présente les résultats de la résistivité électrique en forme de cartes 2D (Figure 86). La 1^{ème} carte (à gauche) présente les valeurs de la résistivité électrique des logs enregistrés pendant toute la période d'injection. La 2^{ème} carte (au milieu) présente les valeurs des différences de la résistivité, et la 3^{ème} carte

présente les valeurs positives des différences de la résistivité. On constate le déplacement de l'augmentation de la résistivité avec le temps dans la partie supérieure (5-12 m), et une augmentation progressive dans la partie bas (13,5-14.5m) qui peut être due à une migration de gaz vers les couches supérieures et une accumulation du gaz autour de 14 m de profondeur.

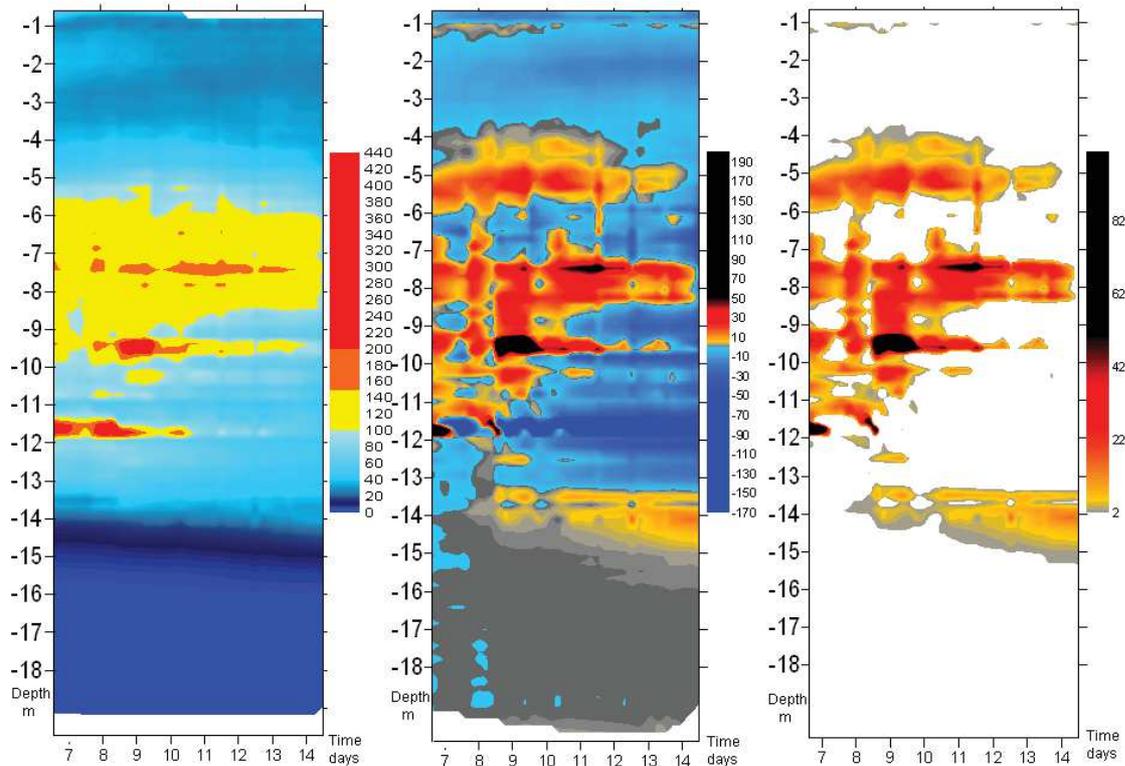


Figure 86 : Présentation des mesures électriques pendant toute la période de l'expérience (à gauche). La 2^{ème} carte (au milieu) présente les valeurs des différences de la résistivité (vis-à-vis de la première mesure, juste avant injection), et la 3^{ème} carte présente des valeurs positives des différences de résistivité correspondant à une augmentation de résistivité par rapport au début de l'injection, et donc à la présence de gaz libre. Au contraire, la dissolution de CO₂ s'exprime par une diminution de résistivité visible en bleu foncé sur la planche centrale.

Pour analyser les traces à faible amplitude, nous avons appliqué un gain sur les amplitudes à différente magnitude sur une trace, et puis nous avons comparé cette trace avec les traces voisines. Figure 87 montre le résultat de cette démarche. Nous avons appliqué un gain de 8,10 et 15 sur l'amplitude de la trace enregistré à 11.8 m de profondeur, et l'a comparé avec une trace voisine à 11.75 m. La trace à faible amplitude devient très proche à sa trace voisine après l'application du gain de 15 (Figure 78 A). La comparaison entre les deux traces voisines enregistrées à 11.75 et 11.85 m est présentée sur la figure 78 B.

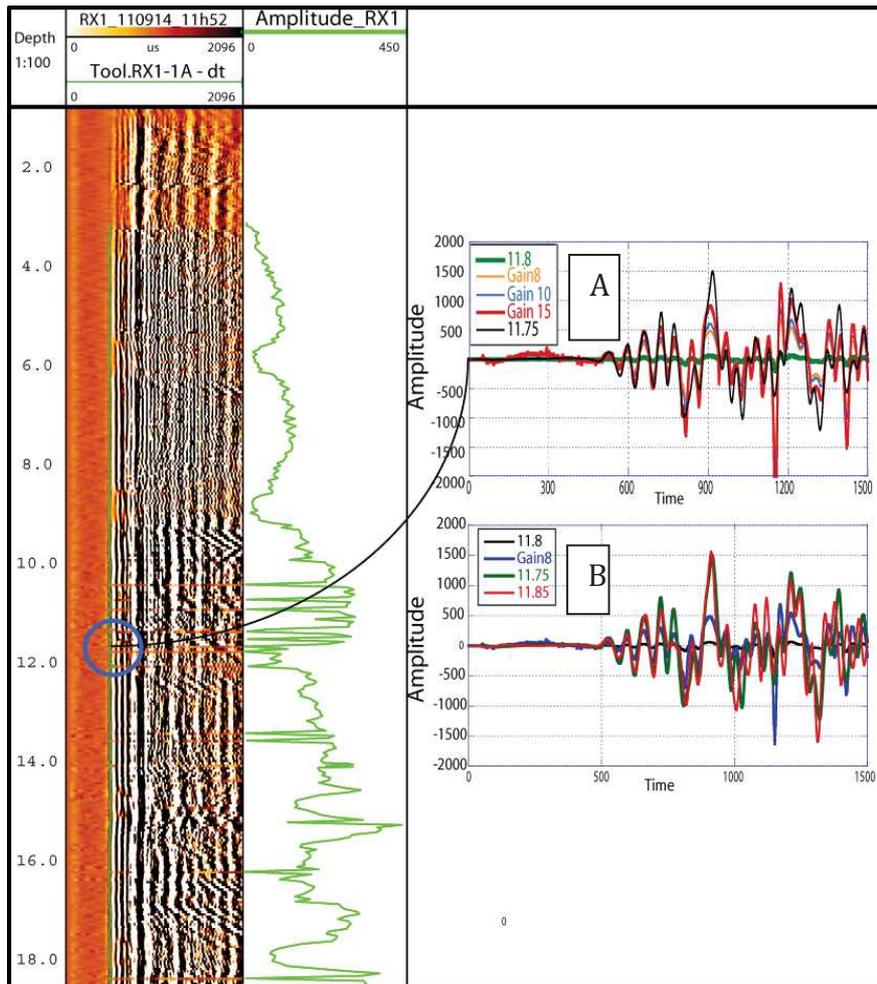


Figure 87. Log sonique du premier récepteur Rx1 (à gauche), et les valeurs de l'amplitude des premières arrivées (en vert, au milieu). Une comparaison de l'amplitude de la trace à faible amplitude avec les traces voisines avant et après l'application du gain.

Par la comparaison avec les résultats de résistivité électrique, l'augmentation des valeurs RMS peut être expliquée, par la migration de gaz (saturation en eau, dissolution de gaz), et la chute de RMS de certaines trace, par la présence des bulles de gaz dans le fluide de puits, des bulles coincés entre le tubage et les formations, ou bien une courante de gaz au moment de son déplacement entre les couches.

Chapitre V

Etude d'un glissement de terrain

(Site de Lodève)

V. Etude d'un glissement de terrain (Site de Lodève)

Cette étude s'intègre dans un projet de recherche qui a débuté en 2012 et qui porte sur l'étude de la dynamique et l'évolution spatio-temporelle d'un glissement de terrain dans le site Lodève.

L'étude des glissements de terrain est primordiale lorsqu'ils peuvent avoir une incidence importante liée à la destruction des infrastructures. Telles que l'autoroute A75 dans cette région. C'est pourquoi le versant de Lodève est en surveillance par CETE à l'aide d'un dispositif d'inclinomètre qui permet de suivre son mouvement au cours de l'année.

1. Site de Lodève

Nous nous intéressons ici à des glissements localisés dans le NW du département de l'Hérault en France, proche du village de Pégairolles-de-l'Escalette (arrondissement de Lodève), plus précisément dans la vallée de la Lergue, à environ 70 kilomètres au Nord de Montpellier Figure 88. Cette vallée constitue l'une des nombreuses reculées karstique de la bordure sud du Causse du Larzac.

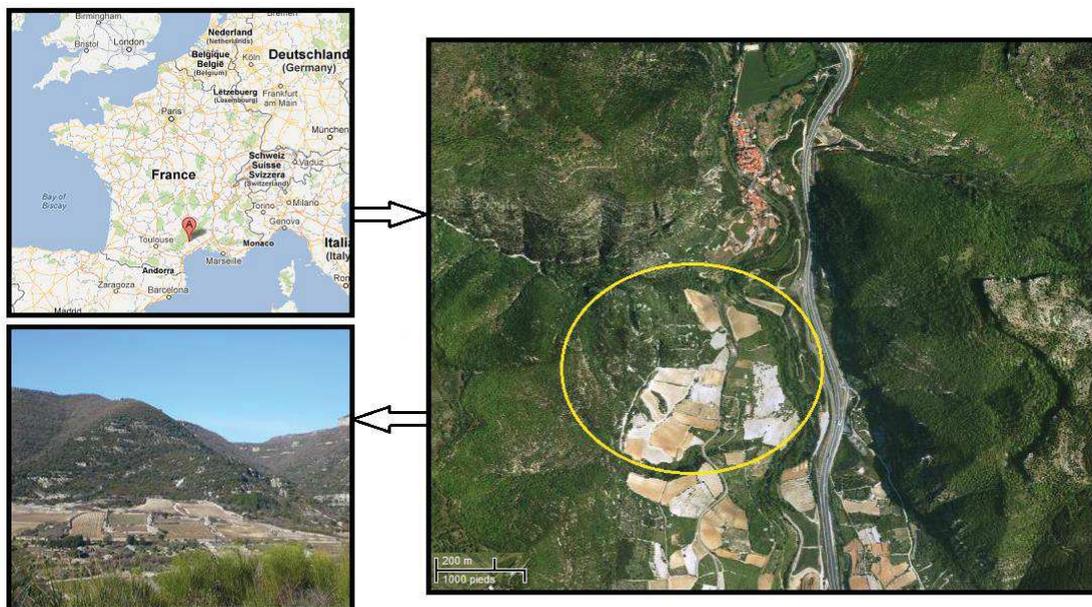


Figure 88. Localisation du glissement de terrain, site Lodève.

Plusieurs études sur d'autres sites de la région ont été menées par des chercheurs afin de connaître le type des glissements et comprendre le fonctionnement des processus qui interviennent au niveau de la semelle des glissements.

1.1 Contexte géologique

La zone d'étude se localise au Sud des Causses du Larzac, et au Nord du bassin de Lodève proche du village de Pégairolles-de-l'Escalette (Figure 89, Bloc 3D de la région de Lodève). Les lithologies à proximité de la zone étudiée sont :

- Le Jurassique constituant Les Causses du Larzac. Ce sont des carbonates karstifiés, nivelés par l'érosion, allant du Lias (Jurassique inférieur composé de dolomies, calcaires, marnes) jusqu'au Dogger (Jurassique moyen, composé de dolomies massives) (Figure 89, Carte géologique et Bloc 3D des Causses du Larzac). Ces carbonates proviennent de la plateforme continentale.
- Sous les Causses, nous retrouvons le Trias composé de conglomérats, de grès et d'argiles évaporitiques (Fig. 89, Bloc 3D des Causses du Larzac et Log lithologique). Le Trias affleure à certains endroits à proximité de notre zone d'étude comme en témoigne la carte géologique (Fig. 89). Les environnements de dépôts du Trias sont des environnements fluviaux de types plaines d'inondations, playas ou deltas.
- En discordance sur le Trias, le Permien rouge (Saxonien, composé de pélites, siltites et de grès rouges comportant un pendage d'environ 25-30° vers le Sud) et le Permien gris (Authunien composé de grès et d'argilites noires) (Fig. 89, Bloc 3D des Causses du Larzac et Log lithologique). Les lithologies du Permien constituent le bassin de Lodève et sont des dépôts de type continentaux.
- En discordance avec le Trias mais plus au Nord, nous retrouvons les lithologies du Cambrien-Précambrien constituées de grès, dolomies, schistes et calcschistes (Fig. 89, Bloc 3D des Causses du Larzac et Log lithologique).

Il est également important à savoir que la zone d'étude est caractérisée par une faible moyenne de précipitation annuelle, avec des épisodes de précipitations torrentielles ponctuelles appelées « événements cévenol ». Ainsi, pendant cette période, il peut tomber jusqu'à 500 à 900 mm d'eau en 24h induisant alors une recharge rapide des aquifères pesant dans le glissement par le biais des failles. Cette recharge rapide des aquifères va alors favoriser une dissolution des couches évaporitiques (gypse) du Trias. Ces couches jouent un rôle des couches savon dans la semelle du glissement et qui induit par la suite la déformation c'est-à-dire le glissement de terrain circulaire.

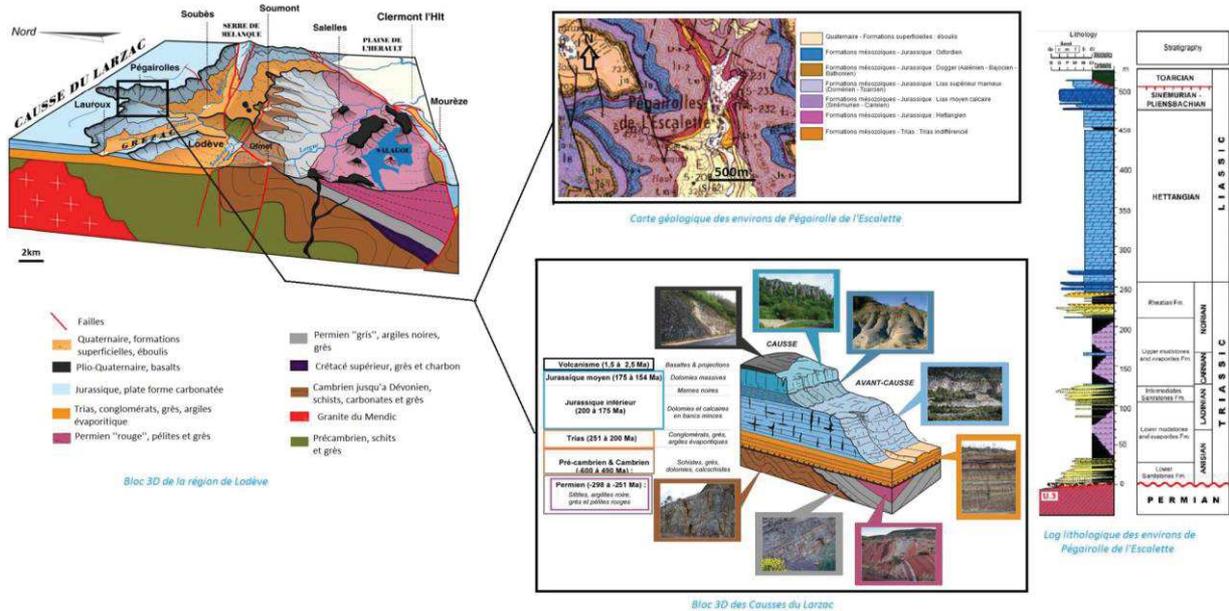


Figure 89. Figures illustrant le contexte géologique régional à différentes échelles. (Sources : bloc 3D Lodève : source inconnue/Carte géol : site infoterre/Bloc 3D Causse + Log litho : d'après M. LOPEZ, non publié)

1.2. Morphologie et déclenchement des glissements de terrain

La coupe au-dessous (Figure 90) a été réalisée à quelques kilomètres de Pégairolles-de-l'Escalette.

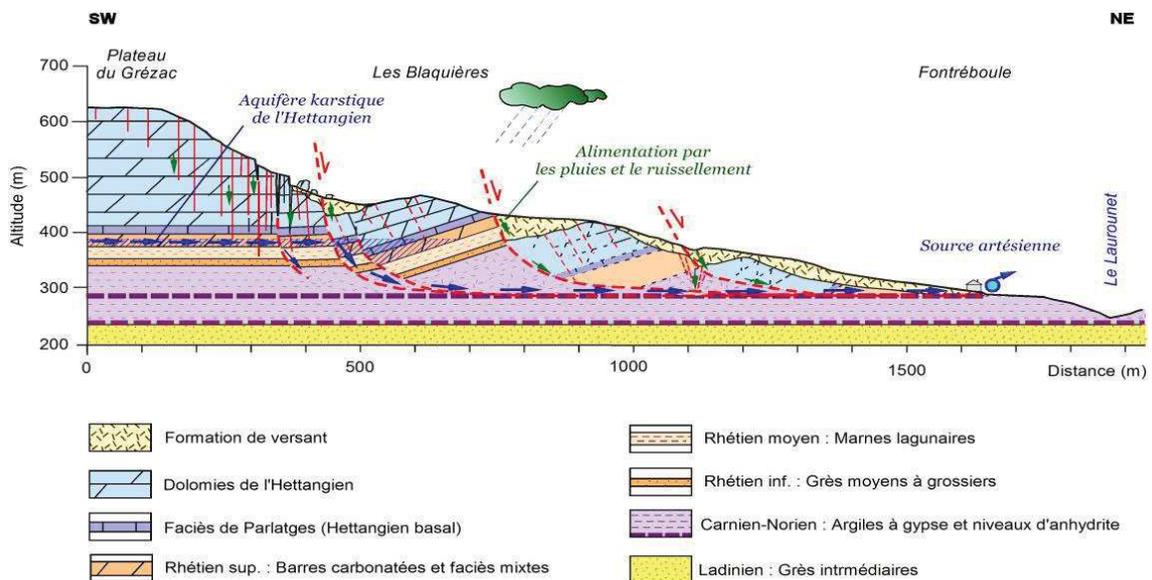


Figure 90. Coupe schématique d'un glissement de terrain à proximité de Fontréboule (source : d'après M. LOPEZ, non publié).

Nous pouvons admettre que les lithologies sont identiques et les phénomènes à l'origine des glissements de terrain restent inchangés par rapport à notre zone d'étude. Comme observé sur la coupe, le glissement de terrain se manifeste par le décrochement des calcaires des Causses et du sommet du Trias supérieur (Rhétien) par le biais de failles normales prenant racine dans le Trias datant du Carnien-Norien. Les lithologies du Carnien-Norien sont constituées d'argiles comprenant des niveaux évaporitiques. Ces lithologies feraient office de semelle de glissement. La circulation de fluides en profondeur, serait avec la semelle de glissement, les conditions sine qua non du déclenchement des glissements de terrain. Les failles normales et la fracturation des karsts des Causses constituent de très bons chemins de migration pour la circulation des fluides. Ces derniers peuvent provenir des eaux météoriques ou des nombreux aquifères présents dans la région (notamment dans les carbonates du Jurassique). La condition étant que ces chemins de circulation permettent la migration des fluides jusqu'à la semelle de glissement Triasique.

Le rôle des fluides dans la semelle de glissement serait alors le suivant : les couches d'évaporites présentes dans les argiles du Carnien-Norien seraient initialement des anhydrites de formule chimique CaSO_4 . Si de l'eau est mise en contact avec l'anhydrite, elle s'hydrate et devient du gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Le gypse est une roche très friable, plus que l'anhydrite. Cette transformation minérale associée aux phénomènes suivants peut entraîner une déstabilisation des versants. La pluviométrie (période de pluie intense). La pesanteur ou la gravité (poids des lithologies lié à leur épaisseur et reposant sur des argiles ou marnes). La morphologie du versant (pente). L'affaiblissement des Causses du Larzac due à la karstification et l'érosion facilitant leur déstabilisation. La circulation de fluides en profondeur (les fluides peuvent contribuer à abaisser le seuil de rupture des roches en plus des transformations minérales).

1.3. Acquisition des données

Cette partie traite des mesures géophysique en forages recueillies par l'équipe Transferts en Milieux Poreux (TMP). Trois forages ont été réalisés dans notre zone d'étude. PEG1, PEG2 et PEG3. Deux d'entre eux ont été carottés (PEG2 et PEG3), cependant la lithologie du Trias n'a pas été atteinte avec PEG1 (Figure 91).

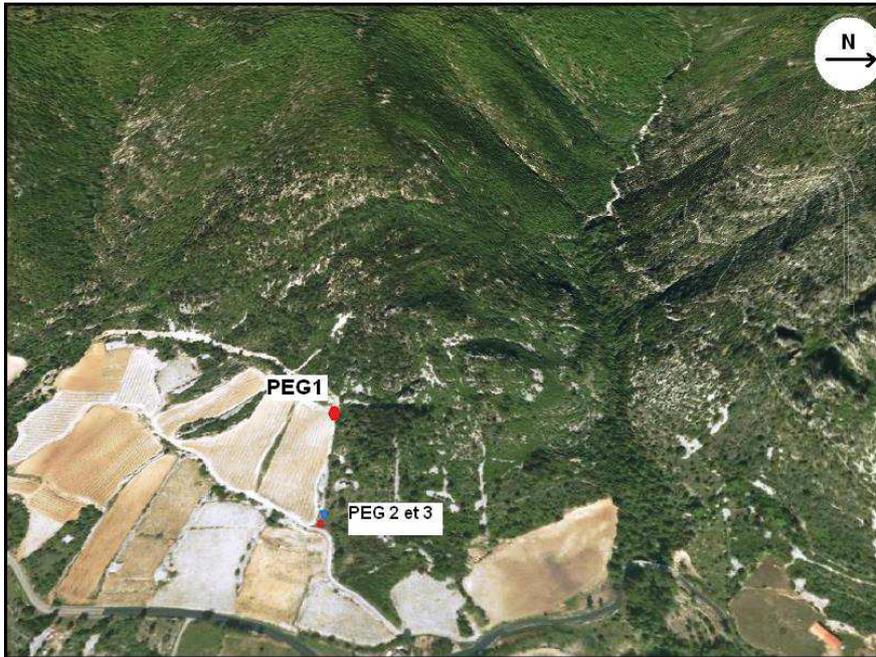


Figure 91. Localisation des puits PEG1, 2 et 3 dans le site Lodève.

Lors de la mise en place des forages PEG2/PEG3 en 2012, de nombreuses diagraphies ont été réalisées dans le puits PEG2 :

- Gamma ray (GR)
- Résistivité électrique.
- Sonique
- Imagerie acoustique de paroi (ABI40)
- IDRONAUT : Pression, température, conductivité, et le pH du fluide en forage : (Notons que la réponse diagraphique des évaporites présentes dans la couche savon a un faible gamma ray et une forte résistivité).

Figure (92, 93, 94) montrent les données acquises dans le puits PEG2, et la bonne corrélation entre les différents propriétés physiques dans ce puits.

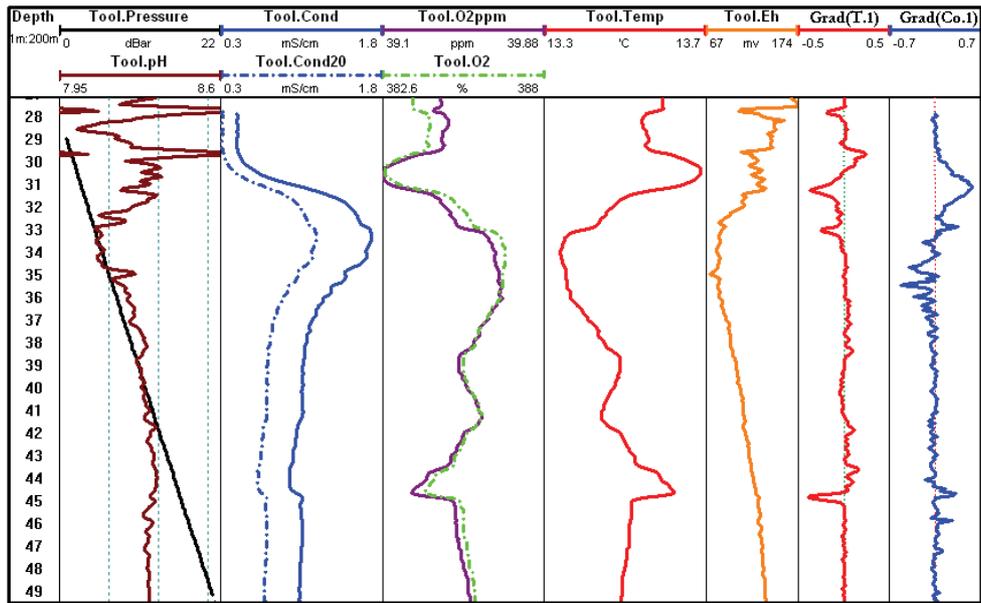


Figure 92. Données géophysiques dans le puits PEG2, et les dérivés de la température et la conductivité du fluide, (du log idronaut). Log IDRONAUT _ 01/03 /2012.

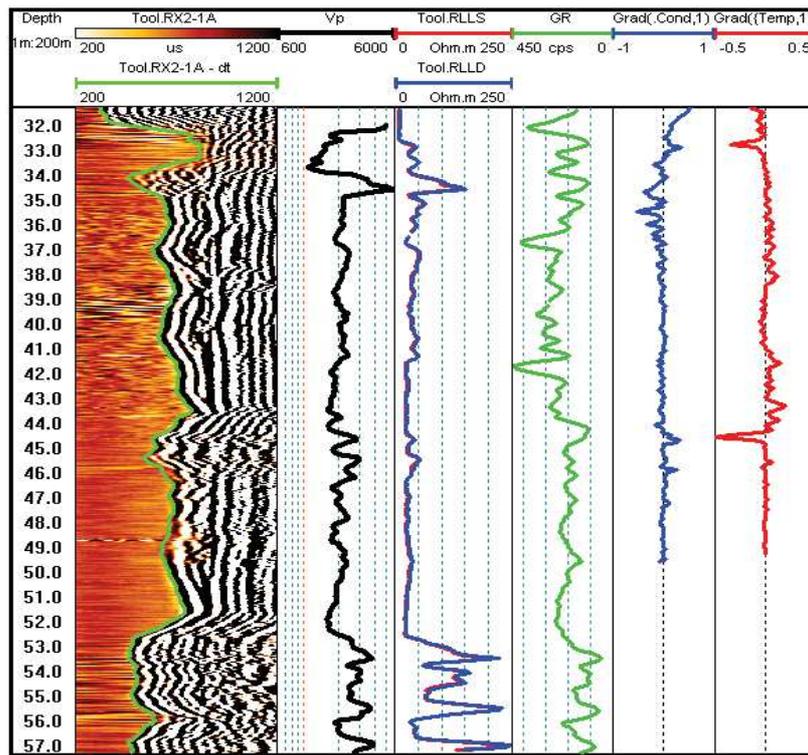


Figure 93. Données géophysiques dans le puits PEG2, de gauche à droite : deuxième récepteur Rx2 du log sonique, le Vp sonique, la résistivité électrique, le gamma ray, et les dérivés de la conductivité et la température de fluide, (du log idronaut).

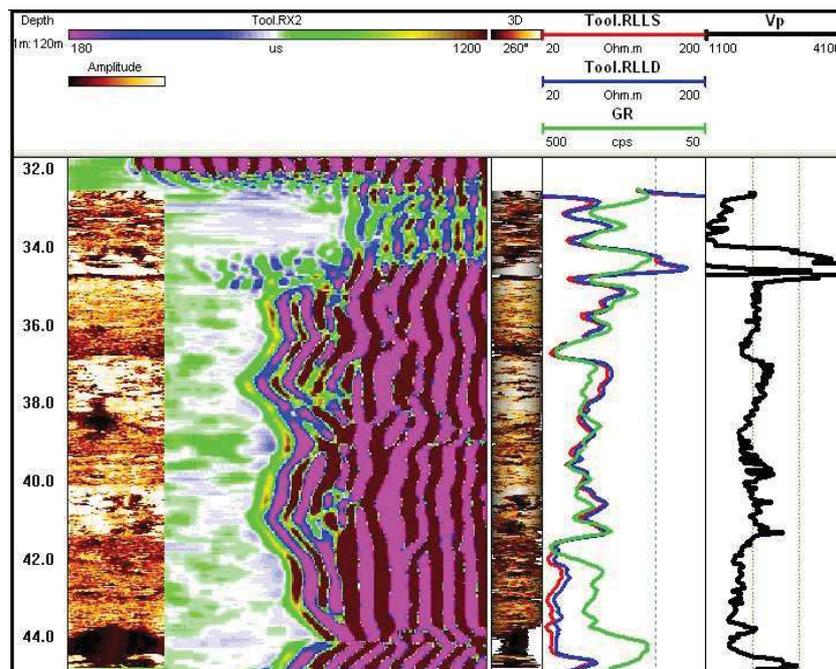


Figure 94. Corrélation entre les différents logs géophysiques dans le puits PEG2. De gauche à droite : image acoustique de paroi, deuxième récepteur Rx2 du log sonique, représentation 3D de l'imagerie acoustique de paroi, la résistivité électrique, le gamma ray (échelle inversée), et le Vp sonique.

- L'acquisition des diagraphies dans PEG1 :

L'acquisition des diagraphies a été effectuée en plusieurs étapes. Lors de l'acquisition du 23 Juin 2011, le puits présentait un offset 47,5 cm. Par ailleurs, le puits était tubé acier jusqu'à 59,5m de profondeur. De 29 à 38 m, le puits présentait une double épaisseur de tubage acier, et de 0 à 29 m une triple épaisseur d'acier. Ensuite, le tubage a été remonté à 53,50 m avec un offset de 80cm. Lors de l'acquisition du 28 Juin 2011, les tubages métalliques ont auparavant été remplacés par un tubage PVC descendu à 62 m de profondeur, avec un offset de 69,5 cm.

- Liste des sondes et mesures utilisées :

SGR512 : Radioactivité naturelle spectrale gamma (U, Th, K).

DIL45 : Conductivité électrique par induction.

LL5 : Résistivité électrique.

IDRONAUT : Pression, température, conductivité, et le pH, du fluide en forage.

ABI40 : Imagerie acoustique de paroi.

Les Figures 95 et 96 montrent les données acquises dans le puits PEG1 et la bonne corrélation entre les logs de gamma rays, la résistivité et le log d'amplitude maximale d'imagerie acoustique.

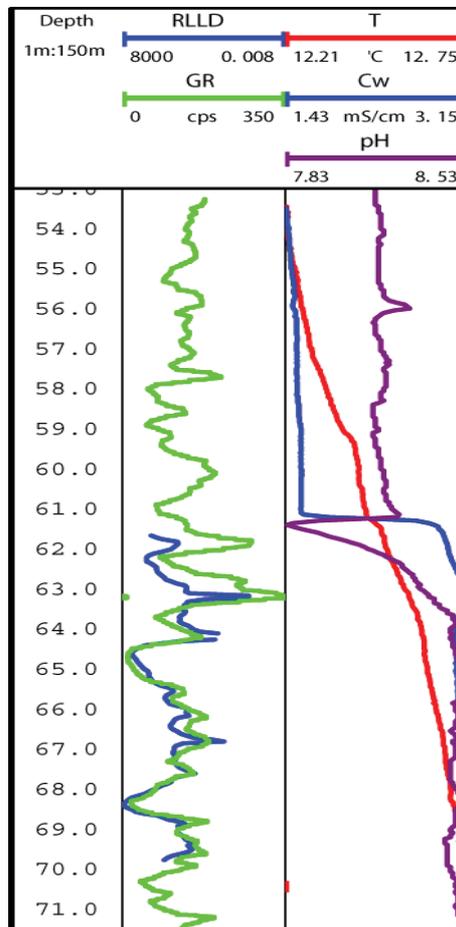


Figure 95. Mesures géophysiques dans le puits PEG 1. A gauche : log de GR (en vert), et de résistivité électrique (en bleu). A droite les logs IDRONAUT : température (rouge), conductivité (bleu), pH (mauve) du fluide en forage.

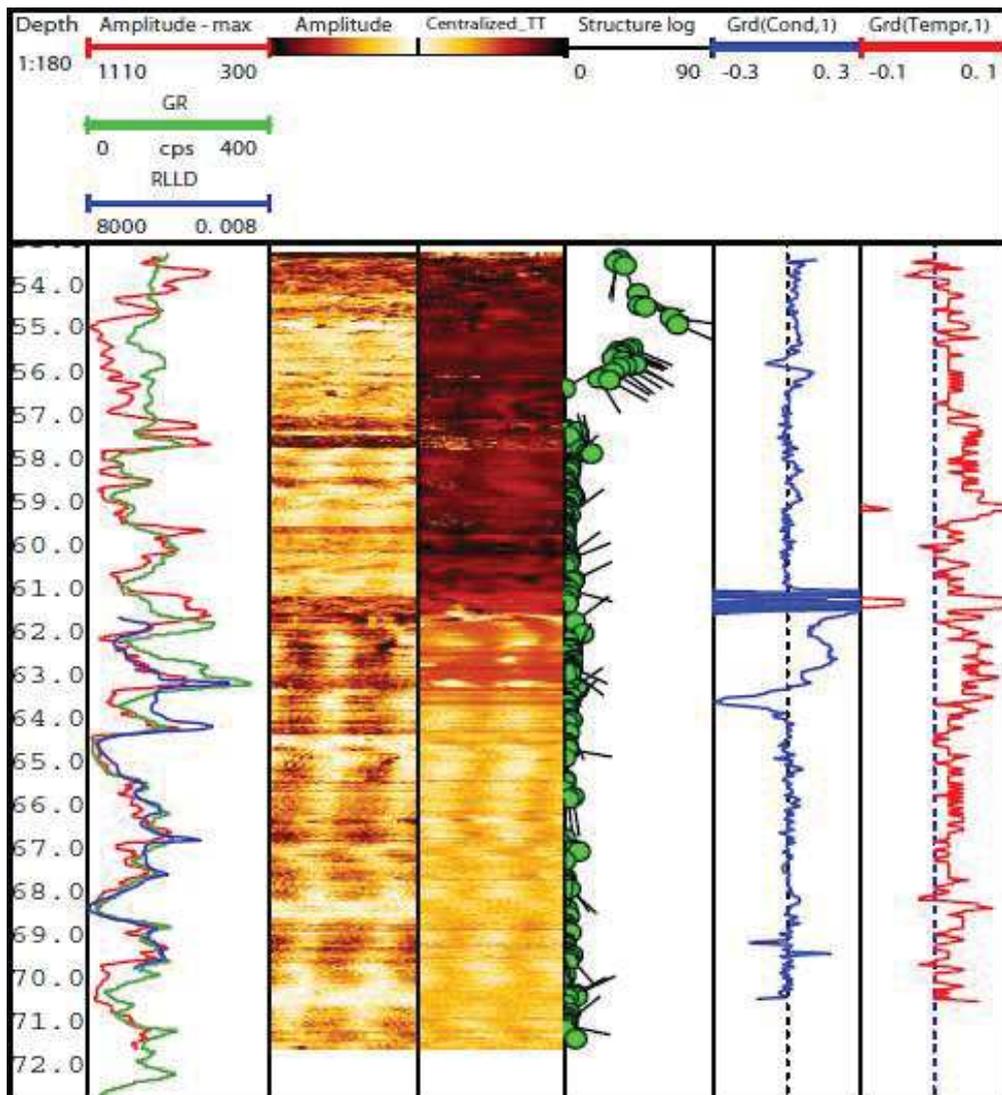


Figure 96. Les mesures géophysique dans le puits PEG 1, De la gauche ; un log de l'amplitude maximale extraite de la mesure de l'imagerie acoustique (en rouge), avec les deux logs de GR (en vert), et de la résistivité électrique RLLD (en bleu). Deux logs de l'amplitude et TT (travel time) centralisés de l'imagerie acoustique (ABI40), un log structural, et le dérivé de la conductivité de l'eau (en bleu) et de la température (en rouge).

Imagerie acoustique de paroi de forage (ABI40)

La sonde d'imagerie acoustique (ABI40) a été équipée d'un centreur de 3 pouces placé au-dessus de la tête de l'outil. Acquisition à la remontée tous les 2 mm, avec une résolution de 288. La vitesse de remontée est de 0,3 m/min. L'acquisition a été effectuée en puits ouvert dans la partie inférieure du forage (71 à 63 m ; diamètre de puits 7.5 cm), puis à travers PVC pour protéger le forage jusqu'à 50,6 m (diamètre de puits 9.5 cm).

La mesure a été effectuée en plusieurs étapes, pendant deux jours de mesure le 23 et le 28 mars, le tubage a été tiré vers le haut et la mesure a été effectuée, donc nous avons une partie du muser de l'imagerie acoustique a été fait dans un puits ouvert de 72-54 m,

Nous avons fait un traitement pour la mesure orientée (MN) et corrigé pour l'effet de tubage métallique, il a été observé directement l'existence de deux intervalles symétriques, séparés par 180 degrés, et caractérisées par leurs valeurs d'amplitude maximale. Cette amplitude varie en fonction de la profondeur et de la lithologie (comparable avec le GR et la Res. Figure 96).

La figure 97 présente un exemple des variations des directions de l'amplitude maximale en fonction de la profondeur.

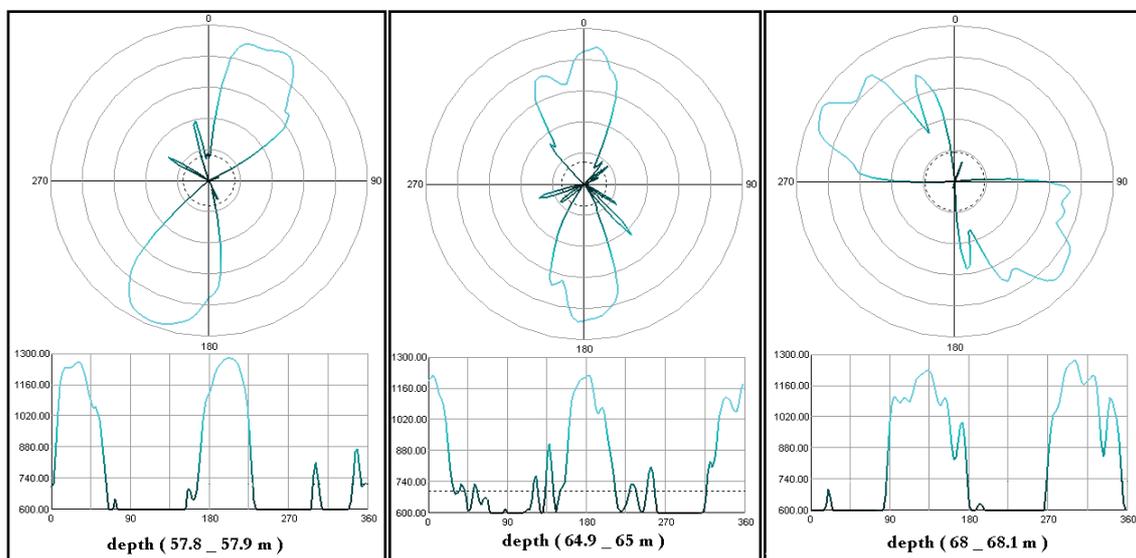


Figure 97. Variations de l'azimut de l'amplitude maximale en fonction de la profondeur.

Par conséquent, nous avons fait l'extraction de l'amplitude maximale avec son Azimut le long de la zone mesurée du puits, tout d'abord automatiquement, puis manuellement.

La Figure 98, montre la distribution de l'amplitude Max en fonction de son azimuth et de la profondeur

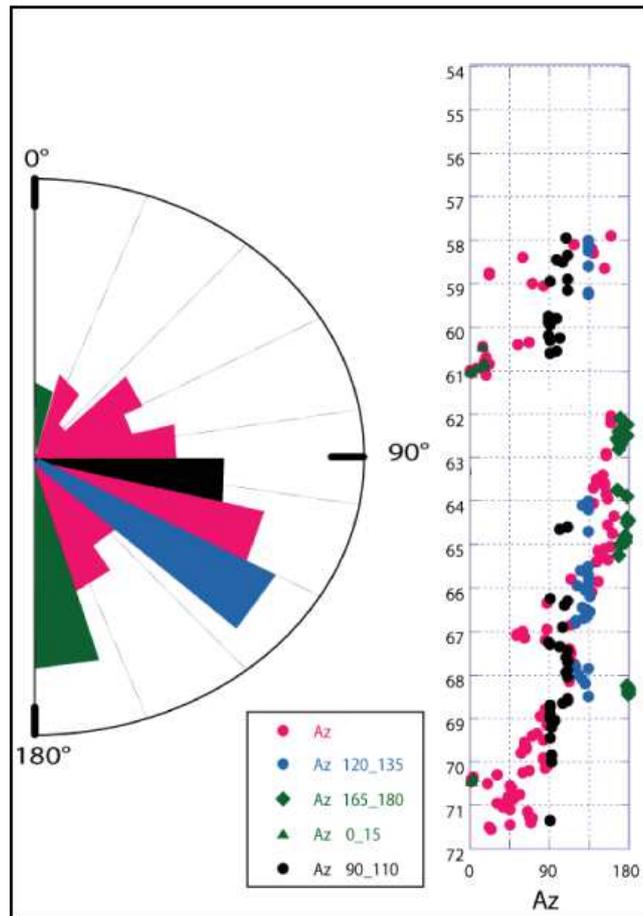


Figure 98. Distribution de l'amplitude Max en fonction de son azimuth et de la profondeur.

Analyses et conclusion

Suivant l'azimuth des valeurs maximales de l'amplitude, il est donc possible d'expliquer les glissements de terrain comme suit : il y a deux directions principales de contrant affectant les couches traversés par le puits : le Nord-sud et le Est 135 Sud (Figure 98). Ce qui nous amène à dire que les couches sont influencées par deux forces principales qui tirent les couches en deux directions différentes, et ces forces entraînent l'affaiblissement et la destruction les roches qui se situent sous son influence, ce qui favorisent les glissements de terrain, qui sont ainsi influencées par la gravité, le degré de déviation, et la topographie de surface.

Conclusions générales

1- Dans les milieux non consolidés étudiés :

- on parvient dans tous les cas à déterminer V_p et à en déduire \emptyset ,
- on détecte la présence de gaz par changement de vitesse (Maguelone), voire même d'amplitude (Svelvik),
- on parvient dans tous les cas à calculer la saturation en gaz (S_G),
- la détermination de V_s est souvent plus complexe (Maguelone) que celle de V_p ,
- le calcul de S_G reste plus qualitatif que quantitatif (*par rapport aux résultats obtenus avec la résistivité, par exemple*),
- le lien entre mesures soniques et sismiques reste complexe à Maguelone (*changement d'échelle*).

2- Sur le site de Lodève, l'imagerie ultrasonique de paroi a permis :

- l'identification des structures traversées (lithologie, fractures, ...),
- la cartographie de ces structures en fonction de la profondeur, sans permettre de d'orienter clairement le champ de contraintes in-situ.

Annexe

- 1- “Time lapse VSP and downhole sonic monitoring of shallow gas injection in unconsolidated sediments at Maguelone experimental site”*
- 2- Comparaison entre les logs des vitesses acoustiques venant des diagraphies soniques dans MAG1, avec log des vitesses mesurées par PSV et valeurs des vitesses acoustiques sur carottes du forage MAG5.
- 3- Images des carottes dans les deux réservoirs (R1 et R2) avec leurs valeurs de porosité (*en haut*). Abaques calculées selon la formule de Wyllie (1956) pour estimer la saturation en gaz (*en bas*).
- 4- Décalage lithologique latéral entre les puits de MAG1 et MAG6 déduit des mesures géophysiques en forage (gamma ray, résistivité électrique, sonique, et PSV) (*en haut*). Zones de stockage de gaz, et rôle de la couche conglomératique cimentée à ~15,7 m comme barrière de perméabilité (*en bas*).
- 5- Mesures électriques dans le puits TLL du site de Svelvik.

** J'ai participé à l'acquisition de ces données sur le terrain, complémentaires à mes données de thèse, mais n'ai pas travaillé à leur analyse.*

Time lapse VSP and downhole sonic monitoring of shallow gas injection in unconsolidated sediments of the Maguelone experimental site

III.4.1. Acquisition des données VSP

Les mesures VSP ont été réalisées à l'aide d'une source de type marteau sur plaque de frappe positionnée en surface, et d'une sonde géophone 28 Hz 3 composantes, bloquée par ressort à lame et orientée magnétiquement, progressivement descendue dans le puits. (Geostuff BHG3). Un géophone fixe en surface a été utilisé comme référence pour la synchronisation avec l'enregistreur numérique Geometrics RX60.

Dans un premier temps, les acquisitions VSP ont été menées en Octobre 2010 dans les deux puits MAG1 et MAG6 avec 3 positions sources à 2m, 6m et 10m, comme illustré Figure 1. Pour ces mesures préliminaires aux expériences d'injection, le pas en profondeur choisi était de 0.5m, sur une tranche de 0 à 20m de profondeur. Le niveau piézométrique sur le site est au voisinage de 1m de profondeur, même s'il peut montrer certaines variations avec le niveau des précipitations ou celui de la marée océanique. Après deux expériences d'injections de N₂ menées en Mars et Juin 2012 dans la couche réservoir, une nouvelle acquisition VSP a été réalisée en Octobre 2012 pour MAG1 et MAG6, avec une seule position source à 2m, cette fois avec un pas en profondeur plus fin (0.1m), ce qui s'avèrera trop dense compte tenu du pas de temps de mesure de l'enregistreur sismique, à savoir 0.25ms. Un filtre moyen glissant sur 3 mesures sera appliqué aux pointés de premier arrivée pour se ramener à 0.2m. Deux nouvelles expériences d'injection dans la couche réservoir seront ensuite menées en Novembre 2012 (N₂) et Janvier 2013 (CO₂). Finalement, une dernière acquisition VSP sera réalisée en Juin 2013, au pas de 0.2m pour les deux puits, avec une seule position source à 2m. Pour toutes ces acquisitions VSP, les pointés des premières arrivées ont été menés simultanément sur les 3 composantes de la sonde, pour tenir compte des variations d'incidence de l'onde. Deux approches sont possibles, et illustrées Figure 1 : soit pointer les 3 composantes avec un même temps, soit pointer le temps sur la trace module reconstituée à partir des 3 enregistrements à chaque profondeur. Un contrôle graphique de tous les pointés a

été conduit avec ces deux approches, de façon à disposer des temps les plus fiables possibles. Le rapport signal sur bruit diminue avec la profondeur de la sonde.

Il évolue aussi selon les jours avec les conditions météorologiques variables et l'intensité des vagues compte tenu de la proximité du bord de mer.

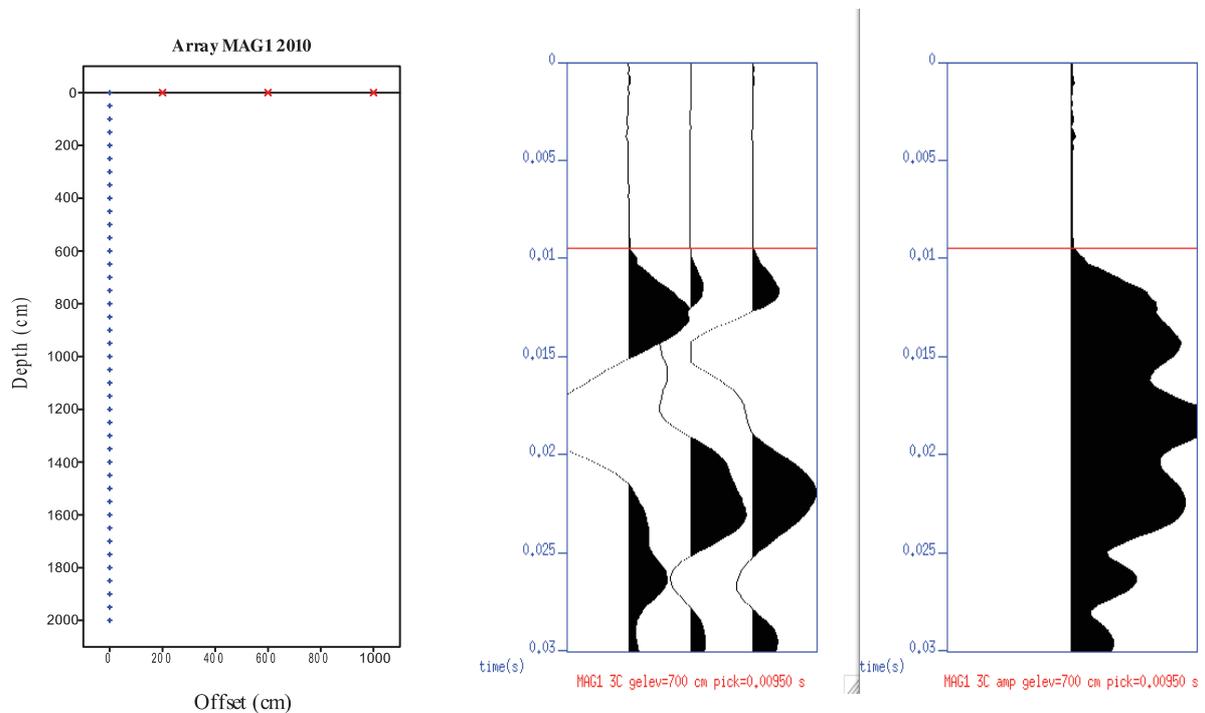
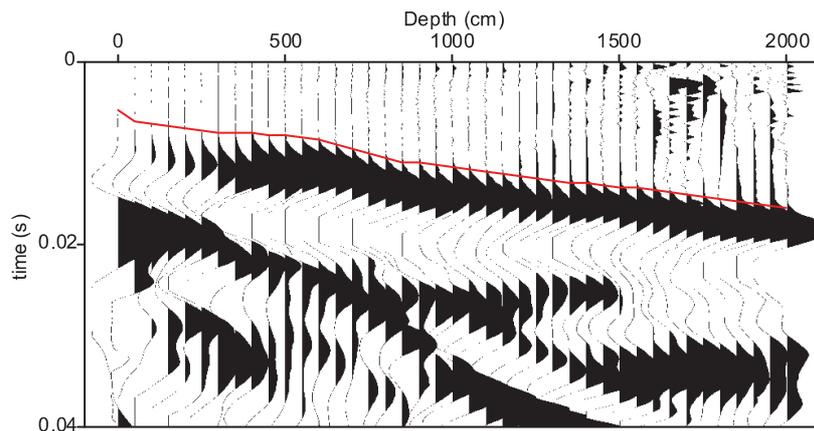
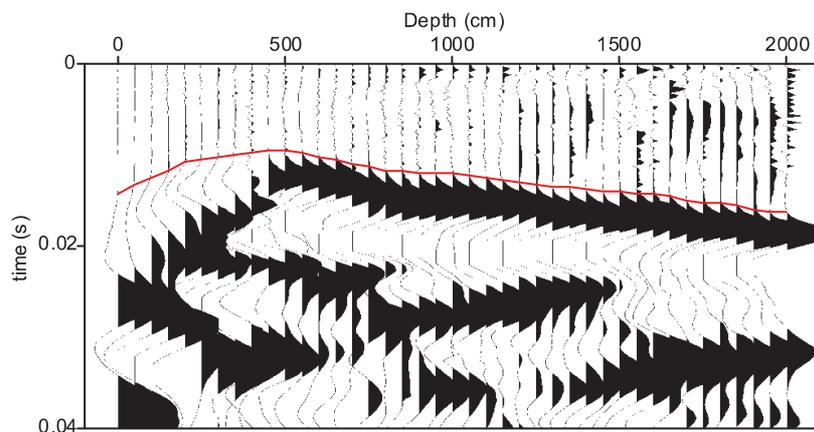


Figure 1. Dispositif d'acquisition pour les mesures VSP 2010 (sources en rouge), et pointés des premières arrivées sur les 3 composantes ou sur la trace module.

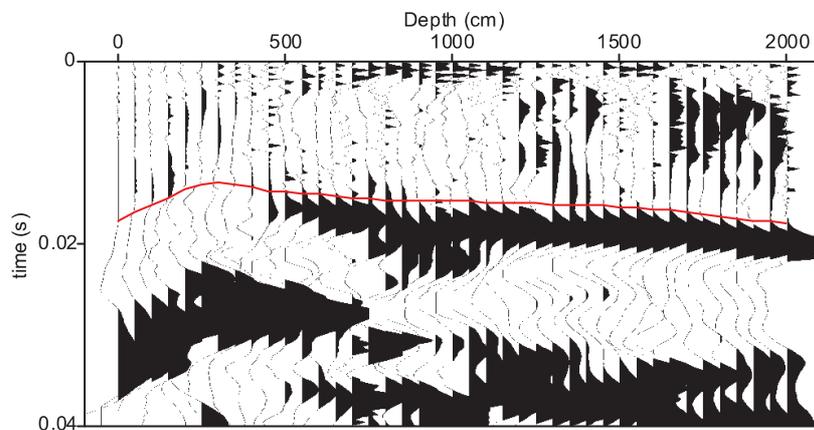
La Figure 2 représente les pointés obtenus au puits MAG1 pour les 3 positions sources, superposés aux traces de la composante verticale. Le niveau du bruit est limité, sauf pour les profondeurs les plus importantes et la position 10m. Noter que des signaux réfléchis (montants) sont bien visibles, même si on considère ici l'arrivée de l'onde descendante. Des effets de réfraction dus à l'obliquité sont apparents pour les faibles profondeurs, là où les temps des premières arrivées diminuent avec la profondeur entre 0 et 5m.



MAG1 sx=200 Vertical component



MAG1 sx=600 Vertical component



MAG1 sx=1000 Vertical component

Figure 2. Traces composante verticale puits MAG1, positions source à 200, 600 et 1000cm du puits dans la direction de MAG6, et pointés en rouge.

La Figure 3 représente les mêmes informations pour le puits MAG6. Le bruit reste aussi limité, bien que bien visible pour la source à 10m, les réflexions moins nettes, et des réfractions également présentes. Sauf pour un petit nombre de traces à faible profondeur, on peut considérer que l'on dispose d'un ensemble de temps de première arrivée déterminés avec une bonne précision pour les deux puits et les 3 positions sources. Ces temps correspondent à un trajet oblique compte tenu du déport de la source, ce qui nécessite une correction d'obliquité pour obtenir des temps de trajet verticaux. Cette correction sera appliquée pour la source à 2m, qui ne montre pas d'effets de réfraction.

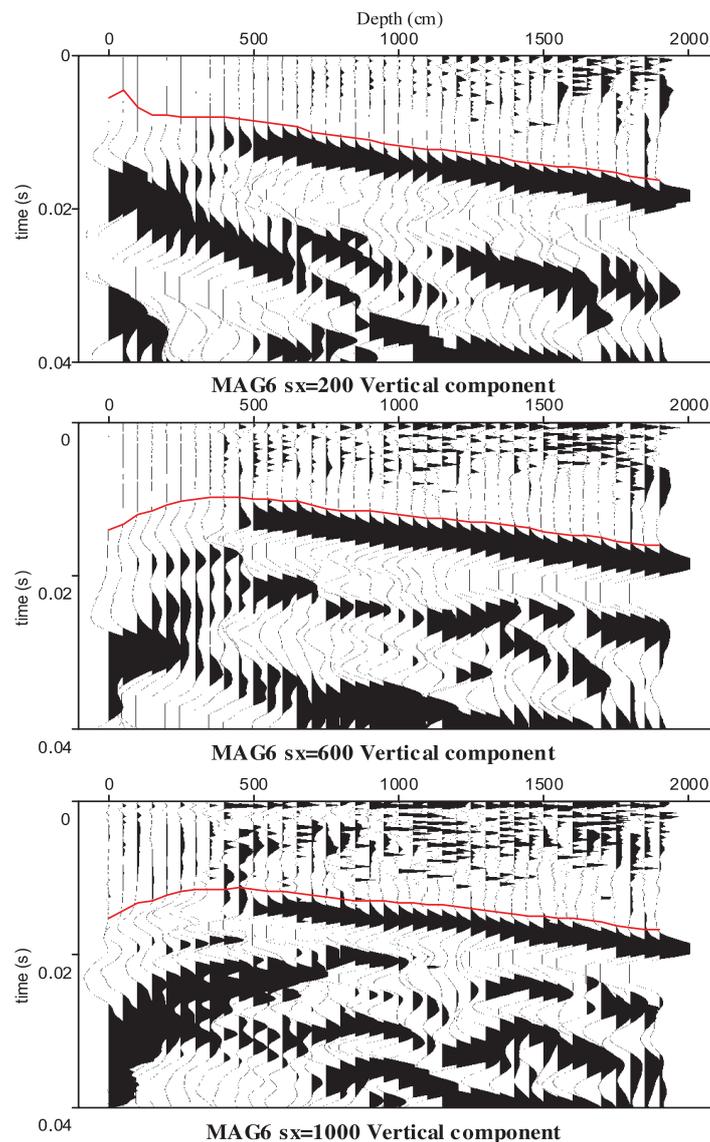


Figure 3. Traces composante verticale puits MAG6, positions source à 200, 600 et 1000cm du puits dans la direction de MA G1, et pointés en rouge.

La correction d'obliquité suppose des trajets rectilignes, ce qui ne sera strictement valide que pour des incidences sur les limites de couches proches de la normale, étant donné l'existence de nettes variations de vitesses, mises en évidence par les variations de pentes de la courbe temps- profondeur brute obtenue (Figure 4). Elle consiste à projeter le temps de trajet sur l'axe vertical, en multipliant pas le cosinus de l'angle d'incidence de l'onde sur le puits. Cette correction ne peut pas être utilisée pour des ondes réfractées montantes, elle n'a donc été appliquée que pour la source à 2m. La correction présente bien le comportement attendu, à savoir importante à faible profondeur, et régulièrement décroissante vers 0 pour des profondeurs croissantes, enfin négligeable à 20m.

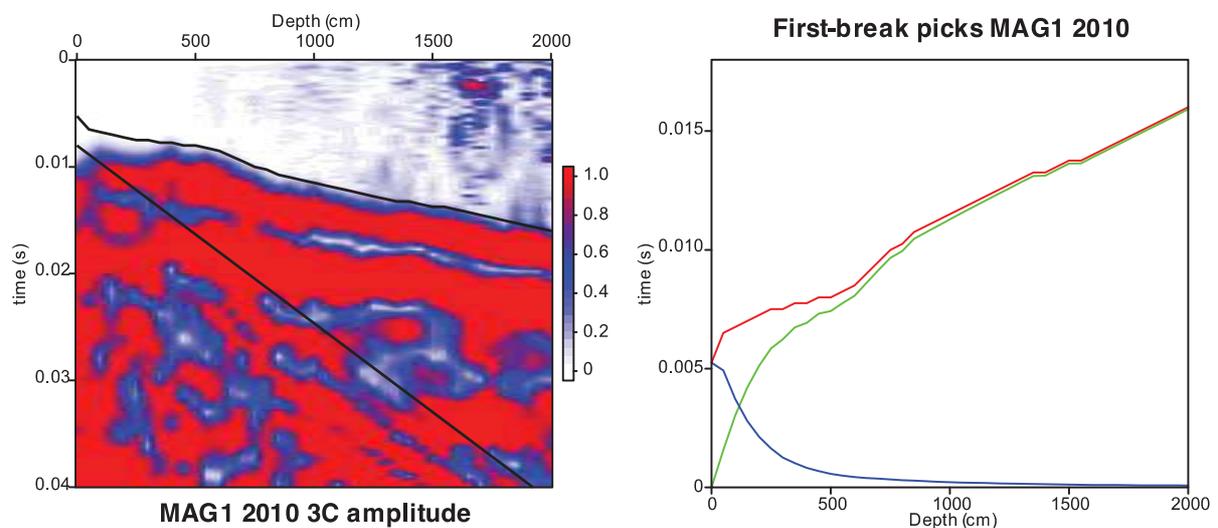


Figure 4. Application de la correction d'obliquité pour le puits MAG1 et la source à 2m. A gauche, les pointés bruts et le temps d'arrivée de l'onde de tube en noir, superposés aux traces module 3 composantes. A droite, temps d'arrivée bruts en rouge, temps d'arrivée corrigés en vert, et correction appliquée en bleu.

A l'issue de cette correction, nous disposons des estimations des temps de trajets verticaux le long du puits. La pente de la courbe temps-profondeur représente alors la vitesse verticale locale de propagation de l'onde P. La détermination de ces vitesses représente donc un problème inverse dont les paramètres inconnus sont d'une part les vitesses des couches traversées, et d'autre part leurs épaisseurs. Ici, nous disposons d'informations précises sur la lithologie observée dans les puits, nous avons donc considéré comme connues à priori ces épaisseurs (voir Figure 8, page 62 pour MAG1). L'inversion ne portera donc que sur la détermination des vitesses. Il est apparu cependant nécessaire de sub-diviser la couche superficielle qui montre de fortes variations de vitesses à proximité de la surface, en lien certainement avec le niveau de saturation de ces sables. L'estimation des vitesses par couche

est obtenue par l'ajustement moindre carré d'un segment de droite pour chaque intervalle de profondeur. Pour valider le modèle obtenu, les temps de trajets verticaux sont recalculés dans ce modèle, et comparés aux temps mesurés, avec calcul d'un résidu quadratique moyen. Ces temps sont aussi convertis en vitesses moyennes en fonction de la profondeur, comparables aux vitesses moyennes mesurées, c-a-d au rapport entre profondeur et temps de trajet vertical mesuré. Le modèle de vitesse résultant pour la source à 2m et le puits MAG1 est présenté dans le tableau 1 et la Figure 5, sous forme de lois de vitesses d'intervalle, moyenne et RMS. Le résidu quadratique moyen correspondant est de 0.18 ms, soit moins d'un pas de temps.

Couche	Profondeur (m)	Vitesse (m/s)
H3a	0.0	324.1
H3b	1.0	529.7
H3c	2.5	1474.3
H2	4.5	1167.1
H1	8.0	1813.0
P4	9.0	1891.1
P3	12.5	1933.9
P2	13.5	2838.5
P1	16.5	1972.9

Tableau 1. Modèle de vitesse obtenu au puits MAG1 en Octobre 2010. Les profondeurs indiquées correspondent au toit des couches. La couche H3 a été subdivisée.

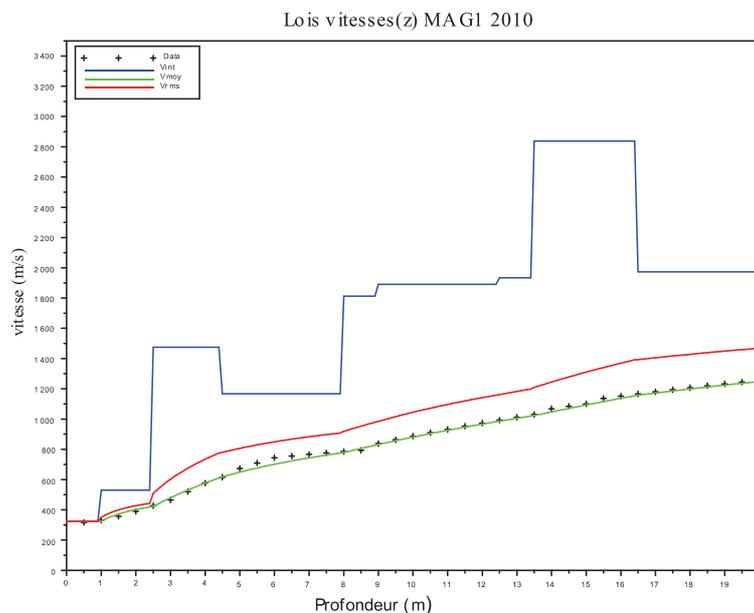


Figure 5. Lois de vitesses d'intervalle (bleu), moyenne (verte) et RMS (rouge) obtenues au puits MAG1 en Octobre 2010. Les symboles noirs correspondent aux vitesses moyennes mesurées, comparable aux vitesses moyennes déduites du modèle en vert.

Le même traitement a été appliqué pour le puits MAG6 et la source à 2m. Les temps corrigés de l'obliquité sont présentés Figure 6, le modèle de vitesse tableau 2, et enfin les lois de vitesses Figure 7, pour un résidu quadratique moyen de 0.23ms. On note une petite anomalie sur les pointés les plus superficiels, sans doute liée à des effets de réfraction.

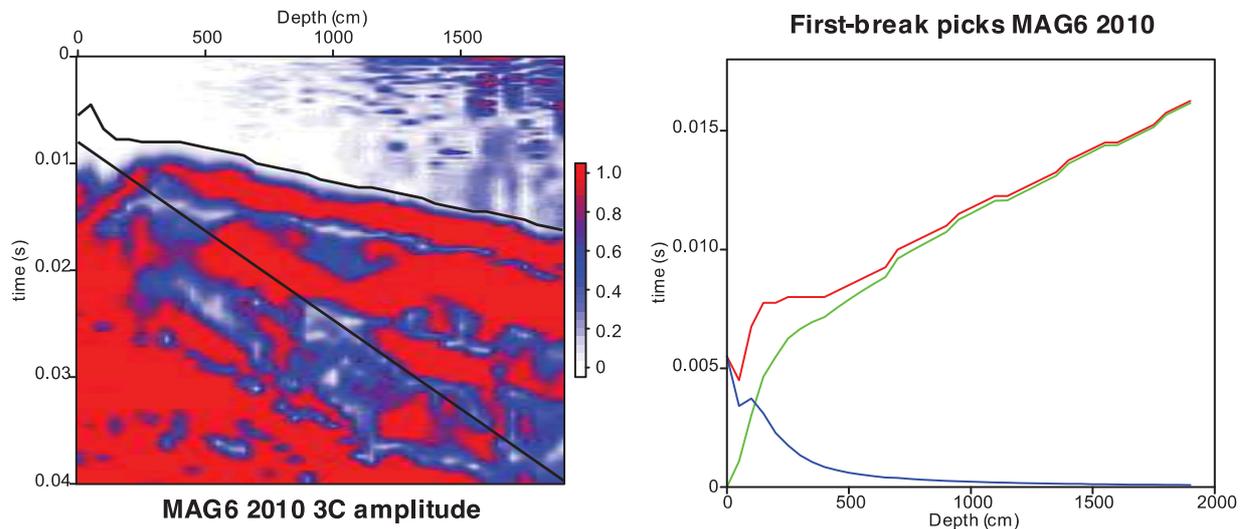


Figure 6. Application de la correction d'obliquité pour le puits MAG6 et la source à 2m. A gauche, les pointés bruts et le temps d'arrivée de l'onde de tube en noir, superposés aux traces module 3 composantes. A droite, temps d'arrivée bruts en rouge, temps d'arrivée corrigés en vert, et correction appliquée en bleu.

Couche	Profondeur (m)	Vitesse (m/s)
H3a	0.0	331.3
H3b	1.0	475.5
H3c	2.5	1621.8
H2	4.5	1270.0
H1	8.0	1813.0
P4	9.0	2074.0
P3	12.5	1504.2
P2	14.0	2511.2
P1	16.5	1521.9

Tableau 2. Modèle de vitesse obtenu au puits MAG6 en Octobre 2010. Les profondeurs indiquées correspondent au toit des couches. La couche H3 a été subdivisée.

Lois vitesses(z) MAG6 2010

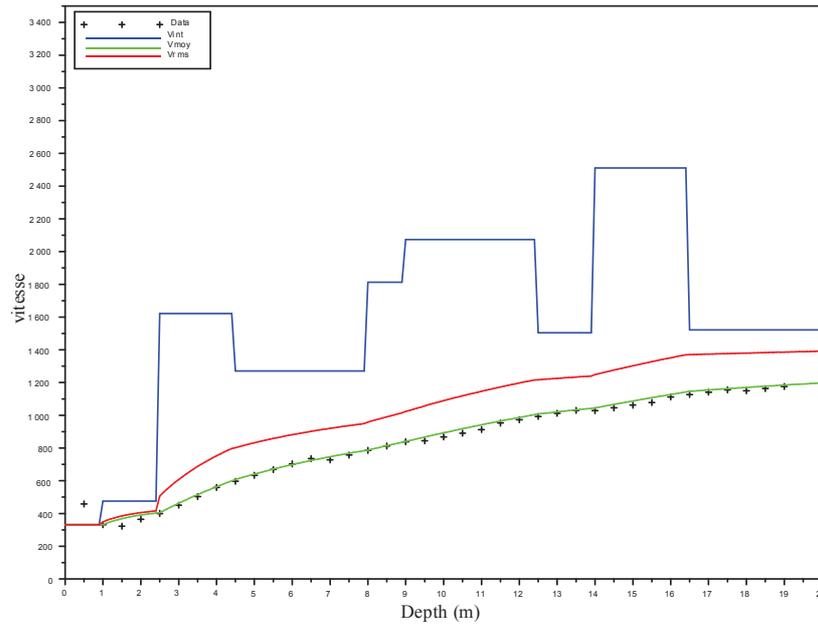


Figure 7. Lois de vitesses d'intervalle (bleu), moyenne (verte) et RMS (rouge) obtenues au puits MAG6 en Octobre 2010. Les symboles noirs correspondent aux vitesses moyennes mesurées, comparables aux vitesses moyennes déduites du modèle en vert.

La Figure 8 présente les deux courbes temps-profondeur superposées, ainsi que leurs interprétations sous forme de segments de droite. Ces deux courbes sont extrêmement similaires jusqu'à environ 13m, c-a-d pour la couverture du réservoir. Elles divergent légèrement à ce niveau, mais évoluent ensuite parallèlement. A cette divergence est associé un léger changement de profondeur de la couche réservoir P2 entre les deux puits, qui pourrait avoir occasionné le délai observé. En terme de modèles de vitesse (Figure 9), les résultats obtenus sur les deux puits sont dans l'ensemble très similaires, cependant une différence notable apparaît pour les couches P3 et P5. La couche P3 est de faible épaisseur (1m/1.5m), et sa vitesse n'est donc déterminée que par quelques mesures de temps de trajet. Néanmoins, on retrouve la même différence pour la couche P5 qui correspond à un nombre plus élevé de mesures. Il semble donc bien que ces différences de vitesses révèlent l'existence de variations latérales même à l'échelle de la dizaine de mètres sur ce site. Ces différences correspondent également à de légers changements de profondeurs des interfaces. L'examen lithologique de la couche réservoir P2 montre également des variations latérales sur la position et le nombre de ses niveaux conglomératiques. De telles variations latérales peuvent jouer un rôle important dans le cadre des expériences d'injection de gaz au sein de la couche réservoir P2.

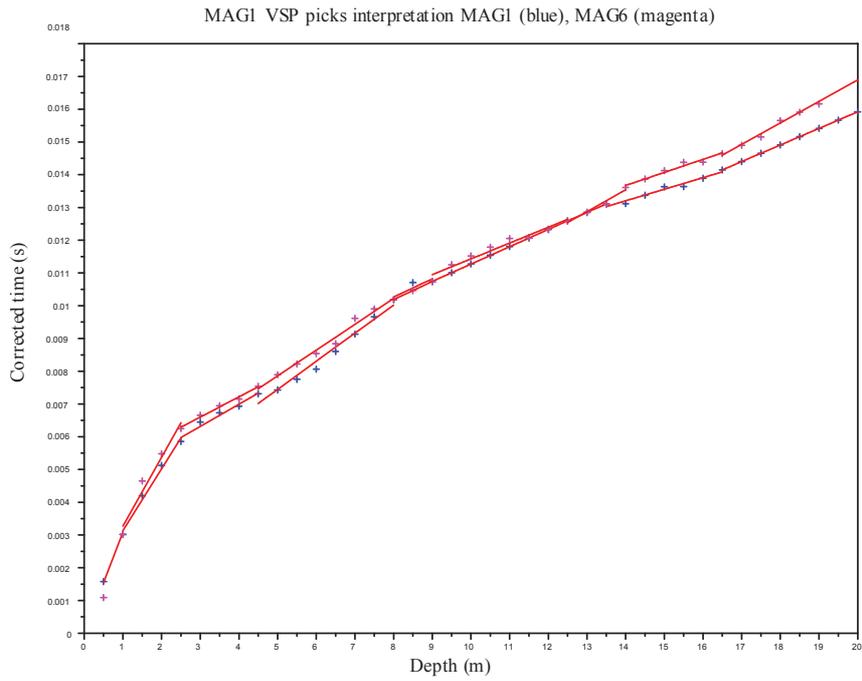


Figure 8. Courbes temps-profondeur observées pour MAG1 (symboles bleu) et MAG6 (symboles magenta) et leurs interprétations.

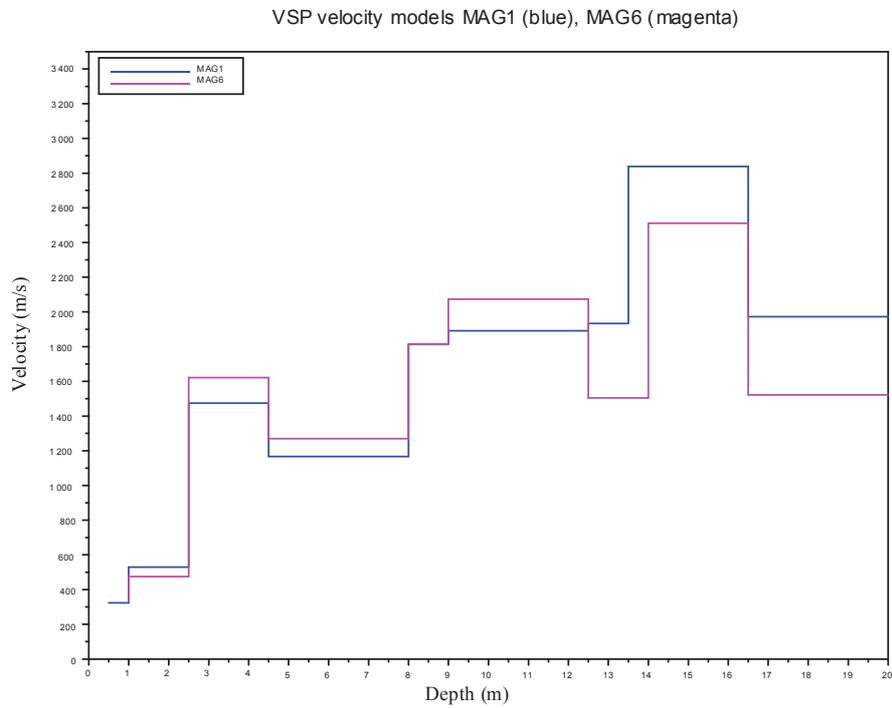


Figure 9. Modèles de vitesses P correspondants, MAG1 (bleu) et MAG6 (magenta).

- Comparaison avec les points-sources déportés :

L'examen des enregistrements et des temps de premières arrivées obtenus avec les sources à 6 et 10m (Figure 2 et 3) montrent de nets effets de réfraction, si bien que la simple correction d'obliquité n'est plus satisfaisante. L'inversion des temps d'arrivée doit prendre ces effets de réfraction, ce qui sera réalisé ici par l'utilisation d'un tracé de rais. Pour ce faire, un modèle de vitesses sismique initial est défini à partir des modèles issus des interprétations des VSPs MAG1 et MAG6 ci-dessus. Dans ce modèle, les rais sismiques correspondant aux sources à 2m, 6m et 10m sont calculés, et leurs temps de trajets estimés. Ces temps sont ensuite comparés aux temps de trajet mesurés, puis le modèle de vitesses ajusté de façon itérative afin de réduire les écarts observés. Les rais calculés, transmis et réfractés, sont représentés en Figure 10, et la comparaison des temps de trajets observés et calculés pour le modèle issu de l'inversion (tableau 3) en Figure 11.

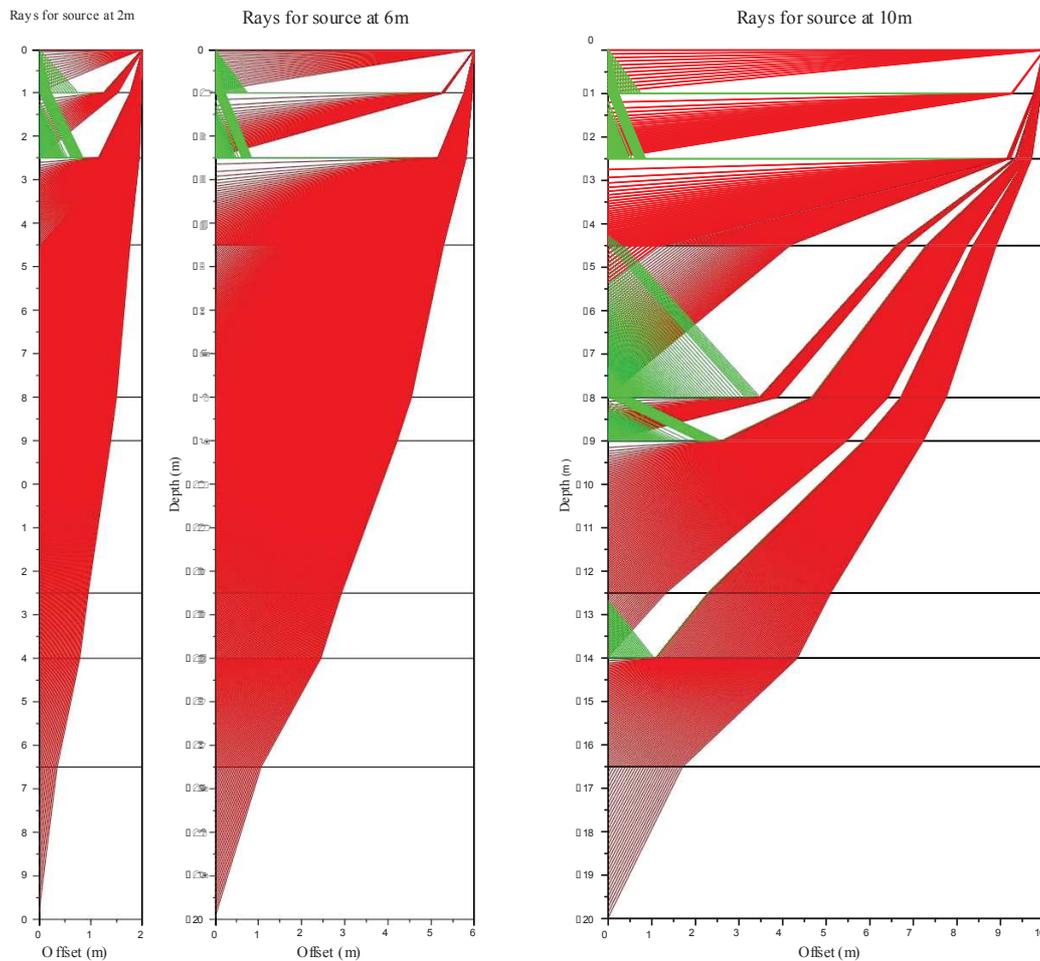


Figure 10. Tracé de rais pour les tirs à 2m, 6m, 10m, transmis (rouge) et réfractés (vert).

Pour les sources à 2m et à 6m, les effets de réfraction sont cantonnés aux deux couches les plus superficielles, et les résultats obtenus sur les deux puits sont très concordants, comme vu précédemment pour la source à 2m (Figure 8). En revanche, pour la source à 10m, qui montre des effets de réfraction aussi pour les couches intermédiaires, un écart sensible est mis en évidence entre les deux puits, qui tend progressivement à s'atténuer pour les profondeurs les plus élevées, même si les temps de trajets observés dans MAG6 restent plus réduits que ceux observés dans MAG1, sur toute la gamme de profondeurs. Cet écart peut être rapproché des modèles obtenus pour la source à 2m dans chaque puits (Figure 9), avec des vitesses légèrement supérieures dans certaines couches de la couverture du réservoir pour MAG6. Compte tenu de la forte obliquité pour la source à 10m dans les couches intermédiaires, voire la possibilité d'avoir aussi des ondes réfractées, ces légères différences de vitesse peuvent donner lieu à des écarts significatifs en temps. Ces observations confirment l'existence de variations latérales de vitesses sur le site, si bien qu'un modèle de vitesse conjoint doit être défini pour caractériser le site. Ce modèle «moyen» devra prédire au mieux l'ensemble de ces pointés, pour les deux puits et les 3 sources. La Figure 11 présente en ligne continue les temps de premières arrivées calculés par tracé de rais avec le modèle obtenu, et défini par le tableau 3. Les temps prédits sont tout-à-fait satisfaisants pour les sources à 2m et 6m, et intermédiaires entre les deux jeux de temps mesurés pour la source à 10m. Localement, les vitesses observées peuvent différer légèrement de ce modèle «moyen», et donc produire des temps de trajet sensiblement différents, surtout pour les rais obliques.

Couche	Profondeur (m)	Vitesse (m/s)
H3a	0.0	330
H3b	1.0	550
H3c	2.5	1450
H2	4.5	1200
H1	8.0	1800
P4	9.0	2000
P3	12.5	1750
P2	14.0	2800
P1	16.5	1700

Tableau 3. Modèle de vitesse «moyen» issu de l'inversion conjointe, Octobre 2010. Les profondeurs indiquées correspondent au toit des couches. La couche H3 a été subdivisée.

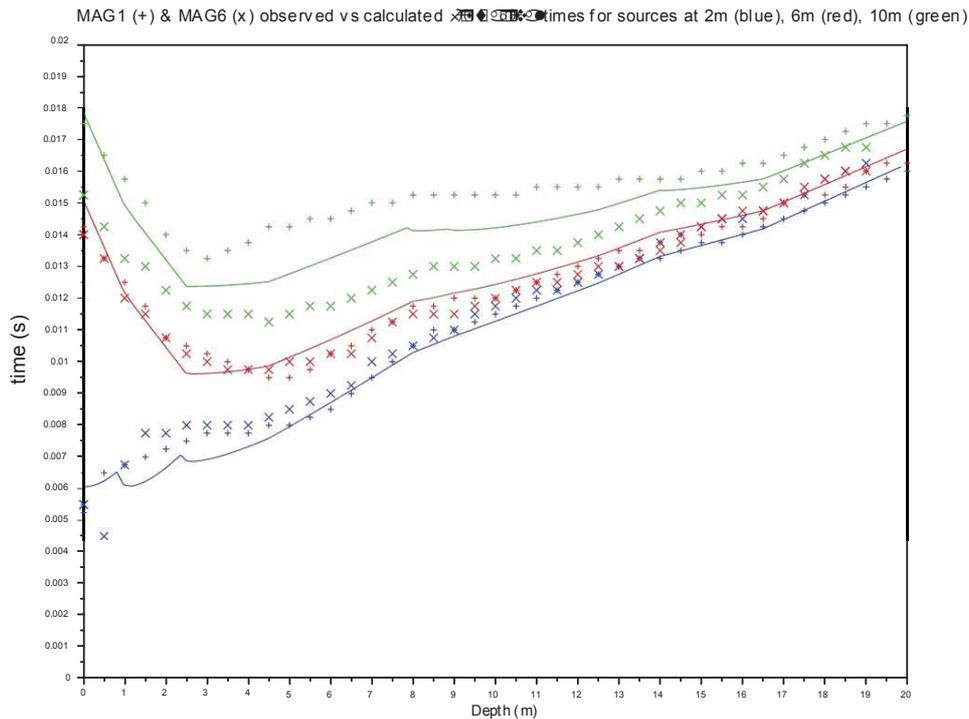


Figure 11. Comparaison des temps de première arrivée bruts mesurés dans MAG1 (+) et dans MAG6 (x), et des temps calculés avec le modèle de vitesse «moyen» issu de l'inversion, pour les sources à 2m (bleu), 6m (rouge) et 10m (vert).

- Suivi temporel MAG1

Outre l'existence de variations latérales des vitesses sismiques à l'échelle du site, la seconde question posée par ces expériences est l'existence de variations temporelles liées aux injections de gaz successives. Au cours de ces injections, dont la durée est typiquement d'une à quelques heures, il est possible d'enregistrer au niveau de capteurs en position fixe dans un puits la propagation d'ondes sismiques. En revanche, il n'a pas été possible de réaliser une série d'expériences VSP complètes, chacune nécessitant plusieurs heures avec le matériel disponible. Cependant, il a semblé intéressant d'évaluer l'impact à long terme (plusieurs mois) du stockage du gaz dans le sous-sol, même si provisoire compte tenu des possibilités d'échappement latéral. Les expériences VSP ont donc été reconduites à deux reprises sur les puits MAG1 et MAG6, en Octobre 2012 après les deux premières expériences d'injections de Mars et Juin 2012, puis en Juin 2013, après les deux dernières expériences d'injection de Novembre 2012 et Janvier 2013. Du gaz neutre N_2 a été injecté lors des trois premières injections, du gaz acide CO_2 lors de la dernière. Pour ces expériences, seules la source à 2m a été utilisée, compte tenu des effets d'obliquité. D'autre part, le pas de mesure en profondeur a

été réduit, afin de rendre plus fiables les estimations de vitesses par ajustement linéaire. Les résultats présentés ici correspondent aux mesures réalisées dans le puits MAG1, et sont donc comparés à ceux obtenus également dans le puits MAG1 en Octobre 2010. Les résultats obtenus pour le VSP d'Octobre 2012 sont présentés Figure 12, et le modèle issu de l'inversion Figure 13 et tableau 4. Ceux obtenus pour le VSP de Juin 2013 sont présentés Figure 14, et le modèle correspondant Figure 15 et tableau 5. La comparaison des temps de trajets verticaux mesurés (après correction d'obliquité) entre 2010 et 2013, avec les interprétations par ajustement de segments de droites, est réalisée en Figure 16. La comparaison des modèles résultants est réalisée Figure 17.

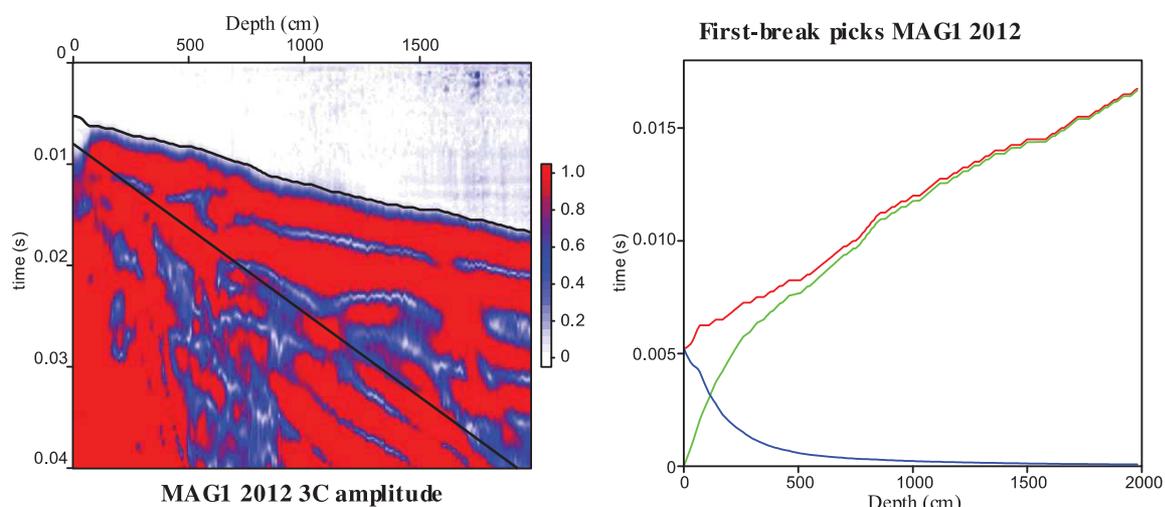


Figure 12. Application de la correction d'obliquité pour le puits MAG1, Octobre 2012. À gauche, les pointés bruts et le temps d'arrivée de l'onde de tube en noir, superposés aux traces module 3 composantes. À droite, temps d'arrivée bruts en rouge, temps d'arrivée corrigés en vert, et correction appliquée en bleu.

Couche	Profondeur (m)	Vitesse (m/s)
H3a	0.0	348.0
H3b	1.0	543.4
H3c	2.5	1095.2
H2	4.4	1245.9
H1	8.0	1041.8
P4	8.8	1683.2
P3	12.4	1682.9
P2	13.6	3158.2
P1	16.4	1897.3

Tableau 4. Modèle de vitesse issu de l'inversion, Octobre 2012. Les profondeurs indiquées correspondent au

toit des couches. La couche H3 a été subdivisée.

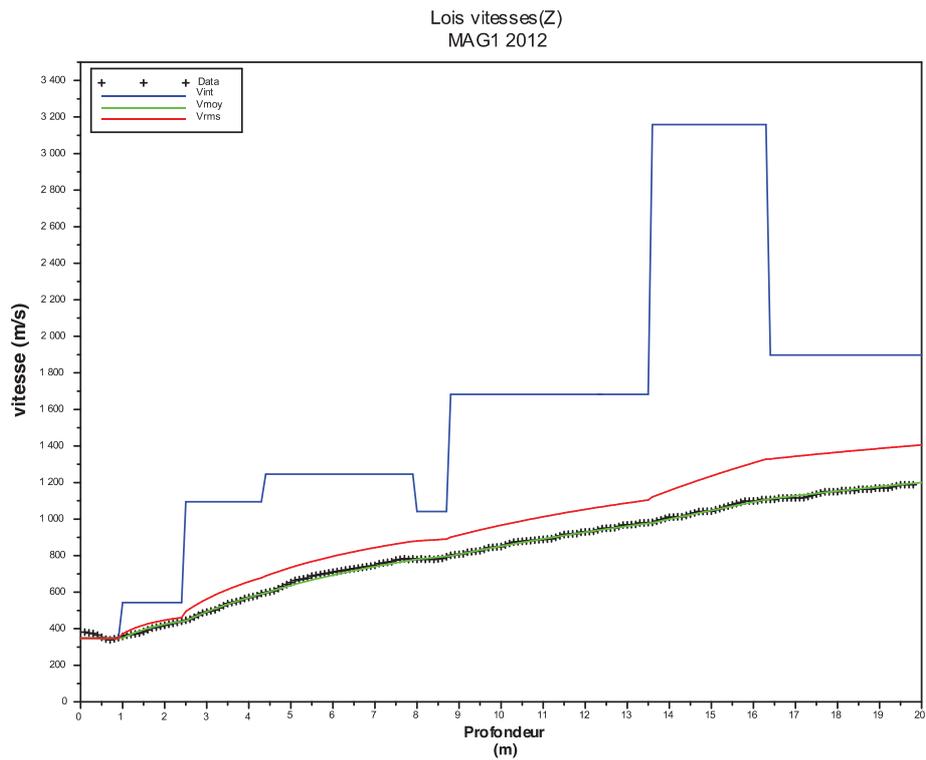


Figure 13. Lois de vitesses d'intervalle (bleu), moyenne (verte) et RMS (rouge) obtenues au puits MAG1 en Octobre 2012. Les symboles noirs correspondent aux vitesses moyennes mesurées, comparable aux vitesses moyennes déduites du modèle en vert.

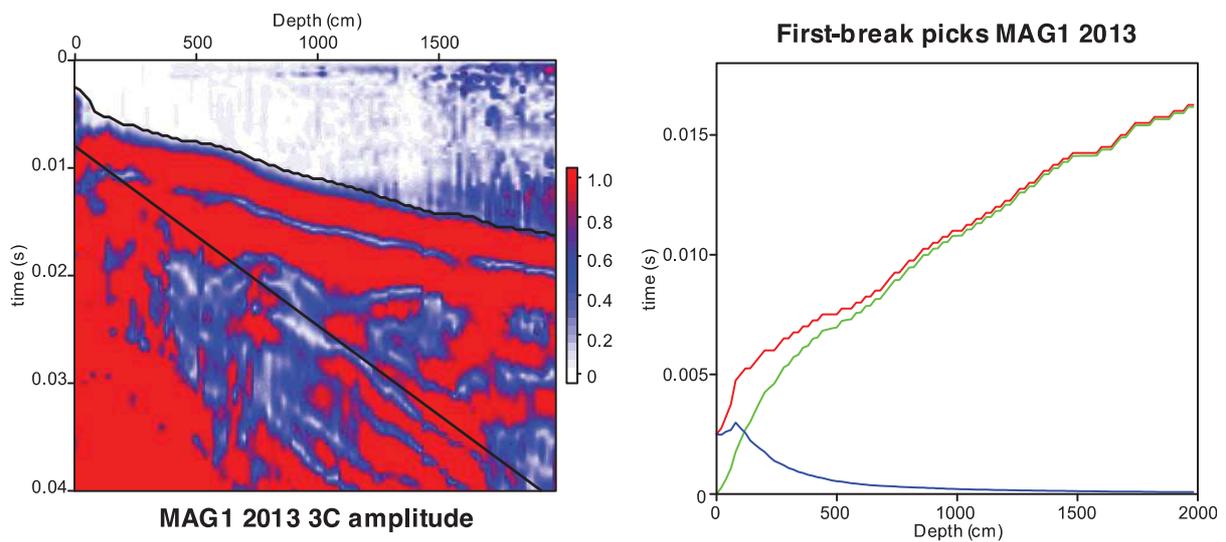


Figure 14. Application de la correction d'obliquité pour le puits MA G1, Ju in 2013. A gauche, les pointés bruts et le temps d'arrivée de l'onde de tube en noir, superposés aux traces module 3 composantes. A droite, temps d'arrivée bruts en rouge, temps d'arrivée corrigés en vert, et correction appliquée en bleu.

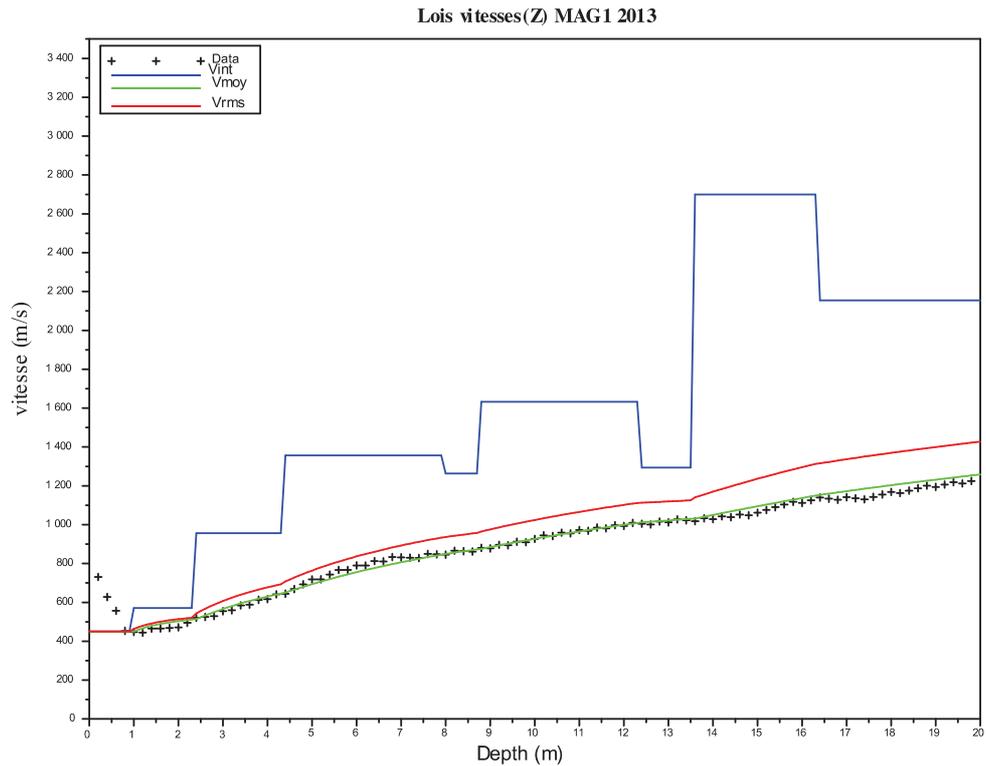


Figure 15. Lois de vitesses d'intervalle (bleu), moyenne (verte) et RMS (rouge) obtenues au puits MAG1 en Juin 2013. Les symboles noirs correspondent aux vitesses moyennes mesurées, comparable aux vitesses moyennes déduites du modèle en vert.

Couche	Profondeur (m)	Vitesse (m/s)
H3a	0.0	450.3
H3b	1.0	571.2
H3c	2.4	956.0
H2	4.4	1357.2
H1	8.0	1262.9
P4	8.8	1633.0
P3	12.4	1293.7
P2	13.6	2700.2
P1	16.4	2154.4

Tableau 5. Modèle de vitesse issu de l'inversion, Juin 2013. Les profondeurs indiquées correspondent au toit des couches. La couche H3 a été subdivisée.

Concernant les courbes temps-profondeur (Figure 16), si elles sont généralement d'allure très semblable, il apparaît cependant des écarts de faible amplitude ($< 1\text{ms}$), mais significatifs au regard des résidus RMS obtenus, inférieurs au pas de temps (0.25ms). Une partie de ces écarts en temps de trajet provient des conditions de surface différentes selon les saisons, l'expérience de Juin 2013 ayant été réalisée après un printemps très humide, alors que les expériences d'Octobre 2010 et 2012 ont été réalisées en fin de saison sèche. Cela se traduit par une vitesse superficielle assez différente (450 m/s au lieu de $330/350$), ce qui génère un différentiel de 0.7ms pour une épaisseur d' 1m . Il paraît donc plus opportun de comparer les modèles de vitesse obtenus après inversion, pour lesquels seules les couches les plus superficielles sont affectées par les conditions de surface.

La figure 20 montre bien des variations de vitesses sismiques dans le sous-sol au delà de la couche superficielle affectée par les conditions externes, mais on peut se poser la question de savoir si elles sont significatives, ou simplement liées à la dispersion naturelle de mesures indépendantes, dans la mesure où il n'est pas facile d'évaluer les incertitudes. Pour tenter d'y répondre, il paraît judicieux de considérer les couches argileuses du sous-sol, qui sont imperméables et donc insensibles à l'injection du gaz. Les estimations de vitesse des couches P1, P4 et H2 devraient donc être stationnaires au cours du temps pour l'ensemble des expériences réalisées dans un même puits. Si on considère les vitesses estimées dans ces 3 couches pour les 3 dates (tableaux 1, 4 et 5), on constate un assez bon accord dans chaque couche, avec une dispersion que l'on peut estimer autour de 7% de leur vitesse moyenne. Les variations de vitesses observées pour les autres couches ne pourront donc pas être considérées comme résultant de l'effet de l'injection ou du stockage du gaz dans le sous-sol, si leur dispersion est du même ordre de grandeur.

Si on considère maintenant les 4 couches contenant des sables ou des graviers, P2, P3, H1 et H3c (H3a et H3b étant exclues pour éviter les effets superficiels décrits ci-dessus), potentiellement perméables au gaz, la même analyse des dispersions conduit à des résultats différents. La couche P2, couche réservoir ciblée par l'injection, produit une dispersion similaire (8%) à celle des couches argileuses, on ne peut donc pas y voir d'effet de ces injections. En revanche, les couches P3, H1 et H3c montrent une dispersion comprise entre 20 et 30% , bien supérieure à celle des couches argileuses. D'autre part, pour ces 3 couches, les vitesses observées en 2013, après la série d'injections, sont systématiquement réduites par

rapport aux vitesses observées en 2010, avant les injections. Il paraît donc possible que cette diminution observée des vitesses sismiques soit associée à un effet de désaturation de ces formations gréseuses, par stockage persistant d'une partie du gaz injecté dans la fraction poreuse. Il suffit en effet de quelques % de désaturation pour provoquer une chute brutale de la vitesse sismique dans les formations sableuses. Dans notre cas, la chute serait de l'ordre de 30 à 40%. En terme de temps de trajet, ces baisses de vitesse produisent des délais de l'ordre de 0.4ms dans H3c, 0.15ms dans H1 et 0.2ms dans P3, soit environ 0.75ms sur l'ensemble des couches. Ces délais compensent donc exactement l'effet de l'accélération de la couche superficielle liée aux conditions de surface en Juin 2013, ce qui explique pourquoi la courbe temps- profondeur de Juin 2013, en avance aux faibles profondeurs, rejoint les courbes de 2010 et 2012 pour les profondeurs élevées (Figure 16).

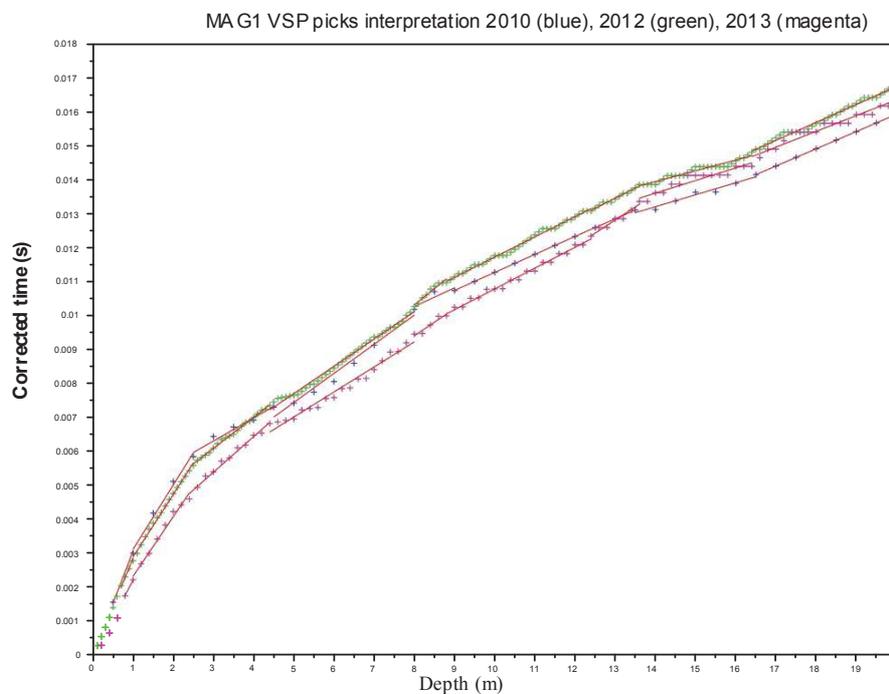


Figure 16. Courbes temps-profondeur observées pour MAG1 en 2010 (symboles bleu), 2012 (symboles vert), 2013 (symboles magenta) et leurs interprétations.

Il est à noter que des effets sur la résistivité électrique ont également été mis en évidence par diagraphies répétées dans le puits MAG6 sur certaines de ces formations sableuses, notamment au niveau de la couche H1, ainsi que par les observatoires de résistivité électrique verticaux. Ces effets sont compatibles avec un stockage du gaz dans ces formations.

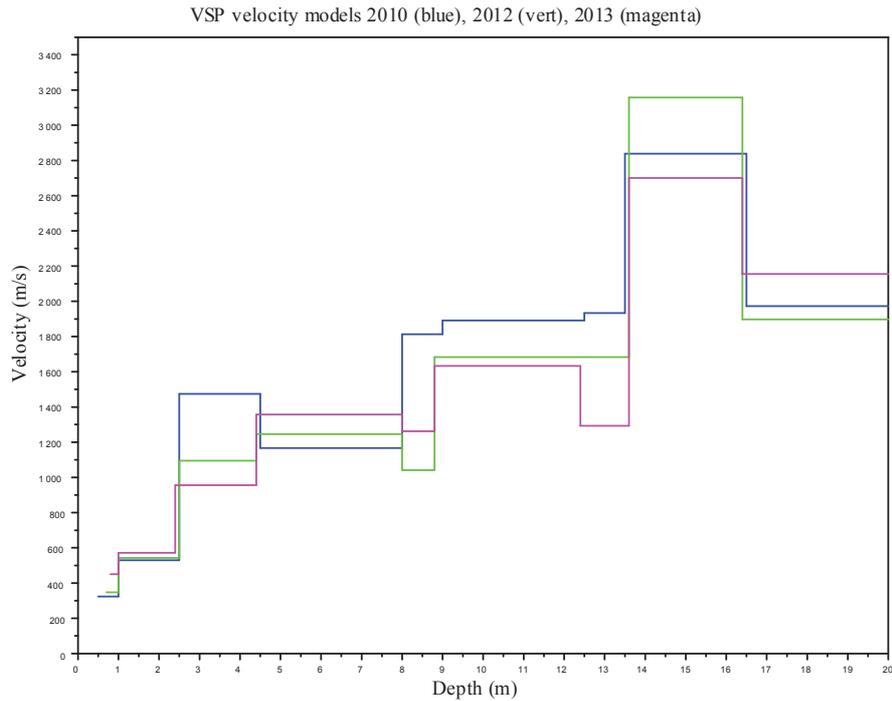
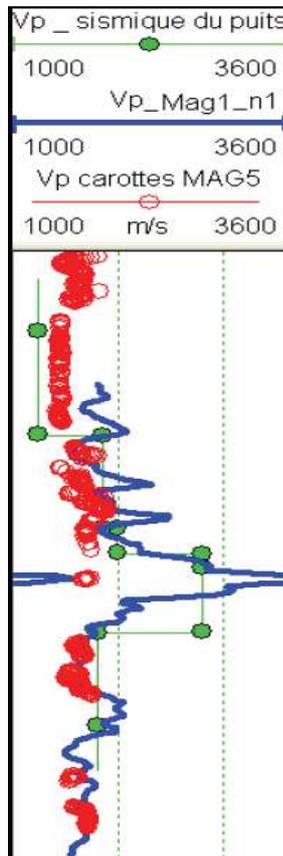


Figure 17. Modèles de vitesses correspondants, 2010 (bleu), 2012 (vert), 2013 (magenta).

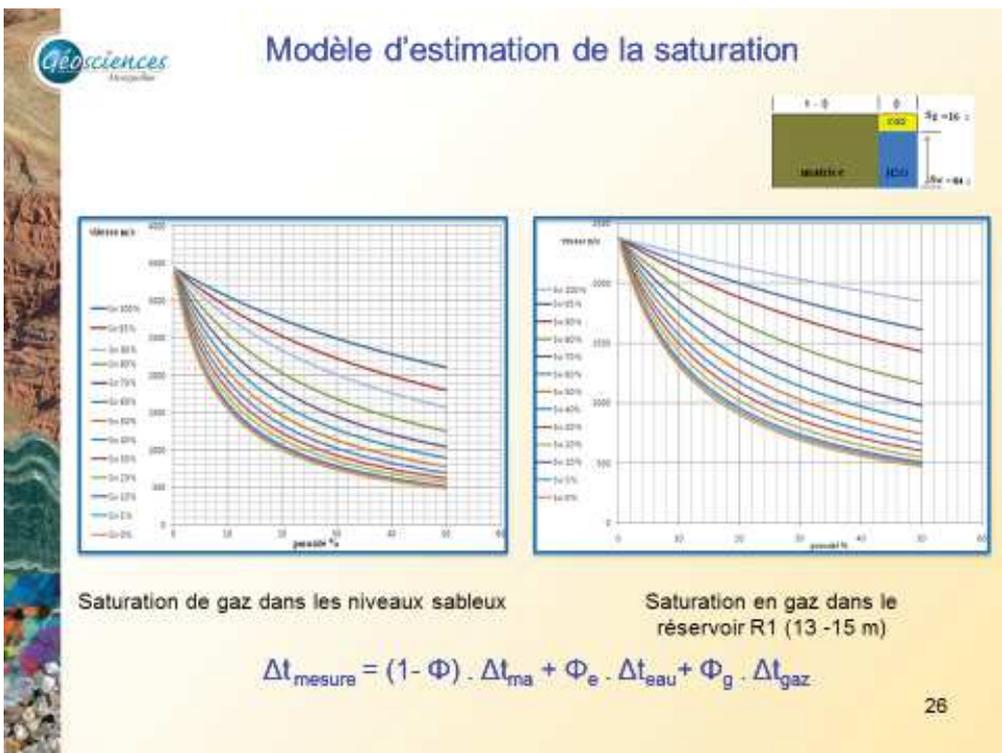
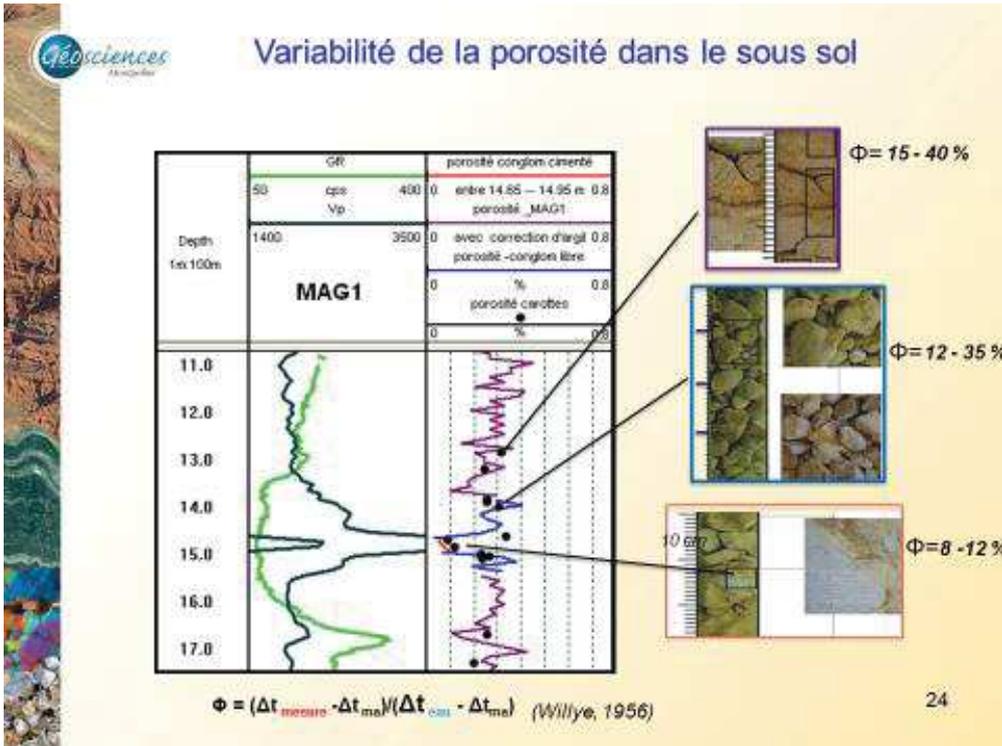
- Conclusions :

Ces expériences de type VSP, réalisées au long d'une série d'injections de gaz, ont permis de mettre en évidence d'une part la variabilité naturelle des vitesses sismiques à l'échelle du site expérimental (de l'ordre de quelques dizaines de mètres), et d'autre part une baisse des vitesses sismiques dans les couches à sables ou graviers, due à un possible effet de désaturation par stockage persistant d'une partie du gaz injecté dans la fraction poreuse. Les effets sur les temps de trajets sont de faible ampleur, et donc difficile à mettre en évidence. En revanche, la baisse des vitesses sismiques induit une variation des impédances acoustiques. D'autre part, la désaturation va avoir un effet sur la densité des formations, ce qui va se traduire également en terme d'impédance acoustique. Les réflectivités (dérivées des impédances) seront donc aussi affectées, ce qui va provoquer des changements d'amplitude des ondes réfléchies, et produire des modifications des interférences entre ondes proches. Les enregistrements effectués sur des capteurs fixes en puits au cours des injections ont clairement montré de tels effets d'interférence, mais l'analyse de ces enregistrements fera l'objet d'une publication complémentaire

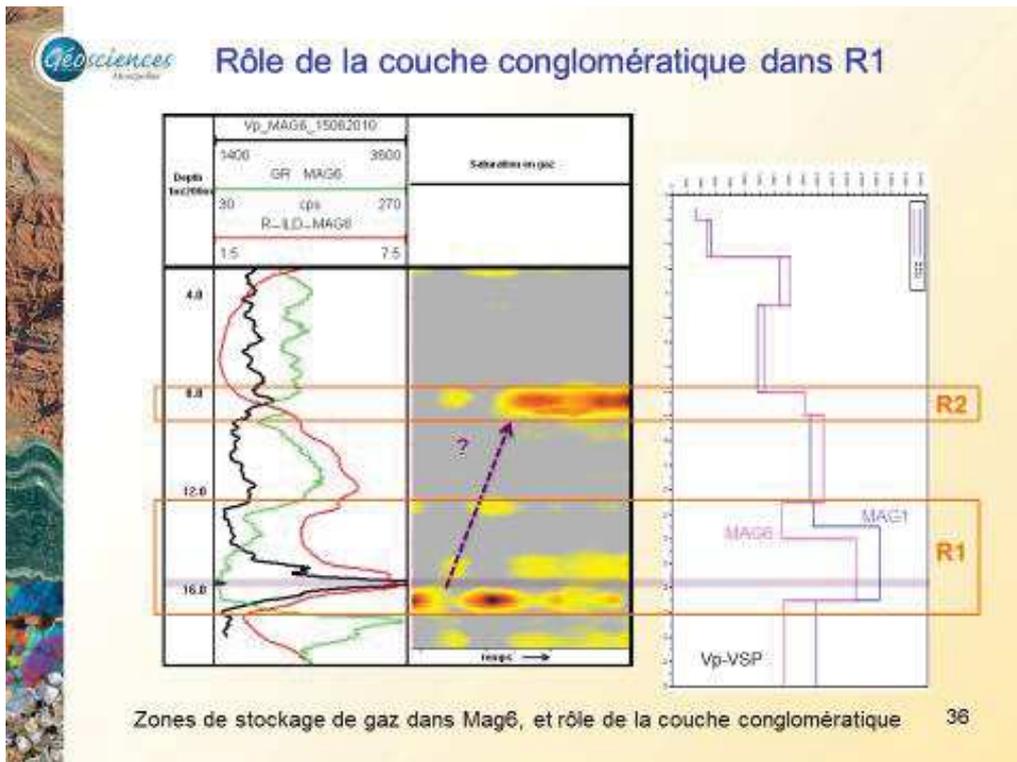
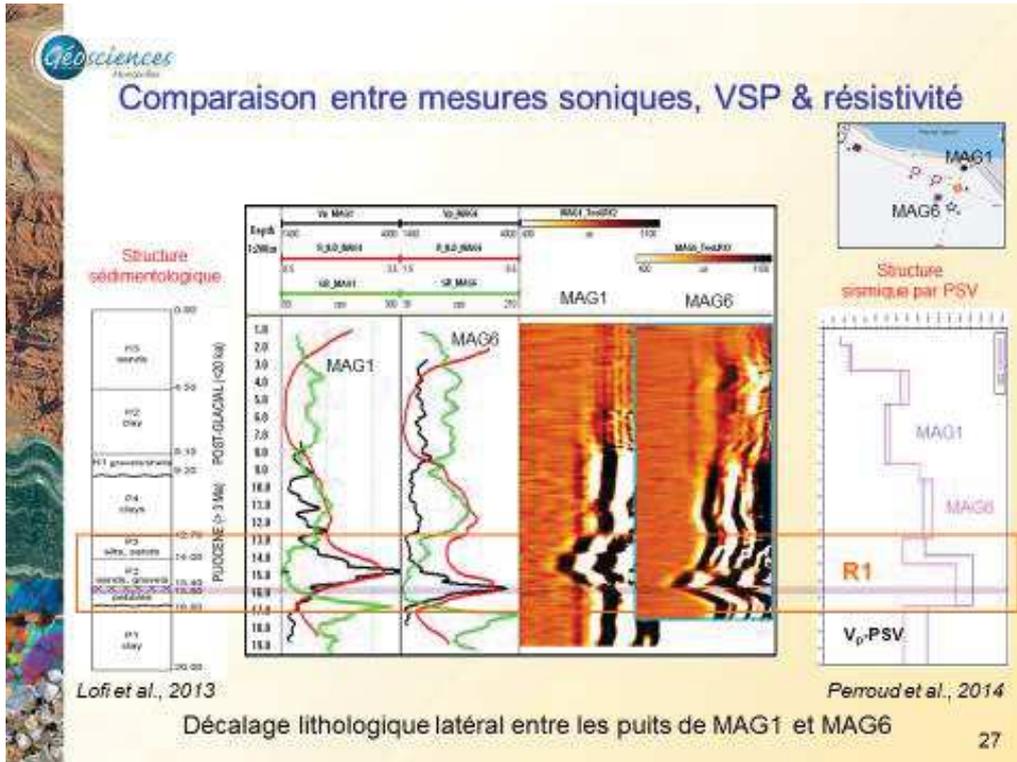
Annexe 2



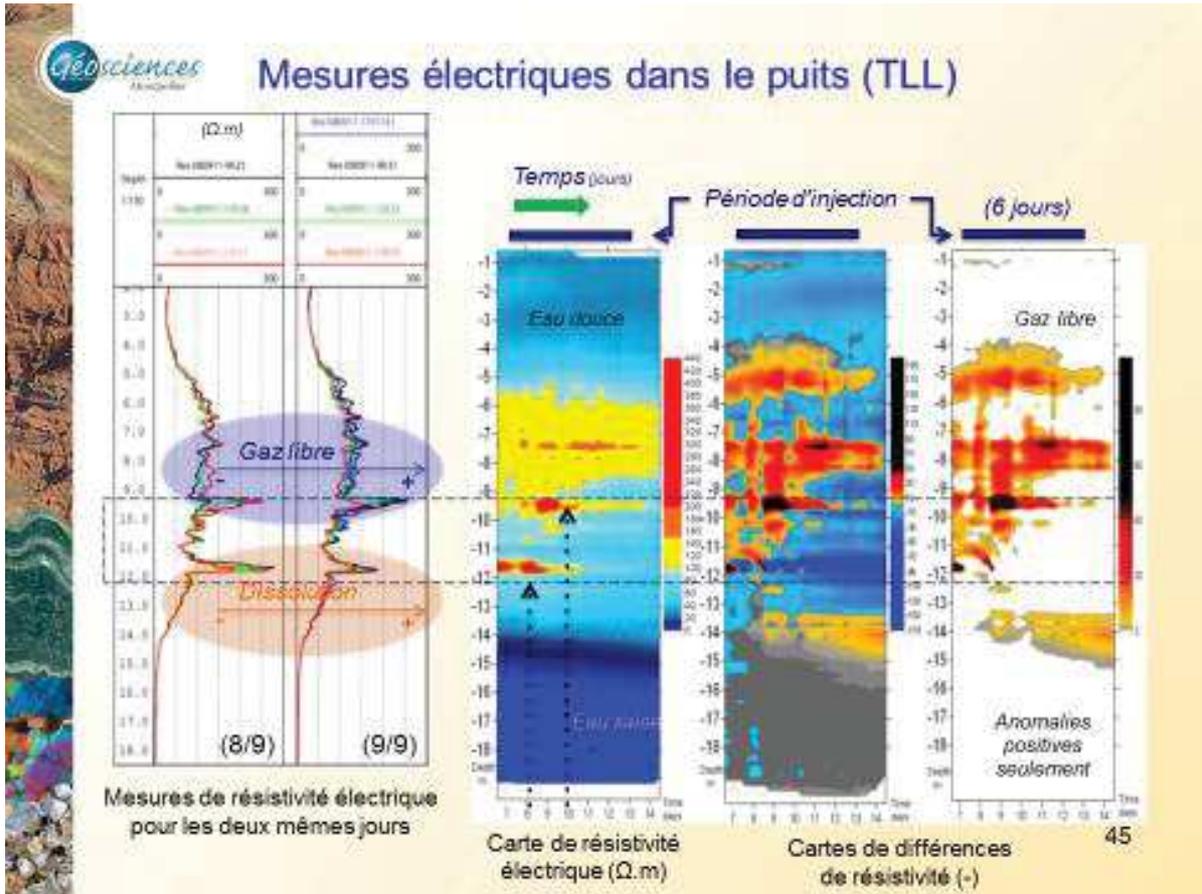
Comparison entre les logs des vitesses acoustiques de log sonique, les vitesse VSP dans Mag1, avec les valeurs des vitesses acoustiques sur carottes dans le forage Mag 5.



Les images des carottes dans les deux réservoirs avec leurs valeurs de porosités, (haute).
Des abaques calculés selon la formule de Willie pour estimer la saturation en gaz, (bas)



Le décalage lithologique latéral entre les puits de MAG1 et MAG6 éprouvé par les mesures géophysiques en forage (gamma ray, résistivité électrique, sonique, et PSV) (en haute). Et la zone de stockage de gaz, et le rôle de la couche conglomératique à ~15,7m comme une barrière de perméabilité.



Les mesures électriques dans le puits TLL du site de Svelvik.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

Archie G.E. 1942. The Electrical Resistivity Log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. AIMME. 146. Pages 54, 62.

Bakk, A., Girard, J.-F., Lindeberg, E., Aker, E., Wertz, F., Buddensiek, M., Barrio, M., Jones, D., (2012) CO2 Field Lab at Svelvik Ridge: Site Suitability. Energy Procedia 23, 306–312. doi:10.1016/j.egypro.2012.06.055.

Bashore, W.M., Araktingi, U.G., Levy, M. and Schweller, W.J. (1994). Importance of geological framework and seismic data integration for reservoir modeling and subsequent fluid-flow predictions. American Association of petroleum Geologist, Tulsa, OK.

Black W.H., Smith H.R., Patton F.D. (1986) Multiple-level groundwater monitoring with the MP System. Paper presented at the Proceedings of the surface and borehole geophysical methods and ground water instrumentation conference and exposition, Denver, October 15-17 1986.

Bourbié, T., Coussy, O. et Zinszner, B. (1986) Acoustique des milieux poreux. Publications de l'Institut Français du Pétrole. Editions Technip.

Boyer, S. and Mari, J.L. (1994) Sismique et Diagraphie. IFP publication, Editions Technip. Paris 194p.

Denchik, N., Philippe Pezard, Denis Neyens, Johanna Lofi, Frédéric Gal, Jean-François Girard, Arnaud Levannier, (2014). Near-surface CO2 leak detection monitoring from downhole electrical resistivity at the CO2 Field Laboratory, Svelvik Ridge (Norway), Journal of Greenhouse Gas Control.

Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., and Gregory, A.R., 1974, Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps: Geophysics, 39, 770-780.

Girard, J.-F., Mathieu, F., Aker, E., 2010. CO2FieldLab Phase 1: Geoelectrics and Ground Penetrating Radar survey at Svelvik Site, Nov 2009 Deliverable 2.1.2. Final Report. BRGM/RP-58770-FR.

Gal, F., Proust, E., Humez, P., Braibant, G., Brach, M., Koch, F., Widory, D., Girard, J.-F., 2013. Inducing a CO2 Leak into a Shallow Aquifer (CO2FieldLab Eurogia+ Project): Monitoring the CO2 Plume in Groundwaters. Energy Procedia 37, 3583–3593. doi:10.1016/j.egypro.2013.06.251.

Giovannangeli, N 2014, Structure et dynamique d'un glissement de terrain : exemple du site

expérimental de Lodève. Mémoire de stage Master GR2M (Géologie des Réservoirs).

Guennoc, P., C. Gorini, and A. Mauffret, **2000**, The geological history of the Gulf of Lion, and cartography of the Oligocene- Aquitanian rift and the Messinian surface: *Geologie de la France*, v. 2000/3, p. 67-97.

Guéguen, Y., et Palciauskas, V., **1992**. Introduction à la physique des roches. Hermann edit., 300p. idem 1994. Introduction to the physics of rocks. Princeton University Press, 294 p.

Hayman, A.J., Hutin, R., and Wright, P.V., **1991**. High-Resolution Cementation and Corrosion Imaging by Ultrasound, SPWLA 32ND Annual Logging Symposium, 16-19 June, paper KK.

Hsü K.J., Ryan W.B.F., Coccozza T., Magnier P. **1973**. Comparative petrography of three suites of basement rocks from the Western Mediterranean. DSDP Leg 13, in Ryan W.B.F., Hsü K.J., et al., 1973, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, volume XIII, Washington (U.S. Government Printing Office), 775-780.

Humez, P., Négrel, P., Lagneau, V., Lions, J., Kloppmann, W., Gal, F., Millot, R., Guerrot, C., Flehoc, C., Widory, D., Girard, J.-F., **2014**. CO₂-water-mineral reactions during CO₂ leakage: Geochemical and isotopic monitoring of a CO₂ injection field test. *Chem. Geol.* 368, 11–30. doi:10.1016/j.chemgeo.2014.01.001.

Kuras, O., Pritchard, J.D., Meldrum, P.I., Chambers, J.E., Wilkinson, P.B., Ogilvy, R.D., Wealthall, G.P., **2009**. Monitoring hydraulic processes with automated time-lapse electrical resistivity tomography (ALERT). *Comptes Rendus Geosci.* 341, 868–885. doi:10.1016/j.crte.2009.07.010.

Lofi, J., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F., Steckler, M., **2005**. Paleoenvironmental changes and erosional processes on the western Gulf of Lions during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 217 (1-2), 1-30.

Lofi, J.; Pezard, P.; Bouchette F.; Raynal O.; Sabatier P.; Denchik, N.; Levannier A.; Dezileau L. & R. Certain. **2012**. Integrated Onshore-Offshore Investigation of a Mediterranean Layered Coastal Aquifer. *Groundwater*. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2012.01011.x

Lofi, J. Déverchère, J. Gaullier, V. Gillet, H. Gorini, C. Guennoc, P. Loncke, L. Maillard, A. Sage F. and Thinon I., **2011**. Seismic atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. 72 pages + CD, Société Géologie de France & CCGM 2011.

Lofi, J. Pezard, P. Bouchette, F. Raynal, O. Sabatier, P. Denchik, N. Levannier, A. Dezileau, L. Certain, C. **2013**. Integrated Onshore-Offshore Investigation of a Mediterranean Layered

Coastal Aquifer. Groundwater, Volume 51, Numero 4, Pages 550-561.

Lofi, J., Camerlenghi, A. and the **DREAM Team**, 2014. Messinian Salinity Crisis - DREAM (Deep-sea Record of Mediterranean Messinian events) drilling projects, EGU.

Mari, J.L. Coppens, F. Gavin, Ph. et Wicquart, E. (1992). Traitement des Diagraphies Acoustiques. (Full wave form acoustic data processing, 1994) Editions Technip. Paris.

Marland, G. Rotty, R.M. and Treat, N.L. 1985. CO₂ from fossil fuel burning. Global distribution of emissions. Tellus 37 (B) 243-258

Mørk, A, Lindeberg, E., Rendall, H., 2012. Sediment samples at the shallow injection site, Svelvik. SINTEF Petroleum Research. Report 17 pp.

Melø, T., 2011. Hydrogeology of the shallow aquifer at the Svelvik ridge. MSc thesis, University of Oslo, Norway.

Nsakala N., Lijedahl G. N., Marion J., Levasseur A. A., Turek D., Chamberland R., MacWhinnie R., Morin J.-X., Cohen K., 2004. Oxygen-fired circulating fluidized bed boilers for greenhouse gas emissions control and other applications, Third annual conference on carbon capture and sequestration, Alexandria, VA, USA.

Palacky, G.J., 1987. Resistivity characteristics of geologic targets. In: Nabighian, M.N. (Ed.), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory, vol. 1. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Okla., pp. 53–129.

Pezard, P.; Denchik, N.; Lofi, J.; Perroud, H. & Neyens, D. (2010), ‘Maguelone (Languedoc coastline, France): a shallow experimental site for CO₂ storage. Hydrogeophysical monitoring methods.MAGUELONE’. EGU General Assembly 2010.

Pezard, P.; Denchik, N.; Lofi, J.; Perroud, H. & Neyens, D. (2012), ‘SIMEx : a shallow integrated, multi- method hydrogeophysical monitoring experiment for CO₂ storage conducted at Maguelone (Languedoc coastline, France). EGU General Assembly 2012.

PLAN de PREVENTION DES RISQUES MOUVEMENTS DE TERRAIN, fait par la société SI (*société d'ingénierie eau et environnements*) année de publication, juillet 2008. Page 27.

Raymer, L.L., Hunt, E.R., and Gardner, J.S., 1980, An improved sonic transit time-to-porosity transform: SPWLA 21 Ann. Logging Symp., July 8-11, 1980, 1-12.

Raynal, O., F. Bouchette, R. Certain, M. Séranne, L. Dezileau, P. Sabatier, J. Lofi, L. Briqueu, P. Pezard, and B. Tessier, **2009**, Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamic of a wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulf of Lion, France), *Marine Geology*, 264, 242-257, doi:10.1016/j.margeo.2009.06.008.

Raynal, O., F. Bouchette, R. Certain, M. Séranne, P. Sabatier, J. Lofi, L. Dezileau, L. Briqueu, O. Ferrer, T. Courp, and B. Tessier, **2010**, Holocene evolution of a Languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (Northern Gulf of Lion, France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 211-224.

Ryan, W. B. F., **1976**. Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Messinian salinity crisis. *Sedimentology*, 23, 791-813.

Ryan, W.B.F and Cita, M.B., **1978**. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces: Indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene, *Marine Geology*, vol. 27, p. 193-230.

Schlumberger, *Log Interpretation Chart*, 1997.

Schlumberger, **1987**. *Log interpretation principales /applications Austin, Texas*, Schlumberger. Educational Services.

Sørensen, R., Lie, K.T., Nybakken, S.E. (1990) Drøbak 1814 II, kvartærgeologisk kart – M 1:50000. Norges geologiske undersøkelse.

Sørensen, R. (1981) Foreløpig beskrivelse til kvartærgeologisk kart SVELVIK – CL 083, M1:10 000 Norges geologiske undersøkelse, Rapport 1807/7 -1981.

Tang, X., and Chang, A., (2004) *Quantitative Borehole Acoustic Methods*, Elsevier.

Taylor, P.N., and Morton, A.C., **1989**. Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of the upper and lower volcanic series at Site 642. In Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 104: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 429-435.

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

Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., and Gardner, G.H.F., **1958**, An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media: *Geophysics*, 23, 459-493.

