

Journées Scientifiques AGAP Qualité 2015

GÉOPHYSIQUE APPLIQUÉE

ENVIRONNEMENT, HYDROGÉOLOGIE,
RISQUES NATURELS,
NOUVELLES TECHNOLOGIES D'INVESTIGATION

Du mardi 17 au jeudi 19 Novembre 2015
à GRENOBLE

Résumés



TERRASeIS





AGAP-Qualité - Grenoble 2015 : Programme

Mardi 17 Novembre

13h - 14h	Accueil - Inscriptions		
14h – 14h30	Discours d'ouverture des journées		*
14h30 – 15h	Keynote : In Memoriam : Richard Lagabrielle	Philippe Côte (Ifsttar)	O
15h - 17h30	Session « Applications Hydro – géo »		
	Digues de voies navigables en charge : caractérisation géotechnique et géophysique et prise en compte d'effets géométriques 4D pour le monitoring électrique 2D	Grégory Bièvre, David Goutaland, Laurent Oxarango, Guy Monnot, Mickael Massardi et Édouard Durand	O
	Investigations géophysiques électriques et sismiques pour le contrôle de la salinité de la nappe phréatique d'Alsace (68) au droit du bassin potassique.	Francis Mathieu, Kévin Samyn, Guillaume Reichart	O
	Etude hydro-géophysique de l'aquifère de la craie en utilisant la Résonance Magnétique des Protons (Beauvais, Picardie)	Pascale Lutz et Lahcen Zouhri	O
16h – 16h30	pause		
	Qualification des méthodes géophysiques pour le contrôle et le suivi des panneaux de sol renforcés réalisés par la technique du Soil Mixing	Yasmina Boussafir, Yannick Ananfouet, Yannick Fargier, Sergio Palma Lopes, Alain LeKouby, Lucile Saussaye	O
	Prospection géophysique EM34-3 des calcaires oligocènes karstifiés du bassin tertiaire de Saffré (44)	V. Borne, Christopher Boulay, Paul-Henri Mondain	O
	CRITEX : Un parc national d'équipements pour l'étude spatiale et temporelle de la zone critique des bassins versants	Laurent Longuevergne, Jérôme Gaillardet	O

* : O = présentation orale ; P = Poster

Mercredi 18 Novembre

9h – 9h45h	Keynote : Tomographie densitométrique de structures géologiques à l'aide de rayons cosmiques.	Dominique Gibert (U. Rennes)	O
9h45 - 12h30	Session « Innovations »		
9h45 – 10h	Exposés 'flashs' des posters		
	Inversion 3D de la conductivité électrique en CSEM avec une unique source	Bretaudeau F., Coppo N., Wawrzyniak P., Girard J-F.	P
	Modélisation sismique expérimentale à échelle réduite : Analyse quantitative de la reproductibilité de la source et stratégie innovante pour repousser effets de bords	D. Pageot, D. Leparoux, O. Durand, M. Le Feuvre, Ph. côte, Y. Capdeville	P
	Caractérisation des plateformes ferroviaires basée sur l'analyse des ondes de surface	L. Bodet , I. Ramanía, A. Dhemaied, J. Boisson-Gaboriau, S. Pasquet, Y.J. Cui, P. Leroux, S. Nebieridze, A.M. Tang, J.M. Terpereau, Q. Vitale	O
	Mesure vectorielle multi-capteurs pour la prospection magnétique multi-échelle	Bruno Gavazzi – Marc Munschy	O
	Imagerie multi-fréquentielle d'un réservoir géothermal au Lamentin (Martinique, France) par méthode de Longue Electrode Mise-à-la-Masse	Wawrzyniak P., Girard JF. ² , Coppo N., Bretaudeau F. et Bourgeois B.	O
11h00 – 11h30	pause		
	Développement d'un algorithme multi-approche adaptatif pour le pointé automatique de données sismiques de proche surface	Amin Khalaf , Christian Camerlynck , Nicolas Florsch	O
	Optimisation des méthodes électromagnétique	Mathias Pareilh-Peyrou, Philippe Labazuy, Karim Kelfoun, François Chalus	O
	Etude diélectrique des roches sur la bande [0.5 4 GHz] : influence de la masse volumique et de la teneur en eau	Steven Araujo, Laurent Delbreilh, Laurent Laguerre, Hervé Dumont, Raphaël Antoine, Cyrille Fauchard	O

Mercredi 18 Novembre (suite)

12h30 – 14h	Repas		
14h – 14h45	Keynote : Mesures géophysiques de subsurface et risque sismique: intérêts, besoins et questions en suspens	Pierre-Yves Bard (Isterre)	O
14h45 - 17h30	Session «Risques Naturels 1 »		
14h45 – 15h	Exposés 'flashs' des posters		
	Détection de cavités par couplage de méthodes : application sur la champignonnière de Souzay-Champigny	Ad. Bitri, K. Samyn	P
	Etude de la morphodynamique récente et de l'architecture interne d'une flèche de galets par la méthode GPR (Ground Penetrating Radar) : le Sillon de Talbert, Bretagne, France.	Mélanie BIZET, Etienne LESEIGNEUR, Olivier BAIN, Pascale LUTZ, Pierre STEPHAN, Renaud TOULLEC	P
	Caractérisation sismique de 20 stations du RAP par sismique passive en réseau et MASW.	Clément Burnouf, Aline Dechamp, Fabrice Hollender, Cécile Cornou, <u>Florence Renalier</u>	O
	Comparaison des méthodes invasives et non invasives : résultats du benchmark international InterPacific	Cornou Cécile, Hollender Fabrice, Garofalo Flora, Foti Sebastiano, Pierre-Yves Bard, Brady Cox, Aline Dechamp, Matthias Ohnrberger, Deborah Sicilia, Christophe Vergniault	O
	Contribution de la géophysique à l'étude des écoulements au-dessus de la carrière souterraine de Saint Martin le Nœud	Guérin R., Barhoum S, Bodet. L., Dangeard M., Gombert P., Pasquet S., Valdès D., Vitale Q	O
16h – 16h30	pause		
	Cartographie du karst à l'aide des caractéristiques spectrales des ondes sismiques réfractées	Pierre-Yves Galibert, Christian Camerlynck, Cyril Schamper	O
	Auscultation d'un pilier de carrière souterraine par combinaison de la photogrammétrie et de l'imagerie 3D géo-électrique	<u>Yannick Fargier</u> , Ludovic Dore, Raphael Antoine, Julien Lacogne, Elodie Pairault, Sérgio Palma Lopes, Cyrille Fauchard	O
	Méthodes géophysiques appliquées à la détection de cavités anthropiques Sondages de contrôle et Dimensionnement laser	F. Rivière, J. Paille	O
17h30	Fin de la session		
19h00	RV Musée Dauphinois, Visite et Cocktail dînatoire		

Jeudi 19 Novembre

9h15 – 10h	Keynote : Suivi temporel [2007-2014] par géoradar et résonance magnétique protonique d'une poche d'eau localisée au sein du glacier tempéré de Tête Rousse (massif du Mont Blanc)	Stéphane Garambois (Isterre)	O
10h - 12h30	Session «Risques Naturels 2 »		
	Utilisation de la MASW dans l'estimation du potentiel de liquéfaction d'une portion de digue.	Romain Granjon, <u>Florence Renalier</u>	O
	Identification des zones soumises à un risque de recul majeur du trait de côte entre Dieppe et Pourville-sur-Mer (76) par investigation gravimétrique et sismique réfraction	thomas <u>jacob</u> , kevin samyn, adnand bitri, pierre pannot, florence quesnel, thomas dewez	O
	Evaluation de l'approche d'Imagerie de Résistivité Électrique «3D» appliquée à une levée de Loire près de Saumur	Clara Jodry, <u>Sérgio Palma Lopes</u> Yannick Fargier, Philippe Côte, Martin Sanchez	O

Jeudi 19 Novembre (suite)

11h00 – 11h30	pause		
	Essais rhéométriques avec suivi de la résistivité et de la polarisation induite : pour mieux comprendre la transition solide-fluide dans les glissements argileux	Simon Robert CARRIERE, Grégory BIEVRE, Guillaume CHAMBON, Denis JONGMANS, Thomas. LEBOURG et Eric LAROSE	O
	Suivi de la stabilité de volumes rocheux instables: un nouveau paramètre insensible aux fluctuations thermiques	Bottelin Pierre, Jongmans Denis, Baillet Laurent et Larose Eric	O
	Instrumentation en forage d'un glissement de terrain près de Lodève (Languedoc): relations entre précipitations et déformation in-situ.	Stéphanie Gautier, Philippe A. Pezard, Arnaud Levannier, Denis Neyens, Nicolas Brillouet	O
12h30 – 14h	Repas		
14h-14h30	Clôture des Journées		

Digues de voies navigables en charge : caractérisation géotechnique et géophysique et prise en compte d'effets géométriques 4D pour le monitoring électrique 2D

Grégory Bièvre¹, David Goutaland², Laurent Oxarango³, Guy Monnot⁴, Mickael Massardi⁴ et Édouard Durand⁵

1 ISTERre, Université Grenoble Alpes, F-38041 Grenoble. gregory.bievre@ujf-grenoble.fr

2 CEREMA, DT Centre-Est, F-63017 Clermont-Ferrand. david.goutaland@cerema.fr

3 LTHE, Université Grenoble Alpes, F-38041 Grenoble. laurent.oxarango@ujf-grenoble.fr

4 CEREMA, DT Centre-Est, F-71405 Autun. guy.monnot@cerema.fr, mickael.massardi@cerema.fr

5 CEREMA, DT Normandie-Centre, F-41029 Blois. edouard.durand@cerema.fr

Abstract

Several geophysical techniques were tested on a dike within the frame of a national research program (IFSTTAR-DOFEAS). The aim of this program is to test the ability of geophysical techniques, firstly, to image the body of the dike and to detect weak zones associated with known leakages and, secondly, to monitor the evolution of geophysical parameters (mainly electrical resistivity) with time and to relate them with the evolution of the dike in terms of water circulation and internal erosion.

Introduction

Le présent travail concerne la caractérisation des digues de voies navigables. Ces structures présentent la particularité d'avoir une charge hydraulique permanente et variable au cours du temps, en fonction de la variation du niveau d'eau du canal. L'objectif de ce travail (réalisé dans le cadre de l'opération de recherche DOFEAS financée par l'IFSTTAR et le CEREMA) est de combiner différentes méthodes géotechniques et géophysiques dans le but d'évaluer leur capacité à déterminer la géométrie du corps de digue, soumis à des phénomènes d'érosion interne (renard hydraulique). Par ailleurs, et suite à des travaux de confortement sur le site d'étude, la position des fuites a été obtenue avec précision. Un deuxième objectif vise donc à évaluer la possibilité de localiser les zones de fuites situées à quelques mètres de profondeur. Finalement, un troisième objectif est d'évaluer l'effet de la variation de morphologie de surface (hauteur d'eau) sur la réponse associée à un système de monitoring électrique 2D permanent.

Site d'étude

Le site retenu est le canal du Centre (Fig. 1). Il s'agit d'une voie navigable construite durant la première moitié du XIXe siècle. Dans le secteur d'étude, la digue est faite d'un mélange d'argiles, de silts, de sables et de graviers (Figs. 1b, 1c) et repose sur des marnes du Jurassique. L'imperméabilité du fond du canal est assuré par un parement en béton (Fig. 1b).

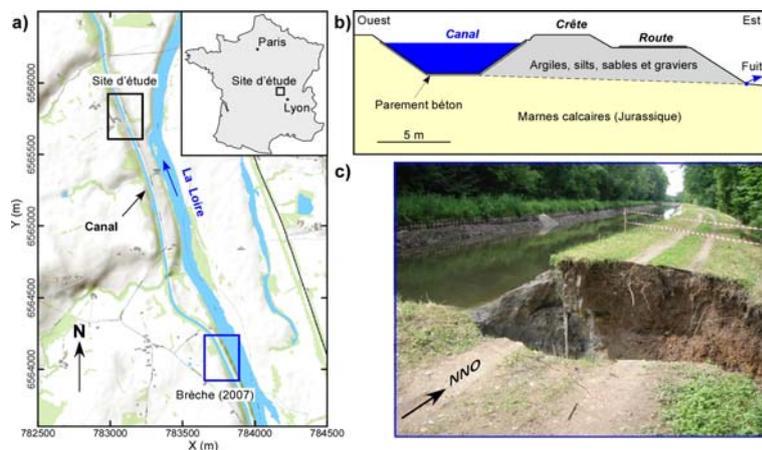


Figure 1 : Présentation du site d'étude. a) Localisation géographique. b) Coupe géotechnique de principe. c) Photographie d'une brèche de 5 m de long survenue en 2007, 1.5 km au Sud du site d'étude (localisation sur la figure 1a).

Un profil détaillé de 127 m de long (par la suite, toutes les distances seront exprimées par rapport à ce profil, présenté sur la figure 2) a été spécifiquement choisi dans le but de réaliser des reconnaissances au niveau de deux zones de fuites visuellement identifiées en pied de digue (LZ1 et LZ2 sur la figure 2). Elles présentaient des débits de l'ordre de 250 l/s (LZ1) et de quelques dizaines

de l/s (LZ2). Des travaux de confortement (injection d'argiles dans les fuites) ont été réalisés en novembre 2010. Ils ont permis, entre autres, de localiser précisément les zones de fuite à l'intérieur du canal. Celles-ci, d'un diamètre de quelques dizaines de cm, sont localisées sur la figure 2 (PH1 et PH2). La correspondance planimétrique entre, d'une part, PH1 et LZ1 et, d'autre part, PH2 et LZ2, semble indiquer, en première approche, un trajet plus ou moins rectiligne des renards hydrauliques. Les débits de fuite, après travaux, ont été estimés à quelques l/s.

Matériels et méthodes

Cette étude a permis de mettre en œuvre de nombreuses reconnaissances (hydro)géotechniques *in situ* qui sont détaillées sur la figure 2. Des diagraphies nucléaires ont été réalisées (gamma-ray naturel, gamma-gamma et neutron-neutron) et des forages ont été équipés de piézomètres (d2, d3). Les reconnaissances ont été principalement concentrées à proximité de la première zone de fuite et ont été complétées par des identifications géotechniques en laboratoire.

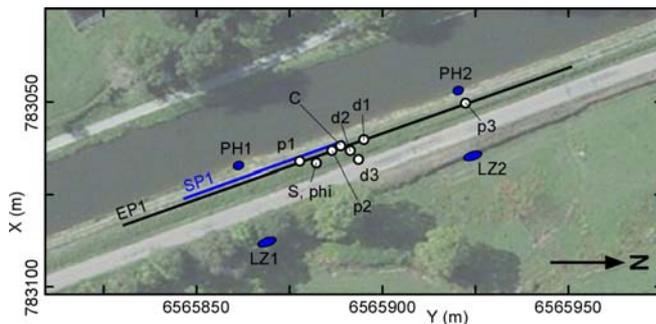


Figure 2 : Implantation des reconnaissances géotechniques et géophysiques sur le site d'étude. Les zones de fuite au sein du canal (PH1 et PH2) et en pied de digue (LZ1 et LZ2) sont également matérialisées. p1, p2, p3 : pénétromètre et Perméafor ; S : scissomètre ; phi : phicomètre ; d1, d2, d3 : sondage destructif / tarière ; c : sondage carotté et diagraphies nucléaires ; EP1 : profil électrique ; SP1 : profil sismique.

Des reconnaissances géophysiques ont également été conduites. Un profil sismique de 46 m de long (SP1 sur la figure 2 ; abscisses 18 m à 64 m ; 24 géophones 4.5 Hz régulièrement espacés de 2 m) a été réalisé au droit de la première zone de fuite. Les ondes P (non présentées ici) sont classiquement utilisées en reconnaissance géotechnique tandis que les ondes S, qui offrent toutefois une meilleure résolution et présentent l'avantage de ne pas être sensibles à la présence d'eau, le sont moins. Les données ont été inversées à l'aide du code Ra2Dtomo (Günther & Rücker, 2006) et les résultats ont fourni des erreurs finales de l'ordre de 1 (chi²) et de moins de 5 % (moindres carrés relatifs) après quelques itérations. Finalement, le bruit de fond a été enregistré durant une mn à l'aide de 24 géophones verticaux le long du profil SP1, avant et après les travaux. Les données ont été analysées en déterminant la quantité d'énergie sismique totale enregistrée par chaque géophone.

Un profil électrique Wenner-Schlumberger de 127 m de long (EP1 sur la Fig. 2 ; 128 électrodes permanentes espacées d'un mètre) a été mis en place sur la crête de digue. Plusieurs acquisitions ont été réalisées avant et après travaux, avec des hauteurs d'eau variables au sein du canal. Cette variation au cours du temps induit des variations du facteur géométrique. Ce dernier a été déterminé en prenant en compte la morphologie tridimensionnelle de surface de chaque acquisition, à l'aide de la mesure de la hauteur d'eau au sein du canal (variations entre 0 m et 3.5 m). Les calculs ont été effectués par éléments finis à l'aide du code F3DM (Clément et al., 2011). Les données temporelles, corrigées de l'effet des variations morphologiques 4D, ont ensuite été inversées en 2D en utilisant les résultats de la première acquisition comme modèle de départ pour les inversions ultérieures. Les données ont été inversées à l'aide du code BERT (Günther et al., 2006). Les résultats ont fourni des erreurs de 1 et de moins de 5 %, au sens du chi² et des moindres carrés relatifs, respectivement, après quelques itérations.

Résultats

L'ensemble des reconnaissances (hydro)géotechniques, réparties entre 50 et 100 m le long du profil, présentent une stratification selon trois niveaux principaux. Les deux premiers niveaux, dont l'épaisseur totale augmente de 3.5 m (abscisse 50 m) à 5.5 m (abscisse 100 m) sont composés d'argiles silto-sableuses et graveleuses. Ces niveaux correspondent au corps de digue et présentent une nappe dont le toit est situé à environ 2.2 m de profondeur quand le canal est plein. La figure 3 présente l'image obtenue en Vs le long du même profil SP1. Elle montre une stratification sismique selon deux niveaux principaux. Les niveaux superficiels (Vs depuis 120 m/s en surface jusqu'à environ 250 m/s en profondeur) ont une épaisseur d'environ 4 m en début de profil et d'environ 5 m en fin de profil. Ces niveaux pourraient correspondre à l'ensemble du corps de digue, ce qui semble confirmé par la très bonne correspondance avec les reconnaissances géotechniques (Fig. 3). En-dessous, les vitesses plus élevées semblent correspondre au substratum jurassique. À partir de 35 m de distance,

il est toutefois possible d'observer que le contraste est beaucoup moins marqué entre le corps de digue et le substratum, probablement en raison d'une altération localement plus importante du toit de ce dernier. Finalement, à 35 m de distance, il est possible d'observer que la zone de fuite semble se situer à l'interface entre le corps de digue et le substratum.

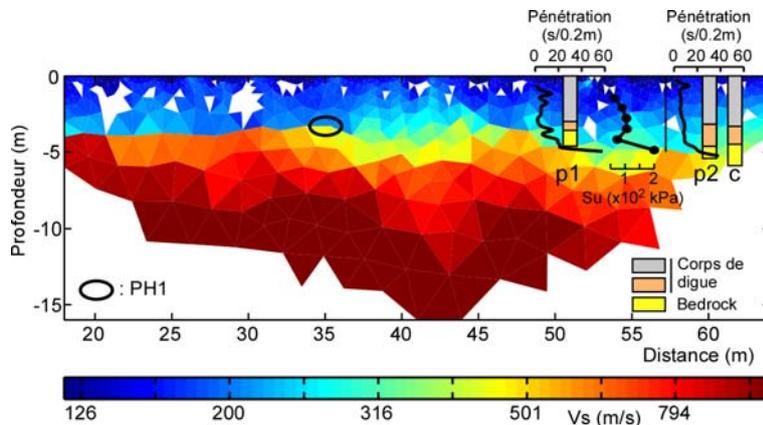


Figure 3 : Tomographie en ondes S du profil SP1 (localisation sur la figure 2). La zone de fuite à l'intérieur du canal (PH1) et les reconnaissances géotechniques sont également matérialisées. Les zones blanches correspondent à des cellules non traversées par les rais sismiques.

Les figures 4a et 4b présentent les enregistrements de bruit de fond conduits avec des capteurs verticaux avant et après les travaux. La figure 4c présente l'énergie enregistrée à chaque capteur durant 20 s. Les enregistrements les plus énergétiques se situent au droit de la première zone de fuite entre 34.5 m et 35.5 m, ce qui confirme les observations visuelles. Par ailleurs, de l'énergie est également enregistrée par les capteurs jusqu'à 40 m, ce qui suggère que le cheminement de la fuite au sein de la digue n'est pas rectiligne entre PH1 et LZ1. Finalement, les mesures indiquent qu'il n'y a plus d'énergie enregistrée après les travaux, ce qui suggère que les écoulements internes ont été très fortement réduits par les opérations de confortement.

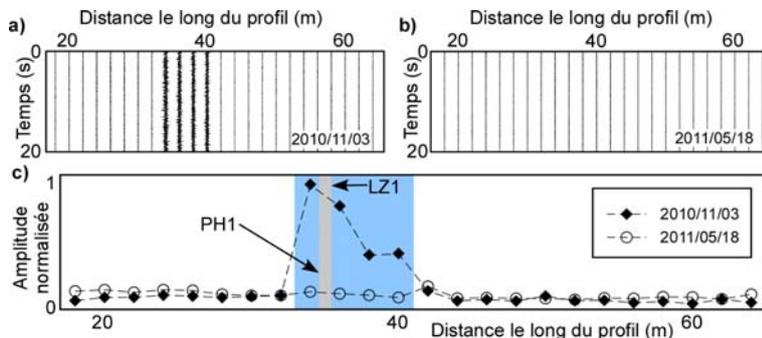


Figure 4 : Bruit de fond le long du profil SP1 a) avant (03/11/2010) et b) après (23/05/2011) les travaux de confortement. c) Amplitude normalisée. La bande grise représente l'extension probable de la zone de fuite 1 d'après les inspections visuelles et la bande bleue son extension probable d'après les mesures de vibration.

La figure 5 présente le profil électrique EP1 acquis le 09/11/2010 avec une hauteur d'eau dans le canal d'environ 1.85 m (phase de vidange). La ligne pointillée noire correspond à la base du corps de digue détectée en imagerie sismique de Vs (Fig. 3) et qui a été utilisée comme donnée *a priori* pour l'inversion. De la même manière que pour Vs, les niveaux superficiels peu résistifs (20 à 100 Ω .m) correspondent au corps de digue. En-dessous, les résistivités sont plus élevées (100 à 300 Ω .m), ce qui est compatible avec des marnes calcaires, plus ou moins fortement altérées le long du profil comme suggéré par l'image de Vs (Fig. 3). Finalement, il existe également une très bonne correspondance entre les données électriques et les résultats des reconnaissances géotechniques (Fig. 5), qui permettent de déterminer la position de la base du corps de digue tout le long du profil.

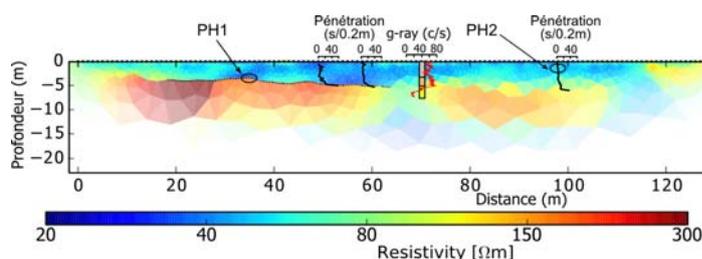


Figure 5 : Profil électrique EP1 (localisation sur la figure 2). Les zones fuyardes (PH1 et PH2) sont matérialisées ainsi que les reconnaissances géotechniques.

Les acquisitions suivantes ont été réalisées alors que le niveau d'eau dans le canal était différent de la première : pas d'eau pour les acquisitions 2 et 3, 3 m pour la mesure 4 et 3.05 m pour la 5. La figure 6a présente les images des différentes mesures inversées à l'aide du facteur géométrique analytique et la figure 6b celles traitées avec le facteur géométrique corrigé. Une première analyse de ces résultats indique des géométries comparables avec toutefois des différences dans les valeurs de résistivité : les résistivités « analytiques » sont plus faibles de 8 % (canal plein) à 18 % (canal vide) en fonction de la profondeur. Les contrastes sont plus marqués dans le cas du facteur géométrique corrigé. L'augmentation de résistivité dans le bedrock semble difficile à expliquer et pourrait correspondre à un cycle de désaturation puis resaturation au sein d'un milieu peu perméable plus ou moins riche en air. L'anomalie conductrice la plus importante est située à la base du corps de digue, à la limite de l'intervalle détectée par le bruit de fond sismique (abscisse environ 42 m ; Fig. 4). Elle pourrait correspondre à l'injection d'argiles au sein de la zone fuyarde, ce qui résulterait en une anomalie plus conductrice que l'eau seule présente avant les travaux. Ces résultats suggèrent également, en accord avec le bruit de fond sismique (Fig. 4), que le cheminement du renard hydraulique n'est pas rectiligne entre PH1 et LZ1 (Fig. 2), comme pourraient le laisser supposer les observations visuelles. Finalement, aucune anomalie n'est visible au niveau de la deuxième zone de fuite (abscisse 100 m), probablement en raison d'une cible de taille trop réduite et/ou de contrastes géophysiques trop faibles.

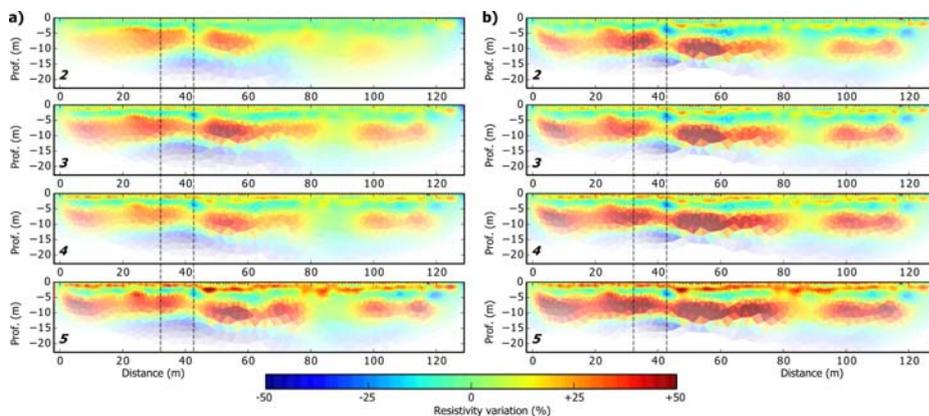


Figure 6 : Suivi temporel 2D de résistivité le long du profil EP1 a) avec le facteur géométrique analytique pour des conditions 2D et, b) avec le facteur géométrique corrigé des effets 4D.

Conclusion

Différentes méthodes géotechniques et géophysiques ont été testées sur une digue de voie navigable en charge où des zones de fuites observées en pied de digue ont pu être localisées précisément dans le canal. Les résultats indiquent une très bonne correspondance entre les différentes mesures et suggèrent que les méthodes géophysiques utilisées de façon combinée, permettent de localiser partiellement les zones de fuite sur le site. Les résultats géophysiques suggèrent également que les chemins d'écoulements internes présentent des trajets complexes au sein du corps de digue. Finalement, le suivi électrique 2D peut-être corrigé des effets géométriques 4D et semble fournir des contrastes géophysiques plus francs, notamment pour la mise en évidence de la zone fuyarde principale.

Références

- Clément R, Bergeron M & Moreau S (2011) COMSOL Multiphysics modelling for measurement device of electrical resistivity in laboratory test cell. In: COMSOL Conference, 26-28 October 2011, Stuttgart, Germany.
- Günther T & Rücker C (2006) A new joint inversion approach applied to the combined tomography of DC resistivity and seismic refraction data. In: 19th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, 2-6 April, Seattle, USA.
- Günther T, Rücker C & Spitzer K (2006) Three-dimensional modelling and inversion of DC resistivity data incorporating topography - II. Inversion. *Geophysical Journal International* 166:506-517. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x

Mots-clé : digues en eau, fuites, géotechnique, géophysique, effets 4D, inversion 2D

Investigations géophysiques électriques et sismiques pour le contrôle de la salinité de la nappe phréatique d'Alsace (68) au droit du bassin potassique.

Francis Mathieu¹, Kévin Samyn¹, Guillaume Reichart²

¹BRGM, 3 Avenue Claude Guillemin, BP36009, 45060 Orléans Cedex 2

²GEODERIS, Antenne Est, 1 rue Claude Chappe, CS25198, 57075 Metz Cedex 3

Abstract

The 2013 mapping of salty plumes below the potash basin of Alsace raised several questions about their exact trajectory, their lateral expansion and about the distribution of chlorides with depth in the area. To answer these questions, geophysical investigations were performed, using the electrical resistivity tomography (ERT) and high-resolution seismic (HRS) methods.

The results of this geophysical study allowed, across the studied area, to improve knowledge from a geological and hydrogeological point of view and from a characterization of chlorides pollutions of the aquifers as well.

Introduction

La présente étude géophysique est focalisée sur un secteur du bassin potassique d'Alsace situé à un peu plus de 2 km en aval des terrils Théodore et Eugène. Ces études géophysiques accompagnent les réflexions menées par le BRGM-DPSM (Corbel et Hamm, 2014) et GEODERIS (Reichart, 2015), à l'initiative du Pôle Après-mine EST et de la DREAL Alsace, concernant l'optimisation des réseaux de surveillance et de dépollution de la nappe d'Alsace définis en 2007 dans le cadre de l'arrêté préfectoral AP n°2007-232-9. Les deux profils géophysiques recoupent intégralement la langue salée Est issue de ces deux terrils ainsi que d'autres terrils en amont.

Les objectifs de cette étude sont les suivants :

- Délimitation spatiale des zones polluées par les chlorures ;
- Caractérisation de la stratification des zones polluées selon la profondeur ;
- Essais de corrélation entre la résistivité des formations et la concentration en chlorures.

L'expérience acquise lors d'une campagne géophysique réalisée en 2014 dans la partie amont de la langue salée Est (BRGM/RP-63532-FR), a montré que l'atteinte de ces différents objectifs était conditionnée à une parfaite connaissance de certains éléments géologiques et hydrogéologiques tels que :

- La cote du toit du substratum tertiaire, qui se comporte comme un écran étanche (mur de l'aquifère alluvionnaire) au droit des panneaux électriques ;
- Une estimation de la porosité totale des différentes formations aquifères permettant (loi d'Archie) de passer de la résistivité de la formation aquifère à la conductivité de l'eau ;
- Une loi de corrélation entre conductivité électrique de l'eau et concentration en chlorures applicable dans le secteur des MDP.

Investigations géophysiques

Compte tenu de ces objectifs et de ces contraintes, cette campagne géophysique s'articule autour de deux profils électriques représentant un transect E-O de 4,3 km et de quatre profils de sismique haute résolution (SHR), dont trois profils de 595 m et un profil de 355 m répartis de façon pertinente sur l'ensemble du transect (Figure 1).

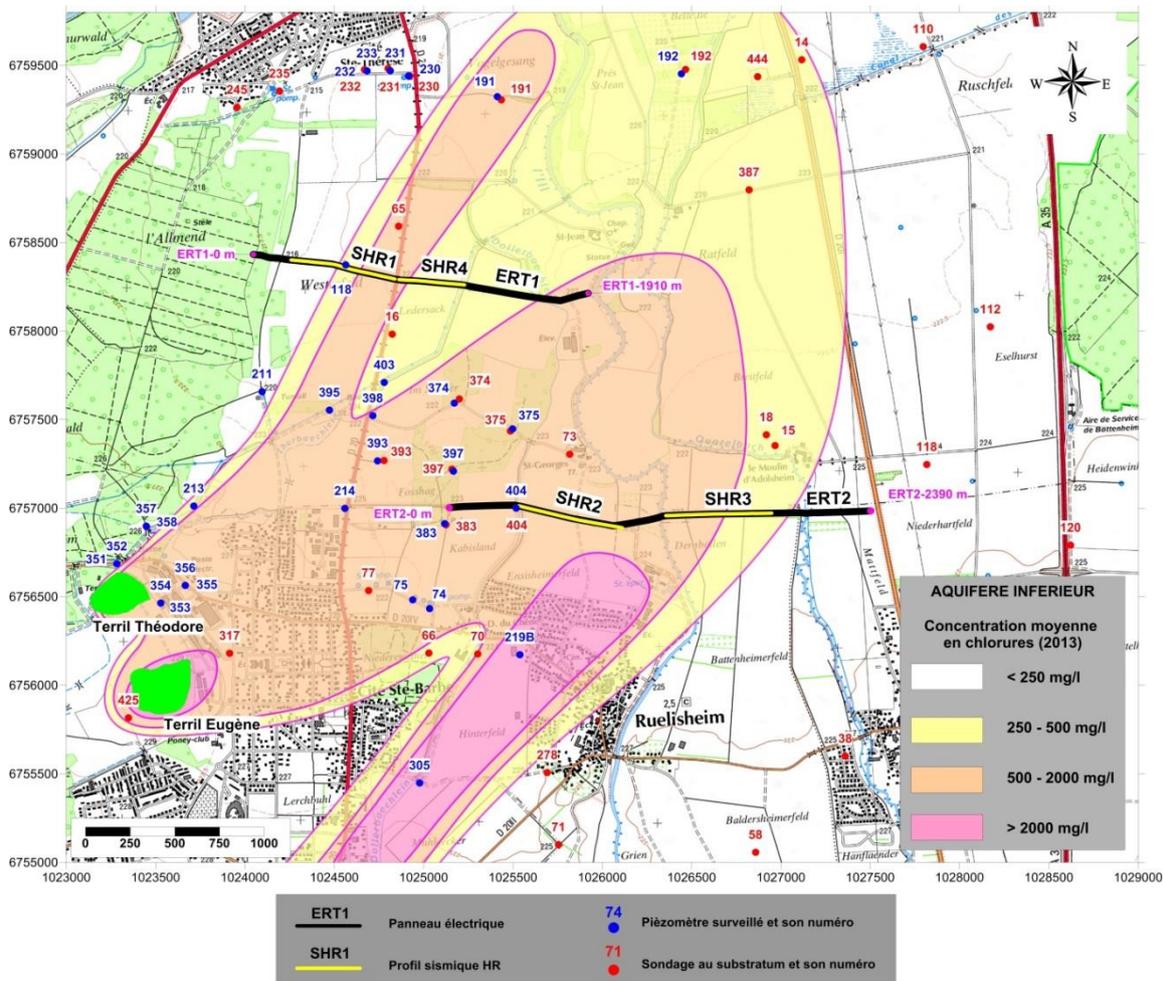


Figure 1 : Localisation des panneaux électriques et des profils de sismique haute résolution sur fond IGN à 1/25 000 avec les données disponibles sur le secteur d'étude : carte de la salure de l'aquifère inférieur en 2013, piézomètres surveillés et sondages ayant atteint le substratum.

Dans le détail, le programme technique est le suivant :

- Réalisation de deux profils électriques ERT1 et ERT2 avec la méthode du panneau électrique:
 - La longueur unitaire des panneaux électriques est de 950 m et celle des *roll-along* de 240 m. La longueur des dipôles varie de 10 à 80 m permettant ainsi d'atteindre une profondeur d'investigation de l'ordre de 125 m tout en conservant une bonne résolution. Deux configurations d'acquisition (dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger) ont été mises en œuvre lors de la réalisation des panneaux électriques afin de palier un éventuel problème de profondeur d'investigation ;
- Réalisation de quatre profils de sismique réflexion haute résolution dont l'objectif prioritaire est la localisation précise du toit du substratum.

Résultats en termes de géologie et d'hydrogéologie

Les deux panneaux électriques (ERT1, ERT2) et les quatre profils de sismique haute résolution (SHR1 à 4) réalisés au niveau de deux transects recoupant les langues salées (historiquement associées à deux niveaux aquifères distincts), ont permis de dresser le schéma géo-électrique à l'aplomb de ces deux transects (Figure 2).

D'un point de vue géologique et hydrogéologique, les résultats sont les suivants :

- Mise en évidence de la présence de deux aquifères alluvionnaires distincts (aquifère supérieur et aquifère inférieur) séparés par un horizon intermédiaire dont les caractéristiques hydrogéologiques restent indéterminées ;
- Amélioration de la cartographie du toit du substratum tertiaire, grâce au couplage des méthodes électriques et sismiques, dans ce secteur où les informations issues de la Banque Régionale de l'Aquifère Rhénan (BRGM) sont peu précises ;
- Mise en évidence de plusieurs dépressions au niveau du toit du substratum, correspondant très certainement à des paléo-chenaux. Ces paléo-chenaux jouent probablement un rôle important au niveau du transport des panaches de pollution.

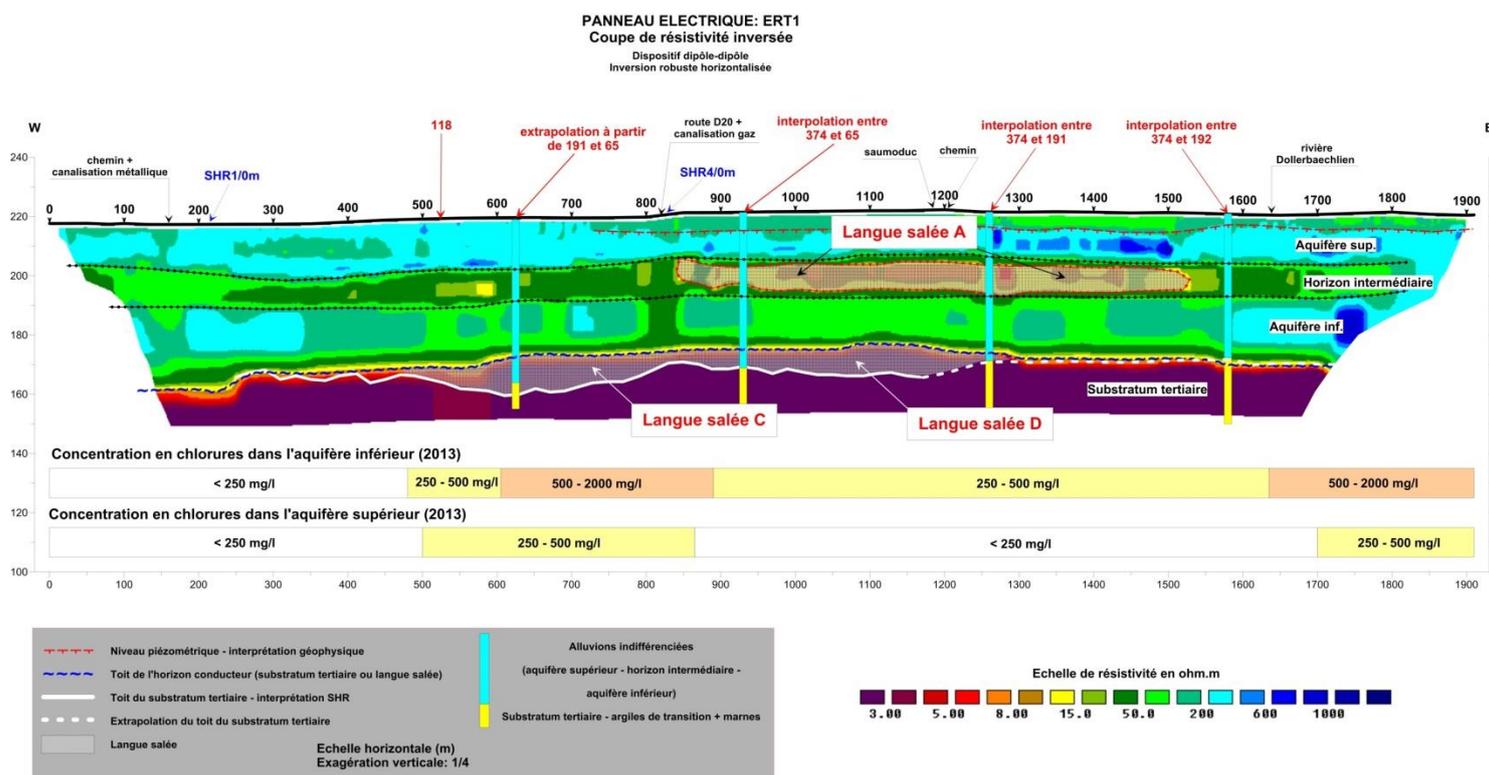


Figure 2 : Profil ERT1. Coupe de résistivité inversée – Interprétation hydrogéologique et en termes de pollution par les chlorures.

Résultats en termes de pollution par les chlorures

D'un point de vue de la pollution par les chlorures, les résultats de l'étude géophysique sont les suivants (Figure 2 et 3) :

- Dans l'aquifère supérieur et sur l'ensemble des deux transects géophysiques, aucune anomalie conductrice n'a été mise en évidence. La résistivité de cet aquifère est comprise entre 200 et plus de 1000 ohm.m, ce qui implique une concentration en chlorures inférieure à 250 mg/l (seuil de potabilité). Une inflexion vers le nord-est du panache de chlorures existant, qui passerait désormais entre les deux transects, peut ainsi être conjecturée ;
- Dans l'horizon intermédiaire, deux zones conductrices ont été mises en évidence. Elles ont été interprétées comme étant deux langues salées (dont la langue B, visible en Figure 2, fait partie) piégées dans des horizons sablo-graveleux intercalés entre des niveaux argileux. La concentration en chlorures au sein de ces deux langues salées serait comprise entre 1500 et 3000 mg/l. Comme dans le cas de l'aquifère inférieur, une inflexion vers le nord-est d'un des deux panaches peut être conjecturée au sein de cet horizon. Cette interprétation est confirmée par l'exploitation des données recueillies aux différents piézomètres situés en aval des profils géophysiques ;

- Dans l'aquifère inférieur, trois langues salées C, D et E ont été mises en évidence grâce au couplage des méthodes électriques et sismiques.

Par effet densitaire, ces trois langues salées sont descendues jusqu'à la base de l'aquifère et se seraient déposées dans des paléo-chenaux creusés dans le substratum. Cette configuration avait déjà été mise en évidence lors de la campagne 2014 en aval des terrils Amélie. L'extension de ces panaches profonds est probablement étroitement contrôlée par ces paléo-chenaux. Toutes ces interprétations géophysiques demandent à être validées par des sondages de reconnaissance, notamment au niveau des langues salées profondes pour lesquelles aucune donnée de surveillance n'est disponible au niveau du secteur d'étude. Ces sondages permettraient également d'assurer un suivi temporel de la pollution saline profonde.

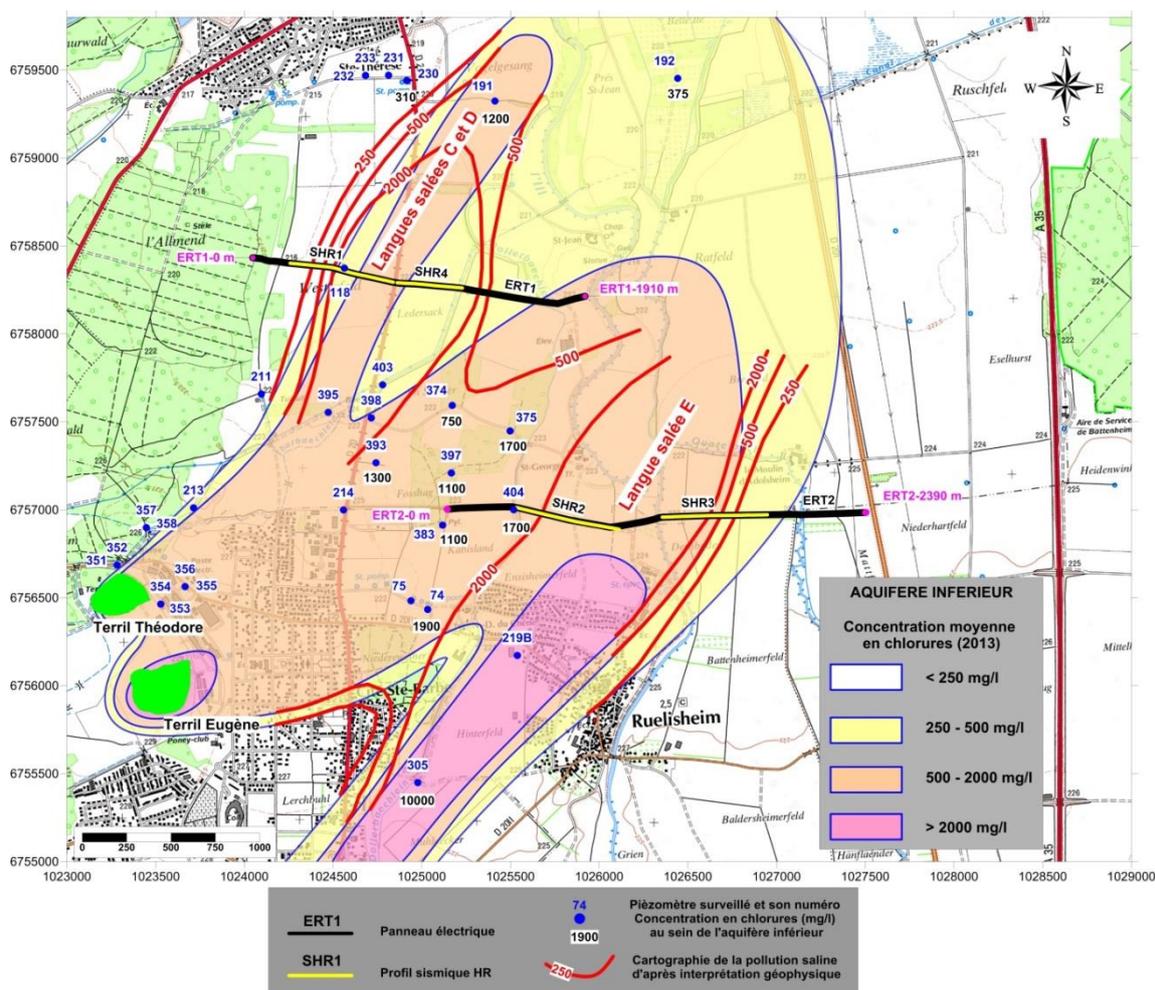


Figure 3 : Carte de la pollution par les chlorures dans l'aquifère inférieur (2013) et modifications du tracé après interprétation des résultats géophysiques de la campagne 2015

Conclusions

Les résultats de cette étude géophysique sur le bassin potassique d'Alsace ont permis, à l'échelle du secteur d'étude, d'améliorer la connaissance tant d'un point de vue géologique et hydrogéologique que d'un point de vue de la pollution par les chlorures des différents niveaux aquifères. Ces résultats mettent en évidence l'apport d'une approche intégrée à partir d'un jeu de données multi-méthodes géophysiques pour le traitement de cette problématique.

Mots clés

Géophysique, méthodes électriques, sismique réflexion haute résolution, salinité, nappe phréatique d'Alsace, bassin potassique, GEODERIS, Alsace (68).

Etude hydrogéophysique de l'aquifère de la craie en utilisant la Résonance Magnétique des Protons (Beauvais, Picardie)

Pascale Lutz et Lahcen Zouhri

Institut Polytechnique LaSalle Beauvais – 19, rue Pierre Waguet – 60000 Beauvais – France

pascale.lutz@lasalle-beauvais.fr - lahcen.zouhri@lasalle-beauvais.fr

Summary

Since 2007 LaSalle Beauvais has regularly carried out hydrogeological and hydrogeophysical measurements to characterize the chalk aquifer in the vicinity of Beauvais (Picardie, France). A multidisciplinary approach has been chosen: (i) hydrogeological investigations: piezometric and meteorological measurements (ii) hydrogeophysical prospections: near surface geophysics measurements (electrical resistivity tomography), logging (gamma-ray, water conductivity, temperature), and since June 2014: Magnetic Resonance Sounding.

Introduction

La ville de Beauvais est localisée dans le département de l'Oise (60) où l'eau est un facteur majeur dans le développement des activités agricoles et industrielles. Par conséquent, il est nécessaire de mettre en place une politique de gestion permettant de mieux gérer et prospecter à long terme des nouvelles ressources en eau. Cette gestion repose sur la compréhension du fonctionnement hydrogéologique et du transfert de polluants dans les milieux crayeux en employant des connaissances et outils hydrogéologiques et hydrogéophysiques.

L'Institut Polytechnique LaSalle Beauvais (équipe de recherche HydrISE) mène ainsi régulièrement des campagnes de mesures hydrogéologiques et hydrogéophysiques afin de caractériser l'aquifère de la craie dans les environs de Beauvais, en termes de géométrie, comportement et évolution (Zouhri and Lutz, 2010 ; Lutz and Zouhri, 2014a, 2014b). Une approche multidisciplinaire a été choisie, basée sur des : (i) relevés piézométriques et météorologiques, (ii) mesures de géophysique de subsurface (tomographie électrique, sismique réfraction), (iii) diagraphies (gamma-ray, conductivité de l'eau, température) et (iv) sondages par Résonance Magnétique des Protons (RMP).

Contexte hydrogéologique

L'Institut Polytechnique LaSalle Beauvais, au Nord de Beauvais, est localisé au début du Plateau Picard. Ce plateau est essentiellement composé de craie blanche et tendre du Sénonien, surmontée par des argiles à silex, des limons à silex et des limons de plateau. L'aquifère de Beauvais (aquifère du Crétacé supérieur) circule à travers un réseau de diaclases (Pomerol & Feugueur, 1974) dans la craie turo-sénonienne. Il repose sur les argiles du Gault, formation imperméable, qui constitue le substratum hydrogéologique de la nappe de la craie.

Sur le site expérimental de LaSalle Beauvais, on recense un total de 23 forages :

- 3 forages de la base de données Infoterre du BRGM permettant de renseigner sur la lithologie.
- 5 forages et 14 piézomètres non carottés réalisés en 2013 et 2014 dans le cadre des activités de recherche de l'équipe HydrISE (Figure 1a). Ces derniers, d'une profondeur de 110 m permettent d'effectuer des mesures piézométriques et des diagraphies.
- 1 forage carotté de 110 m réalisé en mai 2015.

Tomographie électrique de surface, piézométrie et diagraphies

Des mesures par tomographie électrique sont régulièrement réalisées sur le site expérimental de LaSalle Beauvais depuis 2007 (Figure 1b). Ces dernières sont effectuées avec un système multi-électrodes 4 canaux (Résistivimètre ABEM TERRAMETER SAS 4000 et multiplexeur ES1064eC), en utilisant 64 électrodes espacées de 5 m. Deux protocoles de mesures sont généralement été utilisés :

- le "gradient" afin d'obtenir une section "haute résolution" jusqu'à 45 m ;
- le "pôle-dipôle" fournissant une section "grande profondeur" jusqu'à 90 m mais de moindre résolution.

Une concaténation des données acquises selon ces deux protocoles permet ensuite d'obtenir une section à la fois de "haute résolution" et de "grande profondeur".

La ligne L1 est localisée à proximité des piézomètres et forages (Figure 1a) afin de corréler les valeurs de résistivité avec les niveaux piézométriques et les diagraphies (Figure 2). Les sections de résistivité révèlent une 1^{ère} couche de faible résistivité de quelques mètres (inférieure à 50 ohm.m environs) s'expliquant par la présence des limons à silex et de l'argile d'altération au-dessus de la craie. Elles mettent également en évidence une variabilité des valeurs de résistivité de la craie dues à son altération et la présence d'argile. Le report des niveaux piézométriques sur la section L1 (Figure 2) révèle que le toit de l'aquifère correspond à une valeur de résistivité d'environ 100 ohm.m.

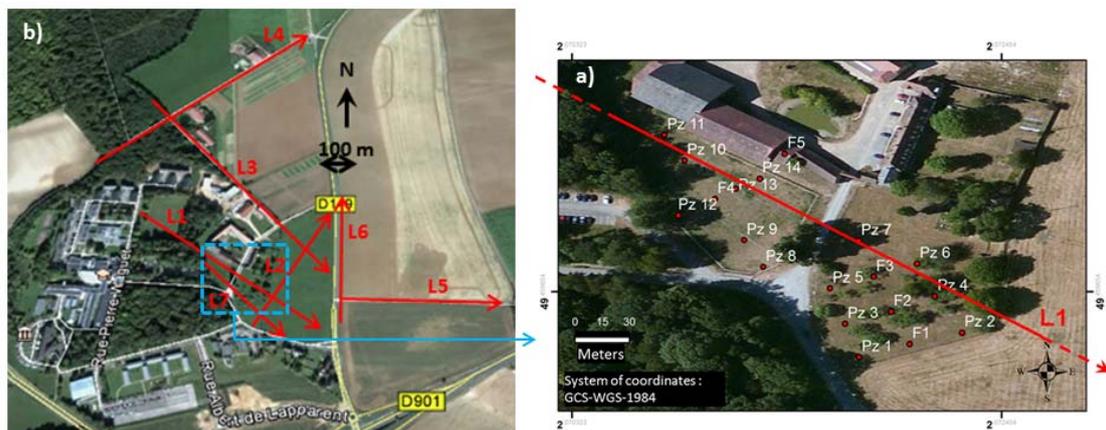


Figure 1 : a) Localisation des forages et piézomètres réalisés en 2013-2014 et de la ligne électrique L1 sur le site expérimental de LaSalle Beauvais. b) Localisation des 7 principales lignes de tomographie électrique sur le site expérimental de LaSalle Beauvais.

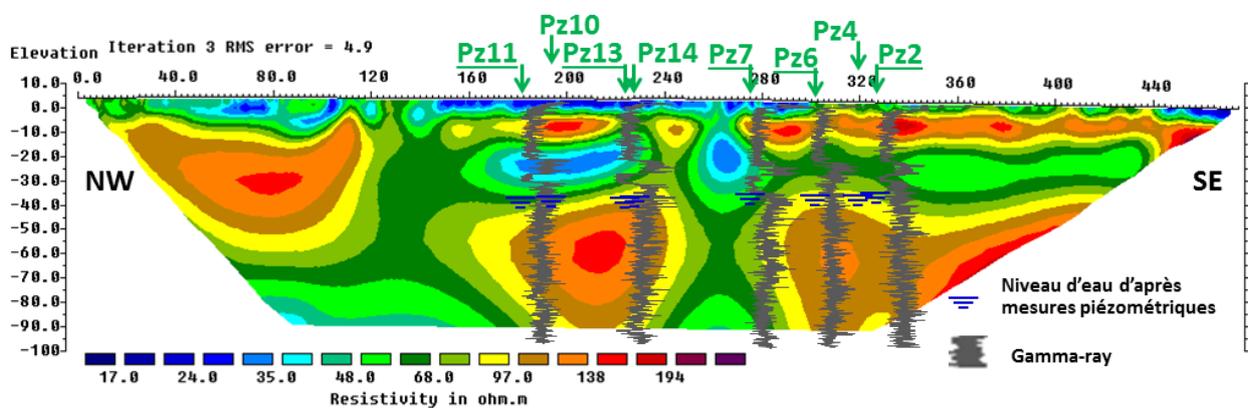


Figure 2 : Section de résistivité L1 (protocoles gradient et pôle-dipôle concaténés) sur laquelle les niveaux d'eau issus des relevés piézométriques et les logs de gamma-ray ont été insérés.

Les diagraphies ont été réalisées dans tous les piézomètres et forages en utilisant des sondes commercialisées par Géovista. Il s'agit de sondes de radioactivité naturelle (gamma-ray), conductivité de l'eau et température. Le gamma-ray (Figure 2) permet de mettre en évidence des zones altérées et d'argile. On observe certaines corrélations entre les différents logs : une forte valeur du gamma-ray (correspondant à une faible résistivité) est toujours observée entre 0 et 1,5 m (20-30 CPS), puis le gamma-ray est de l'ordre de 7 CPS jusque vers 23 m, une augmentation est observée de 23 à 30 m révélant une altération de la craie (18 CPS). Les valeurs de la conductivité à 25°C sont variables selon la profondeur et différent d'un forage à un autre. Ces valeurs sont en générales comprises entre 700 et 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, révélant une qualité de l'eau moyenne.

Résonance Magnétique des Protons

Suite au développement du site expérimental de LaSalle Beauvais, des sondages par Résonance Magnétique des Protons (RMP) sont réalisés depuis juin 2014 afin de compléter les connaissances sur l'aquifère de la craie de Beauvais. Cette méthode permet de détecter la présence d'eau dans le sous-sol de façon directe et d'estimer la teneur en eau, la perméabilité et la transmissivité jusqu'à 150 m de profondeur. Elle constitue une alternative à la réalisation d'essais de pompages dans certaines circonstances (Mejías and Plata, 2007).

En septembre 2014 une campagne RMP a été effectuée, consistant notamment en 5 sondages RMP dans la forêt et le champ à proximité du site expérimental (Figure 3a). 2 configurations de boucle ont été utilisées selon le niveau de bruit mesuré (NS) préliminairement : une boucle carrée de 100 m de côté (si $\text{NS} < 0,1 \mu\text{V}$) ou une boucle en huit (si $\text{NS} > 0,1 \mu\text{V}$). L'amplitude du champ magnétique a été mesurée avec un magnétomètre (GSM-19 Overhauser Magnetometer - GEM Systems) pour (i) vérifier que ses variations soient inférieures à $\pm 10 \text{ nT}$ et (ii) déterminer une valeur moyenne permettant d'estimer la fréquence de Larmor et ainsi choisir la fréquence d'excitation. Les mesures RMP ont été réalisées avec le « NumisPoly » commercialisé par Iris Instruments, en utilisant les paramètres suivants : « double pulse », 16 pulses, 80 stacks et une coupure si le bruit excède 2000 nV. Les données ont été interprétées à l'aide du logiciel Samovar V6.6 (Legchenko *et al.*, 2008), en intégrant un modèle de résistivité issu de mesures par tomographie électrique.

Les résultats les plus significatifs seront présentés dans cette communication (Figure 3). Ils correspondent au sondage RMP F3. Il est à noter que le niveau de bruit est faible par rapport à l'amplitude de la courbe de sondage et que la courbe de sondage calculée est proche de celle mesurée, montrant ainsi une bonne qualité des mesures et de l'interprétation (Figure 3b). L'interprétation des données avec Samovar a permis d'estimer l'évolution de la teneur en eau jusqu'à 90 m (Figure 3c), ainsi que celles de la perméabilité et la transmissivité.

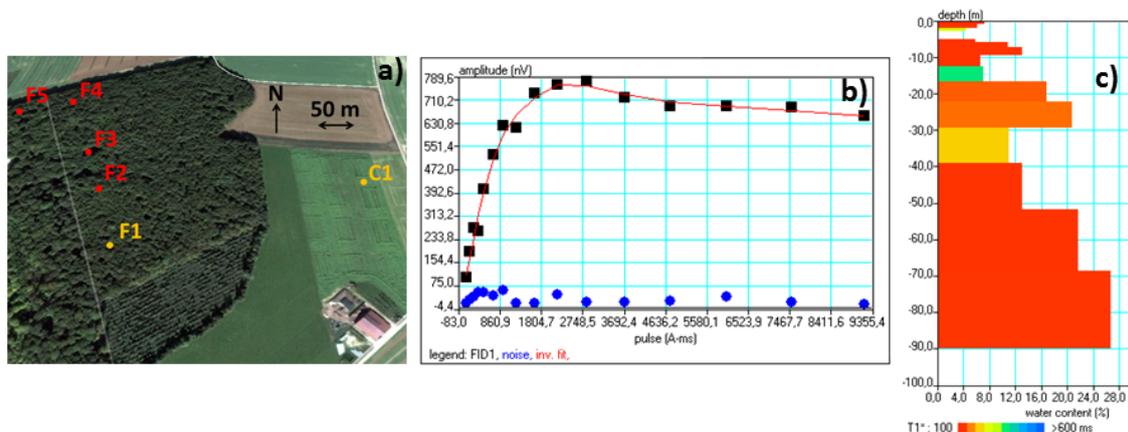


Figure 3 : a) Localisation des sondages RMP sur le site expérimental de LaSalle Beauvais (en rouge : boucle carrée de 100 m de côté ; en jaune : boucle en huit de 75 m de côté). b) Courbes de sondage RMP en F3 : (i) en carrés noirs : courbe de sondage mesurée, (ii) en trait rouge : courbe de sondage calculée suite à l'interprétation par Samovar, (iii) en points bleus : bruit après stack. c) Teneur en eau estimée en fonction de la profondeur et valeur du temps de relaxation $T1^*$.

Il est intéressant de mettre en parallèle les résultats obtenus pour les sondages RMP F1, F2, F3 et F4 puisque ces derniers sont alignés. Les courbes de teneur en eau correspondantes (Figure 4) permettent d'identifier le niveau saturé de l'aquifère de la craie correspondant à une augmentation de la teneur en eau entre 68 et 75 m d'altitude. Ces résultats révèlent ainsi que la teneur en eau dans la zone saturée est comprise entre 12% et 36%. L'interprétation des données révèle également une perméabilité variant de $2 \cdot 10^{-5}$ m/s à $2 \cdot 10^{-2}$ m/s et une transmissivité de 0,0015 et 0,45 m^2/s .

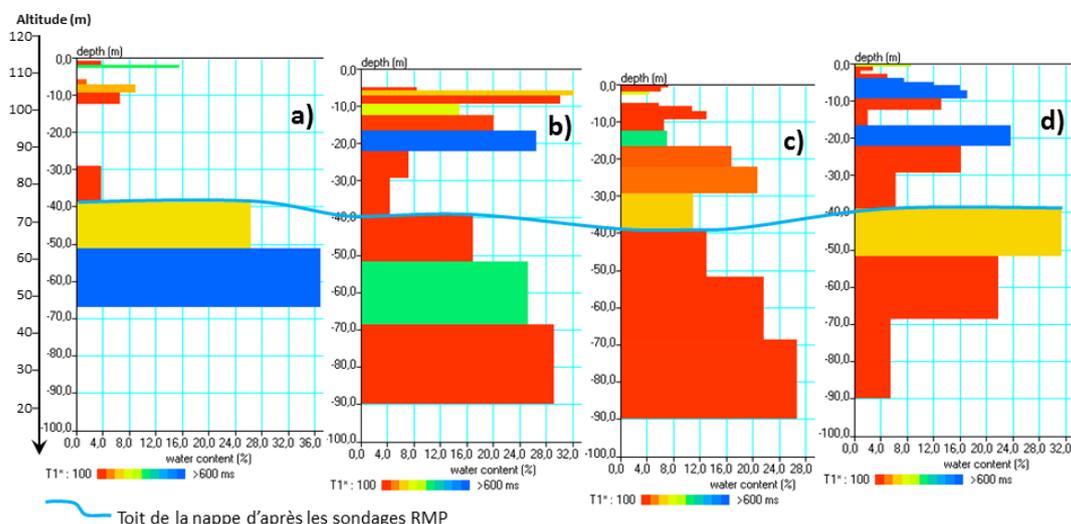


Figure 4 : a) Teneurs en eau en fonction de la profondeur issues de l'interprétation par Samovar pour les sondages RMP a) F1, b) F2, c) F3 et d) F4.

Conclusions

Une approche multidisciplinaire hydrogéophysique est proposée, incluant des sondages par RMP, afin d'améliorer les connaissances sur les propriétés hydrogéologiques de l'aquifère de la craie aux alentours de Beauvais. Dans le futur, ces résultats seront complétés par des essais de pompages et des mesures de paramètres chimiques de l'eau et devraient ainsi intéresser fortement les communes dans le cadre de leur gestion en ressources en eau.

Bibliographie

- Legchenko, A., Ezerski, A., Girard, J.F., Baltassat, J.M., Boucher, M., Camerlynk, C., Al-Zoubi, A. [2008]. Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. *Journal of Applied Geophysics* **66**, 118–127.
- Lutz, P. and Zouhri, L. [2014a]. Approche hydrogéophysique sur le site expérimental de LaSalle Beauvais. *41^{ème} congrès International de l'AIH "Eaux Souterraines: Challenges et Stratégies"*, 15-19 September 2014.
- Lutz, P., Zouhri, L. [2014b]. Premiers résultats de sondages RMP sur le site expérimental de LaSalle Beauvais. *24^{ème} Réunion des Sciences de la Terre*, October 2014, Pau, France, 27-31.
- Mejías M. and Plata J. [2007]. General concepts in Hydrogeology and Geophysics related to MRS. *Boletín Geológico y minero*, **118** (3): 423-440.
- Pomerol, C. and Feugueur, L. [1974]. *Bassin de Paris : Ile de France - Pays de Bray. Guides géologiques régionaux*. Masson et Cie, Paris (France): 215 p.
- Zouhri L. and Lutz P. [2010]. A Comparison of peak and plate electrodes in electrical resistivity tomography: Application to the chalky groundwater of the Beauvais aquifer (Northern part of the Paris Basin, France). *Hydrological Processes*, **24**, 3040-3052.

Mots clés : Aquifère de la craie, piézométrie, tomographie électrique, diagrapies, sondages RMP

Qualification des méthodes géophysiques pour le contrôle et le suivi des panneaux de sol renforcé réalisés par la technique du Soil Mixing

Yasmina Boussafir¹, Yannick Ananfouet^{2,1}, Yannick Fargier², Sérgio Palma Lopes³, Alain LeKouby¹, Lucile Saussaye²

¹IFSTTAR/Marne La Vallée, ²Cerema/DTer NC/LR Blois, ³LUNAM Université/IFSTTAR/Nantes

Abstract

Soil-Mixing technique represents a cost effective solution against internal erosion phenomenon. However, those reinforcement works can create inhomogeneous treated soil mass that may present weak spots. Conventional in situ assessment techniques (laboratory measurements on sampling) are punctual and cannot inform on the long term hydraulic and mechanical properties of the whole structure. In this paper we propose a research study based on the evaluation of laboratory and in situ geophysical methods.

Introduction

La prévention des risques naturels et la préservation des ouvrages de lutte contre les inondations (digues fluviales ou maritimes), des digues de voies navigables, est une composante forte de la politique de développement durable [Collectif, 2013]. Leur pérennisation est un enjeu fondamental tant du point de vue de la sécurité publique et de la protection des populations vis à vis des inondations que du maintien de la navigation commerciale fluviale. Au sein de ces ouvrages anciens des phénomènes d'écoulements internes sont à l'origine de dégradations (érosion interne) pouvant amener à la ruine des ouvrages (brèches) [Abdelkaoui et al., 2014].

Les « écrans étanches » sont des travaux permettant à la fois de renforcer le comportement mécanique de l'ouvrage et de diminuer sa perméabilité hydraulique ainsi que son érodabilité. La méthode dite du « soil mixing » par voie sèche consiste à mélanger le sol en place sur de grandes hauteurs à l'aide d'une trancheuse en y incorporant du liant et de l'eau. Parmi les solutions disponibles, La technologie TRENCHMIX® a été sélectionnée pour la réalisation de plusieurs chantiers (figure 1). Les dimensions standards d'un panneau sont : quelques centaines de mètres en linéaire ; entre 0,40 et 0,70 mètres en largeur ; entre 5.00 et 9.00 mètres en profondeur.

En théorie l'action de la trancheuse doit permettre le mélange et l'homogénéisation du milieu sur toute la hauteur. Cependant, le mélange est incomplet et présente des ségrégations et donc une certaine hétérogénéité du matériau. Cette hétérogénéité peut avoir des conséquences néfastes sur les performances attendues de l'ouvrage (mauvais rapport E/C, haute perméabilité ...).

Dans ce cadre, plusieurs techniques géophysiques ont été testées afin de qualifier leur potentiel pour la réception et le suivi de ces ouvrages [Fauchard & Mériaux, 2007]. Deux phases distinctes impliquant des travaux à la fois en laboratoire et in-situ ont permis de valider le potentiel de plusieurs d'entre elles.



Figure 1 : Appareillage TrenchMix® lors de la descente de la trancheuse dans le cadre d'un chantier dit « voie sèche » au niveau de la levée de Veuves (crédit : L. Saussaye, Cerema/LRB).

Essais en Laboratoire

La 1^{ère} phase a consisté en la réalisation d'une étude de sensibilité en laboratoire sur des mélanges sol/ciment. L'objectif final de cette étude est de pouvoir déterminer la sensibilité de plusieurs grandeurs géophysiques à des variations de constitution des mélanges.

Deux sols différents, issus de deux chantiers « soil mixing » ont été sélectionnés pour la confection des mélanges. Le premier, issu de la levée de Sigloy (45), présente une granulométrie assez fine de type limon argileux. Le second, issu de la levée de Saint Pierre des Corps (37), présente une granulométrie plus grossière de type Sable limoneux.

Trois mélanges par matériau sont testés en ajoutant différentes quantités de ciment CEM III (ciment utilisé sur les chantiers) : 140 kg/m³, 210 kg/m³, 280 kg/m³. Concernant la teneur en eau, les mélanges sont réalisés à la limite de liquidité afin d'obtenir un matériau ouvrable qui puisse être traité de manière homogène.

Les grandeurs géophysiques étudiées sont la résistivité électrique, la permittivité diélectrique, la vitesse de propagation des ondes sismiques P et S. Pour la caractérisation de grandeurs plusieurs cellules de mesures ont été utilisées [Du Plooy et al., 2012 ; Adous, 2006 ; Benmeddour et al., 2012].



Figure 2 : a) Outil de malaxage utilisé pour la constitution des échantillons présentés à la figure b) (crédits : Cerema). c) cellule de résistivité électrique (crédit: Ifsttar) d) cellule électromagnétique (crédit: Ifsttar) e) cellule acoustique (crédit: Ifsttar).

Les mesures sont répétées sur les mélanges à différents temps de cure : 7 jours, 28 jours, 60 jours, 90 jours, 110 jours afin de déterminer l'effet du vieillissement du mélange sur les grandeurs géophysiques et géomécaniques [Afnor, 2003 ; Guimond et al., 2011 ; Szymkiewicz, 2011]. La figure 3 présente une partie des résultats obtenus illustrant l'effet du vieillissement du matériau sur la résistivité électrique.

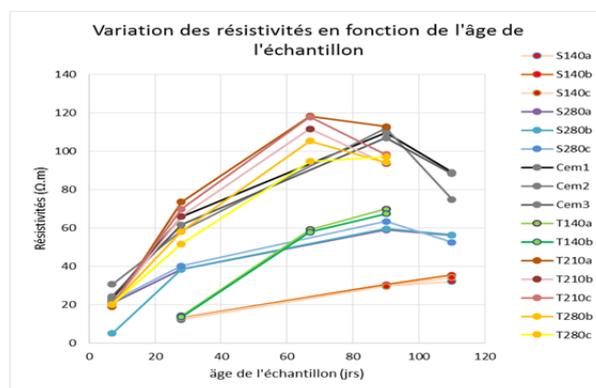


Figure 3 : Résultat du suivi des résistivités électriques des mélanges sol/ciment dans le temps (crédit Cerema / Ifsttar).

Essais in situ

Une étude géophysique a été réalisée in situ sur l'écran étanche de Sigloy (45) afin de tester de manière « aveugle » les méthodes impliquées par les grandeurs mesurées dans le chapitre précédent. Trois méthodes distinctes sont exploitées en forage à savoir : la sismique (figure 4.a), le radar géologique (figure 4.b) et la tomographie de résistivité électrique (4.c). Les méthodes électriques étant intégrantes une étude en surface à la fois transversale et longitudinale à l'ouvrage a été réalisée. L'objectif était de tester la capacité des techniques à la détection de l'écran et la connaissance de l'environnement de l'écran.

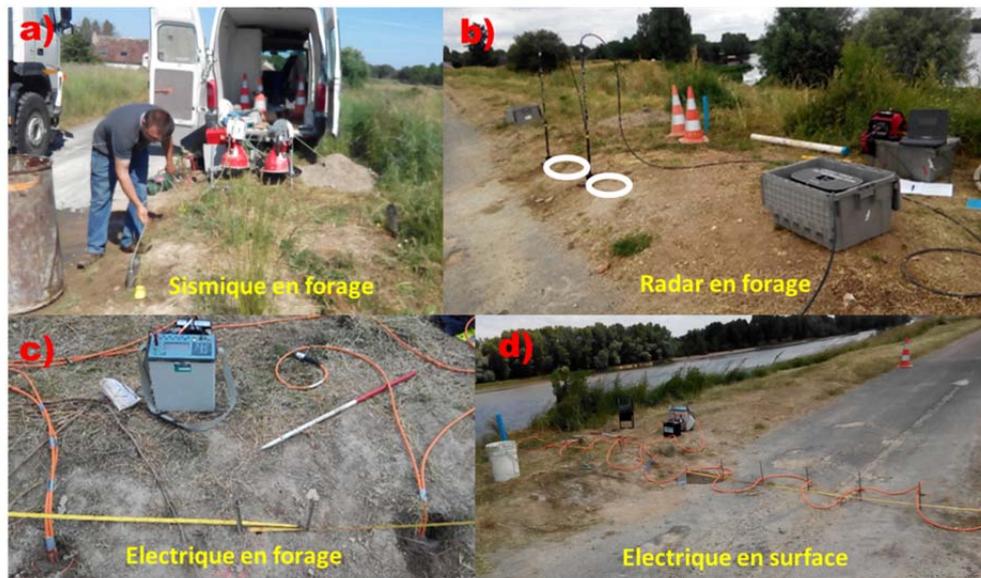


Figure 4 : a) Matériel & Acquisition de sismique en forage b) matériel et acquisition de radar en forage c) matériel et acquisition de tomographie de résistivité électrique en forage d) matériel et acquisition de tomographie de résistivité électrique en surface

La figure 5 présente le résultat de la tomographie de résistivité électrique transversale à l'ouvrage. La position de l'écran étanche est surimposée à la tomographie afin de faciliter la lecture du résultat. Ce résultat montre clairement la lithologie de l'ouvrage et notamment un drain de pied d'ouvrage côté val. Concernant l'écran étanche, une détection est faite en surface et jusqu'à environ 2 à 3 m de profondeur. En dessous de cette profondeur, la perte de résolution ne permet plus de détection.

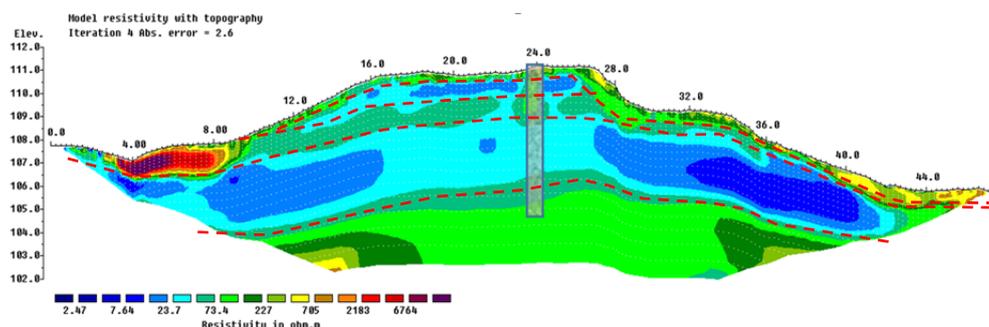


Figure 5 : Tomographie de résistivité électrique obtenue à partir de mesures réalisées transversalement à l'ouvrage. Le tracé rouge en pointillée discrimine la lithologie du site. La position et géométrie théorique de l'écran étanche est surimposée au résultat par un rectangle grisé.

Synthèse, conclusions et perspectives

Les essais en laboratoire ont clairement mis en évidence la supériorité des techniques électriques et sismiques en mettant en évidence une relation avec la teneur en ciment et le temps de cure. Pour les techniques électromagnétiques, les résultats ont montré une faible sensibilité de cette grandeur et font ressortir les faiblesses du protocole de mélange.

Pour les essais in situ, la campagne de tomographie sismique en forage n'a pas permis d'obtenir de résultat du fait d'un dimensionnement insuffisant de la source sismique du matériel utilisé. Concernant les méthodes électriques, les résultats en surface et forage bien qu'encourageants, sont limités par le côté intégrant de la méthode. Ces résultats ont cependant pu être corrélés avec des essais géotechniques réalisés sur site. Enfin, les méthodes radar en forage ont fournis des résultats intéressants mais nécessitant des outils de traitement plus poussés pour accroître la résolution du résultat.

Dans un avenir proche les auteurs souhaitent employer des outils plus optimisés pour l'auscultation in situ afin de fournir aux gestionnaires des critères robustes de réception de l'ouvrage. Des techniques diagaphiques développées récemment sont en cours d'évaluation.

Remerciements

Les auteurs souhaitent remercier la Dreal Centre Val de Loire pour leur implication dans ces recherches et leurs remarques ainsi que pour l'accès aux ouvrages.

Références

- Abdelkaoui, F., Auger, N., Gervais, L., 2014. Le traitement de l'érosion interne sur les levées de la Loire: Guide technique.
- Adous, M., 2006. Caractérisation électromagnétique des matériaux traités de génie civil dans la bande de fréquence 50 MHz-13 GHz. Université de Nantes, Nantes.
- Afnor, 2003. NF EN 13286-41 Mélanges traités et mélanges non traités aux liants hydrauliques - Partie 41: Méthodes d'essai pour la détermination de la résistance à la compression des mélanges traités aux liants hydrauliques.
- Benmeddour, F., Villain, G., Abraham, O., Choinska, M., 2012. Development of an ultrasonic experimental device to characterise concrete for structural repair. *Constr. Build. Mater.* 37, 934–942. doi:10.1016/j.conbuildmat.2012.09.038
- Collectif, 2013. The international levee handbook, CIRIA C. CIRIA, London.
- Du Plooy, R., Palma Lopes, S., Villain, G., Dérobert, X., 2013. Development of a multi-ring resistivity cell and multi-electrode resistivity probe for investigation of cover concrete condition. *NDT E Int.* 54, 27–36. doi:10.1016/j.ndteint.2012.11.007
- Fauchard, C., Mériaux, P., 2007. Geophysical and geotechnical methods for diagnosing flood protection dikes guide for implementation and interpretation. Cemagref-Éditions, [Versailles].
- Guimond-Barrett, A., Pantet, A., Reiffsteck, P., Szymkiewicz, F., Mosser, J.-F., Lekouby, A., 2011. Influence des conditions de mélange et de cure sur les caractéristiques de sols traités au ciment par soil mixing 1–11.
- Szymkiewicz, F., 2011. Evaluation des propriétés mécaniques d'un sol traité au ciment (Thèse Doctorat). Paris Est, Marennes-la-Vallée.

Mots Clés : Auscultation, Ecran étanche, Sismique, Electrique, Electromagnétique

Prospection géophysique EM34-3 des calcaires oligocènes karstifiés du bassin tertiaire de Saffré (44)

Viviane BORNE, Christopher BOULAY, Paul-Henri MONDAIN,
CALLIGEE NANTES – 1 rue de la Noë - CS 82118 – 44321 Nantes Cedex 3
v.borne@calligee.fr, c.boulay@calligee.fr, ph.mondain@calligee.fr,

Contexte de l'étude

La commune de Saffré, située à environ 25 km au Nord de l'agglomération nantaise, est localisée au cœur d'un bassin d'effondrement d'âge tertiaire. Son origine est commune aux bassins tardifs de Loire-Atlantique, comme Campbon-Drefféac à l'Ouest, ou Nort-sur-Erdre situé plus au Sud. Les séries schisto-gréseuses composant le socle ont été affectées au Paléogène, par une fracturation intense entraînant un effondrement du substratum. Les dépressions résultantes se sont ensuite progressivement comblées par une sédimentation marine puis lacustre [1, 2, 3]. Cette série sédimentaire, reconnue en forage sur 331 m [4, 5], s'est déposée entre l'Eocène moyen (Lutétien sup.) et l'Oligocène inférieur (Stampien inférieur). Ces sédiments ont ensuite été exondés et soumis à l'altération et à l'érosion à partir du Miocène, avant d'être recouverts par des dépôts sablo-graveleux au Plio-Quaternaire.

Les formations des calcaires marins constituant une partie de la série sédimentaire du bassin de Saffré, renferment une nappe exploitée par deux forages voisins équipés pour fournir un débit total instantané de 500 m³/h. Leur production annuelle est en moyenne de 2.5 Mm³. Au tout début de l'année 2011, une étude hydrogéologique approfondie a été engagée par le S.I.A.E.P de la Région de Nort-sur-Erdre, propriétaire des captages, suite au signalement de nombreux effondrements sur le territoire de la commune. Certains habitants, représentés par une association locale, suspectent que l'origine de ces effondrements, dont le nombre semble avoir augmenté ces 20 dernières années (**figures 1 et 2**), soient en lien avec l'exploitation de l'aquifère des calcaires oligocènes.

De nombreuses études avaient été menées sur le territoire de la commune et avaient mis en évidence un lien entre la présence de karsts et la pollution de la nappe. Les travaux d'aménagements entrepris dans le lit des ruisseaux consistaient à combler les effondrements et à éviter la formation de nouveaux. Au final, ces mesures se sont révélées peu efficaces, de nouvelles pertes se formant systématiquement à côté.

Afin de mieux connaître les conditions d'alimentation des captages, d'apprécier le degré de karstification de l'aquifère carbonaté, et de réduire les risques d'apparition des effondrements, il a été mené une étude bibliographique et hydrogéologique complète, avec la réalisation d'une campagne de mesures géophysiques.

Objectif de l'étude

L'objectif de l'étude géophysique était d'apporter un maximum d'informations sur la géologie du bassin (localisation des failles, nature et épaisseur des différentes formations, etc.), le tout en utilisant des méthodes simples et relativement peu coûteuses. La synthèse bibliographique n'ayant pas abouti à une connaissance suffisante de l'organisation du remplissage sédimentaire du bassin (méconnaissance de l'orientation des failles notamment), la réalisation d'une campagne de prospection géophysique a été proposée au Syndicat.

Les investigations géophysiques devaient répondre à plusieurs problèmes :

- préciser la géométrie des calcaires oligocènes potentiellement karstifiés,
- définir la nature et la géométrie des terrains superficiels (sables, marnes, etc.) ;
- caractériser les zones de failles et leurs orientations.

Trois méthodes ont été mises en œuvre : une cartographie électromagnétique **EM 34-3 (GEONICS)** à la maille 100 m, 50 m dans les zones d'effondrements sur près de 600 ha, et une prospection électrique comportant 5 tomographies électriques de validation localisées sur des zones de failles supposées et 10 sondages électriques. Une autre campagne de mesures plus précises a été réalisée à la fin de l'étude hydrogéologique pour la préciser les contours de la carte de risques.



Figure 1 : Effondrements au lieu-dit Augrain

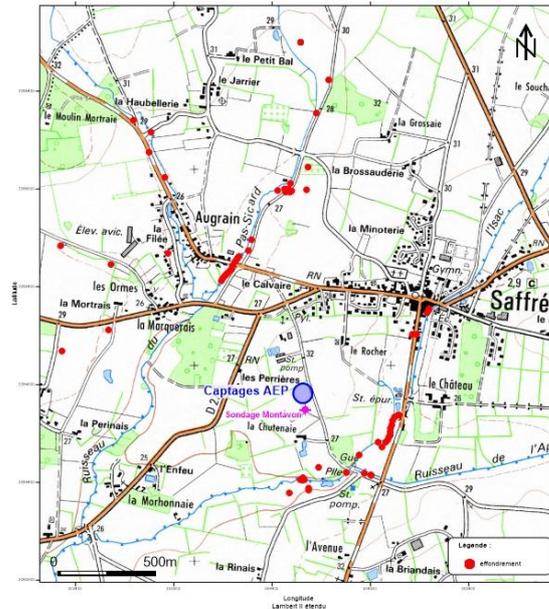


Figure 2 : Recensement des effondrements

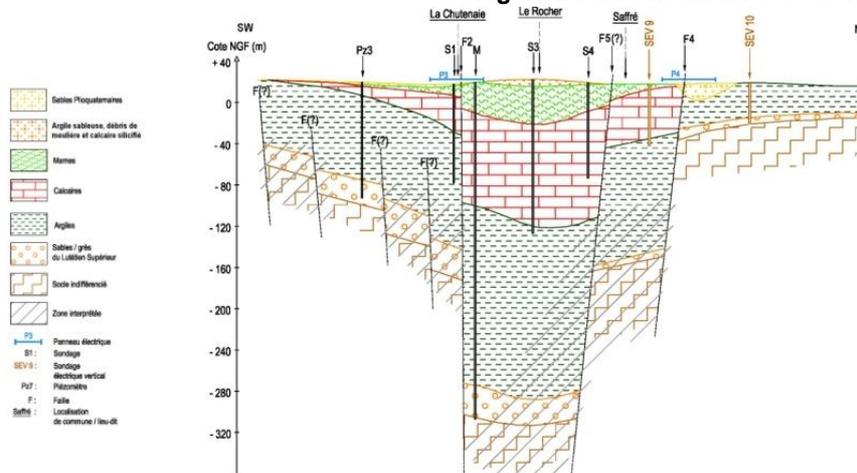


Figure 3 : Coupe géologique interprétée du bassin de Saffré [2, 5]

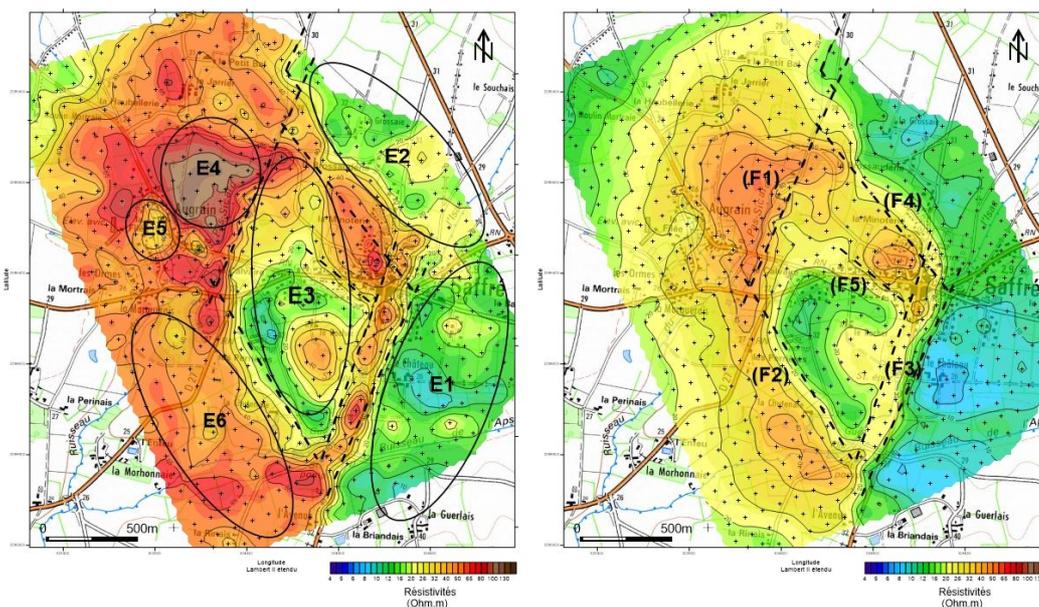
Résultats de la prospection géophysique EM34-3

La prospection a totalisé environ 680 points de mesures qui ont réalisés avec les 6 dispositifs : 10 m, 20 m et 40 m d'espacement inter-bobines, en mode dipôle horizontal et vertical, permettant d'investiguer les terrains jusqu'aux environs de 60 m de profondeur.

A partir des 6 cartes obtenues et en exploitant les diverses données de sondages disponibles (plus d'une trentaine, d'une vingtaine de mètres de profondeur en moyenne, ponctuellement supérieurs à 40 m), une esquisse structurale a pu être proposée en se basant sur les contrastes horizontaux des résistivités. Cinq zones de failles potentielles ont été mises en évidence :

- **(F1)** au Nord-Ouest, au niveau du ruisseau du Pas-Sicard, orientée NNE, séparant des terrains très résistants à l'Ouest (*associés à des sables et calcaires*), et plus conducteurs à l'Est vers le bourg de Saffré (*associés à des marnes*) ;
- **(F2)** au Sud-Ouest, au niveau des Perrières et de la Chutenaie, orientée NO, séparant des terrains conducteurs au Nord (*associés à des marnes et marnes argileuses*), et des terrains résistants au Sud (*associés à des marnes et calcaires*) ;
- **(F3)** au Sud-Est, au niveau du Château, deux failles parallèles orientées NNE, formant un couloir résistant séparant deux ensembles conducteurs associés à des argiles à l'Est et à des marnes à l'Ouest ; ce couloir semble se décaler vers l'Ouest en profondeur, semblant indiquer un pendage des failles vers le SO ;

- **(F4)** au Nord-Est, au niveau de la Minoterie, orientée NO, séparant des argiles au NE et des marnes et calcaires au SO ;
- **(F5)** à l'Ouest du bourg de Saffré, orientée NO, séparant des marnes au Nord et des argiles au Sud.



**Figure 4 : Cartographie EM34-3 en dipôle horizontal
Espacement des bobines : 10 m à gauche et 40 m à droite**

On peut également délimiter des entités ou zones correspondant à un type de terrain, pour les formations superficielles :

- les entités **E1** et **E2**, localisées respectivement à l'Est et au Nord-Est sont associées aux argiles vertes de base, avec par endroit des plaquages sableux peu épais ;
- l'entité **E3**, localisée au centre du bassin et délimitée par les failles principales ; la zone comprise entre les failles **F2** et **F5** est associée aux formations marno-argileuses supérieures d'épaisseur importante (>30 m) ; l'anomalie repérée au niveau du Rocher est liée à un épais plaquage de sables argileux avec des débris de meulière et de calcaire ; plus au Nord vers la faille **F1**, les terrains sont beaucoup plus marneux, alors qu'au niveau du bourg, un plaquage sableux est présent sur des calcaires peu profonds ;
- l'entité **E4**, localisée sur la partie nord de Augrain, le long du Pas-Sicard, est associée à une épaisse couche de sables plio-quaternaires surmontant les calcaires marins ; la partie plus au Nord présente des terrains sablo-argileux ;
- l'entité **E5**, localisée au niveau du bourg d'Augrain, est associée à des marnes ;
- l'entité **E6**, localisée au niveau de la Chutenaie, est associée à des terrains marneux le long de la faille **F1** et à des calcaires surmontés par endroit par des sables.

Les tomographies électriques ont été implantées en travers des failles supposées et ont dans la majorité des cas confirmé leur présence. La tomographie **P2** (**figure 5**), met bien en évidence la présence de la faille **F1** supposée en cartographie EM34-3, tout comme la tomographie **P3** pour la faille **F2**.

La cartographie EM34-3 a permis de mettre en évidence la structure générale du bassin de Saffré, en identifiant les positions potentielles des failles principales et les différents compartiments. Les prospections complémentaires, électriques et géotechniques réalisées plus tard (4 sondages), ont permis de conforter les premières interprétations.

Le bassin présente une structure asymétrique avec une partie centrale très effondrée où la subsidence a été la plus importante (**figure 6**). Au-delà des failles principales, sur les bordures ouest, les sédiments marno-calcaires et calcaires sont moins épais, et dans la partie est, seules les argiles de base sont conservées.

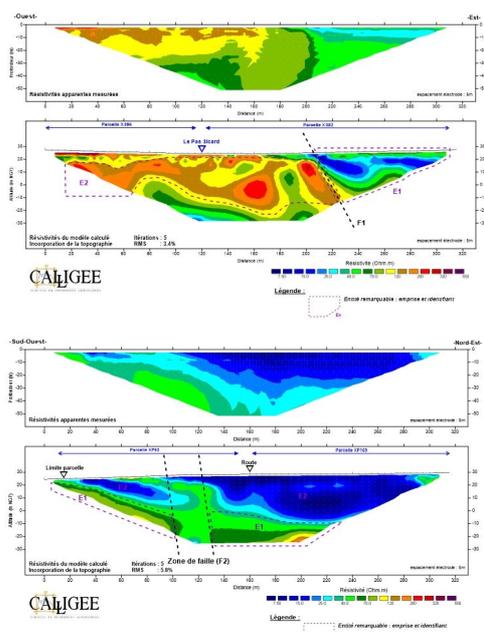


Figure 5 : Tomographies électriques P2 et P3 (configuration Schlumberger)

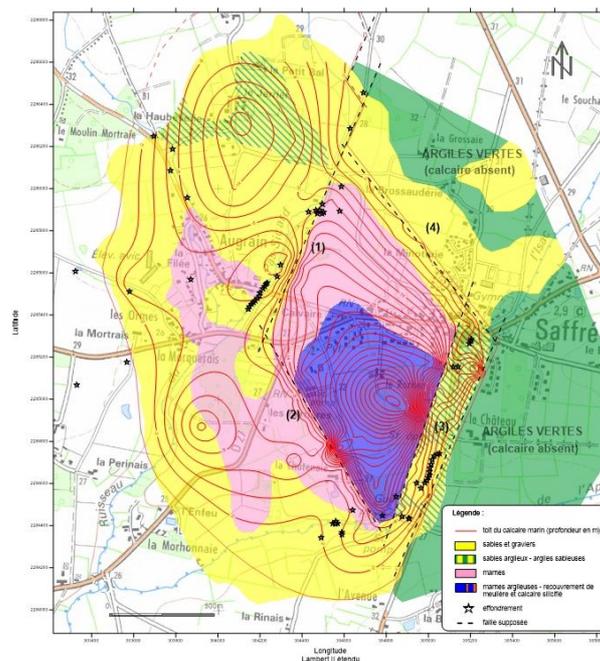


Figure 6 : Carte géologique de synthèse du bassin de Saffré

Conclusion

La prospection géophysique a permis de préciser la géométrie du bassin et de localiser les accidents principaux. En comparant la géologie des terrains et la position des effondrements, il peut ainsi être établi que les zones où la formation des effondrements est la plus fréquente correspondent à des secteurs proches des zones faillées, où le calcaire marin est surmonté par une faible épaisseur de sables, et avec des écoulements superficiels.

Ces zones sont localisées majoritairement à la périphérie ouest du bassin, sur le tronçon où le cours du Pas-Sicard longe la faille bordière **F1** et dans le couloir de faille **F3** bordant le bassin à l'Est et sur lequel s'écoule l'Isac.

La suite de l'étude, réalisée au cours de l'année 2012 et comportant le volet hydrogéologique, a finalement permis de conclure sur le rôle joué par les captages AEP sur la formation des effondrements karstiques et d'établir une carte de risque karstique [1, 3].

Références

- [1] Mondain P.-H., Boulay C., 2013 - L'aquifère des calcaires oligocènes du bassin de Saffré (44), une ressource en eau au comportement hydrogéologique atypique. Note technique, *Dix neuvièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues*, 8 p.
- [2] Boulay C., 2012 - Evaluation des zones à risque karstique du bassin de Saffré – Prospection géophysique. *Rapport Calligée, N11-44084-A*, 42 p. + *Figures et Annexes*, 76 p.
- [3] Mondain P.-H., Girardin E., 2013 - Evaluation des zones à risque karstique du bassin de Saffré - Synthèse hydrogéologique. *Rapport Calligée, N11-44084-B*, 93p. + *Annexes*.
- [4] Borne V., 1978 - Etude d'un sondage profond dans le bassin tertiaire de Saffré (44) (Sédimentologie, Biostratigraphie, Paléoécologie). *Rapport de DEA de Géologie, Université de Nantes*, 50 p. + 1 figure hors-texte.
- [5] Borne V., Margerel J.-P., Ollivier-Pierre M.-F., 1991 - L'évolution des paléoenvironnements au Paléogène dans l'Ouest de la France. Le bassin de Saffré-Nort-sur-Erdre (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 1991, t. 162, n° 4, pp. 739-751.
- [6] Vasseur G., 1881 - Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. *Thèse, Paris*, 432 p.

Mots clés

Géophysique, prospection électromagnétique EM34-3, risque karstique, calcaires oligocène, Saffré, Loire-Atlantique.

Inversion 3D de la conductivité électrique en CSEM avec une unique source

Bretaudeau F., Coppo N., Wawrzyniak P., Girard J-F.

BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) f.bretaudeau@brgm.fr

Abstract: This work shows how 3D inversion of Electromagnetic (EM) data is now possible even for relatively shallow applications (0-2000m). The structure of the algorithm as well as a few key issues for successful inversion are presented. Then, we investigate the potential of reconstruction of the 3D resistivity distribution for 2 different kinds of survey: magnetotelluric (MT) survey using passive electromagnetic data and Controlled Source EM (CSEM) using a single double polarization transmitter position.

Introduction

En raison de leur sensibilité à la conductivité électrique, les méthodes électromagnétiques (EM) sont largement utilisées pour un grand nombre d'applications comme la prospection et l'exploration en géothermie en en domaine pétrolier marin, le monitoring de stockage de fluides (CO₂, gaz, eau), la gestion des ressources hydrologiques, en particulier lorsque des profondeurs importantes sont visées (100m - 100km). Toutefois, en raison de la grande précision et des coûts de calcul requis, l'interprétation a été longtemps limitée à l'inversion 1-D ou à des interprétations plus directes des données, par exemple via des cartes de résistivités apparentes pour chaque fréquence. L'inversion 3-D est aujourd'hui en plein essor et est devenu courante en MT (passive), ainsi qu'en CSEM marine pétrolière impliquant de nombreuses émetteurs (Plessix et Mulder, 2008). Toutefois, de nombreuses études de géophysique appliquée ont lieu en périphérie des centres urbains, dans des régions où le bruit anthropique ne permet souvent pas l'utilisation de la MT, et où l'utilisation de nombreuses sources de forte puissance en surface est difficilement réalisable.

Dans ce contexte, la CSEM terrestre est souvent préférée en utilisant un nombre limité de source (1 ou 2 polarisations) (Girard et al. 2014, 2015). Il est parfois aussi intéressant d'utiliser pour l'émission un casing de forage permettant l'injection de courant directement en profondeur, et ainsi d'améliorer le rapport signal sur bruit ainsi que l'éclairage des cibles (CSEM LEMAM, Bourgeois et al., 2012 ; Girard et al., 2011). Nous montrons ici que l'utilisation d'un ou deux émetteurs peut être suffisant pour une reconstruction 3-D de la conductivité du sous-sol par méthode inverse moyennant un certain nombre de précautions, et est applicable dans le cadre de la géophysique appliquée.

Nous présentons d'abord l'approche utilisée pour la modélisation et l'inversion 3-D. Dans une seconde partie, nous présentons sur un cas synthétique, les différents résultats en termes de résolution obtenus pour des acquisitions MT et CSEM avec un émetteur (2 polarisations) disposé en surface. Nous montrons que dans le cas de l'utilisation d'un seul émetteur, une reformulation des données de CSEM sous la forme d'un pseudo-tenseur MT est indispensable pour rééquilibrer les sensibilités et reconstruire le milieu.

Modélisation et inversion 3D de données électromagnétiques

a) Modélisation des champs :

La modélisation des champs électromagnétiques est particulièrement délicate, notamment parce qu'elle peut impliquer des contrastes de conductivités et d'échelles de plusieurs ordres de grandeur (fortes variations d'épaisseurs de peau avec la fréquence), et que les récepteurs et les émetteurs sont généralement situés sur des discontinuités fortes (air/sol/mer). Afin de résoudre ces difficultés, une solution retenue par de nombreux auteurs (Streich 2009) consiste à utiliser une formulation des équations électromagnétiques d'ordre 2 en champs électrique dans le domaine fréquentiel, et à séparer un champ primaire E_p calculé par une méthode semi-analytique précise pour une source définie dans un milieu stratifié 1D de conductivité σ_p , et un champ secondaire E_s calculé numériquement dans le milieu complet σ .

Pour la méthode numérique, nous utilisons un schéma de type volume-finis (VF) sur une grille cartésienne non régulière (Streich, 2009). La grille non-régulière permet de raffiner le maillage dans les zones d'intérêts, à proximité des forages, ou en approchant de la surface où une plus grande précision est requise, tout en gardant un maillage suffisamment lâche pour limiter les temps de calcul. Le milieu est étendu artificiellement à l'aide de grandes mailles autour du domaine d'intérêt afin de simuler un milieu infini. Finalement, on résout pour chaque émetteur j un système linéaire creux de grande dimension ($3 \cdot n_b$ cellules):

$$A(\sigma, \omega)E_j^s = b(\sigma, \sigma_p, \omega, E_j^p),$$

où A est la matrice de propagation fonction de la fréquence, et b le terme source correspondant à l'origine des diffractions (non-nul là où σ diffère de σ_p et proportionnel à E_p).

Pour les modèles de taille modeste et si l'on dispose d'une plateforme de calcul suffisamment puissante, on préfère utiliser un solveur direct parallélisé (ex : MUMPS) stable et précis, et permettant l'ajout de termes sources additionnels pour un surcoût faible. Pour les modèles plus conséquents, une alternative consiste à utiliser un solveur itératif, moins stable et nécessitant un maillage plus fin, mais beaucoup moins gourmand en mémoire. En revanche, chaque nouveau terme source requiert un nouveau système à résoudre, augmentant de façon significative les temps de calcul.

Finalement, une fois le champ électrique calculé en tout point de la grille, on utilise un opérateur de projection R pour extraire le champ sous sa forme souhaitée correspondant au point de mesure :

$$d_{calij} = R_{ij}E_j.$$

L'opérateur R permet d'extraire du champ E la composante souhaitée du champ électrique ou du champ magnétique, et inclut également un interpolateur s'appliquant sur le logarithme de la densité du courant secondaire plutôt que sur le champ électrique qui est discontinu à la surface.

b) Inversion 3D des données :

Le problème inverse associé aux données EM est un problème fortement non-linéaire (non linéarité entre les données et le modèle de conductivité). La résolution de ce type de problème requiert donc un grand nombre de fois la résolution du problème direct. La stratégie choisie pour l'inversion est donc fortement liée au problème direct et au choix de la méthode utilisée. Deux approches sont classiquement utilisées pour résoudre les problèmes inverses non-linéaires de grandes tailles : La méthode Gauss-Newton, et les méthodes de type descente de gradient où le gradient est calculé par méthode adjointe. Dans les deux cas, le modèle de conductivité est mis à jour de la façon suivante :

$$m_{k+1} = m_k + \alpha \Delta m$$

1) La méthode Gauss-Newton consiste à résoudre à chaque itération le système linéaire suivant pour déterminer une direction de descente :

$$H \Delta m = -\gamma,$$

où le gradient et le Hessien sont respectivement $\gamma = \Re(J^H \Delta d)$ et $H = \Re(J^H J)$.

Cette approche nécessite le calcul explicite des dérivées de Fréchet J , c'est-à-dire qu'à chaque itération, la résolution d'un problème direct pour chaque données (nb stations * nb composantes * nb émetteurs * nb fréquences), en plus de celles nécessaires au calcul des données. Pour les gros modèles, et pour les jeux de données conséquents, cette opération devient rapidement irréalisable, même sur de gros calculateurs. Pour une centaine de stations et un ou deux émetteurs, cette approche reste faisable sur de petits calculateurs. Le solveur LSQR est ensuite parfaitement adapté à la résolution de ce type de système (Grayver et al., 2013).

2) la méthode de l'état adjoint consiste à n'utiliser que le gradient de la fonction coût et à le calculer par la méthode adjointe ne requérant qu'une résolution du problème direct par source et par fréquence. Le Hessien n'est pas utilisé ou remplacé par un préconditionneur. C'est le cas de la méthode l-BFGS qui utilise les gradients précédents pour approcher le Hessien (Nocedal and Wright, 2006). Des approches d'adjoint d'ordre 2 permettent également de prendre en compte l'effet du Hessien sans calcul explicite des dérivées (Métivier et al. 2013).

En pratique, pour les problèmes d'imagerie en EM, la forte décroissance des champs implique une chute très rapide de la sensibilité avec la profondeur et la distance à la source, telle que l'utilisation du Hessien est indispensable si l'on veut espérer reconstruire les structures profondes. La méthode Gauss-Newton + LSQR est donc généralement préférable (Grayver et al. 2013). Pour les problèmes de plus grandes dimensions, la méthode adjoint+l-BFGS peut être utilisée moyennant l'utilisation d'une pondération des données et d'une re-paramétrisation du problème. Plessix et Mulder (2008) propose une pondération des données combinée à un changement de variable (depth scaling) permettant de compenser la perte de sensibilité en profondeur et favoriser ainsi la reconstruction des structures profondes au cours de l'inversion itérative. Cette méthode implique toutefois de nombreux boutons de réglages, délicats à utiliser. Notre stratégie consiste à combiner l'inversion Gauss-Newton avec un changement de variable et

des pondérations des données adaptées au type d'acquisition inspirés de Plessix et Mulder (2008).

La même approche peut être utilisée pour la MT et pour la CSEM. La fonction coût est définie comme la norme des résidus au sens des moindres carrés pondérés et les résidus sont définis pour la comme la différence des logarithmes des données :

$$f(\sigma) = \frac{1}{2} \Delta d^H W_d^h W_d \Delta d,$$

avec W_d une matrice diagonale pouvant inclure les covariances et/ou une pondération des données. D'autre part, le résidu est défini comme :

$$\Delta d = \log(d_{\text{cal}}) - \log(d_{\text{obs}}).$$

Pour la CSEM, les données sont définies comme chaque composante des champs enregistrés (électrique et/ou magnétique) pour chaque station, chaque émetteur et chaque fréquence, et la pondération W_d contient l'inverse du module d'un champ de référence, de façon à donner une contribution comparable à chaque donnée. Pour la MT, les données d_{cal} et d_{obs} sont définies comme les 4 composantes du tenseur complexe MT (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} et Z_{yy}) pour chaque fréquence et chaque station. Le tenseur est reconstruit à partir des champs générés par deux polarisations de sources orthogonales placées en conditions d'ondes planes (champs lointain).

Comparaison de la résolution de l'inversion 3-D pour des acquisitions MT, CSEM, et CSEM LEMAM

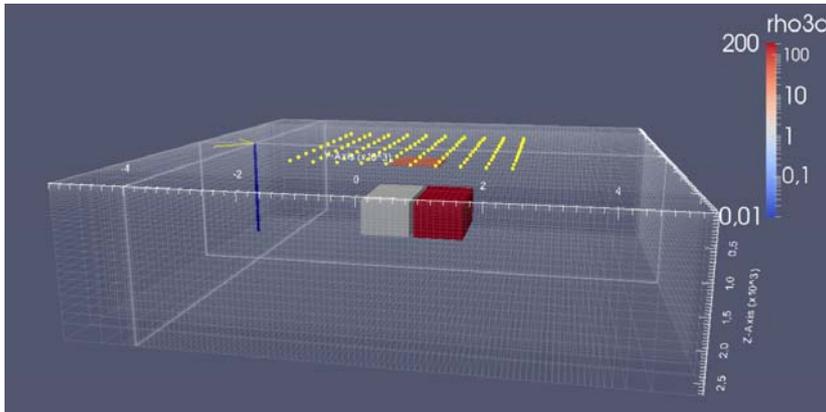


Figure 1: Modèle de résistivité utilisé (inspiré de Grayver et al. (2013))

Afin de comparer la capacité de résolution des différents types d'acquisition, nous utilisons un modèle de conductivité synthétique simple (figure 1) tiré de Grayver et al. (2013). Il est constitué d'un milieu homogène à $5 \Omega\text{m}$, d'une anomalie fine à $50 \Omega\text{m}$ à 300m de profondeur, et de deux anomalies à $1 \Omega\text{m}$ et $200 \Omega\text{m}$ situées entre 1 km et 1.8 km de profondeur. 100 stations espacées de 500 m sont utilisées. Pour la CSEM, 2 dipôles émetteurs d'1km sont utilisés (traits jaunes à gauche sur la figure 1). 5 fréquences sont considérées simultanément : 0.03125 Hz (32s), 0.125Hz (8s), 1Hz, 4Hz et 16Hz.

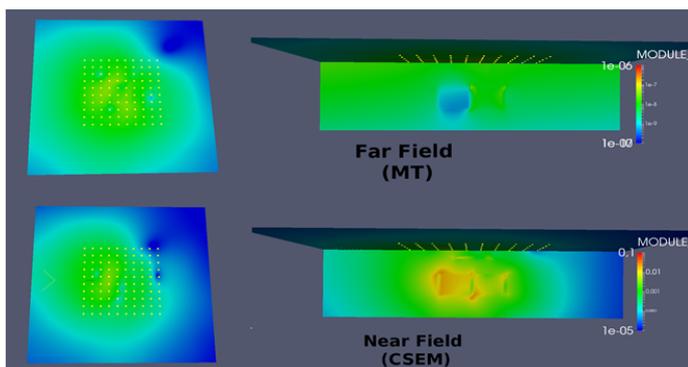


Figure 2: Module de la partie réelle du champ électrique secondaire à 0.03125Hz (32s) pour une source en champ lointain utilisée pour générer les données MT (haut, échelle de 10^{-7} - 10^{-6}) et une source en champ proche utilisées pour les données CSEM (en bas, échelle de 10^{-5} à 0.1). On note des différences de résolution et de dynamique.

Les données inversées sont générées avec le même code que celui utilisé pour l'inversion. La figure 2 montre le module de la partie réelle du champ électrique secondaire (champ généré par les 3 anomalies) respectivement pour l'un des dipôles émetteur considérés pour la CSEM (figures du bas), c'est à dire en champ proche, et pour l'une des sources utilisées pour générer les données MT (figures du haut), c'est-à-dire en champ lointain. On voit que le champ secondaire généré pour une source lointaine est plus lisse que pour une source en champ proche. On voit également que la dynamique du champ est beaucoup plus faible pour une source lointaine (1 ordre de grandeur) que pour la source proche (4 ordres de grandeur). Ces éléments laissent supposer que la résolution obtenue avec des données MT sera moins bonne qu'avec une source artificielle proche. En revanche, le champ primaire étant plus homogène

avec les sources lointaines, l'éclairage des cibles est plus homogène. Il est donc possible que l'utilisation d'une unique position de source en CSEM laisse des zones d'ombre lors de la reconstruction, et que la sensibilité soit trop hétérogène et rende la reconstruction 3-D difficile, ce qui ne sera pas le cas avec les données MT.

La figure 3 montre le résultat d'inversion après 2 itérations pour des données MT (à gauche) ainsi que la sensibilité à la première fréquence (à droite). La répartition spatiale de la sensibilité est relativement homogène sur le dispositif en dessous du réseau de stations. La sensibilité décroît ensuite en dehors du dispositif. L'inversion de ces données permet la reconstruction 3-D de l'anomalie résistive en surface, de l'anomalie conductrice profonde, et dans une moindre mesure est sensible à l'anomalie résistive profonde.

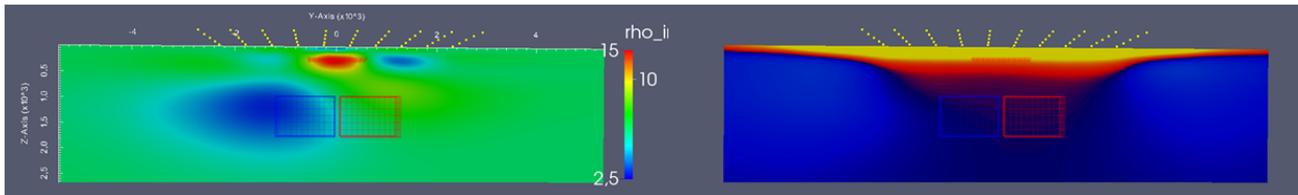


Figure 3: Inversion des données MT (a) Modèle de résistivité inversé (b) Somme des sensibilités à la 1ère fréquence (32s)

La figure 4 montre le résultat d'inversion pour les données de CSEM avec deux polarisations de sources orthogonales en surface et la sensibilité (à droite). La sensibilité est extrêmement hétérogène, avec une concentration à proximité de l'émetteur. En conséquence, l'inversion ne parvient pas du tout à reconstruire le milieu et concentre les anomalies à proximité de la source. Ceci s'explique car la sensibilité à l'inversion est directement liée à l'amplitude des champs, et est donc particulièrement forte proche des sources. L'utilisation d'un grand nombre d'émetteurs comme en CSEM marine pétrolière permet de mitiger cet effet, mais est difficilement réalisable en pratique terrestre.

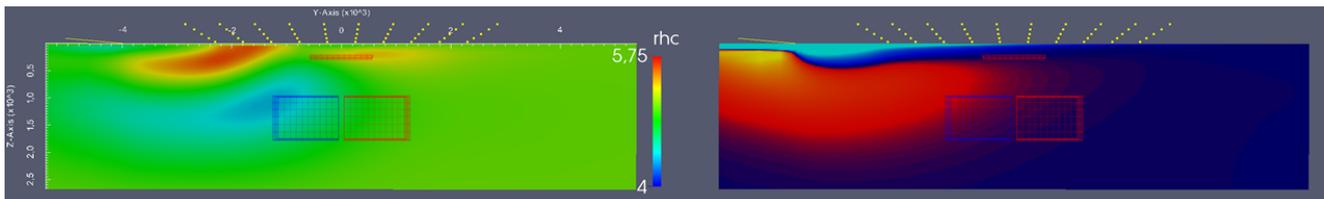


Figure 4 : Inversion des données CSEM pondérées: (a) Modèle de résistivité (b) Somme des sensibilités à la 1ère fréquence (32s)

Une autre solution testée consiste à recombinaison des données de CSEM sous la forme d'un pseudo-tenseur MT (bien que la source soit en champ proche). Cette reformulation permet de réduire fortement l'empreinte de l'émetteur dans les sensibilités et permet à l'inversion de converger et ainsi reconstruire le milieu en 3D. Le résultat d'inversion des données CSEM reformulées en tenseur MT est présenté figure 5. La singularité de la sensibilité à proximité de la source est mitigée et les anomalies sont cette fois reconstruites.

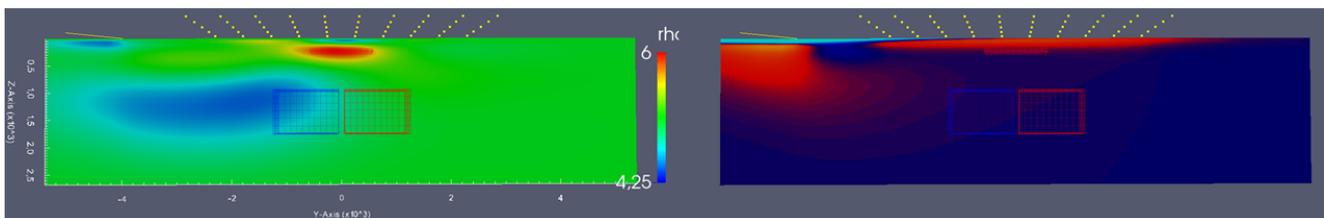


Figure 5 : Inversion des données CSEM reformulées sous la forme d'un pseudo-tenseur MT : (a) Modèle de résistivité (b) Somme des sensibilités à la 1ère fréquence (32s).

Conclusions

Nous comparons ici la reconstruction 3-D de la conductivité du sous-sol avec deux types de données MT et CSEM avec une seule position d'émetteur. Nous montrons que moyennant une reformulation sous la forme d'un pseudo-tenseur MT, les données CSEM permettent une reconstruction 3-D fidèle du milieu de façon similaire à la MT pour la configuration d'acquisition et le modèle de résistivité électrique choisis.

Influence du bruit ambiant et des variations d'humidité saisonnières. Rapport final BRGM/RP-60982-FR, 88p. Link : http://pmb.brgm.fr/brgm/brgm_broogle_notice.php?id=143501

Girard J.-F., Coppo N., Rohmer J., Bourgeois B., Naudet V. and Schmidt-Hattenberger C. (2011) – Time-lapse CSEM monitoring of the Ketzin (Germany) CO₂ injection using 2×MAM configuration. *Energy Procedia*, 4, 3322-3329.

Girard, J. F., Coppo, N., Wawrzyniak, P., Bourgeois, B., Baltassat, J. M., & Galaria, A. (2015). Resistivity Imaging for Geothermal Exploration, using Controlled-Source EM where Magneto-Telluric is Not Applicable: Model and Field Study. In *IRENA Meeting on Island Energy Transitions*.

Girard, J. F., Coppo, N., Galaria, A., Taillame, A. L., Traineau, H., Bourgeois, B., ... & Barbier, R. (2014) Geothermal exploration of the Lamentin area using Controlled-Source EM method (Martinique, Lesser Antilles, France). In *Deep Geothermal Days 2014*.

Grayver, A. V., Streich, R., & Ritter, O. (2013). Three-dimensional parallel distributed inversion of CSEM data using a direct forward solver. *Geophysical Journal International*, ggt055.

Nocedal, J., & Wright, S. (2006). *Numerical optimization*. Springer Science & Business Media.

Métivier, L., Bretaudeau, F., Brossier, R., Operto, S., & Virieux, J. (2014). Full waveform inversion and the truncated Newton method: quantitative imaging of complex subsurface structures. *Geophysical Prospecting*, 62(6), 1353-1375.

Plessix, R. E., & Mulder, W. A. (2008). Resistivity imaging with controlled-source electromagnetic data: depth and data weighting. *Inverse problems*, 24(3), 034012.

Streich, R. (2009). 3D finite-difference frequency-domain modeling of controlled-source electromagnetic data: Direct solution and optimization for high accuracy. *Geophysics*, 74(5), F95-F105.

Modélisation sismique expérimentale à échelle réduite: Analyse quantitative de la reproductibilité de la source et stratégie innovante pour repousser les effets de bord

Pageot D.^{1,2}, Leparoux D.¹, Durand O.¹, Le Feuvre M.¹, Côte P.¹ et Capdeville Y.³

1. LUNAM Université, IFSTTAR, GERS, GeoEND, F-44340 Bouguenais, France.

2. OSUNA.

3. Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, UMR6112, CNRS, Université de Nantes, France.

Introduction

Les modélisations et mesures sismiques en laboratoire sur modèles réduits sont au centre de plusieurs projets de recherche en géophysique depuis plusieurs dizaines d'années. L'approche expérimentale se positionne comme une étape intermédiaire entre les modélisations numériques et les campagnes de faisabilité sur le terrain. Pour cette approche, le laboratoire de Mesure Ultrasonore Sans Contact, MUSC (fig.1(a)), a été développé au sein de l'IFSTTAR. MUSC est équipé d'un transducteur piézo-électrique pour générer la source et d'un interféromètre laser pour l'enregistrement des déplacements particuliers à la surface des modèles. Technologies particulièrement adaptées pour générer des ondes de surface à échelle réduite (Mainsant et al., 2012). Cependant, la simulation d'une source ponctuelle, comme celle d'un tir à la masse, est limitée à échelle réduite du fait des dimensions des transducteurs piézo-électriques. Ce problème a été résolu avec MUSC en ajoutant un adaptateur conique au transducteur qui permet un rayonnement de la source comparable à celui généré par une force ponctuelle verticale (Bretaudeau et al., 2011). De plus, MUSC permet un déplacement précis de la source et du récepteur ($< 10 \mu m$), permettant de réaliser des acquisitions multisources-multirécepteurs utilisables pour l'imagerie de la subsurface par inversion de forme d'onde complète (Bretaudeau et al., 2013). Une récente amélioration de l'interféromètre laser permet maintenant d'enregistrer la composante horizontale (Valensi et al., 2015). L'objectif de ce travail est d'augmenter le potentiel de MUSC afin d'en faire un outil permettant de produire des données expérimentales distribuables auprès de la communauté scientifique. Ainsi, notre travail s'est porté sur trois points: (1) la capacité à produire des données expérimentales 2D utilisables pour les différentes méthodes d'imagerie sismiques, (2) valider la reproductibilité des données et donc, de la source, et (3) repousser les effets de bord liés aux dimensions finies des modèles réduits. Ces trois points permettront de faciliter la réalisation d'acquisitions multisources-multirécepteurs simulant des acquisitions pour l'imagerie de la subsurface. Pour atteindre ces objectifs, nous nous sommes appuyés sur un algorithme de modélisation de propagation d'onde basé sur la méthode des éléments spectraux (Komatitsch et al., 1998).

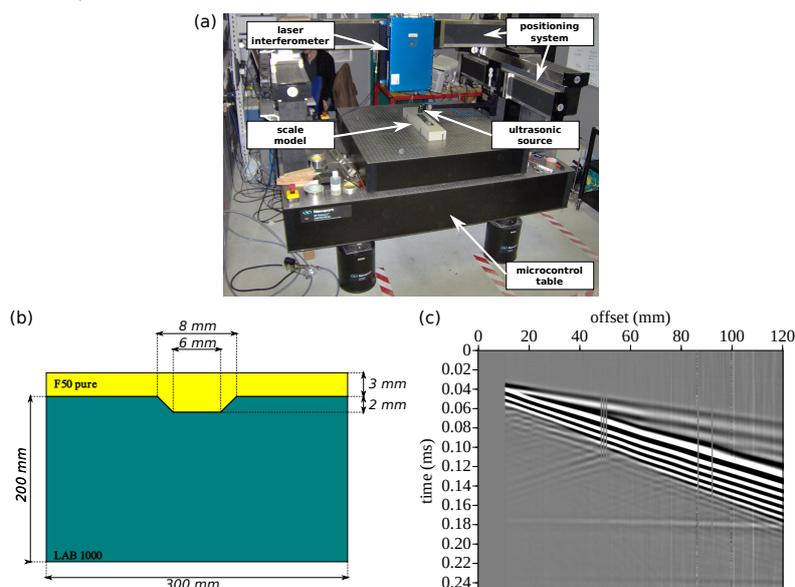


Figure 1 (a) Photographie du banc de Mesure Ultrasonore Sans Contact (MUSC). (b) Modèle à échelle réduite BiAlt. (c) Exemple de sismogramme expérimental obtenu pour le modèle BiAlt.

Ligne source expérimentale

Les méthodes d'imagerie haute résolution, telle que l'inversion de forme d'onde complète sont, sauf rare cas très limités, développées dans l'approximation 2D pour des raisons de coût calcul. Ces algorithmes ne peuvent donc théoriquement utiliser que des données 2D correspondant à la réponse du milieu à une excitation provenant d'une ligne-source. L'équivalent 2D de données réelles 3D est généralement obtenu en appliquant une correction de la dispersion géométrique. Cette correction va de la simple convolution du signal par $\sqrt{t^{-1}}$ à des méthodes dont les résultats sont conditionnés par divers paramètres (ex:offset), comme la méthode hybride développée par Schafer et al. (2014). Cependant, ces corrections ont une efficacité limitée et le signal n'est jamais parfaitement converti en réponse 2D du milieu. Par conséquent, les résultats des inversions sont soumis à une incertitude ne permettant pas leur validation. Contrairement aux acquisitions de terrains, MUSC permet de générer des ligne-sources finement échantillonnées par de multiples point-sources. Pour tester cette approche, nous utilisons un bloc d'epoxy-resine homogène de $500 \times 504 \times 115 \text{ mm}$ ayant les propriétés physiques suivantes: $V_p = 2300 \text{ m.s}^{-1}$, $V_s = 1030 \text{ m.s}^{-1}$ et $\rho = 1800 \text{ kg.m}^{-3}$. La ligne-source est composée de 641 point-sources espacés de 0.5 mm et nous considérons ici une seule position de récepteurs à 45 mm de la ligne-source (perpendiculairement et centré). Le sismogramme résultant est présenté dans la figure 2(a). La figure 2(b) fait la comparaison entre la réponse 3D du milieu, correspondant à la trace centrale du sismogramme (fig.2(a)), et la réponse 2D, correspondant à la sommation de l'ensemble des traces du sismogramme. Les différences en termes d'amplitude, de phase, et plus généralement de forme d'onde, sont très apparentes et viennent confirmer l'impossibilité d'utiliser ce genre de données avec des techniques telle que la FWI. Afin de valider notre approche, nous appliquons la méthode hybride sur le signal correspondant à la réponse 3D du milieu et nous confrontons le résultat à la réponse 2D du milieu obtenue par sommation. La figure 2(c) montre que la réponse 3D corrigée et la réponse 2D correspondent aussi bien en termes d'amplitude, de phase et de forme d'onde sur la plus grande partie du signal. Un problème, en terme d'amplitude, persiste cependant pour l'onde P réfléchi à la base du modèle et peut être potentiellement rattaché aux limites d'applicabilité de la correction de la dispersion géométrique. Cependant, ce résultat permet d'affirmer que MUSC est adapté à la production de données expérimentales 2D directement utilisables par les méthodes d'imagerie haute-résolution.

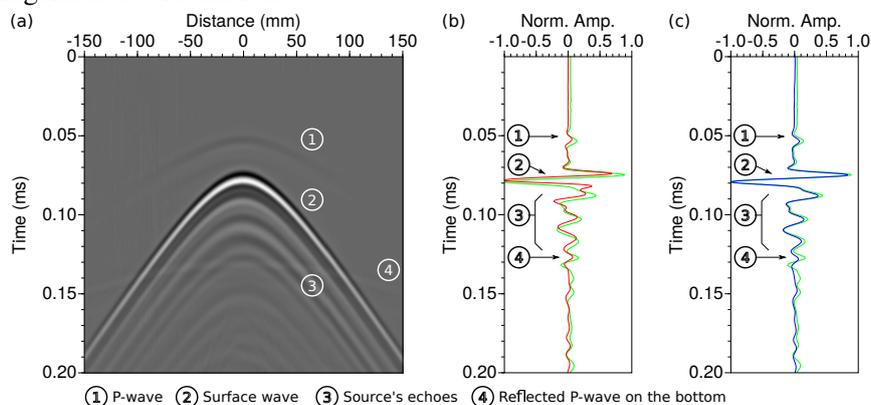


Figure 2 (a) Sismogramme expérimental pour une ligne source et un récepteur (offset 45 mm). (b) Comparaison entre la réponse 3D du milieu (rouge) et la réponse 2D du milieu (vert) obtenue par sommation de l'ensemble des traces. (c) Comparaison entre la réponse 2D du milieu (vert) et la réponse 3D corrigée de l'effet de dispersion géométrique.

Reproductibilité de la source

Afin d'évaluer la capacité de MUSC à produire des données reproductible, et donc évaluer la capacité à reproduire l'excitation de la source de manière identique d'un tir à l'autre, dix mesures standard (point-source) ont été réalisées sur le modèle homogène présenté dans la section précédente. L'acquisition était composée de 121 positions de récepteur espacées de 1 mm avec un déport source-récepteur minimum de 10 mm . Les données enregistrées pour tous les tirs sont comparables entre elles, avec un coefficient de corrélation, par rapport à la moyenne des données, supérieur à 0.98 . La très grande similitude entre les données impliquent une très grande similitude entre les fonctions source injectées dans le modèle par le transducteur piézo-électrique. La figure 3(a) présente la comparaison entre la fonction source théorique

(Ricker) et la fonction source estimée par déconvolution entre les données expérimentales et les données synthétiques équivalentes (Pratt, 1999). L'écho de la source expérimentale est visible entre $t = 0.04 \text{ ms}$ et $t = 0.10 \text{ ms}$. Le fait que la fonction source soit constante pour une succession de tirs sur un même modèle ne signifie pas pour autant que cette fonction source soit la même sur un autre modèle. Nous avons donc réalisé un test en aveugle avec des données mesurées sur le modèle *BiAlt* (fig.1(b,c)). Ce modèle a toutefois la particularité d'avoir la couche supérieure constituée du même matériau que le bloc homogène ayant servi à estimer la fonction source effective. Le couplage transducteur-matériau doit donc être le même. La figure 3(b) montre la comparaison entre les données expérimentales et les données synthétiques, obtenues en utilisant la fonction source théorique, où les différences en termes d'amplitudes entre les deux sismogrammes sont assez importantes, notamment pour les ondes de surface. Au contraire, si la fonction source effective est utilisée lors de la modélisation numérique, les deux sismogrammes sont comparables (fig.3(c)). Ce dernier résultat nous permet d'avancer que la fonction source effective est toujours identique pour un couplage transducteur-matériau donné à une fréquence donnée. Par conséquent, il est possible d'utiliser directement la source effective correspondante dans un processus d'imagerie sans avoir à estimer la source à la volée. De plus, cela conforte la robustesse de MUSC pour la production de données utilisables pour l'imagerie haute-résolution.

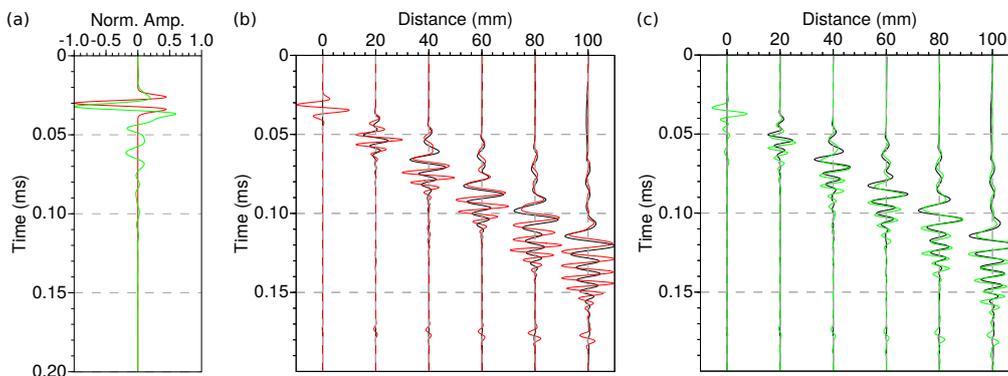


Figure 3 (a) Comparaison entre la forme d'onde théorique de la source (Ricker) et la forme d'onde estimée transmise par le transducteur pour un milieu homogène. (b) Comparaison des données expérimentales (noire) et des données synthétiques utilisant la forme d'onde théorique (rouge). (c) Comparaison des données expérimentales (noire) et des données synthétiques utilisant la forme d'onde de source estimée (vert).

Repousser les effets de bord

L'un des problèmes des mesures sismique en laboratoire est d'obtenir des données correspondant à un milieu semi-infini en utilisant un modèle avec des dimensions finies. Jusqu'à présent, pour surmonter le problème des ondes réfléchies sur les bords verticaux, la solution consiste à étendre suffisamment le modèle autour du champ d'acquisition, de sorte que les temps de parcours des ondes réfléchies entre les bords et les récepteurs soient les plus grands possible. Cette extension est défini suivant des règles de dimensionnement précises et dépendra de la géométrie d'acquisition, des longueurs d'onde propagées et donc, des fréquences et des vitesses de propagation des ondes. Les modèles qui en résultent peuvent atteindre des dimensions de $600 \times 600 \times 300 \text{ mm}$ et peser jusqu'à 200 kg , ce qui les rend extrêmement difficiles à manipuler. De précédents travaux ont proposé une géométrie spécifique des bords afin d'augmenter le temps de parcours de ces ondes réfléchies (Tatham et al., 1983). Cependant, ces géométries n'entraînent pas de réelles diminutions des dimensions des modèles, notamment sa base. Ici, nous proposons une nouvelle géométrie qui permet d'augmenter le temps de parcours des ondes réfléchies indésirables tout en réduisant efficacement les dimensions des modèles. La solution testée ici consiste simplement à arrondir les angles des modèles d'un rayon supérieur ou égal à la longueur d'onde centrale (λ_0) se propageant dans le milieu (fig.4(a)): $\lambda_0 = f_0/c$, où f_0 est la fréquence centrale et c la vitesse du milieu. Cet arrondi permet d'absorber une large bande du spectre des ondes de volumes et de guider les ondes de surface vers la base du modèle, le long des bords verticaux. Un test numérique a d'abord été réalisé pour une source positionnée à 4 cm d'un bord vertical dans un milieu caractérisé par les paramètres suivants: $V_p = 2850 \text{ m.s}^{-1}$, $V_s = 1400 \text{ m.s}^{-1}$, $\rho = 1500 \text{ kg.m}^{-3}$, et les acquisitions sont composées de 101 positions de récepteurs espacés de 1 mm (fig.4). Les figures 4(b) et (c) montrent

des instantanés de la propagation des ondes pour le temps $t = 0.08 \text{ ms}$, respectivement pour les plans d'acquisition *A* et *B*. Alors que les réflexions sur les bords verticaux apparaissent aux alentours de 25 mm pour la ligne *A*, aucune réflexion forte apparaît à la surface pour la ligne *B*. Cela est en outre illustré sur les figures 4(c) et (d), où les sismogrammes correspondant montrent la disparition de l'arrivée réfléchie. On notera que l'écho linéaire qui apparaît sur la figure 4(d) à $t = 0.11 \text{ ms}$ est un écho tardif de la source et non une réflexion, comme montré par d'autres résultats expérimentaux. Cette nouvelle géométrie de modèle à échelle réduite pour les mesure sismique en laboratoire est prometteur et permet une réduction des dimensions des modèles d'au moins 25%.

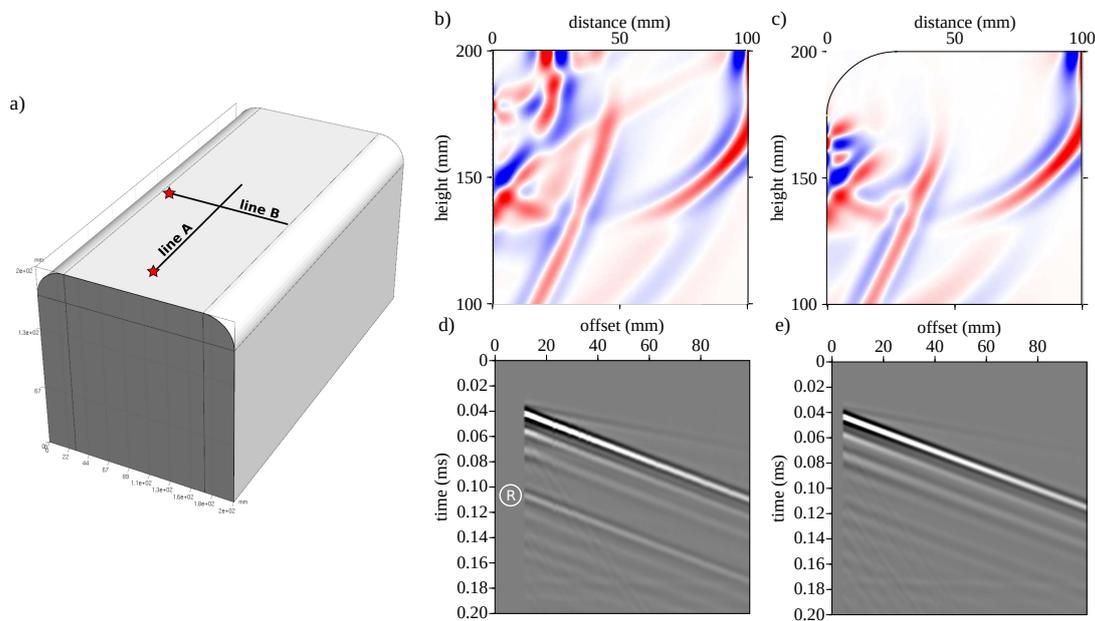


Figure 4 (a) Modèle et acquisitions. (b,c) Instantanés de la propagation des ondes au temps $t=0.08 \text{ ms}$ pour (b) le plan line-A et (c) le plan line-B. (d,e) Sismogrammes expérimentaux pour (d) l'acquisition line-A et (e) l'acquisition line-B.

Conclusions

Ces trois études ont permis d'affiner les capacités de MUSC à produire des données expérimentales robustes: (1) en permettant la production de données expérimentales 2D, (2) en validant la reproductibilité des données et de la fonction source, et (3) en développant une nouvelle géométrie permettant d'augmenter de se rapprocher d'acquisitions en milieu semi-infini tout en réduisant efficacement les dimensions des modèles.

References

- Bretaudeau, F., Brossier, R., Leparoux, D., Abraham, O. and Virieux, J. [2013] 2d elastic full-waveform imaging of the near-surface: application to synthetic and physical modelling data sets. *Near Surface Geophysics*.
- Bretaudeau, F., Leparoux, D., Durand, O. and Abraham, O. [2011] Small-scale modeling of onshore seismic experiment: A tool to validate numerical modeling and seismic imaging methods. *Geophysics*, **76**(5), T101–T112.
- Komatitsch, D., Vilotte, J.P., Vai, R., Castillo-Covarrubias, J.M. and Sánchez-Sesma, F.J. [1998] The Spectral Element Method for Elastic Wave Equation: Application to 2-D and 3-D Seismic Problems. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, **45**, 1139–1164.
- Mainsant, G., Jongmans, D., Chambon, G., Larose, E. and Baillet, L. [2012] Shear-wave velocity as an indicator for rheological changes in clay materials: Lessons from laboratory experiments: S-wave velocity in clay. *Geophysical Research Letters*, **39**.
- Pratt, R.G. [1999] Seismic waveform inversion in the frequency domain, Part 1: Theory and verification in a physical scale model. *Geophysics*, **64**(3), 888–901.
- Schafer, M., Gross, L., Forbriger, T. and Bohlen, T. [2014] Line-source simulation for shallow-seismic data. part2: full-waveform inversion – a synthetic 2-d case study. *Geophysical Journal International*, **198**, 1405–1418.
- Tatham, R.H., Goolsbee, D.V., Massell, W.F. and Nelson, H.R. [1983] Seismic shear-wave observations in a physical model experiment. *Geophysics*, **48**(6), 688–701.
- Valensi, R., Leparoux, D., Durand, O., Bretaudeau, F. and Cote, P. [2015] Multicomponent reduced scale seismic modeling : upgrade of the musc laboratory with application to polarization observations. *Geophysical Journal International*.

Seismic surface-wave analysis for railway platform auscultation

L. Bodet (UPMC), S. Pasquet (UPMC), A. Dhemaied (SNCF Réseau), J. Boisson-Gaboriau (SNCF Réseau), Y.J. Cui (École des Ponts ParisTech), P. Leroux (SNCF Réseau), S. Nebieridze (SNCF Réseau), A.M. Tang (École des Ponts ParisTech), J.M. Terpereau (SNCF Réseau) & Q. Vitale (Université du Maine)

The renewal of existent railways requires the characterisation of the mechanical properties of railway platforms (RP), thus raising the need to select appropriate maintenance actions. Conventional techniques (geotechnical soundings, coring) remain local, destructive, expensive and with low yields. Using non-destructive investigation techniques for local diagnosis and monitoring thus appears of great interest for enhancing RP control. Seismic surface-wave methods have been proposed to estimate *in situ* mechanical parameters of the superficial layers below railways. In this context, a joint geotechnical and seismic survey was carried out along the Northern Europe high-speed line (LGV) in order to precisely determine the origins of a phenomenon affecting the geometry of the track. Strong *a priori* knowledge of the RP structure allowed for inverting dispersion measurements for 1D VS models along the track. The results showed a contrast of VS in the loess lying below the RP, between areas where the phenomenon was observed and those it was not. This contrast was confirmed by Bender Elements measurements of VS performed on core drilling samples, and corresponded to the lateral variations observed along the track. These results encourage considering dispersion measurements as an appropriate tool of RP monitoring.

Introduction

The renewal of existent railway lines requires an accurate characterisation of the mechanical properties of the railway platforms (RP), thus raising the need to select appropriate maintenance actions, especially concerning local phenomena. The required data (bearing capacity, cone resistance etc.) depend mainly on the mechanical properties of the materials constituting these structures and the soil supporting the RP. But their accessibility is particularly difficult due to operational constraints. Furthermore, conventional techniques (geotechnical soundings, coring) remain local, destructive, expensive and with low yields. The use of non-destructive investigation techniques for local diagnosis and monitoring is of great interest for enhancing the control of RP. Ground penetrating radar is for instance used for the auscultation of the surface layers (Hugenschmidt et al., 2013) but does not assess the mechanical properties of RP. This technique, widely used in low attenuating medium, suffers from its great sensitivity to metal components and conductive media (*e.g.* clay), and from “three-dimensional” (3D) effects due to local geometry. Other geophysical techniques are used to characterise the RP such as micro-gravity to locate cavities and/or decompressed areas (Nebieridze and Leroux, 2012), but they also do not provide information about the mechanical properties of soils.

In such a context, seismic methods have been proposed to estimate *in situ* mechanical parameters of the superficial layers of the subsurface (compression and shear moduli) below railways, with sufficient resolution while maintaining high yields in terms of auscultated linear. For that purpose, seismic data sets can be acquired and interpreted in order to: (i) better define the variability of the mechanical properties of the involved materials; and (ii) better characterise the structure and mechanical behaviour of RP and soils on which they are grounded. Body wave (compression (P) and/or shear (S) wave) seismic refraction for instance allows for easily defining the geometry of the medium and the associated P- and S-wave propagation velocities (VP and VS, respectively). Although regarded as quick to implement and relatively simple to process, refraction seismic suffers from certain limitations that may complicate the interpretation of seismograms (*e.g.* presence of 3D structures or velocity inversion; difficulty in identifying the first arrivals in the presence of noise, especially in the case of S-wave studies). All these elements may limit the applicability of seismic refraction in the characterization of RP.

As an alternative to shear-wave refraction seismic, surface-wave methods are now classically suggested (*e.g.* Socco et al., 2010). Surface-wave prospecting, thanks to the guided character of these seismic events, appears to be less sensitive to the strong 3D character of the structures classically encountered in civil engineering (Karl et al., 2011). In addition, recent studies show an increasing interest for the implementation of surface-wave methods directly related to geotechnical issues (Heitor et al., 2012), even in railway context (Donohue et al., 2014; Hwang and Park, 2014).

Context and geotechnical results

A phenomenon affecting the geometry of the track on the Northern Europe high-speed line (LGV) was recently noticed. The origins of this phenomenon are possibly linked to large variations in the nature of the soils involved or to drainage aspects. In order to precisely determine its origins, a geological and geotechnical survey has been proposed (Dhemaied et al., 2014). During this survey, the lithological units observed under the railway were as follows: (i) an embankment formed with less than 1 m of backfilled loess mainly originating from the creation of the RP; (ii) loess characterised by beige silt “more or less” clayey; and (iii) Campanian chalk, whitish with low flint content, containing thin glauconitic intervals. As for the RP, it lies on the loess and presents the typical structure defined by the LGV standard, as shown schematically in Figure 1. The observed phenomenon is more pronounced track 2 (T2) side.

The geotechnical study carried out on the site consisted in eight core drilling reaching 3 and 12 m deep (numbered CD1 to CD8), and five dynamic penetrometer soundings reaching 12 m in depth performed along the rail track. These field tests were supplemented by laboratory measurements of water content, Atterberg limits, methylene blue test, density, grain size distribution curve and compressive strength on samples of core drilling. The interpretation of results (Dhemaied et al., 2014) reflects the typical structure of the RP. Under the ballast, the sub-ballast layer and subgrade appear more compact than loess, themselves being less compact than chalk present between 6 and 7 m deep under the side path of the rail track. The water contents and densities values are similar in the loess layer for different core drilling samples at different depths. Geotechnical tests show no significant variability in the structure of the RP along T2, or from a track to another. This type of investigation was therefore not able to identify the origin of the observed phenomenon.

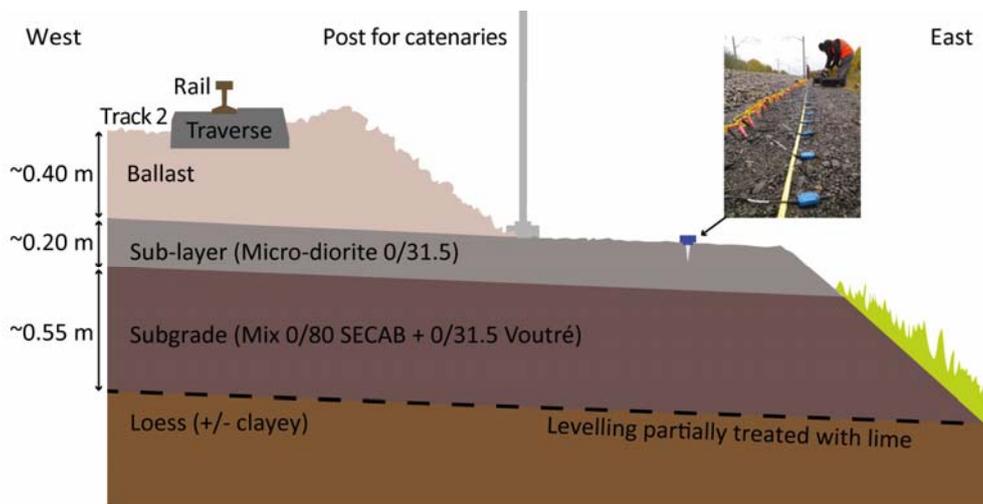


Figure 1 Schematic section of the studied railway platform. The inset photo shows a typical seismic device used on the track.

S-wave velocity measurements were also performed on core drilling samples using the Bender Elements (BE) technique (Lee and Santamarina, 2005). All samples were collected in the loess layer at one or more depths. The results, associated with water content and density measurements, have shown that the variation of VS (and therefore of the shear modulus) is correlated with the observed phenomenon along T2 (Dhemaied et al., 2014). For the same water content, the shear modulus turns

out to be a good indicator of the quality of the loess layer from which originates the observed phenomenon, and bring out a variation in mechanical properties between the area presenting the phenomenon and the one not presenting it. Such a laboratory study is however not systematically possible to monitor tracks along great distances. These results thus justify the alternative for VS characterisation with seismic methods.

Seismic acquisition and results

The seismic survey consisted in seven identical seismic acquisition setups carried out along T2, using vertical component geophones. The profiles were implanted on the side path to ensure good geophone coupling with the medium and overcome specific acquisition conditions on ballast (Hwang and Park, 2014). For each profile, we performed shots every 24 geophones and on both sides of the profile, one half receiver spacing away from the first and last geophones, using an aluminium plate hit vertically by a small hammer. The plate was hit several times at each position to increase signal-to-noise ratio. Profile P1 was carried out at the base of CD5 in the area where the phenomenon was initially observed, while the profile P2 was centred on CD8 in an area which never showed the phenomenon. Five other profiles (P3 to P7) helped to complete the survey between these two profiles and slightly south of the maintenance area where the phenomenon was spotted during the campaign (Figure 2).

For each profile, surface-wave dispersion images were extracted from both direct and reverse shots. To obtain these images, the wavefield was transformed, after correction for geometrical spreading, to the frequency-phase velocity (f - c) domain in which maxima should correspond to Rayleigh-wave propagation modes (Mokhtar et al., 1988). The comparison of both single dispersion images presented only slight differences (considering measurement errors). These images were then stacked in order to increase the signal-to-noise ratio. The stacked dispersion data present a strong “effective character”, with a large number of propagation modes hardly distinguishable. On each dispersion image, two distinct propagation modes were finally identified as fundamental (0) and first (1) higher modes, and extracted with an estimated standard error in phase velocity.

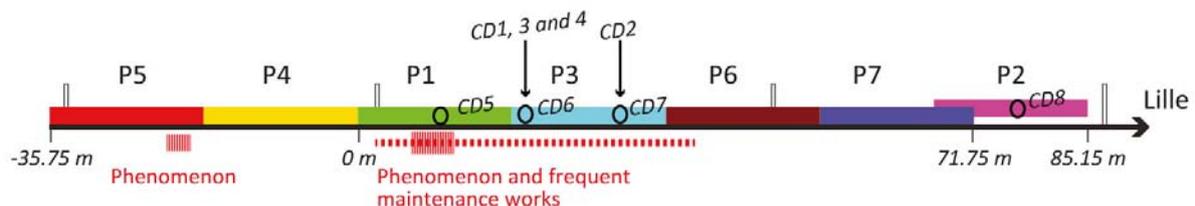


Figure 2 Schematic layout of the seismic profiles. The approximate positions of core drilling (CD#) are given for information.

Assuming a 1D tabular medium below each spread, we performed 1D inversion of dispersion data for each profile. We used the Neighbourhood Algorithm (NA) implemented for near-surface applications by Wathelet et al. (2004), which performs a stochastic search of a pre-defined parameter space (namely VP, VS, density and thickness of each layer). Based on our geological and geotechnical *a priori*, we used a parameterisation with a stack of three layers overlaying the half-space. The half-space depth (HSD), of great importance since it depends on the poorly known depth of investigation of the method, was fixed to 50 % of the maximum observed wavelength (*i.e.* 9 m). The valid parameter ranges for sampling velocity models was 10 to 750 m/s for VS in the three top layers and 10 to 1500 m/s in the half-space. The depths of the two top layers were allowed to vary between 0.1 and 1 m, while the depth of the third layer could range between 1 and 7 m. With such a parameterisation, the algorithm has strong *a priori* concerning the RP (number of layers in particular), but remains free to explore a wide range of models far from these *a priori*.

For each profile, dispersion data were inverted generating a total of 100500 models. The results are shown for P1 and P2 in Figure 3. Each model is represented with a colour depending on the difference

(misfit value) between the data and the calculated dispersion. Despite the freedom offered by the parameterisation, the models included in the error bars for P1 (Figure 3a) and P2 (Figure 3c) present two first layers at a depth of less than 1 m in average, but do not present any interface for the chalk. Between these first layers and the half-space, the “best models” present a third layer of at least 4 m with constant VS. A representation of the misfit in function of the thickness of this layer (HVS3) and the associated velocity (VS3) is given Figure 3. It confirms the impossibility of defining the depth of the chalk. However, this representation of the parameter space allows quantifying VS in loess (*i.e.* around 190 m/s for P1, Figure 3b; and 300 m/s for P2, Figure 3d). The resulting contrast corresponds to the lateral variations observed along T2 and confirmed by the BE measurements.

Conclusions

Dhemaied et al. (2014) showed with geotechnical testing and in particular thanks to BE tests that VS was a good indicator of the quality of soils constituting the RP. Unlike conventional geotechnical approaches (*e.g.* field or laboratory tests), the VS obtained with BE tests showed a correlation between the phenomenon affecting the geometry of the tracks and the mechanical state of the RP. Surface-wave methods were proposed to characterise VS in the soils constituting the RP. Strong *a priori* knowledge of the RP structure on this site then allowed for inverting dispersion measurements for 1D VS models along the track. A representation of the misfit in function of the thickness of the third layer (HVS3) and the associated speed (VS3) allowed quantifying VS in the loess along the side path and showed a contrast between the area where the phenomenon could be observed and in those it could not. This contrast corresponds to the lateral variations observed along T2 and confirmed by the BE measurements on core drilling samples. The proposed inversions were able to produce relevant results only thanks to strong available *a priori*. These results show that the measured dispersion can be considered as a control criterion of the RP state. This approach is currently tested on classic line. The first interpretation shows coherent results with geologic and historic knowledge of the studied site.

All this field experiments have to be multiplied on sites with different configurations (LGV, classic lines, ...) before being generalised. Finally, new tests are required to optimise this approach, its implementation (particularly concerning the inclusion of ballast) and processing (particularly concerning the inclusion of higher modes).

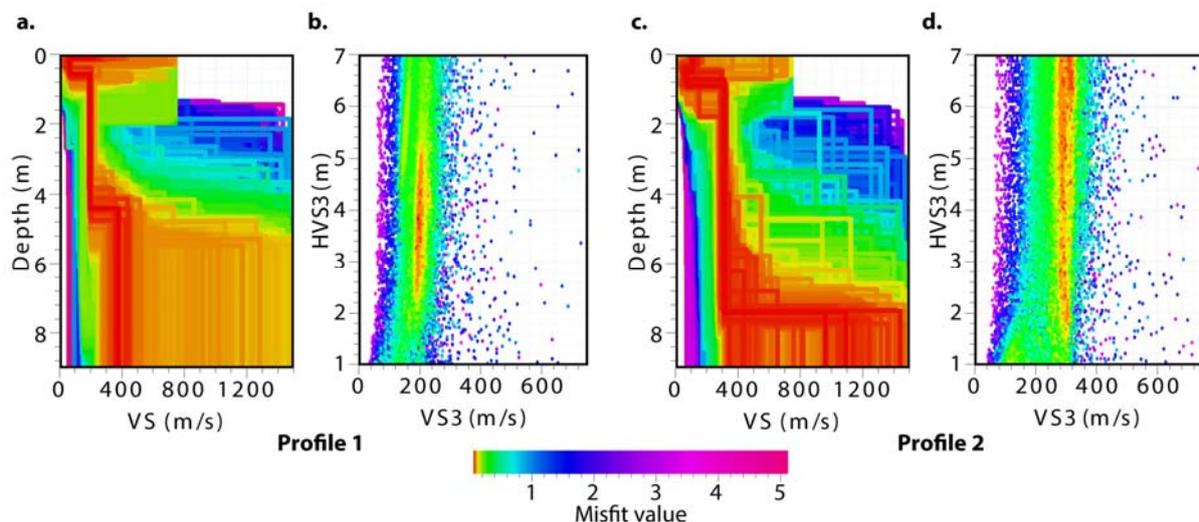


Figure 3 VS models obtained from surface-wave dispersion inversion for P1 (a) and P2 (c). Each generated model is represented with a colour depending of the difference (misfit value) between the data and the calculated dispersion. Representation of the misfit in function of the thickness in the third layer (HVS3) and the associated velocity (VS3) for P1 (b) and P2 (d).

References

- Dhemaied, A., Cui, Y.-J., Tang, A. [2014]. Étude de la sensibilité de la raideur mécanique des sols supports à la variation de la teneur en eau. Technical report, ENPC/SNCF.
- Donohue, S., Gunn, D. A., Bergamo, P., Hughes, E., Dashwood, B., Uhlemann, S., Chambers, J. E., Ward, D. [2014]. Assessing climate effects on railway earthworks using MASW. In: Near Surface Geoscience 2014.
- Lee, J., Santamarina, J. [2005]. Bender elements: Performance and signal interpretation. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 131(9), 1063–1070.
- Karl, L., Fechner, T., Schevenels, M., François, S., Degrande, G. [2011]. Geotechnical characterization of a river dyke by surface waves. *Near Surface Geophysics*, 9(6), 515-527.
- Heitor, A., Indraratna, B., Rujikiatkamjorn, C., Golaszewski, R. [2012]. Characterising compacted fills at Penrith lakes development site using shear wave velocity and matric suction. In: ANZ 2012 Conference Proceedings. pp. 1262–1267.
- Hugenschmidt, J., Kasa, C., Kato, H. [2013]. GPR for the inspection of industrial railway tracks. *Near Surface Geophysics*, 11(5), 485-491.
- Hwang, H.-J., Park, H.-C. [2014]. Evaluation of condition of gravel ballast layer on high-speed railway using surface wave method based on harmonic wavelet analysis of waves. *NDT & E International*, 68, 78–87.
- Mokhtar, T. A., Herrmann, R. B., Russell, D. R. [1988]. Seismic velocity and q model for the shallow structure of the Arabian shield from short-period Rayleigh waves. *Geophysics*, 53(11), 1379–1387.
- Nebieridze, S., Leroux, P. [2012]. Geotechnics, geophysics; a help to the earthworks diagnosis example: The excavation of Versigny. In: Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur 2012.
- Socco, L.V., Foti, S. and Boiero, D. [2010]. Surface-wave analysis for building near-surface velocity models - Established approaches and new perspectives. *Geophysics*, 75(5), 75A83-75A102.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M. [2004]. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, 2(4), 211–221.
-

Mesure vectorielle multi-capteurs pour la prospection magnétique multi-échelle

Bruno Gavazzi – Marc Munschy

bgavazzi@unistra.fr

École et Observatoire des Sciences de la Terre
Institut de Physique du Globe de Strasbourg
UMR 7516 (Université de Strasbourg – CNRS)
1 rue Blessig - 67084 Strasbourg Cedex

Les magnétomètres à vanne de flux (fluxgates) sont des appareils purement électroniques qui permettent la mesure des trois composantes du champ magnétique terrestre (Primdahl, 1979). Ces instruments permettent une mesure relative soumise à différents types d'erreurs intrinsèques aux capteurs et à une dérive liée aux variations de température. Une procédure simple sur le terrain permet néanmoins de les étalonner avec précision ainsi que de compenser l'aimantation du dispositif (Munschy et al., 2007). Cette compensation consiste à corriger le champ issu des aimantations du dispositif lui-même, ce qui n'est pas possible lors d'une mesure scalaire. Tout ceci a permis à l'École et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg de développer des dispositifs multi-capteurs compensés pour une mesure à des échelles allant du ras du sol à l'aérien, avec des résolutions centimétrique à kilométrique (Figure 1).



Figure 1 – Exemple de dispositifs mis en place à l'EOST. De gauche à droite et de haut en bas : prospection aérienne en collaboration avec Gyrolag ; Drone en collaboration avec ECA Robotics ; dispositif porté (résolution demi-métrique) ; dispositif traîné (résolution centimétrique) ; dispositif pour mesure verticale.

Ces différents dispositifs permettent d'adapter la mesure à une vaste gamme de contextes et domaines d'étude, comme en témoignent les différentes collaborations réalisées par l'EOST ces dernières années : exploration minière et uranifère (Fleury, 2011), détection d'UXO (Munschy et al., 2007), archéologie nationale (Munschy et al., 2012) et orientale (Colin et al, 2014, Gavazzi et al, in press).

À partir des mesures vectorielles, il est alors possible de calculer précisément l'anomalie de l'intensité du champ magnétique dans les domaines spatial et spectral et d'y appliquer différents outils d'interprétation issus de la théorie du potentiel (Munschy et Fleury, 2011). Ainsi, la position horizontale des sources peut être précisément déterminée et la profondeur estimée en fonction d'un facteur de forme (Gavazzi B., in press).

Le but de la communication est de présenter à travers différents exemples le fonctionnement et les dernières avancées de la méthode de mesure à l'aide de magnétomètres vectoriels à vanne de flux développée à l'EOST, d'évoquer son potentiel d'application ainsi que d'aborder les perspectives d'avenir en recherche et développement.

Bibliographie

- Colin F., Gavazzi B., Munschy M., Schuster M., Schwarz D., 2014, *Autour des points d'eau. Expansions et régressions d'un terroir irrigué de l'oasis de Bahariya (Égypte), des pharaons à nos jours. Idex interdisciplinaire Université de Strasbourg-CNRS*, in Colin, F. (éd.), *La Chronique d'Archimède*, Archimède 1, pp. 156-161.
- Fleury S., 2011, *Méthode magnétique appliquée à la prospection multi-échelle du sous-sol du bassin de Franceville*, Thèse de doctorat soutenue le 27 septembre 2011, Université de Strasbourg.
- Gavazzi B., Alkhatib-Alkontar R., Munschy M., in press, *Al-Yamāma: Geomagnetic mapping*, in: Schiettecatte J. and AL-Ghazzi A. (éd.), *Al-Kharj I. Report on two excavation seasons in the oasis of al-Kharj (2011–2012)*, Saudi Arabia, Riyadh: Saudi Commission for Tourism and Antiquities, pp. 133-143.
- Gavazzi B., in press, *Méthode magnétique multi-échelle à trois dimensions appliquée à l'étude archéologique du site de Qasr 'Allam, oasis de Bahariya, Égypte*, Thèse de doctorat soutenue le 2 juillet 2015, Université de Strasbourg.
- Munschy M., Boulanger D., Ulrich P., Bouiflane M., 2007., *Magnetic mapping for the detection and characterization of UXO: Use of multi-sensor fluxgate 3-axis magnetometers and methods of interpretation*, *Journal of Applied Geophysics* 61, 168–183.
- Munschy M., Fleury S., 2011, *Scalar, vector, tensor magnetic anomalies: measurement or computation?*, *Geophysical Prospecting* 59, 1035–1045.
- Munschy M., Alkhatib-Alkontar R., Gavazzi B., 2012, *Prospections magnétiques sur le site gallo-romain de Dachstein*. In Oswald G. and Triantafillidis G. (éd.), *L'occupation du sol dans la vallée de la Bruche de la préhistoire à la fin de l'Antiquité, Projet collectif de recherche, Rapport final*, Strasbourg 201, pp. 333-349.
- Primdahl F., 1979, *The fluxgate magnetometer*, *Journal of Physics E: Scientific Instruments* 12, 241–253.

Imagerie multi-fréquentielle d'un réservoir géothermal au Lamentin (Martinique, France) par méthode de Longue Electrode Mise-à-la-Masse

Wawrzyniak P.¹, Girard JF.^{1,2}, Coppo N.¹, Bretaudeau F.¹ et Bourgeois B.¹

1-BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) p.wawrzyniak@brgm.fr

2-Now at EOST (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Strasbourg, France)

Abstract: Within the framework of an exploration program of the Martinique's geothermal potential, a CSEM survey was performed at the Lamentin area (Martinique, French Indies) using 400m long energized metallic casings of two deep exploration boreholes as long electrodes for current injection (the so-called double Longue Electrode Mise-à-la-Masse setup, hereafter 2xLEMAM). Apparent resistivity maps were derived from the in-phase electric fields. Frequency dependent apparent resistivity maps and profiles reveal a very conductive area north of the Fort de France Bay connected to a known poly-phased geothermal system and shallow salt water intrusion. The most conductive body is proposed to be the geo-electrical signature of an active hydrothermal system, superimposed on the signature of a conductive fossilized geothermal system. It is spatially well correlated with high temperature borehole logs.

Introduction

La résistivité électrique est un paramètre clé pour l'exploration géothermale (Muñoz., 2014). Dans le cas de l'imagerie profonde, la méthode magnétotellurique (sources EM naturelles) est communément utilisée en raison de sa grande profondeur d'investigation. Mais en milieu urbain, les mesures MT sont affectées par des sources de bruits anthropiques et l'utilisation d'une source contrôlée devient alors nécessaire. Si la distance entre source et récepteur est inférieure à la longueur d'onde des ondes électromagnétiques, les données ne peuvent pas être traitées en utilisant la théorie de la magnétotellurique à source contrôlée (CSMT) : on parle alors d'électromagnétisme à source contrôlée (CSEM). Dans le but de maximiser l'amplitude du signal source et la profondeur d'investigation, nous utilisons les casings métalliques de forages existants comme électrodes d'injection. En effet, leur géométrie et leur faible résistance de contact permettent d'injecter des courants de fortes intensités directement aux profondeurs d'investigation.

L'usage des tubages métalliques de forages comme longues électrodes (dispositif LEMAM, i.e. Longue Electrode Mise-à-la-Masse) dans le cadre de l'exploration géothermale a déjà été réalisé par le BRGM en Guadeloupe (Bourgeois *et al.* (1983)). Une revue historique de la méthode LEMAM peut être lue dans Bourgeois *et al.*,(2010).

Cet article présente une application de la méthode CSEM utilisant un dispositif dit « double LEMAM » pour l'exploration géothermale en Martinique. Le BRGM a conduit une campagne de mesure sur un champ géothermal potentiel à Le Lamentin dans le but de réaliser une imagerie de résistivité apparente (Coppo *et al.* (2014)). La zone d'étude étant fortement urbanisée (commune de Fort de France et présence de l'aéroport international Aimé Césaire), le niveau de bruit anthropique est très élevé et rend l'usage de la MT impossible.

Le prospect géothermal du Lamentin

Le Lamentin est localisé au Sud-Est de Fort-de-France et sur la partie centre-est de l'île de Martinique (Antilles françaises). Cette zone est une plaine alluviale de faible altitude bâtie sur un substratum volcanique et présente des accidents tectoniques NE-SW et NW-SE (Westercamp *et al.* (1990); Mas *et al.* (2003), voir figure 1). Elle est considérée comme un système hydrothermal polyphasé, dont l'activité récente se limite à la partie nord de son extension historique (Mas *et al.* (2003), Chovelon (1984a, b)). Une campagne de gradient thermique (conduite par EURAFREP, Surcin., 1967) de 12 sondages (numérotés de La-1 à la 12 et allant jusqu'à 150m de profondeur, voir figure 1) a révélé une zone de fortes températures (de 83 à 93°C) sur l'axe structural NW-SE, corrélée avec l'émergence de sources chaudes (Sanjuan *et al.* (2002) ; Gadhia *et al.* (2013)). 4 forages profonds ont également été réalisés sur la zone : les forages Carrère et Desgras aux faibles températures (<50°C), équipés de tubages métalliques et utilisés dans cette étude, et les forages Californie et LA-101, aux températures maximales supérieures (respectivement 87°C à 450 m et 92°C à 230 m).

Une campagne récente d'électromagnétisme transitoire hélicoptérée (TEM) a permis de mettre en évidence des intrusions d'eau salée le long de la cote, associée à la présence de zones conductrices. L'analyse minérale des phases argileuses indique que la zone d'activité actuelle est dominée par la kaolinite alors que l'ancien système est dominé par des phases de smectite et de chlorite. Par conséquent, le système fossile et le nouveau système géothermal ont une signature conductrice. De plus, la résistivité des fluides géothermaux en présence ($\sim 0.5 \Omega\text{m}$) présente peu de contraste avec celle de l'eau de mer (environ $0.3 \Omega\text{m}$).

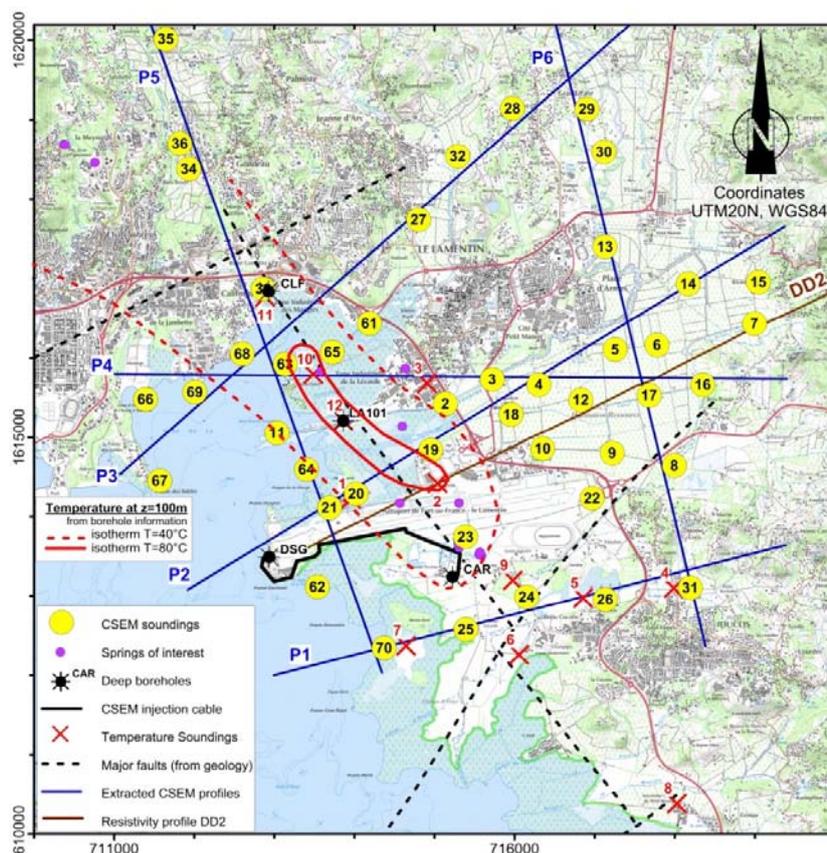


Figure 1: Carte du prospect du Lamentin. Légende: a) cercles jaunes : stations de mesures CSEM b) billes magentas : sources chaudes, c) étoiles noires : forages profonds Pointe Desgras (DSG), Carrère (CAR), La-101 et Californie (CLF), d) trait plein noir: câble d'injection, e) croix rouges : sondages de températures, f) tirets noirs : failles majeures d'après Westercamp *et al.* (1990), g) lignes bleues, profils P1 to P5 extraits des résultats CSEM, h) ligne marron: profil de résistivité électrique DD2 (Puvilland and Doré (1985)), i) lignes rouges : isotherme à $z=100\text{m}$ pour $T=40^\circ\text{C}$ (tirets) et $T=80^\circ\text{C}$ (trait plein) extrapolé d'après les sondages de températures (Gadalia *et al.* (2014)). Figure d'après Wawrzyniak *et al.*, 2015.

Le jeu de données CSEM

La source CSEM utilisée est dite « double LEMAM » (notée 2xLEMAM). Des injections de courants (créneaux) à différentes fréquences fixes sont réalisées entre les forages Carrère (noté CAR, pôle +) et Desgras (noté DSG et pôle -), voir figure 1 pour la localisation), respectivement tubés de métal jusque 430m et 390m et reliés par un câble de 4km de long. Une source de marque METRONIX (TXM22 + TXB07 alimentée par un groupe électrogène 50kVA) est utilisée pour l'injection de courant successivement à 7 fréquences fondamentales (0.125Hz, 0.5 Hz, 2Hz, 8 Hz, 32 Hz, 128 Hz et 512 Hz). Les récepteurs sont des stations d'acquisition ADU07 de marque Metronix, enregistrant le champ électrique horizontal ($e_x(t), e_y(t)$) pendant une durée inférieure à 2 heures et synchronisées avec la source. 45 sites de mesures (cercle jaunes sur la figure 1) ont été investigués : 35 stations « terrestres » et 10 stations marines.

Les données sont traitées avec un code (PROCATS) développé au BRGM (Bourgeois *et al.* (2012)): les fonctions de

transfert entre le signal enregistré au récepteur ($E_x(f)$, $E_y(f)$) et celui enregistré à la source $I(f)$ sont estimées pour chaque fréquence harmonique de la fréquence d'injection f_0 . On obtient alors des fonctions de transfert complexes dont les parties réelles et imaginaires sont respectivement les composantes en phase $\mathbf{E}_p(\mathbf{f})$, et en quadratures de la réponse électrique $\mathbf{E}_q(\mathbf{f})$ du sous-sol à une injection de courant. Les résultats sont alors présentés fréquence par fréquence sous forme de cartes de vecteurs de champs électriques (voir figure 2 pour $f=2\text{Hz}$, rouge= en phase, bleu = en quadrature) et confrontés à des résultats de modélisations (en noir=modélisations de champ $\mathbf{E}_p(\mathbf{f})$ associé à un milieu homogène).

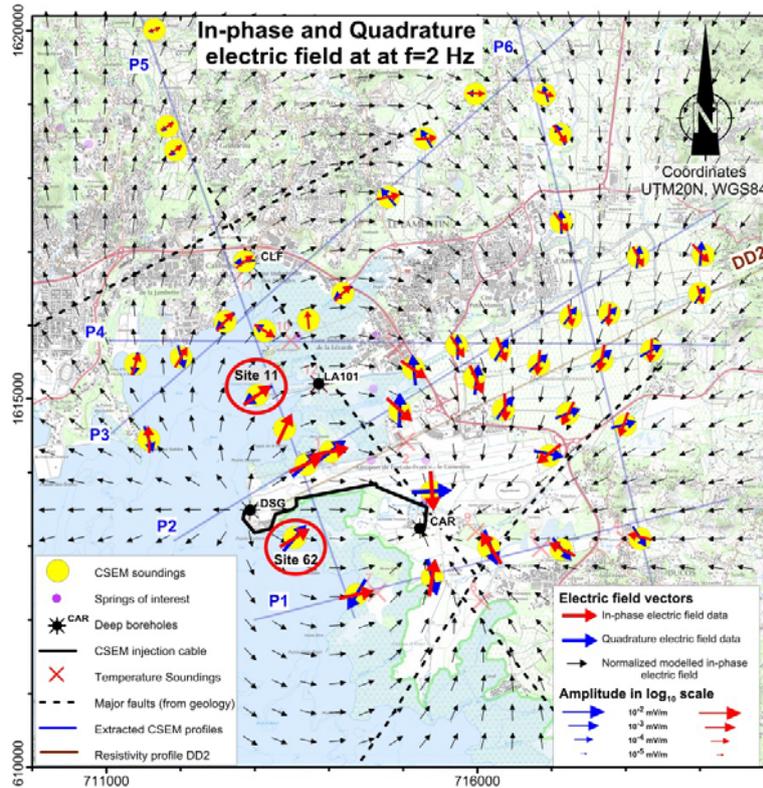


Figure 2: Carte du champ électrique (en phase - flèches rouges, et en quadrature - flèches bleues), normalisé par l'intensité du courant injecté, en échelle log₁₀ à la fréquence de 2 Hz (fréquence fondamentale). Flèches noires : champ électrique en phase modélisé pour un milieu homogène à 5 Ωm. Figure d'après Wawrzyniak et al., 2015.

Cartographie de résistivité apparente

Enfin, ces données sont converties en cartes de résistivité apparente pour chaque fréquence $\rho_a(P, f)$ (en Ω.m) en utilisant la formule suivante :

$$\rho_a(P, f) = \frac{E_{in-phase}^{measured}(P, f)}{E_{in-phase}^{calculated\ at\ \rho=cste}(P, f)} * \rho(cste) \quad (2)$$

ou $E_{in-phase}^{measured}(P, f)$ est le champ en phase mesuré en un point P et ou $E_{in-phase}^{calculated\ at\ \rho=cste}(P, f)$ est le champ électrique en phase simulé pour un milieu homogène de résistivité ρ (voir Wawrzyniak et al., 2015, pour les détails).

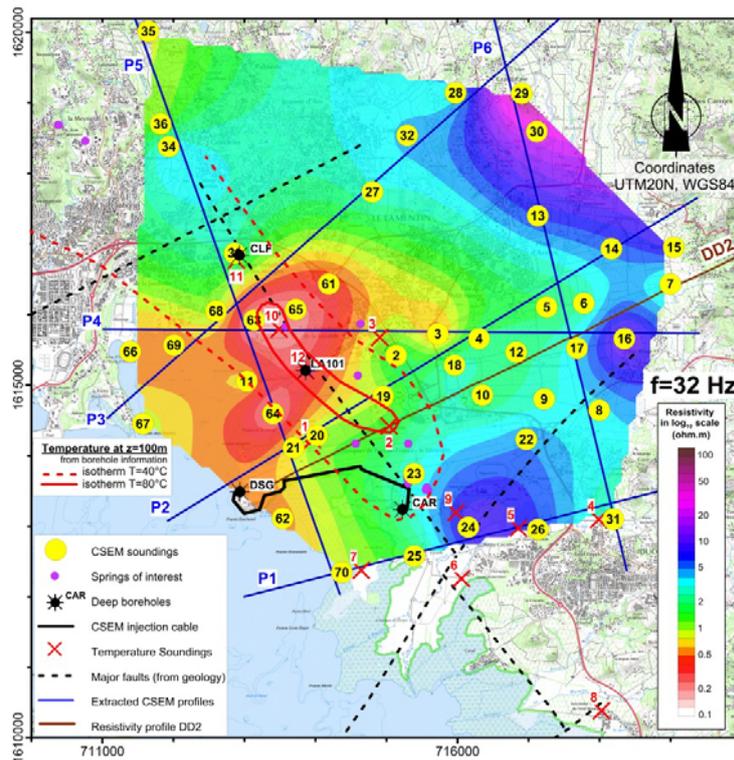


Figure 3: Carte de résistivité apparente à 32 Hz, d'après le champ électrique en phase mesuré aux stations numérotées sur la carte (billes jaunes), pour une fréquence d'injection de 32 Hz, et une normalisation par un modèle 2xMAM à 400m de profondeur dans un milieu homogène à $5 \Omega m$ et à la fréquence correspondante. Figure d'après Wawrzyniak et al., 2015.

Les cartes de résistivité apparente obtenues présentent des variations latérales significatives: à 32 Hz (voir figure 3), une anomalie conductrice est visible dans la zone Centre-Ouest de la carte, recoupant ainsi la zone définie par les isothermes à 100m de profondeur à 40°C et 80°C (en rouge sur les figure 1 et 3). A des fréquences plus faibles (non montré ici, voir Wawrzyniak et al., 2015), l'anomalie conductrice migre vers le nord entre les sondages La-10 et le forage Californie (noté CLF). Notons que cette anomalie est décorrélée du trait de côte. Des pseudo profils de résistivité apparentes (non montrés ici, notés P1 à P7) ont également été extraits et complètent la vision de l'anomalie.

Interprétation et conclusion

Cette anomalie de conductivité peut-être due à : i) la présence de fluides hydrothermaux et d'eau de mer dans des zones de haute perméabilité (fracturations, kaolinisation et altération), ii) à une augmentation locale de la température (on observe une très forte corrélation spatiale entre zone chaude et faible conductivité), iii) à une augmentation de porosité associée à l'activité hydrothermale actuelle au contraire du système ancien, plus imperméable. Nous interprétons ce corps conducteur comme la signature géo-électrique d'un système hydrothermal actif, déjà mis en évidence par des sondages de températures ainsi que des observations hydrogéologiques et géochimiques. Cette cartographie a été étendue vers l'ouest d'une cinquantaine de nouvelles stations au printemps 2015. Les résultats, partiellement traités, révèlent de nouvelles et intéressantes structures profondes.

Remerciements

Nous remercions le FEDER, l'ADEME, le conseil général de Martinique, le Syndicat Mixte d'Electricité de la Martinique (SMEM), et le fond MarTEM pour avoir financé ce projet. Les modélisations numériques ont été réalisées dans le cadre du projet IMAGE (Integrated Methods for Advanced Geothermal Exploration, European Union's Seventh Programme for research, technological development and demonstration under grant agreement No: 608553).

Bibliographie

- Bourgeois B., Charbonneyre P., Dore P. (1983) – Reconnaissance géothermique par prospection électrique sur le site de Bouillante (Guadeloupe), *BRGM report/ 83GPH097*
- Bourgeois, B., & Girard, J. F. (2010). First modelling results of the EM response of a CO2 storage in the Paris Basin. *Oil & Gas Science and Technology–Revue de l’Institut Français du Pétrole*, 65(4), 597-614.
- Chovelon, P., 1984a. Cadre structural des minéralisations hydrothermales des prospectes du Lamentin et du Morne Rouge (Martinique), *BRGM report*, BRGM 84 SGN 326 GTH.
- Chovelon, P., 1984b. Contexte géothermique des prospectes du Lamentin et du Morne Rouge (Martinique), *BRGM report* 84 SGN 003 GTH.
- Coppo N., Baltassat J.-M., Girard J.-F., Jacob T., Martelet G., Mathieu F., Wawrzyniak P. (2014) – Exploration géophysique (magnétotellurique et gravimétrie) du potentiel géothermique de la Martinique (Montagne Pelée, Anses d’Arlet, Pitons du Carbet et Lamentin). *Final Report BRGM/RP-62745-FR*, 278 p., ill., 160 fig., 10ann..
- Gadalia A., Rad S., Taïlame A.L. (2013) – Compléments d’exploration géothermique : volet hydrogéochimie. *BRGM report /RP-62710-FR*.
- A. Gadalia, J.M. Baltassat, V. Bouchot, S. Caritg, N. Coppo, F. Gal, J.F. Girard, A. Gutierrez, T. Jacob, G. Martelet, S. Rad, A.L. Taïlame, H. Traineau, B. Vittecoq, P. Wawrzyniak, C. Zammit (2013) – Compléments d’exploration géothermique en Martinique : conclusions et recommandations pour les zones de la Montagne Pelée, des Anses d’Arlet, des Pitons du Carbet et du Lamentin. *Final Report BRGM/RP- -FR*, 227 p, 75 fig., 7 tabl., 4 ann., 1 CD.
- Mas, A., Patrier, P., Beaufort, D., & Genter, A. (2003). Clay-mineral signatures of fossil and active hydrothermal circulations in the geothermal system of the Lamentin Plain, Martinique. *Journal of volcanology and geothermal research*, 124(3), 195-218.
- Muñoz, G. (2014). Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in geophysics*, 35(1), 101-122.
- Puvilland P., Doré P. (1985) - Reconnaissance géothermique par prospection électrique à la Martinique et à la Guadeloupe. *BRGM report/ 85SGN074GTH*
- Sanjuan B., Genter A., Correia H., Girard J.P., Roig J.Y., Brach M. (2002) – Travaux scientifiques associés à la réalisation des trois puits d’exploration géothermique dans la plaine du Lamentin (Martinique). *BRGM report /RP-51671-FR*.
- Surcin J. (1967) - Guadeloupe-Martinique. Mission géothermique 1967. *Rapport EURAFREP*, 71 p.
- Wawrzyniak P., Girard J.F., Coppo N., Bourgeois B., Multi-frequency imaging using energized casings for geothermal exploration at Le Lamentin area (Martinique, Lesser Antilles, France), *submitted and in revision for Geophysical Prospecting*
- Westercamp D., Pelletier B., Thibaut P.M., Traineau H. (1990) - Carte géologique France à 1/50 000, feuille Martinique, Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières. *Notice explicative* par Westercamp D., Andreieff P., Bouysse P., Cottet S., Battistini R. (1989), 246 p.

Développement d'un algorithme multi-approche adaptatif pour le pointé automatique de données sismiques de proche surface

Amin Khalaf¹, Christian Camerlynck¹, Nicolas Florsch^{2,1}

¹UPMC - UMR 7619 Métis, case 105, 4 place. Jussieu - 75252 Paris cedex 05,

²UPMC – UMI 209 UMMISCO, case 105, 4 place. Jussieu - 75252 Paris cedex 05, France

amin.khalaf@upmc.fr

Abstract

The use of several algorithms in series becomes a standard approach in seismic studies. Here we propose a new adaptive algorithm based on three picking methods in order to provide robust and precise picking with time uncertainty estimation. This new scheme is nearly a parameter-free algorithm, which is straightforward to implement and demands low computational resources.

Introduction

Un pointé précis des temps de première arrivée sismique joue un rôle important dans de nombreuses études d'imagerie de vitesse sismique, ou d'évolution du milieu avec notamment la surveillance en écoute passive de réservoirs ou d'aquifères. Actuellement, les gros volumes de données numériques acquises et la grande performance des outils informatiques motivent la mise en œuvre d'algorithmes plus sophistiqués pour optimiser le pointé automatique des premières arrivées sismiques.

En général, les premières arrivées se manifestent par une variation notable de l'amplitude, du contenu fréquentiel, ainsi que des propriétés statistiques de la trace sismique dans les domaines temporel ou fréquentiel. Depuis ces dernières décennies, de nombreuses techniques de pointé automatique ou semi-automatique ont été développées. Cependant, la plupart d'entre elles ont été adaptées pour des objectifs sismologiques, telles celles basées sur des rapports LTA/STA. En outre, l'application d'un seul algorithme sur des données issues de la prospection de proche surface n'est pas suffisamment performante en raison de la complexité des structures de la proche surface, des variations rapides du champ de vitesse et d'un rapport signal/bruit insuffisant. Le taux de rejet reste important et la faible fiabilité des pointés nécessite un contrôle manuel coûteux. Pour ces raisons, l'application conjointe d'un ensemble d'algorithmes peut permettre de surmonter ces obstacles en utilisant la totalité de l'information contenue dans le film sismique.

Nous proposons une nouvelle stratégie basée sur un algorithme adaptatif combinant plusieurs approches associant l'utilisation de fenêtres multiples imbriquées (MNW = Multi-Nested Windows), l'estimation des propriétés statistiques d'ordre supérieur (HOS = Higher Order Statistics) et le critère d'information d'Akaike (AIC = Akaike Information Criterion ; [Akaike 1974](#)). Cet algorithme développé a un double but : d'une part, permettre le pointé automatique avec grande précision des premières arrivées (ondes P) de données sismiques de proche surface ; d'autre part, associer automatiquement à ce pointé une barre d'erreur.

Principe et méthodes

Le mouvement des particules de sous-sol augmente progressivement lorsque la perturbation des ondes sismique arrive. Par conséquent, la première manifestation de la première phase sismique (P-phase) est généralement faible. Par contre, la deuxième partie est plus énergique. Dans la prospection sismique de proche surface, les premières arrivées sont souvent noyées dans le bruit. L'utilisation des rapports d'énergie dans trois fenêtres imbriquées (MNW) renforce localement la présence des premières arrivées et améliore par suite la précision de pointé automatique.

D'un point de vue pratique, le bruit sismique suit une distribution quasi Gaussienne, en revanche le signal sismique tend vers une distribution non-Gaussienne. Cette différence peut être utilisée pour signaler l'arrivée sismique. La déviation de la gaussianité causée par l'arrivée sismique peut être détectée par les attributs statistiques d'ordre supérieur (HOS) ([Saragiotis et al. 2004](#)), notamment par les méthodes basées sur le calcul du kurtosis au travers d'une fenêtre mobile (e.g. [Küperkoch et al. 2012](#)).

Du point de vue statistique, la trace sismique peut être divisée en segments, dites localement stationnaires, modélisés par un processus autorégressif (AR). Le début d'une phase sismique peut être identifié en analysant la variation des coefficients de AR et/ou son ordre (e.g. [Sleeman and van Eck 1999](#)). Le critère AIC est un outil mathématique permettant de qualifier le modèle AR. Le minimum d'AIC représente le point de séparation idéal entre les deux modèles (bruit et signal) et, par

conséquent, la première arrivée. Dans cette étude, l'attribut d'AIC a été calculé directement de la trace sismique selon la version modifiée par Meada (1985).

Implémentation d'algorithmes

Le pointeur implémenté fonctionne suivant un algorithme avec trois étapes successives (MNW, HOS et AIC), où chacune joue son propre rôle. Cette stratégie mime le pointé manuel, lorsque une tendance globale de la localisation des premières arrivées est définie, pour qu'ensuite les instants précis des premières arrivées soient localisés au voisinage de cette tendance.

L'idée principale est fondée sur le fait que les premières arrivées construisent le premier barrage énergétique significatif sur le film sismique (*shot gather*). Ce bloc cohérent de l'énergie peut être renforcé et localisé par l'algorithme de MNW ; Une importante collection de modèles (représentant cette tendance) est générée par un multi-seuil sur l'attribut de MNW. La solution optimale est sélectionnée par un système itératif (*look-like Monte Carlo*) en maximisant une fonction de coût contenant des informations dévoilant la présence des premières arrivées. Les paramètres obtenus (tendance et premières arrivées avec ses erreurs associées) lors de cette étape vont servir comme des outils et guides importants pour le deuxième algorithme (HOS-kurtosis).

Les arrivées potentielles vont être déterminées par l'algorithme de HOS-kurtosis avec les incertitudes associées dans la zone potentielle définie par MNW. Les résultats obtenus des deux premiers pointeurs sont intégrés pour orienter l'algorithme d'AIC en dernière étape. Les pointés finaux sont définis via la moyenne pondérée des trois arrivées potentielles obtenues précédemment (avec les poids du facteur de qualité de chaque pointé). Les barres d'erreurs finales sont également évaluées automatiquement par l'écart type de toutes les pointés déterminés, dans une fenêtre spatiale, après la soustraction la tendance locale.

Tous les paramètres nécessaires à cet algorithme sont auto-adaptatifs. La période dominante de la phase P est le seul paramètre que l'utilisateur doit ajuster pour l'algorithme de MNW. En outre, aucun traitement préliminaire n'est nécessaire en dehors du centrage moyen des traces. L'algorithme mis en place permet d'exploiter les avantages qu'il y a à intégrer plusieurs propriétés, afin d'améliorer l'identification des premières arrivées, et de réaliser un pointeur efficace et robuste des ondes P avec ses incertitudes.

Application et résultats

Deux types de données (synthétiques et réelles) ont été mis à disposition pour valider la robustesse du nouvel algorithme développé. Ces données présentent des enjeux spéciaux à les pointer, notamment avec un pointeur automatique. Les données synthétiques ont été créées à partir d'un modèle réaliste par l'approche en différence finies (figure 1a). Ces données simulent une campagne sismique de proche surface, et présentent des challenges accumulés à les pointer automatiquement (variations de la forme d'onde avec l'offsets, temps du parcours non-linéaire, bruit blanc gaussien et d'une bande limitée ajouté) (figure 1b).

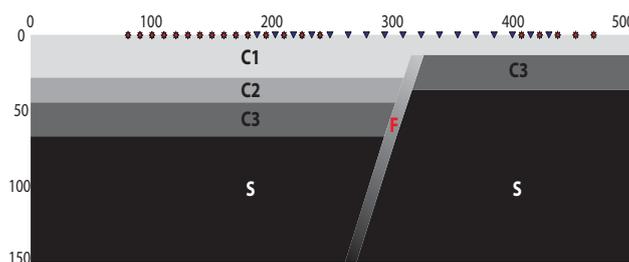


Figure 1 : Schéma du modèle, multicouches (C1 à C3 et S) avec une faille normale (F), utilisé pour la génération de données synthétiques. Les positions de sources et des récepteurs sont schématisées respectivement par des étoiles rouges et triangles bleus

Les données réelles acquises pour des applications opérationnelles en proche surface, avec une source sismique traditionnellement utilisée (chute de poids), montrent généralement une difficulté pour les grands offsets, où le rapport signal-à-bruit (RSB) des premières arrivées se dégrade (figure 3a).

La figure 2a présente les pointés obtenus par le pointeur automatique développé, avec leur barre d'erreur associée. La comparaison entre les pointés issus du pointeur développé et ceux issus d'un pointé manuel (avant ajouter les bruits) s'est fait par le calcul de l'erreur quadratique moyenne (RMS) (Figure 3b). Ce dernier est calculé dans quatre catégories empiriques (A, B, C et D) classifiées selon le RSB associé. Comme on peut le voir, il y a une bonne consistance entre les deux types des pointeurs malgré le taux de bruit ajouté, mais on constate que le pointés obtenus par pointeur automatique sont

décalées d'environ 30 échantillons (pour les trois premières classes). Cela résulte de la sensibilité élevée des trois sous-algorithmes à la forte énergie.

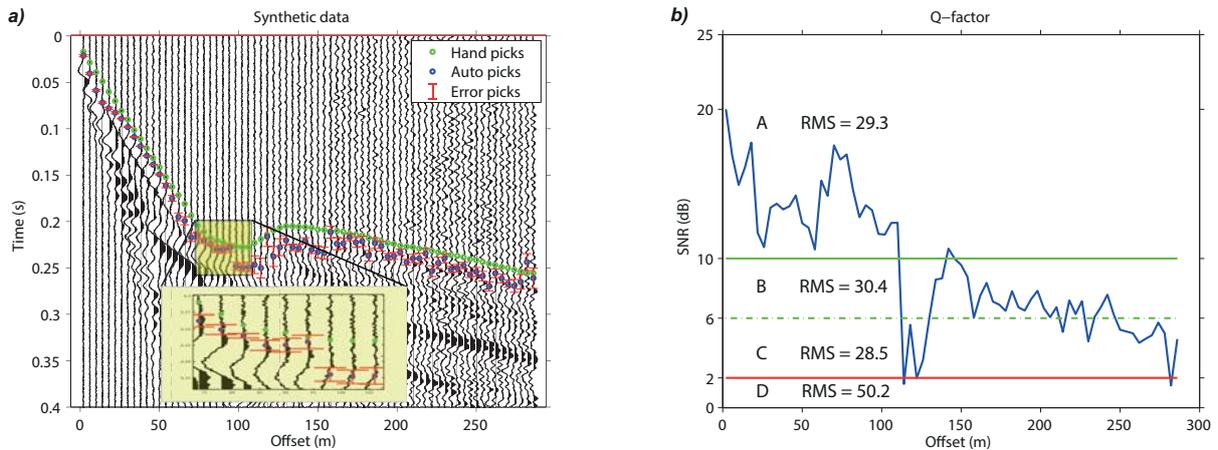


Figure 2 : a) données synthétiques simulées du modèle en figure (1), les cercles en bleu et en vert : pointés obtenus respectivement de pointé automatique et manuel, les barres rouges : erreurs liées au dernier. b) la RMS du facteur de qualité selon quatre classes définies empiriquement, versus l'offsets (en bleu) calculé d'après RSB.

L'application du nouvel pointeur sur des données réelles montre sa robustesse et sa consistance (Figure, 3a). Le problème de mauvaise qualité des premières arrivées à l'offset lointain a quasiment disparu. La RMS dans toutes les catégories n'a pas excédé les 25 échantillons (Figure, 3b).

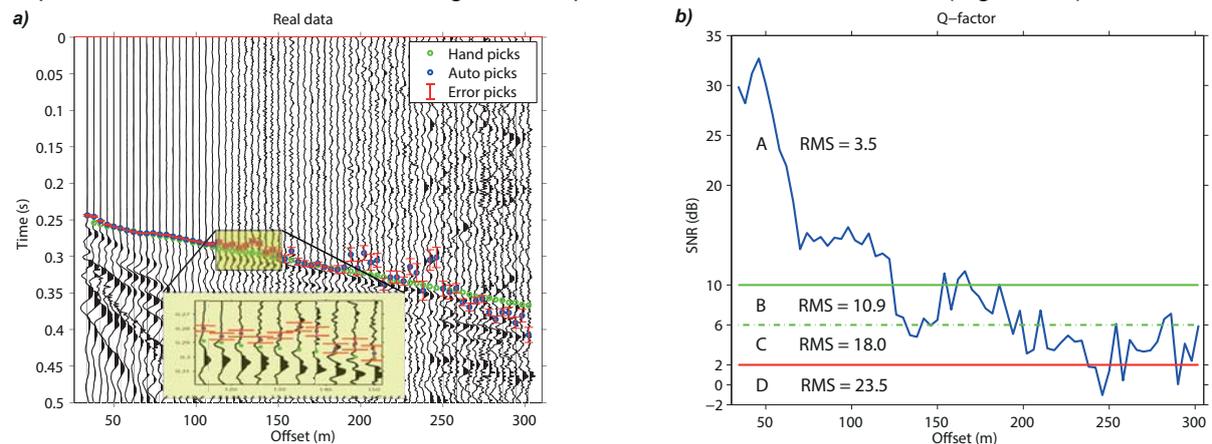


Figure 3 : a) les résultats d'algorithme développé appliqué sur des données réelles (en proche surface), les cercles en bleu et en vert : pointés obtenus respectivement de pointé automatique et manuel, les barres rouges : erreurs liées au dernier. b) la RMS de pointés triés en quatre classes définies empiriquement versus le facteur de qualité avec l'offset (en bleu) calculé d'après RSB.

La figure 4 représente une analyse statistique des résultats obtenus grâce à cet algorithme adaptatif appliqué aux données réelles d'un profil sismique de proche surface. Environ 40% des différences entre les pointés automatique et celle du pointé manuel se trouvent très proche de zéro (Figure 4a). Une étude statistique approfondie dans chaque catégorie de qualité est montrée sur la figure 4b. La boîte à moustache permet de voir aisément la dispersion des résultats autour de la médiane. Ces dernières, pour toutes les classes, sont quasi nulles. Les 2^{ème} et 3^{ème} quartiles (50%) des différences sont compris dans l'intervalle [-0.025, +0.05] sec. Manifestement, les grandes distributions correspondant normalement aux classes de faible qualité se déploient largement du côté positif de la médiane. L'asymétrie de dispersion de deux dernières classes montre encore fois une remarquable sensibilité de l'algorithme implémenté aux phases énergétiques en présence de bruit. Les valeurs extrêmes sont souvent liées aux traces dont les premières arrivées sont difficiles à identifier. Dans ces cas, les incertitudes estimées ont d'importance équivalente à celles du de pointé automatique. Alors, les pointés associés à une grande erreur pourraient être écartés ou pour le moins pondérés par de faible poids avant les traitements *a posteriori* des premières arrivées (par exemple avant l'inversion tomographique).

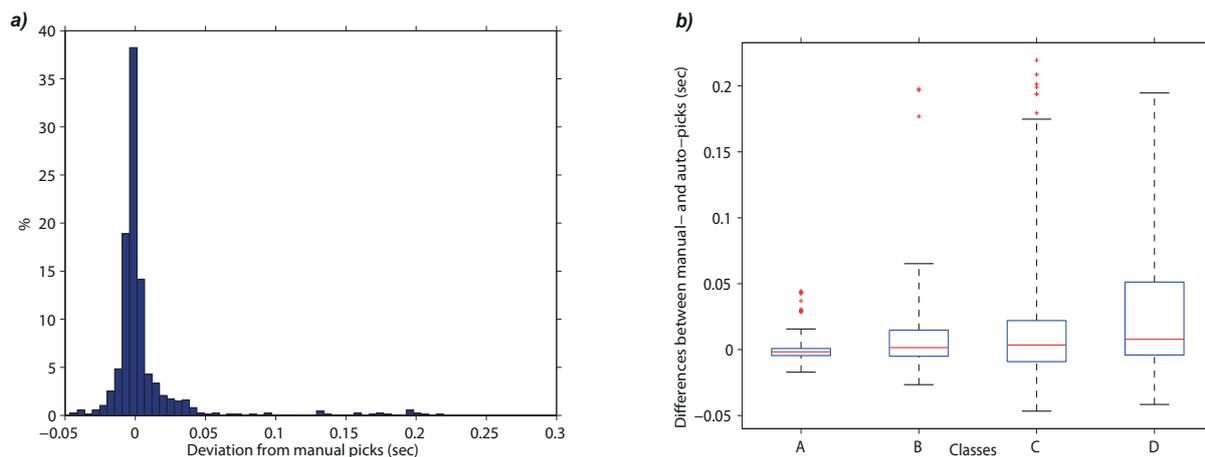


Figure 4 : analyse statistique de performance du schéma développé appliqué sur des données d'un profil sismique de proche surface. a) Histogrammes (en %) de la déviation de pointé manuel (en seconde). b) diagramme en boîte des différences entre le pointé automatique et manuel (en seconde) dans les quatre classes (A, B, C, et D).

Conclusions et perspectives

Partant du principe que la précision de pointé est, avant tout, limitée par la présence de bruits, et par l'impulsivité des premières arrivées, la stratégie mise en place nous a permis de valoriser l'apport de l'association de plusieurs algorithmes. L'algorithme implémenté est simple à mettre en œuvre et ne demande pas de grandes performances informatiques, grâce à l'intégration, en série, des résultats de chaque sous-algorithme. La précision et la fiabilité de cet algorithme ont été évaluées par la comparaison des résultats à ceux issus d'un pointé manuel des données contenant des défis spécieux. La précision peut encore être améliorée en intégrant des attributs de polarisation d'ondes (pour des données en trois composantes), ce qui serait notamment utile lorsque le début du signal est submergé dans le bruit, et pourrait apporter une information supplémentaire des arrivées dans certaines zones, comme les événements non-impulsifs au-dessus de la faille.

Bibliographies

- Akaike, Hirotugu. 1974. "Markovian Representation of Stochastic Processes and Its Application to the Analysis of Autoregressive Moving Average Processes." *Annals of the Institute of Statistical Mathematics* 26 (1): 363–87. doi:10.1007/BF02479833.
- Küperkoch, L., T. Meier, a. Brüstle, J. Lee, and W. Friederich. 2012. "Automated Determination of S-Phase Arrival Times Using Autoregressive Prediction: Application to Local and Regional Distances." *Geophysical Journal International* 188 (2): 687–702. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05292.x.
- Meada, N. 1985. "A Method for Reading and Checking Phase Time in Auto-Processing System of Seismic Wave Data." *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd Ser.)*, March, 365. https://www.jstage.jst.go.jp/article/zisin1948/38/3/38_3_365/_article.
- Saragiotis, C.D., L.J. Hadjileontiadis, I.T. Rekanos, and S.M. Panas. 2004. "Automatic P Phase Picking Using Maximum Kurtosis And κ -Statistics Criteria." *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 1 (3). IEEE: 147–51. doi:10.1109/LGRS.2004.828915.
- Sleeman, Reinoud, and Torild van Eck. 1999. "Robust Automatic P-Phase Picking: An on-Line Implementation in the Analysis of Broadband Seismogram Recordings." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 113 (1-4): 265–75. doi:10.1016/S0031-9201(99)00007-2.

Mots-clés

Pointé automatique, sismique, algorithme adaptatif, multifenêtre, kurtosis, Akaike Information Criterion (AIC), look-like Monte Carlo.

Optimisation des méthodes électromagnétique

Mathias Pareilh-Peyrou^{1,2}
Philippe Labazuy¹
Karim Kelfoun¹
François Chalus²

1 : Laboratoire Magmas et Volcans ; Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand

2 : Pôle géophysique – Ginger CEBTP, Clermont-Ferrand

Abstract : Electromagnetic induction methods are widely applied in several domains of environmental engineering and soil science. The theoretical improvements in understanding electromagnetic phenomenon combined to the recent numerical computing developments opens new paths for automatic procedures allowing large scale electromagnetic prospecting and numerical tools for deeper interpretations of conductivity data.

Introduction

L'utilisation des méthodes électromagnétiques à induction (EMI) pour la cartographie de la conductivité des sols est largement répandue dans de nombreux domaines de l'ingénierie des sols (Auken et al., 2006). Ces méthodes, dont les principes sont solidement établis (Everett, 2012; Thiesson et al., 2009), sont appliquées dans des domaines variés tels que la cartographie de la salinité des sols (Triantafyllis et al., 2000) , l'estimation de teneurs en eau des sols (Killick, 2013) ou la recherche de cibles archéologiques (Simon, 2012) .

Il est couramment admis que, sous certaines conditions (McNeill, 1980) , le signal des instruments électromagnétiques à induction est proportionnel à la conductivité apparente du proche sous-sol. La cartographie de la variabilité de la conductivité (en milliSiemens par mètres : mS/m) permet ainsi de fournir une caractérisation à grande échelle du proche sous-sol.

Les résultats des travaux présentés ici s'inscrivent dans le cadre d'un contrat doctoral CIFRE en collaboration avec le Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) et le pôle géophysique de Ginger CEBTP à Clermont-Ferrand.

L'objectif de ce travail est de développer différents outils visant à optimiser la mise en œuvre et les traitements des méthodes EMI.

Développements

Le contexte des chantiers géophysiques induit de nombreuses contraintes qui doivent être prise en compte lors des phases de développement de l'équipement et des outils d'acquisition et de traitement des données. En effet, les difficultés d'accès des terrains, les limites de temps consacré aux chantiers, l'intégration et le suivi des résultats dans des études environnementales à grande échelles sont autant de problématiques clés pour l'optimisation des méthodes EMI en contexte opérationnel.

Acquisition de données

Un des premiers objectifs de notre étude concerne la diminution du temps consacré à l'acquisition et au traitement des données EMI. Il est pour cela impératif de réaliser une acquisition de mesures EMI directement géo-référencées utilisables et visualisables en temps réel.

Un travail en collaboration avec l'IFMA (Institut Français de Mécanique Avancée) de Clermont-Ferrand a permis de concevoir les plans d'un dispositif mobile d'acquisition à partir d'un cahier des charges strict, prenant en compte l'ensemble des conditions techniques et expérimentales souhaitées.

Ce dispositif mobile est construit sur la base d'un chariot constitué de matériaux amagnétiques, en l'occurrence des tubes de fibres de verre, reposant sur deux roues en plastique. Le support permet de fixer un conductivimètre GEONICS EM-31 (3,6 m de long), qui permet d'effectuer des mesures soit en mode horizontal (profondeur d'investigation : 0-3m), soit vertical (profondeur d'investigation 0-6 m).

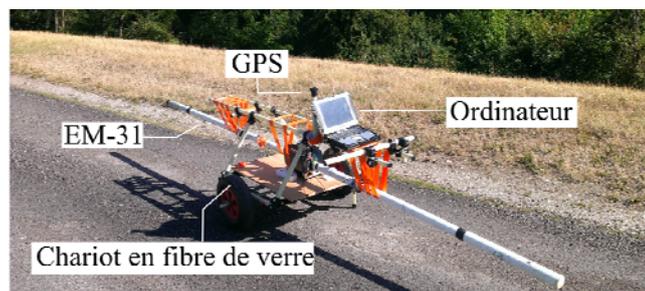


Figure 1 : Prototype du dispositif mobile d'acquisition

Un récepteur GPS non différentiel (Puce SIRFIII) est utilisé pour le positionnement des mesures.

Ces deux appareils de mesure sont connectés à un ordinateur de terrain et synchronisés à l'aide d'un programme que nous avons développé qui permet d'optimiser et d'accélérer l'acquisition et le transfert des données de terrains.

Le rendement du dispositif complet de prise de mesures permet d'améliorer significativement le rendement de la phase d'acquisition, sur les voiries carrossables.

Un dispositif sur harnais porté par l'opérateur, a également été développé pour les zones plus difficile d'accès.

Traitements des données

La mise en œuvre du dispositif mobile d'acquisition pose le problème de la gestion d'un très grand nombre de données, un traitement manuel point par point n'étant dès lors plus envisageable. Il s'est posé la nécessité de concevoir un protocole automatisé et supervisé permettant à l'opérateur de manipuler une grande quantité de données tout en gardant un contrôle sur les opérations réalisées.

Le jeu de données obtenu, au format ASCII, est constitué, pour chaque point, de l'enregistrement des coordonnées X et Y en UTM (en m), de la conductivité apparente (mS/m) et du signal de phase (ppt).

Nous avons également implémenté une série d'algorithmes de traitements qui peuvent être appliqués aux données pour l'analyse statistique ou la visualisation. Par exemple, la représentation des données de conductivité sous forme de spectres de répartition (Figure 3) permet la mise en évidence des classes de conductivité principales pour un secteur d'étude donné.

Modélisation de la réponse électromagnétique en conductivité électrique

La plupart des modélisations directes d'induction électromagnétique (Cook and Walker, 1992; Corwin and Rhoades, 1982) sont basées sur l'approximation du faible nombre d'induction (McNeill, 1980).

Le principe est de calculer la réponse théorique de l'appareil au dessus d'un modèle de sol simple à plusieurs couches de conductivités respectives σ_n (Figure 2). La réponse en surface est égale à la somme des contributions de chaque couche de profondeur et de conductivité définies.

L'approche consiste à discrétiser le modèle en n fines couches de conductivité donnée. La profondeur et l'épaisseur de chaque couche sont fixés et la seule variable devient la valeur de conductivité. Dans le cas de cette approche, on définit m valeurs possibles de conductivité.

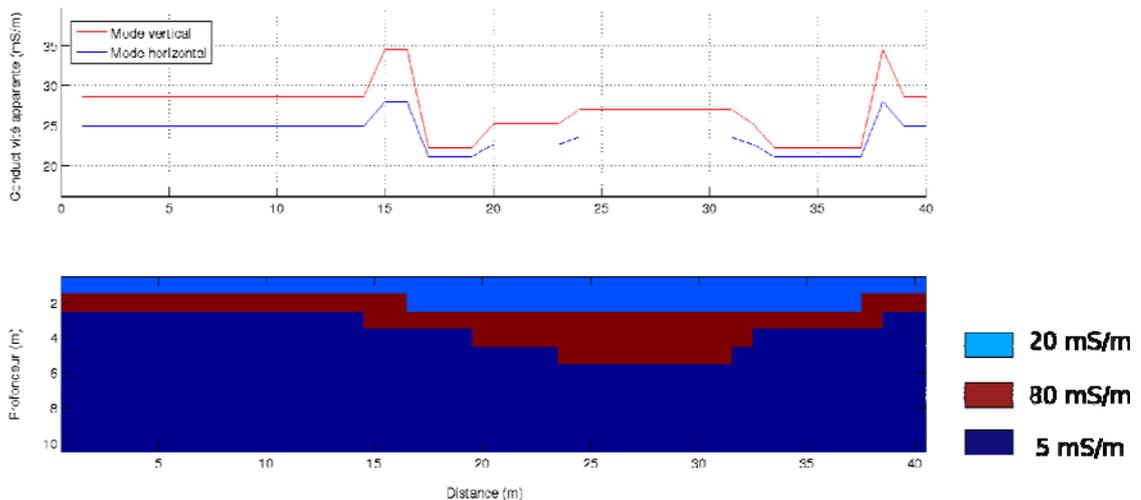


Figure 2 : Modélisation directe simple de la réponse d'un EM-31 pour un modèle de sol à 3 couches.

Il est ensuite possible d'adapter les procédures d'inversion (Hendrickx et al., 2002)] avec ce nouveau modèle initial. La modélisation inverse itérative vise à calculer le meilleur modèle susceptible de reproduire les gammes de valeurs mesurées.

Au final, cette procédure permet d'obtenir un modèle de la répartition de la conductivité vraie en fonction de la profondeur.

Cela permet d'appréhender certains comportements parfois contre-intuitifs de cet appareil.

Applications

Profils EMI à grande échelle : exemple du Bassin de la Loire

Un prototype de dispositif mobile d'acquisition a été déployé sur 60 km de digues de protection dans le bassin de la Loire. La campagne a consisté en l'acquisition de 120 km de profils EM31 sur l'ensemble de la zone. L'objectif était de réaliser une étude préalable EMI pour classer les digues à grande échelle selon leur modèle interne et également pour identifier des anomalies locales de conductivité à l'échelle décimétrique.

La présence d'un noyau argileux se traduit par une augmentation de la conductivité apparente mesurée en surface. Dans un second temps, des méthodes d'investigations à plus haute résolution (panneaux électriques, sondages géotechniques) ont été déployées pour caractériser plus précisément les zones d'anomalies définies par la méthode EMI.

Une mesure EMI en crête de digue en mode horizontal (0–3 m) est considérée représentative du corps de la digue. Une mesure EMI en pied de digue en mode vertical (0-6 m) est considérée représentative de la géologie environnante.

Ce type d'études préalables avec un dispositif à grand rendement permet d'optimiser l'implantation des investigations ultérieures à plus haute résolution (électriques et géotechniques) et d'ainsi considérablement diminuer le coût et le temps consacrés à l'ensemble de l'étude.

Cartographie grande échelle : site archéologique de Corent (63)

Le plateau de Corent est un site archéologique situé à une dizaine de km au sud de Clermont-Ferrand. L'objectif de la mission, en collaboration avec le laboratoire de Géographie Physique GEOLAB (Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand), est de caractériser les marqueurs archéologiques et paléo-environnementaux du site et des alentours.

Le plateau est constitué par une coulée basaltique en inversion de relief, surmontée par une couche de sédiments détritiques. Les marqueurs archéologiques et paléo-environnementaux sont principalement situés dans ce niveau superficiel dont l'épaisseur varie entre 1 et 3 m.

La mise en œuvre des méthodes EMI dans ce contexte permet de caractériser rapidement et efficacement les variations d'épaisseur de cette couche superficielle. Une première série de tests a été réalisée dans le secteur nord-est de la zone d'étude afin de préciser l'extension d'un ancien paléo-lac, identifié sur la base d'indices archéologiques et associé à un surcreusement dans la coulée (Figure 3a).

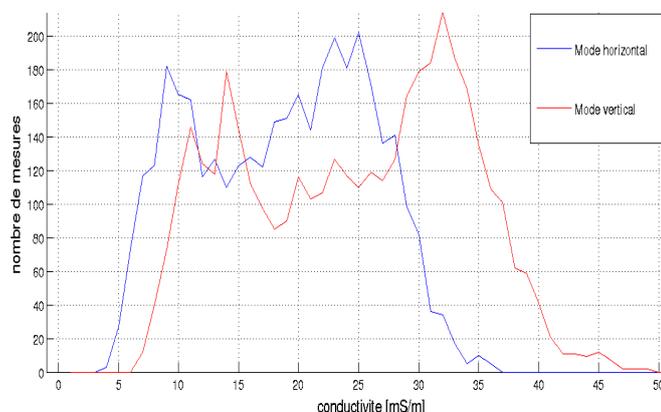


Figure 3 : Spectre de répartition de la conductivité. Exemple du paléo-lac de Corent.

Les cartes de conductivités (Figure 4) dans les modes (horizontal et vertical) mettent en évidence une

zone conductrice au centre du site. On observe une géométrie globalement de forme circulaire. L'analyse du spectre de répartition met en évidence que les valeurs de conductivité apparente en mode horizontal sont plus faibles que les mesures en mode vertical. Cela indique la présence d'un niveau plus conducteur en profondeur interprétée comme étant la surface d'altération de la coulée, fortement argilisée.

Il a donc été élaboré par une approche directe un modèle initial, composé de 3 terrains, représentant la répartition en profondeur de la conductivité (Figure 3). Le calcul du signal théorique peut ensuite être comparé aux données de conductivité apparentes mesurées. Cette procédure permet

Cartes de conductivité apparente EM-31 (mS/m)

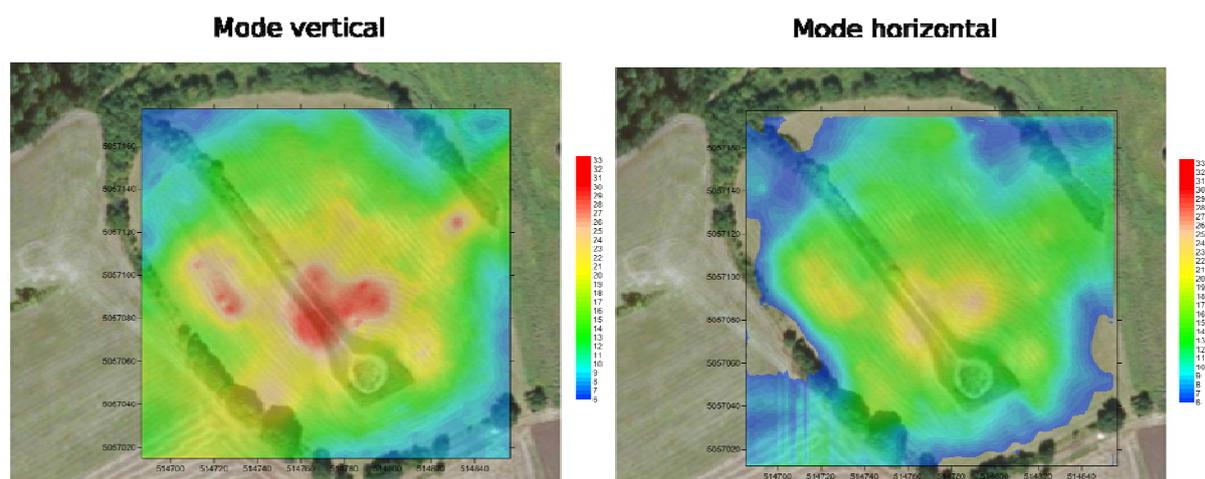


Figure 3 : Caractérisation du paléo-lac de Corent par méthodes EMI. Cartes de conductivité apparente EM-31 en mS/m (Coordonnées UTM WGS84 (m)).

d'approfondir l'interprétation des données de conductivité EMI.

Ce travail, encore en cours de développement, permettra d'obtenir rapidement une meilleure résolution du modèle électrique du sous-sol, en termes de valeurs de conductivité et de profondeur. Cela permettra de fournir des documents plus précis et optimisés pour les acteurs et les décideurs de ingénierie de l'environnement.

Bibliographie

- Auken, E., Pellerin, L., Christensen, N.B., Søfensen, K., 2006. A survey of current trends in near-surface electrical and electromagnetic methods. *Geophysics* 71, G249.
- Cook, P.G., Walker, G.R., 1992. Depth Profiles of Electrical Conductivity from Linear Combinations of Electromagnetic Induction Measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 1015.
- Corwin, D.L., Rhoades, J.D., 1982. An Improved Technique for Determining Soil Electrical Conductivity-Depth Relations from Above-ground Electromagnetic Measurements¹. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 517.
- Everett, M.E., 2012. Theoretical Developments in Electromagnetic Induction Geophysics with Selected Applications in the Near Surface. *Surv. Geophys.* 33, 29–63.
- Hendrickx, J.M.H., Borchers, B., Corwin, D.L., Lesch, S.M., Hilgendorf, a. C., Schlue, J., 2002. Inversion of Soil Conductivity Profiles from Electromagnetic Induction Measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 673.
- Killick, M., 2013. An analysis of the relationship of apparent electrical conductivity to soil moisture in alluvial recent soils, lower North Island, New Zealand : a thesis presented in partial fulfillment of the requirements for the degree of Masters of Philosophy (Mphil). 236 p.
- McNeill, J.D., 1980. Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers. Tech. note TN. 13 p.
- Simon, F.-X., 2012. L'apport de l'outil géophysique pour la reconnaissance et la caractérisation des

sites en archéologie préventive, méthodes et perspectives : exemples en Alsace. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. 312 p.

Thiesson, J., Dabas, M., Flageul, S., 2009. Detection of resistive features using towed slingram electromagnetic induction instruments. *Archaeol. Prospect.* 16, 103–109.

Triantafilis, J., Laslett, G.M., McBratney, a. B., 2000. Calibrating an Electromagnetic Induction Instrument to Measure Salinity in Soil under Irrigated Cotton. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1009.

Mots clés : méthodes électromagnétiques, prospection à grande échelle, acquisition grand rendement, traitements et modélisation.

Etude diélectrique des roches sur la bande [0,5 ; 4 GHz] : influence de la masse volumique et de la teneur en eau

Steven Araujo^{1,2}, Laurent Delbreilh², Laurent Laguerre³, Hervé Dumont⁴, Raphaël Antoine, Cyrille Fauchard¹

¹Cerema/DTer NC

²LUNAM Université/IFSTTAR/Nantes

³AMME-LECAP, Université de Rouen

⁴Eiffage Travaux Publics/USIRF

Abstract

This work aims to study the rocks that compose the main matrix of civil engineering materials. Their dielectric properties are measured in the [0.5-4 GHz] band using cylindrical cavities. The results show that dry rocks can be considered as low-loss dielectric. The real part of permittivity of dry rocks ranges between 4 and 9 and the density accounts for about 50% of its value. Wet rocks exhibit higher losses and the real part of their permittivity can be assessed by various models taking into account the density and porosity. This study is a useful pre-requisite for investigations carried out in the field of Non Destructive Techniques and near surface geophysics.

Mots Clés : roches, permittivité, radar, masse volumique, teneur en eau

Introduction

Les roches, sous forme de granulats ou de faciès, représentent des milieux fréquemment rencontrés en prospection radar pour des évaluations non-destructives (END) en génie civil et en géophysique de subsurface. Leurs propriétés diélectriques sont partiellement connues et largement étudiées dans le domaine des basses fréquences (Chelidzé et Guegeun, 1999), pour des prospections à grandes profondeurs, utilisant les techniques magnétotelluriques notamment. Les études sont moins nombreuses dans la bande hyperfréquence, et date notamment d'études relatives aux prospections spatiales de Mars et de la Lune.

L'étude entreprise ici vise initialement à caractériser les roches pour les prospections radar en génie civil. Ces propriétés intéressent bien sûr la géophysique de subsurface de manière générale, et trouve des applications comme celle entreprise pour l'auscultation de piliers de carrière de craie (Fargier *et al.*, 2015).

Dans un premier temps, une étude présentée à l'AGAP en 2012 (Wang *et al.*, 2012) est partiellement reprise et complétée ici par une expérimentation sur 13 nouvelles roches, en complément des 11 précédentes. Ces roches sont majoritairement issues de carrières de granulats pour la construction de routes. Elles sont aussi issues de systèmes hydrothermaux (roches volcaniques) et leur caractérisation diélectrique intéresse grandement les prospections géophysiques dans ces milieux. Dans un deuxième temps, l'influence de la masse volumique des roches sèches est étudiée à l'aide de trois modèles issus de la littérature, et une loi empirique est tirée de nos mesures. Enfin, pour évaluer la teneur en eau volumique dans ces roches, des modèles basés sur des lois de puissance et sur la théorie des lois de mélange sont pris en compte. Une loi de Debye est intégrée aux modèles pour prendre en compte le comportement de l'eau dans les pores.

Constante diélectrique et densité des roches

Les roches étudiées (Tableau 1) sont d'origine magmatique (basalte, granite, diorite, rhyolite), métamorphique (amphibolite, gneiss) ou sédimentaire (calcaire, quartzite). Elles sont séchées en étuve à 120 C° pendant 48h, échantillonnées en cylindre (diamètre 30 à 50 mm, hauteur 2,54 cm) et mesurées en cavités cylindriques (de diamètre 200 mm et 400 mm), lesquelles permettent de déterminer respectivement les permittivités diélectriques complexes autour des fréquences de résonance à vide [1,1 ; 2,6 et 4,1GHz] et [0,5 ; 1,3 et 2GHz]. Les résultats des mesures sont présentés sur la figure 1a) et 1b) où les roches sont numérotées de 1 à 24 et leur désignation résumées dans le tableau 1. La permittivité est une grandeur complexe notée ϵ^* . La permittivité réelle

des roches mesurées est comprise entre 4 et 9. Ses valeurs sont en accord avec l'étude de 2012 (Wang *et al.*, 2012) et avec les études d'Ulaby(1990) et Olhoeft(1975). La tangente de pertes traduit essentiellement les pertes par conduction (pour les roches sèches, à ces fréquences, il n'y a pas a priori de relaxation dipolaire). Elle est comprise entre 0,1 et 0,001 et classe les roches mesurées dans les diélectriques presque parfaits ou à faibles pertes. Ces résultats montrent que les roches testées, sèches et non altérées se prêtent bien aux prospections radar : les ondes peuvent s'y propager aisément et se réfléchir par exemple dans un milieu de type chaussé ou sur des contrastes tels que les fissures ou les veines de nature différentes qu'un faciès rocheux peut contenir. De nombreux auteurs ont proposé de relier la masse volumique des roches à la permittivité réelle. Trois lois issues de la littérature sont testées et représentées sur la figure 1c) (Olhoeft (1975) : $\epsilon' = a_1 \rho$, Shutko (1989) : $\epsilon' = (a_2 + a_3 \rho)^2$, Dobson (1985) : $\epsilon' = (a_4 + a_5 \rho)^2 - a_6$). Ces lois ne s'appliquent pas parfaitement à nos mesures et une nouvelle évaluation des paramètres est nécessaire. Elle est donnée dans la figure 1d). La valeur des coefficients de corrélation des régressions réalisées montre que la masse volumique des roches détermine la valeur de la permittivité à hauteur de 50 %, résultat déjà annoncé par Ulaby (1990)) et Olhoeft (1975). D'autres facteurs rentrent donc en jeu, en particulier la composition chimique des roches – la proportion des oxydes de silicium, de fer et de titane sont déterminantes - et leur hétérogénéité apparente, décrite notamment par les plans de foliation présent dans certaines roches (quartzite, amphibolite notamment) et par la distribution et la taille des grains apparents (diorite, rhyolite). Une étude de la composition chimique et pétrographique des roches doit donc être envisagée pour affiner l'analyse de nos mesures.

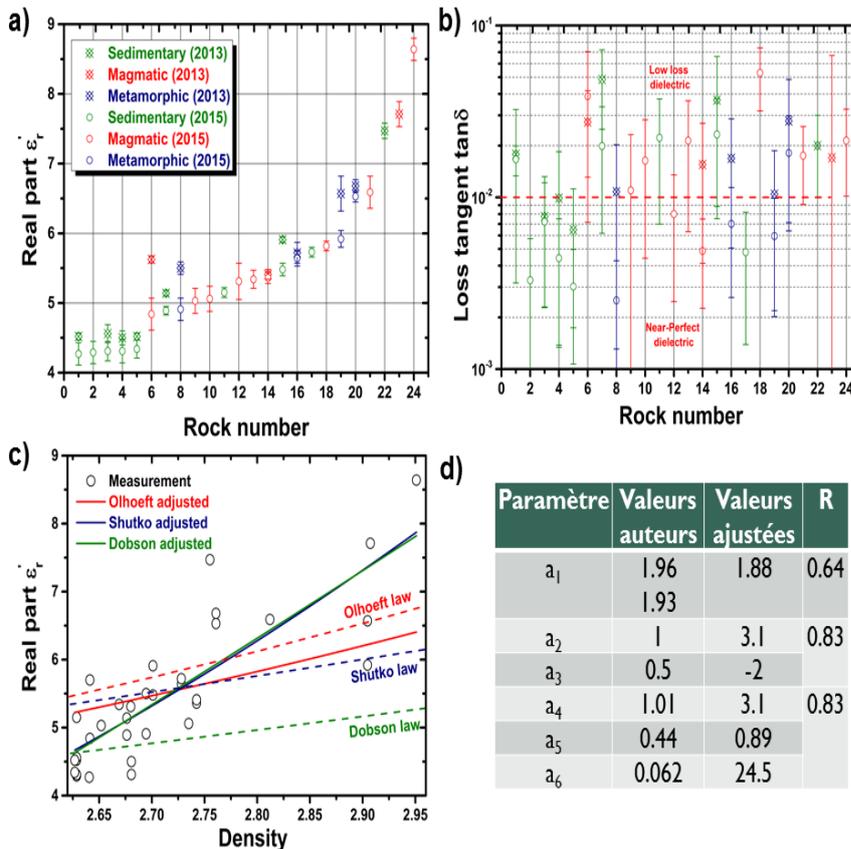


Figure 1 a) Partie réelle de la permittivité des roches en fonction de leur classification par ordre croissant de valeur de permittivité **b)** Tangente de pertes associée pour chaque roche **c)** Partie réelle de la permittivité en fonction de la densité pour chaque roche et loi de lissage **d)** Paramètres de lissage donnés par différents auteurs et ajustés pour cette application.

Numéro de roche – nature (carrière, date, particularité)	
1- Grès quartzite (Montebourg, 2013/2015)	13- Granite (Gouraudière 2015, grains fins)
2- Quartzite (Vignats, 2015, rose)	14 – Granite altéré (LaFerrière, 2013/2015)
3 - Quartzite (Vignats, 2013/2015, blanche)	15 - Quartz arenite (Roche Blain, 2013/2015)
4 - Quartzite (Barenton, 2013/2015)	16 - Hornfels (Saint-Honorine-Plafond, 2013/2015)
5 - Sandstone (Challoué, 2013/2015)	17- Calcaire (Caen, 2015)
6 - Rhyolite (Averton Mayenne, 2013/2015)	18- Basalt (Python de la Fournaise, 2015)
7 - Grès (Muneville-Le-Bingard, 2013/2015)	19 - Amphibolite (Arvieux, 2013/2015)
8 - Gneiss (Tinchebray, 2013/2015)	20 - Gneiss (Vaubadon, 2013/2015)
9- Granite (Bonotières, 2015)	21- Diorite (Gouraudière, 2015, micro-cristalline)
10- Granite (Mouzière, 2015, micro-cristalline)	22- Calcaire (Région Nord, 2013)
11- Quartzite (Vignats, 2015, rouge)	23- Basalt (Rhône-Alpes region)
12- Diorite (Noubleau, 2015, gros grains)	24- Diorite (Noubleau, 2015, grains moyens)

Table 1 : Classification et description des roches étudiées

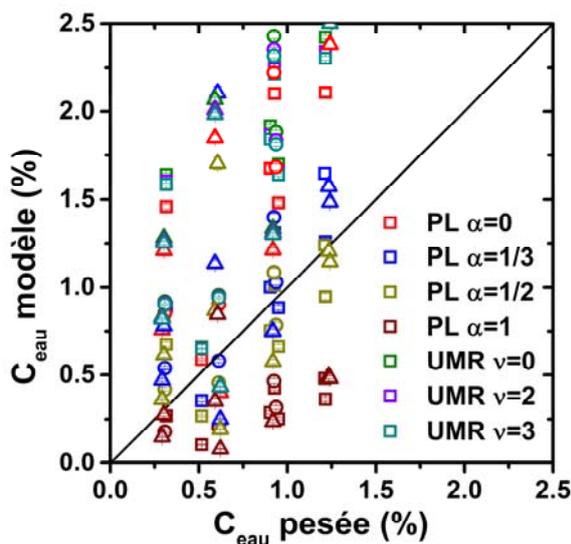
Modèles de permittivité

Les roches précédentes étaient sèches. Elles sont dans cette partie immergées dans l'eau pendant 48h. La porosité est alors déterminée par pesée avant et après immersion. On note la faible porosité des roches qui constituent notamment les matériaux de constructions des chaussées (autour de 1,5 %). Les roches les plus poreuses sont le calcaire de Caen et le basalte du Piton de la Fournaise. L'objectif est de décrire le comportement de ces roches poreuses et humides par des modèles en lois de puissance et des modèles plus élaborés basés sur les lois de mélange. La roche humide est donc considérée comme un modèle à deux phases : la roche sèche et l'eau. La permittivité de la roche sèche étant mesurée précédemment, on mesure la permittivité de la roche humide et l'on vérifie si les lois appliquées permettent de trouver une concentration volumique en eau proche de celles obtenues par pesée, en prenant en compte la permittivité de l'eau obéissant à une loi de Debye sur le domaine fréquentiel étudié.

La famille de modèle de loi de puissance est décrite par l'équation (1) :

$$\varepsilon_h^\alpha = f_s \varepsilon_s^\alpha + f_e \varepsilon_e^\alpha \quad (1)$$

Si α tend vers 0, on retrouve la formule de Litchnecker Rother. $\alpha=1/3$ donne la formule de Looyenga. On retrouve la loi de CRIM (Complex Refractive Index Model) pour une valeur de $\alpha=1/2$ et la loi de Silberstein ou encore la loi linéaire pour $\alpha=1$.



La famille de loi de mélange généralisé est donnée par l'équation (2)

$$\frac{\varepsilon_h - \varepsilon_s}{\varepsilon_h - d_s} = f_e \frac{\varepsilon_e - \varepsilon_s}{\varepsilon_e - d_s} \quad (2)$$

Avec $d_s = 2\varepsilon_s + \nu(\varepsilon_h - \varepsilon_s)$

L'indice h correspond à la roche humide (les pores accessibles sont supposés remplis d'eau), s à la roche sèche et e à l'eau. f est la concentration volumique de chaque constituant. $\nu=0$ correspond au modèle de Maxwell-Garnett ou encore Rayleigh, $\nu=2$, au modèle de Böttcher et $\nu=3$, l'approximation des potentiels cohérents. Dans ce travail, nous considérons qu'il n'y a pas de phénomène de polarisation liée à l'interaction entre l'eau et la roche dans la gamme de fréquence étudiée.

Figure 2 Concentration en eau des roches calculée par modèle en fonction de la concentration en eau déterminée par pesée.

La figure 2 décrit la concentration volumique en eau calculée à partir des différents modèles décrits précédemment en fonction de la concentration volumique en eau des roches déterminée par pesée avant et après immersion.

Le choix du modèle a une forte influence sur la concentration volumique calculée de l'eau. De manière générale, la famille de modèle de lois de mélange généralisée surestime la valeur de concentration volumique de l'eau. Pour les roches à faible porosité (entre 0 et 1,5%), les lois de puissance sont les plus proches pour α compris entre 1/3 et 1/2. Cependant lorsque la porosité atteint des valeurs de l'ordre de 3 à 19 %, le modèle de CRIM ($\alpha=1/2$) et la formule de Silberstein ($\alpha=1$) donnent des concentrations volumiques calculées de l'eau proche de celles obtenues par pesée.

Conclusions et perspectives

L'objectif de ce travail était de caractériser la permittivité diélectrique de roches en condition sèche et humide principalement utilisées pour la conception de chaussée en génie civil, mais aussi rencontrées en géophysique de subsurface. L'étude diélectrique des roches sèches a montré que nos roches peuvent être considérées comme des diélectriques à faibles pertes dont la partie réelle de la permittivité est comprise entre 4 et 9. L'application de différents modèles pour étudier l'influence de la masse volumique a montré que la permittivité est dépendante à 50% de la masse volumique et le reste de sa variation peut être attribué à la composition chimique (concentration en oxydes) ou encore aux hétérogénéités comme les plans de foliation, les grains et les ségrégations. L'étude diélectrique de roches saturées en eau a montré que la plupart des roches ont une porosité inférieure à 1,5% à l'exception de 2 roches qui ont une porosité de 14 et 19% avec des pores interconnectés. L'application des modèles pour calculer la concentration volumique en eau des roches à partir de la connaissance des permittivités de la roche sèche et humide et celle de l'eau a montré que les lois de puissance avec $\alpha=1/3$ et $\alpha=1/2$ étaient plus appropriés pour les roches de faible porosité. Pour les roches de haute porosité (de 3 à 19 %), les valeurs de $\alpha=1/2$ et $\alpha=1$ donnent les meilleurs résultats. De manière générale, la famille des lois de mélange généralisées surestime la concentration volumique calculée en eau.

Remerciements

Les auteurs remercient Cyril Ledun (Cerema) et Henri Mauduit (Université de Rouen) pour leur contribution aux mesures. Nous remercions les financeurs de cette étude pour leur soutien : l'Union des Syndicats des Industries Routières Françaises et la Région Haute Normandie.

Références

- Chelidze, T.L., Gueguen, Y., 1999. Electrical spectroscopy of porous rocks: a review. theoretical models. *Geophysical Journal International* 137, 1–15.
- Dobson, M., Ulaby, F., Hallikainen, M., El-Rayes, M., 1985. Microwave dielectric behavior of wet soil-part II: Dielectric mixing models. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on GE-23*, 35–46.
- Olhoeft, G.R., Stangway, D.W., 1975. Dielectric properties of the first 100 meters of the moon. *Eart Planet Sci. Lett.* 24, 394–404.
- Shutko, A.M., 1982. Microwave radiometry of lands under natural and artificial moistening. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions* 319 on GE-20, 18–26.
- Sihvola, A.H., 1999. *Electromagnetic mixing formulas and applications*. The Institute of Electrical Engineers, London.
- Ulaby, F., Bengal, T., Dobson, M., East, J., Garvin, J., Evans, D., 1990. Microwave dielectric properties of dry rocks. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 28, 325 –336.
- Wang, H., Li, B., and Fauchard, C. Caractérisation diélectrique des roches dans la bande 500 MHz – 4 GHz. In *Journées Scientifiques de Géophysique Appliquée*, St Brieuc, pages 103–106, Novembre 2010. <http://www.agapqualite.org/images/stories/pdf/actes-STbr-10.pdf>
-

Détection de cavités par couplage de méthodes : application sur la champignonnière de Souzay-Champigny

A. Bitri⁽¹⁾, K. Samyn⁽¹⁾, K. Samyn⁽¹⁾,

⁽¹⁾ BRGM, Direction Risques et Prévention, Unité Risque Cavités, Aménagement et Imagerie

Introduction

Cavités peu profondes, telles que le karst, les galeries de mines et de tunnels, constituent un danger pour les personnes et les constructions existantes en raison du risque d'effondrement entraînant des dommages aux bâtiments et une augmentation des coûts de développement urbain. Détection de phénomènes karstiques, des vides, la dissolution de surface, la fissuration, l'altération des matériaux non consolidés, est donc un défi majeur pour les méthodes géophysiques. La densité et la résistivité sont connues pour être de bons indicateurs de l'altération, de la fissuration ou de l'épikarst saturé, et en plus le comportement électrique peut être amplifiés par la présence de nappes phréatiques peu profondes et la circulation de l'eau. Le géoradar (GPR) peut être également bien adapté à la détection des cavités si la couverture argileuse, qui absorbe les ondes électromagnétique, est absente ou très discontinue.

Des recherches récentes ont montrées de bons résultats pour l'imagerie des cavités à l'aide de méthodes sismiques en onde de surface (Samyn et al, 2013, Leparoux et al, 2000; Park et al., 1996). Les ondes de surface ont plusieurs propriétés qui les rendent utiles pour la caractérisation de la proche surface. Elles véhiculent 2/3 de l'énergie engendrée par la source sismique et leur caractère dispersif permet la quantification de la vitesse des ondes de cisaillement avec la profondeur.

Basé sur les avantages et les inconvénients des différentes techniques géophysiques pour la détection des cavités, l'approche d'imagerie la plus prudente est l'utilisation de deux ou plusieurs techniques complémentaires.

Cette étude évalue le potentiel de l'utilisation de la tomographie en ondes de surface (Long, LT et Kocaoglu, AH, 1999, Abbott et al., 2006) avec microgravité pour imager des cavités complexes proche surface. La zone d'étude se trouve à Souzay-Champigny, France (Fig.1), et se compose d'un réseau de carrière souterraine abandonnée en calcaire crayeux du Crétacé. Les cavités sont accessibles et ont été partiellement cartographié.

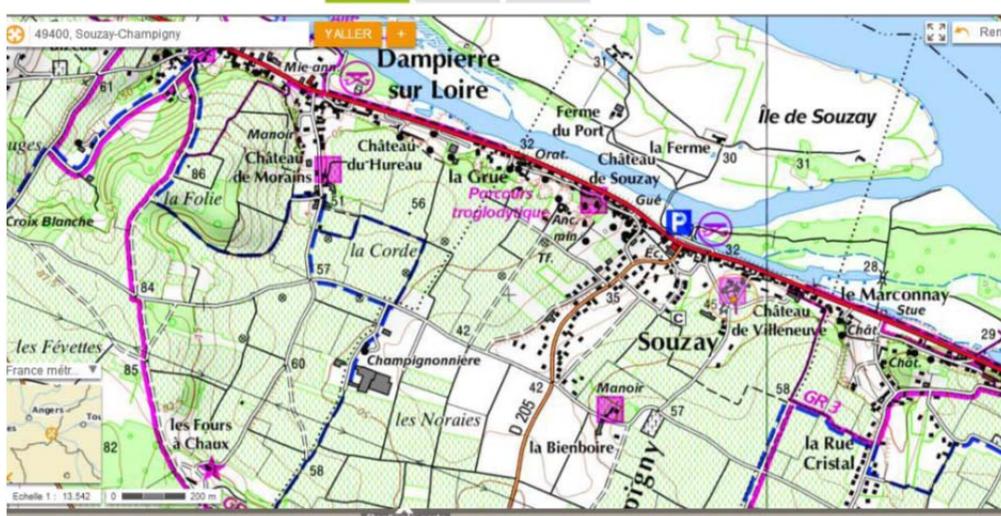


Figure 1- Localisation de la zone d'étude.

Acquisition et traitement des données

Les mesures gravimétriques ont été réalisées à l'aide des gravimètres relatifs Scintrex du BRGM. 462 stations gravimétriques ont été mesurées en utilisant la grille 4 par 4 mètres. L'élévation de la station a été acquise par nivellement direct avec une précision centimétrique. Pour obtenir l'anomalie de Bouguer (Fig. 2), les lectures ont été corrigées pour la dérive instrumentale, marées terrestres, l'élévation, la latitude et les effets du terrain en utilisant un logiciel développé par le BRGM. Environ 20% des stations ont été réoccupé pendant l'acquisition afin d'évaluer la répétabilité des mesures de gravité. Prenant en compte les erreurs de mise à niveau et de correction de terrain, l'incertitude sur anomalie de Bouguer est estimé à 8 μGal .

La géométrie d'acquisition sismique est composé de 6 lignes parallèles avec un espacement de 10m. Chaque ligne se compose de 24 géophones verticaux de fréquence de résonance de 10Hz espacés de 5m. Deux Stratavizor de 48 canaux et deux Geodes de 24 canaux ont été utilisés pour enregistrer et sommer quatre impacts d'une masse de 10 kg. La figure 3a présente un enregistrement brut contenant une onde de surface bien développée.

La première étape du traitement de la tomographie en ondes de surface est d'estimer le temps de propagation pour chaque paire géophone-source à intervalle de fréquence régulière en utilisant le S-transformation (Stockwell, et al., 1996) (Fig. 3b). Les temps de parcours du mode fondamentale de l'onde de Rayleigh à une fréquence donnée sont utilisés dans un algorithme d'inversion tomographique à reconstituer une tomogramme 2-D de vitesse de groupe. En combinant les tomographies pour toutes les fréquences on obtient un volume 3D de vitesse de groupe permettant la création d'une courbe de dispersion pour chaque point de la zone d'étude (Fig.4). Les courbes de dispersion individuelles sont ensuite inversées pour estimer les vitesses S fonction de la profondeur pour chaque point (Fig.5). L'interpolation en x et y de ces profils verticaux des vitesses S permet d'obtenir le volume 3-D des vitesses S de la zone d'étude (Fig. 6)

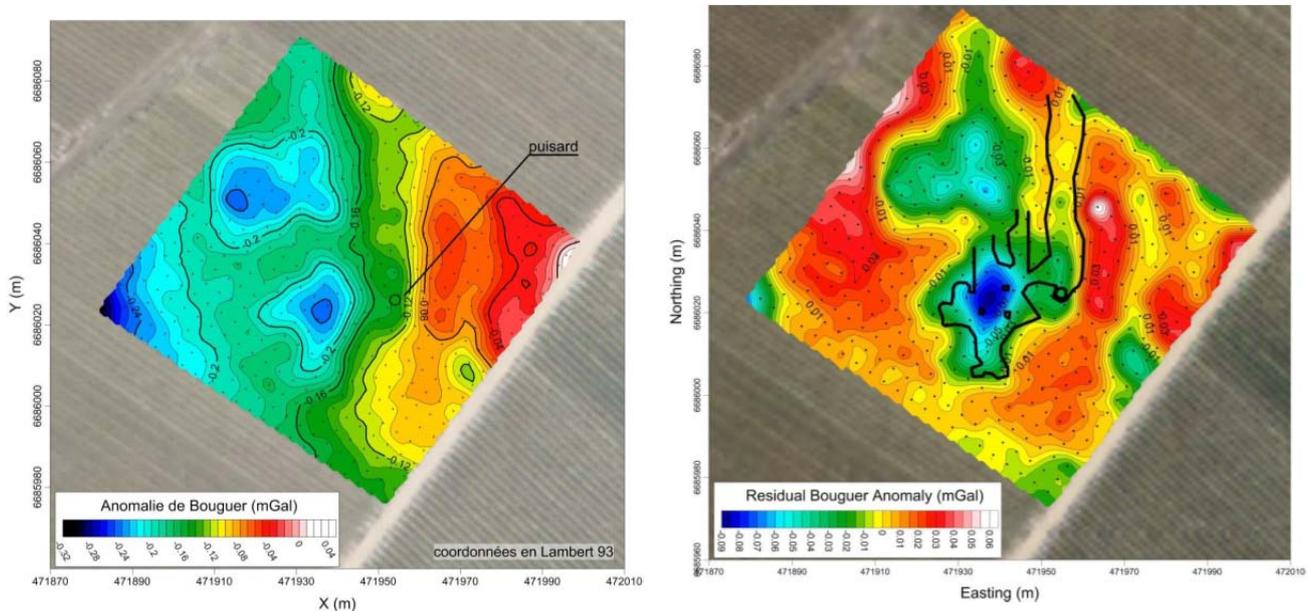


Figure 2- L'anomalie de Bouguer pour une densité de 2.5 gr/cm (a) et l'anomalie résiduelle avec la position des galeries en profondeur.

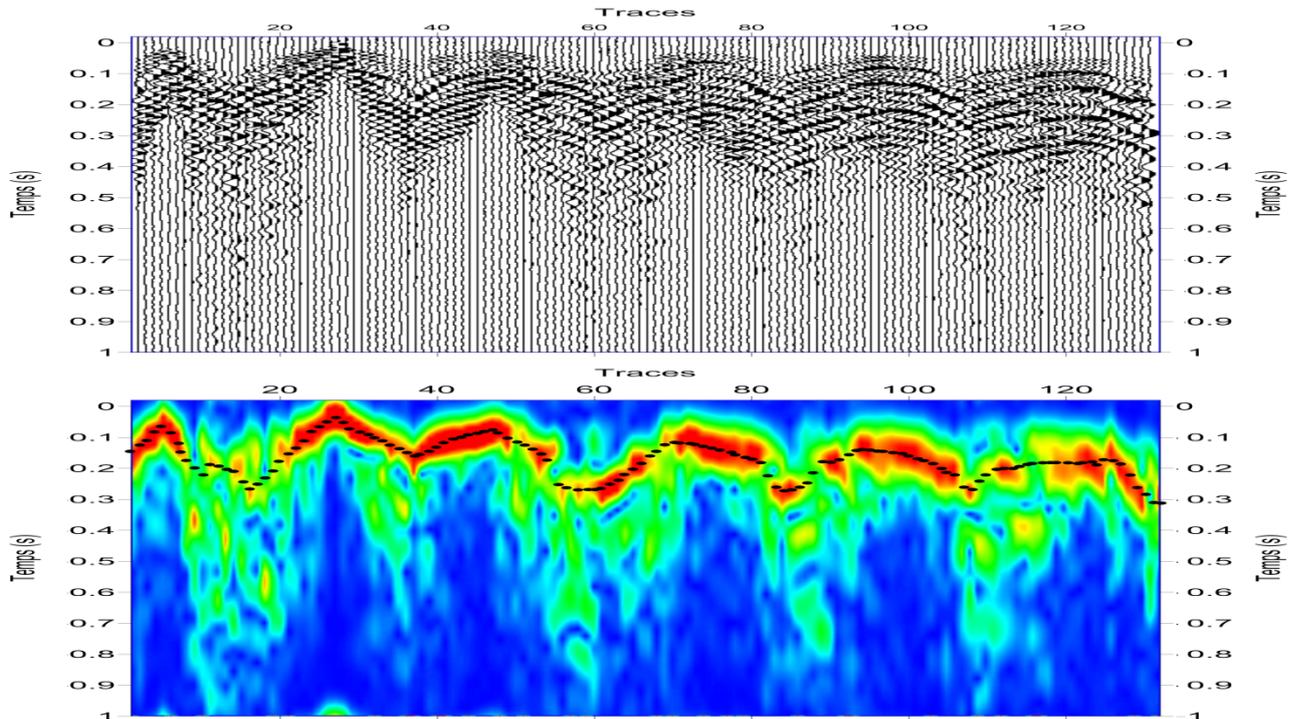


Figure 3- Point de tir enregistré sur le site (a) et sa transformation S pour la fréquence de 20 Hz (b)

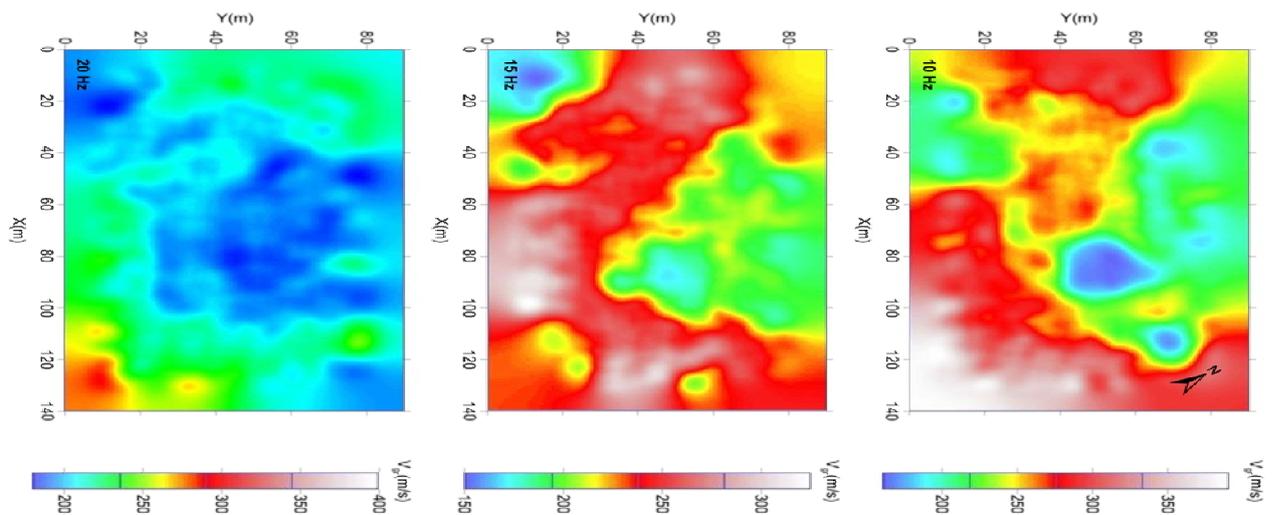


Figure 4- Cartes de vitesse de groupe obtenues par inversion tomographique des temps d'arrivées pour différentes fréquence.

Résultats

L'anomalie de Bouguer résiduelle (Fig.2b) montre de fortes anomalies négatives (atteignant $-0,090$ mGals) associés à la carrière souterraine. Comme prévu, il ya une forte corrélation spatiale entre la forme de l'anomalie gravimétrique résiduelle et la cavité cartographiée. La grande anomalie négative vers le nord est associé à une partie non cartographiées de la carrière.

La figure 5 présente le volume 3D des vitesses S obtenu par inversion individuelle des courbes de dispersion de vitesse de groupe. L'anomalie de faibles vitesses dans le centre du volume est probablement du à la perturbation de propagation des ondes de surface en présence de la cavité. Cette anomalie se situe dans une tranche de profondeur cohérente avec la profondeur réelle de la cavité (~ 5). Notons que seule la cavité principale est mise en évidence par de faible vitesses S (< 150 m/s).

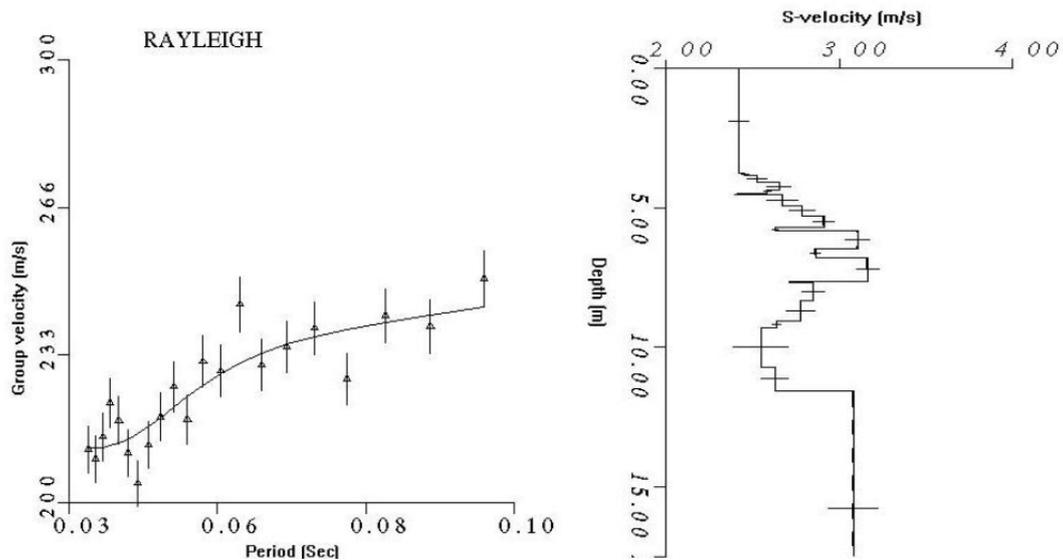


Figure 5- Exemple d'une courbe de dispersion de vitesse de groupe obtenue par extraction des cellules du modèle (triangles noirs) et calculée (points rouges) à partir du modèle 1D de Vs (droite) issu de l'inversion de cette courbe.

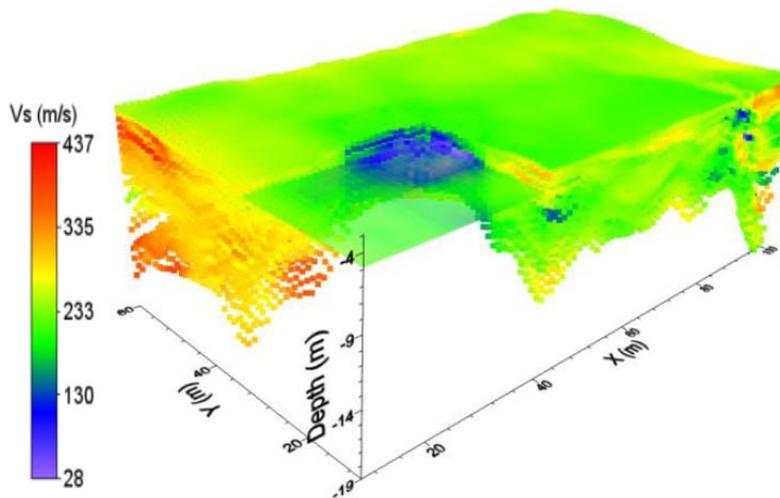


Figure 6- Volume 3D de Vs obtenu par inversion individuelle des courbes de dispersion de vitesse de groupe de chaque cellule du modèle

Abbot, R.E., Bartel, L.C, Engler, B.P., and Pullammanappallil, S., 2006. Surface wave and refraction tomography at the FACT Site, Sandia National Laboratories, Technical Report SAND20065098

Long, L. T. and Kocaoglu, A. H. 1999. Surface-Wave Group-Velocity Tomography for Shallow Structures. Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems - SAGEEP '99, Oakland, California, March 14-18, EEGS, 85-94.

Leparoux D., Bitri A., Grandjean G., 2000. Underground cavity detections: a new method based on seismic Rayleigh waves. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 5, 33-53.

Samyn, K., Bitri, A., Grandjean, G. 2013. Imaging a near-surface feature using cross-correlation analysis of multi-channel surface wave data, Near Surface Geophysics, 11, 1-10.

Stockwell, R.G., Mansinha, L., and Lowe, R.P., 1996 Localization of the complex spectrum: The S transform: IEEE Trans. Signal Process., 44, No 4, 2957-2962

Etude de la morphodynamique récente et de l'architecture interne d'une flèche de galets par la méthode GPR (Ground Penetrating Radar) : le Sillon de Talbert, Bretagne, France.

Mélanie BIZET⁽¹⁾, Etienne LESEIGNEUR⁽¹⁾, Olivier BAIN⁽²⁾, Pascale LUTZ⁽³⁾, Pierre STEPHAN⁽⁴⁾, Renaud TOULLEC⁽⁵⁾

- (1) : Institut Polytechnique LaSalle Beauvais, 19 rue Pierre Waguet F- 60000 Beauvais
(2) : Département des Géosciences - Institut Polytechnique LaSalle Beauvais, 19 rue Pierre Waguet F- 60000 Beauvais
(3) : UP 2012-10-102 Hydrise - Institut Polytechnique LaSalle Beauvais, 19 rue Pierre Waguet F- 60000 Beauvais - pascale.lutz@lasalle-beauvais.fr
(4) : Laboratoire LETG-Brest Géomer, UMR 6554 CNRS, IUEM, Technopole Brest-Iroise, 29280 Plouzané
(5) : Equipe B2R Département des Géosciences - Institut Polytechnique LaSalle Beauvais, 19 rue Pierre Waguet F- 60000 Beauvais

Le Sillon de Talbert est un cordon de galets (à 55%) de type "flèche à pointe libre" situé sur la façade septentrionale de la péninsule bretonne, dans le département des Côtes d'Armor. Long de 3,2 km et large de 135 m dans sa partie distale, ce cordon d'orientation SW-NE en direction de la Manche, est le plus grand de Bretagne.

Cette flèche a enregistré des évolutions morphologiques particulièrement rapides au cours des dernières décennies : i) recul du cordon à une vitesse moyenne de 1,2 m/a, ii) érosion et ouverture de brèches dans la partie proximale, iii) accrétion importante dans la partie distale se traduisant par l'édification de levées de galets successives (Stéphan *et al.*, 2012). Depuis 2002, un suivi topo-morphologique annuel basé sur des relevés au DGPS a été entrepris sur l'ensemble du site par l'Université de Bretagne Occidentale (UBO). Ce suivi a abouti à une quantification des transferts sédimentaires transversaux et longitudinaux qui permet désormais de mieux comprendre les processus en cause dans la mise en place des corps sédimentaires.

Le but de l'étude est de proposer un modèle d'évolution morphostructural ainsi que le forçage expliquant le fonctionnement de ce corps sédimentaire exceptionnel.

C'est en particulier l'architecture interne et l'évolution de la partie distale du cordon de galet, appelée "spatule", qui est proposée ici. Cette étude s'intègre au suivi topo-morphologique effectué par l'UBO. C'est la première fois que la structure interne de ce cordon est imagée, représentant ainsi une innovation significative pour la recherche sur ce site. Dans ce but, une campagne d'acquisition de données par radar géologique (GPR : Ground Penetrating Radar) a été réalisée durant le mois de septembre 2014. 57 profils transversaux et 6 profils longitudinaux ont été effectués (**Figure1**). L'acquisition des données a été effectuée à l'aide d'une antenne blindée de 500 MHz permettant une profondeur maximale d'investigation de 5 m en moyenne. De plus, 12 profils en Point Milieu Commun (CMP : Common MidPoint) ont été réalisés avec un déport maximale de 21 m afin d'effectuer des analyses de vitesses et convertir les "sections temps" en "sections profondeur".

Grâce au logiciel ReflexW©, ces données ont été traitées en intégrant les données altimétriques acquises par l'UBO sous la forme d'un Modèle Numérique de Terrain.

Afin de proposer un modèle d'évolution du sillon, il est essentiel d'identifier les corps génétiques qui le composent et en particulier les relations géométriques entre les différentes terminaisons des réflecteurs électromagnétiques en profondeur. Enfin l'agencement de ces différents corps en fonction du temps doit être reconstitué.

L'analyse et l'interprétation des sections radar a permis de mettre en évidence 5 faciès géophysiques : faciès de surface, lité, lité désorganisé, transparent et socle électromagnétique. D'autres faciès plus ponctuels ont également été mis en évidence, mais leur importance pour la compréhension de la dynamique globale est moindre. Des réflecteurs inclinés d'une quinzaine de degrés, très bien définis par des contrastes électromagnétiques importants, correspondent à des corps sédimentaires pluri-décamétriques qui sont essentiellement progradants vers l'Est mais

également aggradants. Sur le flanc ouest du cordon, les événements d'overwash présentent une forte signature, en particulier les déversements massifs de galets causés par les tempêtes de l'hiver 2013-2014.

Les différentes crêtes visibles en surface ont été associées aux corps en profondeur (**Figure 2**). Ces résultats sont en accord avec les changements morphologiques observés à travers la photo-interprétation et le suivi DGPS. Les corps sédimentaires sont corrélés avec les différentes levées de galets visibles en surface dont l'âge d'édification a également été déterminé à partir des clichés aériens. L'architecture interne reflète ainsi les dynamiques morphologiques enregistrées au cours des 80 dernières années.

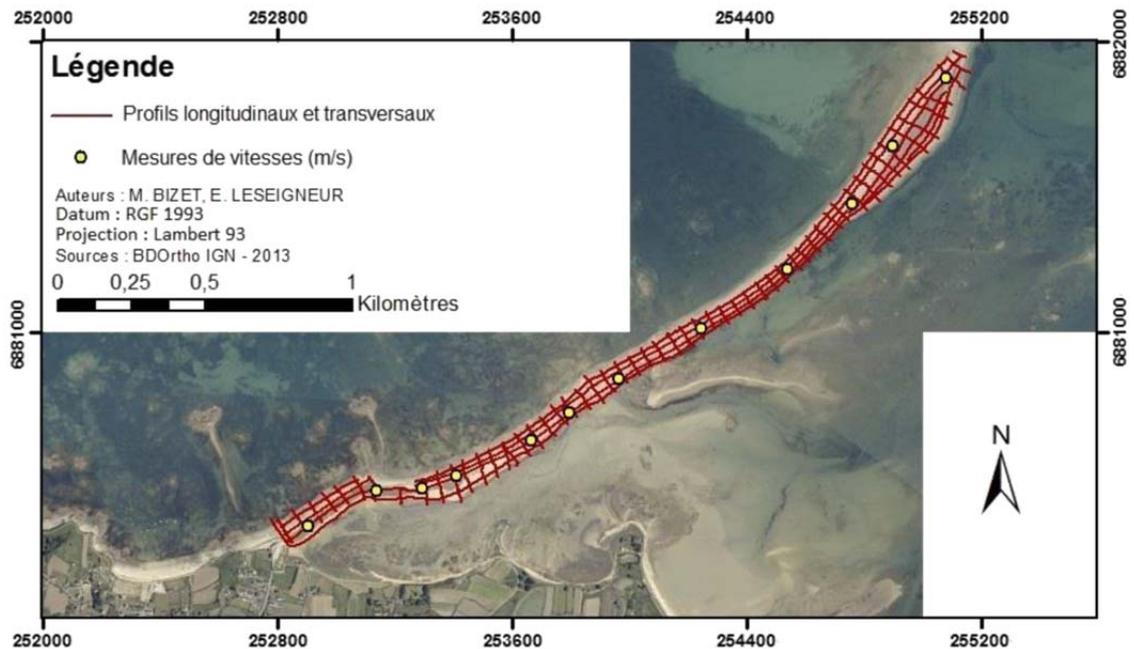


Figure 1 : Localisation des profils radar réalisés en septembre 2014 sur le Sillon de Talbert.

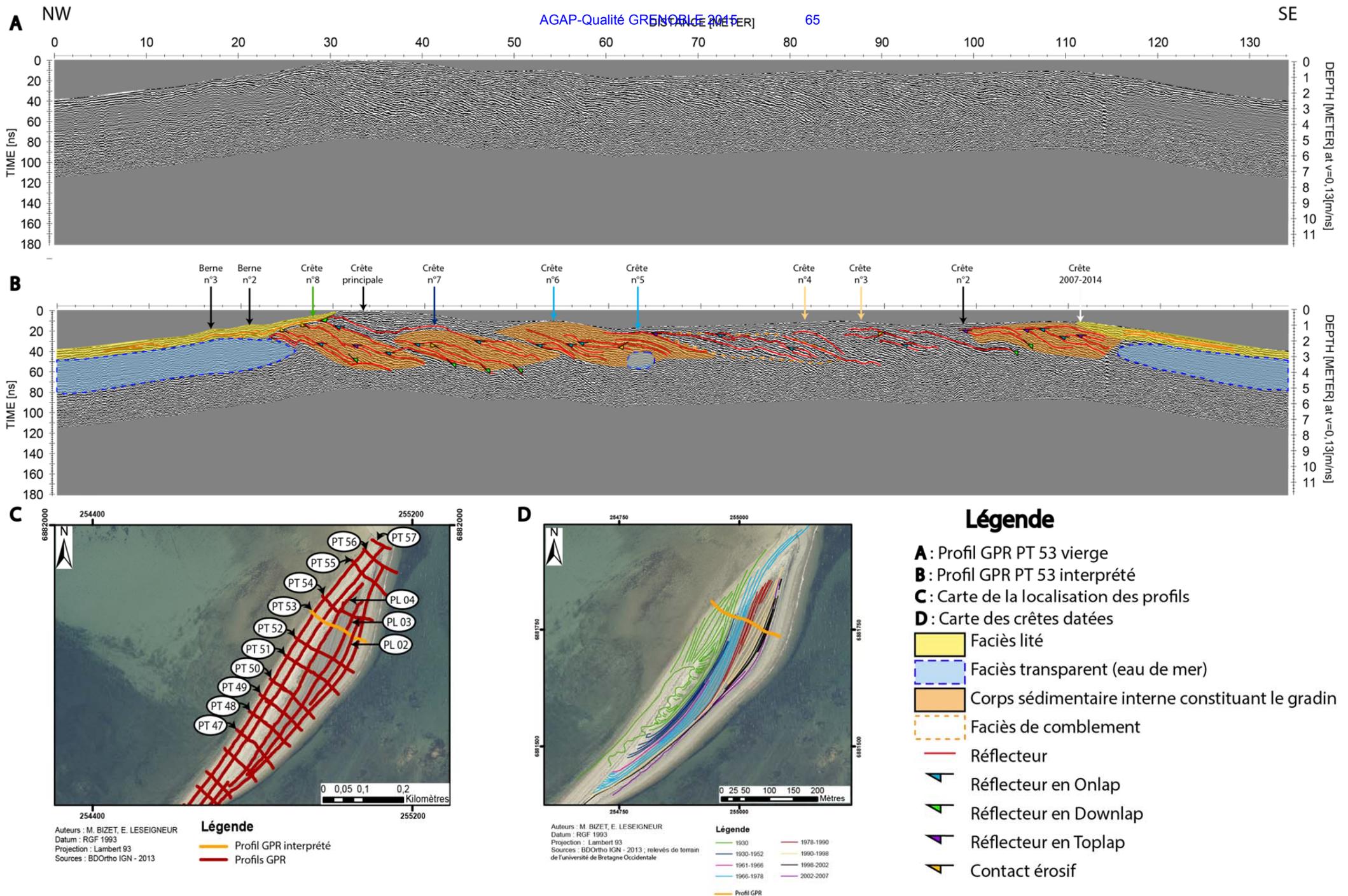


Figure 2 : Radargramme traité et interprété d'un profil transversal localisé sur la spatule.

STEPHAN P., FICHAUT B., SUANEZ S. (2012) – Long-term morphodynamic evolution of the Sillon de Talbert gravel barrier spit, Brittany (France). *Shore & Beach*, 2012, volume 80, n°1, pp. 19-36.

Caractérisation sismique de 20 stations du RAP par sismique passive en réseau et MASW.

Clément Burnouf, Aline Dechamp, Fabrice Hollender, Cécile Cornou, Florence Renalier

C. Burnouf, SOLDATA Geophysic, clement.burnouf@soldata-geophysic.com,
A. Dechamp, CEA, aline.dechamp@cea.fr, F. Hollender, CEA, fabrice.hollender@cea.fr
C. Cornou, IRD – ISTerre, cecile.cornou@obs.ujf-grenoble.fr
F. Renalier, SOLDATA Geophysic, florence.renalier@laposte.net

Abstract

21 sites du Réseau Accélérométrique Permanent ont été caractérisés par sismique passive en réseau et MASW pour estimer le profil de V_s jusqu'à une grande profondeur. Les résultats montrent l'intérêt de coupler ces deux méthodes avec une méthodologie d'acquisition adaptée, d'utiliser différentes techniques de traitement du signal et d'analyser aussi bien les ondes de Love que de Rayleigh.

Introduction

Dans le cadre du Plan Séisme, les réseaux sismologiques français contribuent au Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (CSEM) en mettant à disposition en temps réel leurs données. Pour compléter les métadonnées (informations sur la topographie et la géologie des sites sur lesquels sont installées les stations), nécessaires à une utilisation correcte des signaux sismiques, des campagnes de caractérisations sismiques sont réalisées pour fournir, pour chacun des sites, le profil vertical de vitesse des ondes de cisaillement $V_s(z)$ et une estimation du V_{s30} .

Ce papier présente la synthèse d'une campagne de caractérisation de 21 sites (Figure 1a) du Réseau Accélérométrique Permanent. A chaque site, les méthodes de sismique passive en réseau (Figure 1b et c, méthode FK, HRFK et SPAC) et MASW ont été utilisées pour mesurer la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh sur une large gamme de fréquence, et celle des ondes de Love à haute fréquence.

L'acquisition des données de sismique passive en réseau a été réalisée avec 10 à 15 acquisitions CMG6TD sur 3 à 5 réseaux concentriques de 10 m à 1000 m d'ouverture. Les données de MASW en onde de Rayleigh (resp. Love) ont été enregistrées avec 24 capteurs 4.5 Hz verticaux (resp. horizontaux) et des tirs à la masse verticaux (resp. horizontaux sur une poutre).

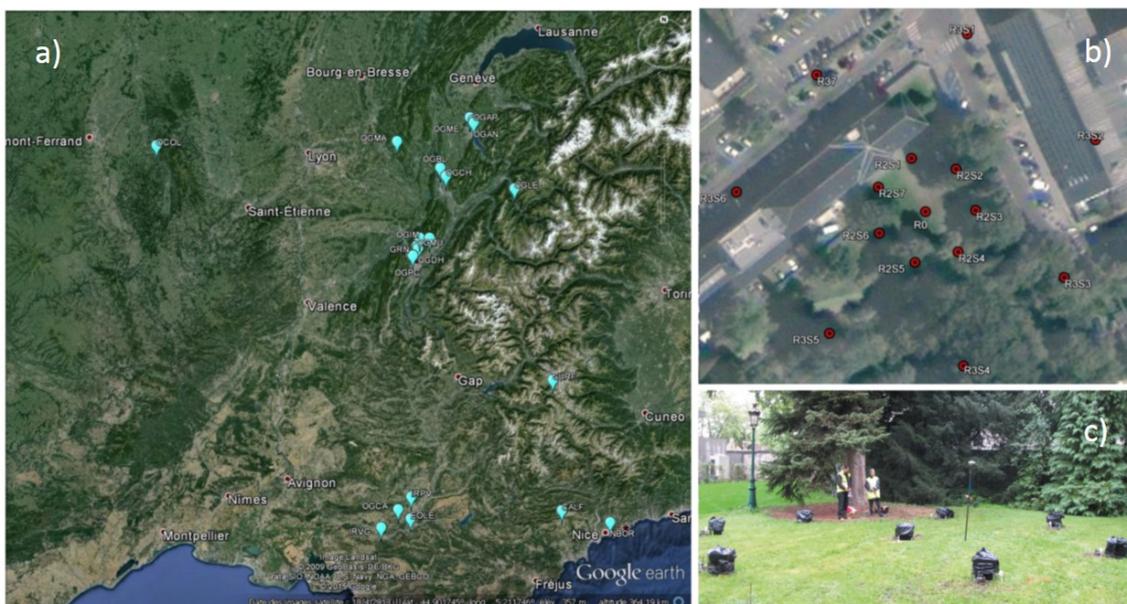


Figure 1 : Acquisition des données. a) localisation des stations du RAP caractérisées. b) implantation des stations des 2 plus petits réseaux sur une station. c) photo de l'acquisition du plus petit réseau.

Description des résultats

Les Figure 2 et Figure 3 montrent, respectivement pour un site mou (station OGBL, Le Bourget du Lac [73]), et pour un site raide (station OGCH, Les Monts Chambéry [73]), les résultats obtenus par les différentes techniques utilisées implémentées dans la suite logicielle Sesarray (www.geopsy.org; Wathelet, 2005), qui ne reposent pas sur les mêmes hypothèses et se révèlent complémentaires (Capon, 1969, Bettig et al., 2001, Park et al. 1999).

A la station OGBL, les courbes de dispersion obtenues en sismique passive (Figure 2a, d) montrent très bien l'augmentation de la vitesse des ondes de surface avec la profondeur. Les courbes d'autocorrélation (Figure 2c) sont très propres. De plus, les rapports H/V calculés à toutes les stations (non montrés) présentent un pic bien marqué à 1 Hz. La MASW permet de mesurer la vitesse entre 8 et 15 Hz en onde de Rayleigh (mode fondamental + 1^{er} mode supérieur, non montré), et d'observer trois modes différents en ondes de Love (Figure 2b). En combinant toutes les informations, la courbe de dispersion mesurée couvre la gamme de fréquences de 0.4 Hz à 15 Hz en onde de Rayleigh (Figure 2e), et quelques fragments des trois premiers modes en onde de Love. Les écarts types, également mesurés à partir des histogrammes et diagrammes de dispersion, sont ici relativement faibles, environ de l'ordre de 10% de la vitesse. L'inversion avec l'algorithme de voisinage implémenté dans Sesarray (Dinver) permet d'obtenir un ensemble de profils verticaux de Vs « acceptables » (Wathelet, 2008), c'est-à-dire dont la courbe de dispersion théorique est dans les écarts types mesurés (Figure 2f). Ces profils présentent des vitesses inférieures à 500 m/s jusqu'à 30 à 50 m de profondeur, un niveau rocheux à environ 600 à 900 m/s, puis un substratum rocheux très raide à 2200 à 2600 m/s en dessous de 200 à 300 m de profondeur (Figure 2g), et ce jusqu'en dessous de 2000 m de profondeur (profondeur théorique calculée à partir de la règle de la ½ plus grande longueur d'onde mesurée). A partir de statistiques sur cet ensemble de modèles, on estime un $Vs_{30} = 200 \pm 5$ m/s (Figure 2h).

A la station OGCH, les courbes de dispersion obtenues en sismique passive (Figure 3a, d) montrent au contraire une vitesse constante dans la gamme de fréquence de 2 à 13 Hz. Le réseau le plus petit (28 m d'ouverture) permet de mesurer le début de la partie descente de la courbe de dispersion, entre 25 et 30 Hz. Les courbes d'autocorrélation (Figure 3c) sont relativement propres. Les rapports H/V sont globalement plats, avec des pics de faible amplitude à des fréquences variables entre 15 et 30 Hz. La MASW met en évidence une très forte variabilité latérale (non montré) et permet de mesurer au plus près de la station sismologique des fragments de courbes de dispersion dans la branche montante de celle-ci, entre 40 et 50 Hz en Rayleigh (Figure 3b) et entre 30 et 40 Hz en Love (non montré), permettant d'estimer le modèle de vitesse jusqu'à 300 à 500 m de profondeur. En combinant toutes les informations, la courbe de dispersion mesurée couvre la gamme de fréquences entre 2 et 50 Hz en onde de Rayleigh (Figure 3e) et entre 30 et 40 Hz en onde de Love. Les écarts types sont également de l'ordre d'environ 10% de la vitesse. Les profils verticaux de Vs « acceptables » inversés (Figure 3g) présentent des vitesses inférieures à 500 m/s jusqu'à 3 à 5 m de profondeur, un niveau rocheux à environ 500 à 800 m/s, puis un substratum rocheux très raide à 2500 à 2700 m/s en dessous de 5 à 7 m de profondeur, et ce jusqu'à plus de 500 m de profondeur. A partir de statistiques sur cet ensemble de modèles, on estime un $Vs_{30} = 1415 \pm 10$ m/s.

Les sites OGLE, OGMU et GRN n'ont pas fait l'objet de mesures passives du fait de leur topographie trop marquée pour l'acquisition en réseau. De plus, les données de sismique passive des stations CALF et OCOL n'ont pas fait ressortir de courbes de dispersion et les résultats proviennent uniquement de la MASW. Deux hypothèses pourraient expliquer cela : 1) La topographie de la station est trop importante et la géométrie trop 3D (cas d'OCOL située sur un piton rocheux). 2) Les vibrations ambiantes sont trop faibles sur le site par rapport aux vibrations instrumentales intrinsèques (cas de CALF possible).

Synthèse méthodologique de la campagne aux 21 sites

Les résultats obtenus sur l'ensemble des 21 sites démontrent l'intérêt de coupler la sismique passive et la MASW pour estimer le profil de vitesse depuis la proche surface jusqu'à grande profondeur.

L'utilisation combinée des différentes techniques de traitement des données de sismique passive permet de confirmer la courbe de dispersion lorsque les résultats sont cohérents. Cela peut ne pas être le cas lorsque le bruit est directif (la méthode SPAC donne alors des résultats faux), lorsque deux modes sont proches (la méthode FK a alors du mal à les différencier) ... L'analyse de l'origine de l'incohérence des résultats permet de ne conserver que la « bonne » courbe de dispersion. Les différentes techniques se complètent de plus en général en termes de contenu fréquentiel.

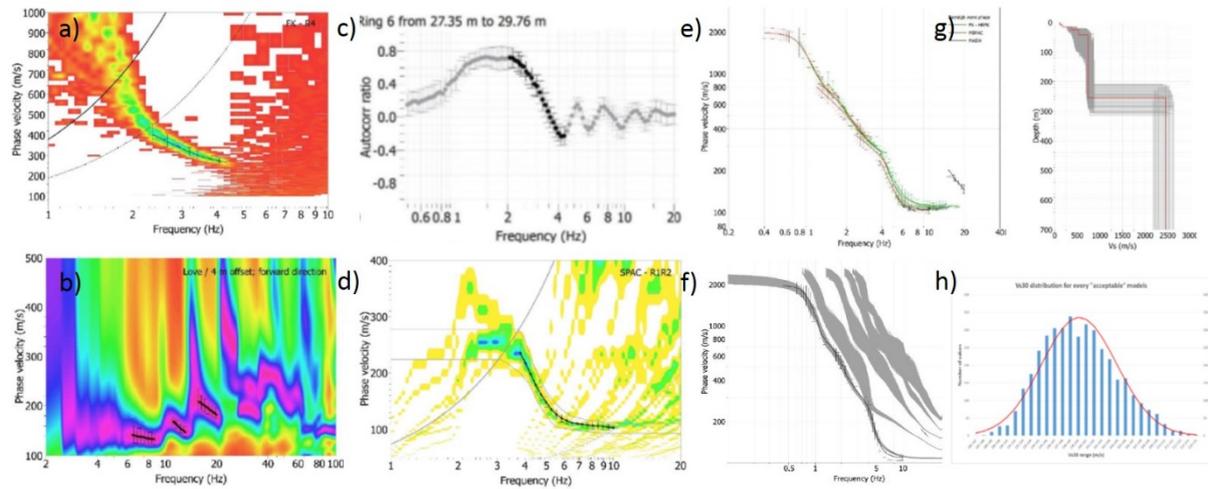


Figure 2 : Résultats obtenus à un site mou : OGBL. a) image de dispersion obtenue par la méthode FK, b) image de dispersion obtenue par MASW (Love), c) exemple de SPAC, d) image de dispersion obtenue par inversion des SPAC, e) ensemble des courbes de dispersion identifiées grâce aux différentes méthodes, f) courbes de dispersion inversées (gris) et moyenne observée (noir), g) modèles de vitesses acceptables (gris) et « meilleur » modèle (rouge), h) distribution des Vs30 des modèles acceptables.

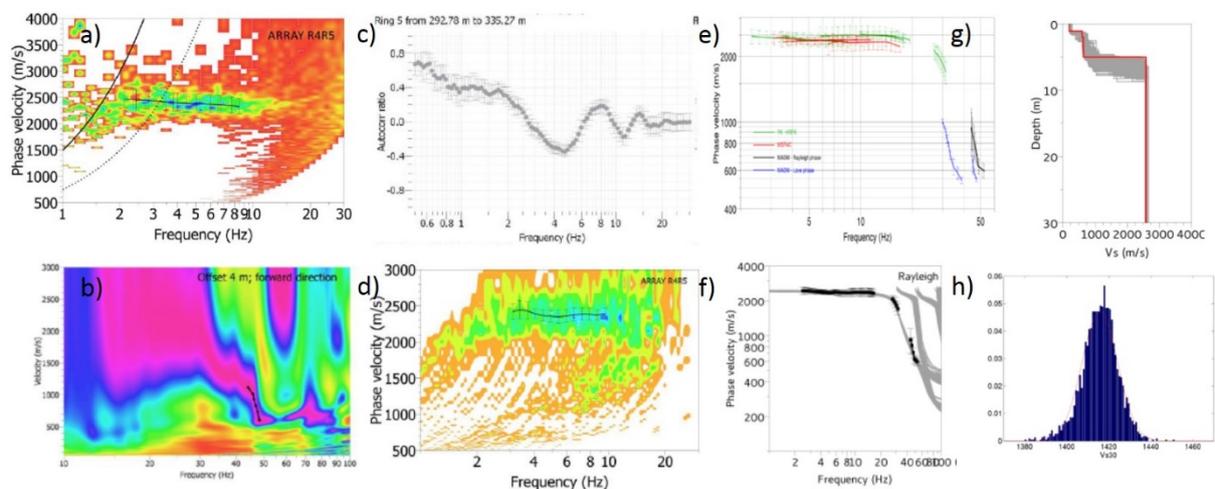


Figure 3 : Résultats obtenus à un site raide : OGCH. a) image de dispersion obtenue par la méthode HRFK, b) image de dispersion obtenue par MASW, c) exemple de SPAC, d) image de dispersion obtenue par inversion des SPAC, e) ensemble des courbes de dispersion identifiées grâce aux différentes méthodes, f) courbes de dispersion inversées (gris) et moyenne observée (noir), g) modèles de vitesses acceptables (gris) et « meilleur » modèle (rouge), h) distribution des Vs30 des modèles acceptables.

Par ailleurs, la dernière colonne du tableau de la Figure 4a montre pour tous les sites, les modes finalement pris en compte dans l'inversion. L'utilisation combinée des ondes de Love et des ondes de Rayleigh a permis d'associer les courbes de dispersion mesurées aux bons modes.

La Figure 4b montre, pour l'ensemble des sites, les fréquences minimum et maximum de la courbe de dispersion moyenne (toutes méthodes confondues) en fonction du Vs30 moyen. La gamme de fréquences est aussi large pour les sites raides que pour les sites mous. La méthodologie (d'acquisition et de traitement) permet donc d'estimer le profil de vitesse indépendamment de la raideur du site.

La Figure 4c montre qu'aux deux sites les plus mous (Vs30 de l'ordre ou inférieur à 200 m/s), un grand nombre de modes ont pu être identifiés, mais qu'au-delà, il ne paraît pas y avoir de lien clair entre nombre de modes et raideur du site. Au contraire, les Figure 4b et c montrent que l'écart type sur le Vs30 a tendance à augmenter lorsque moins de modes sont identifiés, et, de manière (presque) indépendante, lorsque la raideur du site augmente.

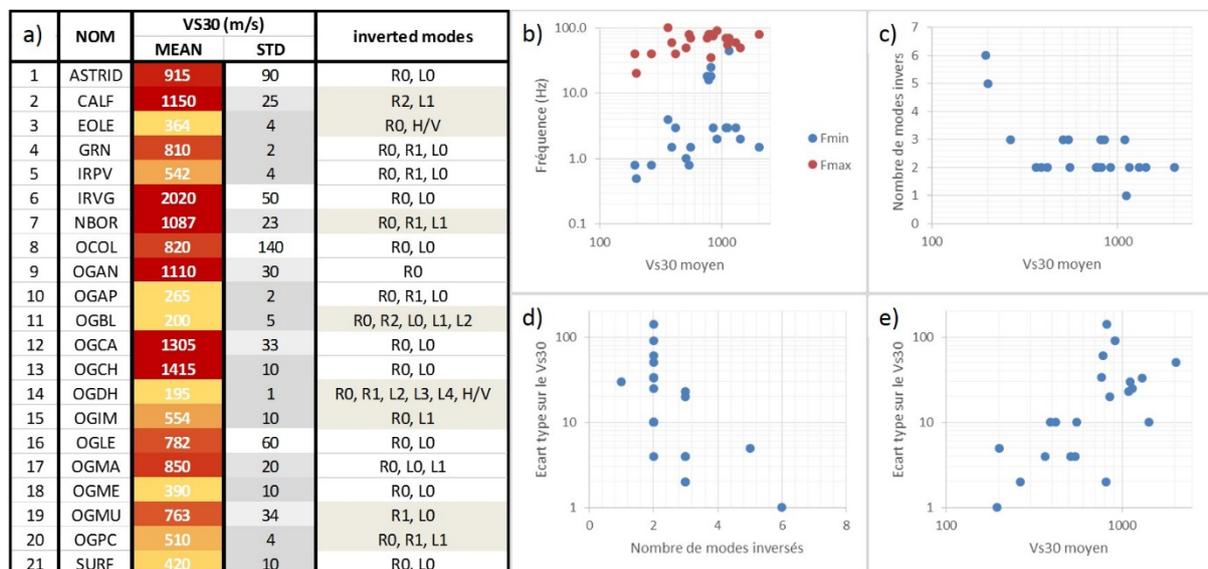


Figure 4 : a) tableau synthétisant pour l'ensemble des sites, les Vs30 moyens et écarts types associés, ainsi que les modes utilisés dans l'inversion (R : Rayleigh, L : Love, 0 : mode fondamental, 1 à 4 : modes supérieurs, H/V : fréquence du pic H/V), b) fréquences minimum et maximum de la courbe de dispersion mesurée (toutes méthodes confondues) en fonction du Vs30 moyen, c) nombre de modes utilisés dans l'inversion en fonction du Vs30 moyen, d) écart type sur le Vs30 en fonction du nombre de modes utilisés dans l'inversion, e) écart type sur le Vs30 moyen en fonction du Vs30 moyen.

Conclusion

21 sites du Réseau Accélérométrique Permanent ont été caractérisés par sismique passive en réseau et MASW pour estimer le profil vertical de la vitesse des ondes de cisaillement depuis la proche surface jusqu'à une grande profondeur.

La synthèse des résultats obtenus met en évidence l'intérêt 1) de coupler ces deux méthodes pour couvrir une large gamme de fréquence, 2) d'exploiter les données de sismique passive avec différentes techniques de traitement du signal qui se complètent selon la nature du bruit sismique et/ou l'excitation des modes supérieurs, et 3) d'analyser en MASW aussi bien les ondes de Love que les ondes de Rayleigh pour associer correctement les différentes courbes de dispersion aux bons modes.

Ainsi définie, la méthodologie appliquée a permis d'obtenir les profils Vs(z) aux sites raides aussi bien qu'aux sites mous. Les seuls sites où la sismique passive en réseau n'a pas permis de mesurer la courbe de dispersion sont ceux avec une forte topographie à l'échelle des réseaux déployés ou les stations « trop calmes » où le bruit ambiant est insuffisant.

Références

Bettig, B., Bard, P.-Y., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C., and Hatzfeld, D. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial autocorrelation method (SPAC). Application to the Grenoble area. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42: 281–304.

Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57: 1408–1418.

Park, C., Miller, R., and Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3): 800–808.

Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion, Ph.D. thesis, University of Liege.

Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. Geophysical Research Letters, 35: L09301.

Comparaison des méthodes invasives et non invasives : résultats du benchmark international InterPacific

Cornou Cécile, Hollender Fabrice, Garofalo Flora, Foti Sebastiano, Pierre-Yves Bard, Brady Cox, Aline Dechamp, Matthias Ohnrberger, Deborah Sicilia, Christophe Vergniault

C. Cornou, P.-Y. Bard, ISTerre, Université Grenoble Alpes, BP53X 38041 Grenoble Cédex 9

F. Hollender, CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France

F. Garofalo, S. Foti, Politecnico di Torino, c.so Duca degli Abruzzi 24, 10129 Torino, Italie

B. Cox, University of Texas, 301 E. Dean Keeton Stop C1792, Austin TX 78712, USA

M. Ohnrberger, University of Potsdam, Karl-Liebknecht-Str. 24, 14476 Golm, Allemagne

D. Sicilia, C. Vergniault, EDF CEIDRE, 905, Av. du Camp de Menthe, F-13097 Aix-en-Provence, France

Résumé

L'obtention du profil de vitesse en ondes de cisaillement est utile, voire nécessaire dans de nombreuses applications : classification des sols selon les règles EC8, réponse sismique d'ouvrages spécifiques ou non, microzonage sismique, etc. Une alternative à l'utilisation des méthodes invasives (méthodes en forage) est l'utilisation de méthodes non-invasives (méthodes en ondes de surface). Afin de comparer et d'analyser les performances de ces différentes méthodes, trois sites ont bénéficié de plusieurs mesures « invasives » et « non-invasives » qui ont été traitées par plusieurs équipes internationales dans un contexte de benchmark en aveugle. La variabilité obtenue entre les résultats des méthodes invasives est plus grande que celle à laquelle nous nous attendions. Inversement, et même si elles ne peuvent rivaliser en termes de résolution verticale, les méthodes non-invasives ont produit des résultats tout à fait semblables aux méthodes invasives à la fois en termes de profil de vitesse et d'estimation du Vs30.

Introduction

L'obtention du profil de vitesse en ondes de cisaillement est nécessaire dans de nombreuses applications : classification des sols selon les règles EC8, réponse sismique d'ouvrages spécifiques ou non, microzonage sismique, etc. Une alternative – moins coûteuse - à l'utilisation des méthodes invasives (méthodes en forage) est l'utilisation de méthodes non-invasives (méthodes en ondes de surface). Ces méthodes en ondes de surface ne convainquent pas toujours certainement par un manque de compréhension de leurs limites et potentiels ainsi que de comparaison des méthodes invasives et non-invasives. Le benchmark international InterPacific (Intercomparison of methods for site parameter and velocity profile characterization), financé dans le cadre des projets CASHIMA et SIGMA, a donc eu pour objectif de comparer les performances des méthodes invasives (down-hole, cross-hole, PS-Logging) et des méthodes de sismique active (MASW) et passive (bruit de fond réseau) en ondes de surface pour extraire le profil de vitesse en ondes de cisaillement. Trois sites échantillonnant des contextes géologiques très différents (Figure 1) ont été sélectionnés : un site au rocher (Cadarache), un site comportant des sédiments raides (Grenoble) et un site comportant des sédiments mous (Mirandola). A ces trois sites, des forages de 50 à 100 m de profondeur ont été réalisés ainsi que des mesures de sismique active et passive. Différentes équipes internationales ont été invitées soit à réaliser des mesures en forage (down-hole, cross-hole, PS logging) soit à exploiter les données de sismique active et passive. Cet article présente les principaux enseignements de ce benchmark après la première itération d'analyse des données réalisée en « aveugle » par les différentes équipes participantes.

Description du benchmark

A chaque site, trois entreprises ont réalisé et interprété leurs propres cross-holes, down-holes et PS-logging. D'autres équipes ont utilisé les jeux de données produits par une des entreprises. Plusieurs jeux de données en ondes de surface ont également été acquis par l'équipe d'organisation à proximité des forages. Les acquisitions de sismique passive, réalisées avec des acquisitions CMG6TD (Guralp) comprenant un capteur large-bande de bande passante 30s – 100 Hz, comportaient trois géométries d'acquisition type : des cercles concentriques, des triangles ou une forme en L, tous centrés sur le même capteur localisé à quelques mètres du forage, et dont les ouvertures variaient de 10 m à 405 m. Les mesures de sismique active (MASW) ont été réalisées en utilisant de 24 à 48 géophones 4.5 Hz horizontaux et verticaux avec des distances inter-traces de 0.5 à 2 m, connectés à une Geode (Geometrics). Ces jeux de données en ondes de surface ont été distribués à 14 équipes internationales. Outre la localisation des sites, les équipes participantes ne disposaient d'aucune information a priori. L'objectif fixé dans la première itération de cet exercice était d'estimer le profil de vitesse en ondes de cisaillement (V_s) en utilisant une partie seulement ou l'ensemble des données.

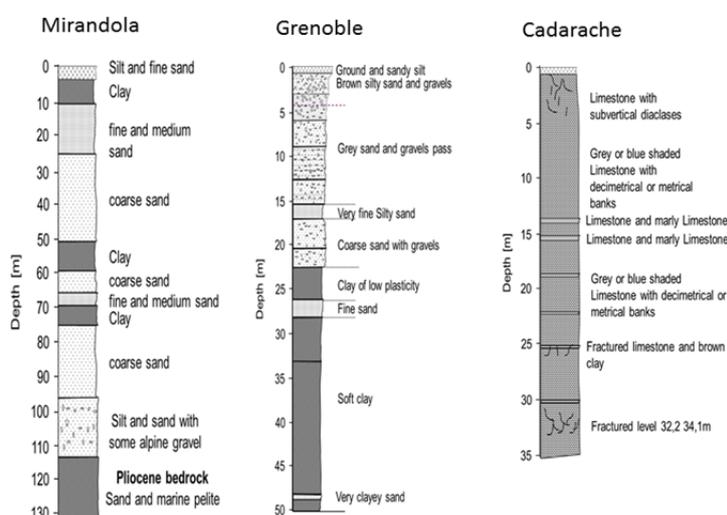


Figure 1. Lithologie des trois sites

Résultats

La Figure 2 montre les courbes de dispersion individuelles (sans les écart-types) fournies par les équipes ainsi que le coefficient de variation sur l'estimation des vitesses de phase. Les vitesses de phase sont très semblables à chaque site quelle que soit la méthode de traitement utilisée, comme en témoignent les faibles valeurs du coefficient de variation (de 5% à 10%). L'augmentation du coefficient de variation pour des fréquences supérieures à 30 Hz à Cadarache s'explique vraisemblablement par l'hétérogénéité spatiale des formations les plus superficielles combinée à des dispositifs d'acquisition du MASW et du réseau bruit de fond de plus faible ouverture n'ayant pu être localisés exactement au même endroit.

Les Figures 3 et 4 montrent les comparaisons entre les profils de vitesse en ondes S obtenus par méthodes invasives et non-invasives, sans considérer toutefois les incertitudes sur les profils de vitesse inversés. Ces comparaisons soulignent que :

- Les profils de vitesse obtenues par méthodes invasives et non-invasives sont très semblables ;
- Les variabilités obtenues avec les méthodes invasives sont du même ordre de grandeur que celles obtenues avec les méthodes non-invasives, même en ne considérant pas les profils V_s

aberrants obtenus par une équipe « invasive » (Figure 4). Ces variabilités sont plus importantes dans les couches superficielles (5 à 10 premiers mètres ; Figure 4);

- Les méthodes en ondes de surface ont des difficultés à extraire correctement les caractéristiques (profondeur et épaisseur) des zones à moindre vitesse (Grenoble, Figure 3), la profondeur et la vitesse du substratum rocheux (Mirandola) ainsi que les petites fluctuations de vitesse;
- L'inversion conjointe des courbes de dispersion issues des méthodes de sismique active et passive améliore significativement l'estimation des profils de vitesse dans les couches superficielles (10 premiers mètres), le MASW permettant d'estimer les vitesses de phase associées aux petites longueurs d'ondes ou, à l'inverse, le manque d'énergie dans le bruit de fond sismique à haute fréquence ne permettant pas l'extraction des caractéristiques de dispersion des ondes de surface à haute fréquence (ici, au delà de 20 Hz).

Les comparaisons d'estimation du V_{s30} (Tableau 1) indiquent que les valeurs moyennes et écart-types obtenus par les différentes méthodes sont extrêmement proches.

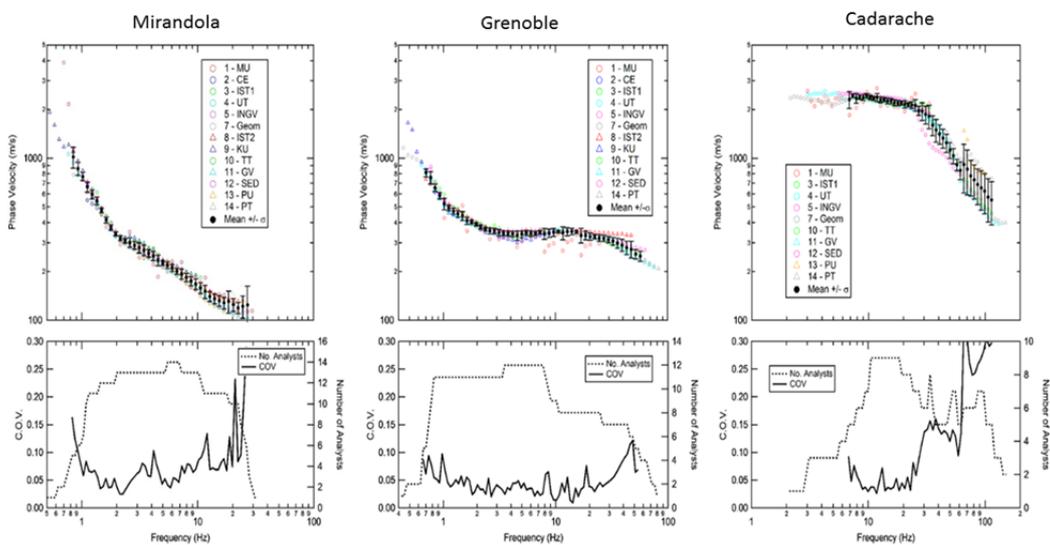


Figure 1. (Haut) Courbes de dispersion obtenues pour les ondes de Rayleigh par différentes équipes (points en couleur) et courbe de dispersion moyenne et écart-type associé ; (bas) coefficient de variation et nombre d'échantillons considérés à chaque fréquence.

Conclusion

Cet exercice permet de clairement mettre en évidence que les méthodes non-invasives font « aussi bien » que les méthodes invasives pour retrouver la structure de vitesse en ondes S, à la résolution verticale et à la difficulté des ondes de surface à imager les zones à moindre vitesse près, mais avec le gros avantage d'être moins coûteuses. Étonnamment, cet exercice a également souligné que la variabilité obtenue sur les profils de vitesse en ondes S avec les méthodes invasives était du même ordre de grandeur que celle issue des méthodes non-invasives. Pour des applications concernant l'estimation du V_{s30} , l'utilisation des méthodes non-invasives s'avère tout à fait robuste et pertinente, à condition bien sûr de mesurer jusque des longueurs d'ondes de l'ordre de 100 m.

Remerciements

Nous remercions l'ensemble des participants au projet InterPacific: Michael Asten, Thibaut Bailly, Giuseppe Di Giulio, Cédric Guyonnet-Benaize, Thomas Forbriger, Bertrand Guillier, Kohichi Hayashi, Antony Martin, Shinichi Matsushima, Emeline Maufroy, Diego Mercerat, Vincent Perron, Valerio Poggi, Alexandros Savvaidis et Hiroaki Yamanaka

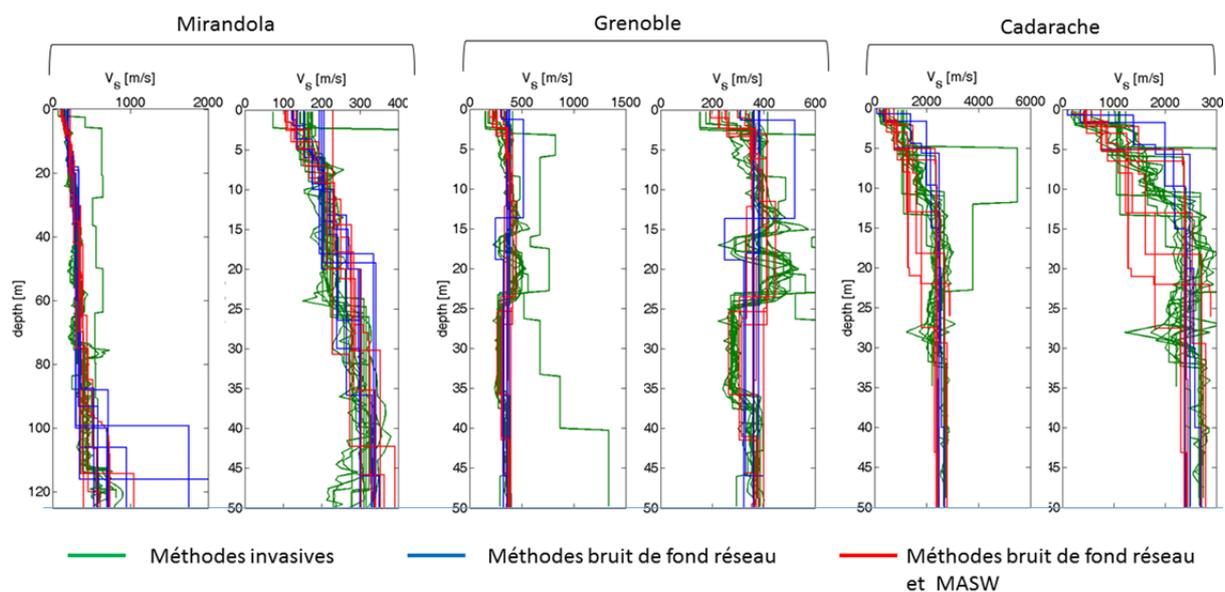


Figure 2. Profils de vitesse en ondes S obtenus aux différents sites à partir des méthodes invasives et non invasives

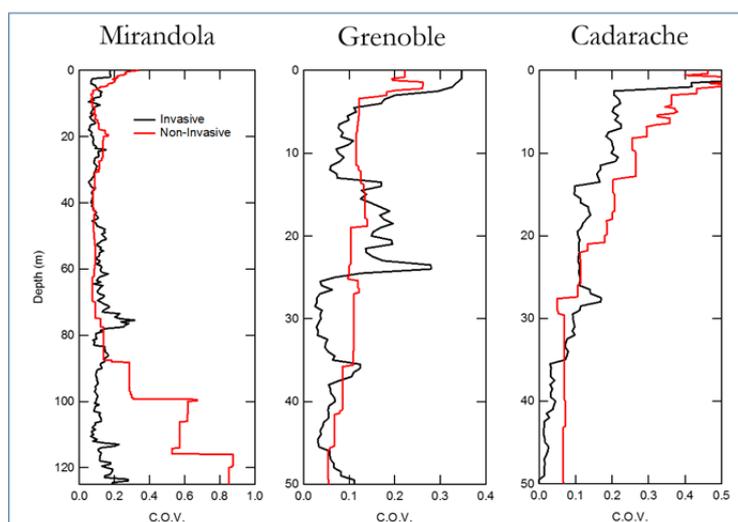


Figure 3. Coefficients de variation sur les profils de vitesse en ondes S obtenus par méthodes invasives et non invasives.

Tableau 1. $V_{s,30}$ moyen, écart-type et coefficient de variation obtenus par méthodes invasives et non invasives

Site	Méthode	$V_{s,30}$ [m/s]	Ecart-type [m/s]	C.O.V (%)
Mirandola	Invasive	209	12.1	5.8
	Non-Invasive	218	16.3	7.5
Grenoble	Invasive	352	18.8	5.3
	Non-Invasive	363	14.6	4.0
Cadarache	Invasive	1656	301	18.2
	Non-Invasive	1591	168	10.6

Contribution de la géophysique à l'étude des écoulements au-dessus de la carrière souterraine de Saint Martin le Nœud

Guérin R.¹, Barhoum S.¹, Bodet. L.¹, Dangeard M.¹, Gombert P.², Pasquet S.¹, Valdès D.¹, Vitale Q.¹

¹ Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, UMR 7619 METIS, F-75005 Paris, roger.guerin@upmc.fr

² Institut National de l'Environnement industriel et des Risques (INERIS), F-60550 Verneuil-en-Halatte

Abstract

A geophysical study (electromagnetic mapping at low induction number, electrical resistivity tomography and seismic tomography) is carried out above an abandoned underground quarry of Chalk where the water table outcrops creating several permanent underground lakes. It allows to determine the structural geometry of superficial formations, in order to give information of water circulation in the vadose zone at the origin of the lakes.

Contexte de l'étude

La carrière souterraine de craie partiellement ennoyée de Saint Martin le Nœud est située près de Beauvais, sur un dôme topographique et piézométrique, sur le flanc NE de l'anticlinal de Bray. Cette carrière abandonnée s'étend sur environ 1200 m de long (dans la direction NO-SE) et 150 m de large. Elle se trouve entre 20 (plutôt au nord) et 30 m (plutôt au sud) de profondeur par rapport à la surface. Au droit du site, la craie est recouverte par des formations superficielles constituées de sol et d'argiles à silex. Des eaux percolent à travers la zone non saturée (ZNS) et s'écoulent à certains endroits du toit de la carrière et à certaines périodes de l'année. La nappe phréatique affleure dans la carrière et se mélange aux eaux directement issues de la percolation pour créer plusieurs lacs souterrains permanents. Ces lacs baignent des piliers de soutènement de la carrière. Ce site d'étude expérimentale donne accès à l'interface ZNS-zone saturée.

Une étude de l'hétérogénéité spatiale de la géochimie des eaux souterraines a été menée à l'intérieur de cette carrière (Barhoum et al., 2014). Pour cela des mesures dans les différents lacs (conductivité électrique, température, niveau d'eau) et des analyses des ions majeurs sur des échantillons d'eau, sont réalisés régulièrement depuis 2011. L'analyse montre que la qualité des eaux souterraines est très variable dans l'espace. L'objectif est d'étudier l'origine des anomalies géochimiques, avec des mesures géophysiques pour décrire les propriétés du milieu environnant.

Prospection réalisée

Différentes campagnes géophysiques (cartographie électromagnétique à faible nombre d'induction, tomographie de résistivité électrique, ERT) ont été réalisées en surface au-dessus de la carrière (Figure 1) afin de caractériser la géométrie et les propriétés de la couverture de la craie, et étudier le lien entre propriétés physico-chimiques des eaux des lacs souterrains et informations sur la ZNS données par la géophysique. La carte électromagnétique a été obtenue avec le conductivimètre EM31 (Geonics Ltd.) en configuration bobines horizontales coplanaires, ou mode dipôle magnétique vertical suivant des mesures en continu le long de profils séparés d'environ 5 m. Cet échantillonnage a permis de décrire les premiers 5,5 m de profondeur sur une superficie d'environ 20 ha située au-dessus de la carrière. Deux tomographies électriques (une seule est présentée) ont été obtenues avec un résistivimètre SyscalPro (IRIS Instruments) en utilisant une configuration (dispositif Wenner-Schlumberger et distance inter-électrodes minimale de 3.5 m) permettant d'obtenir des sections géoélectriques (jusqu'à 60 m de profondeur pour la tomographie présentée ici).

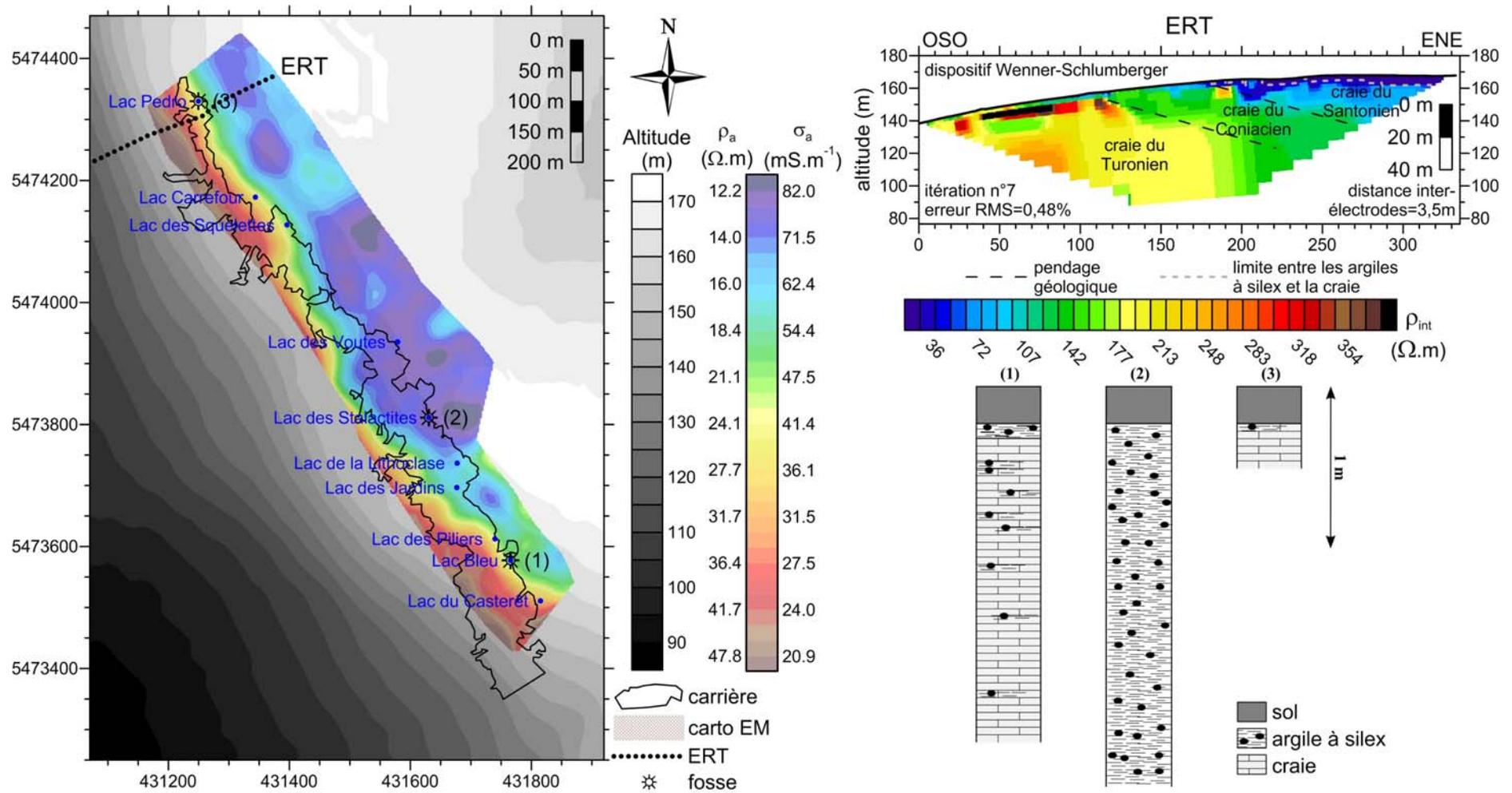


Figure 1 – A gauche : carte de conductivité électrique (obtenue avec le conductivimètre EM31, Geonics Ltd., en mode dipôle magnétique vertical) superposée à la carte topographique et emplacement : (i) de la carrière souterraine et des lacs dans cette carrière, (ii) des trois fosses et (iii) d'une des deux tomographies de résistivité électrique ; A droite en haut : la tomographie de résistivité électrique localisée ci-dessus ; A droite en bas : schéma géologique des trois fosses réalisées en surface à l'aplomb des trois lacs : « lac Bleu » (1), « lac des Stalactites » (2), « lac Pedro » (3)

Une tomographie sismique, en onde de compression et en onde de cisaillement (Pasquet et al., 2015), est programmée prochainement au même endroit que l'ERT présentée ci-dessus, pour mieux connaître la géométrie des fractures dans la craie.

Trois fosses (Figure 1) ont été creusées jusqu'à ce que la craie soit atteinte. Leurs emplacements ont été choisis directement au-dessus de trois lacs (« lac Bleu », « lac des Stalactites » et « lac Pedro ») dans lesquels des analyses géochimiques ont été réalisées.

Analyse des résultats

Les valeurs de conductivité électrique apparente couvrent une gamme allant de 20 à 85 mS.m⁻¹ (50 à 12 Ω.m). Comme les argiles à silex ont une teneur plus élevée en eau que la craie et donc une conductivité électrique plus élevée, les zones les plus conductrices (nord-est de la carte) sont interprétées comme les zones d'épaisseur maximale des argiles à silex. Les mesures de conductivité électrique indiquent ainsi que l'épaisseur d'argiles à silex varie au-dessus de la carrière. La partie ouest de la carrière se caractérise par la faible épaisseur des couches superficielles (zone rouge), tandis qu'à l'est (zone bleue), les épaisseurs sont plus élevées dans le haut du plateau.

La tomographie électrique montre une couche conductrice au-dessus d'un substratum résistant. Elle montre également le pendage géologique du flanc nord de l'anticlinal de Bray (correspondant aux affleurements de la craie du Turonien, du Coniacien et du Santonien).

Les trois fosses mettent en évidence la forte hétérogénéité spatiale des terrains superficiels (couches de sol et argiles à silex). Elles indiquent qu'une épaisseur de sol de 25 cm est rencontrée au-dessus des argiles à silex, lesquelles ont une épaisseur variable (moins de 5 cm au lac Pedro, noté (3) à la Figure 1, et plus de 245 cm au lac des Stalactites, noté (2)). En dessous, de la craie plus ou moins altérée est rencontrée avec parfois des lentilles d'argiles à silex (jusqu'à une profondeur de 2 m au lac Bleu, noté (1)).

Conclusion/Perspectives

Les données géophysiques montrent qu'au-dessus de la carrière, la craie est recouverte par une épaisseur variable de sol et d'argiles à silex.

Cette étude démontre aussi l'intérêt de la géophysique pour caractériser la zone critique et donner des informations sur les propriétés chimiques du sol et de l'eau dans le sous-sol (excès de Mg²⁺ associé à l'épaisseur d'argiles à silex, concentration de Na⁺ dépendant de l'épaisseur de la ZNS, excès de NO³⁻ lié à la forte épaisseur de la ZNS retardant le transport de ces ions liés aux pratiques agricoles en direction de la nappe phréatique).

De l'imagerie géophysique (par tomographie sismique et électrique à partir de la surface) est envisagée sous la forme de monitoring (i.e. à plusieurs reprises au cours d'un cycle hydrologique) dans le but d'étudier les processus éventuels de stockage/déstockage d'eau dans les formations superficielles.

Remerciements

Les auteurs remercient le Conservatoire des Espaces Naturels de Picardie qui permet l'accès à la carrière, et la région Ile-de-France pour le financement de cette étude.

Bibliographie

Barhoum S., Valdès D., Guérin R., Marlin C., Vitale Q., Benmamar J., Gombert P., 2014. Spatial heterogeneity at high-resolution Chalk groundwater geochemistry – Underground quarry at Saint Martin-le-Noeud, France. *Journal of Hydrology*, 519, 756-768.

Pasquet S., Bodet L., Longuevergne L., Dhemaied A., Camerlynck C., Rejiba F., Guérin R., 2015. 2D characterization of near-surface V_P/V_S : surface-wave dispersion inversion versus refraction tomography. Near Surface Geophysics, sous presse.

Mots clés : cartographie électromagnétique, tomographie de résistivité électrique, tomographie sismique, formations superficielles, carrière souterraine

Cartographie du karst à l'aide des caractéristiques spectrales des ondes sismiques réfractées

Pierre-Yves Galibert, Christian Camerlynck, Cyril Schamper

Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 6, UMR 7619, METIS, F-75005, Paris, France.

Email: pierre-yves.galibert@upmc.fr, christian.camerlynck@upmc.fr, cyril.schamper@upmc.fr

Abstract

We use time frequency analysis and surface consistent spectral decomposition of refracted waves to map the heterogeneities of the karst with spectral attributes. Case studies in 2D and 3D are displayed to demonstrate the effectiveness of this approach.

Introduction

Un grand nombre d'objectifs dans les études de proche surface sont susceptibles d'avoir une réponse forte en termes d'atténuation du signal sismique. On s'intéresse ici notamment aux structures fracturées ou karstifiées susceptibles de contenir de l'eau, sachant que la présence de celle-ci va notablement renforcer l'atténuation. L'utilisation des amplitudes en sismique réfraction est généralement négligée, bien que son intérêt ait été signalé épisodiquement dans la littérature (Palmer 2001). Le travail présenté montre que les amplitudes de réfraction permettent d'obtenir une information venant en complément des traitements classiques, moyennant une géométrie d'acquisition présentant une redondance dans les données, ce qui est généralement le cas pour les tomographies sismiques.

Apport des amplitudes en sismique réfraction

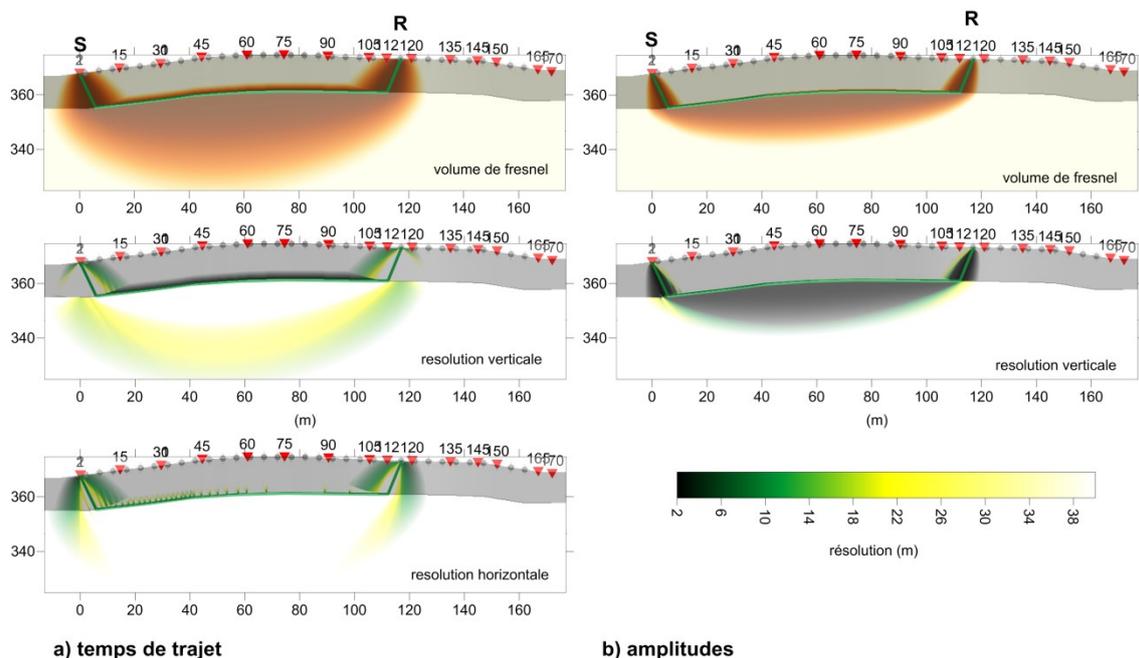


Figure 1. Comparaison entre rai sismique et volume de Fresnel. Propagation d'une source S vers un récepteur R. a) utilisation des temps de trajet, b) utilisation des amplitudes. Volume de Fresnel (haut), résolution calculée (bas). Le rai sismique est représenté en vert. Propagation dans un modèle à couches avec des vitesses variables latéralement (pas de gradient verticale). V_0 entre 600 et 1000m/s, V_1 entre 2000 et 4000m/s.

Il est possible d'estimer la résolution horizontale et verticale de la sismique réfraction en modélisant la propagation entre une position source S et un récepteur R. La Figure 1 montre un exemple pour un

modèle extrait d'un cas réel. La propagation est traditionnellement représentée par un rai sismique (tracé vert) supposant un signal de fréquence infinie. Le signal sismique réel étant de bande passante limitée, il est nécessaire de remplacer le rai par le volume de Fresnel (Spetzler et Snieder 2004).

Le volume de Fresnel décrit la région du milieu où une anomalie de vitesse perturbera le temps de trajet (Figure 1 en haut à gauche) ou l'amplitude (en haut à droite) du signal enregistré en R. Pour les ondes réfractées, le volume n'est plus symétrique par rapport au rai (Zhang et al. 2007). Si l'on considère l'approche traditionnelle mesurant les temps de trajet, la résolution immédiatement sous le réfracteur est très faible (la taille minimale d'une anomalie détectable est grande, Figure 1 à gauche, milieu et bas). Par contre, si l'on étudie les perturbations d'amplitude, on constate (Figure 1 à droite) que le volume de Fresnel est beaucoup plus petit, et que la résolution sous le réfracteur est bien meilleure. En conclusion, la détermination des perturbations d'amplitude des ondes réfractées devrait permettre en théorie d'étudier des anomalies de vitesse de taille plus petite (3 à 4 fois plus petite à fréquence constante) tout en investiguant un volume plus important situé sous le réfracteur.

Méthodologie de décomposition spectrale

La recherche d'anomalies d'amplitude liées à des zones fracturées ou karstifiées localisées sous le réfracteur principal nécessite de supprimer l'influence de la très proche surface. Afin de séparer celle-ci des effets de propagation profonde, on combine une analyse temps-fréquence des signaux sismiques avec une décomposition spectrale permettant d'estimer les composantes liées à la localisation des sources, des récepteurs, et à la propagation profonde que l'on attribuera arbitrairement au point milieu. Ce type de décomposition s'avère extrêmement robuste en traitement sismique classique, son adaptation au cas présent est détaillée dans Galibert et al. (2014). L'analyse de l'onde réfractée s'effectue sur une fenêtre courte de signal pilotée par le temps de première arrivée. Si l'on désire étudier une zone plus profonde, il suffit de décaler en temps la fenêtre d'analyse. Dans ce dernier cas le signal sismique analysé comprendra des réflexions, et la résolution latérale sera meilleure compte tenu de la propagation principalement verticale de ces ondes. D'un point de vue pratique, la méthode proposée est relativement simple, car la séparation spectrale entre composantes de surface et profonde ne demande pas de traitements compliqués des traces sismiques et peut être appliquée à tout type de géométries d'acquisition présentant une redondance (couverture) suffisante.

La méthode a été testée sur différents sites étudiés initialement par tomographie sismique pour évaluer l'information supplémentaire apportée par les amplitudes. Le site du Ressel (46) a été présenté pendant les journées karst de l'AGAP (Galibert et Valois 2011). La géophysique classique y est inefficace pour détecter la présence de drains karstiques situés à 100m de profondeur. Le retraitement des données acquises en 2009 met en évidence une anomalie spectrale très nette à l'emplacement du conduit (Figure 2) pour les signaux postérieurs aux premières arrivées, et la répétition des mesures en 2014 confirme cette signature. La géophysique réalisée dans le forage disponible indique que l'environnement du conduit pourrait expliquer l'atténuation anormale observée.

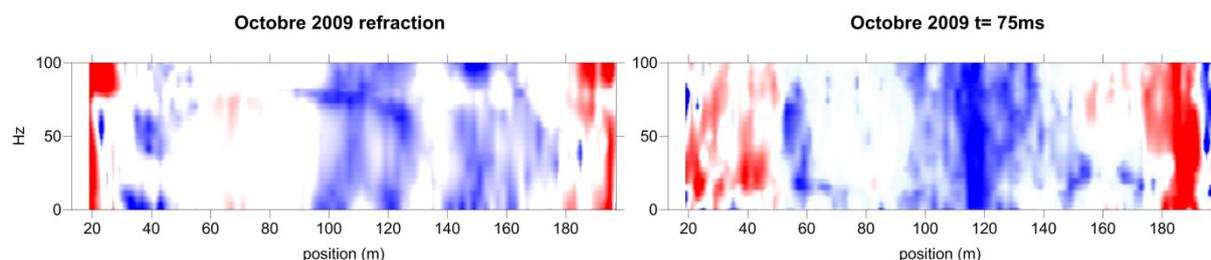


Figure 2 Variations du contenu spectral le long du profil sismique au Ressel, après soustraction des effets de surface. Gauche : premières arrivées. Droite : signaux postérieurs. Le conduit se situe à 118m (position connue).

Un cas d'étude en 3D

La source de Font Vincent est l'exutoire d'un système karstique non pénétrable par les plongeurs. Elle est actuellement exploitée pour l'alimentation en eau potable du secteur de Saint Médard dans la vallée du Vert (46), mais il s'avère nécessaire de déplacer le captage actuel réalisé à l'émergence afin d'améliorer la protection de la ressource. La méthode exposée précédemment a été appliquée à la demande du Conseil Général du Lot pour localiser l'emplacement le plus probable de l'écoulement

à une profondeur supérieure à 30m. Une étude en 3D a été effectuée entre la source et le réseau souterrain du Martinet qui présente en amont un écoulement permanent (Figure 3).

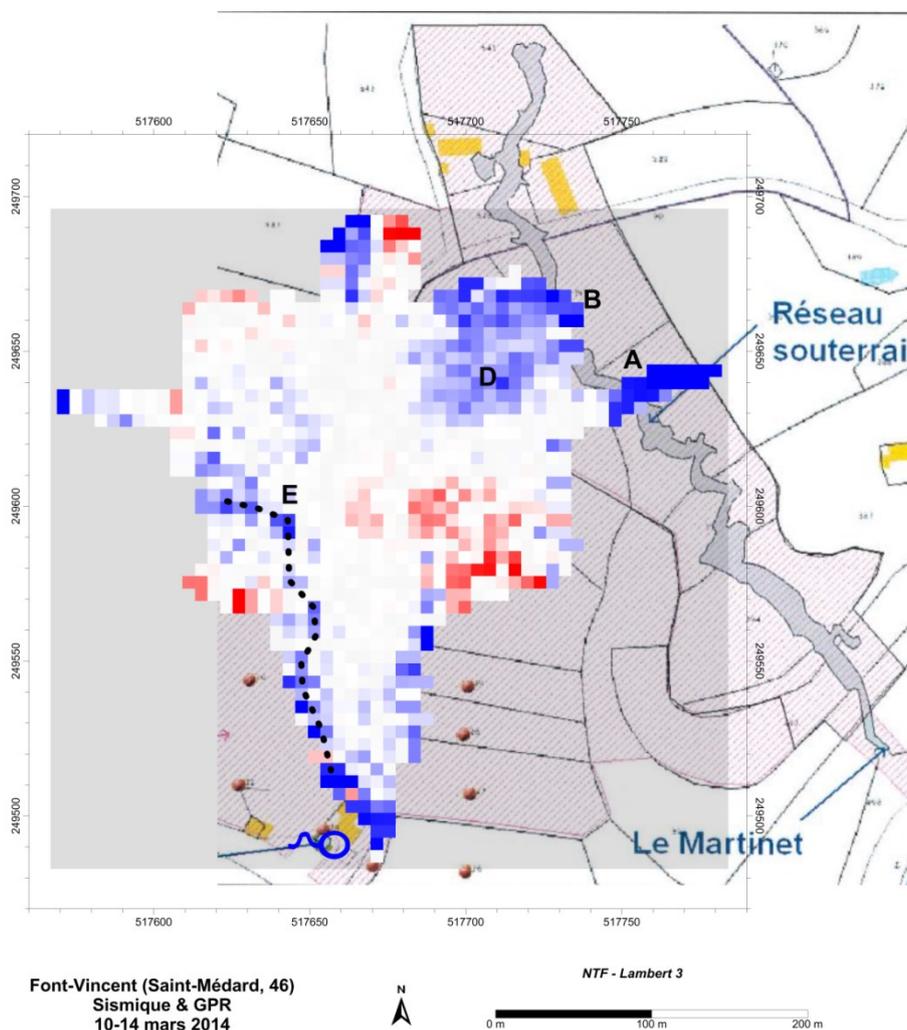


Figure 3 Recherche du réseau souterrain de Font Vincent. Le signal sismique atténué est figuré en bleu. A et B : anomalies positionnées sur le réseau du Martinet. D : zone fortement karstifiée. E : proposition de localisation de l'écoulement (drain de faible diamètre).

En cartographiant les anomalies d'amplitude spectrale du signal sismique après élimination des effets de surface, on retrouve bien la trace du réseau connu du Martinet (A et B sur la Figure 3), on peut définir une extension probable de la partie fortement karstifiée en D, et on peut proposer un écoulement E qui semble relier la source au Sud.

Remerciements

Nous remercions Mr Cyril Delporte du Conseil Général du Lot pour l'assistance apportée durant les campagnes géophysiques au Ressel et à Font Vincent.

Bibliographie

- Galibert, Pierre-Yves, Rémi Valois. 2011. « Reconnaissance géophysique au Ressel ». Journées Karst AGAP Qualité, 25 – 26 mai 2011, Toulouse, France.
- Galibert, Pierre-Yves, Rémi Valois, Manuela Mendes, et Roger Guérin. 2014. « Seismic study of the low-permeability volume in southern France karst systems ». *Geophysics* 79 (1): EN1-13.
- Palmer, Derecke. 2001. « Resolving refractor ambiguities with amplitudes ». *Geophysics* 66 (5): 1590-93.

- Spetzler, Jesper, et Roel Snieder. 2004. « The Fresnel volume and transmitted waves ». *Geophysics* 69 (3): 653-63.
- Zhang, Zhigang, Yang Shen, et Li Zhao. 2007. « Finite-frequency sensitivity kernels for head waves ». *Geophysical Journal International* 171 (2): 847-56.

Mots clés : réfraction, amplitude, fréquence, karst, hydrogéophysique

Auscultation d'un pilier de carrière souterraine par combinaison de la photogrammétrie et de l'imagerie 3D géo-électrique

Yannick Fargier¹, Ludovic Dore¹, Raphael Antoine¹, Julien Lacogne¹, Elodie Pairault¹, Sérgio Palma Lopes², Cyrille Fauchard¹

¹Cerema/DTer NC

²LUNAM Université/IFSTTAR/Nantes

Abstract

The monitoring of underground quarries and cavities plays a key role in sustainable development policies. The quarries stakeholders require a relevant toolbox to define hazards associated to these structures. We propose a new methodology based on two techniques to enhance this monitoring. The first is the photogrammetric technique that allows reconstructing the geometry of the pillar. The second is the 3D Electrical Resistivity Imaging method that uses the previous geometry. The combination of the two techniques allows monitoring accurately internal variation in the pillar.

Introduction

L'exploitation des carrières est un élément clé pour l'économie d'une nation. Cependant, leur dégradation naturelle entraîne des problèmes majeurs d'un point de vue économique et humain [Collective, Ifsttar, 2014].

Les méthodes d'auscultation des carrières souterraines sont récentes et sont basées principalement sur des critères géométriques et sur les propriétés mécaniques des roches à proximité (cf. Méthode des Aires Tributaires [Brady, 1985]). Ces méthodes sont basées sur des hypothèses simplificatrices concernant les propriétés internes pouvant sous-estimer les risques de rupture et d'effondrement.

Dans ce contexte, la méthode d'Imagerie de Résistivité Electrique (IRE) possède deux avantages. Le premier est de fournir une description qualitative d'anomalies dans le corps du pilier (position de failles, ect.). Le second est de fournir une description quantitative de la distribution de résistivité électrique dans le pilier. Cette évaluation peut être interprétée à partir de lois empiriques pour la constitution d'un critère de sureté pour les gestionnaires d'ouvrages. Cependant, les techniques d'imagerie conventionnelles 2D et 3D sont usuellement appliquées à des surfaces planes [Fauchard, 2004] ou à des surfaces présentant une géométrie modérée [Gunther, 2006 ; Fargier, 2014]. Une inversion 3D d'un milieu plus complexe (cas d'un pilier de carrière) nécessite une prise en compte complète de la géométrie ce qui n'est pas possible par les logiciels conventionnels [Marescot, 2008].

Les techniques photogrammétriques permettent une reconstitution de la géométrie 3D d'un ouvrage à partir de simples photographies [Chandler, 2005]. Récemment, ces techniques ont prouvé leur plus-value pour la production de modèles 3D précis du génie civil [Fauchard, 2013] tout en tenant compte des problématiques de flexibilité et de coût [Bretar, 2013].

L'objectif de cet article est tout d'abord de présenter une méthodologie de combinaison des techniques photogrammétriques et d'IRE et ensuite d'appliquer cette méthodologie à un pilier de carrière souterraine.

Matériel et méthode

Les techniques 3D d'IRE nécessitent une prise en compte complète de la géométrie étudiée. Dans ce cadre nous avons sélectionné les techniques photogrammétriques en raison de leur flexibilité et de leur coût. La combinaison des techniques est réalisée suivant la méthodologie proposée figure 1. Dans le cadre de cet article, seules les parties « photogrammétrie » et « IRE » sont discutées.

Pour la génération du nuage de points (Figure 1, step 1) nous utilisons un logiciel de stéréophotogrammétrie open source appelé Apero-MicMac (Aérotiangulation Photogramétrique

Expérimentale Relativement Opérationnelle Multi-Images Correspondances, Méthodes Automatiques de Corrélation) [Pierrot Deseilligny & Clery, 2011] (<http://www.micmac.ign.fr/>).

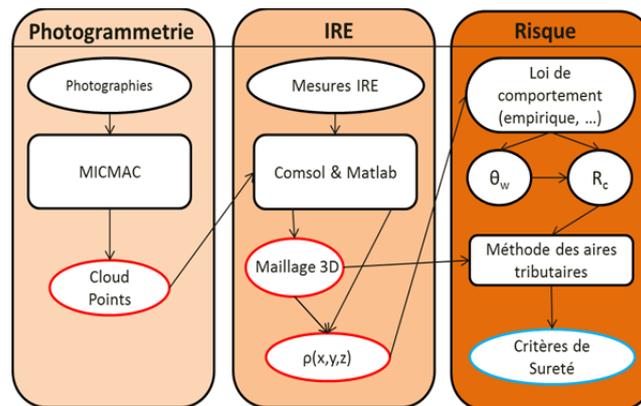


Figure 1 Méthodologie de combinaison des techniques photogrammétriques (SFM) et géo-électriques (IRE) pour l'auscultation d'un pilier de carrière souterraine. Les éléments rectangulaires représentent les logiciels et méthodes et les éléments en ellipse représentent les données d'entrée et de sortie.

L'objectif de la seconde étape (Figure 2) est de transformer le nuage en un modèle lisible par le logiciel de modélisation numérique. Dans ce cadre, nous utilisons le logiciel open source MeshLab pour éditer, visualiser en 3D et exporter le nuage de points (<http://meshlab.sourceforge.net>).

Le code d'inversion géo-électrique utilisé dans ce papier se base sur Matlab (<http://www.mathworks.com>) et Comsol Multiphysics (<http://www.comsol.com>). La première étape consiste à importer le nuage de points pour créer un maillage 3D complet (avec des mailles tétraédriques internes). Ensuite, la méthode des éléments finis est utilisée pour résoudre le problème direct. La méthode de l'état adjoint est utilisée pour le calcul de la matrice de sensibilité et la procédure d'inversion est basée sur un algorithme de type Gauss-Newton avec une régularisation de type Occam [Gunther et al., 2006].

Cas d'étude

La Glacière est une ancienne carrière de craie localisée à Vendôme (41), couvrant 6 hectares et exploitée entre les XVII^{ème} et XIX^{ème} siècles. La figure 2 présente une carte de la carrière et un zoom du pilier. Les fractures principales sont visibles en bleu [Dore & Mathon, 2014].

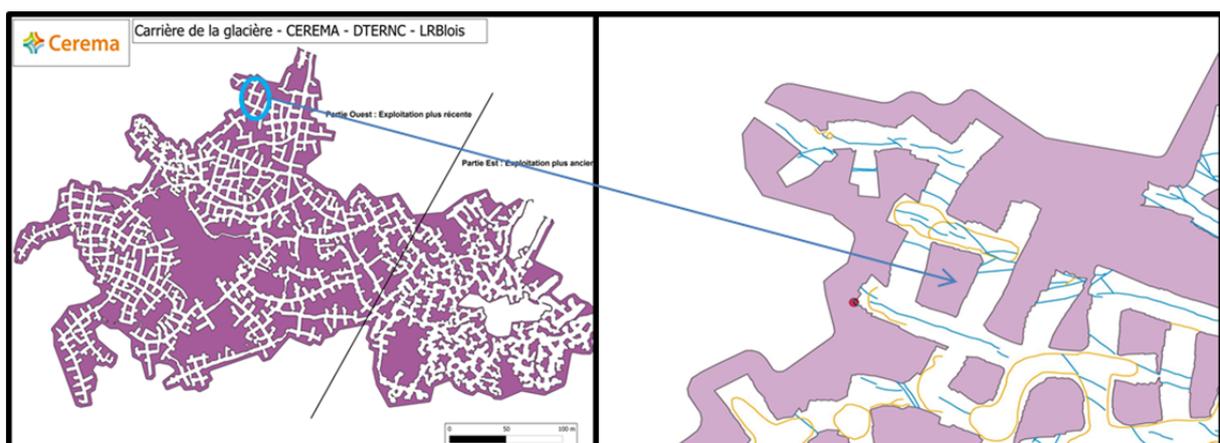


Figure 2 Carte de la carrière de la Glacière et zoom sur le pilier. Les lignes en bleu de la figure de droite représentent des fractures visibles en surface.

Pour générer le modèle photogrammétrique, 200 photos ont été prises à différents angles et profondeurs (figure 3.a). Ces photos sont ensuite traitées par le logiciel Apero-MICMAC permettant de générer le modèle photogrammétrique 3D (figure 3.b et 3.c). Ce modèle est constitué d'un nuage

de points recouvrant la surface du pilier ausculté. Une étude comparative avec des techniques laser a permis de mettre en évidence une erreur inférieure à 2cm à proximité des électrodes.

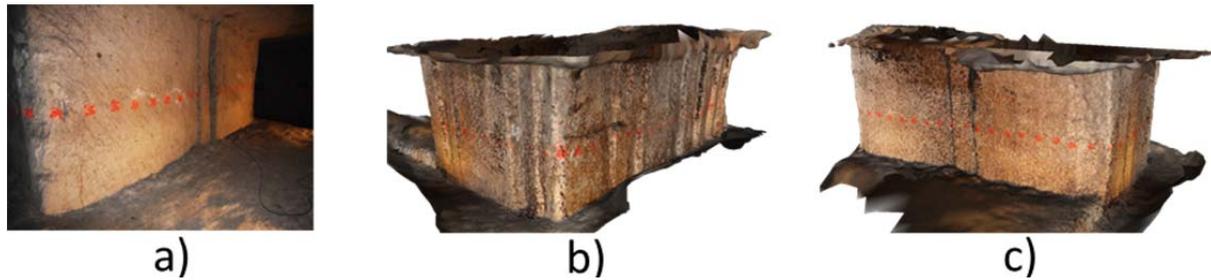


Figure 3 a) Photographie issue du jeu complet de clichés utilisé pour les calculs. b) et c) deux vues en perspective du modèle photogrammétrique 3D résultant.

La dernière étape de génération du modèle suppose de simplifier au maximum la surface avant l'importation dans le logiciel Comsol. Cette étape est indispensable pour que le modèle soit utilisable et qu'il ne présente pas un nombre de mailles trop élevé. Après cette simplification, les frontières du modèle sont étendues afin de satisfaire les conditions de Dirichlet et pour s'ajuster au mieux la réalité (Figure 4.a). Un zoom au niveau de la partie centrale est représenté sur la Figure 4.b illustrant la discrétisation finale du pilier pour le problème direct géo-électrique.

Concernant la géométrie du dispositif d'acquisition, la tomographie complète intègre 3 ceintures d'électrodes positionnées à 1.0 m, 1.5 m et 2.0 m de hauteur (la hauteur du pilier est 3.0 m). Chaque ceinture est composée de 63 électrodes espacées de 37 cm. Le périmètre total est globalement de 24 m. Sur chaque ceinture deux types de protocole sont utilisés : un Wenner-Schlumberger dense et un Dipôle-Dipôle. La figure 4.c présente une coupe à 2.0 m de hauteur issue du résultat d'inversion 3D obtenu à partir du protocole Wenner-Schlumberger. Le résultat affiche une gamme de résistivités assez large (180 à 500 Ohm.m) présentant notamment une zone plus conductrice anomalique. Des artéfacts sont présents à proximité des électrodes du fait d'une prise en compte incomplète de la géométrie du pilier.

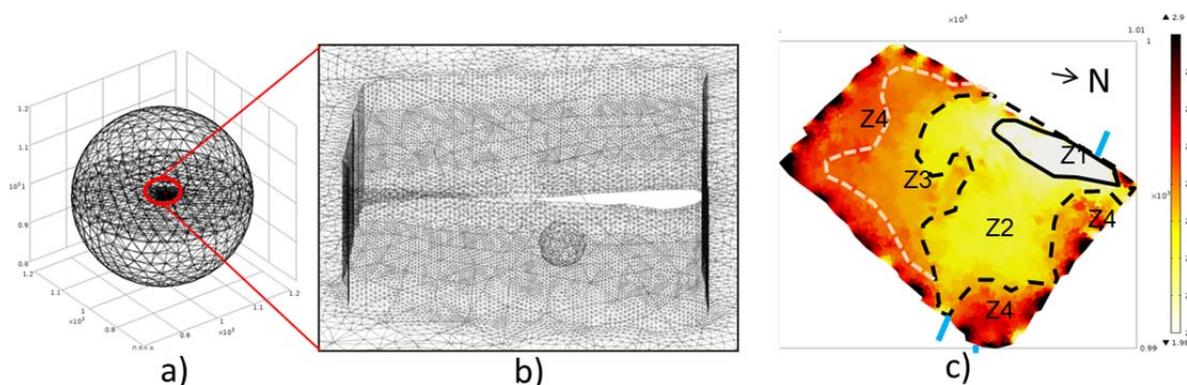


Figure 4 a) Maillage complet du modèle, b) zoom au centre du modèle présentant le pilier c) coupe à 2.0 m de hauteur issue du résultat d'inversion 3D (ceinture d'électrodes supérieure). L'échelle des couleurs est en logarithme décimal de résistivité inversée.

Conclusions et perspectives

Une méthodologie simple combinant les techniques photogrammétriques et géo-électriques est appliquée à un pilier de carrière souterraine. Les techniques photogrammétriques sont employées afin de reconstruire un modèle de surface précis du pilier à partir d'un jeu de 200 photographies. Un nouveau code d'inversion en IRE, qui permet de tenir compte de la géométrie complète du pilier, est employé pour reconstruire la distribution de résistivité interne à la structure.

En dépit de la complexité du milieu les tomographies obtenues sont de très bonne qualité. Elles présentent néanmoins des artéfacts d'inversion à proximité des électrodes du fait d'une prise en compte incomplète de la géométrie du pilier. Dans le futur, une étude plus précise sur l'effet de la précision du modèle géométrique 3D sur l'inversion sera entreprise. De même la dernière partie de la méthodologie concernant l'estimation d'un critère de sureté sera investiguée.

Remerciements

Les auteurs désirent remercier la mairie de Vendome pour l'accès au site ainsi que les projets de Recherche PRECAS et APhOGEOPHY pour les financements.

Références

Brady, B.H.G., Brown, E.T., 1985. *Rock Mechanics for Underground Mining*. George Allien&Unwin Ltd., 316-350.

Bretar, F., Arab-Sedze, M., Champion, J., Pierrot-Deseilligny, M., Heggy, E., Jacquemoud, S., 2013. An advanced photogrammetric method to measure surface roughness: application to volcanic terrains in the Piton de la Fournaise, Reunion Island. *Remote Sens. Environ.* 135, 1–11.

Chandler, J.H., Fryer, J.G., Jack, A., 2005. Metric capabilities of low-cost digital cameras for close range surface measurement. *Photogramm. Rec.* 20, 12–26.

Dore, L., Mathon, D. (2014). PRECAS – Axe 5 –Diagnostic de la Glacière, octobre 2014, rapport C14RB0074, Cerema

Fargier, Y., Palma Lopes, S., Fauchard, C., François, D., & Côte, P., 2014. DC-Electrical Resistivity Imaging for embankment dike investigation: A 3D extended normalisation approach. *Journal of Applied Geophysics*, **103**, 245–256.

Fauchard C., Pothérat P., 2004. Détection de cavités souterraines par méthodes géophysiques. Projet National CriTerre, Co-édition LCPC. 170 pages.

Fauchard, C., Antoine, R., Bretar, F., Lacogne, J. Fargier, Y., Maisonnave, C., Guilbert, V., Marjerie, P., Thérain, P., Dupont, J.-P., Pierrot-Deseilligny, M. (2013). Assessment of an ancient bridge combining geophysical and advanced photogrammetric methods: Application to the Pont De Coq, France, *Journal of Applied Geophysics*. **98**, 100-112.

Günther, T., Rücker, C., & Spitzer, K., 2006. Three-dimensional modeling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - II. Inversion. *Geophysical Journal International*, **166**(2), 506–517.

Collective, Ifsttar, 2014. *Le diagnostic de stabilité des carrières souterraines abandonnées*, Guide méthodologique, 111 pages.

Marescot, L., Palma Lopes, S., Rigobert, S., Green, A. G., 2008. Nonlinear inversion of geoelectric data acquired across 3D objects using a finite-element approach *Geophysics*, **73**, F121-F133.

Pierrot Deseilligny, M., Clery, I., 2011. Apero, an open source bundle adjustment software for automatic calibration and orientation of set of images. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* XXXVIII-5 (W16), 269–276.

Mots Clés : Auscultation, Pilier, Photogrammétrie, Imagerie de Résistivité Electrique

L'apport du dimensionnement de cavités par méthode laser 3D en forage à la méthode microgravimétrique - Retour d'expérience -

Franck RIVIERE / Josselin PAILLE

FONDASOL Département Géophysique et Mesures

franck.riviere@fondasol.fr ; josselin.paille@fondasol.fr

Afin d'appréhender au mieux la constitution du sous-sol et les pathologies pouvant l'affecter, il est indispensable d'avoir une « vision » globale de la zone concernant un projet. Cela commence à l'échelle de la commune avec l'enquête documentaire, et se finit à l'échelle de la **Z**one d'**I**nfluence **G**éotechnique proprement dite (ZIG) avec les reconnaissances au sol.

C'est la démarche que le géotechnicien devra suivre afin d'obtenir un modèle du sous-sol le plus proche de la réalité, modèle qui lui permettra d'appréhender au mieux le risque lié à celui ci.

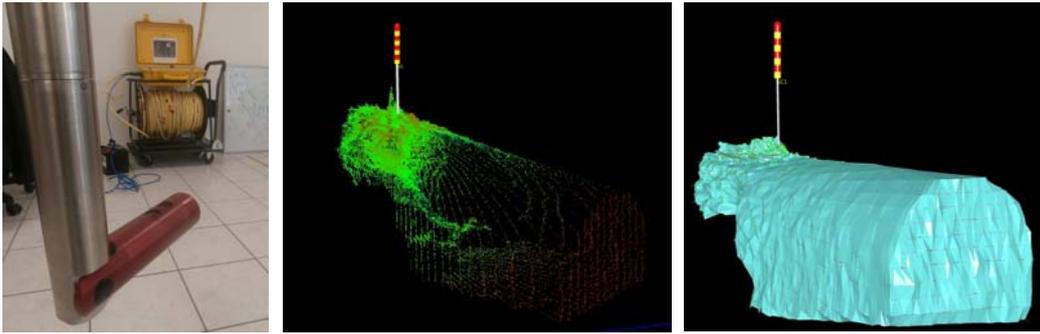
Si l'on rappelle que l'information tirée d'un sondage est représentative d'une surface de quelques dizaines de cm², on comprend aisément que l'utilisation de la géophysique trouve toute sa place dès que la surface d'étude pose la question du nombre et de la répartition des reconnaissances ponctuelles.

Inclue dans les recommandations de diagnostics de cavités depuis de nombreuses années (voir recommandations du COPREC, CS78, guide technique LCPC), l'utilisation de la micro gravimétrie en temps qu'outil de détection n'est plus à démontrer.

Cependant, pour l'utiliser à bon escient, il faut maîtriser au mieux ses capacités de détection. C'est dans cette optique que nous avons pu associer sur plusieurs campagnes de recherche de cavités anthropiques la méthode microgravimétrique, les sondages destructifs et la méthode laser 3D en forage. C'est un exemple de cette démarche que nous vous proposons avec le cas d'un chantier de recherche de cavités anthropiques de type catiche dans le nord de la France.

S'il n'est plus nécessaire de présenter la méthode microgravimétrique, une description rapide de la méthode laser 3D de dimensionnement en forage peut être faite.

Nous utilisons une sonde possédant un bras articulé équipé d'un système laser. Une fois la sonde descendue dans la cavité, le bras articulé se déplie et l'acquisition peut être lancée. Elle se fait par cycle de mesure, à raison de 400 points par seconde, la sonde tournant sur elle-même sur 360° et le bras s'inclinant de 0 à 180° de manière à couvrir la totalité du volume. La mesure de la distance entre sonde et paroi, associée avec l'orientation et l'inclinaison de la sonde, permettent d'obtenir un nuage de points géométriquement référencés. Ces points (correspondant aux parois de la cavité) permettent une représentation en 3D de la cavité auscultée.

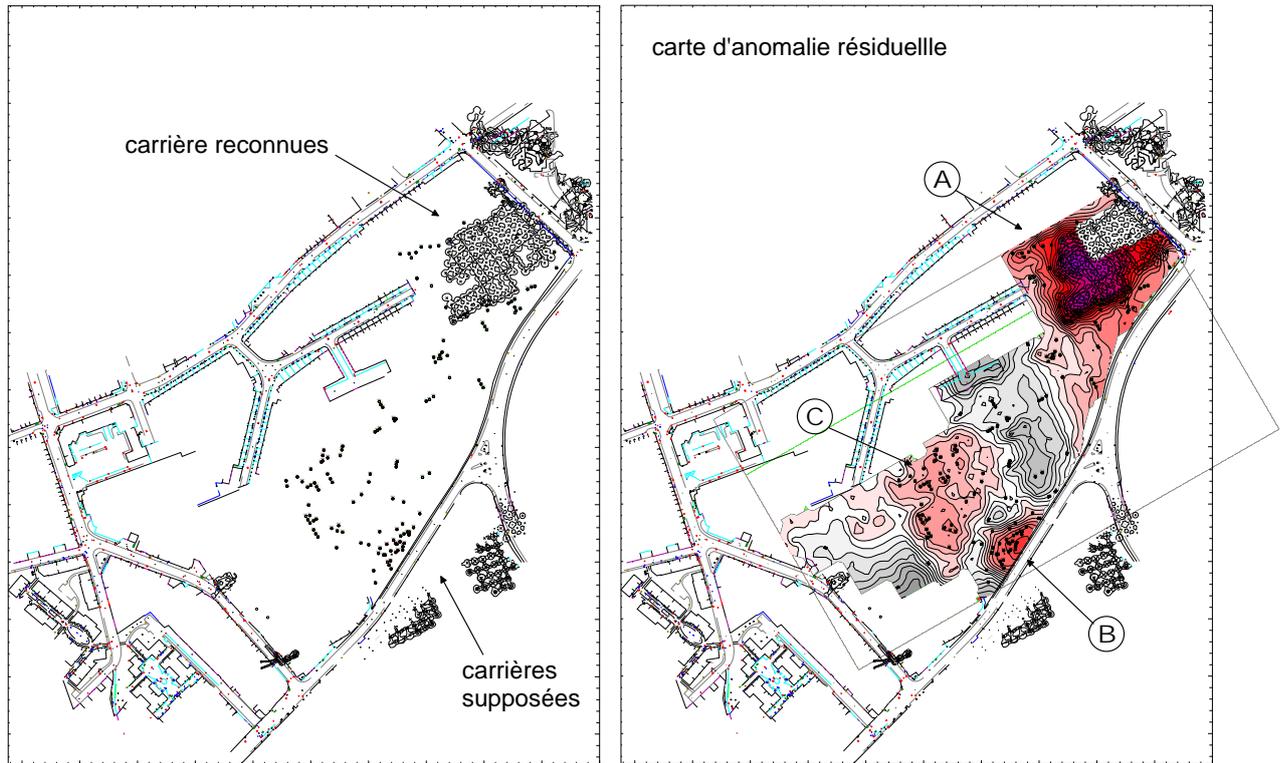


Commune de Faches-Thumesnil, recherche de cavités anthropiques de type catiches :

Le problème posé était la détection de cavités de type catiches au droit d'une zone d'étude de 3.8 Ha, en zone urbaine sur la commune de Faches-Thumesnil, département du Nord. Les catiches sont des anciennes carrières d'exploitation de craie, bien connues en région Nord, en forme de bouteille ou d'entonnoir renversé. Elles sont souvent reliées les unes aux autres pour former un réseau.

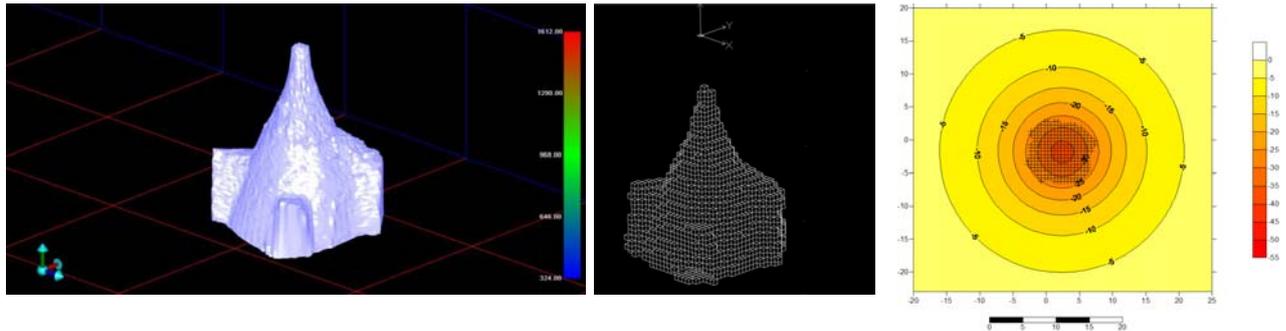
Cette campagne de détection a consisté en la réalisation de 764 stations de micro gravimétrie réparties selon une maille de 7x7m, plus de 100 sondages destructifs à enregistrement de paramètres, et plusieurs dimensionnements de cavité par sonde laser 2D et 3D. La zone d'étude incluait un secteur reconnu de catiches au Nord, un secteur de catiches supposées à l'Est, et la présence d'un bassin enterré de dimensions connues en partie Sud de la zone d'étude.

La carte d'anomalie de Bouguer constitue la carte d'anomalie globale de la zone d'étude. Cette carte fait l'objet d'une correction, qui a pour but de soustraire les événements de grandes ampleurs attribués à la géologie « régionale ». La carte d'anomalie résiduelle est le résultat de cette soustraction. Elle met en évidence des zones d'anomalies négatives résiduelles (ou de " déficit de masse ") susceptibles d'être attribuées la présence de cavités en sous sol.



Cette carte dite « résiduelle » a mis en évidence 3 secteurs d'anomalies négatives attribuées à des réseaux de cavités souterraines. Ces anomalies ont été contrôlées par sondages, qui ont validé la présence de cavités franches ou remblayées. Par contre, 1 cavité franche a été mise en évidence sur un secteur d'anomalie résiduelle positive.

Le premier intérêt de la méthode laser commence dès la définition du problème. Les dimensionnements que nous avons déjà réalisés sur des catiches, lors d'autres chantiers, nous ont donné des volumes de vides compris entre 150 et 300 m³ et des formes très caractéristiques. Les nuages de points récupérés peuvent alors servir à établir un modèle gravimétrique. , Ce modèle permet, à son tour, de valider l'emploi de la méthode et le choix de la maille de prospection.



Le deuxième intérêt de la méthode laser est de contrôler, après la campagne de sondage, la corrélation entre anomalie résiduelle négative et vide rencontré. L'évaluation du volume et de la profondeur de la cavité permettent, comme précédemment, de calculer l'anomalie théorique attendue au droit de celle-ci et donc de valider ou modifier le choix de l'anomalie régionale.

On constate que, dans le cas de sites de grandes dimensions (comme le site de Faches-Thumesnil), l'anomalie régionale est difficile à établir sans cette information. On constate aussi que l'information tirée des coupes sondages est parfois délicate, voir trompeuse.

Le dernier intérêt, dans le cas de Faches-Thumesnil était de dimensionner la cavité mise en évidence sur un secteur d'anomalie résiduelle positive afin de comprendre pourquoi la méthode microgravimétrique ne l'avait pas mise en évidence. Son volume a été évalué à 13.9 m³ avec un toit à 4.5m de profondeur, et le calcul de l'anomalie théorique générée par cette cavité a donné une anomalie de l'ordre de 6 μ gals (anomalie inférieure au seuil de signification de la campagne).

Suivi temporel [2007-2014] par géoradar et résonance magnétique protonique d'une poche d'eau localisée au sein du glacier tempéré de Tête Rousse (massif du Mont Blanc)

Stéphane Garambois¹, Anatoli Legchenko², Christian Vincent³, Emmanuel Thibert⁴, Jean-François Girard⁵, Jean-Michel Baltassat⁵

¹ ISTerre, Université Grenoble Alpes & CNRS, 38041 Grenoble, France
Stephane.Garambois@ujf-grenoble.fr

² LTHE, Université Grenoble Alpes, CNRS & IRD, 38041 Grenoble, France
anatoly.legtchenko@ujf-grenoble.fr

³ LGGE, Université Grenoble Alpes & CNRS, Grenoble, France
Christian.Vincent@ujf-grenoble.fr

⁴ IRSTEA, UR-ETGR & Université Grenoble Alpes, Grenoble, France
emmanuel.thibert@irstea.fr

⁵ BRGM, 3, av Guillemin - BP 36009 45060 Orleans Cedex - France
jf.girard@brgm.fr; jm.baltassat@brgm.fr

Abstract.

We present Ground Penetrating radar and Surface Nuclear magnetic resonance investigations of an englacial water pocket embedded in the polythermal glacier of Tête Rousse. Besides glacier bed and crevasses characterization, these data allowed the monitoring of the cavity whose geometry changed after artificial water drainage was performed.

Introduction

Le régime thermique des glaciers tempérés dépend de plusieurs facteurs climatiques et locaux, parmi lesquels l'altitude, l'accumulation de neige, l'exposition et la géométrie 3D. Dans ce contexte, la présence de lacs supra-glaciaires, pro-glaciaires ou intra-glaciaires génère un risque important pour les infrastructures et les habitants localisés dans les vallées en aval, notamment en cas de drainage abrupt et soudain de ces lacs. Parmi ceux-ci, les lacs intra-glaciaires posent un problème crucial car ils sont invisibles depuis la surface et donc difficiles à détecter. Un cas emblématique s'est produit en 1892 à Saint-Gervais (Alpes françaises), où une vague composée de plusieurs centaines de milliers de m³ d'un mélange d'eau, de boue et de blocs rocheux a atteint la ville quelques minutes après la rupture d'une cavité remplie d'eau au sein du glacier de Tête Rousse (Vincent et al., 2010), faisant 175 victimes.

Le cas présenté ci-après détaille les investigations géophysiques réalisées au sein du glacier de Tête Rousse à partir de 2007, originellement dédiées à l'évaluation du maintien de la maintenance d'une galerie drainante creusée en 1905. En 2007, les investigations géoradar ont révélé la présence d'une forte réflectivité localisée à 40 mètres de profondeur au sein du glacier, qui potentiellement pouvait être due à une cavité. Des campagnes additionnelles basées sur les méthodes de Résonance Magnétique Protonique (RMP) et géoradar ont permis entre 2009 et 2010 de valider l'hypothèse d'une cavité remplie d'eau, hypothèse définitivement confirmée par 11 forages de reconnaissance réalisés en juillet 2010 (Vincent et al., 2010). Cette découverte a conduit les autorités en charge de la gestion du risque à décider d'un drainage de la poche, opération réalisée plusieurs fois depuis, et d'un suivi temporel notamment géophysique (Figure 1). De nombreuses mesures météorologiques, hydrologiques et géophysiques ont été combinées afin de comprendre la formation et l'évolution de la poche suite aux drainages. Ces travaux ont fait l'objet de nombreuses publications portées sur l'étude de la formation de la poche d'eau et de son évolution (Vincent et al., 2012, 2015), sur les données RMP (Legchenko et al., 2011, 2014) et sur les données géoradar (Garambois et al., 2015). Nous proposons ici de revenir sur ces reconnaissances géophysiques et de leurs apports et limites respectives, depuis la découverte de la poche d'eau en 2007 jusqu'aux reconnaissances effectués jusqu'en 2014.

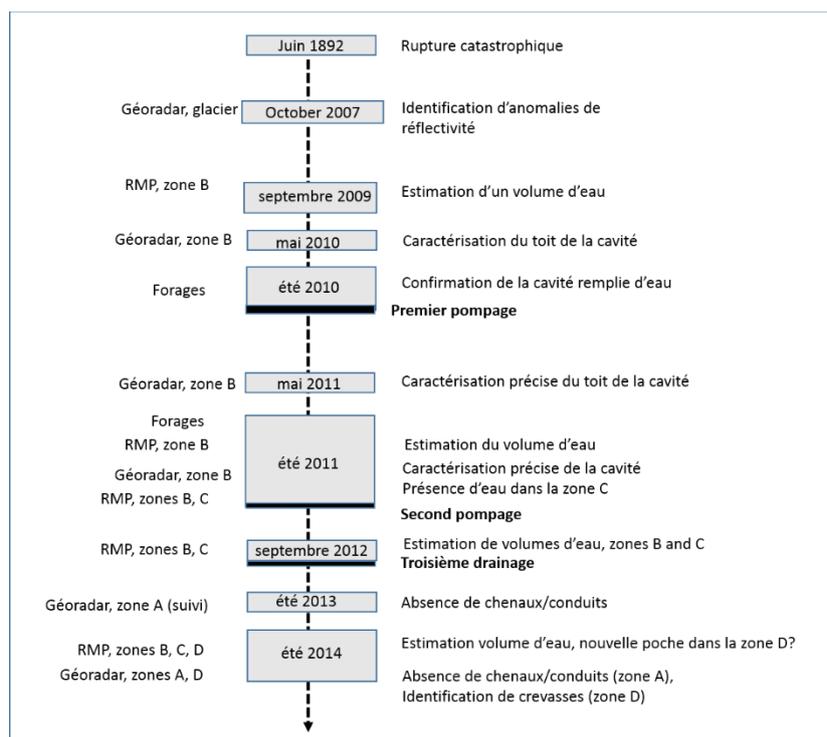


Figure 1. Historique des mesures géophysiques et résultats acquis lors des expériences menées au niveau du glacier.

Anatomie des données géoradar

Le glacier, localisé dans le massif du Mont-Blanc (Alpes françaises) a une extension Est-Ouest de 500 m environ et une largeur de 200 m dans la direction Nord-Sud. Son altitude varie entre 3100 m à 3260 m à l'Est (Figure 2a). Plusieurs campagnes géoradar ont été effectuées au cours du temps (Figure 1), avec des objectifs évoluant depuis i) une investigation grande échelle et faible résolution en 2007 afin d'établir la présence potentielle de la reformation d'une cavité intra-glaciaire ; ii) 2010-2011, 3 campagnes de reconnaissance à plus petite échelle et plus haute résolution dédiées à la caractérisation et au suivi temporel du toit de la cavité après le premier drainage artificiel ; iii) Juin 2014, exploration de la partie supérieure du glacier et iv) 2013-2014, suivi temporel de la partie aval froide du glacier, afin de détecter toute apparition de réflectivité géoradar qui pourrait correspondre à la formation d'un conduit intra-glaciaire. Pour les buts ii) et iii), des acquisitions dense et anisotropes composées de profils transversaux et longitudinaux ont permis une analyse pseudo-3D des réflexions et d'évaluer les nombreuses réflexions hors-plan.

Les analyses géoradar ont bénéficié de mesures indépendantes réalisées en forage ainsi de mesures répétées RMP. Ces analyses incluent la reconstruction précise de la géométrie du glacier et l'identification de crevasses localisées en amont du glacier jouant un rôle prépondérant pour la circulation d'eau vers la base du glacier.

A l'exception de 2007, toutes les données géoradar ont été acquises à l'aide d'antennes 100 MHz non blindées et leur coordonnées ont été relevées à l'aide d'un système GPS différentiel. L'ensemble des données a été traité à l'aide du logiciel Seismic Unix notamment afin d'améliorer le rapport signal sur bruit par application d'un filtre de Butterworth [50-300 MHz], de relocaliser correctement les réflexions dans le plan 2D à l'aide d'une migration dans l'espace temps-nombre d'onde, d'amplifier les temps d'arrivée tardifs par une fonction temporelle linéaire et de corriger de la topographie. Pour la migration et les corrections statiques, une vitesse constante de 16.8 cm/ns a été utilisée.

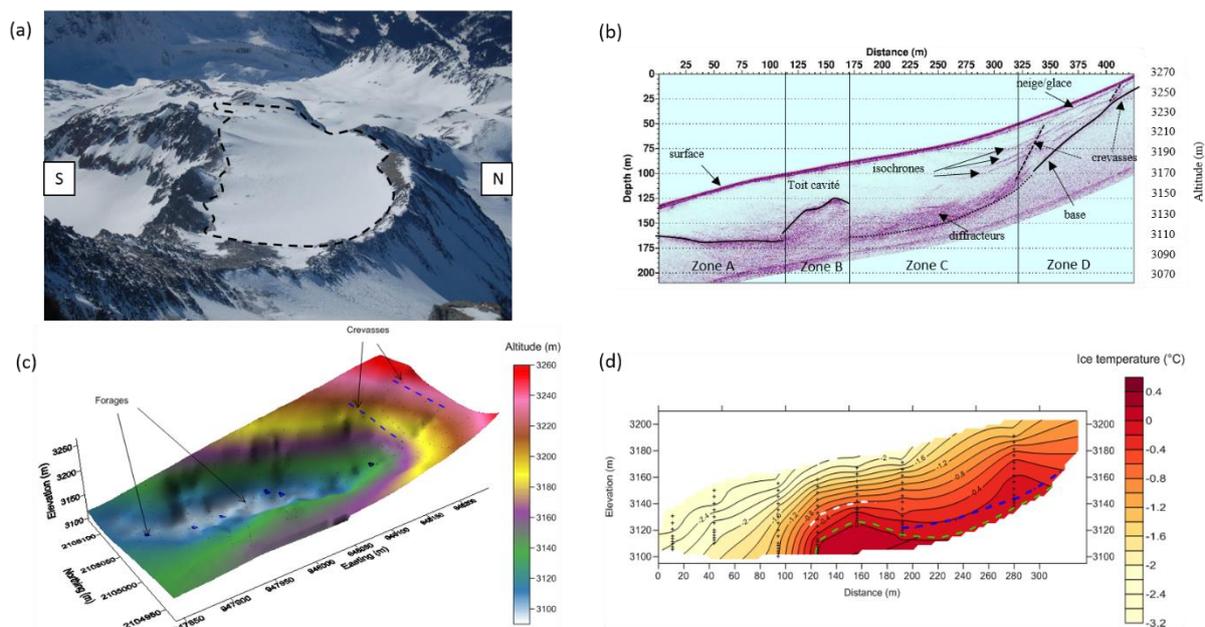


Figure 2. (a) Photographie du glacier (crédit : A. Gilbert) prise depuis l'Est. (b) Image longitudinale géoradar 100 MHz migrée. (c) Topographie de la base du glacier obtenue à partir des données géoradar et des forages de reconnaissance sous la cavité. (d) distribution des températures au sein du glacier le long d'un profil longitudinal.

Un profil longitudinal traversant le glacier d'Ouest en Est est montré sur la figure 1b (acquis en Juin 2014). Il est caractéristique de l'anatomie de la réflectivité radar au sein du glacier, qui peut être séparée en 4 zones. La partie avale du glacier (zone A) apparaît très homogène avec une forte réflexion continue apparaissant à la base du glacier. La zone B est dominée par une forte réflexion dont l'apex se trouve à environ 40 m de profondeur et une perte de continuité de la réflexion à la base du glacier. Cette forte réflexion a permis de caractériser le toit de la cavité et une crevasse latérale. La zone C est relativement homogène sur 55 m puis marquée par une réflectivité diffuse sur une couche 10 à 15 m reposant sur la base du glacier. Cette couche a été interprétée comme la partie tempérée (au point de fusion) contenant de l'eau liquide. Enfin, la partie supérieure est marquée par de fortes discontinuités, probablement des crevasses, une forte accumulation de neige, et des réflexions très continues, appelées isochrones, qui peuvent correspondre à des zones d'accumulations de débris ou d'avalanches se produisant lors de périodes climatiques de forte fonte. Ces différentes zones sont très cohérentes avec la distribution des températures relevées dans 7 forages le long du même profil longitudinal (Figure 2d). La zone A est marquée par une température froide inférieure à -2°C , empêchant certainement toute circulation d'eau, alors que des zones de plus fortes températures sont visibles au niveau de la cavité centrale et au niveau de la base du glacier en amont.

Suivi temporel par RMP de la cavité centrale

Le suivi temporel de la cavité par RMP a permis d'estimer les variations du volume d'eau présent au sein de la cavité et sa distribution spatiale (Figure 3, Legchenko et al., 2014). Ces résultats montrent une très bonne adéquation avec les caractérisations géoradar mais fournissent en plus une information cruciale : les volumes d'eau, qui évoluent de $53,500\text{ m}^3$ en 2009 à $18,500\text{ m}^3$ en septembre 2011, soit un an après le second drainage. La distribution des volumes a également fortement évolué, ceux-ci s'éloignant de la base du glacier. Ceci est en accord avec les données géoradar qui montrent une remontée du toit de la cavité de 5 à 10 m vers la surface, suite au drainage. Le volume global a diminué, malgré une remontée du toit vers la surface. Ceci ne peut être expliqué que par l'affaissement de pans de glace vers la base du glacier, dont le mélange avec l'eau a pu regeler.

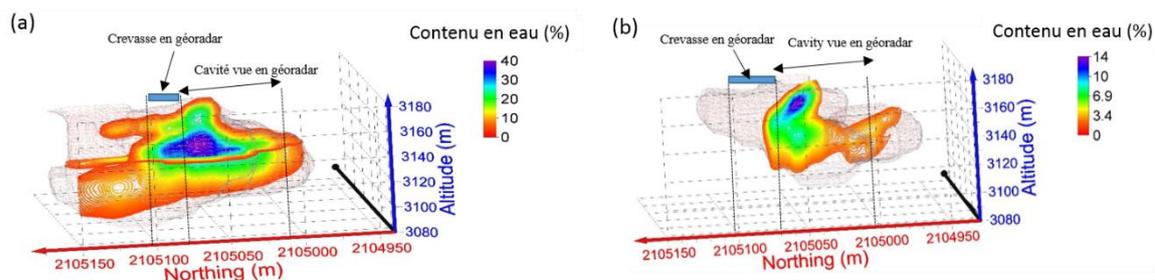


Figure 3. Distributions du contenu en eau selon une coupe longitudinale obtenues après inversion de données RMP. (a) Septembre 2009 ; (b) Septembre 2011, après le premier drainage.

Conclusions

Nous présenterons l'ensemble des résultats obtenus durant ces 8 années de suivi temporel. En particulier, nous montrerons comment une approche pseudo-3D géoradar a permis de caractériser la géométrie 3D du glacier (Figure 1c) et l'évolution temporelle de la cavité centrale, marquée par une remontée vers la surface après le premier drainage. Nous montrerons également l'ensemble des résultats RMP, qui ont permis de caractériser de manière quantitative la diminution des volumes d'eau au sein de la cavité centrale après le premier drainage, mais également de faire apparaître une zone réservoir en amont et la potentielle détection d'une poche d'eau en amont. L'interprétation combinée des mesures géophysiques a permis d'affiner le rôle de crevasses remplies pouvant expliquer cette poche avale. Nous discuterons ces points en liaison avec les mesures indépendantes et notamment les mesures de forage. Cette étude montre l'importance de combiner différentes méthodes géophysiques, et notamment dans ce contexte le géoradar et la RMP, dont les sensibilités et résolutions se sont avérées très complémentaires au niveau interprétation

Remerciements

Les auteurs remercient toutes les personnes qui ont pris aux expériences de terrain. Ils remercient également la mairie de Saint-Gervais, la préfecture de Haute-Savoie et l'université Joseph Fourier (Projets Labex OSUG@2020) pour le financement de ces expériences. Les données géoradar ont été acquises à partir de 2013 par la société Hydrophy (Camille Michel et Vincent Cappoen).

Mots clés : Glacier tempérés, géoradar, RMP, cavité, 3D, suivi temporel

References

- Garambois S., Legchenko A., Vincent C. & E. Thibert, 2015, Ground Penetrating Radar investigations and monitoring of an englacial water pocket in the polythermal glacier of tête rousse, geophysics, submitted.
- Legchenko A., M. Descloitres, C. Vincent, H. Guyard, S. Garambois, K. Chalikakis and M. Ezersky, (2011), Three-dimensional magnetic resonance imaging for groundwater. *New Journal of Physics*, 13, 025022, doi: 10.1088/1367-2630/13/2/025022.
- Legchenko A., C. Vincent, J.-M. Baltassat, J.-F. Girard, E. Thibert, O. Gagliardini, M. Descloitres, A. Gilbert, S. Garambois, and H. Guyard, "Monitoring water accumulation in a glacier using magnetic resonance imaging," *Cryosphere*, 2014, vol. 8, pp. 155-166.
- Vincent C., Garambois, S., E. Thibert, E. Lefèbvre, E. Le Meur and D. Six (2010), Origin of the outburst flood from Tete Rousse glacier in 1892 (Mont-Blanc area, France), *Journal of Glaciology*, Vol. 56, No. 198, pp. 688-698.
- Vincent C., M. Descloitres, S. Garambois, A. Legchenko, H. Guyard, E. Lefèbvre, and A. Gilbert, "A potential catastrophic subglacial lake outburst flood avoided in the Mont Blanc area," *Journal of Glaciology*, 2012, vol. 58, pp. 866-878.
- Vincent C., E. Thibert, O. Gagliardini, A. Legchenko, A. Gibert, S. Garambois, T. Condom, J.-M. Baltassat, and J.-F. Girard, "Mechanisms of subglacial cavity filling in Tête Rousse glacier," *Journal of Glaciology*, 61 (227), in press.

Utilisation de la MASW dans l'estimation du potentiel de liquéfaction d'une portion de digue.

Romain Granjon, Florence Renalier

F. Renalier, SOLDATA Geophysics, 3209 RD 1085, 38300 Nivolas-Vermelle.

R. Granjon, Compagnie Nationale du Rhône, 2 rue André Bonin, 69316 LYON cedex 04

Abstract

Deux tronçons de digue de 300 m de long ont été investigués d'une part par CPT espacés de 10 m, d'autre part par MASW 2D. Les sections de V_s , f_s et q_c mettent en évidence les mêmes variations des caractéristiques mécaniques. L'estimation du potentiel de liquéfaction par la méthode des CPT et par la méthode des V_s montrent des résultats similaires à condition de modifier légèrement cette dernière.

Introduction

Les nouveaux règlements portant sur la sécurité des ouvrages de classe B, dont font partie la majorité des digues de la Compagnie Nationale du Rhône (CNR), imposeront très prochainement l'analyse du potentiel de liquéfaction sur l'ensemble du linéaire de ces ouvrages. Dans ce cadre-là, la CNR cherche à développer des outils de caractérisation à grand rendement qui permettent la détection de lentilles de liquéfactions potentielles. Cette étude présente les résultats comparatifs de prospections CPT et MASW 2D réalisées en parallèle sur un tronçon de digue en remblais limoneux de 1 km de long.

Contexte géologique

La digue auscultée (Fig. 1a) est constituée en limons compactés au fur et à mesure de sa construction. Elle repose sur des limons en place, non compactés, sous-lesquels se trouvent des graviers compacts. Les pentes de part et d'autre de la crête de digue sont de l'ordre de 3/1.

Acquisition des données géophysiques et géotechniques

62 CPT ont été réalisés sur 2 tronçons de 300 m de long, par pas de 10 m, jusqu'au refus sur les graviers, vers 6 à 10 m de profondeur. Les mesures de f_s et q_c ont été effectuées verticalement tous les 1 cm. Un profil MASW 2D de 1 km de long a été obtenu en tractant, par pas de 10 m, un dispositif constitué d'une chute de poids accélérée PEG-40 et de 24 géophones verticaux 4.5 Hz espacés de

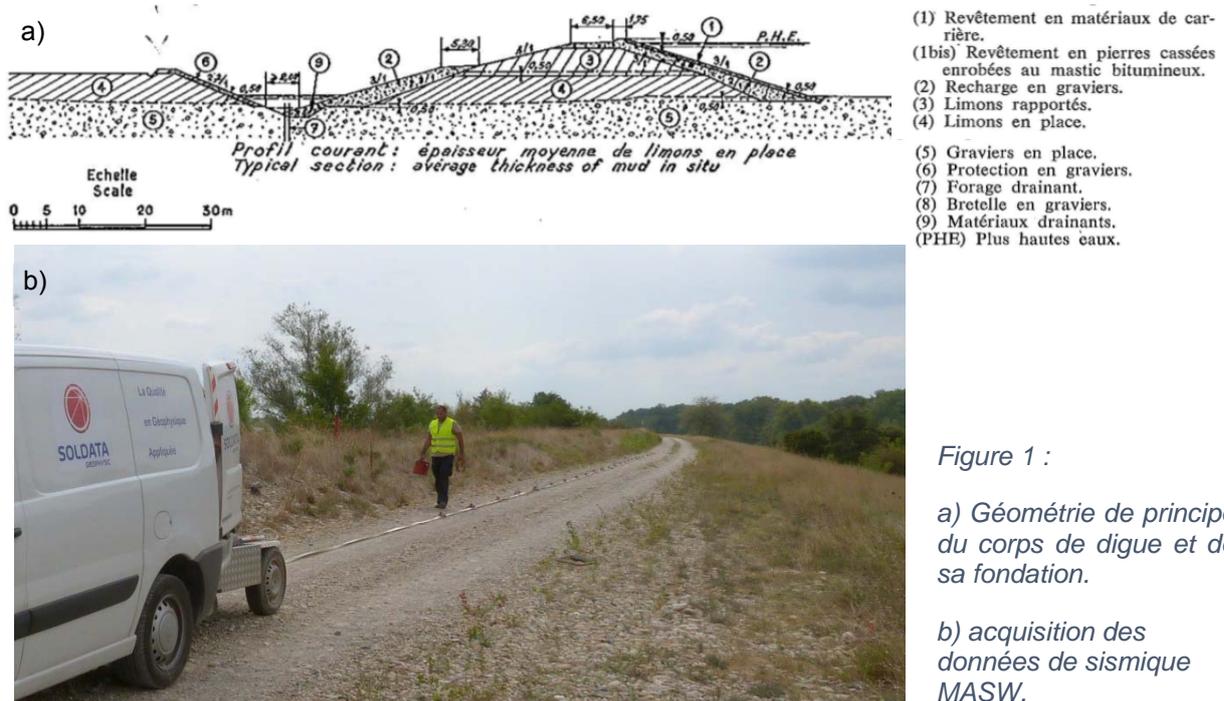


Figure 1 :

a) Géométrie de principe du corps de digue et de sa fondation.

b) acquisition des données de sismique MASW.

2.5 m (Fig. 1b). Les courbes de dispersion ont été identifiées et inversées avec le logiciel SurfSeis®, développé au Kansas Geological Survey. Les profils 1D de vitesse $V_s(z)$ obtenus ont été interpolés pour reconstruire une pseudo-sections de $V_s(x,z)$, utilisée ensuite dans Matlab® pour la représentation et la comparaison avec les résultats géotechniques.

Description des résultats bruts

La figure 2 présente les valeurs de vitesses V_s estimées par MASW 2D, de f_s et de q_c mesurées par CPT.

Sur les 15 premiers mètres de profondeur, trois entités apparaissent sur les sections 2D de V_s (graphe du haut) :

- De la surface jusque vers 4 m de profondeur, des valeurs de V_s relativement élevées, comprises entre 250 et 400 m/s ;
- Entre 5 et 7 m de profondeur dans la partie amont, entre 6 et 10 m de profondeur dans la partie aval, des valeurs de V_s plus faibles entre 200 et 250 m/s, avec une lentille beaucoup plus épaisse et de V_s proche de 200 m/s au niveau des PM 400 à 600 ;
- En dessous, un niveau plus raide qui montre des V_s croissant progressivement avec la profondeur, jusqu'à environ 500 m/s vers 15 m de profondeur.

Les valeurs de q_c (graphe du bas) et f_s (graphe du centre) mettent en évidence quatre ensembles principaux :

- De la surface jusque vers 4 m de profondeur, des valeurs de q_c et f_s relativement élevées,
- Entre 5 et 6 m de profondeur dans la partie amont, et entre 5 et 7 m de profondeur dans la partie aval, un niveau aux caractéristiques mécaniques beaucoup plus faibles,
- Un niveau aux caractéristiques mécaniques également faibles, mais avec une plus grande variabilité jusqu'à environ 8 m de profondeur entre les PM 450 et PM 600,
- En dessous, un niveau raide sur lequel les CPT sont venus buter.

Par comparaison à la géologie, la première entité correspond aux limons de digue, compactés lors de la construction de la digue ; la deuxième correspond globalement aux limons de fondation, qui reposent entre les PM 450 et 600 sur un ensemble fines + graviers très hétérogène et peu compacté (troisième unité) ; le quatrième ensemble correspond aux graviers, beaucoup plus raides.

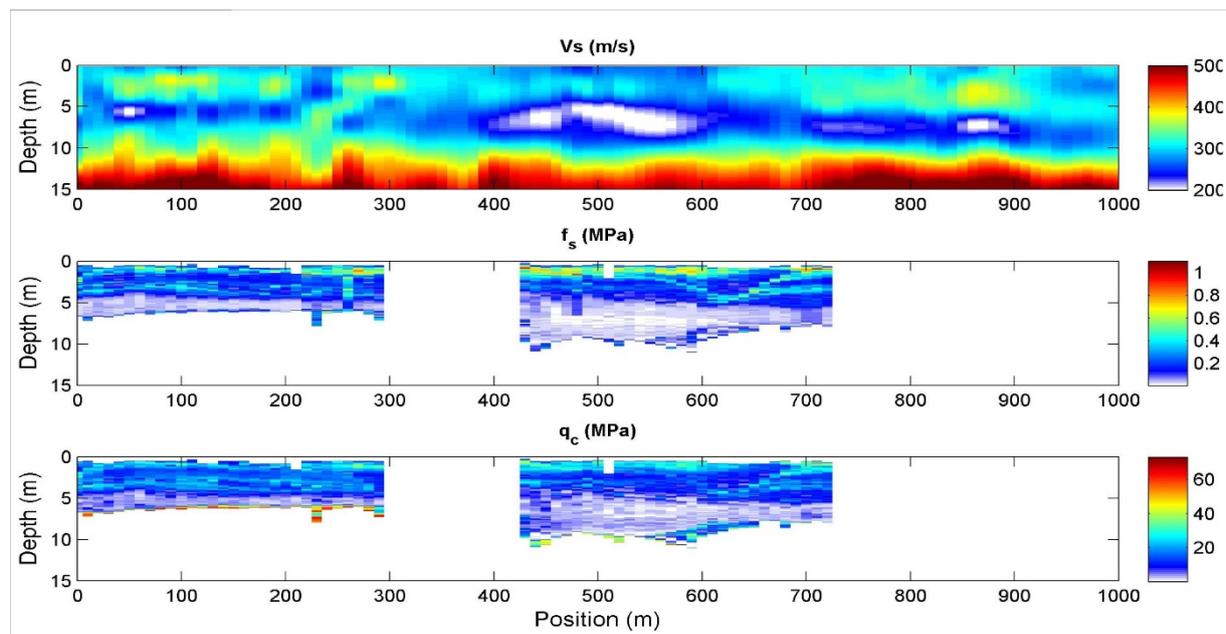


Figure 2 : Comparaison des sections 2D de V_s , obtenue par MASW 2D, f_s et q_c , obtenues par CPT.

L'analyse de la corrélation point par point (non illustrée ici) entre les résultats géotechniques et les résultats géophysiques pour chacun des quatre ensembles décrits ci-avant est très bonne pour l'ensemble « digue », beaucoup moins pour les trois autres. Ceci est expliqué d'une part par la différence de résolution entre les deux techniques, en particulier à grande profondeur, d'autre part par la plus forte hétérogénéité de ces trois autres formations, notamment en ce qui concerne la teneur en fines.

Calcul du potentiel de liquéfaction

Nous utilisons dans cette étude la démarche américaine, les papiers de Robertson (1998, 2009) faisant référence pour les calculs à partir des CPT, ceux de Andrus et al. (2000, 2004) pour les calculs à partir de Vs. Le potentiel de liquéfaction en un point (position, profondeur) est calculé, pour un séisme de référence donné, en comparant en ce point la sollicitation attendue (Cyclic Stress Ratio, CSR, équation 1) à la résistance du sol (Cyclic Resistance Ratio, CRR).

$$CSR = 0.65 \left(\frac{a_{max}}{g} \right) \left(\frac{\sigma_v}{\sigma'_v} \right) r_d$$

Équation 1

avec a_{max} : accélération maximale, g : accélération de la pesanteur, σ_v et σ'_v : contraintes totale et effective en ce point, r_d : coefficient de réduction de la contrainte de cisaillement, fonction de la profondeur (Seed and Idriss, 1971).

Le calcul du CRR à partir des CPT (Robertson, 2009) n'est pas rappelé ici. La formule utilisée dépend de la valeur de l'indice de comportement du sol I_c , qui lui-même dépend des valeurs mesurées q_c et f_s , des contraintes totale et effective, ainsi que de différents facteurs de correction. Le CRR à partir de Vs est calculé grâce à l'équation 2 (Andrus et al., 2004).

$$CRR = 0.022 \left(\frac{K_c V_{s1}}{100} \right)^2 + 2.8 \left(\frac{1}{V_{s1}^* - V_{s1}} - \frac{1}{V_{s1}^*} \right)$$

Équation 2

avec V_{s1} : vitesse de cisaillement normalisée par la contrainte effective, V_{s1}^* : valeur seuil variant entre 200 m/s et 215 m/s selon la teneur en fine, K_c : facteur de correction de la cimentation ($K_c = 1$ ici).

Comparaison des facteurs de sécurité calculés par les deux méthodes

Les sections 2D des facteurs de sécurité calculées par les deux méthodes sont imagées sur la Figure 3 pour un séisme référence de magnitude 1.9 (a) ou 3.6 (b). Les valeurs des facteurs de sécurité ainsi calculées par la méthode des Vs (graphe du haut) sont systématiquement plus élevées que celles calculées par la méthode des CPT (graphe du bas). Pour retrouver les mêmes ordres de grandeur, il a été nécessaire de modifier la valeur de V_{s1}^* et de la fixer à l'infini, ce qui revient à ne prendre en compte que la première partie de l'équation 2.

Conclusion

L'analyse et la comparaison des résultats obtenus avec chacune des deux méthodes ont montré que pour la zone investiguée les valeurs de Vs mesurées en MASW mettent globalement en évidence les mêmes caractéristiques (zones faibles) que les valeurs de q_c , f_s ou densités mesurées par CPT, bien qu'avec la MASW, la résolution soit moins bonne et diminue avec la profondeur. De plus, l'estimation des potentiels de liquéfaction à partir des valeurs de Vs mène à une coupe similaire (bien que lissée) à celle obtenue à partir des CPT, à condition de prendre une valeur limite de V_{s1}^* infinie dans le calcul du CRR (cf. équation 2). Ceci pourrait être lié à la moins bonne résolution de la méthode MASW par rapport à celle des méthodes de mesures de Vs en forages utilisées pour établir les recommandations d'Andrus et al. (2004).

Les résultats obtenus ici paraissent prometteurs pour les études à grand rendement nécessaires aux justifications demandées dans les nouveaux règlements, à la condition que la résolution de la MASW soit suffisante en termes de risque sismique. Il serait intéressant d'utiliser au même endroit une autre technique de mesure des Vs n'ayant pas les mêmes limitations que la MASW pour confirmer l'hypothèse sur la nécessité de modifier l'équation 2, et de répéter l'exercice dans d'autres contextes pour pouvoir généraliser la méthodologie.

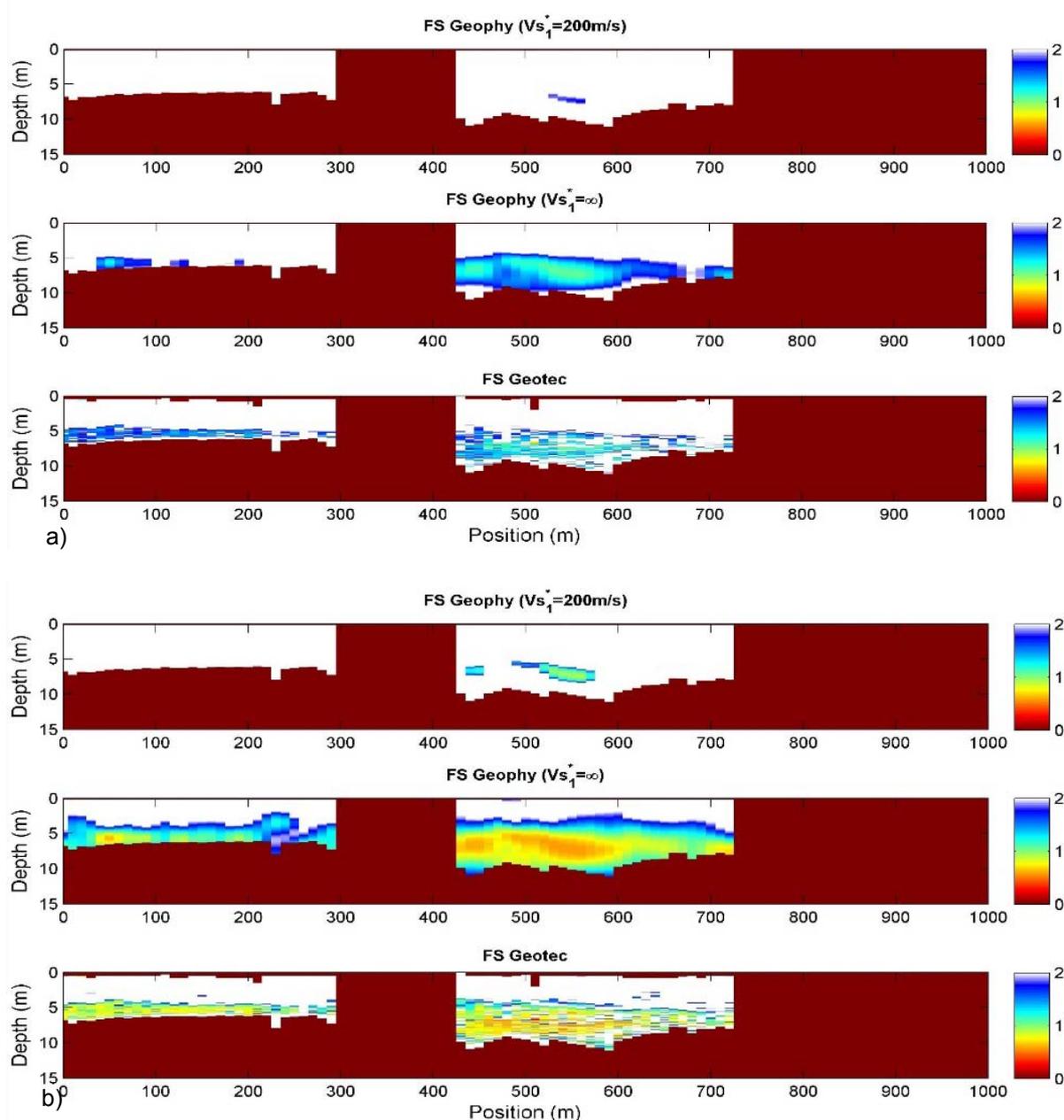


Figure 3 : Comparaison des facteurs de sécurité calculés à partir de la section de V_s , en utilisant une valeur de $V_{s1}^* = 200$ m/s (haut), en utilisant une valeur de $V_{s1}^* = \infty$ (milieu) et à partir des résultats des CPT (bas), pour un séisme de référence de magnitude 1.9 (a) ou 3.6 (b).

Références

Andrus, R. D. et Stokoe, K. H., 2000. Liquefaction resistance of soils from shear wave velocity. *Journal of Geotechnical and Environmental Engineering*, v 126 (11), p 1015-1025.

Andrus, R. D. et al. 2003. Guidelines for evaluating liquefaction resistance using shear wave velocity measurement and simplified procedures. NIST GCR 03-854. U. S. Department of Commerce.

Robertson, P. K. et Wride, C. E., 1998. Evaluating cyclic liquefaction potential using the cone penetration test. *Canadian Geotechnical Journal*, v 35, p 442-459.

Robertson, P.K. 2009. Performance based earthquake design using the CPT. Keynote lecture at International Conference on Performance-based design in Earthquake Geotechnical Engineering, IS Tokyo, Tsukuba, Japan.

Seed, H. B. and Idriss, I. M., 1971. Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*, v 97 (SM9), p 1249-1273.

Identification des zones soumises à un risque de recul majeur du trait de côte entre Dieppe et Pourville-sur-Mer (76) par investigation gravimétrique et sismique réfraction

thomas jacob¹, kevin samyn¹, adnand bitri¹, pierre pannot², florence quesnel¹, thomas dewez¹

t.jacob@brgm.fr

1 BRGM, 3 avenue Claude Guillemin BP36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

2 Direction Régionale Champagne-Ardenne, Pôle technologique Henri Farman , 12 rue Clément Ader, B.P. 137, 51685 REIMS CEDEX 2

Abstract

In December 2012, a chalk cliff collapse occurred in South-West Dieppe, France. The collapse exposed a previously undocumented 50 m deep, having 50 m by 50 m footprint, cone-shaped infilling of clays and sands within the chalk, which resulted in a landslide, still active today. Gravity and seismic refraction prospecting was carried out and successfully mapped the footprint and the depth of these clays and sands infillings.

Introduction

Le 20 décembre 2012, un éboulement majeur de 20 000 m³ a impacté la falaise de craie à Dieppe, au niveau de la route de Pourville. Cet éboulement a exposé la présence d'une importante poche argilo-sableuse à l'arrière du trait de falaise, elle-même à l'origine d'un glissement de terrain de grande ampleur (>100 000 m³, illustration 1). Ce phénomène a conduit à une érosion progressive se traduisant par un recul du trait de côte dépassant à plusieurs endroits les quarante mètres en quelques mois. Les conséquences matérielles se résument à la destruction d'une maison et à l'évacuation de deux habitations. Par ailleurs, d'autres maisons d'habitation, une route et un stade sont en situation de péril grave à court terme.

Une étude géophysique (Jacob et al. 2014) a été menée sur le front de falaise entre Dieppe et Pourville et sur le secteur de Varangeville-sur-Mer, ayant pour but de :

- déceler la présence et de cartographier l'emprise d'éventuelles poches argilo-sableuses au sein de la craie
- délimiter l'extension de la poche argilo-sableuse à l'origine de l'effondrement de falaise ayant eu lieu en décembre 2012.
- caractériser la structure du sous-sol en profondeur.

Pour répondre au mieux aux objectifs précités,

- un levé gravimétrique à la maille de 15 m a été effectué, comprenant 1003 stations,
- huit profils sismiques ont été levés, pour un linéaire total de 2.5 km.

La tomographie de résistivité électrique est une méthode géophysique adaptée à l'objectif de cette étude, mais n'a pas été mise en œuvre du fait de l'urbanisation importante de la zone d'étude et du risque élevé de présence d'éléments entropiques souterrains potentiellement néfastes pour les mesures électriques.

Programme des travaux

L'acquisition géophysique s'est déroulée entre mai et juillet 2014 et a consisté en l'acquisition de 1003 stations gravimétriques, implantées selon une maille de 15 m, et de 8 profils sismiques haute résolution de longueur comprises entre 230 m et 430 m (inter-trace 5 m et inter-tir 10 m avec source chute de poids et explosifs),



Illustration 1 : Photographie de l'effondrement

Résultats obtenus

La tomographie en sismique réfraction met à jour et caractérise la géométrie de 3 horizons bien définis dont l'interprétation est la suivante: des limons et sables sur les premier 10 à 15 m sous la surface, un horizon de craie altérée de 30 m de puissance, un horizon profond correspondant à la craie peu altérée (illustration 2a et b).

Au sein des deux premiers horizons, des anomalies de faibles vitesses sismiques sont décelées, dont la plus marquée se situe au droit de l'effondrement actif. Les anomalies de vitesses sont interprétées comme étant la signature des poches de remplissage argileux recherchées.

Les anomalies gravimétriques positives décelées sont interprétées, après recoupement avec quelques données de forages incomplètes disponibles à proximité, comme étant la signature des poches argilo-sableuses pouvant dépasser 60 m de profondeur. L'effondrement actif se trouve dans la continuité d'une telle anomalie positive (illustration 2c).

Ces interprétations ont été par la suite confirmées par les forages de reconnaissances réalisés au droit des anomalies détectées. L'interprétation conjointe des résultats de la sismique et de la gravimétrie renforce l'interprétation des deux méthodes prises indépendamment : les anomalies gravimétriques positives sont situées à l'aplomb des anomalies sismiques à faible vitesse. Il est plausible que la source de ces anomalies soit la même, interprétée comme étant les poches de remplissage argilo-sableux.

Une inversion du toit de la craie à partir de l'anomalie gravimétrique résiduelle a été effectuée par la méthode de Silva et al. (2014), et montre une bonne correspondance avec la profondeur mesurée au droit des forages (Illustration 3).

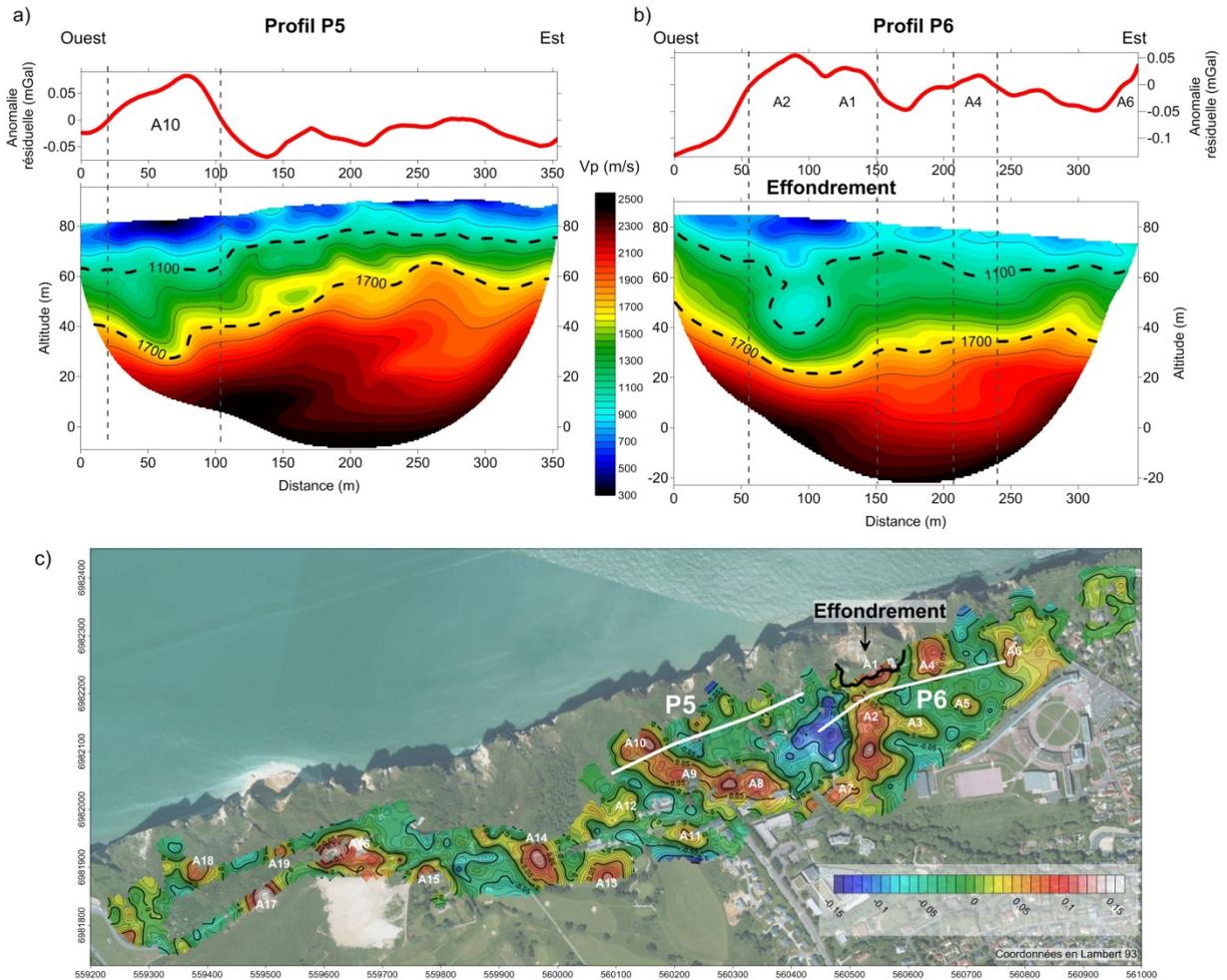


Illustration 2 : anomalie gravimétrique résiduelle (trait rouge) et vitesses d'ondes P selon les profils sismiques P5 (a) et P6 (b). La localisation des profils et l'anomalie gravimétrique résiduelle sont présentées en c). Les zones rouges marquent les anomalies positives, interprétées comme étant la signature des poches argilo-sableuses.

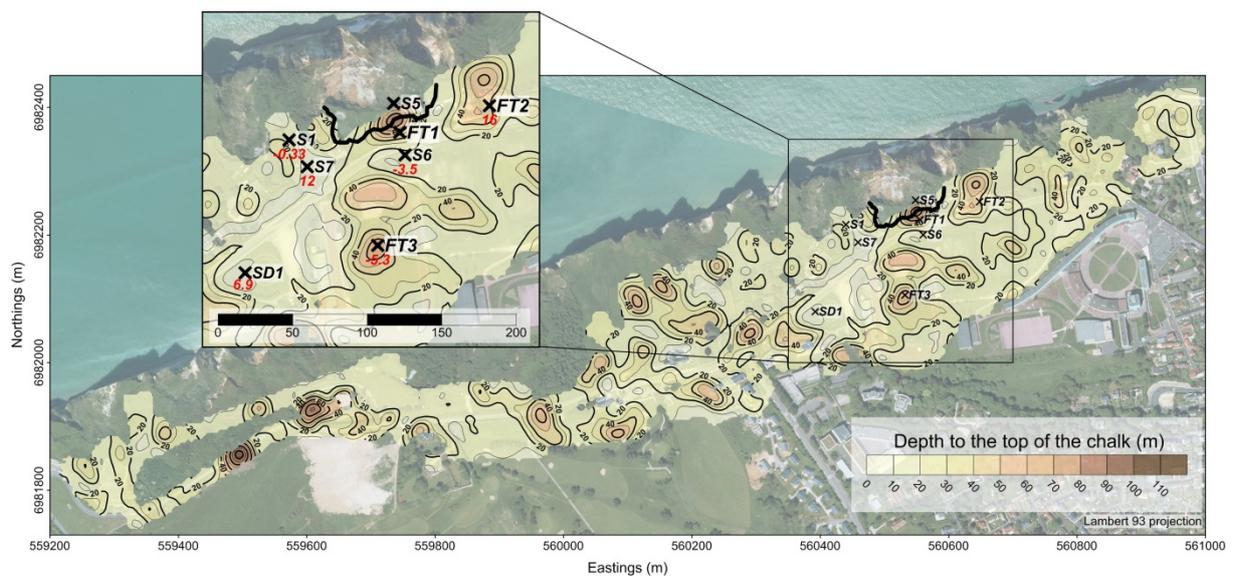


Illustration 3 : cartographie de la profondeur inversée du toit de la craie à partir de l'anomalie résiduelle gravimétrique (m). L'encart montre les positions des forages (croix noires) avec leurs noms,

et la différence entre la profondeur du toit de la craie tirée du modèle et celle mesurée en forage (chiffres rouges)

Conclusion

La méthodologie géophysique appliquée dans cette étude s'est montrée particulièrement efficace pour cartographier l'emprise et la géométrie des poches argilo-sableuses sur le front de falaise entre Dieppe et Pourville-sur-Mer.

Les résultats de cette étude apportent des contraintes qui vont permettre l'estimation et la réalisation de cartes du recul du trait de côte à différentes échéances.

Références

Jacob T., Samyn K., Bitri A. (2014) – Investigations géophysiques du front de falaise entre Dieppe et Pourville (76). Rapport final. BRGM/RP-63892-FR, 86 p., 32 ill, 5 tabl., 2 ann.

Silva, J.B.C., Santos, D.a.F. and Gomes, K.P., 2014. Fast gravity inversion of basement relief. *Geophysics*, 79(5): G79-G91

Évaluation de l'approche d'Imagerie de Résistivité Électrique «3D⁻» appliquée à une levée de Loire près de Saumur

Clara Jodry^{1,2}, Sérgio Palma Lopes², Yannick Fargier³, Philippe Côte², Martin Sanchez¹

sergio.lopes@ifsttar.fr

¹Université de Nantes, LPG, ²LUNAM Université, IFSTTAR, GERS, GeoEND, ³Cerema, DTer Normandie Centre, Laboratoire Régional de Blois

Abstract

Although DC-Electrical Resistivity Imaging (ERI) is frequently applied to embankment dike investigation, 2D classical procedures are prone to generate artefacts in resistivity images and may lead to misinterpretation. On the other hand, full 3D procedures are cumbersome and costly and do not match extensive investigation needs. We have applied the recently developed «3D⁻» ERI approach to a stretch of levee along the Loire River and demonstrate its relative efficiency.

Introduction

Le diagnostic et la surveillance des digues de protection contre les crues est une préoccupation constante en France et dans le Monde. Les méthodes géophysiques, combinées à des reconnaissances géotechniques, y contribuent significativement (Fauchard et Mériaux, 2004). Parmi celles-ci, les techniques d'Imagerie de Résistivité Électrique (IRE) sont particulièrement utilisées, en vertu de leur grande sensibilité à la nature et à l'état des matériaux (Royet et al., 2013). Pour la reconnaissance de grands linéaires, l'IRE est mise en œuvre selon la stratégie 2D classique, économique et efficace, sur un profil longitudinal à l'ouvrage, en crête, sur le talus, ou en pied de digue. Mais cette stratégie est risquée car l'hypothèse 2D est mise en défaut par la complexité de la structure, ce qui peut amener d'importantes erreurs d'interprétation (Sjödahl et al., 2006 ; Fargier et al., 2014). A l'inverse, une stratégie d'IRE 3D à part entière, basée sur un grand nombre d'électrodes et de mesures, est plus fiable mais s'avère lourde et coûteuse et ne peut être menée que sur des portions très courtes. Pour pallier ces inconvénients, différentes approches intermédiaires entre 2D et 3D ont été développées récemment (Fargier et al., 2012 ; Jodry et al., 2015). Parmi celles-ci, l'approche « 3D⁻ » ouvre la voie à des stratégies qui prennent en compte le caractère 3D d'un milieu, tout en conservant une efficacité et un coût proches de ceux des techniques 2D (Fig. 1). L'objectif de cette communication est de présenter l'application d'une stratégie d'IRE « 3D⁻ » à un tronçon de levée de Loire, afin d'en démontrer les avantages et les limites. Après une brève introduction du concept sous-jacent et une description du cas étudié, nous présentons des résultats d'imagerie «3D⁻» en comparaison de résultats 2D classiques. Nous concluons par une synthèse et des perspectives.

Le concept d'IRE 3D⁻

Le principe général de cette approche consiste à ajouter suffisamment d'information pour ouvrir la possibilité d'imager les propriétés 3D d'une structure, sans chercher à atteindre la haute résolution des approches 3D complètes ni en subir les contraintes. L'information ajoutée réside dans les réponses géoélectriques mesurées et dans les connaissances préalables sur le site étudié. Pour augmenter l'information issue des mesures (par rapport à une configuration 2D), il est nécessaire d'installer plus d'une ligne d'électrodes, en utilisant par exemple deux lignes parallèles ou deux lignes perpendiculaires (Fig. 1). La séquence d'acquisition peut être une simple addition d'acquisitions séparées sur chaque ligne, mais peut aussi inclure des acquisitions croisées entre lignes. Pour augmenter l'information issue des connaissances préalables, il faut pouvoir introduire autant d'*a priori* que possible dans le processus d'inversion des données afin de compenser le « manque » de mesures (par rapport à une stratégie 3D complète). Enfin il est nécessaire de concevoir un modèle 3D et une discrétisation adaptés au besoin, permettant la prise en compte des aspects 3D et une intégration de tout l'*a priori* disponible. Notons qu'une telle approche de discrétisation implique à elle seule un important travail de recherche et des outils de maillage performants (Günther et al., 2006).

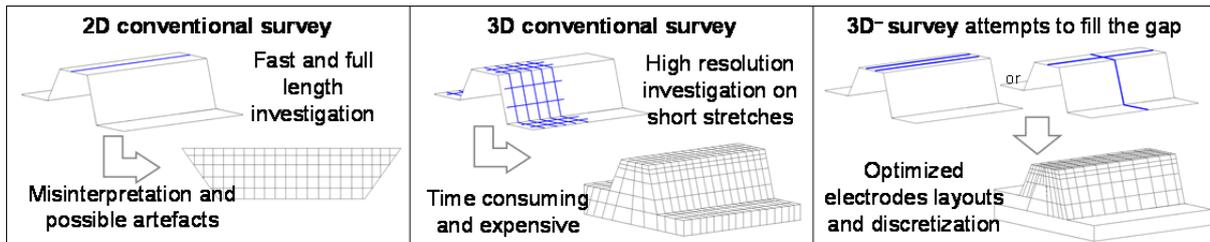


Figure 1 : Schématisation des trois principales stratégies d'IRE.

Description du cas d'étude

Le site étudié fait partie de la « Levée du val d'Authion – aval de Saumur », gérée par la DDT49. Ce système d'endiguement couvre une trentaine de km et protège de nombreuses communes. Le gestionnaire était en recherche de techniques de surveillance automatisées. C'est dans ce contexte que plusieurs instrumentations à demeure ont été installées à titre expérimental, et notamment deux lignes de 48 électrodes chacune, parallèles entre elles et enfouies à 1,2 m sous la chaussée de la route départementale en crête de digue. L'espacement inter-électrodes étant de 2 m, c'est une portion de la levée de 100 m de long qui est suivie au cours du temps. Bien que l'objectif de ce projet soit la surveillance de l'ouvrage, nous traitons ici de l'imagerie 3D à un instant donné. Les séquences d'acquisition sont de type *Wenner-Schlumberger* et fournissent 997 résistivités apparentes pour chacune des deux lignes. Les contacts électriques entre les électrodes enfouies et le sol sont excellents et stables, offrant une très bonne qualité de mesure.

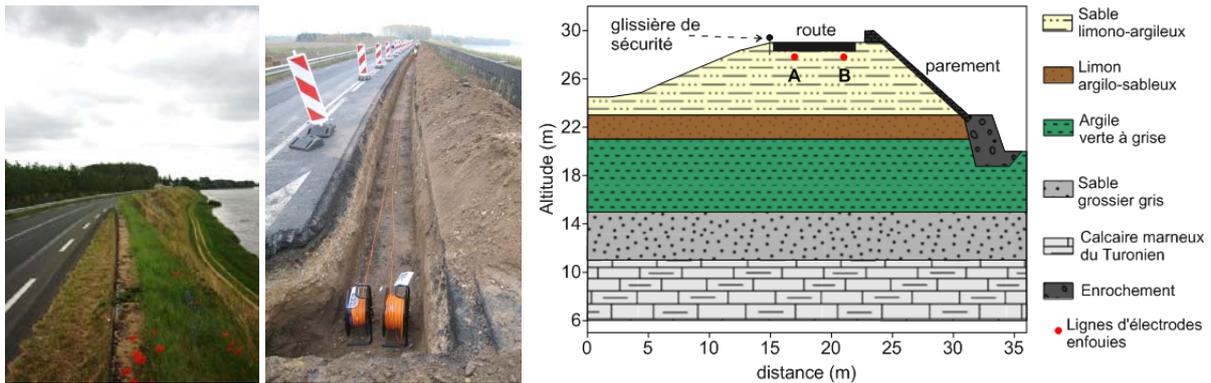


Figure 2 : Le site étudié, la mise en place de l'instrumentation d'IRE, et la coupe lithologique.

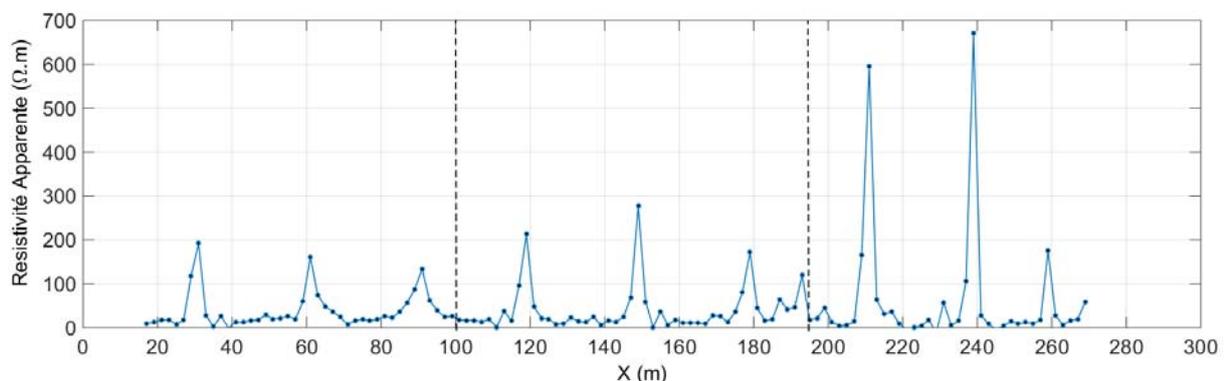


Figure 3 : Exemple de signature géoélectrique des structures résistives dans le pied de la digue : profilage Wenner-Schlumberger sur le chemin de halage ($MN = 2\text{ m}$, $AB = 34\text{ m}$) (la zone d'étude instrumentée est délimitée par les lignes en pointillés).

Le remblai est composé de sables limono-argileux sur une hauteur d'environ 5 à 6 m, et repose sur les alluvions de la Loire déclinées en une couche partiellement perméable de limon argilo-sableux

(d'épaisseur 2 m environ) sur une couche d'argiles imperméables (d'épaisseur 6 m environ). Enfin viennent une formation sableuse et le substratum (calcaire marneux du Turonien) (Fig. 2). Un modèle numérique 3D représentant cet ouvrage anthropique et sa fondation naturelle a été conçu, basé en particulier sur les relevés topographiques et les propriétés électriques estimées à partir de tomographies 2D classiques et de mesures directes sur prélèvements carottés.

En plus de sa géométrie et de la présence de la Loire qui perturbent fortement l'hypothèse d'un milieu 2D, cet ouvrage s'est avéré complexe. En effet, plusieurs profils géophysiques réalisés en pied de digue côté Loire ont montré qu'il existait des structures très résistives régulièrement espacées (environ tous les 30 m) au niveau du pied de digue probablement sous le remblai (Fig. 3).

Application de l'approche « 3D⁻ » à la levée de Loire

Les effets 3D de ces structures détectées dans le pied de digue, côté Loire, se font sentir jusque sur les coupes tomographiques 2D obtenues par inversion séparée (avec le logiciel Res2Dinv®) des données issues des deux lignes d'électrodes enfouies sous la crête (Fig. 4). Ces coupes ont permis l'implantation de sondages géotechniques réalisés à partir de la crête, côté Loire (forages B1 à B3). Ceux-ci ont confirmé la nature des sols (remblai sur alluvions) et n'ont pas montré de différences significatives (lithologie, teneur en eau, perméabilité) entre les différents profils verticaux. Les anomalies visibles sur les coupes 2D (surtout côté Loire) sont donc des artefacts et ne peuvent être expliquées par la nature ou l'état des sols. Elles sont dues aux effets 3D décrits précédemment. Cet ouvrage nécessitait donc la mise en œuvre d'une stratégie d'imagerie plus complète et rigoureuse, sans pour autant atteindre les contraintes d'une stratégie 3D complète.

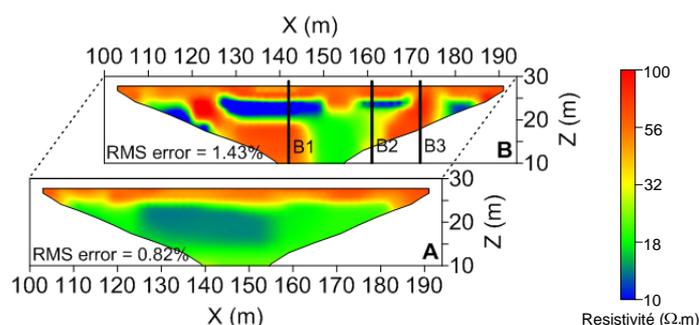


Figure 4 : Coupes 2D de résistivité inversée obtenues séparément à partir des données Wenner-Schlumberger côté val (A) et côté Loire (B) (avec emplacements des forages B1 à B3).

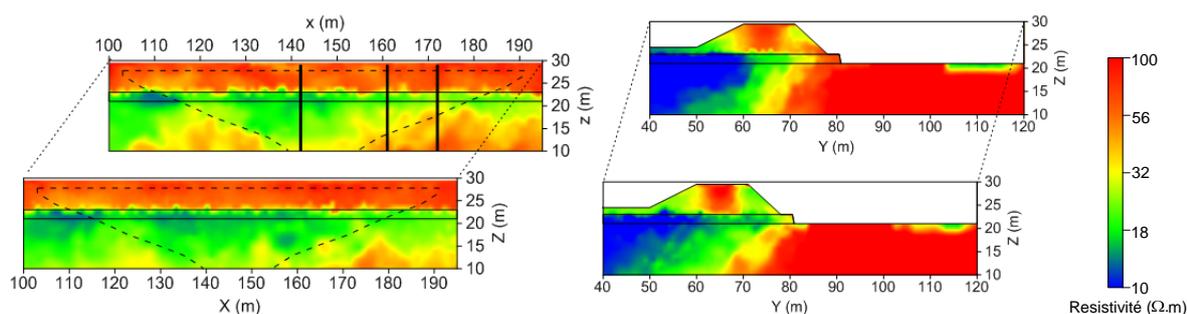


Figure 5 : Coupes de résistivité inversée extraites du modèle « 3D⁻ » obtenu par inversion conjointe de l'ensemble des données Wenner-Schlumberger. À gauche : coupes longitudinales côté val (en bas) et côté Loire (en haut). À droite : coupes transversales à 15 m de part et d'autre du centre de la zone étudiée.

Ainsi une étude numérique détaillée a été menée (Jodry et al., 2015) afin d'explorer les capacités de la stratégie « 3D⁻ », avec un schéma d'inversion de type « Occam » (Constable et al., 1987). Le modèle retenu est présenté Figure 5. Les connaissances préalables incluses dans le processus de reconstruction sont : la géométrie du problème (topographie de la digue, positions des électrodes) ; la position *a priori* des interfaces lithologiques ; un modèle de référence avec les propriétés électriques moyennes des couches. En comparaison de la Figure 4, le modèle de la Figure 5 montre clairement que les effets des hétérogénéités transversales sont déportés et concentrés vers le pied de digue

côté Loire, et ne viennent plus contaminer les coupes longitudinales. Sur les coupes transversales et sous le corps de digue (Fig. 5), on note que la méthode induit une structure très compartimentée peu plausible. Mais l'interprétation doit se limiter au remblai et aux premiers mètres des couches d'alluvions, car la résolution et la fiabilité de l'approche se dégrade nécessairement avec la distance aux électrodes.

Conclusion et perspectives

L'Imagerie de Résistivité Electrique est très couramment utilisée pour la reconnaissance des ouvrages hydrauliques en terre et notamment les digues de protection contre les crues. Cependant l'approche 2D classique peut être significativement risquée, suivant la complexité de l'ouvrage, et mener à une interprétation erronée. L'approche «3D⁻», récemment développée, a été mise en œuvre sur une portion de levée de Loire équipée de deux lignes d'électrodes à demeure. Le modèle géoélectrique obtenu est clairement plus fiable que celui déduit de l'approche 2D classique. L'efficacité et le coût de l'approche «3D⁻» sont très comparables à ceux de l'approche 2D. Cependant, la résolution du modèle reste modeste en comparaison d'une approche entièrement 3D, et l'interprétation doit se limiter au remblai et à sa fondation immédiate.

Un important travail de recherche reste à mener, notamment sur la discrétisation du modèle et les modes d'introduction de l'information *a priori* dans le processus d'inversion. L'objectif sur ce site est maintenant d'étudier les variations temporelles de ses propriétés internes (surveillance) et de montrer que la prise en compte des effets 3D améliorera la qualité du suivi temporel.

Remerciements

Les auteurs remercient David Hupin, Sébastien Hervé, Raphaël Bénot (Cerema), Anaëlle Joubert (IFSTTAR) pour leurs contributions, et la DDT 49 pour l'accès au site et aux archives. Ce travail a été financé par le PN ERINOH, le projet RS2E-OSUNA (Région Pays de Loire), l'IFSTTAR et le Cerema.

Références bibliographiques

- Constable, S. C., Parker, R. L. and Constable, C. G., 1987. Occam's inversion : A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289-300.
- Fargier, Y., Palma Lopes, S., Fauchard, C., François, D. and Côte, P., 2012. 2D-Electrical Resistivity Imaging for Dike Survey: Management of the a priori information. *Near Surface Geoscience 2012 – 18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*.
- Fargier, Y., S. Palma Lopes, C. Fauchard, D. François, and P. Côte, 2014. DC-Electrical Resistivity Imaging for embankment dike investigation: A 3D extended normalisation approach, *J. Appl. Geophys.*, 103, 245–256
- Fauchard, C., Mériaux, P., 2004. Méthodes géophysiques et géotechniques pour le diagnostic des digues de protection contre les crues, Guide pour la mise en oeuvre et l'interprétation, Editions Cemagref, 124 p.
- Günther, T., Rücker, C. and Spitzer, K., 2006. Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - II. Inversion. *Geophysical Journal International*, 166(2), 506-517.
- Jodry C., Palma Lopes S., Fargier Y., Côte P., Sanchez M., 2015 (submitted). Assessment of the " 3D⁻ " Electrical Resistivity Imaging approach for embankment dike evaluations: Application to an earthen levee along the Loire River in France. Submitted to *Near Surface Geophysics* (August 2015).
- Royet, P., Palma Lopes, S., Fauchard, C., Mériaux, P. and Auriou, L., 2013. Rapid and cost-effective dike condition assessment methods: Geophysics and remote sensing. Technical Report (FP7-ENV-2009 FloodProBE project, www.floodprobe.eu/).
- Sjödahl P., Dahlin T. and Zhou B., 2006. 2.5D resistivity modeling of embankment dams to assess influence from geometry and material properties. *Geophysics*, 71(3), G107.

Mots Clés : Imagerie de Résistivité Electrique, Digue en remblai, Effets 3D, Information a priori

Essais rhéométriques avec suivi de la résistivité et de la polarisation induite : pour mieux comprendre la transition solide-fluide dans les glissements argileux

Simon Robert CARRIERE¹, Grégory BIEVRE¹, Guillaume CHAMBON², Denis JONGMANS¹, Thomas. LEBOURG³ et Eric LAROSE¹

1. Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France (simon.carriere@ujf-grenoble.fr ; gregory.bievre@ujf-grenoble.fr ; denis.jongmans@ujf-grenoble.fr ; eric.larose@ujf-grenoble.fr)
2. Institut de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture (IRSTEA), F-38041 Grenoble, France (guillaume.chambon@irstea.fr)
3. Univ. Nice-Sophia Antipolis, Geoazur, F-06560 Valbonne, France (lebourg@geoazur.unice.fr)

Abstract

Rheometrical tests with shear-wave velocity (V_s), resistivity and induced polarization measurements have been carried out on clay samples from the Trieves region (Southern Alps) to study the clay geophysical response during fluidization. The clay samples show a dramatic decrease in V_s and no change in resistivity at the solid-fluid transition whereas the chargeability seems to increase when the clay viscosity decreases.

Introduction

Les glissements de terrain sont des phénomènes naturels complexes qui affectent tous les types de formations géologiques et présentent une grande variété de taille, de morphologie et de taux de déplacements. Parmi ces phénomènes, les glissements de type coulées dans les formations argileuses sont particulièrement complexes de par l'accélération imprévisible et la fluidification qui les caractérisent (Van Ash et al., 2009; Mainsant et al., 2012a). Du fait de leur caractère soudain, de tels glissements font peser une menace importante sur les populations vivant dans ces zones. La prévision et la compréhension de ces événements a par conséquent été un actif sujet de recherche ces dernières années dans la communauté scientifique, avec le développement de méthodes de prévision empirique et de modèles théoriques basés sur les mécanismes de stabilité de pente et de processus hydrogéologiques. Cependant, ces deux techniques ne prévoient pas le comportement réel d'un glissement et les mécanismes impliqués dans la transition solide-fluide sont encore aujourd'hui mal compris. A cet égard, les essais rhéométriques - qui consistent à étudier le comportement visqueux d'échantillons d'argiles - permettent d'apporter des informations sur les processus se déroulant au cours de la transition solide-fluide. Récemment, le suivi du module de cisaillement G (et par conséquent la vitesse des ondes de cisaillement V_s) au cours d'essais rhéométriques de fluage a permis de montrer une chute de V_s à la transition solide-fluide (Mainsant et al., 2012b) qui est comparable à une chute de V_s observée en 2010 sur un glissement de terrain en Suisse (Mainsant et al., 2012a). Cette chute est accompagnée d'effets transitoires complexes dont l'origine reste incertaine. Une méthode complémentaire permettant la compréhension des phénomènes en jeux lors de la fluidification consisterait à mesurer les propriétés électriques d'échantillons d'argile (résistivité et la polarisation induite) au cours des essais rhéométriques. Ces paramètres sont connus pour être sensibles à la teneur en eau du matériau, à la proportion d'argile et à la connectivité et tortuosité des pores (Fukue et al., 1999, Weller et al., 2010). Etant donné que le déclenchement des glissements de terrain est contrôlé principalement par les conditions hydrologiques, la résistivité et la polarisation induite sont des paramètres qui sont susceptibles d'être sensibles à la transition solide-fluide. Cette étude vise à présenter les résultats préliminaires de suivi de la résistivité et de la polarisation induite lors d'essais rhéométriques avec mesure de V_s .

Principe du rhéomètre et adaptation pour la mesure de paramètres électriques

Les glissements argileux sont présents sur l'ensemble de la surface de la Terre et posent de nombreux problèmes en termes d'aménagement du territoire et de protection des populations. En mécanique des sols, les argiles sont habituellement classées en utilisant leur distribution granulométrique et les limites d'Atterberg (limite de plasticité L.P et limite de liquidité L.L) qui

représentent les teneurs en eau séparant les trois états du matériau argileux : solide, plastique et liquide. Bien que les processus physiques en jeu derrière ces paramètres empiriques soient encore mal compris, ces limites sont aujourd'hui largement utilisées dans le domaine de la géotechnique car elles illustrent de manière simple le comportement macroscopique du matériau argileux. Pour avoir un aperçu plus précis des lois décrivant le comportement des argiles, l'étude de la rhéologie est nécessaire, i.e l'étude des relations entre la contrainte cisailante appliquée à un matériau et sa déformation. Les mécanismes physiques décrivant la rhéologie des matériaux argileux font l'objet de débats dans la communauté scientifique, avec la confrontation du modèle élastoplastique et du modèle viscoplastique. Le modèle élastoplastique (Iverson et al., 1997) considère que la fluidification du matériau argileux est liée à l'augmentation des pressions interstitielles dans le matériau. Cependant, de nombreuses études récentes (Ancey et al., 2007) montrent que certaines argiles obéissent à des modèles viscoplastiques tels que celui de Herschel-Bulckley qui introduit la notion de contrainte seuil du matériau. En dessous de cette contrainte, le matériau se comporte comme un solide tandis qu'au-dessus, le matériau se fluidifie brusquement et commence à s'écouler. Dans notre cas d'étude, la rhéologie des argiles est étudiée en utilisant un rhéomètre de laboratoire qui permet de cisiller un échantillon d'argile de faible épaisseur placé entre deux pièces circulaires planes, l'une fixe et l'autre mobile. Les propriétés dynamiques (module de cisaillement G et donc V_s) sont déterminées lors d'essais d'oscillation qui consistent à mesurer les déformations de l'échantillon induites par des oscillations de contrainte cisailantes autour d'une contrainte moyenne.

Dans le but d'étudier les propriétés électriques d'échantillons d'argile, l'appareillage a été modifié pour inclure des électrodes circulaires au sein d'un matériau isolant, le PVC (voir *figure 1*). Les essais rhéométriques effectués avec ce nouveau dispositif montrent des résultats similaires à ceux obtenus avec l'appareillage précédent (courbes rhéométriques et valeurs de G). La mesure de la résistivité est effectuée en injectant du courant dans l'échantillon à partir de deux électrodes (en rouge sur la figure 1) et en mesurant le potentiel résultant sur deux autres électrodes (en vert). Le facteur géométrique du dispositif a été calculé en utilisant deux méthodes : par modélisation numérique du dispositif (COMSOL) et avec des mesures expérimentales en introduisant des solutions de conductivités connues. Une différence de moins de 1% a été obtenue entre les deux approches. La polarisation induite du matériau est mesurée en coupant l'injection du courant à intervalles réguliers (toutes les 10s) et en mesurant la décharge du potentiel dans l'argile. Le paramètre mesuré, appelé chargeabilité, évalue la capacité du matériau argileux à emmagasiner de l'énergie électrique.

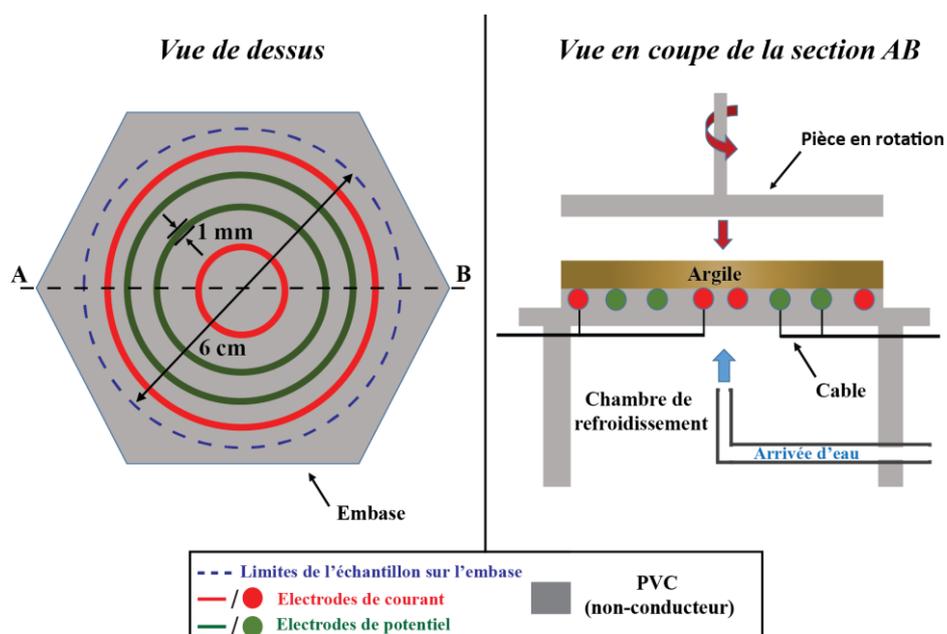


Figure 1 : Vue schématique des pièces du rhéomètre permettant la mesure de résistivité et de la polarisation induite. Le courant injecté via deux électrodes (rouge) et la mesure du potentiel résultant (vert) sur deux autres électrodes permettent de mesurer la résistivité du matériau au cours de l'essai

rhéométrique. Pour évaluer la polarisation induite du matériau, le courant est coupé à intervalle régulier et la décharge du potentiel est mesurée.

Suivi de la résistivité et de la polarisation induite

Suite aux opérations préliminaires de calibration, de nombreux essais rhéométriques ont été effectués sur des échantillons d'argile du Trièves pour différentes teneurs en eau. Seuls les résultats obtenus à partir de deux essais rhéométriques effectués sur des argiles ayant une teneur en eau pondérale de 60% sont présentés dans ce rapport (figure 2). Le premier test a été réalisé en exerçant une contrainte de 100 Pa, inférieure à la contrainte seuil (d'environ 180 Pa à cette teneur en eau). Le second test a été effectué en exerçant une contrainte de 250 Pa, supérieure à la contrainte seuil. Les deux essais ont été effectués avec un mode opératoire identique : de 0 à 120s, l'échantillon est au repos et la résistivité et la chargeabilité sont mesurées. De 120 à 150s, un pré-cisaillement 50/s est appliqué sur l'argile afin d'assurer un état initial de l'échantillon identique d'un essai à l'autre. De 150 à 470s, l'essai rhéométrique d'oscillation a lieu (100 Pa en rouge et 250 Pa en bleu). Enfin, à la fin de l'essai rhéométrique, une nouvelle phase de repos est appliquée pendant laquelle la résistivité et la chargeabilité continuent à être mesurées. La figure 2a illustre la différence de comportement de l'argile entre ces deux contraintes. A 250 Pa, le fort taux de cisaillement (3×10^{-1} /s) indique un état fluide. Au contraire, à 100 Pa, le taux de cisaillement chute (environ 8×10^{-4} /s) et indique l'état solide de l'échantillon. Pendant ces mêmes essais, le module de cisaillement G est également mesuré (figure 2b) et montre la chute du module entre l'état solide (G à 3×10^4 Pa) et l'état fluide (G à 2×10^2 Pa).

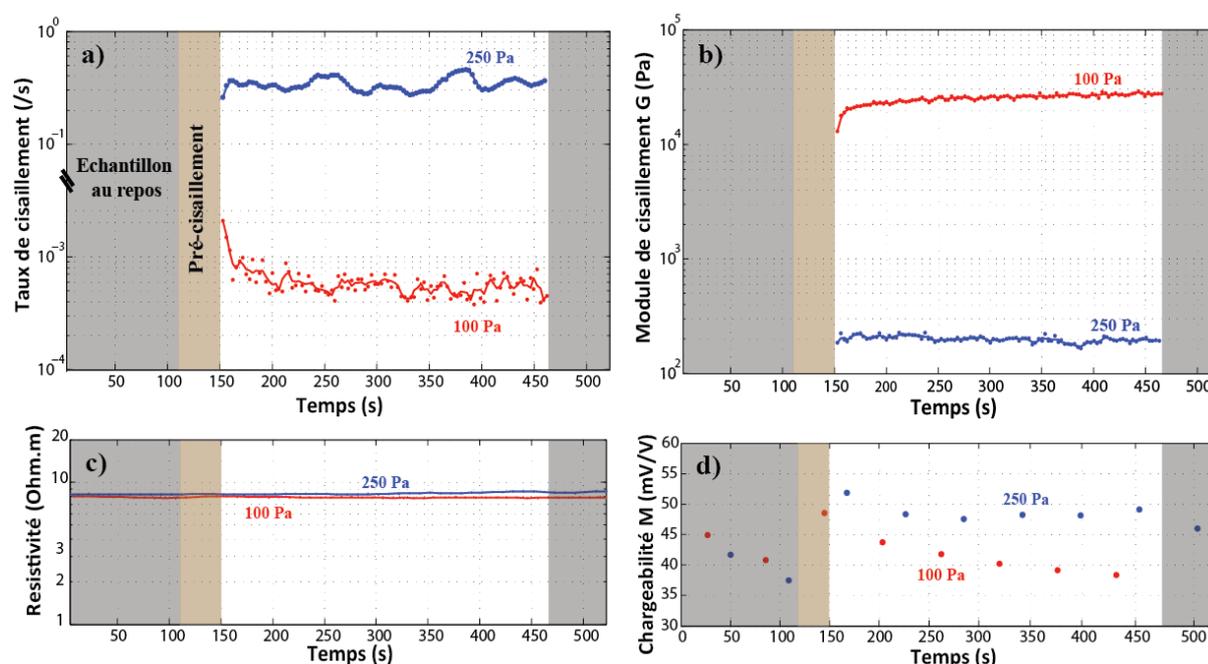


Figure 2 : Essais rhéométriques d'oscillation effectués sur des échantillons d'argile du Trièves à une teneur en eau de 60% pour deux contraintes moyennes : 100 Pa (rouge) et 250 Pa (bleu). 4 paramètres sont mesurés au cours des essais : a) le taux de cisaillement ; b) le module de cisaillement G ; c) la résistivité ; d) la chargeabilité M.

La résistivité (figure 2c) ne semble pas montrer de variations significatives entre l'état solide et l'état fluide du matériau argileux. En revanche, les valeurs de chargeabilité en figure 2d présentent une augmentation progressive et nette (20%) au moment de la transition solide-fluide. La comparaison entre les courbes du taux de cisaillement (i.e, l'écoulement du matériau) et de la chargeabilité suggère que cette dernière augmente quand la viscosité de l'argile diminue.

Conclusions et perspectives

Des mesures de résistivité et de polarisation induite ont permis d'évaluer les propriétés électriques d'échantillons d'argile lors d'essais rhéométriques. Ces mesures complètent celles des paramètres mécaniques plus classiquement suivis lors de ce type d'essai (taux de cisaillement et module de cisaillement). Les résultats préliminaires suggèrent que la résistivité ne varie pas de façon significative lors la fluidification de l'argile. En revanche, la chargeabilité semble être un paramètre sensible au changement d'état du matériau. L'origine de ces variations n'est pas encore connue, mais l'augmentation de la chargeabilité de l'argile au cours de la fluidification pourrait être liée à une plus grande liberté d'orientation des feuillets d'argile sous l'effet du champ de potentiel électrique. Des expériences complémentaires sont en cours sur des argiles provenant de divers glissements-coulées de France et de d'Angleterre. Ces nouveaux essais pourraient permettre d'avoir un meilleur aperçu des processus électriques qui s'opèrent lors de la fluidification des argiles.

References

- Ancey, C. (2007), Plasticity and geophysical flows: A review, *J. Non Newtonian Fluid Mech.*, 142, 4–35.
- Fukue M., T. Minato, H. Horibe, N. Taya (1999). *Engineering Geology*, **54**: p43–53.
- Hadziioannou, C., E. Larose, O. Coutant, P. Roux and M. Campillo (2009), *J. Acoust. Soc. Am.*, 125, 3688-3695, doi :10.1121/1.3125345.
- Mainsant G., E. Larose, C. Brönnimann, D. Jongmans, C. Michoud, M. Jaboyedoff (2012). *Journal of Geophysical Research* , **117**, F01030. DOI: 10.1029/2011JF002159.
- Mainsant G., D. Jongmans, G. Chambon, E. Larose, L. Baillet (2012). *Journal of Geophysical Research* , **39**, L19301, doi:10.1029/2012GL053159, 2012
- Van Asch T.W.J., J.-P. Malet (2009). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. **9**: 1703-1711. DOI: 10.5194/nhess-9-1703-2009.
- Weller A., L. Slater, S. Nordsiek, D. Ntarlagiannis, *GEOPHYSICS*, VOL. 75, NO. 4 _JULY-AUGUST 2010_; P.WA105–WA112, 10.1190/1.3471577
- Iverson R.M (2005). Regulation of landslide motion by dilatancy and pore pressure feedback. *Journal of Geophysical Research*, **110**, F02015. DOI:10.1029/2004JF000268.

Mots clés

Argile ; Rhéomètre ; Transition solide-fluide ; Vs ; Résistivité ; Polarisation induite ;

Suivi de la stabilité de volumes rocheux instables: un nouveau paramètre insensible aux fluctuations thermiques

Bottelin Pierre^{1,2}, Jongmans Denis^{1,2}, Baillet Laurent^{1,2} et Larose Eric^{1,2}

¹Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France; ²CNRS, ISTerre, F-38041 Grenoble, France.

pierre.bottelin@ujf-grenoble.fr, denis.jongmans@ujf-grenoble.fr, laurent.baillet@ujf-grenoble.fr, eric.larose@ujf-grenoble.fr

Abstract: Rock slope resonance frequencies can be extracted from continuous ambient vibrations measurements. In previous studies, monitoring the lowest resonance frequency (f_1) revealed the progressive mechanical decoupling of the unstable rock volume, but also showed thermally-induced interference. We propose a new parameter insensitive to thermal fluctuations which allows to use the resonance frequency as a new rockfall precursor.

Introduction

Sur le site pilote de Chamousset (massif du Vercors, France), la déstabilisation progressive d'une colonne calcaire de 1000m³ a été étudiée par des mesures de vibrations ambiantes. La première fréquence de résonance (f_1) a chuté de manière irréversible ($\Delta f_1 \approx -30\%$) durant les semaines précédant l'éboulement (Fig. 1a, Lévy et al. 2010). Un modèle a été proposé par Lévy (2011), où la fréquence de résonance d'un volume rocheux instable est contrôlée par sa masse (m), sa rigidité interne (K_i) et la rigidité du contact avec le massif (Fig. 1b). La diminution irréversible de f_1 avant l'éboulement a été attribuée à la rupture successive de ponts rocheux (Lévy et al. 2010), dont la proportion et la résistance sont les principaux facteurs contrôlant la stabilité des colonnes calcaires (Frayssines et Hantz 2006). Par conséquent, le suivi de f_1 au cours du temps semble être un nouveau précurseur capable de détecter la déstabilisation de masses rocheuses.

Cependant, plusieurs cas d'étude montrent que la fréquence de résonance f_1 est également sujette à des fluctuations réversibles d'origine thermique (Bottelin et al. 2013a). Celles-ci perturbent le suivi et pourraient masquer la déstabilisation d'une masse rocheuse, rendant délicate l'utilisation de ce nouveau précurseur.

Dans cet article, nous étudions dans un premier temps des fluctuations de f_1 d'origine thermique à partir de données expérimentales. Par la suite, nous définissons un nouveau paramètre de suivi qui permet de s'affranchir des variations réversibles de f_1 . Enfin, son efficacité est testée sur des données synthétiques avec endommagement.

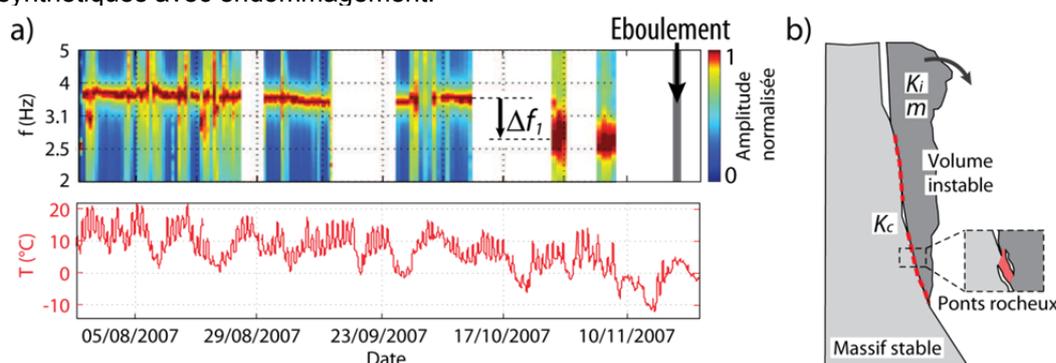


Fig. 1: a) Site pilote de Chamousset. (Haut) Suivi de la première fréquence de résonance (f_1 , en rouge) et (Bas) Température de l'air. La date de l'éboulement est indiquée par la ligne grise verticale. Les périodes blanches correspondent aux interruptions de l'acquisition. b) Modélisation des facteurs contrôlant f_1 : masse de la colonne instable (m , gris sombre), sa rigidité interne (K_i) et la rigidité du contact (K_c , pointillés rouges). L'encart présente le détail d'un pont rocheux (rouge). Adapté de Lévy 2011.

Site d'étude

La colonne instable étudiée se situe dans le Sud-est du massif du Vercors, au sommet du cirque d'alimentation du torrent des Arches. Elle mesure environ 30 m de hauteur, 15 m de large et 5 m d'épaisseur à son sommet, pour un volume de 1000 m³. Une fracture ouverte sur 15 m de profondeur sépare la masse instable de la falaise orientale des hauts-plateaux (Fig. 2a). Un vélocimètre courte-

période 3C a été installé au sommet de la colonne, enregistrant les vibrations ambiantes en continu (Fig. 2b). L'analyse spectrale des enregistrements permet d'extraire la première fréquence de résonance f_1 et de suivre son évolution au cours du temps (cf. McNamara et Buland 2004 et Bottelin et al. 2013b pour plus de détails). La température sous abri est mesurée toutes les 15 minutes par une station météorologique située à 3,2 km au Sud-ouest et 120 m plus bas. Toutes les séries de données sont datées en temps universel coordonné (UTC)

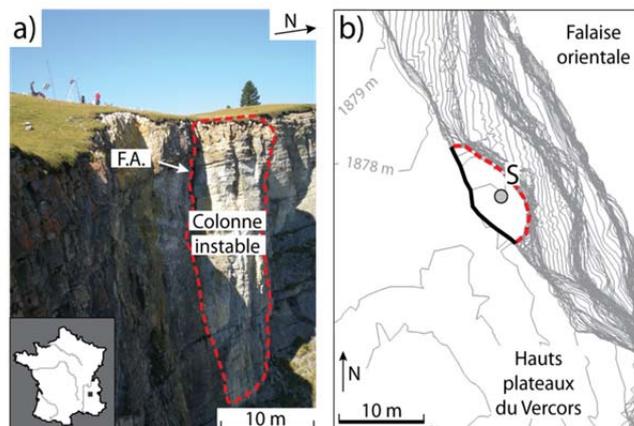


Fig. 2: a) Vue du site des Arches en direction du Nord-Ouest. La colonne calcaire instable (pointillés rouges) est séparée du massif par une fracture arrière ouverte (flèche F.A.). b) Plan du site des Arches (coordonnées WGS84: Lat. 44.796758N; Lon. 5.546268E). Le vélocimètre 3C (S, point gris) est situé au sommet de la colonne instable (pointillés rouges), à l'Est de la fracture arrière (trait noir épais).

Fréquence de résonance vs. température

Les données de fréquence de résonance (f_1) et température (T) sont sélectionnées sur la période du 20/05/2011 au 18/08/2011. Cette période permet d'éviter les perturbations dues à la présence de glace hivernale (Lévy 2011). Les deux courbes présentent des fluctuations multi-périodiques et des formes similaires (Fig. 3a), f_1 variant de $\pm 15\%$ pour des températures comprises entre 6 et 24 °C. L'étude spectrale de f_1 et T montre des pics de densité de puissance (DSP) très marqués à 1 jr^{-1} pour les deux courbes, correspondant aux cycles jour/nuit (Fig. 3b). Les DSP décroissent avec l'augmentation des fréquences. La cohérence entre les deux courbes atteint 0.9 à la fréquence journalière (1 jr^{-1}) et présente des niveaux moyens plus élevés à basse fréquence ($0.1\text{-}1 \text{ jr}^{-1}$) qu'à haute fréquence ($1\text{-}10 \text{ jr}^{-1}$) (Fig. 3c). Ces niveaux de cohérence élevés entre T et f_1 appuient l'hypothèse de l'origine thermique des fluctuations de fréquence de résonance.

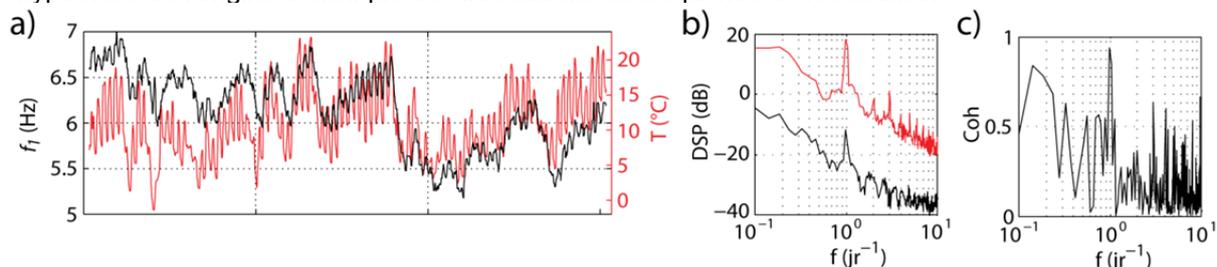


Fig. 3: Site des Arches. a) Température de l'air (T , courbe rouge) et première fréquence de résonance (f_1 , courbe noire) mesurées du 20/05 au 18/08/2011. b) Densités Spectrales de Puissance correspondantes (T en rouge; f_1 en noir). c) Cohérence entre T et f_1 .

Suivi temporel de corrélation

Nous proposons une méthode qui s'appuie sur les similitudes entre les mesures de température et de fréquence de résonance afin de discriminer les variations réversibles et irréversibles de f_1 . Nous supposons que les fluctuations réversibles de f_1 sont entièrement expliquées par la température, hypothèse raisonnable pour les périodes allant de $0,1$ à 1 jr^{-1} , où la cohérence est élevée (Fig. 3c). Le coefficient de corrélation linéaire (X_c) entre la température et la fréquence de résonance est alors calculé sur des fenêtres glissantes et suivi au cours du temps. Pour le site des Arches, une étude paramétrique a permis de choisir le meilleur compromis entre stabilité du calcul, magnitude du coefficient de corrélation et résolution temporelle : les corrélations sont calculées sur des fenêtres de 7 jours avec 85 % de recouvrement et X_c est mesuré avec un déphasage de 3 h.

Les données de température et de fréquence de résonance sont mises en regard de leur corrélation linéaire aux figures 4a et 4b, respectivement. Le coefficient de corrélation (X_c) ne montre pas de tendance ou de déviation significative hors de la période d'endommagement (mois de Mai et Juin, fond

blanc, Fig. 4b). Malgré quelques fluctuations, la plupart des valeurs de X_c sont comprises dans l'intervalle normal de confiance à 95 % $[T_1, T_2] = \bar{X}_c \pm 1.96 \sigma(X_c)$ avec \bar{X}_c : moyenne de X_c et σ : l'écart-type. Afin d'améliorer la lisibilité du suivi de la corrélation dans un contexte opérationnel, nous proposons un nouveau paramètre M_{X_c} défini par l'équation:

$$M_{X_c} = 1 - \int_0^{du} |Neg(X_c(t) - T_2)| dt \quad (\text{eq. 1})$$

Neg étant la partie négative de la fonction et du la durée des enregistrements. Ce paramètre M_{X_c} reflète l'amplitude cumulée de la décorrélation entre T et f_1 au cours du temps. Lors des périodes sans endommagement, M_{X_c} demeure pratiquement constant (2 % de variation autour de son niveau initial de 100 %, Fig. 4b) tandis que la courbe de f_1 présente des variations réversibles de ± 15 % (Fig. 4a).

M_{X_c} semble donc un paramètre de suivi adapté lors des périodes ne présentant pas de déstabilisation du volume rocheux, car il permet de s'affranchir des fluctuations réversibles de f_1 .

Nous avons ensuite testé l'aptitude de M_{X_c} à détecter de l'endommagement. En l'absence de telles données expérimentales de qualité suffisante, nous avons incorporé l'endommagement de manière synthétique dans les données de fréquence de résonance de l'été 2011 (courbe grise, Fig. 4a). En s'appuyant sur l'expérience pilote du site de Chamousset (cf. Introduction), nous avons simulé une diminution de 30 % de f_1 sur un intervalle de 10 jours (courbe noire, Fig. 4a), cette dernière durée restant cependant assez mal contrainte. La comparaison visuelle des courbes de T et f_1 (Fig. 4a) ne permet pas de détecter directement l'endommagement, ni sa date, ni sa durée. En revanche, cette chute de f_1 non liée à un changement de température entraîne une diminution drastique du coefficient de corrélation X_c d'environ 70 % sur 7 jours, puis une remontée progressive jusqu'à son niveau initial (Fig. 4b). La progressivité des variations de X_c est due à l'utilisation de fenêtres glissantes, le coefficient de corrélation minimum étant atteint lorsque la fenêtre de calcul est centrée sur la durée d'endommagement. Le paramètre M_{X_c} (courbe rouge, Fig. 4b) montre quant à lui une chute permanente de plus de 40 % par rapport à sa valeur initiale. Contrairement au coefficient de corrélation X_c , le suivi avec M_{X_c} présente l'avantage de garder en mémoire les endommagements passés. D'autres scénarios ont été testés en faisant varier la durée et la magnitude de l'endommagement (non présentés ici). Dans tous ces cas, le paramètre M_{X_c} a permis de révéler clairement l'endommagement.

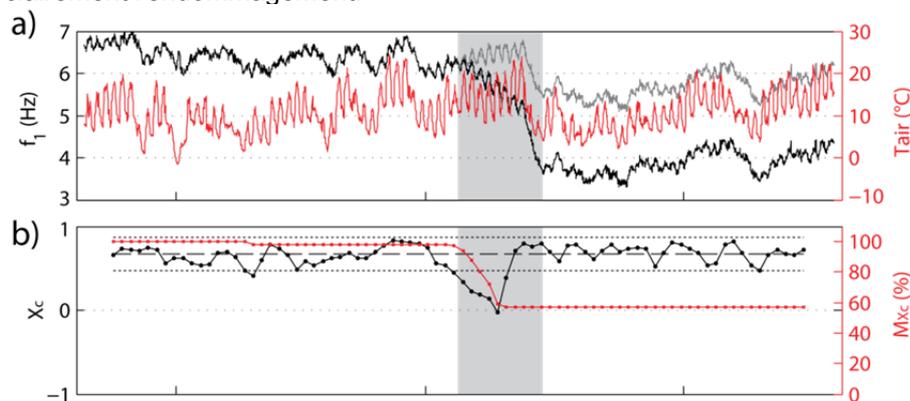


Fig. 4: a) Température (rouge) et fréquence de résonance avec (noir) et sans endommagement (gris). b) Noir: Coefficient de corrélation X_c (ligne continue), moyenne de X_c (ligne discontinue) et intervalle de confiance à 95 % (ligne pointillée). Rouge: Suivi de M_{X_c} au cours du temps. La période d'endommagement de 30 % sur une durée de 10 jours est indiquée par les rectangles gris.

Conclusions

Les processus physiques qui contrôlent la première fréquence de résonance (f_1) de volumes rocheux instables sont complexes et connus de manière incomplète. Dans certains cas, le paramètre f_1 peut permettre de suivre la déstabilisation de la masse rocheuse jusqu'à l'éboulement. Cependant, f_1 présente généralement des variations réversibles d'origine thermique qui gênent son utilisation comme précurseur. Nous proposons de s'affranchir de ces variations réversibles en suivant la corrélation entre la température et f_1 au cours du temps. Pour le site d'étude des Arches, cette corrélation est élevée et relativement stable lors des périodes sans endommagement; tandis qu'elle montre une chute très nette (~ -70 %) pour un scénario d'endommagement de référence. En comparaison, le suivi de f_1 seul ne permet pas de détecter cet endommagement. Enfin, nous définissons le paramètre M_{X_c} qui permet de tenir compte du cumul de l'endommagement au cours du temps. Ce nouveau paramètre M_{X_c} est une avancée vers l'utilisation des vibrations ambiantes pour le

suivi de masses rocheuses instables. Cette technique doit maintenant être calibrée et appliquée sur des cas réels présentant de l'endommagement.

Remerciements

Ce projet a bénéficié du soutien financier du projet Alcotra MASSA et de la structure VOR. Les auteurs remercient Lauren Ducret, Clara Lévy, les aides de terrain, le PNR du Vercors, la structure Sismob-RESIF, les laboratoires ISTERre et LTHE. Ce travail fait partie du Labex OSUG@2020.

References

Bottelin, P., Jongmans, D., Baillet, L., Lebourg, T., Hantz, D., Lévy, C., Le Roux, O., Cadet, H., Lorier, L., Rouiller, J.D., Turpin, J. and Darras, L. (2013a). Spectral Analysis of Prone-to-fall Rock Compartments using Ambient Vibrations, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Environmental and Engineering Geophysics*, 18.

Bottelin, P., Lévy, C., Baillet, L., Jongmans, D. and Guéguen, P. (2013b). Modal and thermal analysis of Les Arches unstable rock column (Vercors massif, French Alps), *Geophysical Journal International*, Oxford University Press, 194.

Lévy, C., Baillet, L., Jongmans, D., Mourot, P., and Hantz, D. (2010). Dynamic response of the Chamousset rock column (Western Alps, France), *J. Geophys. Res.*, 115, F04043, doi:10.1029/2009JF001606.

Lévy, C. (2011). Etude instrumentale et numérique de la réponse dynamique d'une écaille calcaire potentiellement instable, *PhD Thesis*, Grenoble University.

McNamara, D. E., and Buland, R., P., (2004). Ambient Noise Levels in the Continental United States, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 1517-1527.

Mots-clés

Eboulement rocheux, Surveillance, Fréquence de résonance, Risque naturel, Mouvement de terrain

Instrumentation en forage d'un glissement de terrain près de Lodève (Languedoc): relations entre précipitations et déformation in-situ.

Stéphanie Gautier¹, Philippe A. Pezard¹, Arnaud Levannier², Denis Neyens³, Nicolas Brillouet⁴

Stephanie.Gautier@gm.univ-montp2.fr

Philippe.Pezard@gm.univ-montp2.fr

- (1) Université Montpellier, Laboratoire Géosciences Montpellier CNRS-UMR 5243, Place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 05, France
- (2) Schlumberger, Montpellier, France
- (3) imaGeau, Clapiers, France
- (4) Kloé, Montpellier, France

Abstract

These studies focus on the relationships between rainfalls, groundwater flow and deformation within the landslide. The project proposes an innovative approach consisting in coupling borehole instrumentation and surface measurements. This approach allows an in-situ high-frequency monitoring of both internal physical and chemical processes and deformation.

Introduction

Les glissements de terrain sont des phénomènes naturels d'origines très diverses. Les mécanismes qui contrôlent leur déclenchement et leur dynamique sont nombreux et complexes ce qui rend difficile la prévision de ces mouvements de terrain en terme de volume, localisation, déclenchement ou occurrence. Afin d'améliorer la compréhension des mécanismes qui dirigent les instabilités gravitaires, de nombreuses investigations sont réalisées pour décrire la géométrie 3D (Jongmans & Garambois 2007), contraindre la cinématique (Malet et al. 2002) et décrire la circulation des fluides (De Montety et al. 2007) au sein des masses instables. Une corrélation directe entre précipitations et déformation a ainsi été mise en évidence sur la plupart des glissements. Cependant, le rôle de l'eau dans la rupture est mal contraint. En outre, il est récemment apparu que les phénomènes de rupture lente qui caractérisent les mouvements de terrains pouvaient être vus comme des analogues à la nucléation des ruptures profondes sur les failles actives (Peng & Gombert 2010). Ceci renforce la question du couplage entre fluides et déformation dans ces zones de cisaillement. Le développement de modèles théoriques et numériques a permis de mieux appréhender les différents processus et leurs conséquences (Tric et al. 2010). Toutefois, comme en sismologie, la modélisation de la rupture lente et la prise en compte du couplage avec les fluides reste un enjeu majeur des Géosciences de la subsurface. Dans ce contexte, l'objectif du projet est de contribuer à améliorer notre compréhension des mécanismes qui dirigent les instabilités gravitaires, et plus particulièrement les relations qui existent entre précipitations, circulations de fluides et déformations au sein du glissement.

Compte tenu du risque et des enjeux, de nombreuses données sont acquises sur les glissements de terrain à travers le monde (cf. web USGS). Cependant, la compréhension de ces processus complexes souffre de mesures pluridisciplinaires, enregistrées en continu et sur des durées compatibles avec la dynamique de ces systèmes. En France, un effort important a été réalisé par la communauté scientifique française autour des mouvements gravitaires dans les Alpes françaises, avec l'installation progressive de dispositifs d'observation. Fédérés au sein de l'Observatoire OMIV, l'objectif est de fournir des observations homogènes et communes aux différents sites (déplacements, sismologie, hydraulique des versants) sur une longue durée. La localisation de ces sites implique en revanche un contexte géologique et tectonique complexe. De plus, l'influence du climat ou de l'activité sismique ne peut pas être ici complètement écartée.

Nos travaux sont centrés sur l'étude des mouvements de terrain localisés dans le NW du département de l'Hérault (Lodévois ; Figure 1) qui menacent, pour certains, des infrastructures importantes et en particulier l'autoroute A75. Cette région est caractérisée par un niveau moyen de précipitations faible avec des événements climatiques ponctuels et importants: les «événements cévenols» (500 to 900 mm en 24h). Ceci induit une recharge rapide des aquifères et des circulations de fluides importantes au sein des versants (Bailly-Comte et al. 2008). Cette concentration dans le temps de la pluie apparaît

comme un atout pour une étude fine des relations entre précipitations et déformations. Dans cette zone, la lithologie présente deux environnements de dépôts différents avec une stratification tabulaire. Les glissements sont ici associés à la présence de couches d'évaporites du Trias qui conditionnent la morphologie et l'évolution quaternaire des grandes vallées locales (Lergue, Laurounet). La tectonique ou la sismicité ne peuvent pas être évoquées dans cette région pour expliquer les instabilités des versants. La géologie relativement simple et de la présence d'un facteur de déclenchement unique font de ces glissements des zones particulièrement intéressantes pour étudier l'influence des précipitations sur les instabilités de pente. Dans ce projet, nous proposons une instrumentation originale, continue et sur une longue durée, à la fois en surface et in-situ, en forage, d'un site expérimental. Ceci permettra l'enregistrement des observables de bases tels que recommandés par l'OMIV mais aussi l'acquisition de données nouvelles avec le déploiement de dispositifs d'observation en forage. Ce contexte particulier ainsi que l'instrumentation originale proposée font de ce glissement un observatoire naturel complémentaire des autres sites instrumentés alpins.

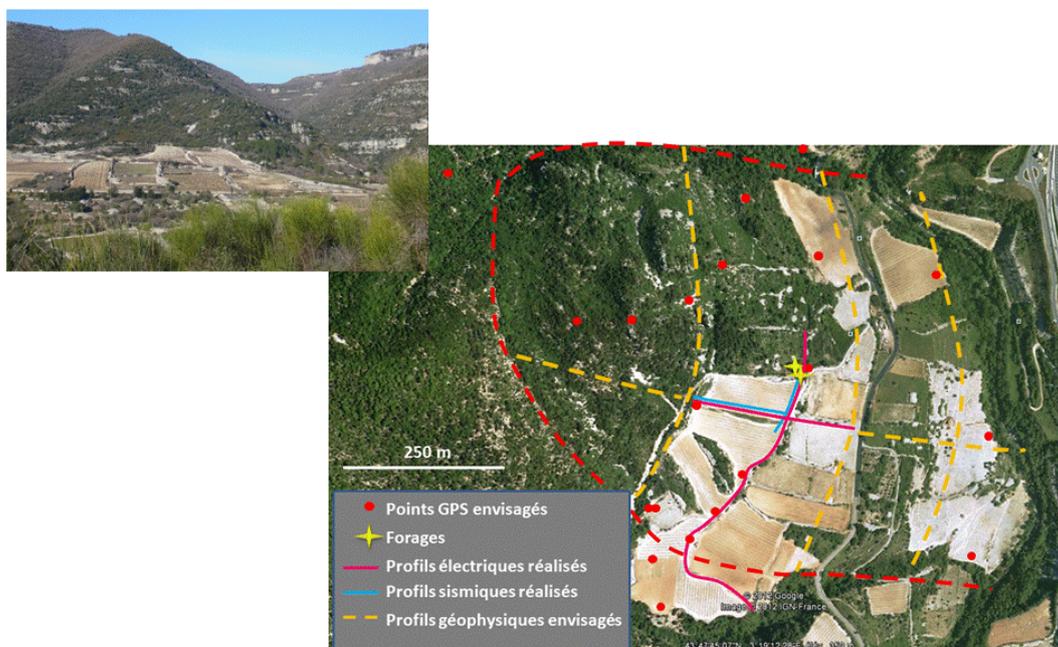


Figure 1 : Photographie du glissement et plan des installations et des profils géophysiques.

Objectifs

L'objectif de ce projet est d'étudier la dynamique d'un glissement de terrain du NW de l'Hérault en relation avec les précipitations, et notamment les fortes pluies appelées "événements cévenols". Plus précisément, il s'agit d'apporter un regard nouveau sur l'étude des processus internes et des couplages physico-chimiques qui se développent au niveau de la zone déformée dans ces systèmes hydrodynamiques complexes. Pour répondre à cette problématique, nous proposons une instrumentation en forage, spécifique et originale, d'un site d'observation couplé à des dispositifs d'observation déployés en surface. Nous cherchons, par exemple, à mieux contraindre les circulations de fluides dans le versant et à caractériser les couplages entre fluides et déformation dans les zones cisillées. Nous souhaitons aussi aborder la problématique des précurseurs aux mouvements de terrain avec la recherche dans les données de signatures des processus responsables de la déformation. Pour cela, nous cherchons à mieux contraindre les liens entre précipitations (durée, volume, temps de réponse) et les déformations in-situ.

Aspect novateur

L'originalité du projet réside principalement sur une instrumentation nouvelle déployée en forage qui donne un accès direct et privilégié à la zone déformée au sein du glissement. Nous disposons de deux observatoires permanents permettant un suivi temporel in-situ de certains paramètres physico-chimiques.

- Un observatoire hydrogéochimique pour appréhender le comportement hydrodynamique et hydrochimique des aquifères et d'identifier leur impact sur les processus de glissement. Il permet de mesurer les variations du niveau piézométrique et d'enregistrer des chroniques (pH, Température et

conductivité électrique) dans les différents horizons aquifères en les isolants à l'aide de packers. Des prélèvements de fluides et des analyses géochimiques sont également réalisés afin d'obtenir des informations nouvelles et pertinentes sur les processus physico-chimiques au sein du glissement.

- Un observatoire géophysique qui mesure quotidiennement et de manière automatique à la fois la résistivité électrique à échelle métrique. Cet observatoire est également équipé d'une fibre optique avec des capteurs de déformation à base de réseaux de Bragg (10 capteurs) qui permettent un suivi in-situ des différents plans de glissement.

Cette instrumentation en forage permet un suivi temporel pluridisciplinaire en forage ainsi qu'un échantillonnage de fluides en profondeur, ce qui n'a jamais été réalisés précédemment sur un glissement de terrain. Ce développement méthodologique bénéficie d'un partenariat avec des entreprises innovantes présentes en région Languedoc-Roussillon (imaGeau, Kloé, Schlumberger). Les données acquises dans ce projet, couplées avec une analyse fine des carottes, permettent d'aborder la question du couplage entre fluides et déformation dans une zone de cisaillement ce qui est primordial pour comprendre les phénomènes de rupture lente qui caractérisent les mouvements de terrains. Enfin, les chroniques temporelles originales enregistrées en forage pourront conduire à l'identification d'une signature des processus internes responsables de la déformation et ainsi contribuer à une problématique actuelle qui est la recherche de précurseurs des mouvements de terrain affectant les versants.

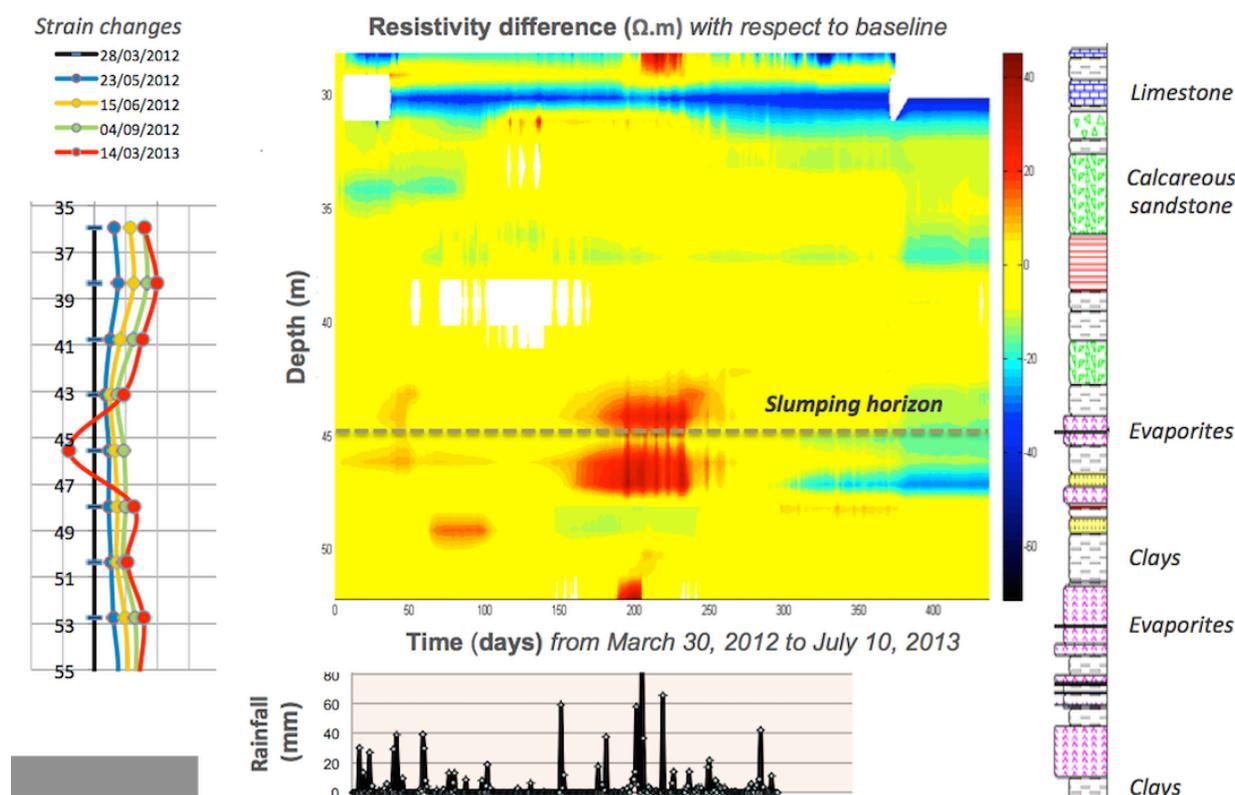


Figure 2: Comparaison du monitoring géophysique avec l'évolution temporelle de la pluviométrie. 1/ A gauche, déformation mesurée par fibre optique (3 mesures/ an). 2/ Au centre, résistivité électrique (échelle métrique, acquisition journalière). 3/ Description lithologique de la carotte.

Instrumentation et mesures

L'instrumentation et les mesures proposées sont détaillées ci-dessous. Cette approche nécessite 2 forages de 65 m de profondeur, dont un carotté, et distants de 4 mètres environ.

INSTRUMENTATION ET MESURES DE SURFACE:

- Campagnes de géophysique (sismique, électrique) pour obtenir une bonne connaissance de la géométrie du glissement et des discontinuités géologiques.

- 1 pluviographe pour connaître et mesurer le signal d'entrée du système sur le site.
- 1 station GPS semi-permanente sur le glissement. Ces mesures sont acquises en continu pour étudier les relations entre la dynamique du glissement et l'intensité et/ou la quantité des précipitations.

INSTRUMENTATION ET MESURES EN FORAGE:

- Mesures géophysiques en forage (radioactivité naturelle gamma, résistivité électrique, sonique, propriétés physique des fluides en forage) pour obtenir une caractérisation fine de la lithologie et des discontinuités en profondeurs (Lofi et al. 2011).
- 2 observatoires en forage : hydrogéochimique et géophysique.

Une analyse sédimentaire et structurale de la carotte a été menée en parallèle pour déterminer la lithologie ainsi que la distribution, l'extension, la fabrique et les modifications minéralogiques des intervalles cisailés.

Résultats

Des mesures de géophysiques en forages ont été réalisées dans les deux forages disponibles, et notamment dans le forage carotté, avant l'installation des observatoires. Nous disposons de données de radioactivité naturelle gamma, de résistivité électrique, acoustiques ainsi que des données hydrodynamiques (pH, T°, conductivité électrique) nous renseignant sur les propriétés physiques du fluide dans le forage. L'analyse de ces données, en lien avec le log lithologie établi à partir de la carotte, a permis une caractérisation géophysique des lithologies et en particulier des zones d'instabilité. Nous avons ainsi identifié un niveau d'argiles évaporitiques, localisé à 45 m, qui semble associé à une circulation de fluides détectée à cette même profondeur.

Les premières données de l'observatoire géophysique montre que le niveau argiles évaporitiques localisé à 45 mètres est une zone « active » (Figure 2). En effet, le suivi temporel mis en place souligne des variations de résistivité électrique associées à des variations de contraintes à cette profondeur. Les variations de résistivité semblent en outre être corrélées avec la pluviométrie. Enfin, les chroniques temporelles de pression enregistrées par l'observatoire multi-piézomètres permettent de suivre le comportement hydrodynamique de 4 zones en profondeur (34, 45, 48 et 56 mètres). Ces données mettent en évidence deux compartiments isolés au-dessous et en dessous de 45 mètres. Ceci semble confirmer que la zone d'instabilité localisée à 45 m joue un rôle majeur dans l'activité du glissement. Ces données nous permettent également d'identifier les périodes de vidange et de recharge de ces différents niveaux qui semblent se corréliser dans le temps avec les variations de résistivité en profondeur.

MOTS CLES : Glissement de terrain, instrumentation, forage, suivi temporel, interactions fluide-roche, déformation, couplages.

Lofi J., Pezard P., Loggia D., Garel E., Gautier S., Merry C., Bondabou K. (2011) *Geological discontinuities, main flow path and chemical alteration in a marly hill prone to slope instability : assessment from petrophysical measurements and borehole image analysis. Hydrol. Process. 25, DOI: 10.1002/hyp.7997.*

Malet J.-P., Marquaire O. and Calais E. (2002) *The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides : application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France), Geomorphology, 43, 33-54.*

de Montety, V., V. Marc, Ch. Emblach, J.-P. Malet, C. Bertrand, O. Maquaire, T.A. Bogaard (2007) *Identifying origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls in southern French Alps: insights from an hydrochemical survey. Earth Surface Processes and Landforms, 32, pp.32-48: DOI: 10.1002/esp.1370*

Jongmans, D. and S. Garambois (2007) *Geophysical investigation of landslides : a review Bulletin de la Société Géologique de France, 178, 101-112.*

Peng Z. and Gomberg J. (2010) *An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. Nature Geoscience 3 (9), pp 599-607, doi:10.1038/ngeo940.*

Tric E., Lebourg T., Jomard H. Le Cossec J. (2010) *Study of large-scale deformation induced by gravity on the La Clapière landslide (Saint-Etienne de Tinée, France) using numerical and geophysical approaches. Journal of Applied Geophysics, Volume 70, Issue 3, March 2010, Pages 206-215.*