

Programme prévisionnel

Mardi 29 Octobre 2013

13h00 – 14h00 : Accueil Inscriptions

14h00 – 18h30 : Exposés Invités

Ateliers « Innovations Scientifiques et Aspects réglementaires »

- 14h / 14h50 : **J.L. MARI** (IFP Energies Nouvelles), "Imaging geological structures up to the acquisition surface using a hybrid refraction-reflection seismic method" **p. 7**
- 14h50 / 15h40 : **A. REVIL** (Colorado School of Mines, ISTERRE), « Développements en hydrogéophysique : Apport de la pétrophysique, nouvelles techniques d'inversion et applications ». **p. 11**
- 15h40 / 16h10 : pause
- 16h10 / 17h00 : **P. SAILHAC** (EOST), « Développements récents en TDEM aéroporté ». **p. 15**
- 17h00 / 17h50 : **J. MOUSSELMON** (CREA), « La Problématique des Assurances ».



Mercredi 30 Octobre 2013

9h00 – 9h30 : Accueil Inscriptions

9h30 - 10h00 :

**Ouverture par M. Ghoreychi (Directeur « Risque Sol et Sous-sol », INERIS),
Ph. Côte (Président AGAP).**

10h00 –12h00 :

Session « Innovations dans le domaine du génie civil »

Chairman : G. Grandjean (BRGM)

Auteurs	TITRE	page
C. Fauchard, R. Antoine (CETE NC), P.F. Thérain (DRAC HN), J. Lacogne, F. Bretar (CETE NC), M. Pierrot-Deseilligny (ENSG).	Apport de la photogrammétrie pour la restitution de mesures géophysiques : application pour la sauvegarde du Pont De Coq, Ménéval (76)	19
C. Jodry (OSUNA), S. Palma-Lopes (IFSTTAR), D. Hupin (CETE O), A. Joubert (IFSTTAR)	Suivi d'une levée de Loire par tomographie électrique : Effet de glissières de sécurité	25
K. Samyn, B. Francois, A. Bitri (BRGM)	Investigation multi-méthodes géophysiques appliquée à la caractérisation d'une digue dans un contexte après-mine	29
F. Genelle Colette Sirieix, J. Riss (Univ. Bdx), C. Barral, N. Touze-Foltz (IRSTEA), S. Renié (HYDRO-INVEST), Ph. Bégassat (ADEME)	Résistivité électrique d'un géosynthétique bentonitique sur une couverture expérimentale d'installation de stockage de déchets	33
F. Bretaudeau (IRSN, ISTERRE), Ph. Côte (IFSTTAR) , C. Gélis (IRSN), D. Leparoux (IFSTTAR) , R. Brossier (ISTERRE) , J. Cabrera (IRSN)	Caractérisation des failles décrochantes à faible décalage vertical dans les argilites de Tournemire depuis des ouvrages souterrains par méthodes sismiques: approche en transmission par tomographie et inversion des formes d'ondes.	37

12h00 : Repas

14h00–18h00 :

Session « Après Mine, Cavités »

Chairwoman : D. Leparoux (IFSTTAR)

Auteurs	TITRE	page
Ch. Boulay (Calligée), D. Meillieux (Calligée S-O), V. Borne (Calligée)	Détection de karsts dans le Lot avant creusement d'un chenal géophysique aquatique du Bief d'Orgueil.	43
F. Renalier (SOLDATA Geophysic), D. Leparoux, A. Joubert (IFSTTAR)	Etude expérimentale à échelle réduite du potentiel des ondes sismiques de surface pour la détection de cavités souterraines.	47
K. Samyn, A. Bitri (BRGM)	Détection de cavités souterraines par tomographie 3D en ondes de surface	53
C.E. Nadim, E. Klein (INERIS), C. Occhiena (Poli. Torino), J. de Rosny (Inst. Langevin)	Surveillance acoustique des cavités à risque de fontis et d'effondrements localisés	57
I. Contrucci, M. Bennani, P. Bigarré (INERIS), P. Dominique (BRGM)	Activité microsismique et caractérisation de la détectabilité des réseaux de surveillance du bassin houiller de Gardanne	61
G. Gouillon (INERIS), C. Duchêne (INFRASURVEY)	Localisation de cavités souterraines avec le système UGPS. Applications au cas des crayères de la Marne et à une ancienne mine polymétallique	65
E. Wicquart, C. Vergniault, S. Pouliquen (EDF)	Exploration of salt dome for UGS development in a complex tectonic area: geological model evolution of structure affected by regional tectonics in the South West of France.	69
S. Xu, C. Sirieix, Ph. Malaurent, J. Riss, F. Genelle (Univ. Bdx1)	Suivi temporel en Tomographie de Résistivité Electrique du calcaire de Lascaux : détection d'une probable zone d'alimentation en eau	71

Soirée :

Dîner de gala « Grand Hôtel De La Reine »



Jeudi 31 Octobre 2013

9h00 – 12h00 :

Session « Nouvelles Technologies »

Chairman : C. Balland (INERIS)

Auteurs	TITRE	page
M. Munsch (Université de Strasbourg, EOST, IPGS) et E. Nodot (EOST CARDEM)	Développements récents théoriques et méthodologiques en cartographie magnétique.	75
R. Antoine, J. Lacogne (CETE-NC), F. Bretar (LGA-ENSG), M. Arab-sedze (IPGP), D. Baratoux (IRAP), C. Fauchard (CETE-NC), M. Rabinowicz (GET), T. Staudacher (OPVF-IPGP), P. Bachèlery (OPGC), S. Jacquemoud (IPGP), M. Pierrot Deseilligny (LGA-ENSG),	Comment obtenir des informations topographiques à partir de données d'imagerie thermique infrarouge? Le cas du Piton de la Fournaise.	79
A. Urdirroz, F.N. Koudobgo (ALTAMIRA Inf.), J.L. Gibert (Régie Eaux Dax), B. Marsaud (ANTEA)	Techniques innovatrices d'interférométrie radar pour la surveillance opérationnelle de déformation des sols par rapport à des risques géologiques	83
J. Riss, C. Sirieix (Univ. Bdx1), J.L. Fernandez-Martinez (Univ. Oviedo), F. Genelle (Univ. Bdx1)	Inversion de SEV par essais de particules	89
M. Le Feuvre, D. Leparoux, A. Joubert, Ph. Côte (IFSTTAR)	Sismique passive appliquée aux digues côtières	93
M. Nouveau, G. Grandjean, M. Philippe, Ph. Leroy (BRGM)	Comportements thermique et électrique des sols non saturés : aspects expérimentaux.	97

12h00 : Repas

14h00–16h30 : Visite “Mine de fer” (inscription préalable obligatoire **)



Imaging geological structures up to the acquisition surface using a hybrid refraction-reflection seismic method

Jean Luc Mari (IFP Énergies nouvelles, IFP school)
jean-luc.mari@ifpen.fr

Dans le but de fournir un modèle de vitesse des formations géologiques proche de la surface, nous proposons une méthode hybride qui utilise à la fois les informations fournies par les ondes réfractées et les ondes réfléchies. Les modèles de vitesse obtenues par inversion des deux types d'ondes sont intégrés pour fournir des images sismiques continues depuis la surface d'acquisition. La méthodologie proposée est illustrée par un exemple 3D.

Introduction

The seismic refraction method has been used extensively to determine depth-to-bedrock or depth to other seismic velocity boundaries. More recently, the seismic refraction method has been increasingly used in shallow environmental and engineering site characterisation studies. In both cases, subsurface information is derived from first-arrival times rather than reflection events that are also present in refraction data.

Typically, with refraction analysis of first arrival travel times, the depth of investigation is limited to approximately 1/3 the length of the active receiver spread. On the other hand, the processing and interpretation of reflection events present in the refraction data allows the depth of investigation to increase to approximately the length of the spread. Also the acquisition of high-quality shallow reflection seismic data requires higher spatial sampling than co-located refraction data and the processing of shallow reflection seismic data requires careful attention to statics corrections, velocity estimation, and noise attenuation.

To deal with these limitations inherent in the refraction and reflection methods, we develop an innovative procedure to integrate the analysis of both the refracted and the reflected waves present in data collected for refraction surveys and derive the reflectivity associated with near surface geological structures. In particular, we utilize first-arrival times to construct a near-surface velocity model by combining the conventional Plus-Minus method of refraction interpretation with tomographic inversion (Mari and Mendes, 2012). Then, we perform seismic reflection processing of the data recorded for the refraction survey in order to obtain a single-fold, high-resolution seismic section for the deeper part. The final seismic section is inverted for seismic velocity, if well data are available. Finally, the near-surface P-wave velocity model computed by the travel time tomography is used to extend the velocity section obtained in step 2 upward in time to the acquisition surface. The purpose of the current work is to take advantage of the P-wave velocity model derived from travel time tomography to extend the velocity section upward in time from the early mute time of the reflection profile obtained in step 2 to time zero. We illustrate the efficiency of the proposed procedure with a 3D field example.

Procedure

The refraction tomography method proposed to solve the travel time tomography considers the velocity model provided by the Plus-Minus method a good solution for the global search and applies a simultaneous iterative reconstruction technique (SIRT) for the local search to produce an even more accurate result. The optimization scheme uses a misfit function defined as the least-square error between the computed and picked first break times. The velocity model, defined by a grid with a constant velocity value in each cell, is ray traced and updated until the misfit function value reaches a value previously defined by the modeler. The algorithm, developed by M. Mendes (2009), uses a fast finite-difference eikonal solver for computing travel times and the first Fresnel volume approach to find the raypaths. This inversion technique gives the velocity distribution in the weathering zone and is an effective method to compute the static corrections in 2D or 3D geometries for the processing of reflected waves.

The shot points recorded for the refraction survey are usually corrupted by surface waves such as pseudo-Rayleigh waves. For seismic imaging based on reflected waves, it is necessary to be able to separate weak reflected events from high energy surface waves. Wave separation is a crucial step in the processing sequence. We show the benefit of combining two different wave-separation methods in order to remove all the energetic wave-field. The conventional F-K method is used to filter surface waves and converted refracted waves. The SVD method (Singular Value Decomposition) is then used to extract refracted waves. The different step of the processing sequence are: amplitude recovery,

deconvolution by spectrum equalization, wave separation by SVD and F-K filters, static corrections obtained by tomographic inversion, velocity analysis by velocity scan, normal move-out (NMO) corrections and migration in single fold sections.

If well data (VSP and sonic logs) are available, the single fold sections can be depth converted and transformed in acoustic impedance sections or in pseudo velocity sections. The velocity distributions obtained by inversion of the refracted and reflected waves are then merged to create a composite section which gives a velocity model from the ground surface (acquisition surface).

In summary, we present a relatively simple processing procedure to provide knowledge about the velocity of the subsurface using a fast and inexpensive 3 step method: (1) P-wave velocity estimation for the very near surface using the Plus-Minus method and tomographic inversion of first arrival times; (2) processing of reflection energy in the refraction data to obtain a P-wave reflectivity section for deeper region; (3) downward continuation of P-wave velocity from that obtained in step 1 using the P-wave velocity model obtained in step 2 after depth conversion and amplitude transformation.

Field example

Many underground aquifers were developed as experimental sites during the past decade. These sites are designed for in-situ measurements and calibration of flow, transport and/or reactions in underground reservoirs that are heterogeneous by nature. The University of Poitiers (France) had a Hydrogeological Experimental Site (HES) built near the Campus for the sole purpose of providing facilities to develop long-term monitoring and experiments for a better understanding of flow and transfers in fractured rocks. The aquifer studied, 20 to 130 m in depth, consists of tight karstic carbonates of Middle Jurassic age. The top of the reservoir was initially flat and horizontal, 150 millions years ago, but has been eroded and weathered since, during Cretaceous and Tertiary ages. It is shaped today as hollows and bumps with a magnitude reaching up to 20 m. 35 wells have been bored over the whole thickness of the reservoir. The presence of pervasive karstic drains is supported by recent logs in the wells using optic imaging. Almost all the wells have shown caves and conduits cut by the walls of the boreholes with sometimes mean apertures of 0.2 – 0.5 m. These conduits are mostly enclosed in three thin horizontal layers at a depth of 35, 88 and 110 m. It was considered crucial to better image the geometry of the reservoir with a resolution compatible with, on the one hand, the scale of a well and, on the other hand, the scale of the entire experimental disposal. High resolution geophysical tools seem well designed to undertake that kind of investigation.

A 3D Refraction seismic surveying, described in detail by Mari and Porel (2007), has been used to map the irregular shape of the top of karstic reservoir and to obtain by tomography a velocity model of the overburden. The complete survey is composed of 20 receiver lines (in line direction) with a 15 m distance between adjacent lines. Each line is composed of 48 single geophones with 5 m between adjacent geophones. In the in line direction, a direct shot and a reverse shot have been recorded per receiver line (Figure 1, top left). Three additional shot points in the cross line direction have been fired at distances of 40, 50 and 60 m (Figure 1, top left) from the receiver line under consideration. The spread has been designed both for refraction seismic surveying and for reflection seismic surveying. Figure 1 (top right) shows the results of the 3D tomographic inversion stopped when the rms error reaches a value around 0.87 ms, with an improvement of about 80 % during the optimization procedure. Figure 1 (top right) shows the velocity distribution at different depths (0, 10, 20, 30 and 40 m). The velocity model obtained by inversion has been used to extend in the 0–35 m depth interval the 3D velocity block obtained by reflection survey emphasizing the necessity of developing 3D acquisitions for near surface studies.

Each shot point (both in the cross line direction and in the in line direction) has been processed independently to obtain a single fold section with a sampling interval of 2.5 m (half the distance between 2 adjacent geophones) in the in line direction and with a sampling interval of 5 m in the cross line direction. After amplitude recovery, deconvolution and wave separation (SVD method for extracting refracted waves and combination of SVD and F-K methods for filtering surface waves) , static corrections (obtained by inversion tomography) and normal move-out (NMO) corrections are applied to the residual sections in order to obtain single fold zero offset sections at normal incidence. In a well situated in the central part of the site, a Vertical Seismic Profile (VSP) has been recorded.

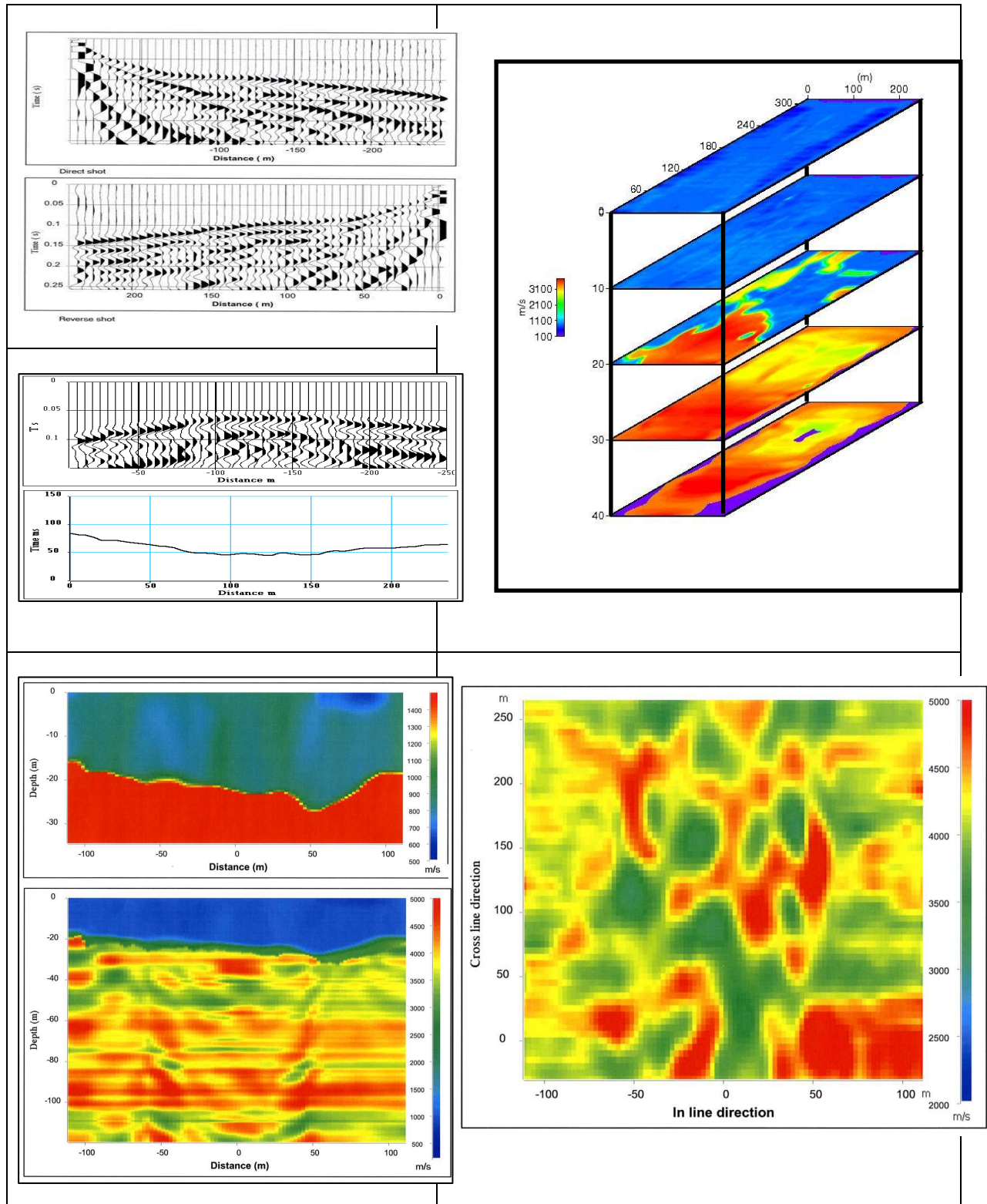


Figure 1: Near surface 3D imaging using a hybrid refraction-reflection seismic method, top left: examples of seismic shot points (direct and reverse end-on spreads, cross spread with its first picked arrival times), top right: results of 3D tomographic inversion: velocity distribution at 0, 10, 20, 30 and 40 m in depth, bottom left: Example of a composite pseudo velocity section extracted from the 3D velocity model, bottom right: velocity map located at 87 m in depth

VSP data have been processed to obtain a time versus depth relationship and a velocity model. The velocity model has been used to apply the normal move-out corrections. The VSP time versus depth

law has also been used to convert the time sections into depth sections with a 0.5 m depth sampling interval. The single fold depth sections have been merged to create the 3D block. The width of the block in the in line direction equals 240 m and 300 m in the cross line direction. In the in line direction, the abscissa zero indicates the location of the source line. The abscissa of the reflecting points varies between -120 m and $+120$ m in the in line direction, the distance between two reflecting points equals 2.5 m.

In the cross line direction, the distance between two reflecting points equals 5 m. The depth sections have been deconvolved in order to increase the vertical resolution. They have been then integrated with respect to depth to transform an amplitude block into a 3D pseudo velocity block in depth, using velocity functions (acoustic logs recorded in 5 wells situated in the area) as constraints. The pseudo velocity sections of the 3D block thus obtained have been merged with those obtained by refraction tomography to create a 3D extended velocity model from the surface. Figure 1 (bottom left) shows the in line pseudo velocity section extracted from the 3D extended velocity model and situated at a cross line distance of 180 m. The upper part of the velocity section is obtained by refraction tomography. Figure 1 (bottom right) shows the velocity distribution at 87 m in depth. The 3D velocity model shows the large heterogeneity of the aquifer reservoir in the horizontal and vertical planes. The low-velocity areas were found to correspond to the conductive levels and regions, as identified from well logging and flow interference tests. In order to quantify the porosity variations within that aquifer, the seismic-interval velocities were first converted into resistivity values. For that purpose, the empirical relationship between seismic velocity and true formation resistivity proposed by Faust (1953) was used. Resistivity values were then converted into porosity values, by using Archie's law (1942). The resulting 3D seismic pseudo-porosity block revealed three high-porosity, presumably-water-productive, layers, at depths of 35-40, 85-87 and 110-115 m. The 85-87 m-depth layer is the most porous one, with bodies of a porosity higher than 30%, that represent the karstic part of the reservoir (Mari et al., 2009).

Conclusions

This paper has demonstrated that conventional Plus-Minus method combined with refraction tomography can build reasonably reliable velocity model. This inversion technique, when compared with conventional seismic methods has several advantages. It is easy to implement, handle models with topography and arbitrary velocity gradients (horizontal and vertical as well positive and negative), produces superior subsurface images, and can be an effective method to compute the static corrections in 2D or 3D geometries for the processing of reflected waves. The paper has also shown the benefit of processing the shot points recorded for the refraction survey in order to obtain Very High Resolution seismic sections in single fold to extend in time or depth the velocity model computed by inversion tomography. Moreover, faults and weaknesses associated with employing seismic refraction and reflection methods for resolving problems in highly heterogeneous media are out of the scope of this work.

References

- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Petroleum Technology*, 146, 54-62.
- Faust, L.Y. (1953). A velocity function including lithologic variation, *Geophysics*, 18, 271-288.
- Mari, J.L., Porel, G. (2007). 3D seismic imaging of a near – surface heterogeneous aquifer: a case study, *Oil and Gas Science and Technology* 63, 179-201. doi: 10.2516/ogst/2007077.
- Mari, J.L.; Porel, G. & Bourbiaux, B. (2009). From 3D seismic to 3D reservoir deterministic model thanks to logging data: the case study of a near – surface heterogeneous aquifer, *Oil and Gas Science and Technology, Rev IFP* 64, 119-131. doi: 10.2516/ogst/2008049.
- Mari, J.L., Mendes, M. (2012) High resolution 3D near surface imaging of fracture corridors and cavities by combining Plus-Minus method and refraction tomography". *Near Surface Geophysics*, vol. 10, 185-195, doi:10.3997/1873-0604.2011052.
- Mendes, M. (2009) A hybrid fast algorithm for first arrivals tomography". *Geophysical Prospecting*, 57, 803-809. DOI:10.1111/j.1365-2478.2008.00755.x.

Key words

Refraction seismic method, reflection seismic method, tomography, inversion, velocity model

Développements en hydrogéophysique: Apport de la pétrophysique, nouvelles techniques d'inversion et applications

André Revil (Colorado School of Mines, ISTerre)

arevil@mines.edu

Mots clefs : Hydrogéophysique, fuites dans les barrages, fracturation hydraulique, inversion jointe, inversion couplée, pétrophysique

Au cours des dernières années, le monde de l'hydrogéophysique a vu un grand nombre de développements métrologiques, numériques (problèmes direct et inverse, filtrage et fusion des données) et une meilleure connaissance mécanistique des processus mis en jeu en particulier dans le cas de la polarisation provoquée et des effets sismoélectriques. Cet exposé concernera essentiellement le développement des techniques d'inversion (inversion jointe, inversion couplée, et inversion par guide d'image), le développement d'un modèle unifié de toutes les propriétés pétrophysiques, et cinq exemples d'applications en imagerie du sous-sol et des phénomènes dynamiques qui s'y déroulent (1) suivi en potentiel spontané de tests salins pour la détection des fuites dans les digues et barrages (Ikard et al., 2012), (2) localisation des phénomènes de corrosion et le suivi des nappes contaminées (Rittgers et al., 2013 ; Revil et al., 2013a), (3) la détection d'un front de combustion du charbon (Revil et al., 2013b), (4) la détection de la fracturation hydraulique (Haas et al., 2012), et (5) le développement d'une toute nouvelle méthode d'imagerie du sous-sol par focalisation de l'énergie sismique (beamforming) et enregistrement de la réponse sismoélectrique associée (Sava et Revil, 2012).

1. Pétrophysique

Les applications géophysiques de proche surface ont en général négligé l'utilisation de modèles mécanistiques en pétrophysique. Beaucoup de notions couramment utilisées ne sont pas correctes, on citera à titre d'exemple les abus quant à l'utilisation de la loi d'Archie ou le manque de compréhension des phénomènes de polarisation induite. Dans cette section, je reviendrai sur un modèle très simple et précis pour calculer l'impact des paramètres environnementaux (température, pH et salinité de la solution porale, teneur en eau) et texturaux sur les propriétés pétrophysiques suivantes : conductivité électrique, conductivité en quadrature ou chargeabilité, couplages électrocinétiques et sismoélectriques. La vocation de cette approche unifiée est double : (1) une meilleure interprétation des données géophysiques en terme de paramètres d'intérêt en hydrogéologie ou géotechnique et (2) une meilleure prédiction des données géophysiques, dans le cas de l'inversion couplée, à partir de la simulation du phénomène que l'on cherche à suivre (ex., évolution d'un panache salin, d'un panache thermique, ou d'un front de saturation).

2. Inversion jointe et inversion couplée

La technique d'imagerie par défaut en géophysique est la méthode d'optimisation d'une fonction coût par régularisation de type Tikhonov. Cette approche, bien qu'utilisée depuis plus de 40 ans, trouve rapidement ses limites. Elle a été fortement critiquée par Albert Tarantola sur la base de son manque de réalisme. Je présenterai d'abord une extension classique de l'inversion de type Tikhonov de données spatio-temporelles (monitoring), puis une nouvelle technique d'inversion de données géophysique par l'utilisation d'une approche développée récemment d'inversion par guide d'image. Je montrerai comment une approche stochastique d'inversion des données géophysiques (Jardani et al., 2013) est supérieure aux techniques classiques d'inversion des données géophysiques avec un opérateur de second ordre (lissage) pour la régularisation. L'application discutée lors de la présentation concernera le suivi d'un panache salin.

3. Exemples

Cinq exemples d'applications en imagerie du sous-sol proche seront présentés. (1) Le premier concernera un suivi géophysique de tests salins (ou thermiques) pour la détection des fuites dans les digues et barrages par le suivi en potentiel spontané (Figure 1). (2) Le second exemple concernera la localisation des phénomènes de corrosion et le suivi des nappes contaminées (Figure 3). (3) Le troisième exemple concernera la détection des fronts in situ de combustion du charbon (Figure 3). (4) Je présenterai ensuite une nouvelle technique de détection de la fracturation hydraulique en laboratoire lors d'un essai sur un cube de béton. (5) Le dernier exemple concernera le développement d'une toute nouvelle méthode d'imagerie de la subsurface par focalisation de l'énergie sismique (beamforming) et enregistrement de la réponse sismoélectrique associée. Je montrerai comment cette méthode peut être appliquée au cas du suivi d'un front de saturation.

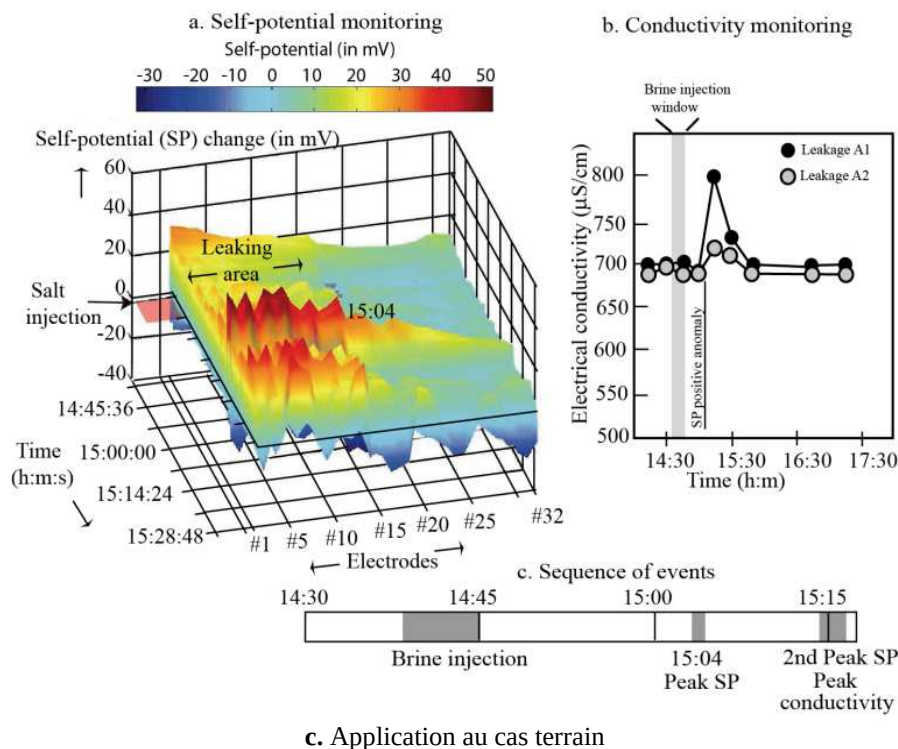
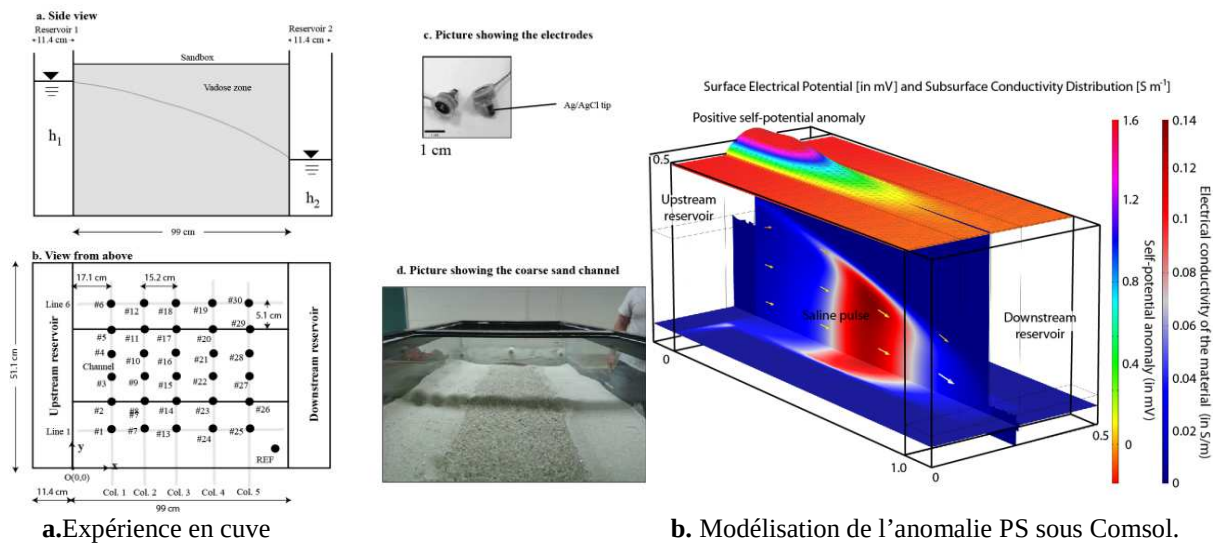


Figure 1. Suivi d'une panache salin pour l'identification d'une fuite dans une digue. **a.** Expérience en laboratoire avec une zone perméable d'écoulement préférentiel. **b.** Simulation numérique de l'expérience et de sa réponse géophysique. **c.** Analyse des données de terrain (données de Bolève, 2009) concernant un cas d'étude avec EDF. L'anomalie positive du changement en potentiel spontané concerne le passage du traceur salin et permet d'identifier la zone de fuite ainsi que d'évaluer sa perméabilité.

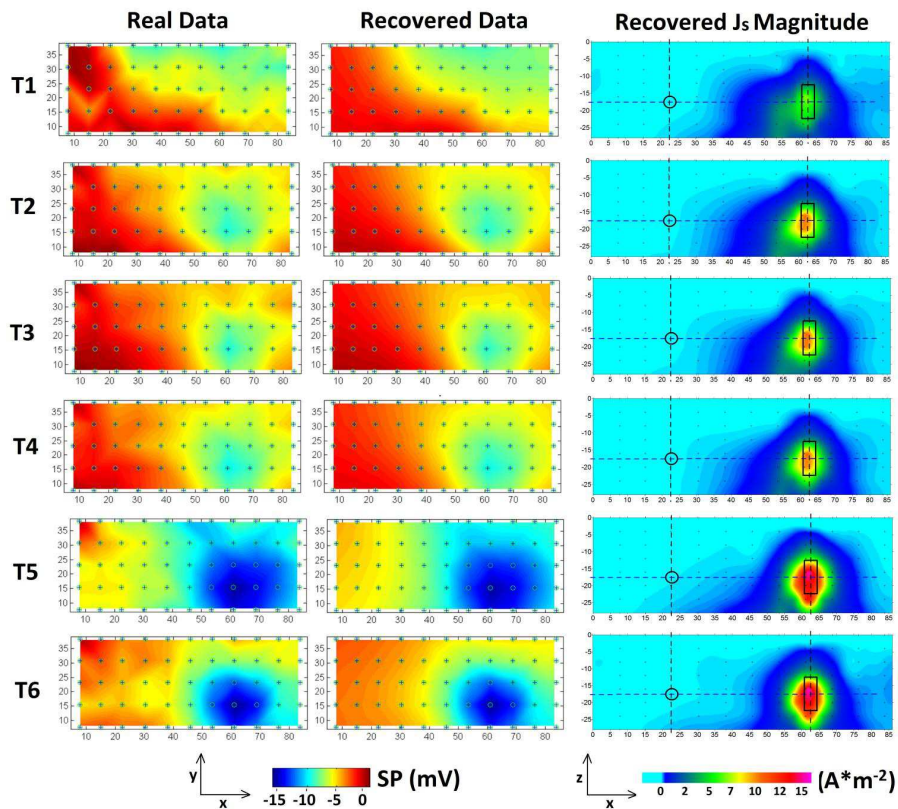
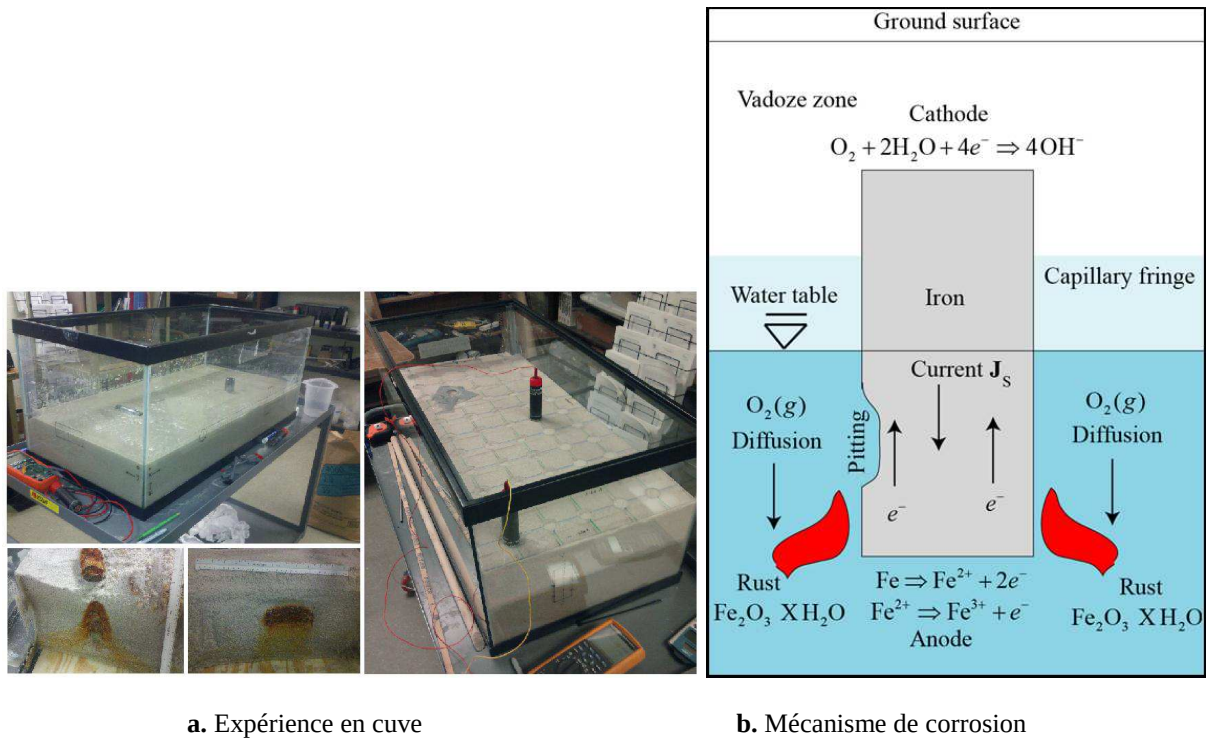


Figure 2. Suivi de la corrosion d'une barre en métal dans une cuve remplie de sable. **a.** Expérience en cuve. **b.** Mécanisme de corrosion donnant naissance à une densité de courant électrique source. **c.** Evolution de l'anomalie de potentiel spontané à la surface de la cuve et inversion de la densité de courant source en 3D+temps. Je montrerai comment cette approche put être utilisée pour déterminer le potentiel redox le long de la barre en métal.

Références

- Bolève A., Localisation et quantification des zones de fuites dans les digues et les barrages par la méthode de potentiel spontané, These, Université de Savoie, 224 pp, 2009.
- Haas A. K., A. Revil, M. Karaoulis, L. Frash, J. Hampton, M. Gutierrez, and M. Mooney, Electrical potential source localization reveals a borehole leak during hydraulic fracturing, *Geophysics*, 78, 2, D93–D113, 10.1190/GEO2012-0388.1, 2013.
- Ikard, S. J., A. Revil, A. Jardani, W. F. Woodruff, M. Parekh, and M. Mooney, Saline pulse test monitoring with the self-potential method to non intrusively determine the velocity of the pore water in leaking areas of earth dams and embankments, *Water Resour. Res.*, 48, W04201, doi:10.1029/2010WR010247, 2012.
- Jardani, A., A. Revil, and J.P. Dupont, Stochastic joint inversion of hydrogeophysical data for salt tracer test monitoring and hydraulic conductivity imaging, *Advances in Water Resources*, 52, 62–77, doi: 10.1016/j.advwatres.2012.08.005, 2013.
- Sava P., and A. Revil, Virtual electrode current injection using seismic focusing and seismoelectric conversion, *Geophysical Journal International*, 191, 3, 1205–1209, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05700.x, 2012.
- Revil A., M. Skold, M. Karaoulis, M. Schmutz, S. S. Hubbard, T. L. Mehlhorn, and D. B. Watson, Hydrogeophysical investigations of the former S-3 ponds contaminant plumes, Oak Ridge Integrated Field Research Challenge site, Tennessee, *Geophysics*, 78, no.4, EN29–EN41, doi: 10.1190/geo2012-0177.1, 2013a.
- Revil A., M. Karaoulis, S. Srivastava, and S. Byrdina, Joint inversion of self-potential and resistivity data to localize the burning front of underground coal fires, in press in *Geophysics*, 2013b.
- Rittgers J. B., A. Revil, M. Karaoulis, M. A. Mooney, L.D. Slater, and E.A. Atekwana, Self-potential signals generated with the corrosion of buried metallic objects and application to contaminant plumes, in press in *Geophysics*, 2013.

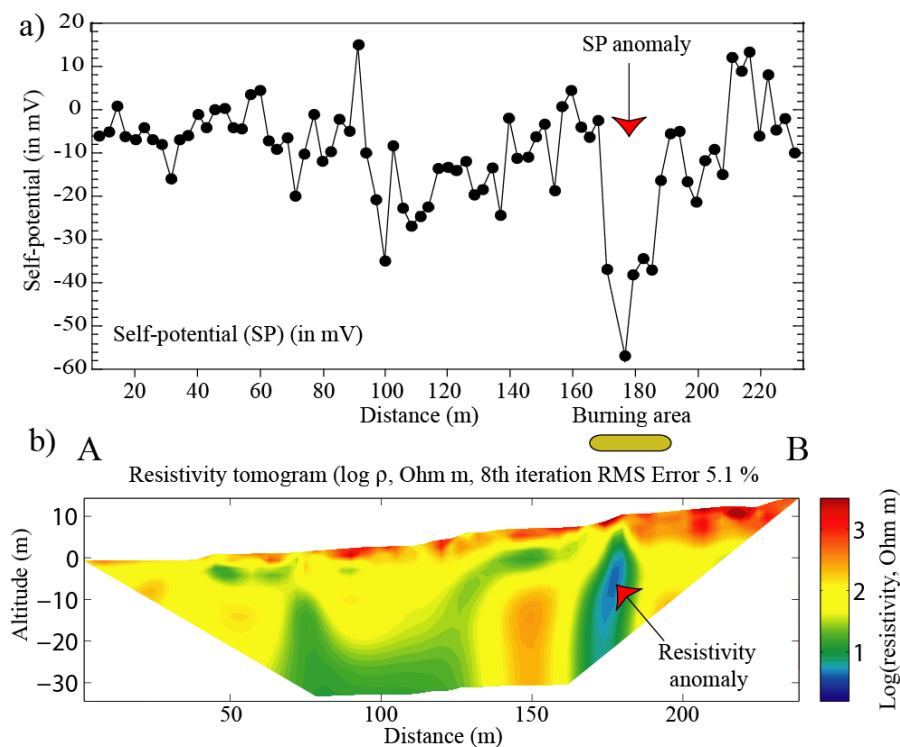


Figure 3. Potentiel spontané (PS) et données de résistivité électrique pour l'étude d'un front de combustion d'une couche de charbon. **a.** Données de PS (79 stations) montrant une anomalie de PS négative à la position du front de combustion. **b.** Inversion de la résistivité électrique (714 données, configuration Wenner-alpha, 79 électrodes). Note l'anomalie de basse résistivité (2 Ohm m) à la position du front de combustion (175 m). Lors de la présentation orale, je montrerai comment ces données peuvent être inversées pour localiser de manière précise le front de combustion.

Développements récents en TDEM aéroporté

Pascal Sailhac (EOST-UDS IPGS-CNRS-UMR7516)

pascal.sailhac@unistra.fr

Introduction

En prospection géophysique, les deux dernières décennies ont été accompagnées de fortes améliorations dans l'instrumentation et dans les procédures de traitement et d'interprétation. Ceci concerne en particulier les méthodes électromagnétiques (EM) et plus spécifiquement l'EM aéroporté. Longtemps cantonné en exploration minière à la recherche de structures présentant de forts contrastes de conductivité électrique (gisements en contexte cratonique), l'électromagnétisme aéroporté est désormais intéressant dans de nombreuses situations où les contrastes sont moins flagrants et s'utilise dans d'autres domaines d'exploration touchant l'hydrogéologie et l'industrie pétrolière. En complément d'une cartographie, l'électromagnétisme aéroporté apporte aussi une imagerie du sous-sol grâce à l'inversion des données ; certes moins précise que des données issues de forage, cette imagerie en profondeur peut apporter une aide précieuse à l'interprétation géologique. Nous passerons rapidement en revue l'évolution des méthodes et quelques applications caractéristiques. Nous irons plus en détails dans les récentes avancées sur les corrections topographiques et des inversions 2D et 3D pour ensuite aborder les perspectives.

Principe de fonctionnement d'un système électromagnétique aéroporté

Le système généralement utilisé en électromagnétisme aéroporté consiste à utiliser un système d'émission formé d'une boucle et d'un générateur de courant alternatif (domaine fréquentiel) ou proche d'un créneau (domaine transitoire) et d'un récepteur magnétique tracté. Ainsi par exemple dans le cas d'une cible conductrice (Figure 1), les variations temporelles du champ magnétique principal produit par la boucle émettrice induisent dans la cible des courants électriques (loi de Faraday) qui à leur tour induisent un champ magnétique secondaire (loi d'Ampère) affectant le récepteur ; l'analyse du champ secondaire permettra de détecter et de caractériser la cible. Si l'émetteur est fixé à même les ailes de l'avion en aéroporté, il est tracté en héliporté. La taille du dispositif et l'altitude du vol déterminent la zone d'influence ou de sensibilité du sous-sol (empreinte « footprint ») ; à ces aspects géométriques s'ajoutent une relation avec les fréquences ou la forme du courant utilisé pour la source, ainsi que la topographie et la structure conductrice du sous-sol.

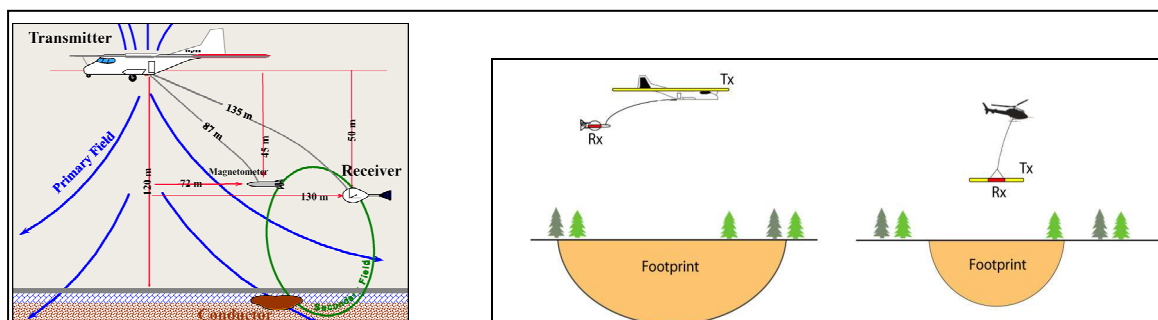


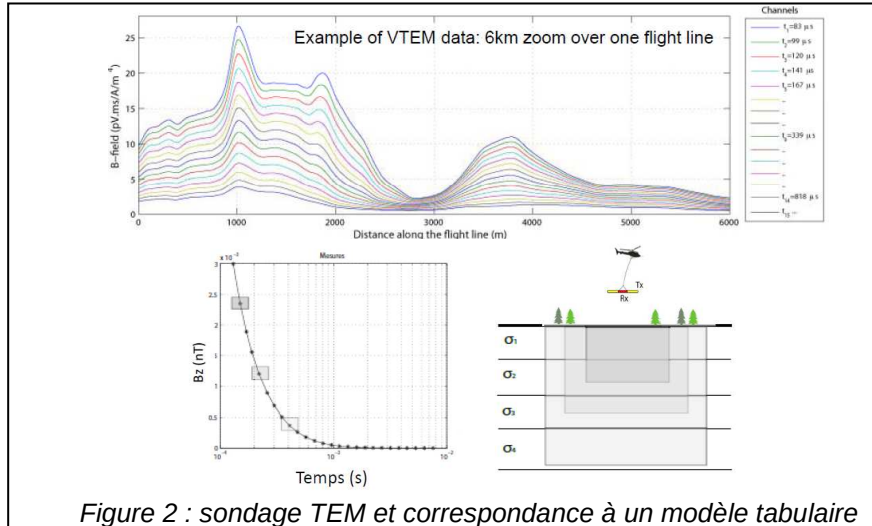
Figure 1 : schéma d'un système électromagnétique aéroporté : principe à gauche (d'après Smith et al. 2008), et zone de sensibilité à droite (d'après Guillemoteau 2012)

Evolution des méthodes d'interprétation

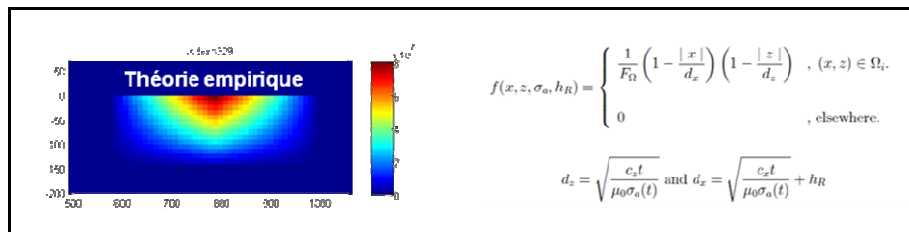
Depuis les débuts de l'électromagnétisme aéroporté dans les années 50, les systèmes et les méthodes d'interprétations se sont peu à peu perfectionnés, plus particulièrement dans les 20 dernières années. De modèles équivalents lames-minces et pseudo-sections (Macnae et al. 1991), on est passé à des inversions efficaces donnant des images réalistes du sous-sol (Farquharson et Oldenburg 1993, Lane et al. 2000). D'abord à 1D (modèle tabulaire), l'inversion des mesures s'est étendu en ajoutant des contraintes latérales (Auken et al. 2005, Reninger 2012) et se généralisent peu à peu à 2D et 3D (Newman et Commer 2005, Holtham et Oldenburg 2008, Cox et al. 2010, Guillemoteau et al. 2012).

Un levé électromagnétique TEM comporte typiquement plusieurs centaines de km volés par jour représentant plusieurs milliers de sondages. On appelle un sondage l'ensemble des mesures affectées à chaque position ; ainsi un sondage correspond à une séquence de mesures dépendant du

temps (Figure 2) : la quantité de données à interpréter est gigantesque. La modélisation électromagnétique dans un sous-sol réaliste (milieu hétérogène 3D) s'avère trop complexe et couteuse en temps de calcul. Aussi une des avancées majeures est liée au choix d'une approximation efficace : plutôt que d'utiliser des noyaux d'inversion déterminés de la manière la plus exacte possible, on se satisfera d'une approximation basée sur une expression simple et rapide à calculer et dépendante simplement de la conductivité du sous-sol.



Ainsi il est possible de déterminer une relation linéaire simple exprimant les conductivités apparentes $\sigma_a(t)$ en fonction des conductivités du sous-sol $\sigma(z)$ permettant une inversion 1D rapide (ex. Auken et al. 2005). Cette approximation peut s'améliorer en développant une relation entre les logarithmes des conductivités pour mieux contraindre des valeurs positives de la conductivité dans le sous-sol ; en pratique cela permet aussi d'améliorer la résolution des modèles (Guillemoteau et al. 2011). On peut aussi étendre l'approximation pour réaliser une inversion à 2D (Guillemoteau et al. 2012) et inclure une correction topographique (Guillemoteau et al. 2013).



La construction du noyau 2D n'est pas évidente car on a d'abord voulu tester une approche de type approximation de Born, dans laquelle on perturbe des solutions issues d'un milieu homogène : si ce type d'approche est standard à 3D, il s'avère qu'il est très irréaliste à 2D (Figure 4) : en fait dans le cas 2D, l'approximation de Born modélise mal des courants qui s'éloignent de la source. Aussi il a fallu d'abord observer des noyaux obtenus précisément par de longs calculs en différences finies : nous avons alors construit empiriquement un noyau très simple dont l'effet ressemble néanmoins à celui qui serait obtenu sans approximation. Les tests d'inversion sur des synthétiques permettent de beaucoup mieux retrouver des structures simples (Figure 4).

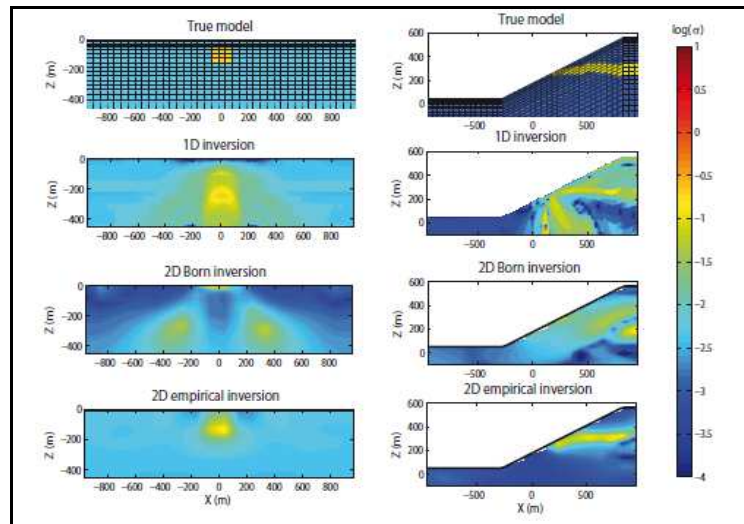


Figure 4 : comparaison de résultats d'inversion sur deux cas synthétiques (à gauche : un bloc isolé sans topographie ; à droite : une couche avec topographie)

En tenant compte de l'inclinaison relative du dispositif par rapport au sol dans le cas d'une topographie, on a pu aussi introduire une correction topographique simple. Enfin, l'application à des cas réels permet de caractériser des structures 2D de manière plus fidèle et avec une meilleur résolution que celle utilisant une approximation 1D (Figure 5). On remarquera néanmoins, qu'alors que l'inversion 1D ne traite qu'un sondage à la fois et nécessite peu de mémoire, l'inversion 2D traite simultanément plusieurs sondages consécutifs et en nécessite d'avantage. Dans l'inversion 3D, il en va de même ; s'ajoute aussi le problème de différence de résolution entre la celle dans la direction d'une ligne de vol et celle plus limitée dans la direction perpendiculaire.

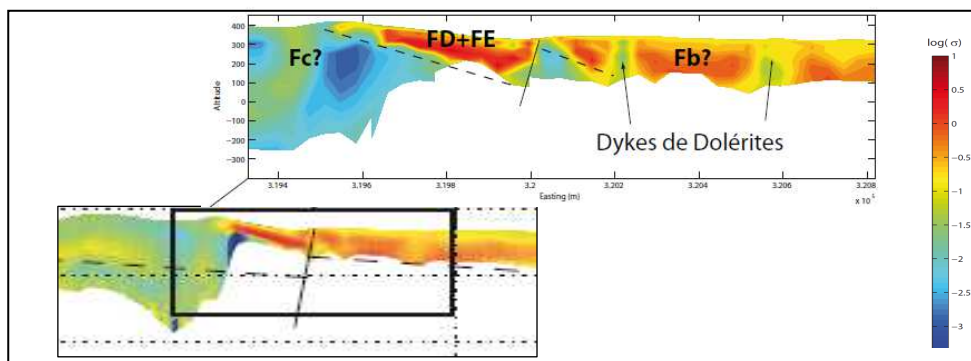


Figure 5 : comparaison de résultats d'inversion sur un cas réel (ici profil de 1km400) : des artefacts sur l'image d'inversion 1D (représentée dans l'encart du dessous) masquent les filons résistants de dolérites visibles sur l'image d'inversion 2D

Conclusions

L'évolution de l'électromagnétisme aéroporté et des méthodes d'interprétations, en particulier celles permettant de rendre compte de la topographie, ouvrent des perspectives en particulier dans le contexte de récents levés (SKYTEM) réalisés aux Antilles Françaises et sur le territoire métropolitain (ex. Reninger 2012), d'une part dans le cadre d'études hydrogéologiques, d'autre part de celui d'une reprise d'activités minières. Enfin, une partie des travaux récents développés en domaine transitoires (TEM) pourraient être transférés en domaine spectral (FEM) et profiter à la réinterprétation de certain levé existants (ex. Bourgeois et al. 2003).

Remerciements

Je remercie l'AGAP pour son invitation. De plus, le contenu de ce travail a bénéficié de la collaboration avec AREVA-NC qui a soutenu la thèse de Julien Guillemoteau dont s'inspire l'essentiel des éléments présentés, plus particulièrement les illustrations.

Références

- Auken E., A. Christiansen, B. Jacobsen, N. Foged, & K. Sorensen (2005). Piecewise 1D laterally constrained inversion of resistivity data. *Geophysical Prospecting* 53, 497-506.
- Bourgeois B., J. Perrin & B. Feuga (2003). Cartographie 3D de l'interface eau douce / eau salée par méthode électromagnétique héliportée sur le bassin salifère de la Seille. *Après-Mines* 5-7 Fev. 2003, Nancy, 12 p.
- Cox L.H., G.A. Wilson, M.S. Zhdanov (2010). 3D inversion of airborne electromagnetic data using a moving footprint. *Exploration Geophysics* 41, 250-259.
- Farquharson C.G. & D.W. Oldenburg (1993). Inversion of time-domain electromagnetic data for a horizontally layered earth. *Geophys. J. Int.* 114, 433-442.
- Guillemoteau J. (2012). Méthodologie d'interprétation en électromagnétisme aéroporté. *Thèse de Doctorat, Univ. de Strasbourg, soutenue le 6 mars 2012*, 208 p.
- Guillemoteau J., P. Sailhac & M. Béhaegel (2011). Regularization strategy for the layered inversion of airborne transient electromagnetic data: Application to in-loop data acquired over the basin of Franceville (Gabon). *Geophysical Prospecting* 59, 1132-1143.
- Guillemoteau J., P. Sailhac & M. Béhaegel (2012). Fast approximate 2D inversion of airborne TEM data: Born approximation and empirical approach. *Geophysics* 77, WB89-WB97.
- Guillemoteau J., P. Sailhac & M. Béhaegel (2013). A simple correction for ATEM data acquired over a linear slope. *13th SAGA Biennial Conference and Exhibition, AEM 2013*, 4 p.
- Holtham E. & D.W. Oldenburg (2008). Three-dimensional forward modeling and inversion of Z-TEM data. 78th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 564-568.
- Lane R., A. Green, C. Golding, M. Owers, P. Pik, C. Plunkett, D. Sattel & B Thorn (2000). An example of 3D conductivity mapping using tempest airborne electromagnetics. *Exploration Geophysics* 31, 162-172.
- Macnae J.C., R. Smith, B.D. Polzer, Y. Lamontagne & P.S. Klinkert (1991). Conductivity-depth imaging of airborne electromagnetic step-response data. *Geophysics* 56, 102-114.
- Newman G.A. & M. Commer (2005). New advances in three-dimensional transient electromagnetic inversion. *Geophys. J. Int.* 160, 5-32.
- Reninger P.-A. (2012). Méthodologie d'analyse de levés électromagnétiques aéroportés en domaine temporel pour la caractérisation géologique et hydrogéologique. *Thèse de Doctorat, Univ. d'Orléans, soutenue le 24 oct. 2012*, 188 p.
- Smith R., D. McConnell, J. Rowe (2008). The application of airborne electromagnetics to hydrocarbon exploration. *First Break*, 26, November, 65-70.

Mots clés

Prospection électromagnétique aéroportée, inversion, correction topographique.

Apport de la photogrammétrie pour la restitution de mesures géophysiques : application pour la sauvegarde du Pont De Coq, Ménerval (76)

Cyrille Fauchard (1), Raphaël Antoine (1), Paul-Franck Thérain (2), Julien Lacogne (1), Frédéric Bretar (1), Marc Pierrot-Deseilligny (3)

(1) CETE Normandie Centre, Le Grand Quevilly

(2) DRAC Haute Normandie

(3) ENSG, Saint Mandé,

cyrille.fauchard@developpement-durable.gouv.fr

Abstract

A medieval arch bridge located in Ménerval (Normandie, France) has been assessed with the ground penetrating radar (GPR) and the electrical resistivity tomography (ERT). The GPR was used to image the internal structure of the bridge (deck, sprandel, arch and abutments) and original data were obtained to detect defects such as root network and delamination. ERT was interpreted with the log performed in the two riverbanks. In order to enhance the geophysical interpretation, we used an advanced photogrammetric method that display the geophysical results in a digital terrain model (DTM) and offer to the stakeholder a open-source and powerful tool to analyse the bridge and its surroundings.

Introduction

Le Pont de Coq est un ouvrage probablement construit au début du 17^{ième} siècle, sur une ancienne route royale qui connectait Dieppe à Paris. Il est situé à la frontière de Ménerval et Saumont-La-Poterie dans le Pays de Bray. Il enjambe l'Epte, affluent de la Seine long de 113 km. Le pont a été relativement bien préservé au cours du temps, mais son entretien a été progressivement abandonné : la route royale est aujourd'hui un chemin agricole. Redécouvert en 2010, le Pont De Coq a été inscrit au titre des monuments historiques. Il est aujourd'hui restauré par une association (ASPC, Association pour la Sauvegarde du Pont de Coq).

Les premières visites *in-situ* ont montré la présence d'anomalies sévères qui menaçaient à terme la stabilité de l'ouvrage. Des arbres se sont enracinés dans les culées et les réseaux racinaires ont partiellement détruit la maçonnerie des ailes. Par ailleurs le tablier, composé de pierres calcaires, présentait des défauts de surface (déjointement, affaissement). En revanche, la voûte, parfaitement circulaire, est restée stable et seule une fissure entre voussoirs est présente du côté est de l'arche.

Des investigations géophysiques ont été proposées pour imager la structure interne du pont et la géologie locale. Le radar géologique (GPR) et la tomographie de résistivité électrique (TRE) ont été déployés. Les principaux résultats sont montrés et mènent à un premier modèle permettant la description du pont. Des clichés photographiques ont ensuite été réalisés pour obtenir un modèle numérique de terrain (MNT) représentant le pont et ses abords par technique photogrammétrique. La restitution des résultats sur dans un modèle 3D du pont permet une interprétation beaucoup plus intuitive des résultats géophysiques et offre au maître d'ouvrage un outil gratuit et puissant de la représentation de l'ouvrage et des profils de mesures.

Mesures géophysiques

Dans une première phase de diagnostic, le GPR (SIR3000, GSSITM) a été proposé pour ausculter les ailes, la voûte et le tablier et sa chaussée sur les rives nord et sud. C'est une approche classique en ouvrage d'art (Lubowiecka *et al.*, 2011; Colla *et al.*, 1997; Ercoli *et al.*, 2012; Flint *et al.*, 1999; Solla *et al.*, 2010). Une antenne de contact 1,5 GHz a permis l'auscultation de la maçonnerie. Un scan est enregistré respectivement tous les 2 cm sur les profils en voûte et en ailes et tous les 5 cm sur les profils en chaussée. Le traitement appliqué aux signaux radar est réalisé avec le logiciel ReflexTM (Sandmeier, 2004) et comporte un recalage temporel du 0 en surface de structure. La moyenne des signaux est retirée pour chaque profil. Le gain d'acquisition réglé pour la visualisation *in situ* est ôté et on applique un gain automatique qui offre une visualisation homogène des signaux. Pour les profils réalisés sur la voûte, un code Matlab restitue les résultats sous forme de profil radial, fidèle à la forme semi-circulaire de la voûte. Deux antennes de contact 400 MHz et 200 MHz ont été utilisées pour ausculter la chaussée, le pont depuis le tablier et les abords du pont. Le même type de traitement est appliqué sur les signaux. L'intérêt de ces profils réside surtout dans l'imagerie de la chaussée de part et d'autre du pont et sur le pont. Leur interprétation est grandement enrichie par les profils TRE réalisés au même endroit.

La TRE a été déployée pour imager la structure du sous-sol qui borde l'ouvrage, sur les bancs de la rivière d'une part (deux profils de 24 m de long, 48 électrodes espacées de 50 cm), et d'autre part, sur la chaussée qui traverse le pont (profil de 48 m de long, 48 électrodes espacées de 1 m). Cette technique est aussi classique dans de tels contextes (Gourry et al., 2003, Doetsch et al., 2012). Les profils aux bords de l'Epte donnent la répartition des résistivités du sous-sol sur lequel les culées du pont reposent. Le profil en long offre une image de la géologie locale de part et d'autre de la rivière, mais aussi une imagerie de la structure de chaussée. Nous avons utilisé un Syscal Pro (IRIS INSTRUMENTTM) en configuration Dipôle-Dipôle, choisie pour sa sensibilité aux structures verticales (contrastes culées du pont/terrain naturel). Pour limiter la sensibilité au bruit et augmenter la qualité de l'imagerie dans cette configuration, les électrodes ont été positionnées précautionneusement, tout en s'assurant du bon contact avec le sol (sur le tablier, les électrodes ont été enfoncées entre les pierres calcaires, en contact avec le matériau de remblai). De plus, afin d'augmenter le nombre de données, la longueur a du dipôle et le facteur de séparation n varient de 1 à 7, soit 1047 quadripôles par profil. La profondeur d'investigation du dipôle-dipôle est généralement sous-estimée de 20 à 30 % ($n=7$). Les inversions sont réalisées à l'aide du logiciel Res2DinvTM (Locke, 2012; Loke and Barker, 1996). La matrice jacobienne est inversée à chaque itération et la topographie des profils est prise en compte dans les inversions.

La figure 1-a présente une photographie du pont, avec un profil radar radial à 1,5 GHz réalisé en milieu de voûte (figure 1-b). Le matériau de remblai présent dans les culées et derrière les voussoirs est du sable limoneux très compact, peu humide. L'exemple montre une forte anomalie au sein de ce matériau de remblai. Un profil radar 200 MHz (figure 2-a), ainsi qu'un profil TRE (figure 2-b), longs de 48 m, de part et d'autre du pont, permettent de visualiser la structure interne de la chaussée, et d'identifier les contrastes de résistivité qui révèlent la structure du sous-sol. Cette interprétation est faite grâce à deux sondages destructifs réalisés des deux côtés du pont. La chaussée est composée d'une couche limoneuse entre 0 et 40 cm, suivie d'une couche argileuse entre 40 cm et 1 m et d'une couche sableuse avec galets entre 1 et 2,5 m de profondeur. Au-delà, le sol est composé d'argile (couleur bleue, figure 2-b) du Portlandien Moyen.

Ces mesures mènent à la réalisation d'un modèle simplifié du pont et de ces abords représenté par le schéma de la figure 2-c.

a) Photographie du Pont de Coq

b) Profil radar radial 1,5 GHz, milieu de voûte

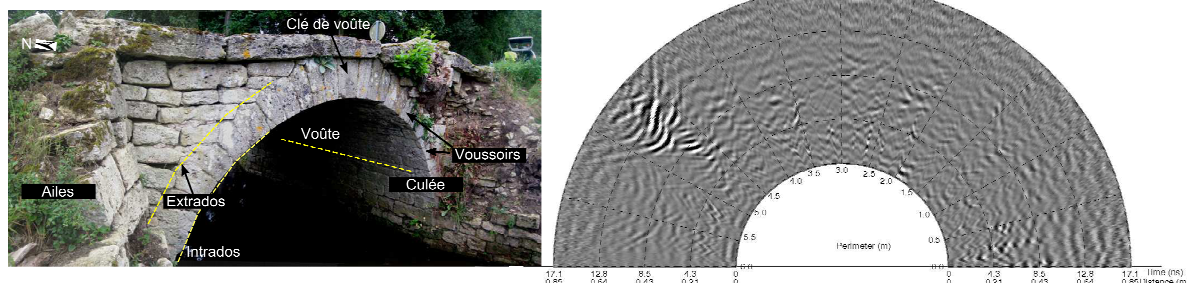


Figure 1 : a) le pont de Coq et sa description. b) Exemple de mesure radiale 1,5 GHz réalisé en milieu de voûte.

Apport de la photogrammétrie

Nous avons utilisé la photogrammétrie pour améliorer l'interprétation et la compréhension des mesures géophysiques sur le pont. Le logiciel utilisé s'intitule Apéro-MicMac (Aérotriangularisation Photogrammétrie Expérimentale Relativement Opérationnelle Multi-Images Correspondances, Méthodes Automatiques de Corrélation) et génère un modèle numérique de terrain (MNT) à partir de clichés pris autour du pont, à des positions arbitraires (voir <http://www.micmac.ign.fr/>). Le premier module permet de trouver les points homologues sur chaque image. La technique utilisée est basée sur les travaux de Lowe (2004). Le second module appelé Apéro, calcule automatiquement l'orientation des images et le troisième, MicMac, calcule la distance de chaque point de chaque image et restitue la scène photographiée sous forme de nuage de points. Un protocole pour la construction de scène 3D appliquée à l'architecture est explicité par Deseilligny et Clery (2011 et 2012). Ici, environ 150 photos ont été prises à 10 m du pont et sous la voûte, avec un recouvrement pouvant atteindre 90%. L'appareil a une focale de 28 mm. La taille des images est de 12 mégapixels et la dimension du capteur est de 18*13.5 mm. Les images doivent recouvrir toute la structure. Le MNT final contient 3,5 millions de points, couvre jusqu'à 50 m autour du pont, et sa résolution est de 2 cm environ. Un logiciel de mappage est ensuite utilisé (MeshlabTM) pour mailler le modèle et les résultats sont

intégrés dans un logiciel de modélisation 3D comme Google Sketchup™ pour intégrer à la scène les mesures géophysiques (figure 3, pour les TRE et figure 4 pour un profil radar radial 1,5 GHz).

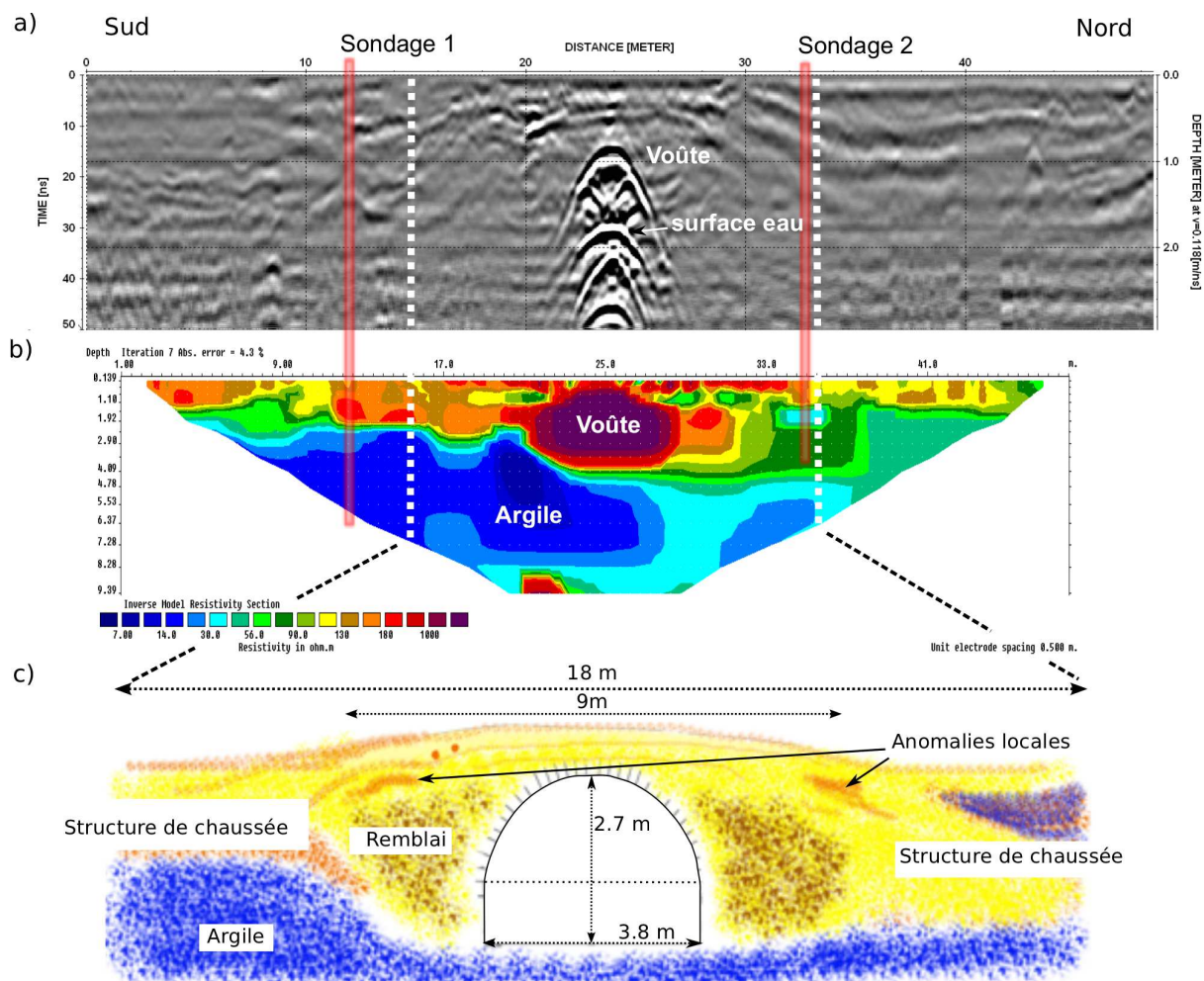


Figure 2 : a) Mesure GPR 200 MHz sur la route traversant le pont, b) mesure TRE au même emplacement que a), et c), modèle proposé issu des mesures géophysiques

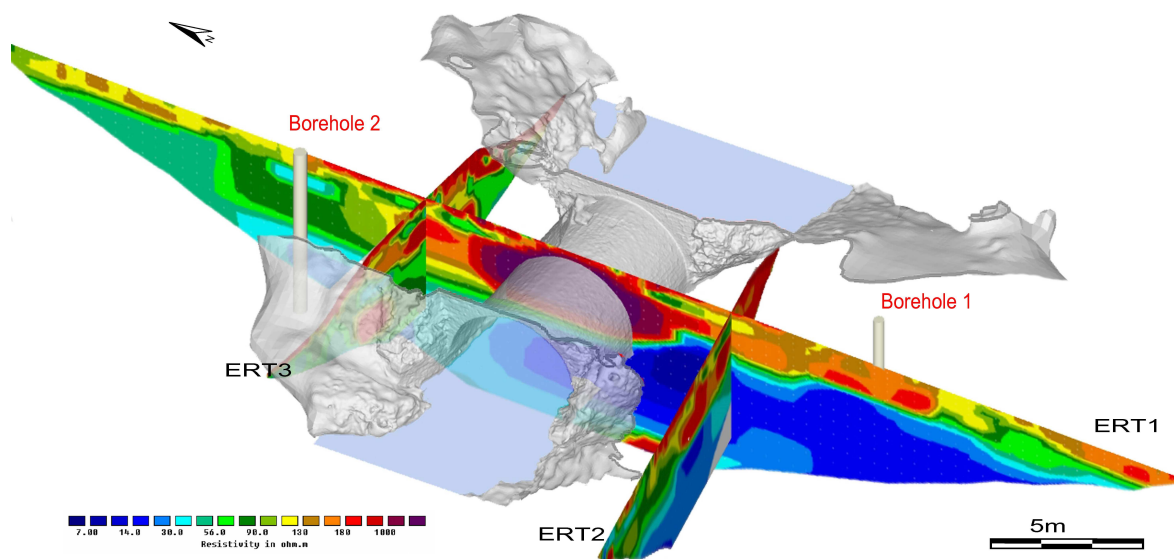


Figure 3 : Intégration des résultats de TRE sur le modèle numérique de terrain photogrammétrique.

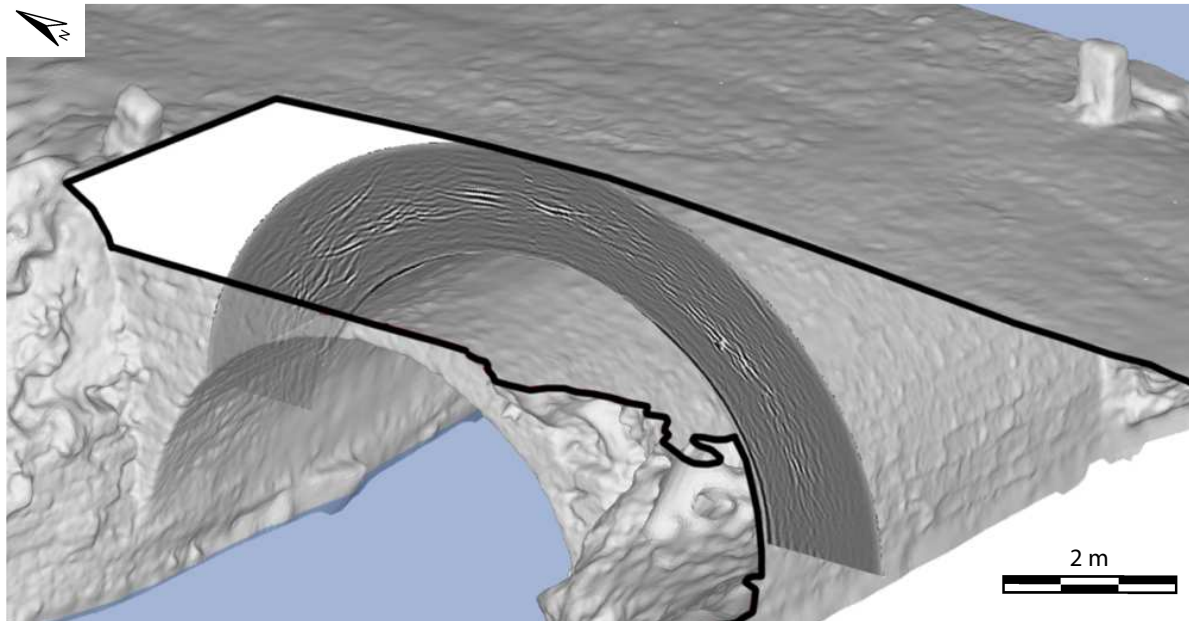


Figure 4 : Intégration d'un profil GPR radial 1,5 GHz sur le modèle numérique de terrain photogrammétrique

Conclusion et discussion

Les mesures géophysiques ont permis de réaliser un diagnostic de qualité. Le radar révèle les anomalies dans le matériau de remblai, sous les voussoirs et sous le tablier. De forts contrastes sont détectés. Certains sont identifiés (réseaux racinaires), d'autres mériteraient d'être contrôlés. La TRE offre une imagerie du sous-sol qui donne la répartition des matériaux en fonction de leur résistivité. Les mesures montrent que les culées du pont sont ancrées directement dans l'argile. Elles montrent aussi clairement la géologie locale du bassin de l'Epte. La photogrammétrie est utilisée ici comme un outil de valorisation des résultats. Elle est basée sur des travaux récents et offre une technologie gratuite et scientifiquement plus rigoureuse et précise que les techniques commerciales de photogrammétrie. Elle met ainsi à la disposition du maître d'ouvrages un MNT où sont restituées et localisées les mesures géophysiques. Elle améliore la qualité des modèles fournis à la suite de diagnostic. Cette dernière technique mériterait d'être utilisée dans de nombreux domaines du génie civil et des sciences de la Terre. Des applications sont actuellement à l'étude pour les digues (topographie des ouvrages intégrées aux inversions de TRE), pour les chaussées (mesure des profondeurs moyennes de texture) et pour la géophysique de subsurface (topographie des dolines intégrées aux codes de simulation des échanges thermiques).

Références

- Colla, C., Das, P.C., McCann, D., Forde, M.C., 1997. Sonic, electromagnetic and impulse radar investigation of stone masonry bridges. *NDT E Int.* 30, 249–254.
- Doetsch, J., Linde, N., Pessognelli, M., Green, A.G., Günther, T., 2012. Constraining 3-d electrical resistance tomography with gpr reflection data for improved aquifer characterization. *J. Appl. Geophys.* 78, 68–76.
- Gourry, J.C., Vermeersch, F., Garcin, M., Giot, D., 2003. Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits : a case study in the Val d'Avaray area of the River Loire, France. *Journal of Applied Geophysics* 54, 35–49.
- Ercoli, M., Pauselli, C., Forte, E., Di Matteo, L., Mazzocca, M., Frigeri, A., Federico, C., 2012. A multidisciplinary geological and geophysical approach to define structural and hydrogeological implications of the Molinaccio Spring (Spello, Italy). *J. Appl. Geophys.* 77, 72–82.
- Fauchard, C., Antoine, R., Bretar, F., Lacogne, J., Fargier, Y., Maisonnave, C., Guilbert, V., Marjerie, P., Thérain, P.F., 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.
- Flint, R.C., Jackson, P.D., McCann, D.M., 1999. Geophysical imaging inside masonry structures. *NDT E Int.* 32, 469–479.
- Locke, M., 2012. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Copyright (1996–2011) M.H. Loke.

- Loke, M., Barker, R., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a quasi-newton method. *Geophysical Prospecting*. 44, 131–152.
- Lowe, D., 2004. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International Journal of Computer Vision*. 60, 91–110.
- Lubowiecka, I., Arias, P., Riveiro, B., Solla, M., 2011. Multidisciplinary approach to the assessment of historic structures based on the case of a masonry bridge in Galicia (Spain). *Comput. Struct.* 89, 1615–1627.
- 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.
- Pierrot Deseilligny, M., Clery, I., 2012. Some possible protocols of acquisition for the optimal use of the "Apero" open source software in automatic orientation and calibration. Tutorial for EuroCow, - Castelldefels, Espagne, 8–10 February 2012.
- Sandmeier, K., 2004. ReflexW version 3.5. Program for processing of seismic, acoustic and electromagnetic reflection, refraction and transmission data. Software manual. Karlsruhe, Germany (345 pp.).
- Solla, M., Lorenzo, H., Novo, A., Rial, F., 2010. Ground-penetrating radar assessment of the medieval arch bridge of San Antón, Galicia, Spain. *Archaeol. Prospect.* 17, 223–232.

Mots clés : Pont, arche, GPR, TRE, photogrammetrie.



Suivi d'une levée de Loire par tomographie électrique : Effet de glissières de sécurité

Clara Jodry (OSUNA), Sérgio Palma Lopes (IFSTTAR Nantes), David Hupin (CETE Ouest, LR Angers), Anaëlle Joubert (IFSTTAR Nantes)

Clara.jodry@ifsttar.fr, Sergio.lopes@ifsttar.fr, david.hupin@developpement-durable.gouv.fr,
anaelle.luczak@ifsttar.fr

Abstract

Many geoelectrical studies are applied on levees against flooding. However, they often support roads and thus include metallic crash barriers. In this study, we propose an experimentation in which we compare the influence of this object on electrical resistivity tomography (ERT), with and without crash barriers. It shows that crash barriers have effects, however small, and most importantly that these effects vary with distance and depth.

Introduction

Le linéaire de digues de protection contre les inondations, en France, est supérieur à 8000km (Circulaire du 31 juillet 2009 relative à l'organisation du contrôle de la sécurité des ouvrages hydrauliques). Ces ouvrages, parfois très anciens, subissent des sollicitations saisonnières variables qui en plus de l'effet de vieillissement, entraînent des dégradations tant externes qu'internes. Il est donc important de suivre l'évolution des paramètres internes des digues afin de déterminer quand et où apparaissent ces dégradations. La région des Pays de la Loire compte un nombre élevé de ces structures. Ainsi, la DDT49 gère la levée du Val d'Authion, de longueur 90 km le long de la Loire entre Angers et Saumur. La surveillance régulière de cette protection a commencé en 1997 (DDTM44) et se poursuit depuis, avec des moyens géotechniques et géophysiques notamment. Dans le but de développer une technique de surveillance automatisée, une expérimentation comprenant une instrumentation géoélectrique à demeure a été mise en œuvre.

Toutefois, les bords de Loire sont largement soumis à l'activité humaine avec notamment la présence d'une route sur la crête de digue et donc la barrière de sécurité qui l'accompagne. Cette structure métallique peut avoir une influence sur les mesures électriques par le biais de ses supports directement en contact avec le sol sur une hauteur de 2 à 3m. Il existe plusieurs études attestant des effets de différentes structures métalliques sur des mesures géoélectriques (ex. : Vickery & Hobbs, 2002). Dans notre cas, pour évaluer l'impact de la glissière, nous avons réalisé un test expérimental en effectuant deux mesures à un jour d'intervalle : avec la glissière et après avoir temporairement déposé la glissière.

Ce papier introduit tout d'abord le lieu d'étude et une description plus détaillée de l'expérimentation. Ensuite, on propose une analyse simple des résultats obtenus. Et enfin, on présente les conclusions et perspectives de recherche.

Description du site et approche expérimentale

Afin d'entretenir et de surveiller la levée de façon automatisée, et à la demande de la DDT49, le CETE de l'Ouest et l'IFSTTAR ont proposé un programme d'expérimentations dans le cadre du projet ERINOH (ÉROsion INterne dans les Ouvrages Hydrauliques).

La portion concernée par cette étude s'étend sur 100m entre les communes de St-Clément-des-Levées et St-Martin-de-la-Place où au moins trois résurgences en pied de digue côté val ont été observées en 1999 (Gaullier & Glaziou, 2007). L'histoire de cette levée s'étend sur plusieurs siècles et l'ensemble n'a cessé d'évoluer au fil des remaniements anthropiques et des brèches occasionnées par les crues du fleuve. Les derniers travaux de renforcement comprennent un retalutage côté terre ainsi qu'un enrochement en pied côté Loire (Jouanneau et al. 2007). La hauteur moyenne de l'ouvrage à cet emplacement est de 5 m côté val et 6 m côté Loire. Le corps de digue est constitué de limons et de sables. Le terrain naturel se compose d'alluvions de la Loire, qui atteignent une épaisseur de 10m environ, et du substratum, formé des craies du Turonien (Palma Lopes et al. 2010). Les procédures d'observation utilisées regroupent des méthodes géotechniques et géophysiques (Hervé & Bénot, 2013). Ainsi, plusieurs sondages ont été réalisés par les Laboratoires Régionaux d'Angers et de Blois (2005, 2011, 2013) qui ont permis de caractériser les matériaux constitutifs de la digue et de définir leur état hydrique. Une instrumentation complémentaire de piézomètres et sondes de succion et température permettent un suivi continu à différentes profondeurs (Figure 1a et Figure 1c).

Ce n'est qu'en 2008 qu'une instrumentation à demeure de lignes de tomographie de résistivité électrique (TRE) a été installée en crête de digue sous la chaussée (Palma Lopes et al, 2010).

Instrumentation qui permet de suivre les variations des résistivités électriques, qui, reliées aux variations des paramètres d'état du sol, retracent l'évolution naturelle de la levée mais aussi l'évolution de zones anomaliques (Figure 1b et Figure 1c).

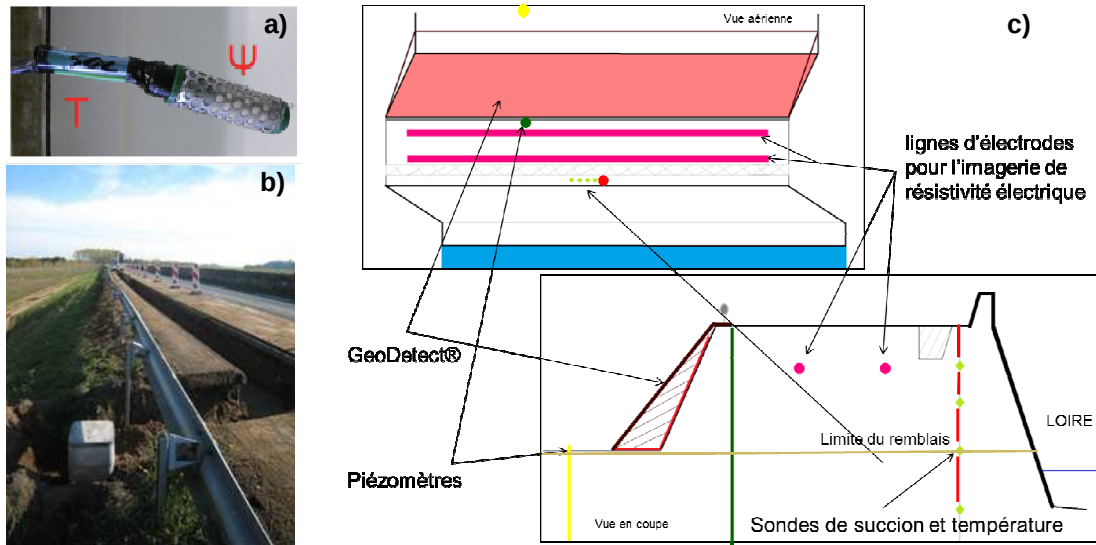


Figure 1. a) Sonde de succion et température, b) installation des lignes de TRE, c) vue aérienne et en coupe de l'instrumentation de la levée.

Chacune des lignes d'électrodes est dotée de 48 électrodes espacées de 2m. La fréquence des mesures est variable selon les années et les moyens disponibles : pratiquement tous les mois en 2009, 2010 et 2013 ; une fois en 2011 et 4 relevés en 2012. A chaque campagne de mesure correspondent plusieurs séquences d'acquisition : Wenner-Schlumberger (W-SCH) et dipôle-dipôle (DD). L'influence de la glissière de sécurité sur ce suivi géoélectrique ayant été suspecté, une étude spécifique a été menée.

L'expérimentation proposée consiste à effectuer des acquisitions où seule la présence de la glissière de sécurité peut expliquer des variations des mesures de TRE. Pour cela, on suppose que tous les autres paramètres internes de la digue n'ont pas ou très peu varié entre ces deux mesures réalisées à un jour d'intervalle. Les séquences et paramètres d'acquisition sont identiques à ceux utilisés pour le suivi temporel.

Analyse des résultats

Nous observons d'abord les mesures brutes sous forme de profilages de résistivité apparente (« trainés ») extraits des TRE. On compare les séquences W-SCH des deux lignes sous crête réalisées avec et sans glissière de sécurité. Puis, on inverse les données de TRE de même séquence pour la ligne côté val (inversions côté Loire non présentées ici).

La Figure 2 présente un échantillon des profilages de résistivité apparente obtenus pour différentes profondeurs d'investigation. La pseudo-profondeur, grandeur conventionnelle, est telle que définie par Edwards (1977). Les données présentées sont, dans l'ensemble, très peu bruitées. Certaines valeurs aberrantes ont été notées sur d'autres profils non présentés. Cependant, les graphes déclinés Figure 2 décrivent le comportement général des données. On observe une augmentation de la différence entre les deux courbes lorsqu'on pénètre plus en avant dans le sol, c'est-à-dire à l'espacement entre électrodes croissant. Par ailleurs, l'effet est plus conséquent sur les acquisitions côté Val que côté Loire, c'est à dire qu'il décroît avec la distance entre ligne d'électrodes et glissière. Globalement, les variations sont toujours de même signe (la présence de la glissière diminue les résistivités apparentes) et restent relativement faibles, comprises entre 0 et 15 % côté val et 0 et 5% côté Loire.

L'inversion est faite avec le logiciel RES2Dinv (Loke & Barker, 1996). Les données brutes montrent de fortes variations de résistivité apparente pour les faibles espacements. En conséquence, la largeur des cellules du modèle a été divisée par deux par rapport à l'espacement inter-électrodes et une contrainte de lissage du modèle a été appliquée. Afin de mettre en évidence les effets relatifs de la glissière, l'inversion des TRE avec et sans glissière est faite de façon conjointe (option « time-lapse » sous RES2Dinv dédiée aux variations temporelles) avec une contrainte de type moindres-carrés entre

les deux situations comparées. Tous les autres paramètres ont leur valeur par défaut (Figure 3). Les Figure 3a et Figure 3b permettent de visualiser les inversions « Time-lapse » des acquisitions Wenner-Schlumberger sans glissière et avec glissière respectivement. La Figure 3c quantifie cette différence en pourcentage.

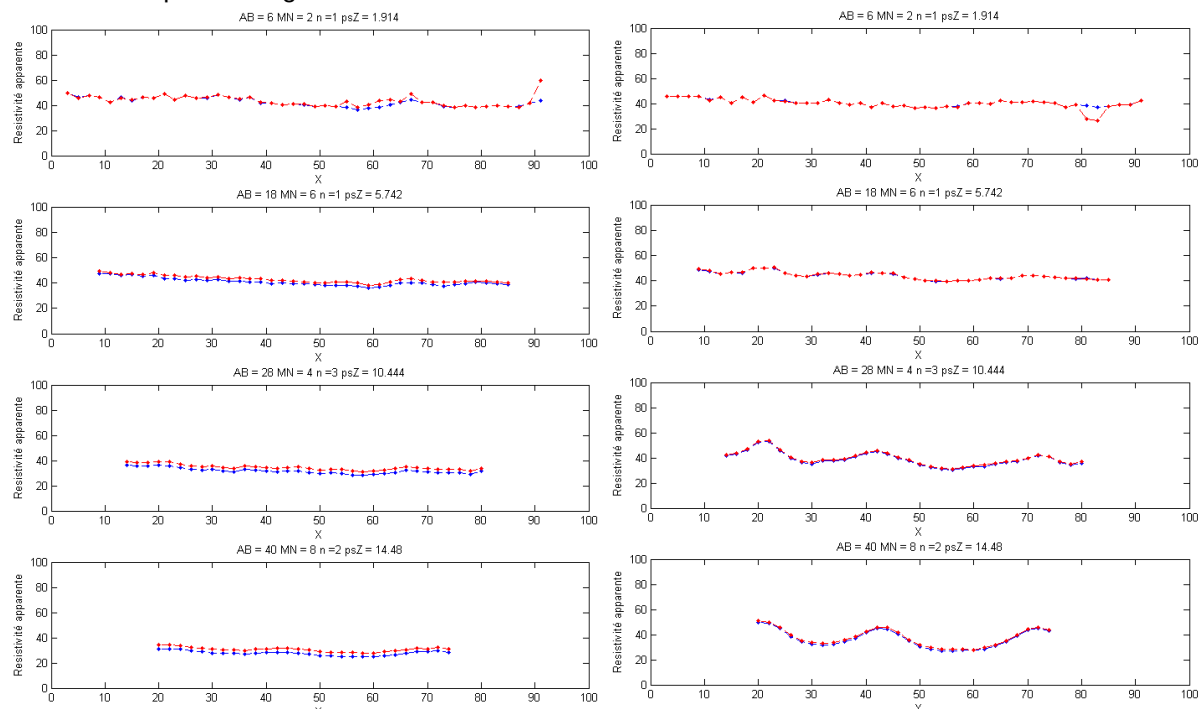


Figure 2. Profilages de résistivités apparentes ($\Omega.m$) pour différents espacements entre électrodes (avec glissière en bleu, sans glissière en rouge), sous crête côté val (à gauche) et Loire (à droite).

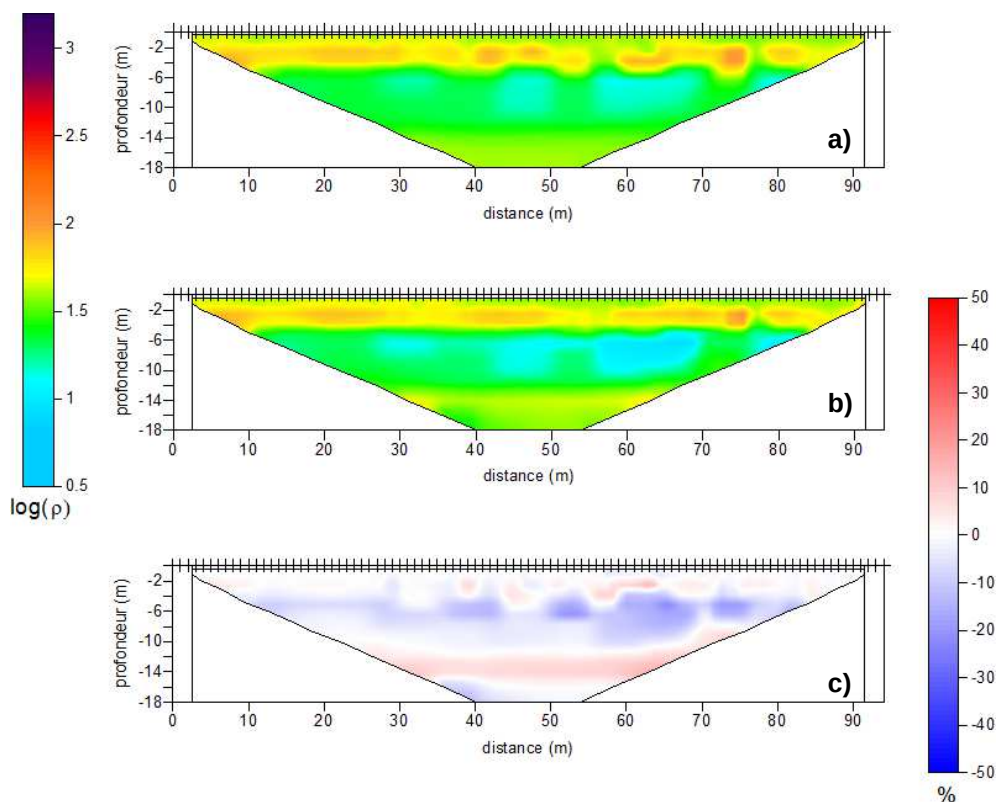


Figure 3. Inversion des données W-SCH en crête côté val, a) sans glissière de sécurité, b) avec glissière de sécurité, c) différence relative entre a et b

On remarque que les deux inversions (Figure 3a et Figure 3b) montrent des structures similaires du sous-sol, avec cependant « sans glissière » un remblai qui apparaît plus hétérogène et des zones alluvionnaires, de faibles résistivités, moins marquées. Les différences relatives (Figure 3c) peuvent

atteindre 20 voire 30%. Les plus fortes variations s'observent dans les zones conductrices sous le remblai entre 50m et 70m. La Figure 3c peut être comprise comme une coupe des écarts d'inversion dus aux effets combinés de la présence de la glissière et de l'algorithme d'inversion (équivalences possibles). Ainsi on observe des zones de variations tant positives que négatives, alors que les données brutes ne montraient que des variations négatives. Certains détails des différences entre modèles inverses sont donc à prendre avec prudence.

Conclusion et perspectives

Le suivi temporel d'une portion de levée de Loire est réalisé grâce à deux lignes d'électrodes enterrées à demeure. Une étude spécifique a été menée pour déterminer l'impact d'une glissière métallique de sécurité sur les relevés géoélectriques à une date donnée. Nous pouvons conclure qu'il y a bien un effet dû à la présence de la glissière sur les TRE. L'expérimentation a permis une analyse qualitative et la quantification des effets. Il est important de noter que, sur ce site, retirer la glissière ne modifie pas d'une façon radicale les modèles inverses qui conservent une structure « géologique » similaire avec ou sans glissière. Les quelques différences obtenues entre modèles sont à prendre avec prudence (équivalences électriques possibles).

La glissière étant en place de façon permanente, un traitement adapté des données brutes pourrait être développé pour en « soustraire » l'effet. D'autre part, cet essai reste ponctuel et nos relevés réguliers ont montré une évolution de l'état de la digue au cours du temps. En première approximation, nous avons jusqu'à présent supposé que l'effet de la glissière ne perturbait pas l'étude des variations temporelles des TRE. Mais la combinaison de différents effets (glissière, subsurface, présence d'eau) sur des données de TRE n'étant pas simplement additionnelle, l'influence de la glissière devrait en principe elle-même varier, avec les saisons notamment. Il serait intéressant de pouvoir quantifier cette variabilité saisonnière afin d'en estimer l'impact sur le suivi géoélectrique au long terme.

Références

- Edwards L. S. (1977), A Modified Pseudosection for Resistivity and IP. *Geophysics*, **42(5)**, 1020-1036.
- Loke M. H. & Barker R. D. (1996), Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, **44**, 131-152.
- Vickery A. C. & Hobbs B. A. (2002), The effect of subsurface pipes on apparent-resistivity measurements. *Geophysical Prospecting*, **50(1)**, 1-13.
- Gaullier M. & Glaziou G. (2007), Étude générale des pieds de digues domaniales de la Loire, Secteur Maine-et-Loire, Sites n° 99 à 111, Arrondissement de St-Clément-des-Levées, Rapport CETE Normandie Centre, DIREN CENTRE Bassin Loire Bretagne.
- Jouanneau J-C., Glaziou G., Piney S. & Gaullier M. (2007), Étude générale des pieds de digues domaniales de la Loire, retour d'expérience sur les renforcements de pieds de levées, Rapport CETE Normandie Centre, DIREN CENTRE Bassin Loire Bretagne.
- Palma Lopes S., Bénot R., Hupin D. (2010), Suivi géophysique d'une levée de Loire dans le val de l'Authion, Projet ERINOH, Rapport LC/10/ERI/60 : Actions menées de janvier à juin 2010.
- Hervé S., Bénot R. (2013), Digue de la Loire à St Clément des Levées (49) : Suivi par méthodes géophysiques, Compte-rendu des mesures 2012, IFSTTAR – Opération 11R103 DOFEAS.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier : la DDT 49, le LR d'Angers, les LR de St Briec et de Blois, les opérations de recherche SOLEM et DOFEAS, le Projet national ERINOH, l'OSUNA et la Région des Pays de la Loire.

Mots-clés

Tomographie de Résistivité Electrique ; Digue de protection ; Suivi temporel ; Glissière de sécurité

Investigation multi-méthodes géophysiques appliquée à la caractérisation d'une digue dans un contexte après-mine

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

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

Résumé

L'Unité Territoriale Après-Mine (UTAM) Est, pour le compte de la DREAL de la région Lorraine, a mandaté le BRGM pour établir une stratégie d'investigation géophysique afin d'améliorer la connaissance du corps d'une digue et de son proche sous-sol.

Les méthodologies géophysiques électrique, sismique et géoradar sur deux gammes de profondeur d'investigation aux abords et en crête de la digue visaient la caractérisation des formations géologiques, la structure du sous-sol, la détection de réseaux et d'hétérogénéités dans le corps de digue ainsi que la recherche d'indice de présence de crevasses minières.

Les profils géophysiques réalisés fournissent une image continue de la succession des terrains et de leur structure dans la proche surface (0-20 m) et en profondeur (0-200m).

L'examen des profils géophysiques mettent en évidence une hétérogénéité du corps de digue entre ses parties centrales et extrêmes, et de bonnes propriétés mécaniques. Plusieurs anomalies ponctuelles pouvant correspondre à des réseaux divers ont également été détectées dans le corps de digue. En profondeur, un réseau de failles isole un compartiment effondré au NO de la digue. Les méthodes géophysiques mises en œuvre permettent de caractériser la succession lithologique et de mettre en évidence les zones de dépôt d'alluvions et les zones d'affleurements des grès du Trias supérieur.

Stratégie d'investigation

La campagne géophysique s'est articulée sur la réalisation de deux profils situés respectivement en crête de digue, d'une longueur de 270 m, et dans le lit majeur de la rivière au Nord de la digue, d'une longueur de 500 m.

Les méthodes de prospection suivantes ont été proposées :

Profil digue :

- Pour la détection d'ouvrages bétonnés ainsi que de conduites enterrées: la méthode du géoradar, avec une fréquence de travail de 500 MHz et 900 MHz ainsi que la méthode de profilage électrique capacitive OhmMapper;
- Pour la caractérisation du corps de digue et la détection d'anomalies éventuelles : la méthode sismique d'analyse des ondes de surface (MASW) ainsi que la méthode de profilage électrique capacitive OhmMapper ;
-

Profil lit majeur :

- Pour la détermination de la structure et de la nature des terrains au droit de la digue : la méthode du panneau électrique (ERT) et la méthode sismique haute-résolution (SHR) (Annexe. 4) et sismique réfraction par tomographie ;
- Pour la mise en évidence de crevasses minières: la méthode du panneau électrique (ERT) et la méthode sismique haute-résolution (SHR) et sismique réfraction par tomographie;

L'implantation des profils géophysiques est reportée sur l'illustration. 1 avec une projection Lambert 2 étendu.

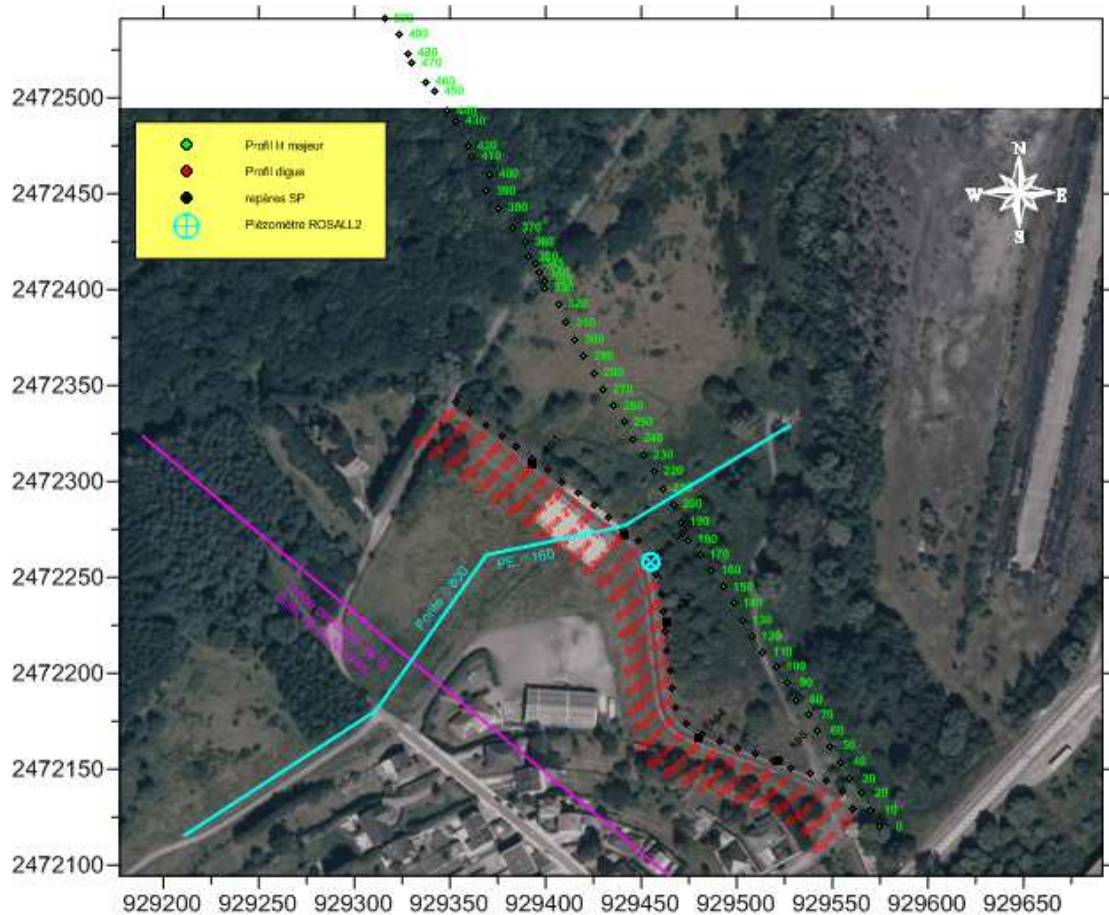


Illustration. 1 : Implantation des profils géophysiques.

Acquisition et traitement

ERT :

L'acquisition du panneau électrique a été réalisée à l'aide d'un résistivimètre Syscal-Pro (Iris Instruments, France) connecté à 12 flûtes de 8 électrodes, soit 96 électrodes métalliques régulièrement espacées de 5 mètres et à une électrode lointaine (3 Km). L'espacement inter-électrodes de 5 m a été choisi afin d'assurer à la fois une résolution acceptable des terrains de surface, et l'obtention d'une profondeur d'investigation maximale d'environ 100 m.

Après filtrage des données de résistivité apparente (mesurées sur le terrain) sur la base de critère de qualité ($Q < 3\%$), de courant émis ($I > 100\text{mA}$) ou de potentiel mesuré ($V > 0.3\text{ mV}$), celles-ci sont ensuite traitées avec le logiciel X2IPI (A. Bobachev) pour corriger les artéfacts dus aux à-coups de prise, puis inversées avec le logiciel Res2DInv (Loke & Barker 1996).

La section de résistivité « vraie » résultat de l'inversion, sera ensuite utilisée pour l'interprétation géologique.

SHR :

L'acquisition du profil sismique HR et réfraction a été réalisée à l'aide de centrales d'acquisition Stratavisor NZ et Geode (Geometrics, USA) interconnectées à 4 flûtes sismiques de 24 traces, soit 96 géophones de fréquences centrale 10 Hz régulièrement espacés de 5 m. La source sismique consistait en des charges explosives de 125g.

Le but du traitement est de convertir les données brutes enregistrées sur le terrain en sections sismiques montrant l'agencement des réflecteurs le long des profils. Ces réflecteurs donnent une image des différences de lithologie des couches du sous-sol.

Pour les différents traitements, nous avons utilisé les programmes de SeismicUnix (SU).

MASW :

L'acquisition du profil sismique MASW a été réalisée à l'aide d'une centrale d'acquisition Geode (Geometrics, USA) connectée à 1 flûte sismique tractable de 24 traces, soit 24 géophones de fréquences centrale 10 Hz régulièrement espacés de 2 m. La source sismique consistait en une chute de poids.

Les données ont été traitées avec le logiciel commercial Surfseis v3.0 (Kansas Geological Survey) qui permet :

- L'implémentation de la géométrie d'acquisition.
- L'obtention des diagrammes de dispersion dans le domaine vitesse-fréquence par transformation des tirs sismiques en domaine temporel.
- Le pointé automatique (corrigé manuellement si nécessaire) des maxima des diagrammes de dispersion pour obtenir les courbes de dispersion (variation de la vitesse de phase en fonction de la fréquence).

Les courbes de dispersion sont ensuite inversées en 1D avec le logiciel commercial Surfseis v3.0. Le résultat de l'inversion est un modèle de Vs en fonction de la profondeur. Pour le profil, les modèles 1D de Vs sont interpolés pour obtenir un profil 2D de Vs qui sert de base à l'interprétation géologique.

OhmMapper :

L'acquisition du profil électrique OhmMapper a été réalisée à l'aide du dispositif OhmMapper (Geometrics, USA) avec des longueurs de dipôles de 5 m et 10 m.

Les données brutes enregistrées par le datalogger du système OhmMapper sont d'abord inspectées visuellement de manière à appréhender les fortes variations (anthropiques) de résistivités apparentes puis traitées, après suppression de ces fortes variations, avec le logiciel MagMap 2000 (Geometrics inc.) qui permet l'obtention :

- D'une pseudo-coupe de résistivité apparente;
- De la projection de cette coupe sur le profil et donc la récupération des coordonnées X, Y de chaque point de mesure ;
- D'un export des données au format compatible avec les logiciels X2IPI et RES2DINV.

Ces données de résistivité apparente sont ensuite filtrées avec le logiciel X2IPI (Multi-electrode data processing, Moscow University) afin de réduire le bruit géologique.

La pseudo-coupe de résistivité apparente filtrée est inversée en 2D avec le logiciel RES2DINV (2D resistivity and IP inversion, Geotomo Software, Malaysia). Le résultat est une coupe de résistivité vraie qui est la base de l'interprétation en termes de lithologie.

Géoradar :

L'acquisition du profil Géoradar a été réalisée à l'aide d'antennes radar de 500 et 900 MHz. Un marquage de la position de l'antenne a été réalisé tous les 10 m.

Le but du traitement est de convertir les données brutes enregistrées sur le terrain en radargrammes montrant l'agencement des échos le long des profils. Ces échos donnent une image des hétérogénéités du sous-sol.

Pour les différents traitements, nous avons utilisé le logiciel commercial RADAN.

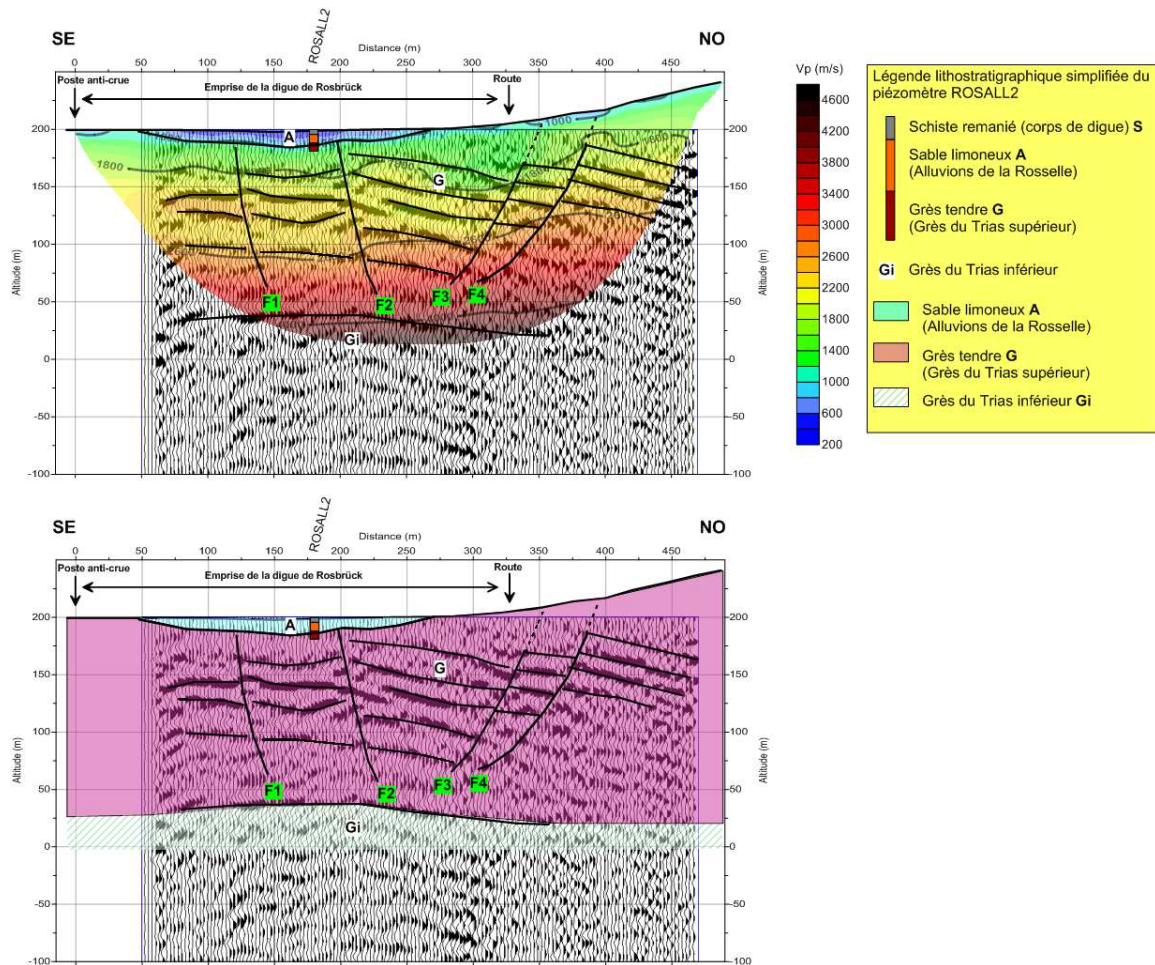


Illustration. 2 : Résultats sismiques interprétés sur le profil lit majeur.

Résultats

- L'examen des profils géophysiques mettent en évidence une hétérogénéité du corps de digue entre ses parties centrales (de propriétés électriques résistantes) et extrêmes (de propriétés électriques conductrices), et de bonnes propriétés mécaniques.
- Plusieurs anomalies ponctuelles pouvant correspondre à des réseaux divers ont également été détectées dans le corps de digue. Le passage de ces réseaux dans la digue peut potentiellement être à l'origine de circulation d'eau pouvant générer des phénomènes d'érosion interne (renards hydrauliques). En cas de fuite de ces réseaux, le phénomène peut être accentué.
- En profondeur, un réseau de failles F1 à F4 isole un compartiment effondré au NO de la digue. Ces failles ne semble pas correspondre avec la faille de St-Nicolas car orientées différemment.
- Aucune anomalie sub-v verticale de résistivité, d'amplitude des réflecteurs ou de Vp ne semble indiquée la présence de zone de fracture pouvant être reliées à des crevasses minières. En effet, notons que toutes les discontinuités mises en évidence semblent présenter des rejets et ont de fait systématiquement été interprétées comme étant des failles tectoniques.
- les méthodes géophysiques mises en œuvre permettent de caractériser la succession lithologique et de mettre en évidence les zones de dépôt d'alluvions et les zones d'affleurements des grès du Trias supérieur. Il apparaît que ces grès ont une constitution hétérogène et une structure complexe du fait de la présence des failles F1 à F4.
- Outre le piézomètre ROSALL2, notons qu'en l'absence de calage par rapport à des sondages de reconnaissance plus profond et plus nombreux, les interprétations géologiques fournies ne sont pas définies de manière univoque.

Résistivité électrique d'un géosynthétique bentonitique sur une couverture expérimentale d'installation de stockage de déchets

Fanny Genelle¹, Colette Sirieix¹, Joëlle Riss¹, Camille Barral², Nathalie Touze-Foltz², Stéphane Renié³, Philippe Bégassat⁴

¹ Univ. Bordeaux - fanny.genelle@u-bordeaux1.fr; colette.sirieix@u-bordeaux1.fr; joelle.riss@u-bordeaux1.fr

² Irstea, Unité HBAN - camille.barral@irstea.fr; nathalie.touze@irstea.fr

³ HYDRO INVEST, Champniers, France - stephane.renie@hydroinvest.com

⁴ ADEME, Angers, France - philippe.begassat@ademe.fr

Abstract

To assess the watertightness of covers installed on hazardous waste landfills, electrical resistivity tomography was carried out on an experimental cover composed of a geosynthetic clay liner (GCL). An evolution of the GCL's electrical behavior occurred over time. It is probably linked with changes in the intrinsic properties of the material measured on samples three years after its installation.

Introduction

Sur les Installations de Stockage de Déchets Dangereux (ISDD), une couverture imperméable est mise en place au-dessus des déchets afin de minimiser l'infiltration d'eau et l'accumulation de lixiviats au sein du massif. L'étanchéité de cette couverture est notamment assurée par une géomembrane ou un géosynthétique bentonitique (GSB). Des défauts peuvent cependant apparaître au sein de ces matériaux dès leur mise en place (Touze-Foltz, 2001; CFG, 2011). De plus, de nombreux paramètres peuvent affecter l'intégrité du GSB au cours du temps : la dessiccation/humidification (Bouazza et al., 2007), l'échange cationique (Egloffstein, 2001) et la présence de racines (Cazzuffi et al., 2005). Les analyses effectuées sur des prélèvements de GSB installé sur les ISDD mais aussi sur les Installations de Stockage de Déchets Non Dangereux (ISDND) en remplacement de la couche d'argile ont démontré une baisse des performances de ce matériau au cours du temps (Meer et Benson, 2007; Pirrion et al., 2011; Scalia et Benson, 2011).

Les défauts au sein des couvertures, pouvant être le lieu d'infiltration d'eau préférentielle, sont susceptibles d'entraîner une augmentation de la quantité de lixiviats. Comme le traitement de ces derniers est coûteux, il est utile et important de localiser les défauts au sein des couvertures. L'étude proposée ici a consisté à déterminer la capacité de la méthode de tomographie de résistivité électrique à détecter des défauts volontairement créés au sein d'une couverture expérimentale.

Le site d'étude

Une couverture expérimentale de type imperméable a été installée en septembre 2009 à proximité immédiate des locaux de l'entreprise HYDRO INVEST, située sur la commune de Champniers en Charente. Cette couverture est constituée, de bas en haut, de 1 m de matériau argilo-graveleux, un GSB de 6 mm d'épaisseur, 0,30 m de graviers, un géotextile de séparation et 0,15 m de terre végétale. Le GSB est constitué d'un assemblage de deux géotextiles séparés par de la bentonite calcifiée activée. Il est caractérisé par une très faible perméabilité, inférieure à $5 \cdot 10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$ à l'état initial d'après la fiche technique du produit.

Trois lés de GSB d'une longueur de 13 m ont été nécessaires pour recouvrir l'ensemble de la parcelle, la largeur d'un rouleau étant de 5 m. Le GSB a été placé de façon à dépasser de 1 m les limites de la zone excavée pour la création de la couverture (figure 1). Les recouvrements des lés de GSB sont d'une largeur de l'ordre de 0,5 m, avec ajout de bentonite en poudre sur une dizaine de centimètres à leur interface, conformément aux recommandations du CFG (2011).

Plusieurs défauts ont été principalement créés au sein du GSB et simulent essentiellement des malfaçons pouvant apparaître lors de la pose du GSB sur sites réels (figure 1). L'un d'entre eux associe une déchirure du GSB sur une longueur de 2,5 m à une fissure de 0,04 m de large traversant toute l'épaisseur du matériau argilo-graveleux. Un arrachage semi-circulaire de un mètre de rayon a également été réalisé. Ce défaut peut représenter l'effet d'un coup de godet donné par un engin de chantier sur une installation de stockage de déchets; le matériau argilo-graveleux est donc directement en contact avec la couche de graviers sus-jacente à l'endroit de ce défaut. Il est également juxtaposé à une double épaisseur de GSB correspondant à la partie découpée. Enfin, un défaut de recouvrement de deux des lés de GSB a été réalisé sur une largeur de 0,4 m et une longueur de 2 m.

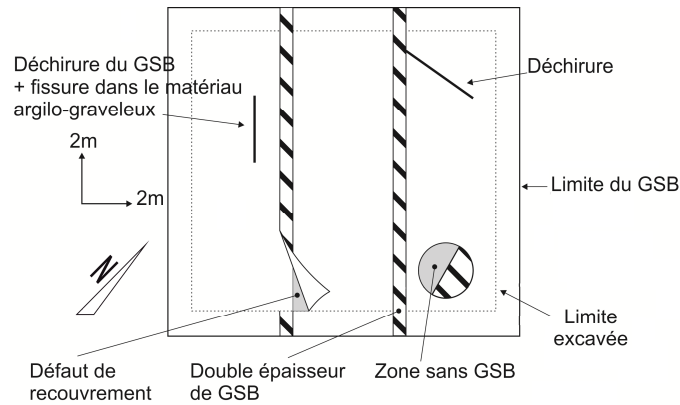


Figure 1. Emplacement des défauts au sein de la couverture expérimentale (vue de dessus)

La tomographie de résistivité électrique

Des mesures de tomographie de résistivité électrique ont été effectuées à l'aide de quarante-huit électrodes espacées de 0,25 m le long du profil AA' selon un dispositif dipôle-dipôle. Ce profil recoupe le défaut de recouvrement et l'arrachage volontairement créés au niveau du GSB (figure 2).

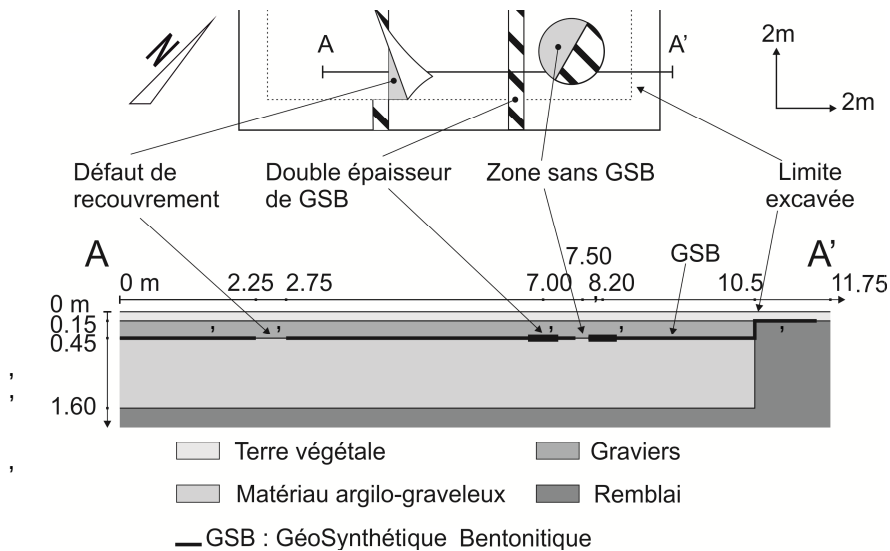


Figure 2. Emplacement du profil de tomographie de résistivité électrique et vue en coupe de la couverture expérimentale au droit du profil de mesure

Les prospections géophysiques ont été réalisées pendant près de trois années dans des conditions météorologiques variables (Genelle, 2012). Le tableau 1 précise les dates des mesures et les antécédents météorologiques de trois d'entre elles. Les données sont issues d'une station météorologique installée à proximité immédiate de la couverture expérimentale.

Tableau 1. Conditions météorologiques au cours des sept jours précédant chacune des mesures de tomographie de résistivité électrique

Date des mesures	Pluie totale - ETP* (mm)	Température atmosphérique moyenne (°C)
Septembre 2010	-6,9	15,4
Juillet 2011	29,2	17,0
Mai 2012	-12,9	15,3

*ETP : EvapoTranspiration Potentielle

Résultats

Les données de résistivité électrique ont été traitées au moyen du logiciel RES2DINV© par une inversion robuste (Loke et al., 2003) associée à un affinage du maillage du modèle.

A l'issue de chacune des prospections, un contraste de résistivité électrique apparaît vers 0,2 m de profondeur (figure 3). Au-dessus de cette profondeur, les résistivités électriques sont inférieures à 400 $\Omega.m$ et peuvent être attribuées à la terre végétale.

Les résistivités électriques plus élevées des niveaux sous-jacents sont représentatives de la couche de graviers et du GSB, éléments indissociables sur les modèles de résistivité électrique en raison du fort contraste électrique entre la terre végétale et le GSB (Sirieix et al., 2013).

Lors de la prospection effectuée en septembre 2010 (figure 3 a), le GSB est caractérisé par des valeurs de résistivité électrique supérieures à 4000 $\Omega.m$ et une épaisseur surestimée (de l'ordre de 0,7 m sur les modèles de résistivité). D'après le principe d'équivalence, cela correspond à une résistivité électrique réelle d'au moins 460 000 $\Omega.m$ pour une épaisseur de GSB de 6 mm.

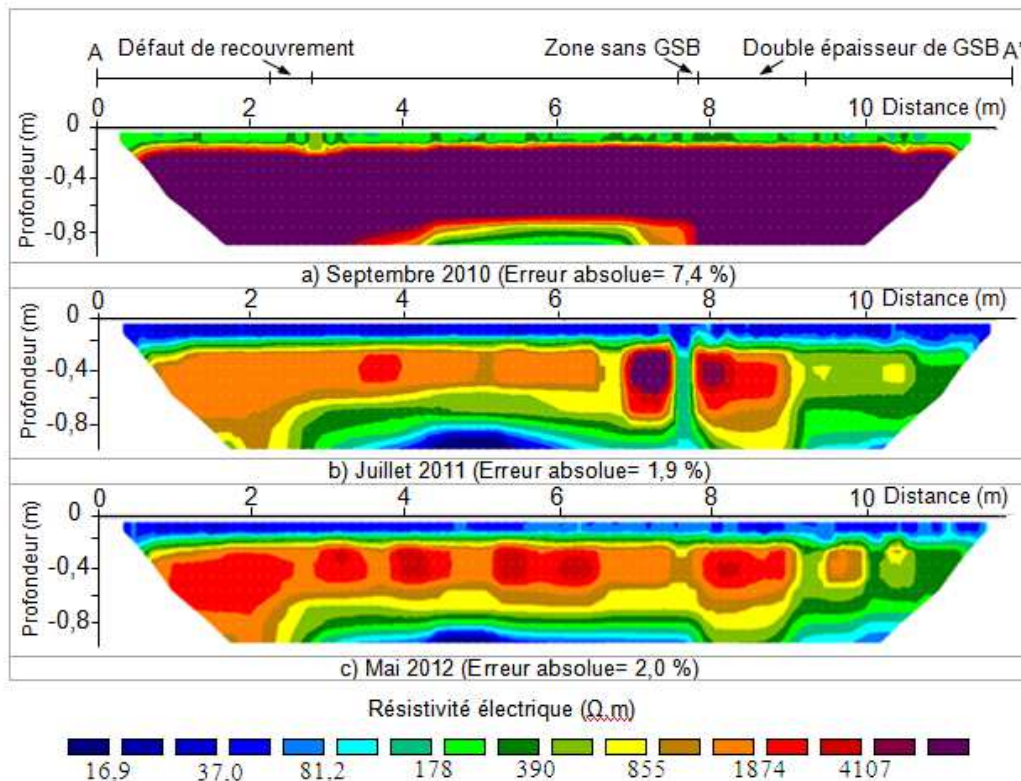


Figure 3. Modèles des résistivités électriques au sein de la couverture le long du profil de mesure (dispositif dipôle-dipôle)

Le modèle des résistivités électriques des mesures effectuées en juillet 2011 (figure 3 b) montre tout d'abord une baisse des résistivités électriques du GSB sur toute la longueur du profil. Les valeurs y sont globalement inférieures à 1 000 $\Omega.m$. Cela correspond à une résistivité électrique réelle d'environ 115 000 $\Omega.m$ pour une épaisseur de GSB de 6 mm. Cette évolution des résistivités électriques depuis septembre 2010 pourrait s'expliquer par l'action des phénomènes d'échange cationique et des cycles de dessiccation/humidification intervenant dans le processus du vieillissement du GSB.

Ce modèle met ensuite en évidence l'existence d'un contraste de résistivité électrique entre 7,5 et 7,7 m à partir de 0,2 m de profondeur au sein du GSB (figure 3 b). Cette diminution de résistivité électrique est située au droit de l'arrachage du GSB, au niveau de la zone où le matériau argilo-graveleux est directement au contact des graviers (figure 2). La résistivité électrique y est inférieure à 200 $\Omega.m$.

Enfin, le modèle de résistivité électrique issu des mesures réalisées en mai 2012 (figure 3 c) est, dans son ensemble, semblable à celui de juillet 2011 avec toutefois une légère augmentation de l'ensemble des résistivités électriques. Le défaut d'arrachage est toujours visible mais le contraste de résistivité électrique à l'endroit du défaut est moins marqué. Ceci peut s'expliquer par un antécédent hydrique plus faible lors de cette prospection (tableau 1) : le cumul de pluie totale - ETP est de -12,9 mm au

cours des sept jours précédant les mesures alors qu'il est de 29,2 mm au mois de juillet 2011. Par ailleurs, la prospection de mai 2012 a été réalisée dans un contexte thermique identique à celui de septembre 2010 pour laquelle l'antécédent hydrique était plus faible (égal à -6,9 mm). Ceci permet de confirmer que l'évolution de la résistivité électrique du GSB au cours du temps ne dépend pas majoritairement de l'antécédent hydrique.

Conclusion

L'évolution du comportement électrique du GSB a été mise en évidence par le suivi temporel réalisé en tomographie de résistivité électrique de février 2010 à mai 2012, soit respectivement entre cinq et trente-deux mois après l'installation du GSB. La baisse de résistivité observée au cours du temps pourrait être due au vieillissement du GSB provoqué par le phénomène d'échange cationique entre les ions sodium et calcium de la bentonite et par les cycles de dessiccation/humidification. Cette modification de l'état du GSB a permis la détection du défaut d'arrachage au bout de vingt-deux mois, détection devenant par la suite possible quelles que soient les conditions climatiques. Le contraste de résistivité électrique à l'endroit du défaut par rapport à l'ensemble de la tomographie est toutefois fonction de l'antécédent hydrique.

Dans le but de déterminer quantitativement les performances du GSB au cours du temps, des prélèvements de GSB ont été réalisés par l'Irstea en mai 2012, à proximité immédiate du profil de mesure. Les premiers résultats des analyses en laboratoire semblent confirmer la baisse de performance hydraulique du GSB au cours du temps.

Références bibliographiques

- Bouazza A., Jefferis S., Vangpaisal T. (2007). Investigation of the effects and degree of calcium exchange on the Atterberg limits and swelling of geosynthetic clay liners when subjected to wet-dry cycles. *Geotextiles and Geomembranes*. 25 : 170-185.
- Cazzuffi D., Crippa E., Villa C. (2005). Laboratory tests and field observations on a geosynthetic clay liner (GCL) system installed as capping since seven years. *International Workshop "Hydro-Physico-Mechanics of Landfills"*, Grenoble. 7 pages.
- Comité Français des Géosynthétiques. (2011). Recommandations pour l'utilisation des géosynthétiques bentonitiques en installations de stockage de déchets. Fascicule n°13, 85 pages.
- Egloffstein T.A. (2001). Natural bentonites- influence of the ion exchange and partial desiccation on permeability and self-healing capacity of bentonites used in GCLs. *Geotextiles and Geomembranes*. 19 : 427-444.
- Genelle F. (2012). Les méthodes géophysiques pour la caractérisation des couvertures d'installation de stockage de déchets. Thèse de l'Université Bordeaux 1, 366 pages.
- Loke M.H., Acworth I., Dahlin T. (2003). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*. 34 : 182-187.
- Meer S.R., Benson C.H. (2007). Hydraulic conductivity of geosynthetic clay liners exhumed from landfill final covers. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. 133 : 550-563.
- Pirron T., Touze-Foltz N., Croissant D., Rosin-Paumier S., Ouvry J.F. (2011). Performances d'un GSB dans une couverture d'installation de stockage de déchets après six ans en service. *Rencontres géosynthétiques*. 339-348.
- Scalia J., Benson C.H. (2011). Hydraulic conductivity of Geosynthetic Clay Liners exhumed from landfill final covers with composite barriers. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. 137 : 1-13.
- Sirieux C., Fernández Martínez J.-L., Riss J., Genelle F. (2013). Electrical resistivity characterization and defect detection on a Geosynthetic Clay Liner on an experimental site. *Journal of Applied Geophysics*. 90 : 19-26.
- Touze-Foltz N. (2001). Modélisation des transferts advectifs dans les étanchéités composites de centres de stockage de déchets. Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 286 pages.

Mots clés

Géophysique, tomographie de résistivité électrique, installation de stockage de déchets, géosynthétique bentonitique.

Caractérisation des failles décrochantes à faible décalage vertical dans les argilites de Tournemire depuis les ouvrages souterrains par méthodes sismiques : Approche en transmission par tomographie et inversion des formes d'ondes

Bretaudefau F ^{1,2}, Côte P. ³, Gélis C. ², Leparoux D. ³, Brossier R. ¹, Cabrera J. ²

1 : ISTerre (Université Joseph Fourier de Grenoble) francois.bretaudefau@ujf-grenoble

2 : IRSN (Fontenay-aux-Roses) celine.gelis@irsn.fr

3 : IFSTTAR (Nantes) philippe.cote@ifsttar.fr

Abstract : This work investigates how quantitative seismic methods, and in particular Full Waveform Inversion, applied directly from underground works, can provide quantitative informations on strike-slip faults with small vertical offsets in argillaceous rocks, in the context of deep radioactive waste disposal projects. We show that FWI provides higher resolution images than traveltome tomography in this context, and is less sensitive to the incomplete illumination. The results highlight the complexity of the fault zone, showing a complex interaction of several fault systems and correlate in some points with the presence of water.

Introduction

Les formations argileuses profondes sont des candidates pour le stockage de déchets radioactifs à moyenne et haute activité et vie longue, en raison de leur propriétés de confinement comme la rétention des radionucléides et leur faible perméabilité (Boisson et al 2001). La présence de failles dans ces formations doit être bien connue, puisqu'elle sont susceptibles de modifier leur propriétés de confinement. L'IRSN est en charge de l'expertise de sûreté du projet Français de stockage en milieu argileux conduit par l'ANDRA. Afin d'obtenir l'expertise nécessaire, l'IRSN conduit depuis plusieurs années des recherches dans la Station Expérimentale souterraine de Tournemire (SET - Aveyron, France) (Bonin, 1998). La SET est composée de galeries récentes (1996-2008) creusées à partir d'un ancien tunnel ferroviaire traversant une couche d'argilite du Toarcien de 250 m d'épaisseur, et délimitée par deux niveaux calcaires et deux aquifères (figure 1).

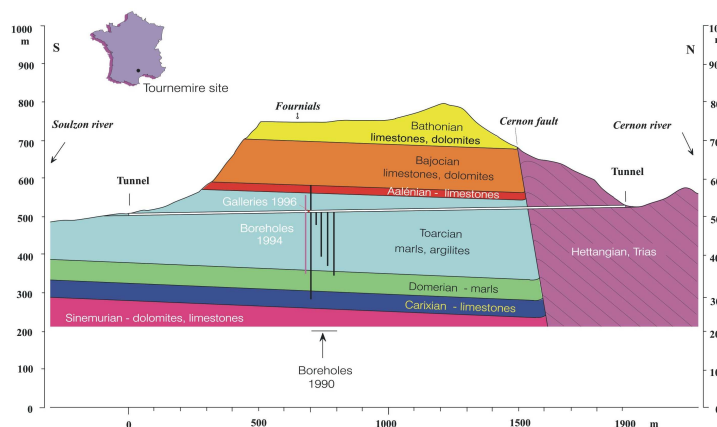


figure 1: Coupe géologique du site étudié et position du tunnel et des principaux forages. La couche d'argilite du Toarcien est entourée de niveaux calcaires (Aalénien et Carixien). Deux aquifères sont situés aux interfaces argilites/calcaires

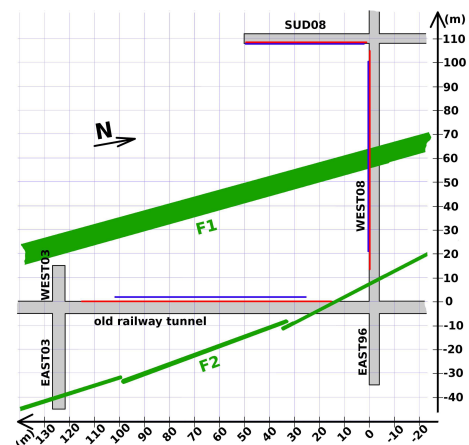


figure 2: Schéma vu du dessus des galeries de la SET et de l'acquisition (rouge=tirs, bleu=géophones). La position supposée des failles (principale F1 et secondaire F2) est représentée en vert.

Des failles décrochantes à faibles décalages verticaux (quelques mètres) ont été identifiées dans la SET, plusieurs d'entre elles étant interceptées par les galeries et des forages. Cependant, de précédentes études ont montrées que la sismique 3D haute résolution conduite depuis la surface du plateau ne permet pas la détection de ces structures dans les argilites (Cabrera, 2005). C'est pourquoi nous essayons de déterminer aujourd'hui si ce type de faille peut être détecté et caractérisé directement à partir des ouvrages souterrains, par méthodes sismiques. Dans des études précédentes (Bretaudeau et al. 2011a,b Bretaudeau et al. 2013), nous avons montré qu'une zone faille subverticale d'environ 10m d'épaisseur interceptée à Tournemire ne peut pas être identifiée par la sismique réflexion 2D mise en œuvre dans le plan horizontal, à une distance de quelques dizaines de mètres, bien que ces mêmes études aient montrées la présence de variations de vitesse significatives entre la zone de faille et la zone de roche saine.

Nous présentons dans cette étude les résultats obtenus sur cette même zone de faille par une approche en transmission entre 3 galeries distantes d'environ 100m, en utilisant des techniques d'imagerie tomographique traditionnelle basse résolution, et une technique plus haute résolution basée sur une adaptation robuste de l'inversion des formes d'ondes (FWI) visant à exploiter l'information véhiculée par la première arrivée P et les diffractions associées (Pratt et Worthington 1990; Virieux and Operto, 2009).

Acquisition sismique 2D horizontale dans la Station Expérimentale de Tournemire

La formation sédimentaire argileuse de la SET est subhorizontale (dip $< 5^\circ$) et marquée d'une forte anisotropie (30%) (Zinszner et al., 2002). La faille étudiée est subverticale, d'extension kilométrique, orienté N-S, et présente un décalage vertical de quelques mètres seulement au niveau des galeries. Elle est interceptée par la galerie OUEST2008, où son épaisseur est de l'ordre de 10m (F1 sur figure 2). Une autre zone de faille (épaisseur ~ 1 m) d'orientation similaire est également interceptée (F2 sur figure 2). Le plan des galeries étant pratiquement dans le plan de la stratification, et les failles subhorizontales, nous avons montré (Bretaudeau et al. 2013) qu'il est possible de considérer le problème comme l'imagerie 2D horizontale d'une structure 2D en milieu isotrope.

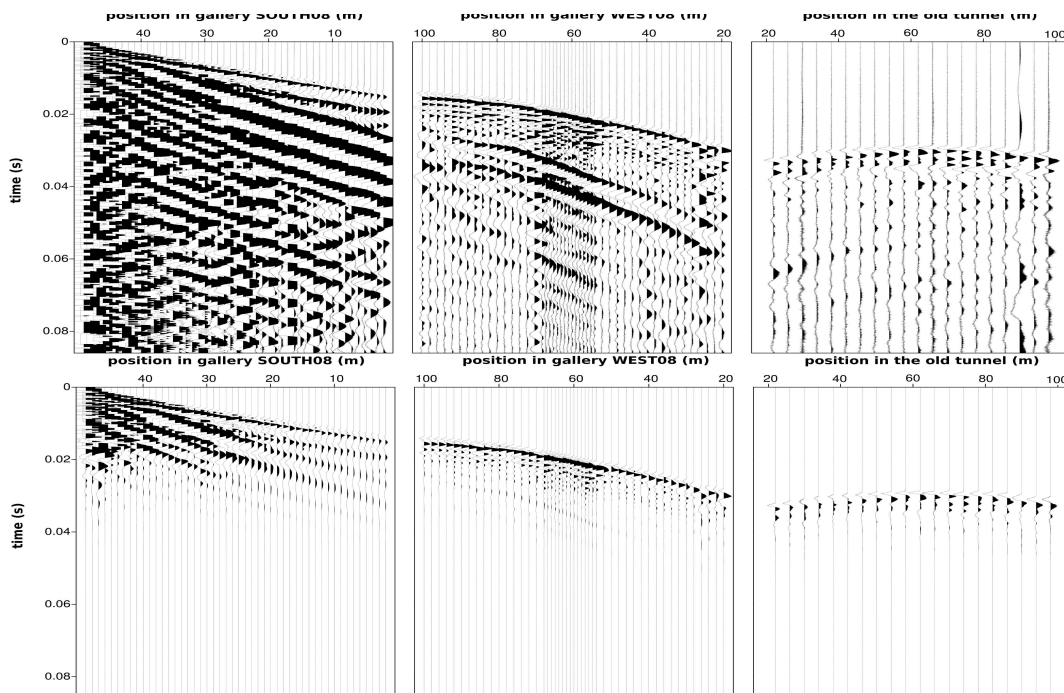


Figure 4: Sismogrammes enregistrés pour un tir galerie SUD2008 et enregistrés dans les 3 galeries. (a) données brutes (b) données corrigées et fenêtrées pour l'inversion.

Une acquisition a donc été réalisée au moyen de 116 géophones 40Hz implantés horizontalement dans la roche le long des parois des 3 galeries (figure 2). 205 tirs ont été réalisés à la masse à partir

des 3 galeries ont permis l'acquisition de données de grande qualité relativement large bande (50-1000Hz) jusqu'à 150m entre les galeries (figure 3a). Toutefois, aucune empreinte claire de la zone de faille (réflexion/diffraction) n'est visible dans les données.

Méthodologie

Un profil de réfraction le long de la galerie OUEST2008 ainsi que des mesures complémentaires (logs+mesure en laboratoire (Zinszner et al., 2002)) ont permis de déterminer les vitesses horizontales ($V_p=3700\text{m/s}$ et $V_s=2150\text{m/s}$) dans l'argilite saine et dans la zone de faille, et ainsi de construire un modèle de vitesse synthétique de la zone investiguée et de générer des données synthétiques viscoélastiques 2D par éléments finis (Bretaud et al. 2013, Brossier 2010). Le contraste entre la roche saine et les zones de la faille les plus perturbées est d'environ 15%. Les synthétiques calculés dans ce modèle expliquent bien dans les données expérimentales les arrivées directes P et S transmises, ce qui valide notre choix de modèle en première approximation. La configuration en réflexion (source-récepteur sur une même galerie) est beaucoup moins expliquée en raison de phénomènes liés à la présence des galeries (zone d'EDZ, effets 3D, ondes guidées par les galeries, atténuation, diffractions aux intersections des galeries). Mais de faibles diffractions et des retards de l'onde P transmise suggèrent que les données enregistrées en transmission contiennent bien de l'information exploitable sur la zone de faille.

Nous comparons ici 2 approches différentes : la tomographie des temps de trajet de premières arrivées, et l'inversion des formes d'ondes acoustiques (FWI) en fréquence basé sur une adaptation robuste permettant de se focaliser sur les phases (amplitudes négligées) du premier train d'onde (onde P + diffractions). Les temps de trajet des 1ère arrivées ont été pointées manuellement. Si l'on considère $f_{\text{max}}=600\text{ Hz}$, en considérant la largeur de la 1ère zone de Fresnel, la résolution de la tomographie entre les galeries serait de l'ordre de 20 à 30 m, ce qui est insuffisant pour imager la zone de faille en détail. L'inversion des formes d'ondes vise par l'exploitation simultanée de tout le champ d'onde (directes, réfléchies, diffractées) à une résolution pouvant atteindre la demi-longueur d'onde la plus courte si les conditions d'illumination sont favorables ($\sim 3\text{m}$ pour V_p).

Pour la FWI, nous utilisons l'algorithme d'inversion en fréquence développé par Brossier (2010). Une fonctionnelle basée sur l'écart des résidus normalisés permet de s'affranchir de l'erreur de modélisation des amplitudes et de se focaliser uniquement sur les phases. L'utilisation de fréquences complexes dans l'algorithme de modélisation permet de fenêtrer les données de façon à donner du poids à la première arrivée et à mitiger l'impact des arrivées élastiques plus tardives non considérées dans le modèle de propagation. Un exemple de données fenêtrées est donné figure 3b.

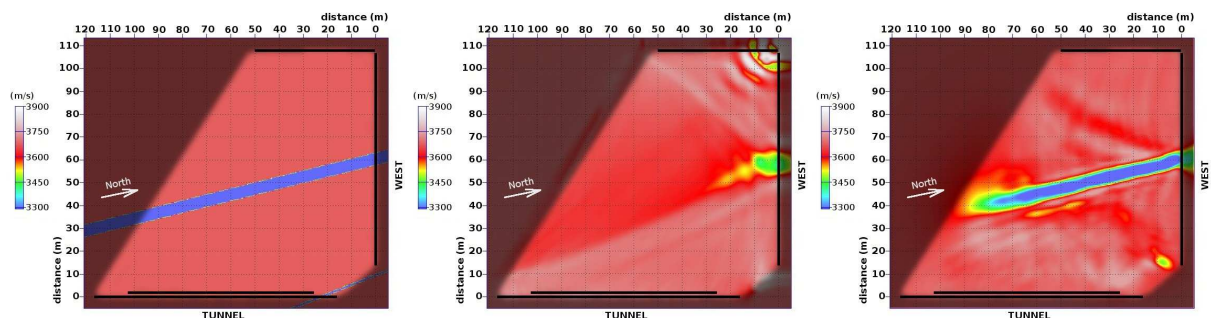


figure 5: Résultat d'inversion sur données synthétiques : (a) Modèle de vitesse exact, (b) Inversion par tomographie des temps de trajets, (c) Inversion par FWI (première arrivée seulement). L'inversion tomographique est performante là où la couverture par les rais est bonne (proche de la galerie OUEST2008) mais la position de la faille reste ambiguë dans le reste du domaine. La FWI permet une reconstruction quantitative complète haute résolution dans l'ensemble du domaine.

Afin d'anticiper le comportement et les performances des deux méthodes sur cette configuration indépendamment de la complexité des données expérimentales et du bruit, un premier test est réalisé sur un modèle synthétique (figure 4a). Le modèle de départ est un modèle homogène. Le résultat obtenu par tomographie des temps (figure 4b) est une image de V_p lisse, où la structure recherchée est bien identifiée à proximité de la galerie OUEST2008 où la couverture par les rais est bonne. Loin de cette galerie, en raison l'acquisition en U, la répartition angulaire des rais se dégrade, et la structure n'est pas bien localisée. La résolution dans cette zone du domaine investigué est donc trop

faible pour permettre une interprétation. En revanche, l'inversion des formes d'ondes permet, malgré de petits artefacts, une reconstruction quantitative complète haute résolution dans l'ensemble du domaine (figure 4c). La FWI permet d'imager le milieu avec une meilleure résolution tout en étant moins sensible aux problèmes d'illuminations car elle utilise en plus des temps de trajet transmis, l'information contenue dans les diffractions de la première arrivée.

Application aux données souterraines

Le même procédé d'inversion est utilisé pour les données expérimentales que pour le cas synthétique présenté précédemment. Les résultats sont présentés figures 5 et 6. Ces résultats sont superposés à la cartographie des failles et fractures connues observés à Tournemire (Cabrera 2013, Bretaudeau et al. 2013). Ces informations ont été obtenues d'après observations directes dans les galeries et dans plusieurs forages. Comme pour le cas synthétique, la résolution de la tomographie décroît lorsque l'on s'éloigne de la galerie OUEST2008. Proche des galeries, la tomographie permet clairement l'identification de la zone de faille F1, large d'environ 20m et orientée N-S, et de plusieurs autres anomalies de tailles plus petites (quelques mètres) confirmées par les observations directes. De fortes anomalies, orientées N140-N150, sont notamment identifiées dans l'angle formé avec le tunnel, à proximité de la zone de faille F2. Sur les résultats obtenus avec la FWI, la forte anomalie associée à la zone de faille F1 est également bien identifiée, avec une résolution supérieure à celle de la tomographie. Loin des galeries, l'inversion semble être affectée par le bruit, et certaines structures majeures (F1) sont mal identifiées. Bien que des artefacts affectent l'imagerie, la FWI permet clairement la mise en évidence d'un 2nd système de failles orienté N140, associé au 1er, affectant l'ensemble du domaine. La présence de ce système est bien confirmée par les observations directes. Toutefois, il est à noter que les dimensions des structures associées à ce système de faille sont de très faibles dimensions (fractures ou zones broyées de l'ordre de la dizaine de centimètres tout au plus). La détection d'anomalies de vitesses aussi marquées que celles associées à la zone de faille principale F1 suggère des propriétés mécaniques et structurales différentes. En l'occurrence, ce système de faille semble jouer un rôle dans le contrôle des circulations d'eau, contrairement au système de faille principal N-S (Cabrera 2013).

Conclusions et perspectives

Nous avons évalué ici le potentiel de méthodes d'imagerie sismique quantitatives basse et haute-résolution 2D mises en œuvre dans le plan horizontal pour détecter et caractériser des failles décrochantes à faible décalage vertical dans les argilites, à partir des galeries souterraines de la Station Expérimentale de Tournemire. La tomographie et la FWI ont donnés des résultats cohérents et en accord avec les observations directes. La FWI permet d'obtenir des résultats, qui bien qu'affectés par des artefacts, sont plus haute résolution et moins sensibles aux défauts d'illumination que ne l'est la tomographie. Elle permet donc d'obtenir plus d'informations.

Cette étude a également permis de mettre en évidence la complexité de la fracturation des roches argileuses dans ce contexte tectonique régional. Nous avons notamment mis en évidence l'interaction complète de 2 systèmes de failles d'orientations et de caractéristiques différentes. Un système secondaire orienté N140 et composé de fractures d'épaisseurs décimétriques et associé à la présence d'eau génère des anomalies de vitesses d'amplitudes comparables à celles des structures décimétriques.

Des forages supplémentaires permettraient de compléter la validation de certaines anomalies de vitesses inexplicables identifiées par la FWI, et de mieux comprendre les différences entre les deux systèmes de failles.

L'utilisation de la FWI élastique permettraient également d'obtenir des informations plus précises et plus détaillées. En particulier, les rapports et produits V_p/V_s et $V_p \cdot V_s$ sont des paramètres plus sensibles aux changements de qualité de la roche et à la présence de fluides. L'inversion élastique est plus complexe que l'inversion acoustique, mais de récentes avancées méthodologiques en FWI (Métivier et al. 2013) sont prometteuses pour cette approche.

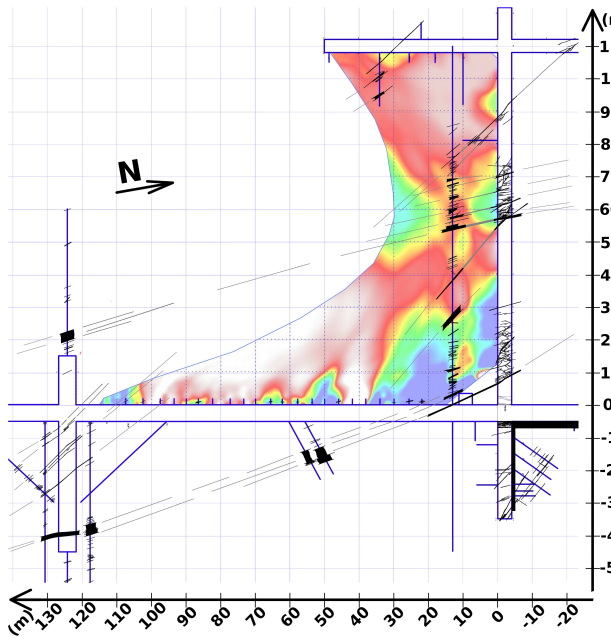


figure 6: Résultat obtenu par tomographie des temps superposé à la cartographie structurale et au schéma des galeries

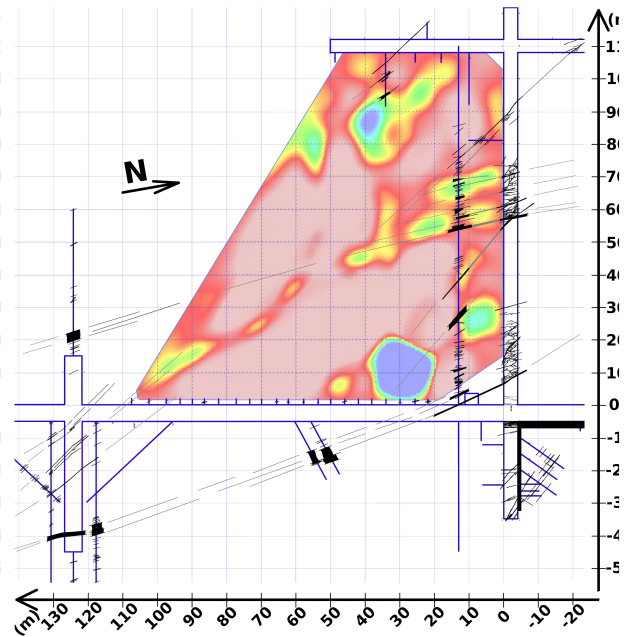


figure 7: Résultat obtenu par FWI superposé à la cartographie structurale et au schéma des galeries

Références

- Bonin, B., 1998, Deep geological disposal in argillaceous formations: studies at the tournemire test site.: *Journal of Contaminant Hydrology*, 35.
- Bretaudeau, F., C. Gélis, J. Cabrera, D. Leparoux, and P. Cote, 2011a, Feasibility study of strike-slip faults imaging by seismic methods from underground galleries in the experimental station of tournemire, france: 17th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics
- Bretaudeau, F., C. Gélis, J. Cabrera, D. Leparoux, and P. Cote, 2011b, Strike-slip faults imaging from galleries with seismic waveform imaging methods: AGU Fall Meeting 2011, San Francisco, USA.
- Bretaudeau, F., C. Gélis, J. Cabrera, D. Leparoux, and P. Cote, 2013, High resolution quantitative seismic imaging of a strike-slip fault with small vertical offset in clay-rocks from underground galleries. *Experimental Platform of Tournemire, France. Geophysics (in press)*
- Brossier, R., 2011, Two-dimensional frequency-domain visco-elastic full waveform inversion: Parallel algorithms, optimization and performance: *Computer & Geosciences*, 37, 444-455.
- Cabrera, J., 2002, Evaluation of the 3D seismic high-resolution method at argillaceous tournemire irsn site. *EUROSAFE2002, Berlin*.
- Cabrera, J., 2013, personal communication.
- Métivier L, F. Bretaudeau, R. Brossier, S. Operto, J. Virieux, 2013, Full Waveform Inversion and the truncated Newton method: quantitative imaging of complex subsurface structures, *Geophysical Prospecting (in press)*
- Pratt, R. and M. Worthington, 1990, Inverse theory applied to multi-source cross-hole tomography. I: Acoustic wave-equation method: *Geophysical Prospecting*, 38, 298-310.
- Virieux, J. and S. Operto, 2009, An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics: *Geophysics*.
- Zinszner, B., P. Meynier, J. Cabrera, and P. Volant, 2002, Vitesse des ondes ultrasonores,soniques et sismiques dans les argilites du tunnel de tournemire. Effet de l'anisotropie et de la fracturation naturelle: *Oil & Gas Science and Technology*, 57, 341-353.



Détection de karsts dans le Lot avant creusement d'un chenal Géophysique aquatique du Bief d'Orgueil

Christopher BOULAY (Calligée), Damien MEILLIEUX (Calligée Sud-Ouest), Viviane BORNE
(Calligée)

c.boulay@calligee.fr, d.meillieux@calligee.fr, v.borne@calligee.fr

Abstract

From August to November 2012 Calligée carried out an integrated geophysical study along the Lot river course in Southwest France. The aim was to look for cavities and fracture zones in the limestone sitting below the river bed. Three campaigns were carried out on the field : water temperature and conductivity measurements, aquatic electrical tomography, and ground penetrating radar. Results from all three were in accordance showing geological structures as well as strong evidence for offsprings in the river bed.

Introduction

Ancienne voie navigable largement utilisée avant l'établissement des chemins de fers au début du XXe siècle, le Lot est de nouveau navigable pour les plaisanciers depuis le tout début des années 90, sur une partie de son cours. Dans l'optique d'ouvrir à la navigation de nouveaux secteurs, le Conseil Général du Lot a décidé de poursuivre l'aménagement de la rivière entre les communes d'ALBAS et de SOTURAC. Les derniers travaux concernent la création d'un chenal d'une vingtaine de mètres de large et de 1.20 m de profondeur par déroctage, entre le bief d'ORGUEIL et l'amont de BOUYSSAC.



Localisation du secteur d'étude

Contexte géologique et hydrogéologique

Le site s'inscrit dans les formations du Kimméridgien. Il s'agit d'un ensemble assez monotone de marno-calcaires gris-bleu en petits bancs décimétriques. Ils admettent cependant par endroits quelques niveaux oolithiques ou graveleux. A l'échelle du bassin, le pendage général des couches géologiques, qui demeure faible, est dirigé vers le Nord-Ouest. Des alluvions récentes recouvrent les calcaires, elles sont constituées par deux niveaux à gros galets.

Les calcaires ont été fortement karstifiés, les circulations d'eau y sont fréquentes. Le tronçon étudié est l'exutoire de trois résurgences karstiques dont deux sont captées pour l'alimentation en eau potable, en amont du déversement dans le Lot : la source du camping de Bouyssac, la source de Lenclo et le système complexe de Touzac - Soturac en rive droite (dites Sources Bleues).

Programme d'étude

Les études réalisées dans le cadre de ces travaux devaient donc permettre de localiser des pertes ou émergences non encore reconnues dans le lit du Lot et des conduits karstiques proches de la surface, dans les secteurs à dérocter. Un test d'étalonnage était demandé sur les Sources Bleues qui sont très bien connues.

Le site d'étude s'étendant sur 2.7 km, il fallait adapter les méthodes de reconnaissance. Les moyens mis en œuvre ont été :

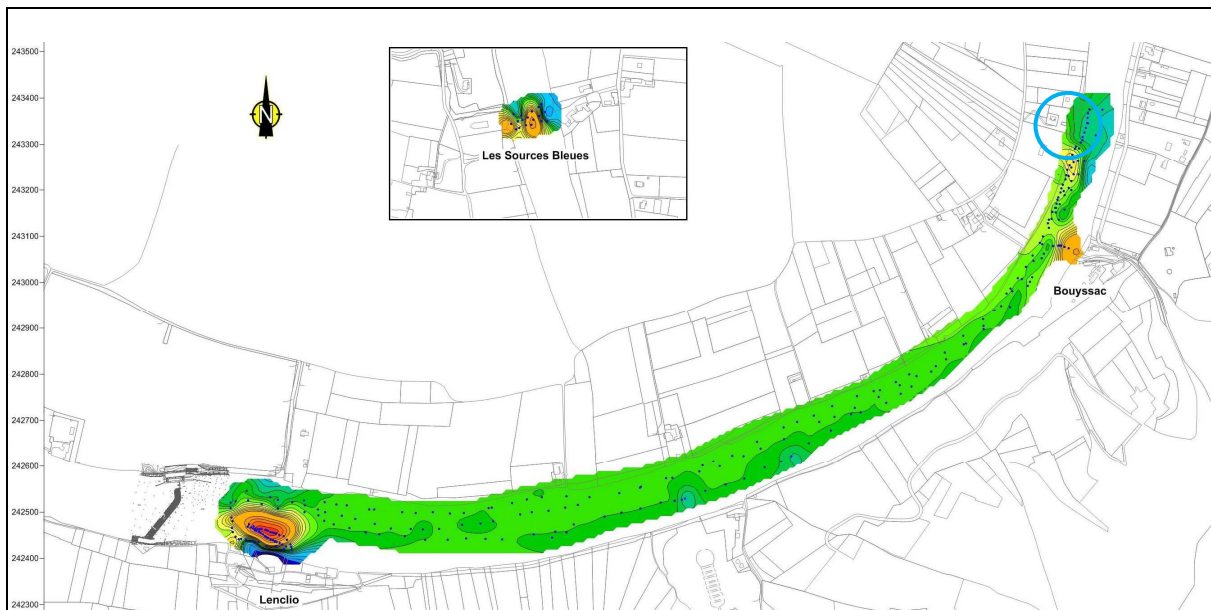
- des cartographies de conductivité et de température pour reconnaître de potentielles résurgences, les eaux souterraines ont une chimie différente de celle des rivières ;
- un profilage par Trainé Electrique Aquatique (TEA, Calligée) suivant des profils longitudinaux, sur toute l'emprise du chenal à créer ;
- une prospection plus détaillée par radar géologique, au droit des résurgences connues et sur des sites qui ont montré des anomalies après les premières investigations.

Mesures physico-chimiques

Les mesures ont été réalisées avec un conductivimètre WTW 340i avec une sonde traînée à une vingtaine de centimètres du fond de la rivière. Les mesures ont été réalisées en continu.

Au niveau des Sources Bleues, les mesures de conductivité et de température varient très rapidement, les valeurs conductivités les plus fortes ($> 250 \mu\text{S}/\text{cm}$), et les températures les plus basses (18°) se répartissent à l'extrémité ouest : source captée de Soturac, et au milieu de la rivière.

Ces différentes mesures correspondent bien aux observations faites par Monsieur Guy DE LA VEUR en 1954 et par la DDAF en 1984 (présence de griffons au milieu du Lot).



Carte de conductivité de l'eau du Lot

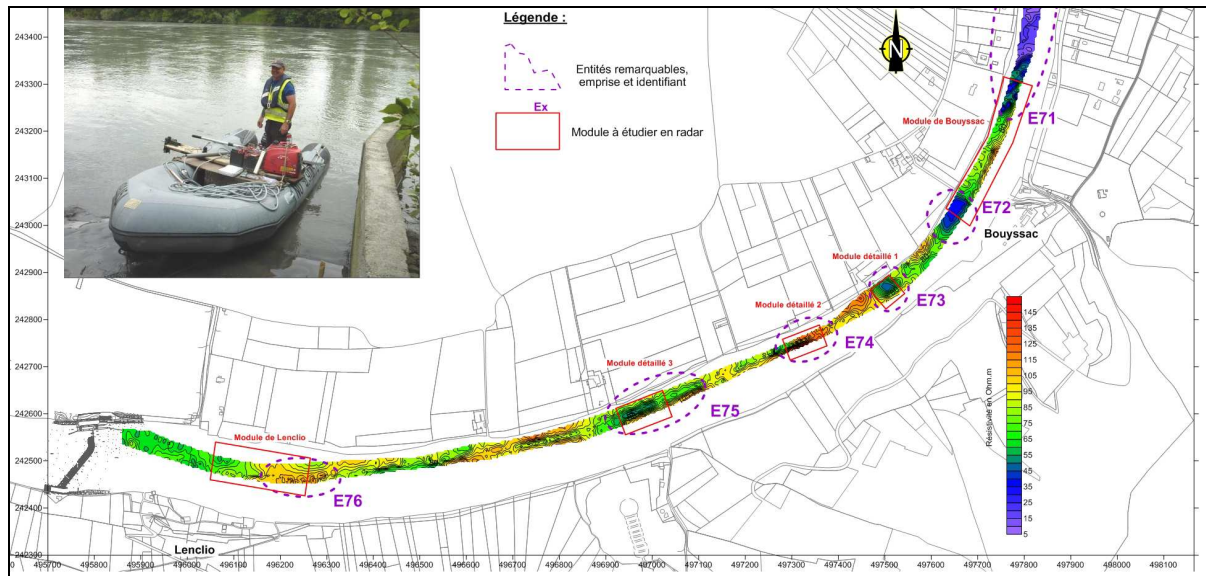
Une anomalie de conductivité et de température est localisée en face des sources captées de Lenclo ; mais en dehors du futur chenal. Elle témoigne de griffons signalés dans la littérature.

Les conductivités plus élevées à Bouyssac ne correspondent pas à des températures plus faibles, elles seraient dues plutôt à des arrivées d'eaux provenant du débordement des sources situées plus en amont, que de griffons.

Par contre, au Nord, les conductivités deviennent plus fortes, jusqu'à $278 \mu\text{S}/\text{cm}$. Ces valeurs ne sont pas isolées, elles forment une zone bien localisée. Les températures sont aussi plus faibles à cet endroit.

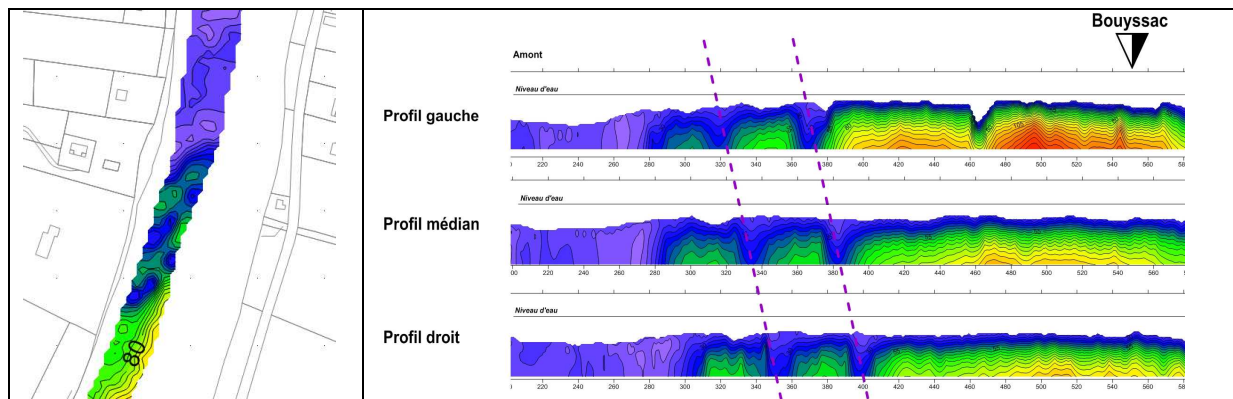
Profilage géophysique TEA

Les profilages électriques ont été réalisés avec le résistivimètre TEA 42 (CALLIGEE) installé à bord d'un canot pneumatique. Compte-tenu de la faible profondeur d'investigation demandée, le capteur avait la géométrie suivante : longueur 50 m, écartement NM maximum 20 m, brin mort 30 m. Les profondeurs d'investigation qui en résultent sont de 0.10 m, 0.15 m, 0.30 m, 0.55 m, 1.00 m, 2.00 m et 3.60 m.



Carte de résistivité écartement 20 m

Les résistivités sont contrastées, entre 10 et 130 $\Omega.m$, avec globalement une zone conductrice au Nord et une zone résistante au Sud, liée à des alluvions et des calcaires marneux au Nord, et à des calcaires au Sud. Des variations rapides de la résistivité ont été notées (E71 à E76). L'allure de certaines d'entre-elles, laissent à penser qu'il s'agit plutôt de variations lithologiques, ou une épaisseur plus importante de sédiments (Lenclo). D'autres comme à Bouyssac, pourraient correspondre à des griffons ou à un contact net entre deux faciès différents.



Carte écartement 20 m et profils TEA au droit de l'anomalie de conductivité au Nord de Bouyssac

Des variations très rapides de résistivités ont été mises en évidence sur l'ensemble des mesures, au niveau de l'anomalie de conductivité du Nord de Bouyssac. Elles s'orientent suivant une direction NNE-SSW. Ces anomalies sont localisées au contact (faillé ?) de deux ensembles, très conducteur au Nord et très résistant au Sud.

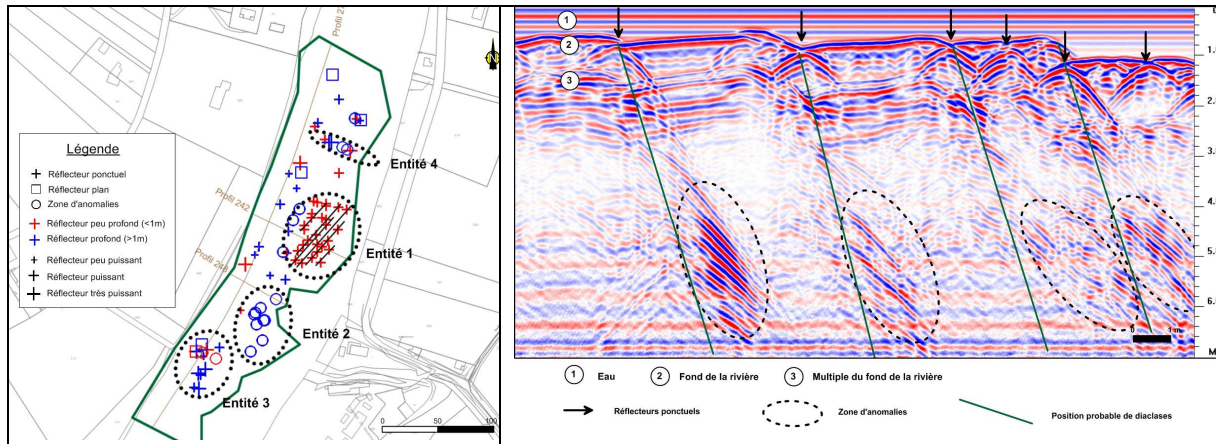
Mesures radar

L'objectif étant de repérer d'éventuelles cavités ou déstructurations immédiatement sous le lit du Lot, il a été réalisé des tests avec plusieurs radars et antennes sur le site des Sources Bleues. Le radar GSII, avec l'antenne 300 MHz, qui avait donné de bons résultats lors des mesures à Touzac en 2003, et l'IDS MF HiMod, avec des antennes de fréquence de 200 et 600 MHz ont été testés. L'antenne de 300 Mhz, offrant le meilleur compromis de détection, a finalement été retenue.

Plus de 16.5 km de mesures ont été réalisés, les interprétations des radargrammes ont été classées suivant la profondeur, l'intensité et selon une typologie simple :

- réflecteurs ponctuels. Interprétations possibles : blocs, canalisation, petit vide isolé, ou extrémités d'objets longs comme des fractures ;
- réflecteurs plans, obliques ou horizontaux. Interprétations possibles : fractures, toits de cavités de grande taille, interfaces stratigraphiques ;

- zone d'anomalies, contenant de nombreux réflecteurs, ponctuels et/ou plans, de façon désorganisée. Interprétations possibles : zones déstructurées/fracturées, cavités effondrées.



Carte d'anomalies radar et extrait d'un radargramme à Bouyssac

Le secteur où les anomalies sont les plus nombreuses est celui de Bouyssac, où quasiment tous les types d'anomalies ont été rencontrés. Une forte concentration de réflecteurs ponctuels et superficiels surmontant des zones d'anomalies profondes sont alignés suivant des axes orientés NE-SW. Compte tenu des affleurements, ils peuvent s'interpréter comme une succession de diaclases parallèles à pendage est. Au niveau de l'anomalie de conductivité, une série de réflecteurs ponctuels et de zones d'anomalies s'alignent suivant une direction plutôt perpendiculaire aux berges.

Conclusion

Le protocole mis en œuvre dans le lit du Lot, pour reconnaître les zones à risques lors du déroctage du chenal pressenti, est bien adapté à la problématique. Les reconnaissances « à grand rendement » par mesures physico-chimiques et par traînés électriques aquatiques (TEA) ont permis de définir des zones d'anomalies, dont certaines ont été jugées « à risques ». Ces zones ont ensuite été reconnues précisément par radar géologique.

Les hypothèses émises ont été confirmées, notamment pour le secteur de Lenclo, où les sources sont localisées au Sud du futur chenal, les anomalies électriques témoignent plutôt de variations lithologiques, les quelques réflexions radar étant vraisemblablement dues à des blocs dans les sédiments.

A Bouyssac, de nombreuses anomalies ont été révélées, que ce soit au niveau de la conductivité, de la température, des résistivités électriques, ou des mesures radar. Un griffon existerait au Nord, des diaclases très serrées en rive gauche, au centre du site, et des déstructurations profondes en face des sources captées. Toutefois, à l'endroit du déroctage prévu, il semble n'y avoir que peu de réflecteurs radar, les résistivités sont assez homogènes et il ne semble pas y avoir de sorties d'eaux profondes.

Références :

- BOULAY Ch., LAVOYE C., MEILLIEUX D. (2012) - Evaluation de la qualité du sous-sol - Géophysique aquatique du Bief d'Orgueil - Rivière Lot - Conseil Général du Lot - Rapport CALLIGEE T12-46062, 58 p., 22 figures, 2 annexes.
- AFFRAIX A., MOLIERE F., DELPORTE C. (2012) - Etude géophysique du Bief d'Orgueil - Rivière Lot - CCTP du Conseil Général du Lot 12S0011, 18 p., 13 figures et photos, 4 plans.
- MONDAIN Paul-Henri (2011) - Source Bleue de Soturac - Synthèse hydrogéologique - AQUARESO - Rapport Calligée N11-46107, 63 p., 23 figures, 7 annexes.
- DDAF du Lot (1984) - Etude hydrométrique des systèmes de Touzac-Soturac et de Lenclo (Lot).
- DE LAUR G. (1954) - Initiation à l'exploration souterraine - Amiot-Dumont éd., pp.118-119.

Mots clés

Radar, traîné électrique aquatique, conductivité, karsts, déroctage, Lot

ETUDE EXPERIMENTALE À ECHELLE REDUITE DU POTENTIEL DES ONDES SISMIQUES DE SURFACE POUR LA DETECTION DE CAVITÉS SOUTERRAINES

Florence Renalier (Soldata Geophysic), Donatienne Leparoux, Anaëlle Joubert (IFSTTAR)

1: ifsttar, route de bouaye, cs4, 44344 bouguenais cedex.

2: soldata geophysic, n°3209 rd 1085, 38300 nivolas vermelle

florence.renalier@soldata-geophysic.com, donatienne.leparoux@ifsttar.fr, anaelle.joubert@ifsttar.fr

Introduction

Dans le cadre de la problématique de détection de cavités souterraines, des méthodes géophysiques telles que le radar géologique ou la microgravimétrie sont a priori bien adaptées. Cependant, certains contextes (tels que les milieux argileux pour le radar ou les milieux urbains complexes pour la microgravimétrie), limitent les potentiels de ces méthodes et incitent à déterminer des méthodes d'auscultation géophysiques alternatives. Dans cet objectif, différentes études ont montré les potentiels des ondes sismiques de surface à détecter des cavités souterraines. Les travaux publiés sur le sujet ont ouvert sur différentes approches de traitements (Leparoux et al. 2000, Grandjean G. and Leparoux D., 2004, Nasser-Moghaddam et al, 2007) toutes basées sur l'idée qu'au passage d'une cavité, tout se passe comme si l'onde de surface incidente était en partie filtrée (atténuée). On peut par exemple citer les traitements par correction dynamique (DLMO) conduisant à des profils en ondes de surface (Leparoux et al. 2000) ou les profils réalisés à partir de rapports spectraux (Durand et al. 2006). Ces méthodes ont montré leurs capacités à détecter des galeries (2 dimensions) à partir d'approches numériques (Gelis et al. 2005) et leur faisabilité sur des exemples de sites réels dans certains contextes. Cependant, les caractéristiques du milieu environnant et la géométrie de la galerie sont des éléments clés des potentiels de ces méthodes et il apparaît nécessaire de réaliser des études paramétriques expérimentales. Aujourd'hui, avec l'élaboration d'un laboratoire ultrasonore à échelle réduite à l'IFSTTAR : MUSC (Bretau et al. 2011), il est possible de réaliser des mesures analogues à échelle réduite sur des modèles contenant une galerie vide. Aussi, la présente étude propose d'aborder l'analyse des potentiels et limites des méthodes en ondes de surface pour la détection de vides francs à partir de mesures expérimentales à échelle réduite en laboratoire. Après une présentation du laboratoire de mesures à échelle réduite (MUSC pour Mesures Ultrasonores Sans Contact) et des configurations de mesures réalisées sur deux maquettes homogènes en polypropylène, nous montrons ici l'analyse du comportement spectral enregistré et les résultats obtenus en rapports spectraux.

Modélisation expérimentale à échelle réduite

Le laboratoire de Mesures Ultrasonores Sans Contact (MUSC) mis en place à l'IFSTTAR entre 2007 et 2010 (Bretau, 2010), constitue un banc de mesures ultrasonores complet pour la réalisation d'expérimentations sismiques à échelle réduite. Il comprend une table optique munie de bras de positionnement amovibles dans les deux directions pour soutenir d'une part la source (piézocéramique) et d'autre part un interféromètre laser en réception qui évite les effets de couplage des capteurs sur le modèle (figure 1). Le déplacement de la source et de l'interféromètre laser se fait par des moteurs asservis avec un incrément minimal de 100 micromètres et une précision de positionnement de 10 micromètres. Le modèle simulant le sous-sol peut être réalisé en résines coulées (polymères de type Epoxy), en matériaux thermo-plastiques ou encore à l'aide de blocs métalliques (aluminium par exemple). Ses dimensions peuvent aller jusqu'à 1m x 1m x 0,5m et son poids jusqu'à 250kg. L'utilisation des fréquences de quelques centaines de KHz permet un rapport d'échelle convenable pour réaliser des maquettes de quelques décimètres.

Les maquettes testées dans la présente étude sont réalisées en polypropylène ($V_p \sim 2750$ m/s, $V_s \sim 1221$ m/s, $\rho = 910$ kg/m³, $Q_p \sim 25$ et $Q_s \sim 11$) de dimensions 120 X 560 X 60 mm (figure 2) et simulent la présence d'une galerie souterraine en milieu homogène. A l'échelle des maquettes, le vide est de diamètre constant et égal à 5mm alors que sa profondeur est de 10 mm pour le premier cas et 7.5 mm pour le deuxième. Les mesures réalisées pour l'étude sur chacun des modèles ont été menées selon la configuration suivante : La position de la source est déplacée sur un profil de 120 mm centré sur l'axe du vide par pas de 5 mm et pour chaque position de source, l'interféromètre laser est déplacé sur le même profil par pas de 0.5 mm, soit 241 positions de récepteurs par point source. La fréquence théorique de la source piézoélectrique est centrée sur 100 KHz. Les rapports d'échelles pour la simulation à l'échelle du terrain sont résumés dans le tableau 1 en considérant une vitesse de propagation deux fois plus faible dans le milieu réel et un rapport de 1000 au niveau des fréquences. On note que la cavité étudiée est petite et superficielle. Elle peut correspondre à une descenderie de mine ou encore à une galerie anthropique mise en œuvre dans le proche sous-sol (e.g. sape de

guerre, galeries médiévale, etc). Elle peut également correspondre à une galerie deux fois plus grande et deux fois plus profonde par exemple.

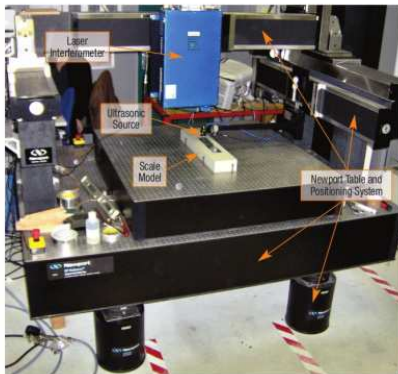


figure 1 : banc de mesures expérimentale MUSC

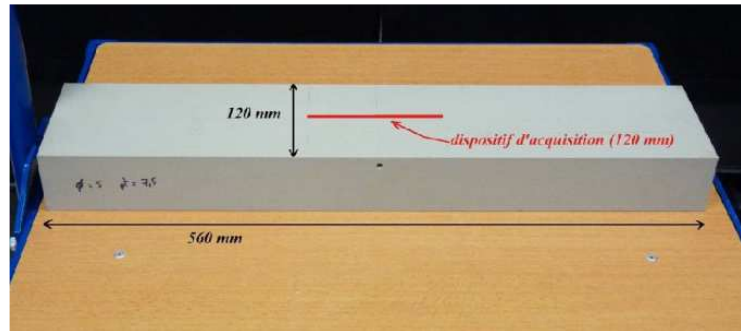
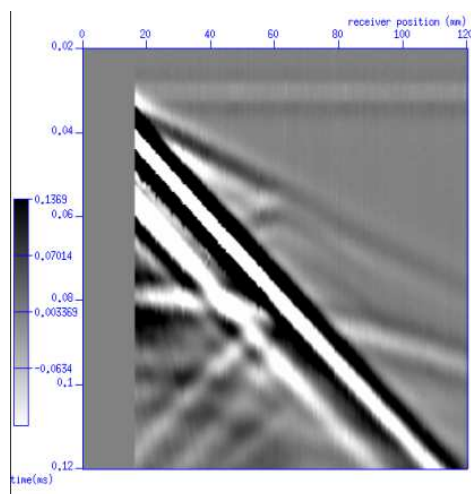


figure 2 : photographie de l'une des maquettes utilisées pour un modèle contenant une cavité cylindrique de 5 mm de diamètre (extrait de la thèse de François Bretaudeau, 2010)

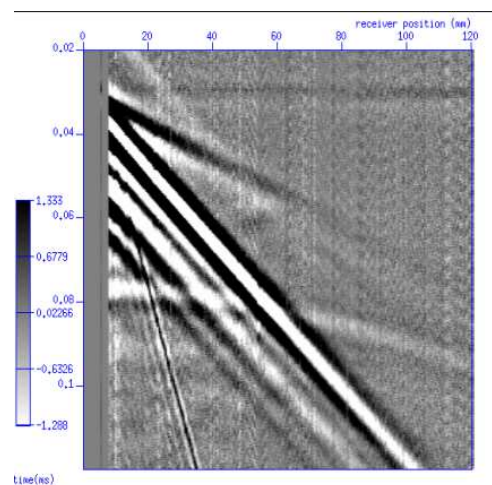
tableau 1 : échelles de mesures et de simulation

		Laboratoire	Terrain simulé
Géométrie de la cavité	diamètre	5 mm	2.5 m
	Profondeur du toit	10 mm et 7.5 mm	5 m et 3.75 m
Géométrie des mesures	Espacement des récepteurs	0.5 mm	0.25 m
	Espacement de la source	5 mm	2.5 m
	Longueur du profil de mesures	120 mm	60 m

La figure 3 montre l'exemple d'un tir sismique réalisé sur chacune des deux maquettes. La position de la cavité est centrée sur la position 60. On identifie clairement les différents trains d'ondes directs et diffractés, pour les ondes de surface notamment. Les phénomènes de diffraction apparaissent également lorsque le train d'onde de volume atteint la cavité, puis l'onde diffractée est en partie convertie en onde de Rayleigh à la surface. Notons que les phénomènes de diffractions sont nettement plus faibles lorsque la cavité est plus profonde : les ondes de surface se propagent majoritairement au dessus de la cavité et seule la partie basse fréquence, en limite du contenu spectral de la source, est affectée. Afin d'identifier l'impact de ces phénomènes sur les profils spectraux, nous présentons une étude des rapports spectraux en fonction des distances entre récepteurs et des distances à la source. Dans un deuxième temps, l'amplitude spectrale en fonction de l'offset est analysée pour une position de source significative et pour les fréquences d'intérêt.



a) exemple de tir sismique mesuré sur la maquette avec une cavité située à 75 mm de profondeur



b) exemple de tir sismique mesuré sur la maquette avec une cavité située à 100 mm de profondeur

Figure 3 : exemple de tirs sismiques réalisés au droit de la cavité pour chacune des maquettes

La technique des rapports spectraux est inspirée des travaux sur des fissures de Hévin (1998). Elle consiste à analyser le contenu fréquentiel des signaux sismiques pour détecter d'éventuels filtrages, atténuations ou amplifications liés à la présence d'une hétérogénéité dans le matériau. Au cours d'une première étape d'étude paramétrique, nous avons analysé les rapports spectraux R1/R2 entre 24 couples de capteurs C1-C2 symétriques par rapport à un point fixé. L'ensemble de ces 24 rapports, appelé dispositif par la suite, ont été répétés pour 6 positions de sources (3 positions de part et d'autre du dispositif). Cette configuration a été testée pour des dispositifs placés soit au-dessus de la cavité (dispositif 2 en rouge sur la figure 4a), soit loin de la cavité (dispositifs 1 et 3 en vert sur la figure 4a). La figure 4b montre les rapports spectraux R1/R2 obtenus pour chacun des couples de capteurs C1/C2 sur chacun des trois dispositifs avec la moyenne des trois sources placées à droite des capteurs, le résultat étant positionné au niveau du capteur C1 et présenté en échelle logarithmique. A haute fréquence (environ >150 Hz), les trois images de rapports spectraux sont similaires et mettent en évidence l'atténuation (géométrique + intrinsèque) liée à la distance entre les capteurs. A basse fréquence (< 40 Hz), les rapports spectraux sont chaotiques : on est en limite du contenu fréquentiel de la source utilisée. Entre 40 et 100 Hz, les deux images des rapports spectraux loin de la cavité sont similaires, et très différentes de celle obtenue sur la cavité. Celle-ci met en évidence un faible (resp. fort) rapport spectral sur les capteurs placés entre 2 et 7 mm avant (resp. après) la cavité dans le sens de propagation des ondes. Cette étude paramétrique nous a ainsi conduits à choisir un dispositif constitué de 11 couples de capteurs placés symétriquement de 2 à 7 mm de chaque centre, et de 2 couples de sources situées à 25 à 30 mm de chaque centre.

La figure 4c présente le profil en rapports spectraux obtenu en utilisant les 13 dispositifs ainsi reconstitués disponibles le long du profil de 120 mm. Pour chaque dispositif, la moyenne des rapports spectraux obtenus pour chacun des couples a été représentée à la position du milieu du dispositif. Le profil en rapports spectraux présente une forte anomalie au niveau de la position théorique de la cavité, avec des pics aux fréquences de 37, 45 et 55 kHz, correspondant respectivement à des longueurs d'ondes de 30 mm, 24.4 mm et 20 mm, soit exactement deux fois la distance entre la surface et respectivement le toit, le centre et le fond de la cavité. Les résultats des rapports spectraux réalisés avec les mêmes configurations pour la maquette contenant la cavité située à 7.5 mm de profondeur montrent des résultats similaires mais avec une anomalie plus forte et à des fréquences plus élevées, correspondant à la position de la cavité.

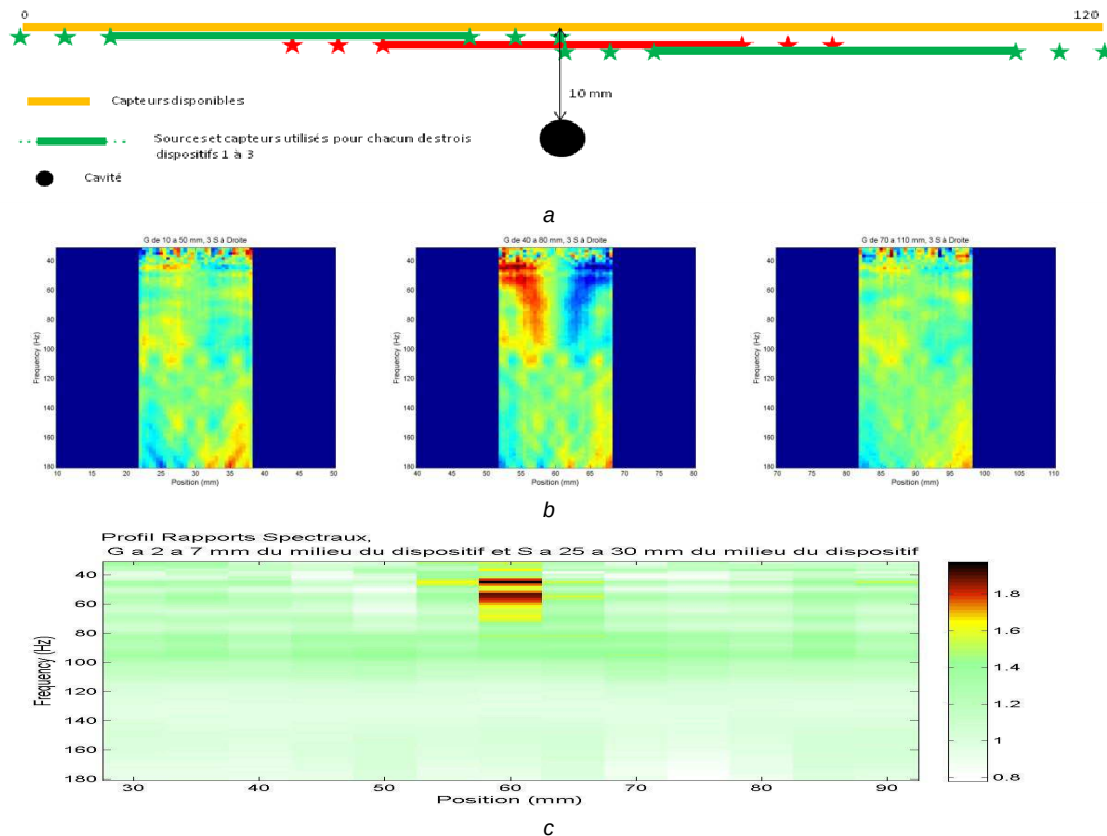


Figure 4 : Rapports spectraux. a) Schéma des dispositifs utilisés pour l'étude paramétrique ; b) rapports spectraux par couples symétriques de capteurs, pour une moyenne de trois sources à droite des capteurs ; c) Profil en rapports spectraux.

Les figures 5 et 6 montrent les résultats des amplitudes spectrales aux fréquences situées autour de 50 KHz et 100 KHz pour une position de source située à 60 mm de l'axe de la galerie et les différentes positions de récepteur. On observe des oscillations à 50KHz au voisinage de la cavité. Ces oscillations sont plus importantes dans le cas de la cavité la plus superficielle et n'existent pas à 100 KHz quelle que soit la profondeur de la cavité. Ces oscillations, dues aux interférences constructives et destructives des champs d'ondes de surface diffractés avec le champ d'onde de surface direct, sont visiblement à l'origine des anomalies rencontrées dans les rapports spectraux qui permettent d'identifier la présence de la cavité.

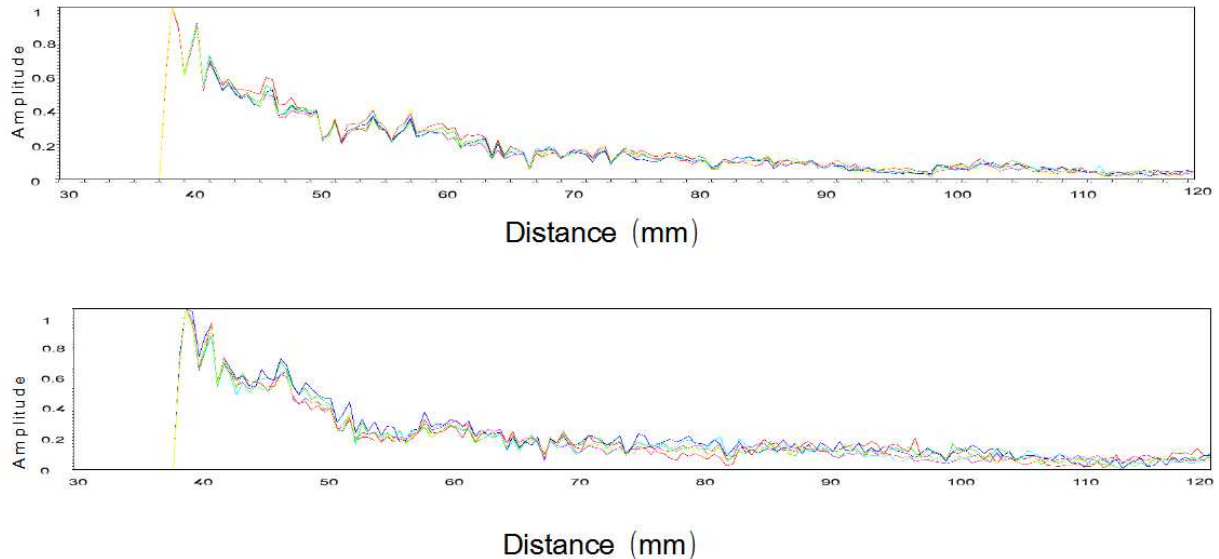


Figure 5 : amplitude spectrale mesurée en fonction de la position du récepteur pour des fréquences autour de 100 KHz (haut) et 50 KHz (bas) dans le cas de la cavité située à 10 mm de profondeur. La position du centre de la cavité est située à 60 mm.

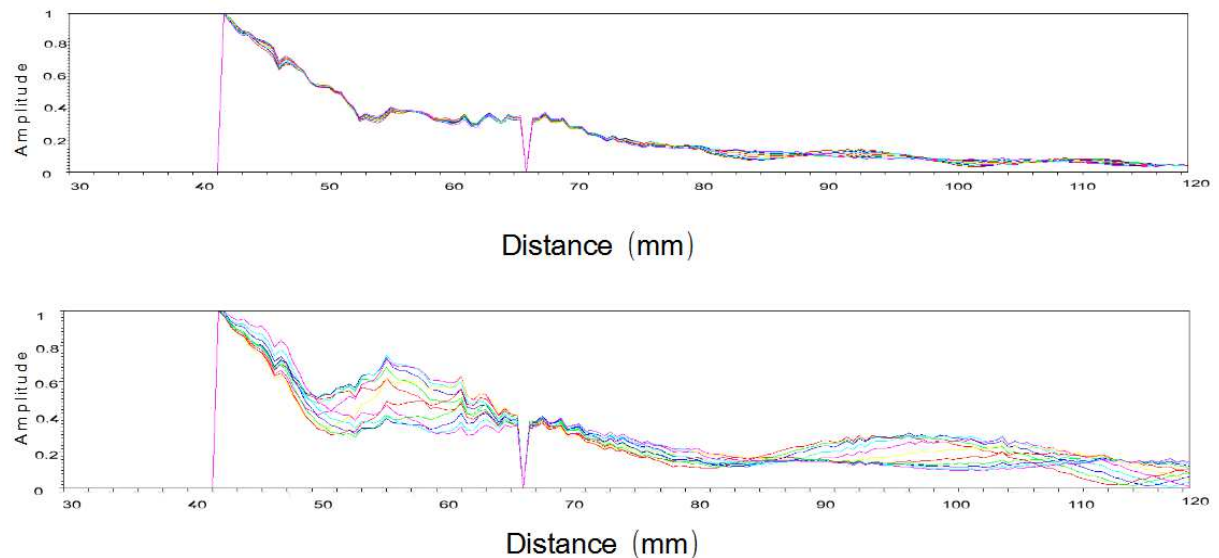


Figure 6 : amplitude spectrale mesurée en fonction de la position du récepteur pour des fréquences autour de 100 KHz (haut) et 50 KHz (bas) dans le cas de la cavité située à 7.5 mm de profondeur. La position du centre de la cavité est située à 60 mm.

Conclusions et perspectives

Les profils en rapports spectraux des ondes de surface obtenus pour deux cavités de profondeurs différentes en milieu homogène confirment le potentiel de cet indicateur à détecter un vide, avec une indication de la profondeur liée aux fréquences impactées. Ces premiers résultats tendent à montrer que les effets sur les rapports spectraux sont liés à des interférences constructives et destructives des phénomènes de diffractions avec le train d'onde direct en ondes de surface. Toutefois, les mesures sur le terrain en présence de cavité franche non maçonnée dans les milieux superficiels atténuants ne présentent pas, en général, de figures de diffractions cohérentes. Aussi, dans ce cas, des questions

se posent sur l'origine des effets rencontrés dans les profils spectraux qui peuvent être dus à l'existence de fontis en formation ou plus généralement de zones altérées au niveau de la cavité. Afin de réaliser une étude paramétrique pour ce genre de contexte et l'effet réel de la cavité dans ce cas, de nouvelles maquettes sont en préparation, simulant la présence d'une zone altérée sous un milieu bicouche, en présence ou non de cavité.

Bibliographie

- Bretaudeau F., 2010, Modélisation physique à échelle réduite pour l'adaptation de l'inversion des formes d'ondes sismiques au génie civil et à la subsurface, PhD Thesis., soutenue le 10/10/10 au LCPC, Nantes, Fr.
- Bretaudeau, F., Leparoux D., O. Durand, and O. Abraham, 2011, Small-scale modeling of onshore seismic experiment: A tool to validate numerical modeling and seismic imaging methods, *Geophysics*, 76, 1–12.
- Durand G., Mouton E., Grandser P. and Nebieridze S., 2006, Détection d'anomalies dans le sous-sol à partir d'ondes de surface. Méthode DCOS, Journées Scientifiques de l'AGAP 2006.
- Gélis C, 2005, Inversion des formes d'ondes élastiques dans le domaine espace-fréquence en deux dimensions. Application à la caractérisation de la subsurface dans le cadre de la détection de cavités souterraines. PhD thesis, Université de Nice Sophia-Antipolis, Fr.
- Grandjean G. and Leparoux D., 2004, The potential of seismic methods for detecting cavities and buried objects: experiment at a test site, *Journal of Applied Geophysics*, 56, 93-106.
- Hévin G., 1998. Utilisation des ondes de surface pour l'auscultation des structures en génie civil : application à la caractérisation des fissures de surface, thèse de l'Université J. Fourier, Grenoble I, France.
- Leparoux D., Bitri A. and Grandjean G., 2000. Underground cavity detection : a new method based on seismic Rayleigh waves. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 5 : 33-53.
- Nasseri-Moghaddam, A., Cascante, G., Phillips, C., Hutchinson, D.J., 2007. Effects of underground cavities on Rayleigh waves - Field and numerical experiments, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 465 , 27, 300-313.



Détection de cavités souterraines par tomographie 3D en ondes de surface

K. Samyn⁽¹⁾, A. Bitri⁽¹⁾

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

Résumé

Cette étude s'inscrit dans le cadre du programme de Recherche et Développement initié par le Plan Cavité et a pour objectif le développement et l'amélioration de méthodes géophysiques non destructives pour la détection, la caractérisation et la surveillance des cavités souterraines et des désordres associés. La méthode géophysique concernée par cette étude est la tomographie sismique 3D en ondes de surface.

Pour mieux comprendre les réponses sismiques provenant de cavités différentes, un code de modélisation élastique 3D en différences finies est utilisé. La méthode de différences finies a été choisie pour sa capacité de prendre en compte des modèles 3D hétérogènes pour pouvoir introduire des configurations géologiques complexes notamment la présence d'une cavité et simuler correctement la propagation des ondes de surface. Les sismogrammes synthétiques ainsi générés ont été utilisés pour tester l'efficacité du code d'inversion tomographique 3D des ondes de surface. Les résultats de l'inversion des temps d'arrivées montrent que les anomalies de perturbations de vitesse sont relativement cohérentes avec la profondeur et la forme réelles des cavités des modèles synthétiques.

Si ces méthodologies fonctionnent dans un cadre théorique idéalisé, tel un milieu homogène en l'absence de bruit de mesure, l'ajout de bruit haute fréquence dans les données dégrade fortement les inversions, rendant leurs résultats incertains. Dans ce cas le couplage avec d'autres méthodes géophysiques, serait particulièrement intéressant.

Modélisation élastique 3D

Afin d'interpréter correctement les données sismique acquises sur le terrain il convient d'extraire la signature de la cavité du bruit géologique environnant. Pour cela il est nécessaire de comparer les données enregistrées au droit d'une cavité connue, à des données simulées numériquement. L'objectif est de fournir un outil de modélisation directe permettant de simuler la propagation 3D élastique dans le sous-sol et un outil d'inversion tomographique 3D des temps d'arrivées. Comme la qualité des résultats dépend du modèle numérique utilisé celui-ci a été choisi pour prendre en compte :

- des modèles 3D hétérogènes pour pouvoir introduire des configurations géologiques complexes notamment la présence d'une cavité ;
- une propagation élastique 3D pour simuler les ondes de surface ;
- la production de sismogrammes synthétiques et d'instantanées de propagation comme document de base de l'interprétation ;

Après avoir introduit le modèle physique choisi, les algorithmes de modélisations numériques et inversions tomographiques des exemples d'application seront exposés et commentés.

Il existe de nombreuses méthodes numériques pour résoudre le problème de la propagation des ondes élastique dans le sous-sol. Parmi elles, on peut mentionner la méthode basée de la théorie des rais (Cerveny et al. 1977), la méthode de réflectivité (Fuchs et Muller, 1971), celles basées sur les faisceaux gaussiens (Madariaga and Papadimitriou, 1985) ou enfin les méthodes de différences finies (Virieux, 1986, Lavander, 1988, Graves, 1996). Elle consiste à discrétiser le milieu à l'aide d'une grille de points équidistances, ce qui permet d'approximer les dérivées d'une fonction par des combinaisons linéaires de valeurs discrètes basé sur le développement en série de Taylor de la fonction concernée.

L'avantage de ces dernières méthodes réside dans le pouvoir de prendre en compte n'importe quel type d'onde se propageant dans des milieux hétérogènes. Les interfaces qui séparent des milieux très différents (comme la limite air/sol ou sol/eau) sont facilement modélisables. Ces méthodes ont aussi des limitations. La première limitation est la dispersion numérique qui n'autorise pas de propagations sur des grandes distances. La seconde est le temps de calcul qui augmente avec la taille du modèle et la fréquence maximale du signal source. Ces limitations sont négligeables dans le cas de notre étude car les modèles simulés sont de l'ordre de la centaine de mètres cubes.

La formulation proposée par Virieux (1986) est celle des équations de l'électrodynamique au premier ordre, où les vitesses et les contraintes s'expriment en fonction des propriétés mécaniques du milieu.

Ces équations doivent être complétées par des conditions initiales et conditions aux limites du domaine considéré (Cerian et al. 1985, Virieux 1986, Collino and Tsogka, 2001, Bohlen and Saenger 2006). Le modèle de différence fini permet de modéliser des milieux très hétérogènes y compris des cavités remplis d'eau. Les paramètres élastiques de l'air sont trop différents de ceux qui caractérisent le milieu rocheux, donc un vide ne peut pas être introduit dans le modèle précédent. La solution est de considérer le vide comme un sous-domaine au sein du maillage et de lui imposer des conditions de type de surface libre (Grandjean 1998).

Afin de montrer l'efficacité et les apports de la modélisation élastique 3D, quelques cas sont étudiés. Il s'agit de modèles 3D à couches planes horizontales dont la deuxième couche contient une cavité simple et une cavité complexe. Le dispositif d'acquisition 3D est constitué de 4 lignes parallèles ou chaque ligne contient 24 récepteurs espacés de 2m. Les tirs sont disposés selon 4 lignes perpendiculaires aux lignes des géophones et espacés de 4m le long de ces lignes. La source sismique est un point force agitant en surface $z=0$ représentée en temps par la fonction de Ricker de l'ordre 2. L'illustration 1 montre les instantanés de propagation à différents temps de la composante verticale du champ d'onde élastique en surface dans le cas de la cavité simple et complexe. Ces instantanés montrent une perturbation de l'onde P et une perturbation plus conséquente de l'onde de Rayleigh (onde R). Ce sont ces perturbations de temps de trajets de l'onde de Rayleigh que nous proposons d'étudier, dans ce rapport, par tomographie 3D en ondes de surface.

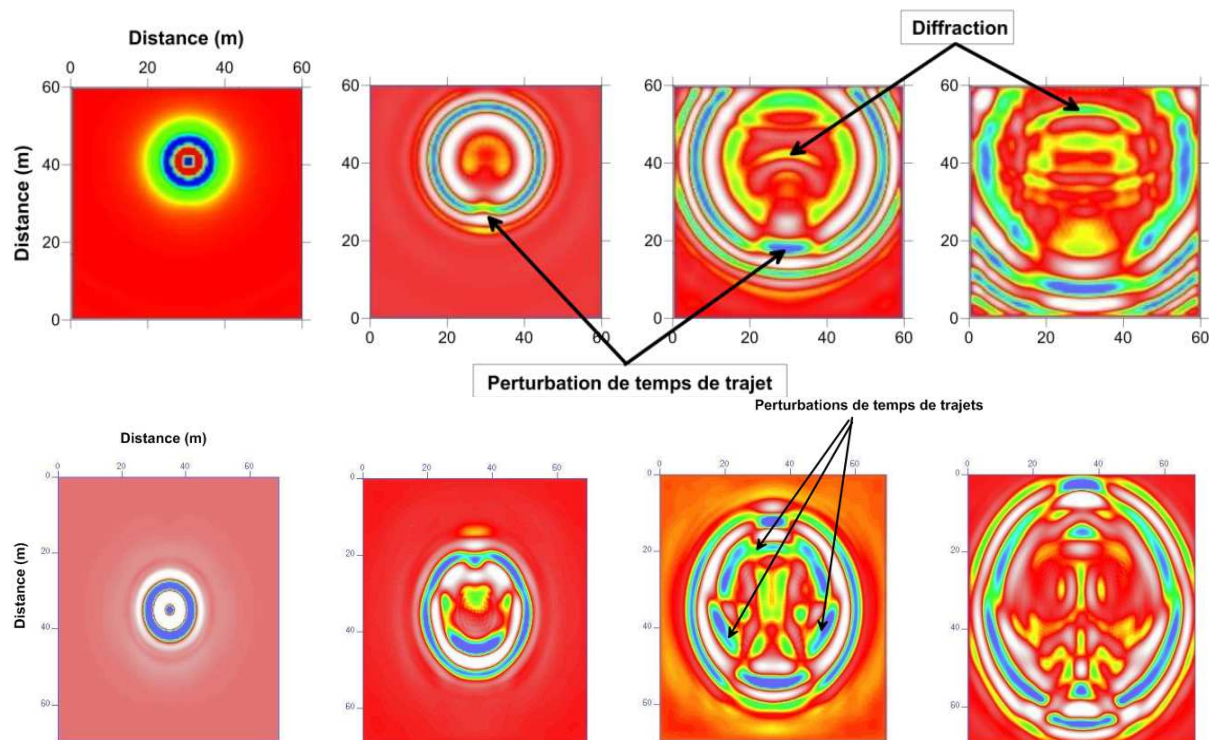


Illustration 1 : Instantanés de la composante verticale du champ d'onde élastique en surface, dans le cas d'un milieu stratifié contenant une cavité simple (haut) et complexe (bas).

Tomographie

Il existe de nombreuses techniques d'analyse temps-fréquence permettant d'évaluer la transformation de Fourier dans des petites fenêtres glissantes le long du signal sismique (Allen and Rabiner, 1977). Cependant, ces techniques souffrent généralement d'un manque de résolution pour le pointé précis de perturbations de temps trajet. Dans cette étude, nous avons donc mis au point une séquence de traitement permettant de mesurer plus précisément les temps de trajet de l'onde de surface aux différentes fréquences. Des sismogrammes synthétiques ont été générés à partir de ces modèles par un algorithme de modélisation par différences finies élastique temps. Ces sismogrammes simulent les enregistrements d'une acquisition terrestre 3D avec 4 lignes de 24 géophones espacés de 2 m et 4 lignes de sources espacées de 4 m le long de ces lignes. 53 points de tir ont ainsi été générés, chacun avec 96 récepteurs.

Les perturbations de temps de trajet

Nous utilisons une séquence de traitement, basé sur la correction de la propagation des ondes de surface à partir d'un diagramme de dispersion référence (Dynamic Linear Moveout en anglais, DLMO), ce qui permet d'horizontaliser les événements d'un tir sismique et de déterminer la valeur des perturbations des temps de trajet dues à la présence de cavité. Cette opération est réalisée pour différentes fréquences entre 10 et 40 Hz tous les 5 Hz à l'aide d'un filtre passe-bande, de manière à établir une tomographie pour chaque de ces fréquences. Les sismogrammes ne sont pas bruités, ce qui facilite le pointé et donc la qualité de l'estimation des temps de première arrivée.

Algorithme d'inversion

L'illustration 3 reprend les principales étapes algorithmiques aboutissant à la détermination de la perturbation de lenteur δs_n pour une itération de la méthode de Gauss-Newton. A partir d'un modèle de lenteur courant s_n , la résolution du problème direct pour N points de tirs fournit les cartes des temps de trajet en tous points de la grille. Pour toutes les positions {source - récepteur}, un tracé des volumes de Fresnel a posteriori permet la construction de la matrice de couverture de rai. Cette matrice et les résidus calculés à partir des temps observés à la surface sont ensuite utilisés pour la résolution itérative du système linéaire tomographique. Cette résolution permet de déterminer la perturbation de lenteur δs_n à appliquer au modèle courant. Lors du processus itératif de résolution du système linéaire tomographique, la valeur de la racine carrée de la moyenne des carrés des résidus des temps de trajets, aussi appelée erreur Root Mean Square (RMS) a été calculée. Cette valeur indique, à chaque itérations, si la perturbation de lenteur appliquée au modèle courant permet de mieux expliquer les données observées ou non. Pour cette étude, les temps de trajet ont été remplacés par les perturbations de temps de trajets mesurées au paragraphe 3. 4. 2. Les résultats de l'algorithme de tomographie seront donc des modèles de perturbation de lenteur (ou de vitesse).

L'algorithme de tomographie des perturbations de temps de trajet décrit précédemment a donc été appliqué sur les cartes de perturbation de temps de trajets observées pour des fréquences allant de 10 à 40 Hz tous les 5 Hz. Les résultats consistent en des cartes de perturbation de vitesse pour chacune de ces fréquences (Illustration. 2). De manière à reconstruire un modèle 3D de perturbation de vitesse engendré par la présence de cavités, toutes les cartes de perturbation de vitesse obtenues à l'aide de l'algorithme tomographique ont été interpolées. Pour ce faire, une conversion fréquence profondeur a été préalablement réalisée à l'aide d'une relation empirique. Les résultats obtenus montrent que les anomalies de perturbations de vitesse sont relativement cohérentes avec la profondeur et la forme réelles des cavités des modèles synthétiques. Dans le cas de la cavité complexe, la forme de cette cavité est moins bien reconstruite du fait d'un manque d'information en profondeur.

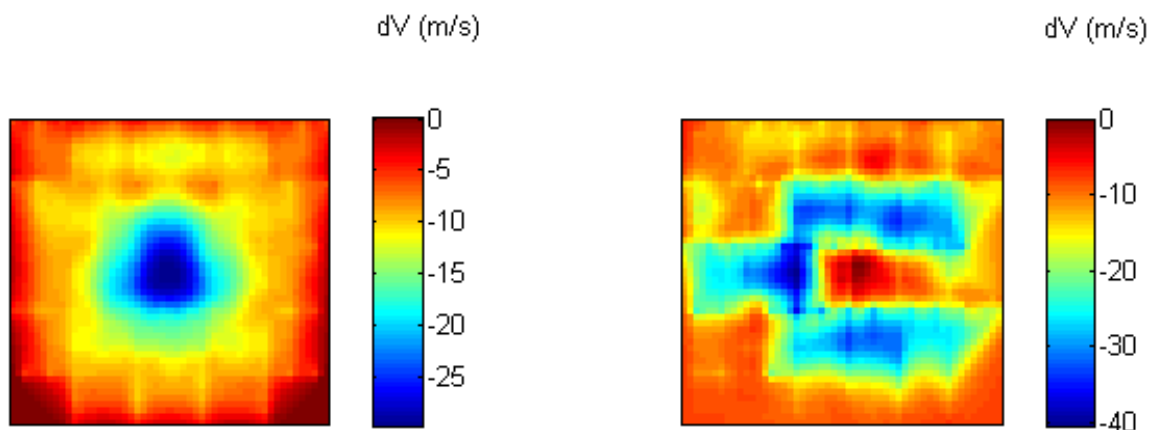


Illustration 2 : Cartes de perturbation de vitesses pour la fréquence 20 Hz dans le cas de la cavité simple (gauche) et complexe (droite).

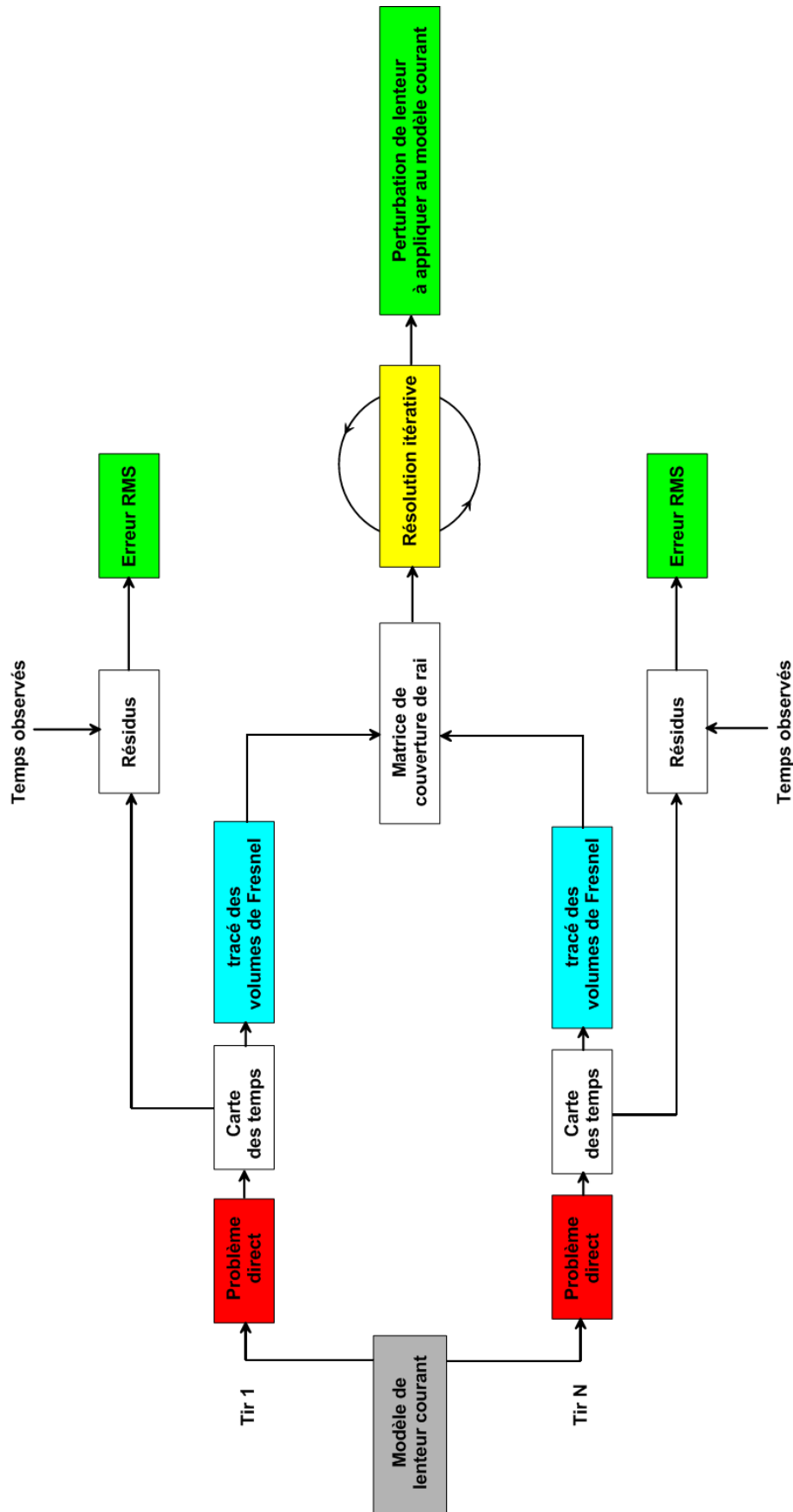


Illustration 3 : Diagramme illustrant les principales étapes de l'algorithme de tomographie de perturbation de temps de trajet à partir de la méthode de Gauss-Newton.

Surveillance acoustique des cavités à risque de fontis et d'effondrements localisés.

Charles-Édouard Nadim (INERIS), Emmanuelle Klein (INERIS), Cristina Occhiena (Politecnico di Torino), Julien de Rosny (Institut Langevin)

charles-edouard.nadim@ineris.fr, emmanuelle.klein@ineris.fr, cristina.occhiena@polito.it,
julien.derosny@espci.fr

Summary

It is very difficult to monitor sinkholes and local collapses from underground using the classical geotechnical instrumentation since the location of such pre-existing phenomena cannot be easily approached or forecast in time in wide and complex underground cavities. INERIS developed and tested an acoustic method to detect, localize and characterize rock falls with the help of a few sensors.

Introduction

Les cavités souterraines de faible profondeur, naturelles ou anthropiques, peuvent être à l'origine de risques de mouvements de terrains par fontis ou par effondrement localisé. Ce phénomène touche l'ensemble du territoire national.

Dans l'attente d'un traitement, une surveillance peut permettre de gérer le risque. Jusqu'à présent, cette surveillance était essentiellement réalisée par inspection visuelle et par instrumentation géotechnique conventionnelle. Cette démarche présentant plusieurs limites dans le suivi des phénomènes dans la continuité et d'exposition des équipes intervenantes, il était important d'examiner de nouvelles solutions instrumentales réunissant les conditions suivantes :

- permettre la caractérisation de l'évolution du fontis de manière précise et fiable ;
- avoir un rapport coût/bénéfice acceptable ;
- être suffisamment robuste pour offrir une qualité métrologique pérenne dans le temps ;
- limiter les besoins de maintenance ;
- installation rapide en conditions d'urgence.



Fig. 1 : Chute de bloc dans la zone à risque d'effondrement de l'ancienne mine de fer de Moyeuvre-Grande (54).

Dans le cadre d'une opération de recherche financée par le Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie, le fond FEDER et la région Lorraine, l'INERIS a développé et testé la méthode d'écoute acoustique en collaboration avec GEODERIS, l'Institut Langevin et le Politecnico di Turin.

Principe de l'écoute acoustique

La surveillance acoustique des risques fontis et les effondrements localisés est basée sur l'écoute permanente d'une cavité par un réseau de microphones pour détecter, enregistrer et caractériser les bruits liés à l'évolution du phénomène, typiquement des chutes de blocs. Les raisons du choix de la méthode acoustique pour détecter les chutes de blocs rocheux sont multiples :

- les chutes de blocs rocheux sont généralement des événements sonores. La méthode est cependant moins pertinente si le fontis évolue par très petites chutes de matériau ;
- beaucoup de cavités souterraines peuvent être qualifiées de milieu à « bas bruit », ou très peu perturbées, ce qui permet de détecter facilement une chute de blocs, de limiter les

enregistrements parasites et d'obtenir de bons rapports signal sur bruit lors d'un enregistrement ;

- la scrutation est continue dans le temps. De cette écoute continue peuvent être extraits et conservés les événements d'une certaine amplitude (principe de mesure passive) ;
- la mesure est « volumétrique » : contrairement à des mesures géotechniques ponctuelles, elle permet de détecter et de quantifier des phénomènes sur une étendue de cavité, plus ou moins importante selon les conditions.

En termes de performance, un réseau de microphones correctement dimensionné doit au strict minimum permettre d'enregistrer les chutes de blocs sur toute la zone d'intérêt. La taille des blocs susceptibles d'être détectés est dépendante de la distance aux capteurs : plus un réseau est dense plus il pourra détecter de petits blocs.

Dans le cas de cavités peu évolutives, un simple comptage peut suffire à s'assurer que les fontis surveillés n'évoluent pas de manière inhabituelle. Mais on peut également attendre de la surveillance acoustique qu'elle permette une localisation précise des sources ainsi que leur caractérisation, c'est-à-dire une évaluation de la taille des blocs tombés. Ainsi, même si un réseau est suffisamment dense pour qu'un microphone soit à proximité de chacune des zones à risque, il est souvent souhaitable que les chutes soient enregistrées par plusieurs capteurs si l'on souhaite pouvoir effectivement localiser avec précision et caractériser les événements

Matériels employés

Le microphone est l'élément clé d'un réseau d'écoute acoustique, il doit répondre à diverses exigences et notamment avoir une excellente sensibilité et dynamique afin de permettre la détection d'événements de très faible amplitude. La résistance aux environnements difficiles est également essentielle, en particulier vis-à-vis de l'humidité, beaucoup de cavités présentant une hygrométrie élevée. Dans cette étude, des microphones Bruel & Kjaer (type 4188) sont utilisés et couplés à une carte de pré-amplification de l'INERIS.

Les microphones n'ont pas nécessité d'être couplés au massif et permettent une installation simple, soit depuis le fond, soit depuis le jour par simple pose en forage débouchant en galerie avec isolation phonique :

- les capteurs sont donc mobiles et récupérables permettant de modifier simplement un réseau de microphones selon une éventuelle évolution du besoin de la surveillance et le retour d'expérience ;
- la pose simple permet à la fois de réduire fortement le coût d'installation et le temps de présence en cavité ainsi que les perturbations sur un environnement souterrain parfois très dégradé, l'objectif étant de limiter au maximum l'exposition des équipes techniques en charge de l'installation.



Fig. 2 : Sonde microphonique installée sur un trépied (à gauche) et unité d'acquisition (à droite).

Une unité d'acquisition INERIS SYTGEM VLP permet de gérer l'acquisition localement ou par télégestion depuis le centre de surveillance de l'INERIS à Nancy grâce à une liaison sans fil 3G. Sa robustesse et son autonomie en énergie permette de la déployer indépendamment de toute infrastructure énergétique alors même que les microphones doivent être alimentés en continu. À titre indicatif, pour 8 voies de mesure en déclenchement la consommation est inférieure à 675 mW, ce qui donne environ 3 mois d'autonomie avec 4 batteries plomb de 100 Ah avec une dizaine de déclenchements journaliers.

Localisation des événements

Les fontis et effondrements localisés sont par définition des phénomènes ponctuels. Ainsi, il est tout à fait primordial de pouvoir localiser les zones d'évolution. La précision attendue en termes de localisation sera dépendante de la présence et de la nature des enjeux en surface ou d'éventuels effets dominos redoutés, de la possibilité ou de l'impossibilité de constater l'évolution au fond, etc. Il pourra ainsi s'agir de localiser un événement à l'échelle d'une chambre de mine, d'un quartier ou simplement de valider que cet événement est bien issu de la zone surveillée. La capacité de localisation de chutes de blocs sera de ce fait fonction de la densité et de la répartition de capteurs ainsi que de la méthode de localisation mise en œuvre.

Quelle que soit la méthode choisie, la localisation repose sur le pointé précis des temps d'arrivée de l'onde sonore aux différents capteurs :

1. Une première approche extrêmement simple et fiable consiste à élaborer un abaque de l'ordre d'arrivée de l'onde acoustique aux capteurs à partir de mesures de calibrage (par exemple tirs au pistolet d'alarme). Pour tout nouvel événement, il suffit alors de pointer l'ordre d'arrivée pour déterminer dans quelle zone il se situe. Cette méthode s'applique aux cavités simples ou complexes et accessibles par le fond ;
2. L'approche plus classique par inversion des temps d'arrivée aux capteurs nécessite de connaître les propriétés de propagation (notamment la vitesse) de l'onde acoustique dans l'air.
 - o Dans le cas de cavités à géométrie homogène, comme une carrière en chambre et pilier régulière par exemple, il est possible de définir une vitesse de propagation équivalente, mesurée *in situ*, sans prise en compte du trajet réel de l'onde dans la cavité ;
 - o Dans le cas d'une géométrie irrégulière la notion de vitesse équivalente n'est plus pertinente. Les trajets réellement empruntés par le front d'onde acoustique doivent être considérés, ce qui nécessite l'utilisation d'un modèle numérique de la géométrie de la cavité de manière à contraindre la propagation dans l'air.

Ces trois approches ont été testées en grand sur des sites expérimentaux. Le zonage simple a été réalisé grâce à une campagne d'une cinquantaine de tirs au pistolet d'alarme dans l'ancienne mine de Moyeuve-Grande, à géométrie plutôt homogène. Le zonage obtenu (zone de 100 m par 120 m) permet une localisation à l'échelle d'une chambre :

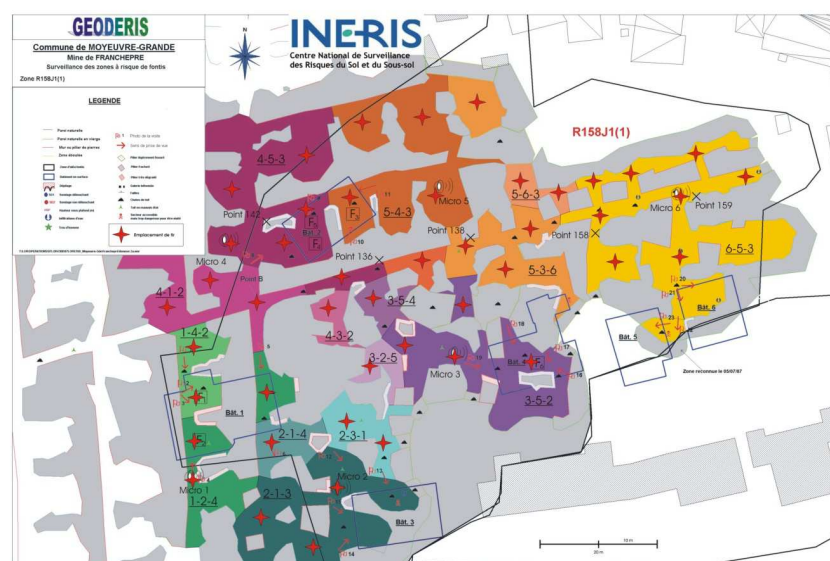


Fig 3 : Zonage des ordres d'arrivée aux trois premiers microphones lors d'une de tirs au pistolet dans la mine de Moyeuve (chaque triplet de microphones est affectée une couleur).

Un résultat comparable a été obtenu en exploitant les localisations par inversion (milieu équivalent, puis trajets en galeries) : une erreur moyenne de 6 m a été obtenue avec les deux méthodes sur des simulations de chute de bloc rocheux d'une centaine de kilogrammes.

Dans le cas d'une seconde mine instrumentée (Côte d'Hayange) présentant une géométrie plus filante et hétérogène, la méthode d'inversion en trajets en galeries donne de bien meilleurs résultats (3 m) que l'inversion en milieu équivalent (13 m) :

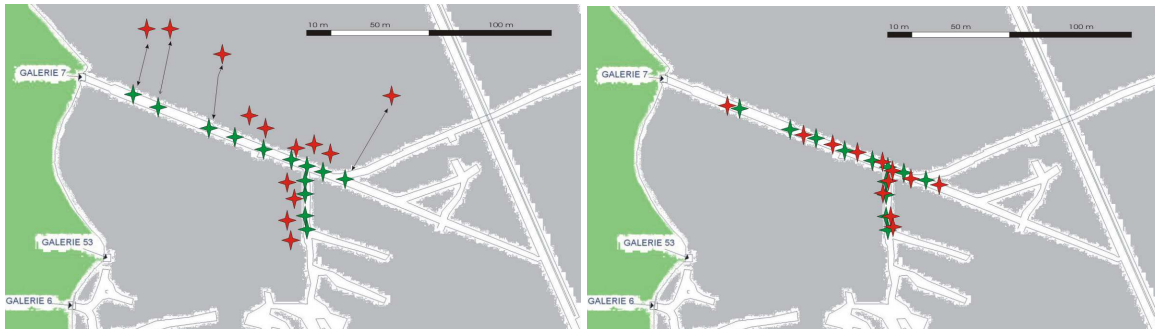


Fig. 4 : Localisation (étoiles rouges) de simulations de chute de bloc (~100 kg – étoiles vertes) dans la mine Côte d'Hayange par inversion en trajets directs (à gauche) et en trajets en galeries (à droite).

Compte-tenu de la géométrie de la zone surveillée (deux galeries filantes perpendiculaires) l'hypothèse de trajets rectilignes avec vitesse équivalente induit des erreurs fortes, notamment en périphérie du réseau de microphones. La localisation en trajets en galerie, nécessitant un modèle simple des galeries, s'avère bien plus performante.

Retour d'expérience

L'INERIS réalise une surveillance opérationnelle de plusieurs sites à risque de fontis ou d'effondrements localisés par méthode acoustique (mine de fer, mine de sel, carrières).

À titre d'exemple, la mine de Moyeuve-Grande a été surveillée à titre expérimental, puis opérationnel, durant plus de 3 ans. Un critère simple a été mis en place pour décider d'un éventuel constat sur place : plus de 10 événements successifs sur 24h glissantes et dans une même zone ou un événement significatif en amplitude (> 90 dB sur deux microphones). Une trentaine de petites chutes de bloc rocheux a été enregistrée durant cette période. Elles ont été localisées dans différentes zones de la mine. Leur faible importance et leur dispersion ont permis de s'assurer de l'absence d'évolution dangereuse de la cavité, et donc de supprimer les visites d'inspection tout en maintenant les populations sus-jacentes en place (6 habitations).

L'écoute acoustique est donc considérée comme une méthode efficace de surveillance des risques fontis et effondrement localisé, lorsque les principales conditions d'applicabilité sont réunies : la cavité doit être silencieuse, les phénomènes doivent être à un stade précoce d'évolution et le réseau correctement dimensionné pour couvrir efficacement l'ensemble de la zone de surveillance.

Références

- Nadim C. (2013). Méthodologie d'instrumentation d'une cavité souterraine pour la surveillance du risque de fontis par méthode acoustique, Rapport INERIS DRS-13-135992-01259A.
- Lambert C., Salmon R. (2007). Évaluation et traitement du risque de fontis lié à l'exploitation minière, Rapport INERIS DRS-07-86090-05803A.
- Fink M. (2007). Ondes et acoustique. Cours d'acoustique de l'École de Physique et de Chimie de Paris.
- Lomax, A., Michelini A., Curtis A. (2009), Earthquake Location, Direct, Global-Search Methods, in Complexity In Encyclopedia of Complexity and System Science, Part 5, Springer, New York, pp. 2449-2473, doi:10.1007/978-0-387-30440-3.

Mots clés

Fontis, effondrement localisé, surveillance, acoustique, risque.

Activité microsismique et caractérisation de la détectabilité des réseaux de surveillance du bassin houiller de Gardanne

Isabelle Contrucci (INERIS), Mustapha Bennani (INERIS), Pascal Bigarré (INERIS), Pascal Dominique (BRGM)

Isabelle.Contrucci@ineris.fr, Mustapha.Bennani@ineris.fr, Pascal.Bigarre@ineris.fr, p.dominique@brgm.fr

ABSTRACT

Mining in Provence have left many underground voids that may cause subsidence or collapse in areas of high population density. Microseismic monitoring networks have been deployed to prevent this risk. Here we present the post-mining microseismic records between 2008 and 2012 and the characterization of networks detectability at different scales.

L'activité minière en Provence a laissé de nombreux vides souterrains qui peuvent provoquer la subsidence des terrains ou des effondrements dans des zones à forte densité de population. Pour prévenir ces risques, une surveillance microsismique a été mise en place dans les zones à fort enjeux. Ainsi depuis l'arrêt des concessions minières de Provence, l'INERIS a installé 5 réseaux de surveillance microsismique sur le bassin houiller de Gardanne qui était exploité par Charbonnages de France. Puis, le BRGM-DPSM en tant que Maître d'ouvrage délégué de l'Etat, a demandé à l'INERIS la poursuite de la surveillance microsismique.

Depuis l'installation de ces réseaux de surveillance, on observe que l'activité microsismique du bassin houiller de Provence est importante, avec plus de 1 100 événements enregistrés entre le 1^{er} janvier 2008 et le 31 décembre 2012. Elle est principalement détectée en dehors des zones de surveillance, au centre du bassin et semble bien corrélée avec la progression du front d'ennoyage (Figure 1). Cette activité a été marquée par une crise sismique importante qui a eu lieu du 1^{er} au 3 novembre 2012 à ~ 2 km à l'ouest de la station de surveillance de Fuveau, durant laquelle les événements les plus forts depuis le début de la surveillance ont été enregistrés (Bennani, 2012).

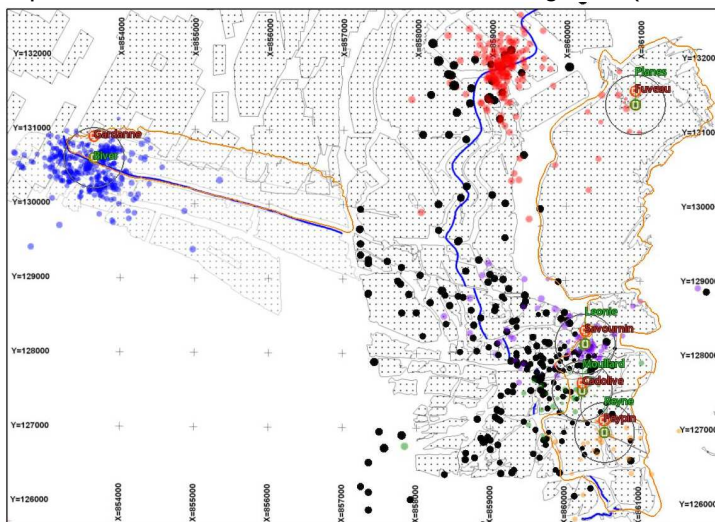


Figure 1 : localisation des séismes enregistrés dans les zones à risque moyen d'affaissement cassant (limites en orange) et dans le bassin houiller de Provence. La ligne bleue marque le front d'ennoyage en janvier 2012

Cette étude fait le point sur les capacités de détection de ces 5 réseaux de surveillance (Figure 2) qui est rendue possible aujourd'hui grâce à une population suffisante d'événements microsismiques enregistrés, auxquels ont été ajoutés des événements régionaux également détectés par le réseau du CEA/LDG (Laboratoire de détection géophysique du Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives) (Figure 3). La complétude du catalogue enregistré dépend de la détectabilité des réseaux que nous avons quantifiée à l'échelle locale (distances épicentrales inférieures à 400 m) dans les zones à risque, à l'échelle du bassin (distances épicentrales inférieures à 10 000 m) et à l'échelle régionale (distances épicentrales supérieures à 10 000 m). Ces capacités de détection dépendent des caractéristiques de chacune des stations, de leur répartition spatiale et de la variation de cette géométrie dans le temps, des conditions locales d'implantation des sondes, du bruit environnant ainsi que des stratégies d'acquisition et de traitement utilisées (Woessner & Wiener, 2005).

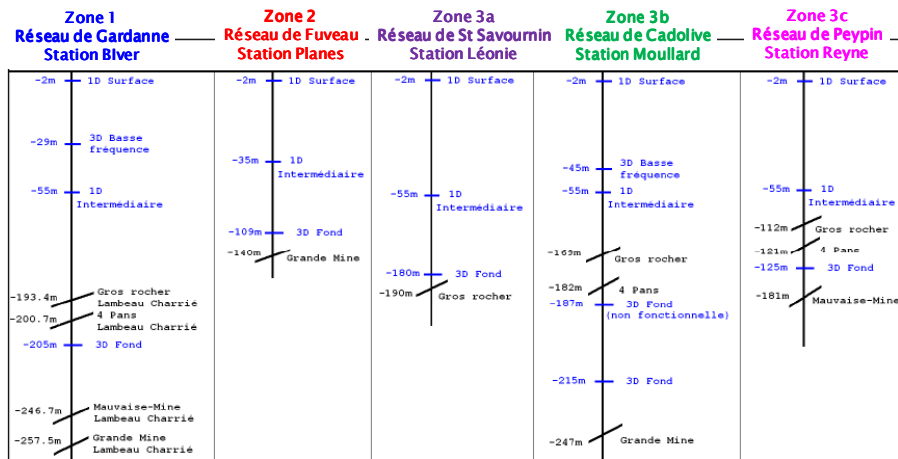


Figure 2 : dispositif d'acquisition microsismique déployé dans le bassin houiller de Provence.

Rappelons que les réseaux de Provence ont été conçus pour détecter les signes précurseurs à une instabilité minière qui se développerait dans les zones à risque situées dans un rayon de 400 m autour des stations de surveillance. Cette approche a d'ailleurs été préalablement validée par une expérimentation sur le secteur du Rocher Bleu (Driad, 2005) (zone ouest en orange). En revanche, ces réseaux n'ont pas été conçus pour une surveillance à l'échelle régionale ni à celle du bassin, même si ce type d'événement est cependant détecté par les sondes. La détectabilité examinée dans cette étude fait référence à la détection automatique des événements sismiques sur seuils de déclenchement prédéfinis. La même analyse réalisée sur les enregistrements effectués parallèlement en continu montrerait certainement une meilleure détectabilité aux échelles du bassin et régionale. Les diagrammes de détectabilité ont été réalisés pour chacune des stations du réseau (Figure 4, exemple de diagramme).

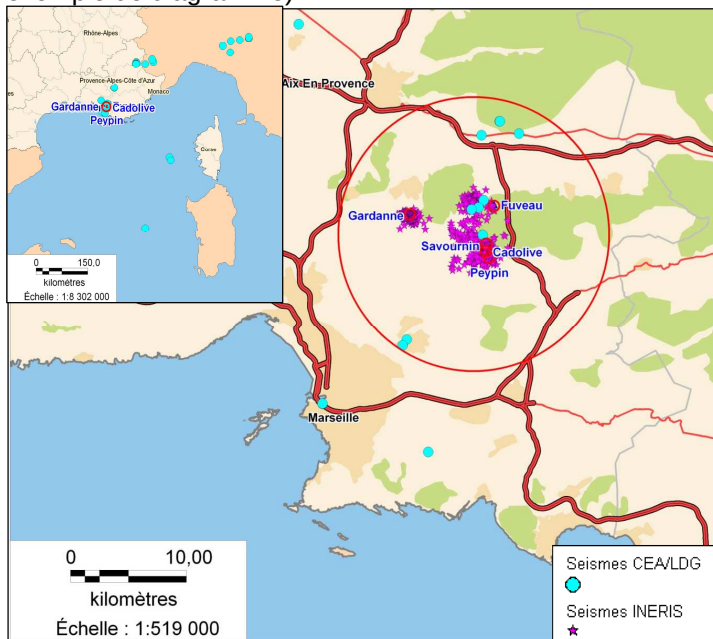


Figure 3 : localisation des événements utilisés pour cette analyse de détectabilité, à l'échelle régionale et du bassin.

A l'échelle locale, soit dans un rayon de 400 m autour des sondes, dans les zones de surveillance 1 (Gardanne) et 3 (St-Savournin, Cadolive et Peypin), la magnitude de complétude, c'est-à-dire la magnitude à partir de laquelle le catalogue sismique est considéré comme complet (e.g. Gentilly et al. 2011 ; Nanjo et al. 2010 ; Woessner & Wiener, 2005), est de -0.5 et la b-valeur (valeur caractérisant la décroissance du nombre d'événements en fonction de leur magnitude) a été estimée à 0.4. Cette valeur conforte l'origine minière induite de la sismicité enregistrée. Pour la sismicité naturelle, la b-valeur est en générale voisine de 1.

A l'échelle du bassin (< 10 000 m), les limites de détection des stations apparaissent clairement. Par exemple, au-delà de 2 000 m de distance épacentrale de chaque station considérée indépendamment, les événements de magnitude inférieure à 1 ne sont plus détectés. Un événement de magnitude 2 n'est plus détecté au-delà d'une distance épacentrale d'environ 4 000 m. La sonde 3 composantes 40 Hz de la station Reyne du réseau de Peypin semble être la moins sensible des cinq stations aux

distances épicentrales considérées. Une étude de l'environnement géologique et structural local pourrait permettre de comprendre les raisons de ce contraste de détectabilité.

A l'échelle régionale, soit au-delà de 10 000 m de distance épicentrale, la sonde sismique basse fréquence (4.5 Hz) implantée en 2010 au niveau de la station Moullard (Cadolive) se révèle évidemment plus sensible aux séismes régionaux que les sondes microsismiques 40 Hz.

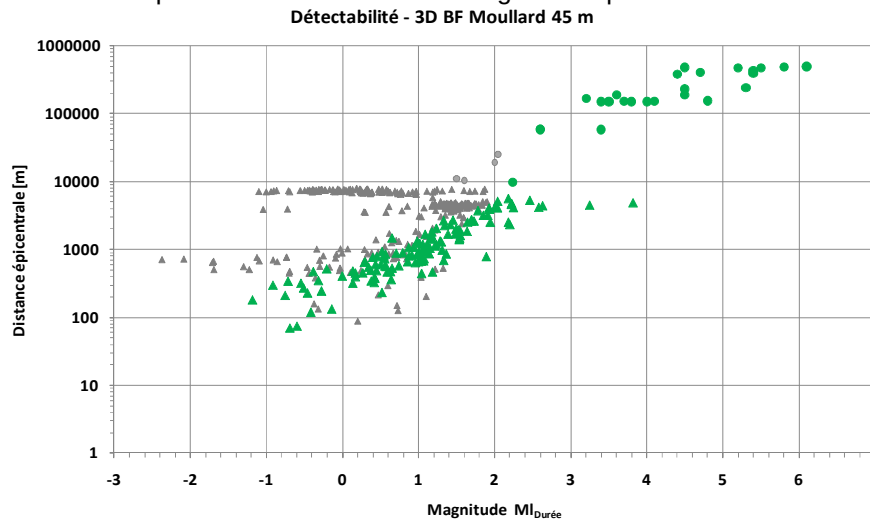


Figure 4 : Diagramme de détectabilité de la sonde 4.5 Hz de Cadolive (Moullard).

▲ Événement Miniers non détectés ▲ Evenements Miniers Détectés ● Séismes Détectés ● Séismes Non détectés

A la lumière de ces résultats, 13 événements détectés par des stations du réseau national du CEA/LDG ont été examinés en termes de détection par les stations microsismiques des réseaux de surveillance, en vue d'évaluer la cohérence globale des données disponibles (Figure 5). Parmi ces 13 événements :

- 4 événements de magnitude inférieure ou égale à 2 sont situés à au moins 6500 m de distance épicentrale des sondes, soit en dehors de leur rayon de détectabilité. Ils n'ont donc pas été détectés par les réseaux locaux ;
- 3 événements de magnitude 1.3 à 2.1 ont été détectés à la fois par les réseaux de Provence et le LDG/CEA. La localisation de deux d'entre eux, sur la base des signaux enregistrés localement, les ramène dans les rayons de détection des sondes microsismiques pour des magnitudes de l'ordre de 2. Dans ce cas, l'écart avec la localisation du LDG peut être important ;
- 4 événements de la crise de Fuveau-Gréasque de novembre 2012, de magnitude 1.3 à 2.2, ont été perçus par les deux réseaux à la fois. La localisation par le CEA/LDG de l'événement le plus fort se situe à plus de 3 km de la zone de ressenti macrosismique des séismes, alors que la localisation par le dispositif de surveillance microsismique de Provence est cohérente avec les témoignages des riverains ;
- 1 événement de magnitude 2.2 n'a été détecté que par la sonde BF (Basse Fréquence) de Cadolive (Moullard) 4.5 Hz. Le CEA / LDG positionne cet événement en limite de détection de cette dernière sonde et hors de portée de l'accéléromètre de Gardanne (Bive)r. Le signal émergeant de la sonde BF de Cadolive (Moullard) correspondant à cet événement n'a pas permis sa relocalisation ;
- 1 événement fort de magnitude 5.3, situé à environ 250 km des réseaux de Provence a bien été détecté par toutes les sondes 40 Hz et BF 4.5 Hz et accélérométrique des réseaux de Provence, à l'exception de la sonde 40 Hz de la station de Peypin (Reyne).



Figure 5 : position des événements détectés par le CEA/LDG (ronds bleu) situés dans un rayon de l'ordre de 30 km autour des réseaux de surveillance de Provence. Les pointes de flèches indiquent la localisation INERIS des mêmes événements à partir des signaux enregistrés par les réseaux de surveillance microsismique de Provence. Les cercles en rouge pointillé indiquent les limites de détection d'un événement de magnitude 2 par les stations microsismiques.

En conclusion, la détection ou non détection des 13 événements est globalement cohérente avec les résultats de l'analyse de détection. Notons que les écarts de localisation entre les positions du CEA/LDG et celles de l'INERIS peuvent dépasser 15 km, soit environ la dimension du bassin minier. Enfin, il est établi conformément à l'objectif de surveillance, que la capacité de détection d'événements de faible magnitude (précurseurs), au sein des zones à risque est satisfaisante.

Compte tenu de l'activité sismique d'importance assez inattendue accompagnant l'ennoyage des travaux miniers au centre du bassin, il est proposé, afin d'optimiser la surveillance à l'échelle du bassin en termes de détectabilité et de qualité des localisations d'installer au moins deux sondes supplémentaires large bande 4.5 Hz en forages profonds, de manière à s'affranchir des bruits de surface et augmenter ainsi la sensibilité du système de détection. En outre, ce dispositif complémentaire permettrait de mieux calibrer les critères de surveillance sur les zones de risque moyen d'affaissement, à partir d'enregistrements sur des crises survenues dans des contextes similaires. Le choix de leur implantation est guidé par le souci de la bonne répartition azimutale des stations et la complétude de la couverture du bassin minier, notamment dans les zones d'ombre au centre du bassin. Ces sondes pourraient se situer au niveau du réseau de Fuveau et au centre-sud du bassin, en limite des rayons de détectabilité des événements de magnitude 2.

Références

- Bennani, M., Note d'expertise complémentaire relative aux événements microsismiques ressentis en surface dans la zone de Fuveau – Gréasque, dans le bassin minier de Gardanne, DRS-12-126881-12578A.
- Driad L. 2005, Expérimentation de calage microsismique sur le site de Rocher Bleu (Fuveau, Provence), DRS-05-48250/RN02.
- Woessner, J. & Wiemer, S., 2005. Assessing the quality of earthquake catalogs: estimating the magnitude of completeness and its uncertainties, Bull. seism. Soc. Am., 95(4), 684–698.
- Gentili S., M. Sugan, L. Peruzza, D. Schorlemmer Probabilistic completeness assessment of the past 30 years of seismic monitoring in northeastern Italy Physics of the Earth and Planetary Interiors 186 (2011) 81–96, doi:10.1016/j.pepi.2011.03.005.
- Nanjo, K.Z., Schorlemmer, D., Woessner, J., Wiemer, S., Giardini, D., 2010b. Earthquake detection capability of the Swiss Seismic Network. Geophys. J. Int. 181, 1713–1724, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04593.x.

Mots clefs : surveillance microsismique, instabilité post-minièrre, ennoyage, détectabilité

Localisation de cavités souterraines avec le système UGPS. Applications au cas des crayères de la Marne et à une ancienne mine polymétallique.

Gaël Gouillon (INERIS), Cédric Duchêne (INFRASURVEY)
Gael.gouillon@ineris.fr, cedric.duchene@infrasurvey.ch

The UGPS enables to determine in real time the positioning of an object or a person, up to 200 meters below the surface. In an old underground chalk quarry, UGPS has been used to locate, from underground, invisible shafts on the surface. In an other context, this device has been tested to map accurately a polymetallic underground mine which was not located precisely before.

Introduction

L'INERIS intervient régulièrement en cavités souterraines pour effectuer des diagnostics de stabilité. Les géotechniciens sont régulièrement confrontés à des problèmes d'imprécision sur la localisation de secteurs souterrains par rapport à la surface. Ces difficultés ont motivé le développement en partenariat avec la société INFRASURVEY, du système UGPS (Underground Positioning System) ; un outil de repérage entre le souterrain et la surface. Deux applications caractéristiques de l'UGPS sont exposées dans ce résumé ; l'une dans un réseau de crayères de la Marne, l'autre dans une ancienne mine polymétallique.

Matériel et méthode

Le système UGPS comprend : une balise « émettrice » générant un signal électromagnétique, de 1 à 4 balises « réceptrices » de mesure du signal généré, et d'un ordinateur qui assure le traitement des signaux en temps réel.

L'émetteur est utilisé en souterrain, il est mis en place à la position dont on souhaite connaître l'aplomb en surface. Le récepteur est implanté en surface, après réception et traitement du signal émis en souterrain, le logiciel de l'UGPS fournit la position de l'émetteur dans le repère (x,y,z) du récepteur (figure 1).

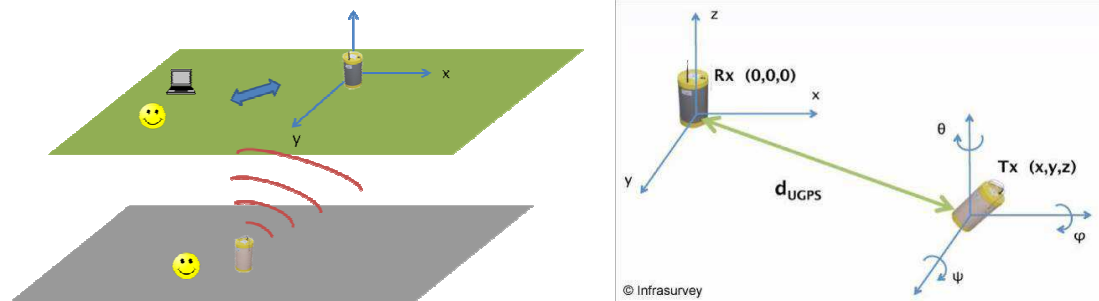


Figure 1 : Illustrations schématiques du principe de fonctionnement du système UGPS

A partir de mesures effectuées sur le champ magnétique par le récepteur, les 6 inconnues (la position (x,y,z) et l'orientation (ϕ, ψ, θ)), ainsi que la distance (d_{UGPS}) de l'émetteur sont calculées grâce à l'algorithme de l'UGPS. Un seul récepteur est nécessaire à la localisation de l'émetteur. L'emploi de plusieurs récepteurs en surface permet de couvrir une plus grande zone à investiguer en souterrain et d'obtenir une meilleure précision.

Recherche d'essors de crayères

Les crayères, anciennes exploitations souterraines de craie de la Marne, forment des cavités pyramidales débouchant en surface par un puits d'accès dit « essor ». Dans le cas présent, des essors étant obturés, leur localisation en surface n'était pas connue. Ces ouvrages peuvent se dégrader et générer des désordres en surface. Il est donc essentiel de connaître leur position afin d'identifier les enjeux à l'aplomb ou de procéder à des travaux de mise en sécurité. C'est dans ce contexte que la ville de Châlons-en-Champagne a permis l'emploi de l'UGPS pour retrouver en surface la position des essors d'un réseau de crayères sous cavant un quartier pavillonnaire. Ce réseau est visitable par un essor connu et accessible, les essors obturés et non localisés en surface sont ainsi visibles en souterrain.

Pour localiser les essors en surface, la fonctionnalité « recherche verticale » du système UGPS a été mise en œuvre. Cette configuration permet de positionner un point en surface à la verticale d'un point

en souterrain et de connaître la distance qui les sépare. L'émetteur est fixe et positionné au point identifié en souterrain. Le récepteur est mobile et déplacé après chaque signal réceptionné et traité jusqu'à retrouver l'aplomb de l'émetteur (figure 2).

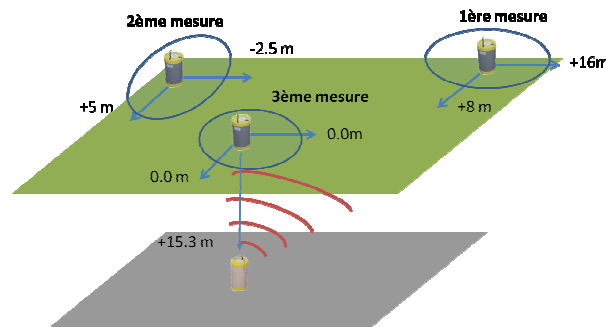


Figure 2 : Illustration schématique d'une recherche verticale

L'émetteur a été positionné à la base des crayères et à la verticale des essors. En surface, le récepteur a été déplacé jusqu'à retrouver l'aplomb de l'émetteur et donc de l'essor (figure 3).

Au total, 16 essors de crayères ont été repositionnés en surface. La profondeur des cavités varie entre 13 et 29 m. Neuf essors ont été positionnés avec une précision d'un mètre. Cinq essors ont été positionnés à partir de mesures déportées car ils se situaient sous des habitations ou à cheval sur des limites de propriétés. La précision de localisation est dans ces cas d'environ 2 m. Dans deux autres cas, la présence d'un environnement métallique et/ou conducteur très prononcé n'a permis de retrouver la position des essors qu'avec une précision estimée à 3 m.

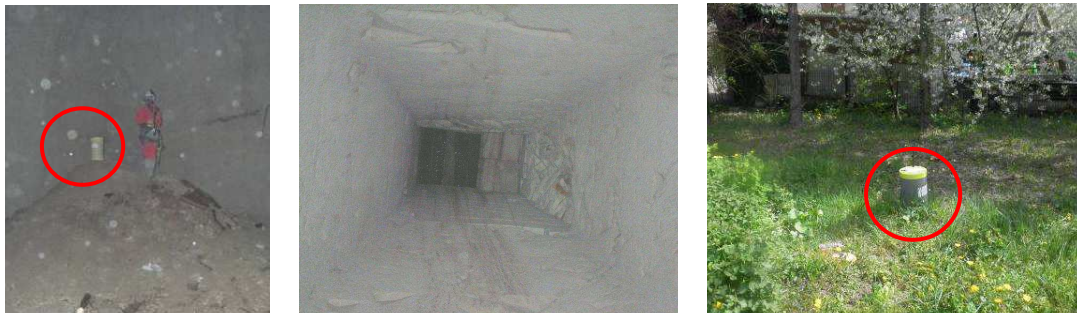


Figure 3 : Emetteur positionné en souterrain à la verticale d'un essor et position retrouvée en surface

Cartographie des travaux souterrains d'une mine polymétallique

Dans le cadre d'une étude des aléas mouvements de terrain liés à l'existence d'une ancienne mine souterraine, l'UGPS a été utilisé à nouveau pour GEODERIS afin de vérifier la cartographie des travaux.

Les travaux miniers ont exploité des poches karstiques et des filons minéralisés. Ils forment un réseau complexe de galeries, boyaux, chambres et filons ouverts, le tout sur un ou plusieurs niveaux superposés (figure 4). Ces travaux sous minent à faible profondeur une zone urbanisée.

L'unique plan connu de cette mine date de 1972. Ce plan est dégradé avec une orientation et une échelle incertaines (figure 5). Ainsi, l'évaluation des aléas est difficile et la cartographie des travaux par rapport à la surface présente une incertitude de localisation trop importante.



Figure 4 : Aperçu photographique de la mine

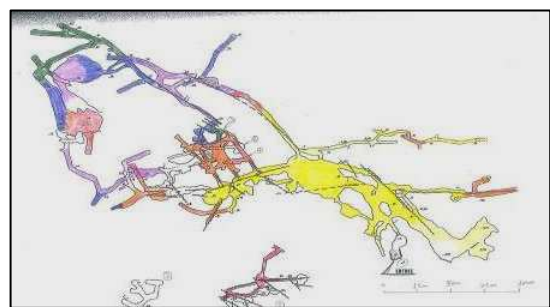


Figure 5 : Plan de la mine (1972)

Pour vérifier et compléter la cartographie de cette mine, la fonctionnalité « cheminement souterrain » du système UGPS a été mise en œuvre. Cette configuration permet de localiser en surface et en temps réel le déplacement de l'émetteur et de connaître sa profondeur. L'émetteur est mobile et déplacé successivement à différents points déterminant la géométrie de la mine. Le récepteur est fixe et constitue l'origine du repère dans lequel sont levées les positions de l'émetteur (figure 6).

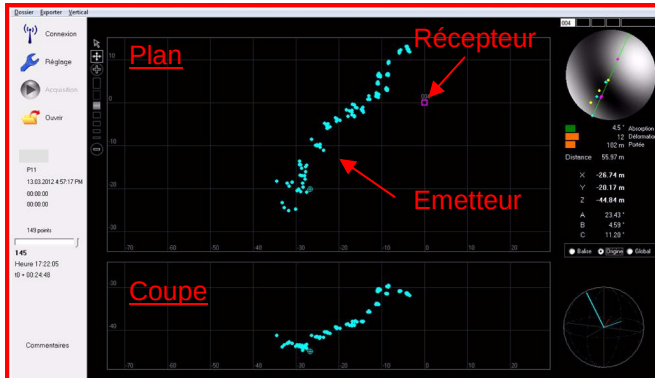


Figure 6 : Aperçu de l'interface du logiciel UGPS

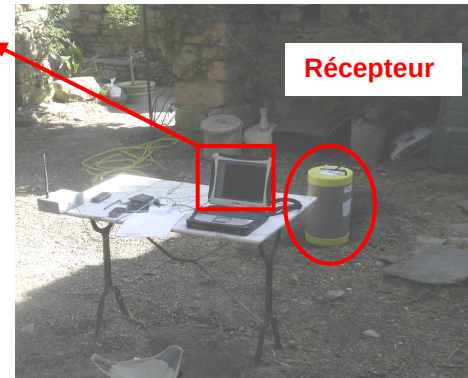


Figure 7 : Dispositif UGPS en surface

Un seul récepteur a été utilisé en surface. Pour que les levés s'effectuent dans une gamme de distance garantissant la meilleure précision possible, 8 zones de mesures ont été réalisées à partir de 7 positions du récepteur en surface (figure 8). Au total, 280 positions en souterrain ont ainsi été localisées depuis la surface. Afin de rendre compte au mieux de la position des travaux par rapport à la surface, les positions des récepteurs ont été déterminées relativement aux supports cartographiques de surface (BD ORTHO de l'IGN pour les coordonnées X et Y, et BD TOPO de l'IGN pour la coordonnée Z). Les points levés sont ainsi géoréférencés en Lambert 93 et leurs cotes sont reliées au système NGF. La cartographie et les données (figure 9) ont été exportées dans un SIG (Système d'Information Géographique) sous MapInfo ©.

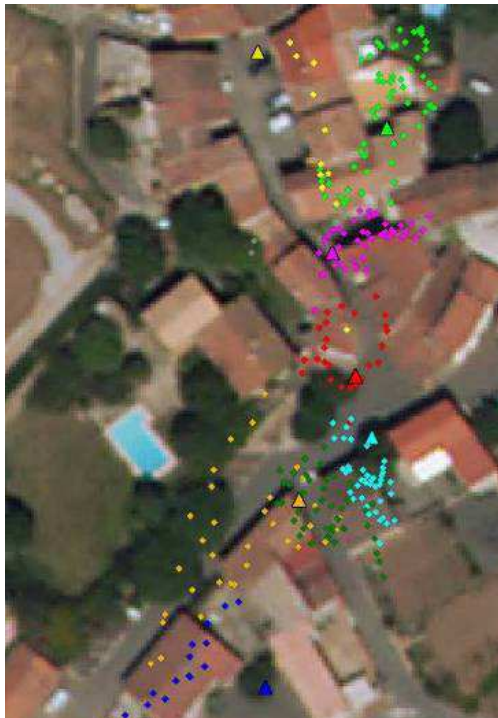


Figure 8 : Positions levées avec le système UGPS

recepteur	Temps	X_RGF93	Y_RGF93	Z_NGF	profrelative
P1	10:42				-20,02
P1	10:43				-20,636
P1	10:44				-20,691
P1	10:46				-21,01
P1	10:47				-19,547
P1	10:49				-20,449
P1	10:51				-20,647
P1	10:54				-18,766
P1	10:55				-18,271
P1	10:57				-19,624
P1	10:58				-20,9
P1	11:03				-21,065

Figure 9 : Données relatives aux points levés (X, Y, Z et profondeur)

La totalité de la mine n'a pu être levée mais les zones localisées avec le système UGPS ont permis de recaler le plan de 1972. L'emprise des secteurs non reconnus a ainsi pu être cartographiée avec plus de précision qu'auparavant. L'incertitude intrinsèque au levé UGPS est de 1 m, l'incertitude du

zonage des travaux sur les secteurs levés avec l'UGPS est estimée entre 1 et 3 m, l'incertitude des zones digitalisées sur le plan de 1972 recalé est estimée entre 3 et 10 m (figure 11).

La localisation des travaux souterrains avec le système UGPS a permis de définir avec précision les caractéristiques géométriques de la mine. Les travaux sous minent une surface d'environ 3000 m² et se situent entre 7 et 50 m de profondeur. Sur le plan de 1972, le dessin des travaux est approximatif mais conforme aux observations en souterrain. Par contre, une importante erreur sur son échelle conduisait à une emprise par rapport à la surface près de 6 fois supérieure à la réalité (figure 10).



Figure 10 : Cartographie initiale de la mine

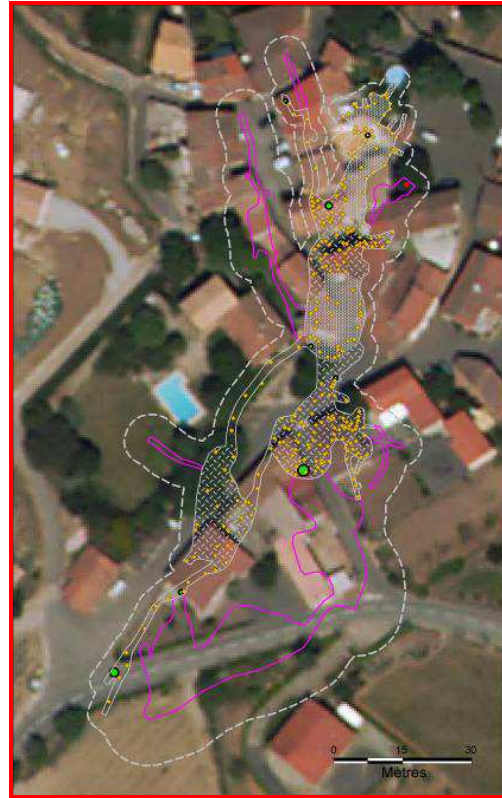


Figure 11 : Cartographie finale de la mine

Conclusion

Pour des cavités accessibles à l'homme, le système UGPS permet de localiser en surface, une position, un tracé ou une emprise souterraine. Il s'agit d'un outil alternatif aux techniques classiques de localisation (levés géomètres) dont la mise en œuvre en milieu souterrain peut être contraignante voire impossible (durée d'intervention, accès difficile et très éloigné). Sur un réseau de crayères à Chalons-en-Champagne, les positions de 16 essors ont été retrouvées en surface. Sur une ancienne mine polymétallique, les levés UGPS ont permis de cartographier les travaux souterrains avec une précision métrique.

Depuis 2 ans, le système UGPS a été mis en œuvre sur différents sites (urbain, périurbain, naturel), avec différents encaissants (calcaire, craie, gypse, mines polymétalliques et de fer) et à des profondeurs allant de 5 à 50 m. Le système a donné des positions avec une précision inférieure à 1 m pour les recherches verticales et allant de 1 à 3 m pour les positions issues d'un cheminement souterrain. Ces interventions ont principalement été réalisées pour :

- implanter des forages ou identifier des enjeux en surface à l'aplomb de zones à risques ;
- vérifier la qualité d'un plan de travaux souterrains et de son calage par rapport à la surface ;
- cartographier des cavités non connues.

Des développements ou améliorations sont toujours en cours. Ces derniers concernent l'optimisation du traitement des données lors de cheminement souterrain avec plusieurs balises réceptrices en surface et la miniaturisation l'émetteur.

Mots clés

UGPS, localisation, cavités, précision, souterrain

Exploration d'un dôme de sel dans le cadre d'un projet EDF de stockage souterrain de gaz naturel dans une zone tectonique complexe de l'avant pays des Pyrénées.

Emmanuelle Wicquart, Christophe Vergniault, Sylvain Pouliquen,

emmanuelle.wicquart@edf.fr, christophe.vergniault@edf.fr, sylvain.pouliquen@edf.fr

Abstract

Salins des Landes was an underground gas storage project in salt cavities conducted by EDF in the French Pyrenean foreland basin.

The project was based on the creation of 12 cavities allowing storage of approximately 600Mm3 working gas.

The leaching of cavities was planned to be done using a double water and brine pipe, linking the site to the sea shore.

To date, information gathered during the exploration phase shows that the selected salt dome is not suitable for such a development.

The presentation will show the evolution of knowledge of the structure, which initially was only defined on the surface and shallow subsurface.

Step by step we describe the contribution of each exploration tool to reduce the uncertainty of the definition of the geological model: interpretations of existing 2D seismic lines, some information from salt production wells, gravimetric data and two borehole investigations. Finally we discuss a feedback on innovative tools and methods for the exploration of a salt structure.

In the end, it is clearly the combination of the various methods carried out and tools used which has enabled an image as close as possible from the real the structure.

The exploration of the structure started in 2006 with the identification of several salt domes. This initial work was based on available 2D seismic lines and data from neighboring salt production wells. A research permit was obtained in 2009.

A first exploration well was drilled in 2010 in the axial part of the structure. It has reached a final depth of 1954m, with more than 1200m cored in the salt formation.

Characterization of the salt rock found that it had favorable mechanical properties, despite a high content of insolubles. From those first results, the development of cavities was deemed possible in the depth interval of 1000 to 1500m and the technical feasibility of the project was confirmed.

A second well has been drilled in 2012, close to the poorly defined eastern flank of the dome.

Planned to be vertical until 1500m, it was deviated towards a more central position after several hundred meters had been drilled in the salt formation. The side-track reached a final depth of 1750mMD and some cores could be taken and logs recorded

The results of this second well were quite disappointing regarding salt quality in terms of rate and distribution of insolubles.

At that stage, the definition of the dome shape and its limits were significantly modified.

To confirm the evolution of the interpretation, an additional gravimetric survey was carried out some months later.

The final image of the structure shows a dome size and extension rather smaller than expected six years before at the beginning of the project. This is linked to a clearly "tilted and flattened mushroom shape" of the eastern edge of the dome.

As the 12 cavities could not be safely located and developed, the expected project has been put in standby. The last open well was plugged in 2013.

Résumé

Salins des Landes est un projet EDF de stockage souterrain de gaz naturel en cavités salines dans le bassin d'avant-pays des Pyrénées françaises. Initialement, le projet était basé sur la création d'une douzaine de cavités devant permettre de stocker un volume d'environ 600 Mm³ de gaz naturel. Par ailleurs, le lessivage des cavités aurait nécessité la création d'une double canalisation d'eau et de la saumure, reliant le site à l'océan. À ce jour, les informations recueillies au cours de la phase d'exploration montrent que le diapir de sel étudié ne permet pas le développement souhaité. La présentation décrira donc l'évolution de la connaissance de cette structure, initialement définie uniquement en surface et subsurface dans sa partie Nord-Est. En effet, étape par étape, nous décrivons la contribution de chaque phase d'exploration afin de réduire l'incertitude sur la définition du modèle géologique: interprétations des lignes sismiques 2D existantes, l'information des puits d'exploitation de sel, un levé gravimétrique et deux campagnes de forage avec carottages et diagraphies. Enfin, nous effectuerons un retour d'expérience sur les outils et les méthodes géophysiques-géochimiques innovantes pour l'exploration d'une structure de salifère.

En résumé, l'exploration de la structure a commencé en 2006 avec l'identification de plusieurs structures salifères, dans la région du Bas-Adour. Ce premier travail a été basé sur des synthèses et des données disponibles provenant des puits de production de sel de l'exploitation de la Compagnie de Salins du Midi et de l'Est (CSME) au Nord de la structure. Un permis de recherche a été octroyé à EDF en 2009. Un premier puits d'exploration (SDL1) a été foré en 2010 dans la partie axiale de la structure. Il a atteint une profondeur finale de 1954 m, avec plus de 1200 m de carottes. Le sel gemme y est caractérisé par des propriétés mécaniques favorables, malgré une teneur élevée en matières insolubles. De ces premiers résultats, le développement de cavités était jugé possible dans l'intervalle de profondeur habituel des stockages souterrains (1000 à 1500 m) et la faisabilité technique du projet avait été confirmée.

Un deuxième puits a été foré en 2012 (SDL2), à proximité du flanc Est de la structure encore mal défini. Prévu pour être vertical jusqu'à 1500 m, il a été interrompu en raison d'un taux d'insolubles très élevé. Ce forage s'est alors poursuivi avec une déviation vers l'axe du diapir. Il a atteint une profondeur finale de 1750 m linéaire (MD). Il apparaît que les résultats de ce deuxième puits étaient assez décevants en ce qui concerne la qualité du sel et la répartition des insolubles. A cette étape, la forme du diapir et ses limites ont considérablement évolué. Pour confirmer cette évolution de l'interprétation, un levé gravimétrique complémentaire a été effectué quelques mois plus tard. L'image finale de la structure montre un volume salifère exploitable plus faible que prévu six ans auparavant, avant le début de l'exploration. En effet, à l'époque les données disponibles ne permettaient pas d'imager ce surplomb. En conséquence, ce forage SDL2 a été bouché en 2013 et le projet est actuellement en veille.

Références

- Renoux P. (2008). Projet Thalasso, Bénesse-les-Dax, Interprétation géophysique. GK/PROJ-2008/0005.
- Serrano O. & all. (2011). Stockage de gaz en cavité salines, diapir de Dax Bénesse-lès-Dax/Saint-Pandelon, Bas Adour. BRGM.
- Razin P. et Dupuy A. (2012). Avis sur les contextes géologique et hydrogéologique du diapir de Bénesse – Saint-Pandelon. ENSEGID, Institut Polytechnique de Bordeaux.
- Le Pochat G. et Thibault C. (1977), Carte géologique de la France au 1/50 000ème, Feuille de DAX, BRGM.

Mots clefs

Exploration, stockage souterrain de gaz naturel, cavités salines, forage, sismique, diagraphies, gravimétrie

Suivi temporel en Tomographie de Résistivité Electrique du calcaire de Lascaux : détection d'une probable zone d'alimentation en eau

Shan XU, Colette SIRIEIX, Philippe MALAURENT, Joëlle RISS, Fanny GENELLE

shan.xu@u-bordeaux1.fr; colette.sirieix@u-bordeaux1.fr; philippe.malaurent@u-bordeaux1.fr,
joelle.riss@u-bordeaux1.fr, fanny.genelle@u-bordeaux1.fr

Geophysical methods enable in a non-invasive way to detect the underground environment of the decorated cave. Associated with the analysis of the effective rainfall (groundwater recharge) in this site and the flow in the cave, the Electrical Resistivity Tomography monitoring using a pole-dipole array has identified a zone which probably stores water in relation with the cave.

Introduction

L'application des méthodes géophysiques est aujourd'hui un défi dans un environnement karstique à cause de la présence d'hétérogénéités mais présente un grand avantage en raison de leur caractère non destructif. La tomographie de résistivité électrique (TRE) a notamment donné des résultats concluants, permettant de détecter un paléokarst ou une cavité remplie d'air et/ou d'eau (Deceuster *et al.* 2006; Kaufmann *et al.* 2012) mais également d'identifier des structures karstiques en surface (Gautman *et al.* 2000 ; Valois *et al.* 2010).

L'étude proposée ci-dessous se concentre sur l'application des méthodes géophysiques à proximité de la grotte ornée de Lascaux dans le but de caractériser l'épikarst environnant. Ainsi, les méthodes Slingram EM31 et de TRE ont été mises en œuvre pour caractériser les structures géologiques et les variations hydriques de l'épikarst et des premiers mètres de la zone d'infiltration. Ce travail présente les résultats d'un suivi temporel effectué par TRE.

Méthode appliquée

Un profil de TRE orienté nord-ouest sud-est (figure 1) a été réalisé dans une partie au nord de la grotte. Son emplacement a été choisi en raison des contrastes de conductivité observés à partir de mesures en EM31 (Lopez, 2009). Le dispositif électrique utilisé est de type pôle-dipôle avec un espacement inter électrode de 0,5 m, soit une longueur de profil de 35,5 m. Les mesures ont été acquises au moyen d'un résistivimètre SYSCAL PRO.

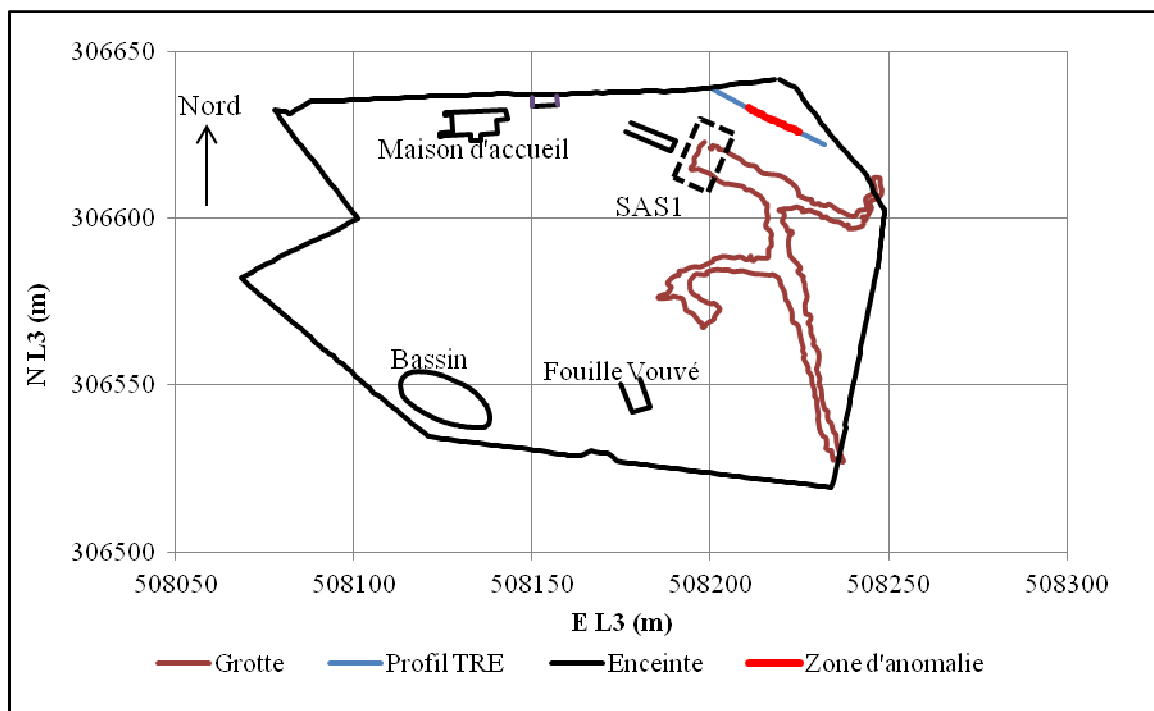


Figure 1: Schéma du site de la grotte de Lascaux et emplacement du profil TRE

Analyse des données du site

La grotte est équipée d'une centrale d'acquisition enregistrant *in-situ* et en continu de nombreux paramètres pouvant influencer la conservation de la grotte (débit, température, pluviométrie etc.). Seuls les pluies efficaces locales (estimées d'après $Pluie_{Montignac} - ETP_{Gourdon}$) et le débit d'eau mesuré à l'entrée de la grotte (SAS1-figure 1) seront discutés ici (figure 2). On considère que l'évapotranspiration (ETP) à Gourdon est similaire à celle de Montignac, les températures à Montignac et à Gourdon présentant un coefficient de détermination $R^2=0,98$ au cours des quarante dernières années.

Les mesures géophysiques sont analysées au regard des données météorologiques et hydrauliques (écoulement) au sein de la cavité.

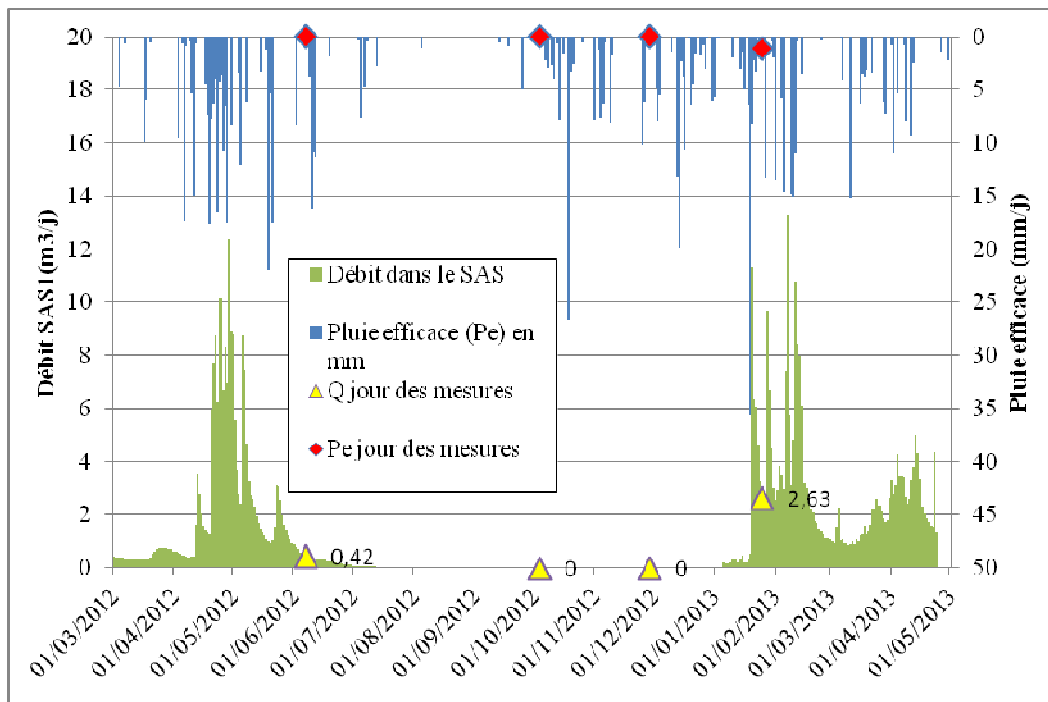


Figure 2: La pluie efficace estimée (P_e en mm / jour) à Montignac (24) et le débit (Q en m^3/j) dans la grotte de Lascaux

Douze campagnes de mesures de TRE ont été réalisées. On ne présente ici que celles effectuées les 7 juin, 4 octobre, 29 novembre 2012 et 25 janvier 2013 (repérées sur la figure 2 par une marque rouge). On compare donc les mesures réalisées en période dite sèche, caractérisée par de faibles précipitations et des températures élevées de juillet à fin septembre 2012 à celles réalisées en période humide (reprise des précipitations d'octobre à mars et températures plus basses).

Le débit dans la cavité est élevé avant juin 2012 (figure 2). Il est nul entre le 1^{er} juillet et le 20 janvier 2013, soit lors des mesures du 4 octobre et du 29 novembre 2012. Lors des mesures effectuées le 25 janvier 2013 le débit a augmenté de façon significative.

Résultats

Les modèles de résistivité électrique sont issus d'une inversion réalisée à l'aide du logiciel Res2Dinv en utilisant la norme L1 associée à un affinage du maillage du modèle (Loke et al. 2003; Loke 2004). Comme le montre la figure 3, les modèles de résistivité électrique varient au cours de la période d'observation de huit mois. Alors que la zone étudiée est localisée dans le promontoire calcaire de Lascaux, quatre zones distinctes (notées I, II, III et IV) peuvent être délimitées.

Sur les deux premiers mètres (Zone I), on observe tout d'abord les calcaires les plus résistants, pouvant atteindre 750 $\Omega.m$. Puis, à partir de 2 m de profondeur (Zone II), on passe à des valeurs centrées autour de 200 $\Omega.m$, valeurs qui évoluent peu dans le temps. La résistivité électrique augmente à nouveau à partir de 6 m de profondeur (Zone IV) ; cela a également été observé avec d'autres dispositifs de mesures de tomographie. On peut supposer qu'il s'agit de la limite entre l'épikarst et la zone de l'infiltration.

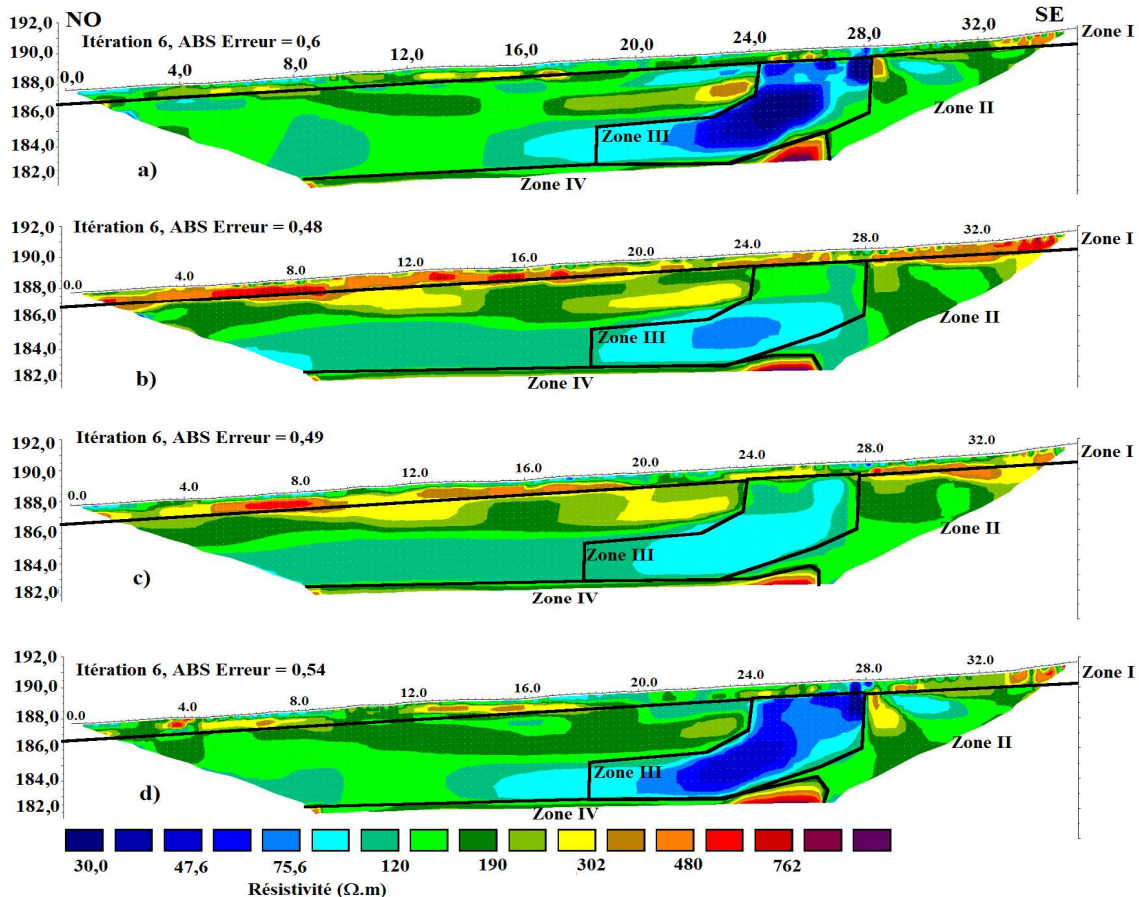


Figure 3 : Modèles de résistivité électrique (a-7 juin 2012, b-4 octobre 2012, c-29 novembre 2012 et d-25 janvier 2013)

La zone III, localisée entre 18 et 28 m se marque par une résistivité inférieure à 200 $\Omega.m$ (entre 30 et 200 $\Omega.m$). C'est dans cette zone que les variations sont les plus élevées en fonction du temps. On observe en effet une faible résistivité en juin 2012 et janvier 2013 (Figure 3 a et d) et une résistivité plus élevée en octobre et novembre 2012. On peut observer que, lorsqu'il y a d'écoulement dans la grotte et qu'il y a eu des précipitations au cours des mois précédant les mesures de TRE, les résistivités sont faibles (juin 2012 et janvier 2013). Par contre, les résistivités sont plus élevées au mois d'octobre alors qu'il n'y avait eu que 7 mm de pluie efficace cumulé au cours des trois mois précédant les mesures (de juillet à septembre 2012) et qu'il n'y avait pas, non plus, d'écoulement dans la grotte. Bien qu'il y ait eu des précipitations au cours du mois d'octobre, mais qu'il n'y a eu aucun écoulement mesuré dans la grotte, les résistivités restent élevées en novembre. Le seul paramètre pouvant expliquer ces variations étant la teneur en eau, on suppose qu'il existe un déphasage entre les périodes pluvieuses et les périodes d'écoulement dans la grotte. Les variations de résistivité dans cette zone semblent étroitement liées au changement de débit dans la grotte (Figure 2), comme s'il s'agissait d'une zone d'alimentation possible.

Afin de bien mettre en évidence l'évolution des résistivités dans la zone III, la distribution cumulée des valeurs de résistivité par date et par blocs de cette zone est représentée figure 4. Les valeurs médianes sont égales à 69 $\Omega.m$ en juin, 102 $\Omega.m$ en octobre, 96 $\Omega.m$ en novembre, et 63 $\Omega.m$ en janvier. Elles montrent la tendance des résistivités de cette zone à croître en fonction de la période de mesure. Les courbes de distribution des résistivités ne se superposent que pour une probabilité supérieure à 90% qui correspond à 150 $\Omega.m$, soit une valeur assimilable à celle de la résistivité du calcaire de la zone II qui a 50% de résistivités comprises entre 125 et 200 $\Omega.m$.

Ces courbes permettent aussi de caractériser la variabilité de cette zone en fonction du temps. Lorsque les résistivités sont inférieures à 150 $\Omega.m$, pour la même probabilité donnée, les valeurs de résistivité en juin et janvier 2013 sont resserrées, mais beaucoup plus étalées pour les mesures des mois d'octobre et novembre (Figure 3). Par ailleurs, alors que l'on ne connaît pas la nature exacte des matériaux (calcaire fissuré, calcaire altéré, matériaux de remplissage ou matériaux de fantômisation, etc.) constituant cette zone III, et ne pouvant pas effectuer de prélèvements, il est difficile de quantifier le degré de saturation et la teneur en argile de ce matériau.

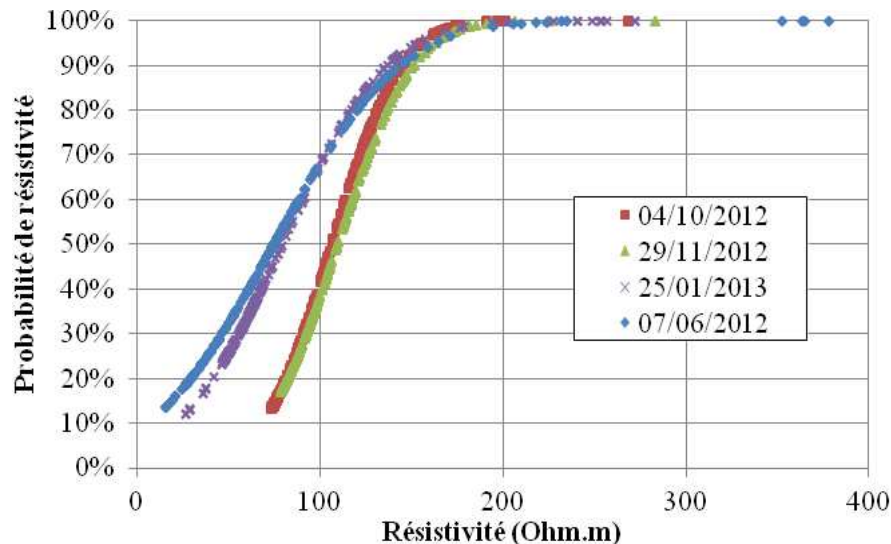


Figure 4 : Probabilité des résistivités dans la zone III de chaque modèle

De façon empirique, il apparaît que la résistivité est inversement liée au débit mesuré dans la grotte, alors qu'il n'y a pas de lien direct avec les précipitations. En conséquence, un suivi temporel précis devrait probablement permettre de détecter la variation de résistivité du sous-sol afin de prévoir l'augmentation du débit dans la grotte et d'adapter les modalités de conservation de la grotte de façon prévisionnelle.

Conclusion et perspectives

Le suivi temporel par TRE de la partie superficielle de la grotte de Lascaux a permis de mettre en évidence une zone de fluctuation des résistivités au cours du temps. Ces variations peuvent s'interpréter comme étant celles de la zone d'alimentation de l'émergence du SAS1 de la grotte qui a aussi un débit différé par rapport aux épisodes pluvieux. La TRE installée de façon pérenne est une méthode qui pourrait permettre de contrôler et de prévenir les écoulements dans la grotte conjointement à l'infiltration efficace.

L'utilisation de la mesure 3D ou d'estimation géostatistique 3D pourrait aussi permettre de calculer le volume contributif à l'alimentation du karst et son éventuelle variation temporelle.

Références

- Deceuster J., Delgrange J., Kaufmann O. (2006). 2D cross-borehole resistivity tomographies below foundations as a tool to design proper remedial actions in covered karst. *Journal of Applied Geophysics* 60: 68-86.
- Gautam P., Pant S.R., Ando H. (2000). Mapping of subsurface karst structure with gamma ray and electrical resistivity profiles: a case study from Pokhara valley, central Nepal. *Journal of Applied Geophysics* 45: 97-110.
- Kaufmann O., Deceuster J., Quinif Y. (2012). An electrical resistivity imaging-based strategy to enable site-scale planning over covered palaeokarst features in the Tournais area (Belgium). *Engineering Geology* 133-134 : 49-65.
- Lopez B. (2009). Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'épikarst. *Thèse de l'Université Bordeaux 1*, 399 pages.
- Loke M.H., Acworth I., and Dahlin T. (2003). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics* 34: 182-187.
- Loke M.H. (2004) Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies. Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. www.geoelectrical.com.
- Valois R, Bermejo L, Guérin R, Hinguant S, Pigeaud R and Rodet J (2010). Karstic morphologies identified with geophysics around Saulges Caves (Mayenne, France). *Archaeological Prospection* 17:151-160.

Mots Clés

épikarst, tomographie de résistivité électrique, grotte ornée

Développements récents théoriques et méthodologiques en cartographie magnétique

Marc Munsch (Université de Strasbourg, EOST, IPGS) et **Emilie Nodot** (EOST CARDEM)
Marc.Munsch@unistra.fr – Emilie.Nodot@etu.unistra.fr

La méthode magnétique est communément utilisée en prospection de sub-surface et en exploration minière ou pétrolière. Les capteurs utilisés ont une cadence de mesure d'au moins 10 Hz et ils peuvent être déplacés ce qui rend la méthode très rapide en utilisant un système de positionnement GPS et diverse puisque des mesures sont faites à terre en mer et en l'air. Les magnétomètres classiquement utilisés sont, soit des magnétomètres scalaires (pompage optique, Overhauser), soit des gradiomètres, utilisant des sondes à vanne de flux (fluxgate). Chacune de ces deux technologies offre des avantages et des inconvénients.

La mesure scalaire est absolue ou pseudo-absolue et la précision est de l'ordre de 0,1 nT. Les cartes de champ magnétique obtenues permettent l'utilisation de la gamme complète des outils d'interprétation en méthodes potentielles. Selon son importance, il y a lieu de mesurer et corriger la variation temporelle du champ magnétique. Par ailleurs, comparé à la gradiométrie, les anomalies magnétiques sont plus étalées et les mesures sont donc plus sensibles à l'effet d'objets aimantés situés autour de la zone de mesure. Enfin les magnétomètres sont relativement plus coûteux, encombrants et consommateurs de courant électrique.

La mesure gradiométrique est plus simple du point de vue des équipements mis en œuvre (encombrement, consommation électrique, prix). Par ailleurs, étant donné que le signal correspond à la différence entre deux mesures effectuées au même instant, la variation temporelle du champ magnétique est éliminée. Les plus souvent, les gradiomètres mesurent le gradient vertical du champ magnétique, à savoir la différence, entre les composantes verticales du champ magnétique et selon une direction verticale. En aéromagnétisme, des dispositifs plus sophistiqués existent avec des mesures de plusieurs gradients. Récemment, la mesure du tenseur du gradient champ magnétique a été mise en œuvre (Stolz et al., 2006) ; les neuf dérivées du champ magnétique sont mesurées avec le principe SQUID (Superconducting Quantum Interference Device). Ces magnétomètres sont extrêmement sensibles de l'ordre de 10^{-5} nT/m mais utilisant la supraconductivité ils sont lourds et coûteux. Le principal problème de la mesure gradiométrique ou du tenseur gradiométrique est que les capteurs ne sont pas orientés précisément, ce qui pose des problèmes importants pour des interprétations quantitatives en méthodes potentielles.

A l'institut de Physique du Globe de Strasbourg, collaborant avec le service des observatoires magnétiques, nous sommes partis sur l'idée de l'utilisation de capteurs magnétiques à trois composantes de type fluxgate. Ce type de capteurs est le plus couramment utilisé depuis de nombreuses années par les observatoires magnétiques. Ils offrent l'avantage d'être très peu encombrant (les capteurs du marché que nous utilisons, Bartington MAG03MC, mesurent 20 cm de longueur et 2,5 cm de diamètre pour un poids de 85 g), consomment peu de courant électrique (30 mA à 12 V), sont assez précis (0,01 nT/m) et peuvent avoir une cadence de mesure importante (jusqu'à 1 kHz). Les deux inconvénients majeurs de ce type de capteur est qu'ils ne sont pas absolus et sont caractérisés par des défauts d'étalonnage qu'il faut corriger pour obtenir des mesures de qualité sur le terrain. Nous avons mis au point une procédure simple d'étalonnage mais le plus important est que nous avons montré que cette procédure permet aussi de compenser les champs magnétiques créés par les aimantations portées avec le capteur (Munsch et al., 2007). Ce problème est bien sur majeur en aéromagnétisme en raison de l'effet magnétique de l'avion de plusieurs centaines de nanoteslas (Leliak, 1961). Au sol, il n'est pas évalué car considéré comme négligeable. En fait, cela n'est pas le cas lorsque l'on fait des mesures précises.

L'étalonnage d'un capteur à trois composantes fluxgate consiste à tourner le capteur dans toutes les directions en un lieu où l'intensité du champ magnétique est connue. Le modèle des erreurs d'étalonnage du capteur consiste en neuf paramètres.

Les trois erreurs de zéro $\mathbf{O} = (O_1, O_2, O_3)$, les trois erreurs de sonde ou de sensibilité,

$$S = \begin{bmatrix} S_1 & 0 & 0 \\ 0 & S_2 & 0 \\ 0 & 0 & S_3 \end{bmatrix}$$

et les trois erreurs d'orthogonalité entre les capteurs u_1, u_2, u_3 . Olsen et al. (2001) ont montré que la relation entre les mesures $F = (F_1, F_2, F_3)$ et les vraies valeurs du champ magnétique $B = (B_1, B_2, B_3)$ s'écrit sous la forme

$$F = S.P.B + 0$$

avec

$$P = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ -\sin u_1 & \cos u_1 & 0 \\ \sin u_2 & \sin u_3 & \sqrt{1 - \sin^2 u_2 - \sin^2 u_3} \end{bmatrix}$$

et que cette relation peut être inversée, c'est-à-dire que les neuf paramètres caractérisant les défauts du capteur peuvent être calculés à partir des mesures. Ce qui est intéressant dans cette méthode est que seule la norme du champ magnétique doit être connue, pas le champ lui-même c'est-à-dire ses composantes. Munsch et al. (2007) ont montré que l'équation du champ magnétique au niveau du capteur résultant d'une aimantation fixe par rapport à son mouvement est de la même forme que celle de l'étalonnage. Ainsi, étalonner un capteur permet de compenser aussi des effets des aimantations liées au capteur.

Les mesures sur le terrain sont effectuées en mouvement et l'utilisation du GPS est quasiment omniprésente. Se pose cependant le problème de la précision de la localisation pas toujours suffisante, en particulier quand la cartographie est très résolutive et lorsque le signal GPS est perturbé par des obstacles (arbres, bâtiments). Les mesures multicapteurs sont de plus en plus fréquentes, plusieurs constructeurs proposant des systèmes à plus de deux capteurs à condition de ne pas utiliser des capteurs scalaires. L'avantage de ces dispositifs n'est pas uniquement d'augmenter le rendement des mesures, il permet aussi d'améliorer certains types d'interprétations puisque la position précise des capteurs les uns par rapport aux autres est connue alors que ce n'est pas le cas au vu de la précision du positionnement GPS lorsque l'on fait des profils à un seul capteur.

Un enjeu important est la définition de l'espacement des profils. Plus ils sont serrés, mieux le champ magnétique est mesuré, mais plus le coût du levé est important. Par ailleurs plus on est proche des sources d'anomalie magnétique, mieux on les caractérise. On peut montrer qu'un bon compromis est d'espacer les profils de la moitié de la profondeur minimale des aimantations. Pour des mesures au sol, si les capteurs sont à 1 m au-dessus de la surface, il est donc sage de les espacer de 0,5 m. Avec un système de mesure multicapteur à 4 capteurs espacés de 0,5 m, l'opérateur réalise donc un profil tous les deux mètres et une surface de un hectare est donc couverte en environ 5 km de marche. Bien évidemment, avec un système de mesure à 8 capteurs, la distance à parcourir est divisée par deux.

L'autre évolution importante est l'utilisation de systèmes temps réel permettant le contrôle de l'acquisition des données. Ce dispositif existe depuis bien longtemps en aéromagnétisme les profils étant suivis au vu d'informations visuelles à la disposition du pilote. Au sol, des systèmes commencent à apparaître, proposant une visualisation des routes à suivre et de la qualité des données GPS et magnétiques. Ces systèmes ont un autre avantage important ; ils permettent a priori la détection et la caractérisation en temps réel d'aimantations dans le sous-sol. Classiquement, lorsque l'acquisition des données est terminée, le traitement et l'interprétation sont réalisés et une caractérisation des aimantations est proposée. Avec un système en temps réel, l'opération peut être faite directement pour certains types d'anomalies.

Finalement, un exemple d'application est donné pour une cartographie magnétique au sol réalisée à Heissentein (Bas-Rhin). La carte d'anomalie magnétique montre des objets sans doute métalliques de petite dimension (inférieure à 0,1 m) qui correspondent très vraisemblablement au marquage de l'ancien parcellaire de la zone étudiée. La carte magnétique sert aussi d'illustration de la capacité de la méthode à préciser d'autres caractéristiques du sous-sol. Classiquement, la méthode magnétique

est bien connue pour la recherche d'objets très aimantés dans le sous-sol (en particulier métalliques) mais on fait rarement appel à elle pour l'étude générale de la proche surface. Avec des mesures précises, on montre dans l'exemple que des linéations magnétiques peuvent être mises en évidence et sont attribuées à des variations d'épaisseur ou des caractéristiques du sol. Plus précisément, l'interprétation la plus plausible est que la zone d'étude a fait l'objet dans le passé d'une culture de type champ bombé.

Références

- Leliak, P., 1961, Identification and evaluation of magnetic field sources of magnetic airborne detector equipped aircraft: *Inst. Radio Eng. Trans., Aerospace Navigation Electronics*, 8, 95–105.
- Munsch, M., Boulanger, D., Ulrich, P. and 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, 168-173.
- Olsen, N., Toffner-Clausen, L., Risbo, T., Brauer, P., Merayo, J., Primdahl, F. and Sabaka, T., 2001, In-flight calibration methods used for the Ørsted mission: In *ESA SP on Space Magnetometer Calibration*.
- Stolz R., Zakosarenko V., Schulz M., Chwala A., Fritzsche L., Meyer H.G. et Köstlin E.O., 2006. Magnetic full-tensor SQUID gradiometer system for geophysical applications. *The Leading Edge*, 25, 178-180.

Mots clefs : cartographie magnétique, méthodes potentielles, aéromagnétisme



Comment obtenir des informations topographiques à partir de données d'imagerie thermique infrarouge ? Le cas du Piton de la Fournaise.

Raphaël Antoine (CETE-NC), Julien Lacogne (CETE-NC), Frédéric Bretar (LGA-ENSG), Mélanie Arab-sedze (IPGP), David Baratoux (IRAP), Cyrille Fauchard (CETE-NC), Michel Rabinowicz (GET), Thomas Staudacher (OPVF-IPGP), Patrick Bachèlery (OPGC), Stéphane Jacquemoud (IPGP), Marc Pierrot Deseilligny (LGA-ENSG),
raphael.antoine@developpement-durable.gouv.fr

We present an original method to realize 3D surface temperature maps by taking overlapping thermal images of the scene. A single handheld thermal camera is used to create a so-called "thermogrammetric" digital terrain model by means of a free open-source stereovision software. The method is successfully applied to Dolomieu cavity from thermal images acquired in 2008. We compare the thermogrammetric model to a Lidar model acquired in 2009. It leads to the estimation of the thickness of the lavas released within Dolomieu during the eruptions of 2008 and 2009, as well as their volume ($2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$), a value similar to the one found in previous studies from field measurements.

Introduction

L'énergie rayonnée par un objet dans le thermique infrarouge [7-14 microns] est détectée et convertie en carte de températures 2D grâce à des instruments appelés caméras thermiques. La température de surface d'une cible dépend de ses propriétés physiques (inertie thermique), optiques (albedo, émissivité) et géométriques (orientation des surfaces par rapport au rayonnement incident). L'imagerie thermique infrarouge possède de nombreuses applications (sciences de la Terre, médecine, maintenance industrielle, archéologie, architecture, bâtiment, militaire, etc.) qui ne se focalisent actuellement que sur des observations 2D. Or, des informations 3D sont nécessaires pour quantifier le signal mesuré (notamment l'influence de la topographie ou du vent sur la température), améliorer la visualisation des températures de surface et mieux localiser les anomalies thermiques. A notre connaissance, cet aspect est encore très peu étudié (Brumana et al. 2013). Nous présentons ici une méthode photogrammétrique *in situ* permettant de générer des cartes de température 3D à partir d'images thermiques orientées différemment. Cette méthode est appliquée à la cavité Dolomieu (Piton de la Fournaise), pour laquelle des images thermiques aéroportées ont été acquises en 2008. Nous comparons le Modèle Numérique de Terrain (MNT) "thermogrammétrique" obtenu à un MNT Lidar réalisé en 2009. La comparaison de ces 2 méthodes indépendantes valide le modèle thermique. Elle permet d'estimer le volume de laves écoulées dans la cavité en 2008 et 2009, i.e. environ $2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, un volume similaire à celui estimé par Staudacher (2010) grâce à un laser sol ($2.2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$).

Acquisition et Méthode

La photogrammétrie permet de calculer les coordonnées de points en 3 dimensions à partir de photographies orientées différemment. L'Institut Géographique National a développé il y a quelques années un code photogrammétrique libre appelé Apero-MicMac permettant de générer des modèles 3D haute résolution. Celui-ci a été validé par plusieurs études menées à partir de données photographiques (Pierrot-Deseilligny et Clery, 2011, 2012; Bretar et al., 2013, Fauchard et al., 2013). Le code utilise un set d'images et de paramètres de caméra (longueur focale et taille du pixel) afin de générer une carte de profondeur de la scène, convertie à son tour en un nuage de points 3D. A notre connaissance, aucune étude photogrammétrique probante n'a encore été réalisée directement à partir d'images thermiques collectées avec une seule caméra. Une caméra thermique se comportant comme un appareil photo (présence d'une focale et d'un capteur matriciel), il est théoriquement possible d'extraire des informations de profondeur à partir d'images thermiques acquises avec des orientations différentes.

La cavité Dolomieu fait environ 1 km de longueur pour 750 m de largeur et 350 m de profondeur. Elle s'est formée suite à l'effondrement du sommet en avril 2007 (figure 1a). Trois phases éruptives différentes ont alors suivi cette effondrement de septembre 2008 à février 2009, comblant le fond de la cavité sur environ 80 m (Staudacher, 2010; figure 1b). Un jeu de 70 images thermiques a été acquis en mai 2008 par hélicoptère (Robinson R44), 100 m au dessus de la cavité pour observer les anomalies thermiques de surface dans la cavité. Les images ont été collectées juste avant le lever du soleil, grâce à une caméra FLIR ThermoCamTM PM695, prêtée par l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF). L'hélicoptère s'est déplacé autour de la cavité et une acquisition automatique des images a été réalisée toutes les secondes. Une émissivité de 1 a été utilisée sur la

caméra pour l'acquisition des données. La longueur focale de la caméra est de 28 mm et la résolution de l'image est ici d'environ 40 cm (taille des images de 320*240). Les images thermiques ont été toutes mises à la même échelle de température. Dans cette acquisition, une attention particulière a été portée au recouvrement des images d'au moins 60 pourcents.

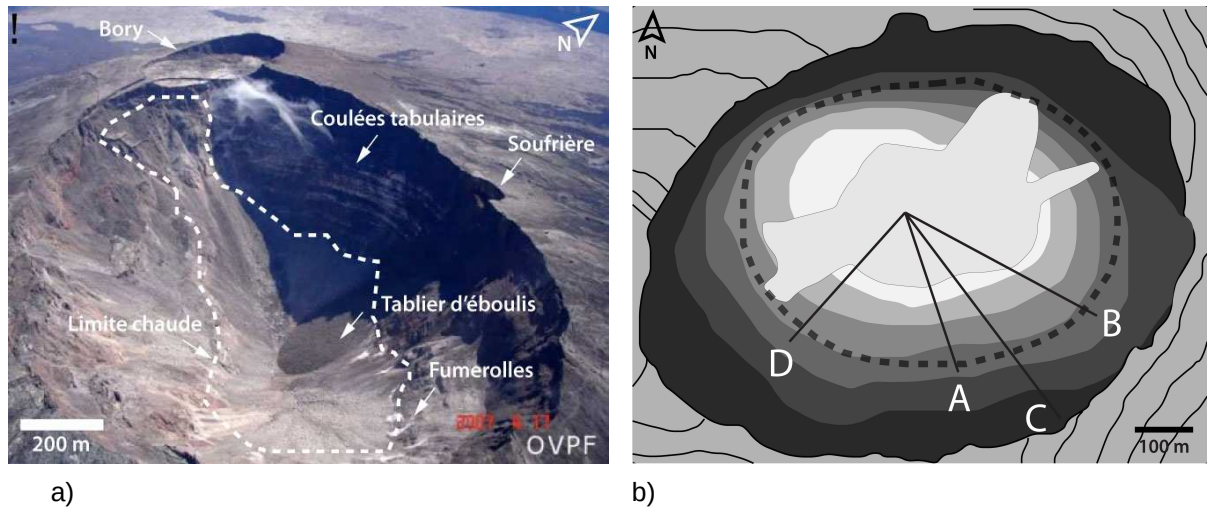


Figure 1. a) Photographie du Dolomieu en avril 2007 juste après l'effondrement du sommet. Le trait en pointillé représente la limite chaude à l'intérieur de Dolomieu (cliché : OVPF); b) Cartographie des laves ayant comblé la cavité Dolomieu en 2008 et 2009 et localisation des profils altimétriques de cette étude. Modifiée d'après Staudacher (2010).

Le traitement des images thermiques sous Aperio-MicMac est réalisé en 3 temps : i) le premier module sélectionne des paires d'images et cherche des points homologues; ii) le second module, appelé Aperio, calcule automatiquement les orientations relatives des images dans l'espace et localise les prises de vue de la caméra; iii) le troisième module, appelé MicMac débute son calcul à partir des orientations retrouvées par Aperio. Il génère de façon précise et dense une carte de profondeur de la scène, convertie ensuite en nuages de points grâce à un algorithme de minimisation de l'énergie. La mise à l'échelle du modèle est classiquement réalisée grâce à des jalons géoréférencés sur la cible. Des informations détaillées sur Aperio-MicMac sont disponibles à l'adresse suivante : <http://logiciels.ign.fr/?Telechargement,20>.

Résultats

La figure 2a présente le modèle thermogramétrique densifié, généré sous Aperio-MicMac et maillé grâce au logiciel Meshlab™. Le nuage contient environ 530000 points, ce qui donne une résolution d'environ 1 point tous les 2 m², en estimant la surface de la cavité à 10⁶ m². Le modèle 3D permet d'améliorer grandement la visualisation des images thermiques dans la cavité. On observe que la paroi supérieure est abrupte (présence de roches compactes) et que les pentes intérieures sont moins pentées (présence de tabliers d'éboulis). Sur ce modèle, des contrastes de température très importants sont observés sur de très faibles longueurs d'onde. Une zone chaude annulaire (en rouge, 95°C) faisant quelques dizaines de mètres de largeur existe en effet à mi-pente dans le Dolomieu (cf. figure 1a). Les températures de surface les plus chaudes au niveau de l'anneau sont souvent associées à des structures visibles à l'œil nu. Elles correspondent à des remontées convectives de fluides au sommet de tabliers d'éboulis (fumerolles visibles sur la figure 1a). Les zones les plus froides (en bleu) sont des éboulis à température ambiante (environ 5°C, hiver austral). Il existe aussi une zone tiède (environ 10°C), accolée au nord de l'anomalie thermique située à l'extrême ouest de Dolomieu. Elle est associée à des coulées tabulaires compactes de couleur claire, formant une paroi verticale dans la partie supérieure de la cavité, visible entre Bory et Soufrière (figure 1a). Cette zone est plus chaude de quelques degrés par rapport aux éboulis en fin de nuit du fait de son inertie thermique plus importante. Plus généralement, toutes les parois rocheuses compactes sont plus chaudes que les éboulis non influencés par les remontées convectives pendant la nuit. Le modèle est incomplet au nord et à l'extrême ouest (zone blanche et bombement non réaliste), du fait du manque de recouvrement sur les images thermiques dans ces zones.

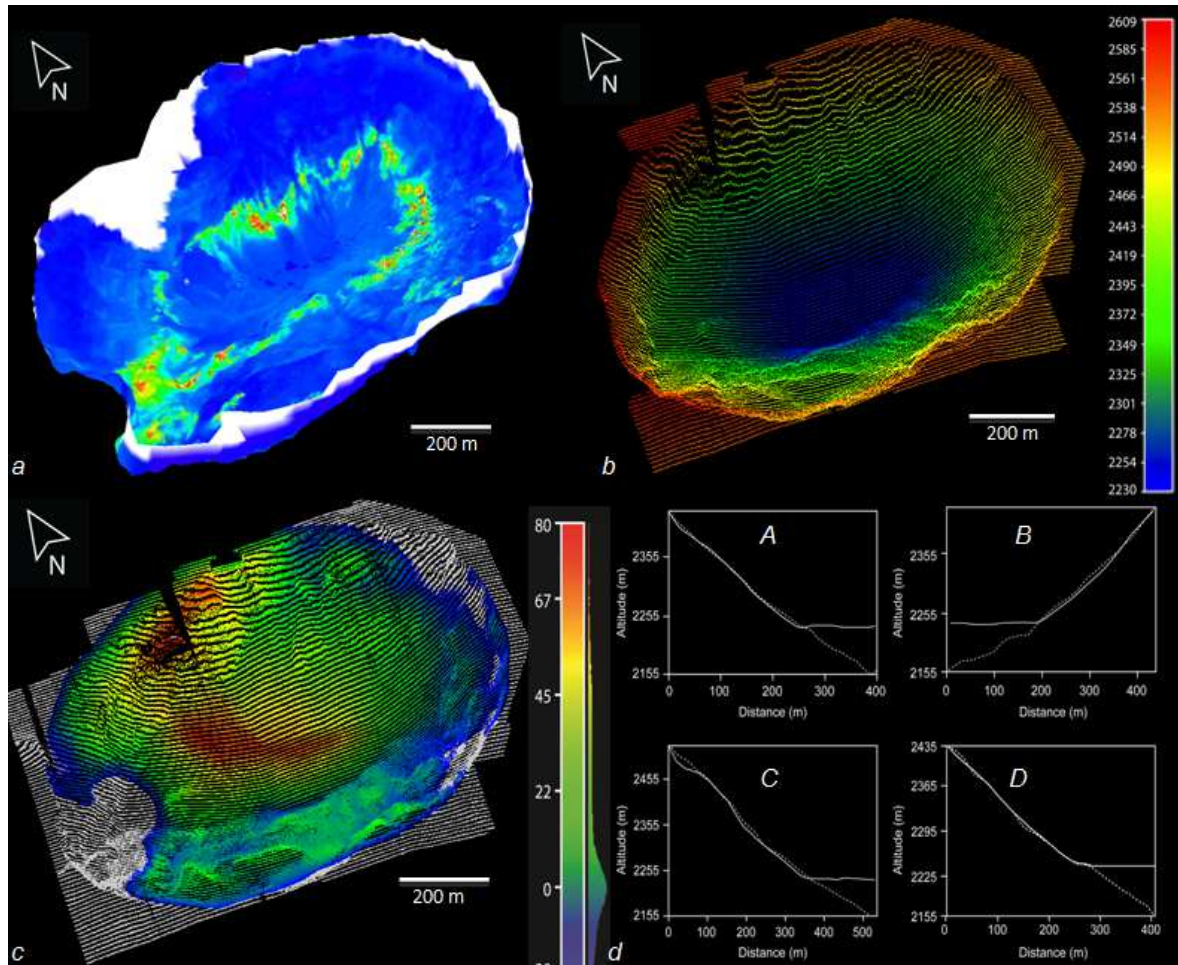


Figure 2.a) MNT thermogramétrique 3D densifié et maillé de Dolomieu généré à partir de 70 images
c) cartographie des distances entre les 2 MNT calculées grâce au logiciel Cloud Compare; d)
comparaison des profils topographiques extraits du modèle thermogramétrique (en pointillés) et du
modèle Lidar (en trait plein) dont la localisation est spécifiée sur la figure 1c.

Le modèle thermogramétrique est ensuite comparé à un MNT Lidar obtenu fin 2009 par l'IGN (figure 2b). La résolution de ce MNT est de 5 à 10 pts /m². Les pentes de la cavité sont globalement homogènes, abruptes au sommet, pour s'adoucir petit à petit vers les altitudes les plus basses. Le fond de la cavité est comblé par les laves et globalement horizontal. Du fait du manque de jalons sur le terrain, le modèle thermogramétrique a été calé manuellement sur le modèle Lidar sous le logiciel Meshlab™, grâce à des marqueurs visibles sur les 2 modèles. Il s'agit de l'opération la plus délicate de l'étude. Par exemple, des cassures de pentes sous les parois rocheuses (comme les coulées tabulaires de la figure 1a) et correspondant au sommet des tabliers d'éboulis chauds sont visibles sur le MNT Lidar. De plus, des anomalies chaudes situées juste en bordure du sommet de la cavité ont aussi pu être utilisées pour le calage des modèles dans le plan vertical. Enfin, des zones rocheuses prédominantes sur le MNT lidar et chaudes sur le MNT thermogramétrique sont aussi visibles et utiles pour le calage. La figure 2c représente l'écart entre les 2 MNT calés calculé grâce à l'outil Distance du logiciel Cloud Compare™ (EDF R&D). Des zones saturées de rouge sont observées dans les pentes. Ces zones correspondent aux 2 endroits où il manque des données fiables sur le MNT thermogramétrique (au nord et à l'extrême l'ouest). L'écart entre les 2 modèles pour la majorité des points est proche de 0 m (cf. histogramme de la figure 1c) avec des écarts maximum de -20 m et de 15 m dans les pentes, révélant que les 2 MNT sont calés et possèdent une forme similaire. Au fond de la cavité, on retrouve une distance maximale d'environ 77 m entre les 2 modèles, une valeur correspondant à l'épaisseur de laves libérées en 2008 et 2009 estimée par Staudacher (2010). La figure 2d présente les 4 profils altimétriques (A, B, C, et D) réalisés sur Surfer™ 9 (Golden Software) et localisés sur la figure 1b. Les pentes des 2 MNT sont similaires : le modèle thermogramétrique reproduit donc parfaitement la géométrie de la cavité. L'écart maximal entre les 2 courbes est

d'environ 15 mètres (cf. profil C), ce qui représente une erreur de 5 % entre les deux types de mesure. La comparaison de ces 2 courbes permet bien de retrouver l'épaisseur des laves libérées au fond de la cavité. Le volume de Dolomieu a pu être quantifié pour les 2 modèles grâce au logiciel Surfer 9 par 3 méthodes différentes (Méthode des trapézoïdes, Méthode de Simpson, Méthode des 3/8 de Simpson) après maillage des zones de données manquantes sous Meshlab™. Un volume de $96 \times 10^6 \text{ m}^3$ et $94 \times 10^6 \text{ m}^3$ ont été calculés pour le modèle thermogrammétrique et Lidar, respectivement. Ces valeurs sont cohérentes avec celles calculées par Urai (2007) par stéréo-imagerie ($96 \times 10^6 \text{ m}^3$) et par Staudacher (2010) à partir de données de terrain (90×10^6) pour la cavité en 2007. Le volume total de laves est de $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ comme calculé par Staudacher (2010).

Discussion

Des cartes thermiques 3D ont été générées grâce au code Apero-MicMac. La résolution du MNT thermogrammétrique est faible, les images thermiques utilisées étant de petite taille (320×240). Cependant, le développement actuel de caméras thermiques HD (2048×1536 pixels) pourra palier à ce problème à l'avenir. Par ailleurs, la fusion de données thermogrammétriques et photogrammétriques (ou d'autres données topographiques disponibles) permettra d'augmenter la résolution des modèles. La mise à l'échelle du MNT thermogrammétrique ainsi que son calage ont ici été réalisées manuellement, car aucun jalon n'a été posé sur le terrain pendant l'acquisition des images thermiques en 2008. Cette difficulté a pu être surmontée ici du fait des contrastes élevés de température. Le modèle gagnera en précision avec la pose d'au moins 2 jalons visibles en thermique géoréférencés au sol (corps gris, métal, etc...). L'imagerie thermique reste encore sous utilisée en Sciences de la Terre. Cela est principalement dû aux difficultés rencontrées pour quantifier l'énergie émise par le sol, dont les variations spatiales dépendent essentiellement de l'inertie thermique des sols et de la topographie (Tadé, 2004). L'analyse thermogrammétrique permet ainsi la localisation des températures de surface en 3 dimensions et l'intégration de ces résultats i) dans des modélisations 2D/3D de la température de surface ; ii) dans des modèles géologiques ou géophysiques. Enfin, les applications potentielles de cette technique en Sciences de la Terre sont nombreuses: fabrication de MNT de nuit (suivi de glaciers en zone polaire, zones non éclairées en environnement planétaire), observations 3D de zones volcaniques, analyse géomorphologique, relation thermique - teneur en eau en falaise et glissement de terrain, détection d'anomalies thermiques et de déformations potentiellement associées à des cavités souterraines, cartographie de tunnels. D'autres domaines utilisant le thermique infrarouge pourront aussi bénéficier de cette méthode : génie civil, bâtiment, médecine, industrie, militaire, etc...

Conclusion

Un modèle 3D de température de surface de la cavité Dolomieu a été réalisé grâce au code photogrammétrique Apero-Micmac. Ce modèle est comparé à un modèle Lidar datant de 2010, ainsi qu'à des données obtenues au laser de terrain entre 2007 et 2009. La comparaison de ces résultats permet i) de calculer l'épaisseur de laves ayant comblé le Dolomieu entre 2008 et 2009 ; ii) de calculer le volume de ces écoulements. L'ensemble de ces travaux contribue à valider le modèle thermogrammétrique. Ce type d'outil permet une meilleure visualisation des données thermiques infrarouge et peut être utilisé dans de nombreux domaines. Il contribue aussi à mieux contraindre les modèles numériques radiatifs 2D/3D pour la quantification des transferts thermiques dans la matière. Enfin, il permet de calculer des volumes déplacés avec un seul capteur, lorsque des données plus précises, mais plus onéreuses de type Lidar ou laser ne sont pas disponibles.

Références

- Bretar F., Arab-Sedze M., Champion J., Pierrot-Deseilligny M., Heggy E., Jacquemoud S. (2013), Rem. Sens. of Env., 135, 1-11.
- Brumana R., Oreni D., Van Hecke L., Barazzetti L., Previtali M., Roncoroni F., Valente R. (2013), XXIV International CIPA Symposium, Strasbourg, France.
- Fauchard C., Antoine R., Bretar F., Lacogne J., Fargier Y., Maisonnave C., Guilbert V., Marjerie P., Thérain P.F., Dupont J.P., Pierrot-Deseilligny M. (2013), J. of Appl. Geophys. 98, 100-112.
- Pierrot-Deseilligny M., Clery I. (2011), Rem. Sens. and Spatial informat. Sc., XXXVIII-5/W16, 269-276.
- Pierrot-Deseilligny M., Clery I. (2012), Tutorial for EuroCow, Castelldefels, Espagne, 8-10 February.
- Staudacher T., J. volc. Geoth. Res., 191 (2010), 60-68.
- Tadé V. (2004), Thèse de l'Université de Provence, 217 pages.
- Urai M., Geshi N., Staudacher T. (2007), Geophys. Res. Lett., 34, L22318.

Mots clés

Thermique infrarouge, Photogrammétrie, Lidar, Piton de la Fournaise, Thermogrammétrique

Techniques innovatrices d'interférométrie radar pour la surveillance opérationnelle de déformation des sols par rapport à des risques géologiques

Anne Urdiroz¹, Fifamè Nadège Koudogbo¹, Jean-Luc Gibert², Bruno Marsaud³

¹Altamira Information, 8-10 rue Hermès, F-31520 Ramonville Saint-Agne

²Régie des eaux et de l'assainissement - 58 av Victor Hugo – F-40100 Dax

³ANTEA Ouest-Sud-Ouest – Parc Techno. Europarc – 19 av Léonard de Vinci – F-33600 Pessac

Introduction

La Ville de Dax est une station touristique et thermale dont l'activité repose sur la présence de ressources thermo-minérales abondantes générées par un contexte géologique et hydrogéologique particulier. En effet, la cité dacquoise est bâtie au-dessus d'un diapir de sel, vraisemblablement encore actif, dont le périmètre d'émergence peut présenter des risques particuliers d'instabilité. La présence du diapir a d'autre part donné lieu, dans la deuxième moitié du XIXème siècle, à une extraction minière du sel, sur un site implanté en ville. Cette mine a connu des épisodes successifs d'effondrements, depuis son abandon, phénomènes qui ont perduré jusqu'à une date récente, rendant la zone concernée interdite à tout aménagement. D'autres sites miniers ont été exploités au XXème siècle sur le territoire communal, conduisant à des restrictions d'usage du sol pénalisantes. L'appel à projet du CNES lancé en 2009 a été l'occasion, pour Altamira Information, société experte dans la mesure des déformations du sol par interférométrie radar, de proposer cette technique dans la problématique des mouvements du sol. Une étude historique, réalisée en 2010 et basée sur l'utilisation de données satellites acquises entre 2003 et 2010, a permis de démontrer le potentiel de l'interférométrie radar pour une surveillance globale et à long terme du territoire de la ville de Dax. Les déformations mesurées ont été analysées et interprétées au sein d'Antea Group qui possède une large connaissance du contexte géologique de la ville de Dax et des phénomènes locaux en jeu. Le second volet du projet a été entamé en 2013 ; il vise à conduire une étude de faisabilité dont l'objectif est de démontrer l'apport des missions satellite Haute Résolution pour améliorer la densité de points de mesures nécessaire à la gestion patrimoniale visée par la ville de Dax.

Contexte de l'étude

La zone d'intérêt

La zone d'étude est la ville de Dax, située dans le département des Landes en France. La Régie des Eaux qui est l'utilisateur du service et agit pour le compte de la ville de Dax, a identifié différents secteurs affectés par des phénomènes de subsidence/surrection qui entraînent des désordres. Ces secteurs sont identifiables sur la Figure 8.

- Quartier du Sablar dont digues de protection, voie ferrée et collecteur principal d'assainissement;
- Les ouvrages de protection contre les crues
- Centre-ville dont la place des Salines, l'immeuble Biraben et les immeubles ou constructions (remparts) qui l'entourent, l'emprise du collecteur de ceinture de la vieille ville ;
- L'emprise du collecteur principal des quartiers Saint-Pierre et du Gond ;
- L'emprise des anciennes mines du Boudigot et de Lescourre,

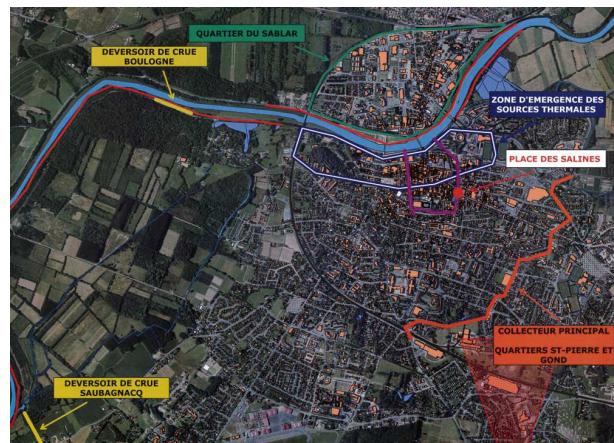


Figure 8 : Localisation géographique des secteurs d'intérêt

Méthodologie de la mesure de mouvement du sol

L'interférométrie radar (InSAR pour *Interferometry SAR*) consiste à mesurer des variations de distance entre le satellite et le sol lors de passages successifs au-dessus d'une même zone. En analysant l'évolution de la distance entre le capteur et un point au sol au fil du temps, la technologie

InSAR permet de dériver une information très précise sur la topographie de la scène et sur les mouvements du sol.

La chaîne interférométrique SPN (Stable Point Network ou Réseau de Points stables) a été développée par Altamira Information [1] et fait l'objet d'une certification par l'ESA dans le cadre du programme TerraFirma [2]. Cette technique, basée sur des traitements statistiques itératifs, requiert une grande quantité d'images (14 à 25 au minimum en fonction des missions satellite). L'algorithme SPN identifie les cibles qui diffusent le signal radar vers le satellite d'une manière nette et constante (en raison de leurs caractéristiques géométriques et diélectriques) et qui sont communes à toutes les images (réflecteurs persistants ou *Persistent Scatterers* en anglais). La mesure des mouvements de terrain (en chaque réflecteur persistant) est alors dérivée de la comparaison de l'information de phase fournie par chaque image durant la période d'étude.

Le résultat du traitement est une carte de déformation de surface qui indique pour chaque point de mesure la déformation moyenne sur la période d'analyse. Un profil montrant l'évolution temporelle du mouvement de chaque point de mesure est aussi fourni. Il est à noter que plus le nombre d'images disponibles est grand, meilleure sera la qualité finale du produit en terme de nombre de points de mesure et de précision.

La grande variété de systèmes satellitaires scientifiques et commerciaux permet, pour un site d'intérêt donné, de sélectionner la mission satellite la plus adéquate en fonction de l'application concernée, de la nature du site, de l'archive d'images disponible, etc.... L'étude historique réalisée en 2010 à partir de l'archive de données ENVISAT ASAR a ainsi permis de montrer le potentiel de la technologie InSAR pour une étude globale des déformations du sol affectant la ville de Dax. Les résultats obtenus ont été publiés dans le cadre des applications spatiales, Toulouse Space Show 2012, [3]. La deuxième phase de l'étude, a été entamée en 2013 et est basée sur l'utilisation de données Haute Résolution. Les résultats obtenus sont présentés en détail dans ce qui suit.

Analyse des mouvements du sol à partir de données Haute Résolution

Jeu de données satellitaires COSMO-SkyMed

Les données ont été acquises par COSMO-SkyMed, constellation de satellites de dernière génération opérant en Bande-X [4]. La résolution spatiale de 3 m est nettement supérieure à celle de la mission ENVISAT considérée pour l'étude historique [3], permettant d'obtenir une plus grande densité de points de mesure en zone urbaine et une plus grande sensibilité à la mesure de mouvements de terrain.

La distribution temporelle des images utilisées est schématisée par la

Figure 9.

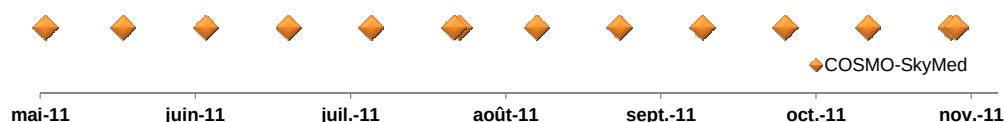


Figure 9 : Distribution temporelle des images COSMO-SkyMed utilisées pour le traitement SPN

Les caractéristiques et précisions des traitements SPN réalisés sont reportées dans le Tableau 1 ; les résultats obtenus lors de l'étude historique sont fournis à titre indicatif. Dans le cas présent, l'usage de la bande X a permis d'augmenter la résolution spatiale et la précision planimétrique de la mesure. Le nombre restreint d'images prises en compte n'a cependant pas permis d'obtenir des résultats optimaux, l'usage de la bande X pouvant permettre en zone urbaine d'obtenir une précision absolue de la mesure oscillant entre 2 et 3 mm.

Mission	Résolution spatiale	Précision de la localisation planimétrique	Précision absolue de déformation
COSMO - SkyMed	3 m	1-3 m	6 mm
ENVISAT ASAR	40 m	3-5 m	5 mm

Tableau 1 : Précision de la mesure de déplacement

Présentation générale des cartes de mouvement du sol

Le déplacement cumulé sur la période de 6 mois s'étendant de mai à novembre 2011 est présenté sur la Figure 10. Les différents points de couleur correspondent aux réflecteurs persistants (§0). La zone d'intérêt étant essentiellement urbaine à l'exception des digues de l'Adour, ces cibles correspondent

aux habitations, infrastructures ou sols nus qui n'auront pas subi de transformation durant la période d'analyse ; peu de points de mesure sont détectés dans les zones agricoles. L'information sur la déformation cumulée est donnée en mm à partir de l'échelle variant du rouge au bleu, suivant l'orientation et l'intensité du mouvement. Le point de référence de la mesure de mouvement est directement sélectionné lors du traitement ; c'est un point de mesure de très bonne qualité, situé dans une région détectée comme stable.

La Figure 11 montre les résultats de l'étude historique réalisée en 2010 à partir de données bande C ENVISAT ASAR. La longue période d'analyse avait permis de calculer le taux de déplacement moyen (en mm/an) et de mettre en évidence des zones de mouvement. La figure 3 témoigne de l'augmentation de la densité de points de mesure qui est clairement visible sur l'ensemble du bâti et du réseau d'infrastructures.

Le Tableau 3 donne une moyenne des performances des traitements SPN réalisés. L'utilisation de données Haute Résolution a permis de pratiquement tripler le nombre de points de mesure, même dans ce cas limite de traitement où un nombre restreint d'images COSMO-SkyMed était à disposition.

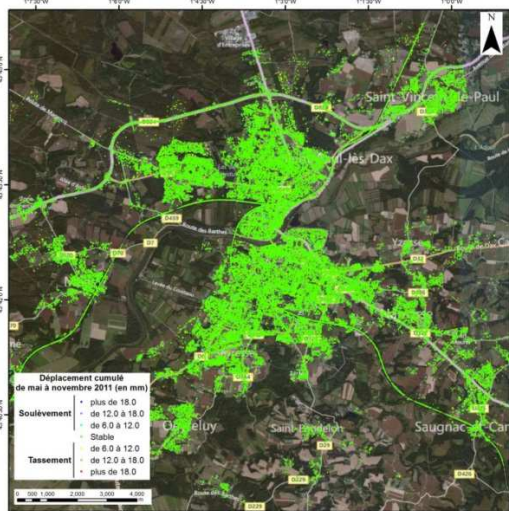


Figure 10 : Carte de déplacement cumulé générée à partir de l'étude de données COSMO-SkyMed

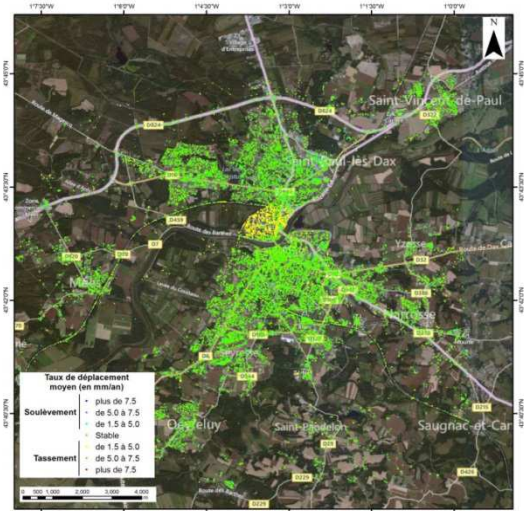


Figure 11 : Carte de déplacement générée à partir de l'étude de données ENVISAT ASAR

Mission	Période de l'étude	Nombre d'images	Nombre de réflecteurs
COSMO-SkyMed	Mai - Novembre 2011	14	133147
ENVISAT ASAR	Mai 2003-Avril 2010	33	56 248

Tableau 2 : Performances des traitements SPN

Analyse des déplacements observés

Comme attendu sur une si courte période de temps, aucune zone de mouvement n'a été détectée. Dans ce paragraphe, certains secteurs d'intérêt sont analysés de manière plus détaillée afin de mettre en évidence les avantages des données Haute Résolution.

- Place des Salines

Des effondrements avaient été constatés, principalement en 1924, dans les années 1950 et une dernière réplique en 1979 sur cette place située au-dessus d'une ancienne mine. En raison de la magnitude du phénomène, l'édifice Biraben, bordant la Place des Salines a été déclaré en péril depuis 1979. Les résultats obtenus lors de l'étude historique ont prouvé le contexte stable de l'édifice et bâtiments voisins, permettant de reconsidérer cette immobilisation importante de patrimoine.

La Figure 12a) montre la carte de déplacement cumulé dans le centre de la ville de Dax. La Place des Salines sur laquelle est localisé l'édifice Biraben est indiquée par un rectangle orange. Une dizaine de points de mesure ont été en particulier détectés sur cet édifice, pour lequel on ne disposait que de 4 points lors de l'étude historique (Figure 12b)). Des séries temporelles des points de mesure indiqués par leur code sur la Figure 12a) sont tracés sur le graphe de la Figure 13. Comme attendu, aucun mouvement notable du bâtiment sur les 6 mois de la période d'analyse n'est détecté.

- Quartier Sablar

Un agrandissement de la carte de déformation au niveau du Quartier Sablar est présenté sur la Figure 14a). La densité de points de mesure détectée peut être également comparée aux résultats de l'étude historique (Figure 14b)). En effet, 11691 points (42 points/Km²) avaient été détectés sur le quartier du Sablar lors de cette dernière ; ce nombre a maintenant doublé et s'élève à 21972 (79 points/Km²).

Ici aussi, comme attendu, aucun mouvement à grande échelle n'est détecté sur les 6 mois, alors que l'étude historique sur 7 ans avait permis de mettre en évidence une subsidence généralisée au niveau de ce quartier. Cette subsidence a été mise en relation, par Antea, avec le contexte géotechnique (tassement des horizons vaseux à tourbeux) de ce secteur d'intérêt.

Conclusion

Les avantages de l'utilisation de données Haute Résolution en termes de densité de points de mesure ont pu être mis en évidence ; le nombre de réflecteurs persistants ayant pratiquement triplé par rapport à l'étude historique réalisée en 2010 et ce malgré le nombre restreint d'images considéré. Ces premiers résultats très prometteurs permettent d'envisager l'interférométrie radar comme outil opérationnel d'aide à la décision dans la gestion du territoire et surveillance des risques.

La seconde phase de cette étude est actuellement en cours, un nombre plus important d'images Haute Résolution couvrant la période 2012-2013 sera analysé afin d'évaluer les performances obtenues en termes de densité de points, capacité de détection des bâtiments, ouvrages affectés par des mouvements et mise en évidence de gradients de déformation ;. Enfin, un réseau de coins réflecteurs artificiels installé en avril 2013 sur la place des Salines permettra d'évaluer la concomitance des mesures de mouvement obtenues d'une part par l'interférométrie radar, d'autre part par le réseau de points nivelés de manière classique sur cette place, opération engagée par la DREAL Aquitaine et la ville de Dax. De plus amples informations seront données lors de la conférence sur ce dispositif qui permet de garantir des points de mesure sur des sites où l'on ne dispose pas de points de mesure stables du fait de la présence de végétation.

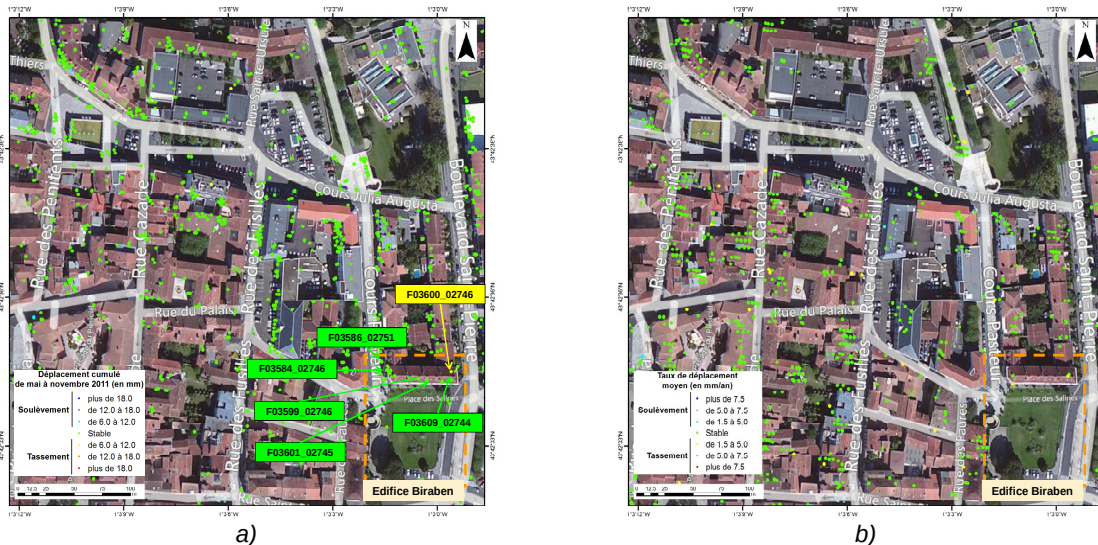


Figure 12 : Secteur de la Place des Salines : a) Déplacement cumulé entre mai et nov.2011 et b) Taux de déplacement moyen (étude historique 2003-2010) - Microsoft® Bing™ Maps collection pour l'image d'arrière-plan

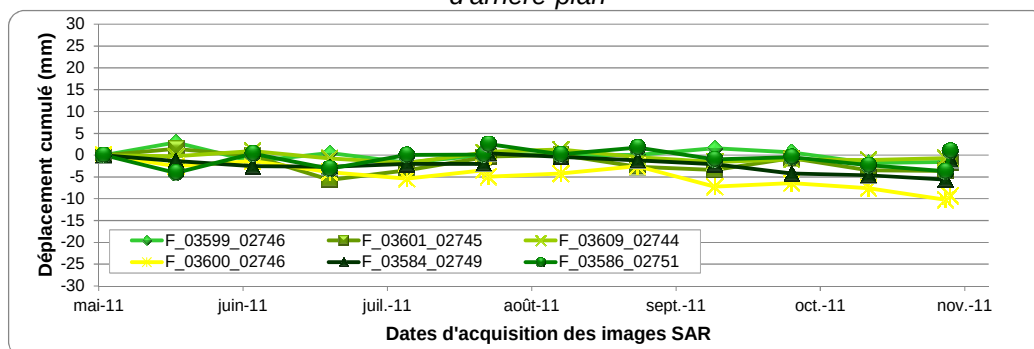


Figure 13 : Séries temporelles de points de mesure localisés sur l'édifice Biraben (Figure 12a)



Figure 14 : Secteur du quartier Sablar : a) Déplacement cumulé entre mai et novembre 2011 et b) - Taux de déplacement moyen (étude historique 2003-2010) - Microsoft® Bing™ Maps collection pour l'image d'arrière-plan

Références

- [1] J. Duro, J. Inglada, J. Closa, N. Adam, et A. Arnaud. High resolution differential interferometry using time series of ERS and ENVISAT SAR data. FRINGE 2003, 1-5 Décembre 2003
- [2] N. Adam, A. Parizzi et M. Crosetto. Practical Persistent Scatterer Processing Validation in the Course of the Terrafirma Project. Journal of Applied Geophysics, vol. 69, pp.59-65, 2009
- [3] A. Urdirioz, F.N. Koudogbo, J-L. Gibert et B. Marsaud. L'interférométrie Radar, une technique opérationnelle de mesure des mouvements du sol à l'échelle des territoires. Conférence Space Appli 2012, 25 – 28 Juin 2012
- [4] <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/c-missions/cosmo-skymed>

Mots clés

Ville de Dax, Interférométrie radar, Satellite Haute Résolution, Mouvement de terrain, gestion du territoire.



Inversion de SEV par essais de particules

Riss Joëlle*, Sirieix Colette*, Fernandez Martinez Juan Luis ; Genelle Fanny***

*Université Bordeaux 1 I2M GCE UMR 5295, Avenue des Facultés 33405 Talence France,
joelle.riss@u-bordeaux1.fr, colette.sirieix@u-bordeaux1.fr, **Université d'Oviedo, Espagne
jlfm@uniovo.es, fanny.genelle@u-bordeaux1.fr

Particle Swarm optimization technique inspired by the social behavior of individuals in nature (swarms) that has been successfully used in many different engineering fields. This paper is an attempt to show the application of this method to two case studies.

Introduction

Les méthodes géophysiques fondées sur la mesure de la résistivité des terrains sont actuellement largement développées avec la tomographie de résistivité électrique 2D et 3D. La méthode classique des sondages électriques verticaux (1D) n'en est pas abandonnée pour autant. En effet, cette méthode est actuellement encore largement employée dans les domaines de l'environnement (Berhane *et al.*, 2012), de l'hydrogéologie (Atwia *et al.*, 2012 ; Perttu *et al.* 2011), de l'étude de l'intrusion marine (Hwang *et al.*, 2004) et, de plus en plus dans les domaines afférents à la géotechnique (Oyedele *et al.*, 2012). Les sondages électriques verticaux s'avèrent être soit une méthode complémentaire de méthodes géophysiques plus sophistiquées et/ou récentes (tomographie avec par exemple Zarroca *et al.*, 2011 ; résonnance magnétique par exemple Vouillamoz *et al.*, 2007, ...) soit une méthode alternative dans des situations spécifiques. Cette méthode est toujours d'actualité, car appliquée à l'identique en des lieux où d'anciens sondages avaient antérieurement été réalisés et conservés, cela permet d'établir des comparaisons entre l'état actuel et un état ancien d'une région donnée. De nombreuses campagnes de sondages électriques verticaux archivées pourraient être alors à nouveau valorisées à l'instar de ce que proposent, par exemple Zarroca *et al.* (2011) ou Di Sipio *et al.* (2006). L'intérêt des géophysiciens pour les sondages électriques verticaux les a conduits à développer des méthodes d'inversion alternatives aux méthodes classiques d'inversion linéaire, telles, par exemple, la méthode du recuit simulé (Prakash Saharma, 2012), la méthode des essais particuliers (Fernandez Martinez *et al.*, 2010) ou encore les algorithmes génétiques (Fernandez Alvarez *et al.*, 2008). On se propose de montrer l'intérêt de l'utilisation de la méthode d'optimisation globale des essais particuliers à partir de quelques exemples.

La méthode

La méthode utilisée est une méthode d'optimisation globale, celle des essais particuliers (PSO pour Particle Swarm Optimisation en anglais) largement utilisée dans la résolution de problèmes inverses. Les fondements théoriques de la méthode peuvent être trouvés dans Fernandez Martinez *et al.* (2010) ou dans la thèse de Maria Esperanza Garcia Gonzalo (2011). Rappelons simplement que la méthode repose sur une analogie, quant à la recherche du minimum de la fonction coût, avec le comportement collaboratif d'espèces animales grégaires.

Appliquée à un SEV (Sondage Electrique Vertical) à N terrains, la méthode consiste à explorer l'espace dit des modèles (espace à 2N-1 dimensions : N pour les résistivités et N-1 pour les épaisseurs) à la recherche des meilleurs modèles. L'exploration est effectuée, selon les modalités de l'algorithme PSO, par un ensemble de P modèles initiaux (appelés particules) au cours de It itérations. La fonction coût mesure l'écart entre le modèle trouvé et les données expérimentales selon l'équation 1. L'intérêt de cette méthode consiste en l'obtention d'un ensemble de modèles satisfaisant le seuil à ne pas dépasser pour la fonction coût desquels découlent des distributions statistiques des paramètres résistivité et épaisseur des N terrains.

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^P (d_{i \text{ mod } \acute{e}le}^* - d_{i \text{ Mesurée}})^2}{\sum_{i=1}^P d_{i \text{ Mesurée}}^2}} \% \quad (1) \quad \text{où } d_i \text{ et } d_i^* \text{ représentent respectivement la } i^{\text{ème}} \text{ résistivité apparente mesurée et celle issue du modèle. Le logiciel utilisé est le logiciel VESLAB développé par l'université d'Oviedo (Espagne).}$$

Application à deux cas particuliers

Deux cas sont présentés, l'un à caractère didactique puisque l'on présente les résultats obtenus avec la méthode pour un SEV réalisé en un lieu pour lequel on dispose d'un log lithologique et l'autre, très particulier consiste en une application pour la caractérisation d'un matériau très résistant et très peu épais mais dont la résistivité évolue au cours du temps.

1. Premier exemple

Dans cet exemple on a choisi un SEV (Schlumberger) réalisé en un lieu où un forage carotté a permis d'établir un log lithologique (tableau 1 et figure 1). La méthode a été appliquée avec un ensemble de cinq-cents particules évoluant au cours de quarante itérations dans l'espace des modèles Cet espace est défini *a priori* par des limites inférieure et supérieure de chacun des six terrains constituant le SEV (tableau 2).

Les options du logiciel permettent soit de favoriser une large exploration de l'espace des modèles soit une exploration tenant compte d'un meilleur modèle déjà établi.

La figure 2 montre l'évolution de l'erreur relative calculée avec l'équation 1 dans le cas de deux séries de calculs indépendants. L'erreur se stabilise assez vite dans un cas comme dans l'autre autour de 0,16%. Le meilleur modèle, dans chacun des cas, est montré figure 3.

L'intérêt de cette méthode est non seulement d'obtenir rapidement et automatiquement un meilleur modèle mais également une distribution statistique des paramètres (résistivités et épaisseurs) des meilleurs modèles obtenus au cours des itérations. A fin de comparaison avec le log lithologique on donne tableau 3 les résultats de l'analyse statistique des profondeurs des toits des six terrains.

Tableau 1 : Description lithologique

• Lithologie	Epaisseur en mètres
• Sables de dunes agglomérés et calcaires	13 à 16 nappe vers 4 m (eau minéralisée)
• Calcaires	16
• Argiles bleues	quelques m
• Calcaires et marno-calcaires	40 (présence eau salée)
• Argiles bleues et marnes à gypse	Reconnues sur 14 m à partir de 76 m de profondeur

Figure 1 : SEV Schlumberger

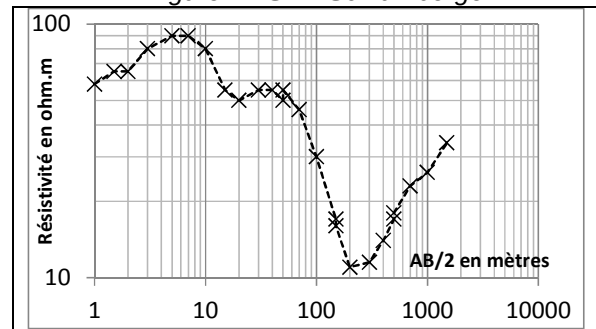


Tableau 2 : définition de l'espace des modèles

	Limites inférieures	Limites supérieures
Résistivités (W.m)	[30, 1, 10, 1, 0,1, 1]	[100, 300, 100, 500, 10, 100];
Epaisseurs (m)	[0,1, 1, 6, 15, 40];	[3 ,5, 15, 20, 50]

Tableau 3 : Résumé statistique des profondeurs des toits des six terrains en mètres

	p ₂	p ₃	p ₄	p ₅	p ₆
Minimum	0,63	3,57	10,25	29,32	74,02
Quartile 1	0,80	3,89	11,68	30,66	75,13
Médiane	1,15	4,25	11,94	30,87	75,80
Quartile 3	1,15	4,25	12,24	31,17	76,22
Maximum	1,17	4,27	12,63	31,43	81,26
Meilleur modèle	1,15	4,25	10,25	29,32	74,02

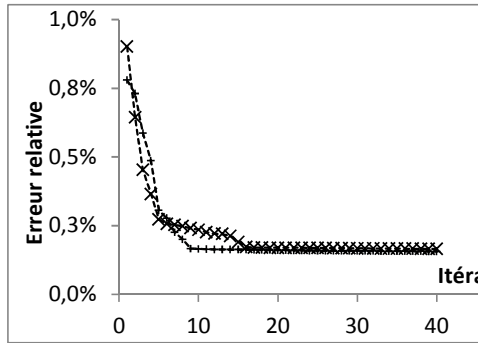


Figure 2 : Evolution de l'erreur relative du meilleur modèle global au cours de quarante itérations.

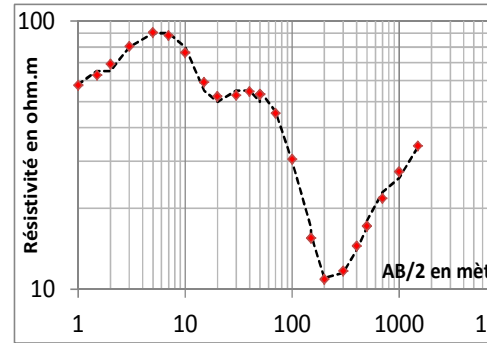


Figure 3 : Un des meilleurs modèles (losanges rouges) superposé aux résistivités apparentes mesurées

Si l'on s'intéresse, par exemple, à la profondeur à laquelle se trouvent le deuxième niveau d'argiles bleues et les marnes à gypse qui constituent le sixième terrain, le log en donne le toit à 78 m, la profondeur du toit selon les données issues de l'inversion du sondage est comprise entre 74 et 81 soit une imprécision de l'ordre de 4 à 5%. Des comparaisons semblables peuvent être faites pour chacun des paramètres (résistivités et/ou profondeurs des terrains).

2. Deuxième exemple

Un géosynthétique benthonitique (GSB) d'épaisseur initiale de 7 mm et de résistivité *a priori* inconnue a été installé sur un site expérimental reproduisant une couverture site de stockage de déchets dangereux (Genelle, 2012). La couverture est composée de terre végétale (0,15 m), d'un géotextile, de graviers (30 cm) du GSB et de matériau argilo-graveleux (1,0 m). La méthode des essais particuliers a été appliquée à des sondages électriques déduits de tomographies de résistivité électrique (Sirieix *et al.*, 2013). Les inversions ont porté sur six sondages issus de six tomographies réalisées à des périodes différentes (période humide ou sèche) au cours de trois années.

On montre figure 4, la distribution cumulée des résistivités électriques obtenues par inversion pour chacune des six périodes. Par cette méthode, nous avons pu estimer la résistivité très élevée du GSB et mettre en évidence son évolution avec le vieillissement ainsi que sa sensibilité aux conditions climatiques (Sirieix *et al.*, 2013). Cette méthode s'est avérée plus efficace et plus précise que celle de type Gauss-Newton qui avait été mise en œuvre lors des inversions des tomographies à l'issue desquelles l'épaisseur du GSB était surestimée (Cf. Genelle, cette conférence).

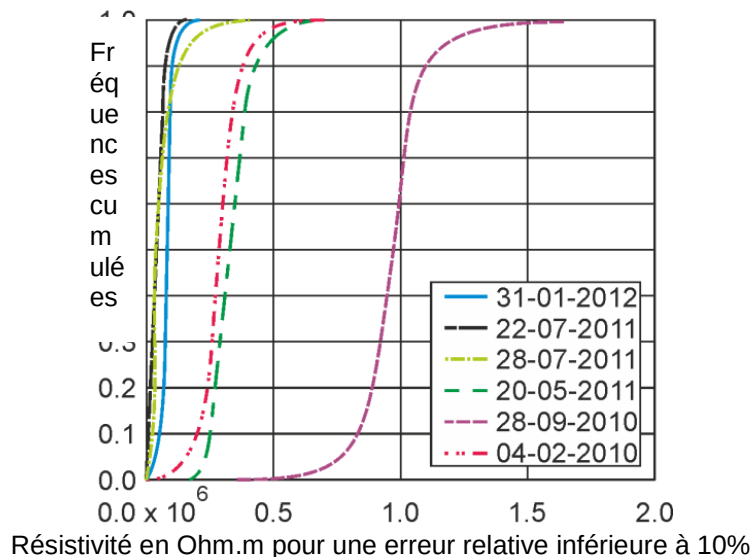


Figure 3 : Distribution (fréquences cumulées) des résistivités du GCB

Conclusion

L'utilisation de méthodes d'optimisation globales, telle la méthode des essais particuliers, permet d'inverser des sondages électriques en obtenant des distributions statistiques des paramètres (épaisseurs et résistivités) des modèles de façon rapide et automatique. Ceci ouvre la voie à une réinterprétation intéressante de sondages archivés permettant ainsi, pour de nombreuses applications environnementales (par exemple l'évolution d'un niveau piezométrique ou d'un biseau salé), d'établir un état qui pourrait être considéré comme état de référence pour comparaison à l'état actuel ou à venir.

Références

- Al-Garni Mansour A. (2009). Geophysical Investigations for Groundwater in a Complex Subsurface Terrain, Wadi Fatima, KSA: A Case History. *Jordan Journal of Civil Engineering*, Volume 3, No. 2, 2009.
- Atwia, M.G., Abu-Heleika, M.M., El-Horiny, M.M. (2012) Hydrogeochemical and Vertical Electrical Soundings for Groundwater Investigations, Burg El-Arab Area, Northwestern Coast of Egypt, *African Earth Sciences* (2012), doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.11.001>
- Berhane G., Martens K., Al Farrah N., Walraevens K. (2012). Water leakage investigation of micro-dam reservoirs in Mesozoic sedimentary sequences in Northern Ethiopia. *African Earth Sciences* <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.10.004>.
- Di Sipio E., Galgaro A. Zuppi G.M. (2006). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 66, 6-12. New geophysical knowledge of groundwater systems in Venice estuarine environment
- Fernandez Alvarez, J.P., Fernandez Martinez J.L., Menendez Perez, C.O. (2008). Feasibility analysis of the use of binary genetic algorithms as importance samplers—application to a 1-DDC resistivity inverse problem. *Mathematical Geosciences* 40, 375–408.
- Fernandez Martinez J.L., Garcia Gonzalo E., Fernandez Alvarez J.P., Kuzma H. A., Menendez Perez C.O. (2010). PSO: a powerful algorithm to solve geophysical inverse problems: application to a 1D-DC resistivity case. *Journal of Applied Geophysics* 71, 13–25.
- Garcia Gonzalo M.E. (2011). Avances en el análisis teórico del algoritmo Particle Swarm Optimization Aplicación a la resolución de problemas inversos. <https://docs.google.com/file/d/0Bx0Jz1VlgjG5N1ltc0lIN1lwUms/edit?usp=sharing>.
- Genelle F. (2012). Les méthodes géophysiques pour la caractérisation des couvertures d'installation de stockage de déchets. Thèse de doctorat université Bordeaux 1. 366pp, <http://www.theses.fr/16370595>
- Hwang S., Shin J., Park I., Lee S. (2004) Assessment of seawater intrusion using geophysical well logging and electrical soundings in a coastal aquifer, Youngkwang-gun, Korea. *Exploration Geophysics* 35, 99–104
- Oyedele K.F., Oladele S., Adedoyin O. (2012). Application of Geophysical and Geotechnical Methods to Site Characterization for Construction Purposes at Ikoyi, Lagos, Nigeria. *Journal of Earth Sciences and Geotechnical Engineering*, vol.1, no.1, 2011, 87-100.
- Perttu N., Wattanasen K., Phommasone K., Elming S. (2011). Characterization of aquifers in the Vientiane Basin, Laos, using Magnetic Resonance Sounding and Vertical Electrical Sounding. *Journal of Applied Geophysics*, 73, 207-220.
- Prakash Sharma S. (2012). VFSARES—a very fast simulated annealing FORTRAN program for interpretation of 1-DDC resistivity sounding data from various electrode arrays. *Computers and Geosciences*, 42, 177-188.
- Sirieux C., Fernandez Martinez J.L., Riss J., Genelle F. (2013). Electrical Resistivity characterization and defect detection on a Geosynthetic Clay Liner (GCL) on an experimental site. *L/ of Applied Geophysics*, 90, 19-26.
- Zarroca M., Bach J., Linares R., Pellicer X.M. (2011). Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, Northern Spain). *Journal of hydrology*, 409, 407-422.
- Vouillamoz J.M., Chatenoux B, Mathieu F., Baltassat J.M., Legchenko A. (2007). Efficiency of joint use of MRS and VES to characterize coastal aquifer in Myanmar. *Journal of Applied Geophysics*, 61, 142-164

Mots clés : essais particuliers, méthodes inverses, SEV

Sismique passive appliquée aux digues côtières

M. Le Feuvre, D. Leparoux, A. Joubert, P. Côte (IFSTTAR),
E. Beucler, A. Mocquet, Y. Capdeville (LPGN).

mathieu.le-feuvre@ifsttar.fr

Abstract

Ambient vibrations generated by sea waves show suitable frequencies for sounding sea dikes with passive seismic methods. Surface wave velocities are accurately inferred by the combined use of cross-correlations and « multichannel analysis of surface waves » (MASW).

Introduction

L'érosion interne est l'une des principales causes de rupture des digues côtières de protection contre la submersion. L'objectif du projet VIBRIS, financé par la région Pays de la Loire, est de développer une méthode robuste de caractérisation et de suivi des digues maritimes, basée sur l'utilisation du bruit sismique généré par le choc des vagues. Les méthodes sismiques passives tirent bénéfice de la multiplicité des trajets empruntés par les vibrations ambiantes, en raison, d'une part, de la variété spatiale des sources de bruit, et d'autre part, de la diffusion créée par les hétérogénéités du milieu. Cet échantillonnage multiple du milieu offre une résolution supérieure aux méthodes faisant usage d'une source active, ponctuelle dans le temps et dans l'espace. L'approche passive, puisqu'elle repose sur l'analyse moyenne d'un ensemble apparemment incohérent de trajets sismiques, nécessite en contrepartie le traitement d'un volume conséquent de données, et la prise en compte d'une éventuelle imparfaite équipartition de l'énergie sismique. Aux échelles de la sismologie, la méthode passive d'« intercorrélation de bruit » a montré son efficacité, reconstruisant la propagation des ondes de surface entre différentes paires de sismomètres, et produisant des tomographies crustales de résolution inédite (Shapiro et al. 2005). Appliquée au monitoring, elle a permis de détecter d'infimes variations de vitesse avant les éruptions volcaniques du Piton de la Fournaise (Brenquier et al. 2008). Aux échelles de la sub-surface, la méthode « passive MASW » (Park et al. 2008) tire avantage du bruit anthropique (trafic routier) et d'un réseau de géophones pour obtenir des courbes de dispersion multi-modales. Nous montrons ici que la combinaison de ces deux approches, ainsi que la nature du bruit sismique généré par les vagues, permettent de déterminer la dispersion des ondes de Rayleigh au sein d'une digue dans une gamme de fréquence adéquate, offrant ainsi la possibilité de suivre en continu l'évolution d'un observable géophysique fortement lié à la rigidité de la structure.

Méthode

L'obtention de la dispersion des ondes de surface par mesure passive suppose de déterminer, pour différentes fréquences f , le déphasage entre deux signaux de bruit enregistrés en R_j et R_k . Comme illustré en figure 1, pour une source de localisation quelconque O_m , ce déphasage correspond à la différence des distances d_{mk} et d_{mj} parcourues par les ondes à la vitesse $v(f)$. Pour une multitude de sources, il est donc nécessaire de prendre en compte la répartition spatiale de l'énergie sismique, afin de ne pas introduire de biais dans le calcul de la vitesse.

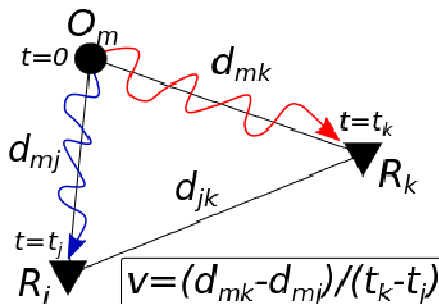


Figure 1 : Illustration schématique du calcul de la vitesse d'une onde émise en O_m et reçue en R_j et R_k

Pour ce faire, Park et al. (2008) proposent d'utiliser la technique MASW (*multichannel analysis of surface waves*) – qui correspond à l'application d'un *beamforming* en ondes cylindriques sur un réseau de N_R récepteurs – en calculant

$$E_1(f, v) = \sum_{m=1}^{N_o} \left| \sum_{j=1}^{N_R} \frac{S_j(f)}{|S_j(f)|} e^{i 2\pi f \frac{d_{mj}}{v}} \right| \quad (1)$$

où S_j représente la transformée de Fourier du bruit enregistré en R_j . Chaque signal est blanchi (pour compenser de l'atténuation) et déphasé d'un temps correspondant à une propagation à vitesse v sur

une distance d_{mj} . La somme de ces signaux déphasés est maximisée lorsque la position source et la vitesse testées coïncident avec une part importante des trajets sismiques contenus dans le bruit. La somme est effectuée pour un ensemble de positions source virtuelles qui discrétisent de manière uniforme tout ou partie du milieu environnant, selon le degré de connaissance préalable sur la position des sources réelles. Les courbes de dispersion au sein du milieu correspondent aux maxima d'énergie du diagramme $E_1(f, v)$. L'utilisation d'un réseau d'acquisition permet, par la multiplicité des offsets inter-capteurs, de couvrir une large gamme de longueurs d'ondes et donc de profondeurs d'investigation. Elle permet également la bonne séparation des différents modes de propagation des ondes de surface, souvent présents dans les milieux de la subsurface. Afin de minimiser dans le diagramme la présence d'artefacts dus à l'occurrence de « faux-positifs » créés par l'ambiguïté du couple vitesse/position source, un réseau de capteurs circulaire ou en spirale, possédant un grand pouvoir de résolution azimutale, est préconisé. Dans les cas ne permettant que le déploiement d'une ligne de récepteurs, Park et al. (2008) montrent que la vitesse de milieu peut être approximée, au prix cependant d'une grande confusion dans le diagramme de dispersion. La largeur réduite des digues nous place justement dans cette situation.

Parallèlement, la sismologie a vu émerger la méthode d'« intercorrélation de bruit » (Shapiro et al. 2005). La fonction de corrélation (normalisée) est donnée entre les récepteurs R_j et R_k par

$$C_{jk}(f) = \frac{S_j^*(f) S_k(f)}{|S_j(f)| |S_k(f)|} \quad (2)$$

où l'astérisque représente le conjugué complexe de la transformée de Fourier, et où le dénominateur compense des effets d'atténuation. La corrélation mesure la ressemblance entre deux signaux en fonction d'un décalage temporel appliqué à l'un de ces deux signaux. Il a été montré que, sous l'hypothèse d'un champ diffus, la corrélation reconstruit la réponse impulsionnelle du milieu (fonction de Green), c'est-à-dire le signal qui serait enregistré en R_k après le déclenchement d'une source active en R_j (et réciproquement pour la corrélation C_{kj}). L'hypothèse de champ diffus est vérifiée lorsque l'énergie des sources de bruit respecte l'équipartition spatiale, et/ou lorsque le milieu est fortement hétérogène et donc naturellement diffusant. Dans le cas où le bruit possède une origine très localisée en O_m (figure 1), et où le milieu ne présente pas une hétérogénéité très prononcée, la vitesse mesurée des ondes reconstruites par corrélation se trouve biaisée d'un facteur $(d_{mk} - d_{mj})/d_{jk}$. La corrélation C_{kj} n'est alors plus identique à C_{jk} , voire incohérente, le milieu n'étant pas illuminé de façon symétrique par l'énergie sismique.

Nous proposons ici une méthode hybride combinant les avantages respectifs de l'une et l'autre approche, où le diagramme de dispersion est donné par

$$E_2(f, v) = \sum_{m=1}^{N_O} \left| \sum_{j=1}^{N_R-1} \sum_{k=j+1}^{N_R} A_{jkm}(f, v) \right| \quad (3)$$

avec

$$A_{jkm}(f, v) = C_{jk}(f) e^{i 2\pi f \frac{d_{mk} - d_{mj}}{v}} \quad \text{si } d_{mj} < d_{mk} ,$$

et

$$A_{jkm}(f, v) = C_{kj}(f) e^{i 2\pi f \frac{d_{mj} - d_{mk}}{v}} \quad \text{si } d_{mj} > d_{mk} .$$

L'équation (3) fait usage de la fonction de corrélation donnée par l'équation (2) dans la procédure de *beamforming* décrite par l'équation (1). Ici, l'ensemble des paires possibles de capteurs est pris en compte dans le stack des signaux déphasés (double somme sur j et k), maximisant la résolution du diagramme de dispersion. Pour une source virtuelle de localisation donnée, un choix est fait entre les corrélations C_{jk} et C_{kj} selon la direction illuminée. L'utilisation de la fonction corrélation, déjà porteuse d'information quant à la localisation des sources de bruit, et qui bénéficie de surcroît de la diffusion potentielle dues aux hétérogénéités, renforce le pouvoir de résolution spatiale de la MASW, et nettoie le diagramme de dispersion produit par l'équation (1). Qui plus est, puisque le balayage des sources virtuelles est effectué sur signaux de corrélation d'une durée équivalente à la sismique active (temps compressé), et non sur la durée totale des enregistrements de bruit, le coût de calcul requis par l'équation (3) (calcul des corrélations inclus) se trouve réduit de plusieurs ordres de grandeur. Une série de tests numériques utilisant des signaux de bruit synthétiques générés selon la procédure

décrite dans Park et al. (2008), montre, pour un réseau linéaire de géophones et pour l'ensemble des distributions de bruit testées, le pouvoir de résolution accru de la méthode proposée.

Mesures et résultats

Un dispositif linéaire de 24 géophones verticaux 4.5 Hz, séparés par une distance $\Delta x=2\text{m}$ et positionnés le long de la digue de la Parisienne (Bouin, 85), a été placé en acquisition passive pendant 8 minutes durant une période de haute marée (figure 2). Il est à noter que cette digue en terre, renforcée par un enrochement, a été reconstruite suite à la tempête Xynthia.

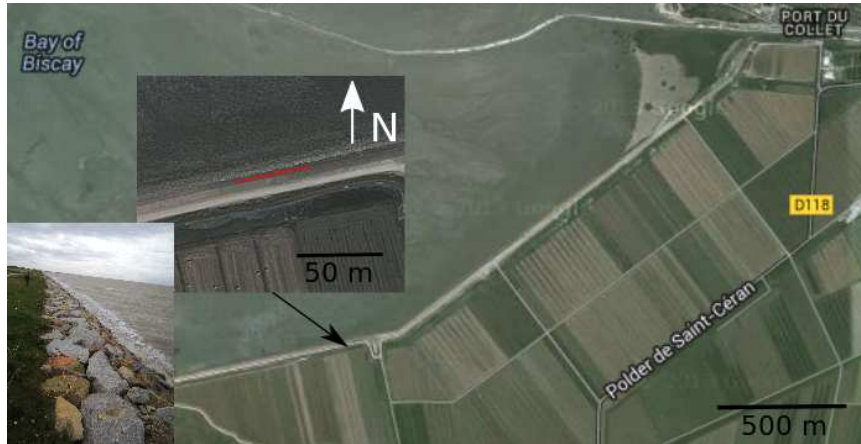


Figure 2 : Dispositif de mesure sur la digue de la Parisienne (Bouin, 85)

Une mesure active de référence (tir à la masse) a été réalisée : le diagramme de dispersion associé, ainsi que la courbe correspondant au maximum d'énergie, sont présentées en figure 3a. Les incertitudes indiquées sont données par la résolution du dispositif, soit $1/\Delta p = f N_R \Delta x$, où $p=1/v$ est la lenteur des ondes de Rayleigh.

Il est à noter que le comportement inverse de la courbe de dispersion (i.e. ; vitesses lentes à basses fréquences) ne peut pas être dû à des effets de longueur de dispositif. En effet, sa longueur (48m) permet une estimation fiable du diagramme de dispersion à partir de 5Hz pour les vitesses rencontrées. Ce comportement est peut être lié à des effets 3D de la mer adjacente. Ceci nécessiterait une analyse plus poussée.

La figure 3b montre les signaux de bruit enregistrés sur l'ensemble du réseau pendant les 8 minutes d'écoute passive des vagues. Les intercorrélations de bruit sont représentées en figure 3c, triées et stackées selon la longueur de la paire de capteur considérée. Les temps de corrélation positifs correspondent à une propagation d'Est en Ouest, les temps négatifs à une propagation dans le sens opposé (respectivement C_{jk} et C_{kj} , avec R_j situé à l'Est de R_k). La reconstruction de l'onde de Rayleigh est clairement visible sur les signaux corrélés. La légère asymétrie des corrélations suggère que les vagues illuminent préférentiellement le côté Ouest du dispositif, probablement en raison du coude formé par la digue vers l'Est (cf. figure 2). Les figures 3d et 3e présentent les diagrammes de dispersion obtenus respectivement par la méthode MASW (équation 1) et la méthode hybride proposée ici (équation 3), et illustrent le pouvoir de résolution de cette dernière. La dispersion des ondes de Rayleigh au sein de la digue est obtenue pour une gamme de fréquences allant de 5 à 55 Hz. En deçà de 5 Hz, la longueur d'onde excède la demi-longueur du dispositif, tandis qu'au delà de 55 Hz, le bruit instrumental semble prendre le pas sur le bruit utile des vagues. Cette gamme de fréquence, pour les vitesses obtenues ici, correspond à des longueurs d'onde comprises environ entre 3 et 24 mètres, et par conséquent à des profondeurs d'investigation de l'ordre de 1 à 8 mètres, permettant la caractérisation de l'ensemble de l'ouvrage et du milieu sous-jacent. Par ailleurs, la durée cumulée d'enregistrement et de traitement, de l'ordre d'une douzaine de minutes, semble offrir l'opportunité d'un suivi en temps quasi-réel.

Références

- Park C. B., Miller R. D. and Xia J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3):800-808.
- Park C. B. and Miller R. D. (2008). Roadside passive multichannel analysis of surface waves. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 13(1):1-11.
- Gouédard P. and 10 co-authors (2008). Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications. *Geophysical prospecting*, 56:375-393.
- Brenguier F. and 6 co-authors (2008). Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geosciences*, 1(2):126-130.

- Shapiro N. M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M. H. (2005). High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307 :1615-1718

Mots-clés

Sismique passive, intercorrélations, MASW, ondes de surface, digue maritime.

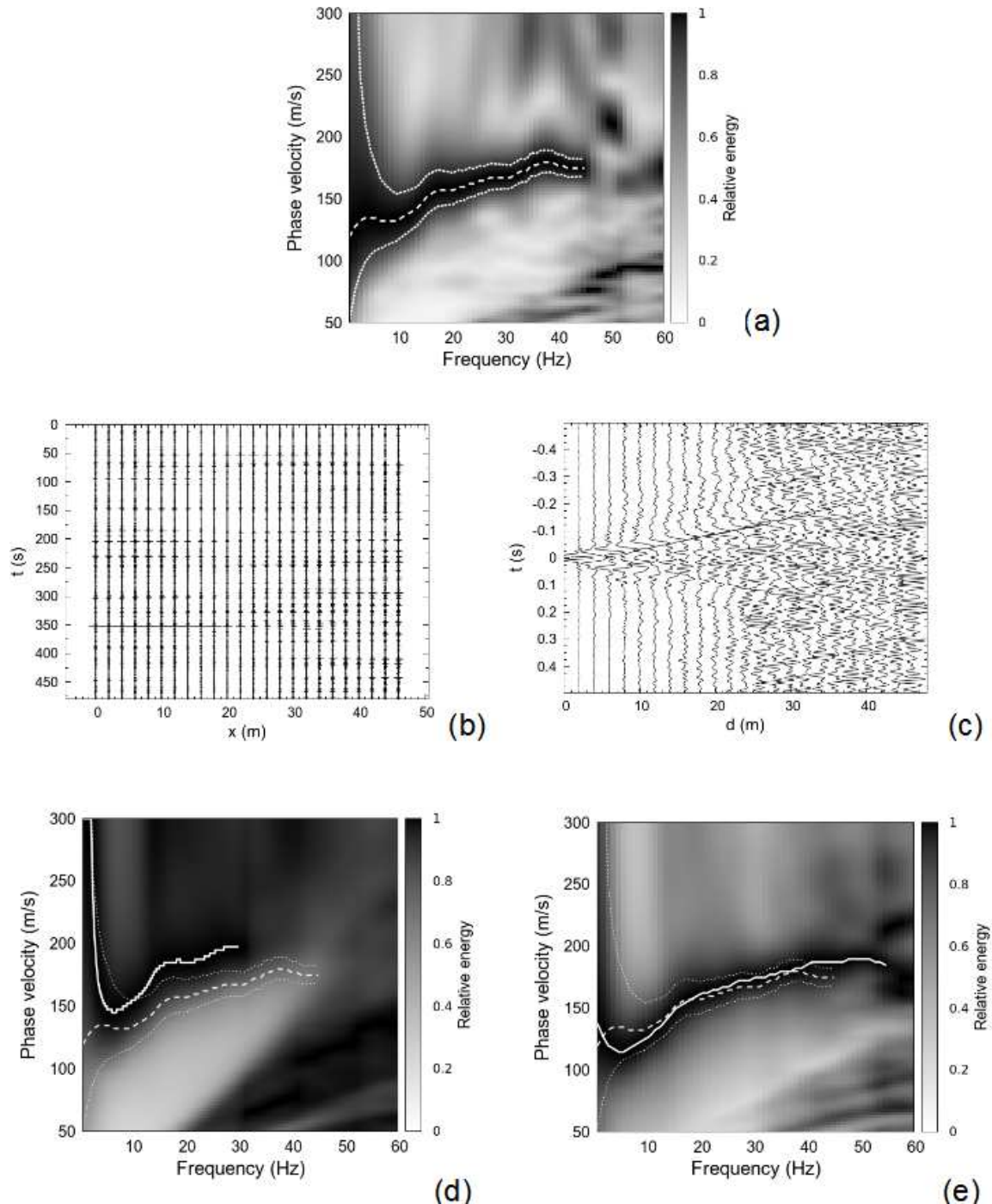


Figure 3 : (a) Diagramme de dispersion obtenu sur la digue par sismique active. Courbe de dispersion en tireté, incertitude en pointillé. (b) Données passives brutes enregistrées sur 24 géophones pendant 8 minutes. (c) Corrélations triées par longueur de la paire de géophones et stackées pour une même longueur. (d) Diagramme de dispersion obtenu par MASW passive. Courbe de dispersion en trait plein, courbe de dispersion active en tireté, incertitudes de la courbe active en pointillé. (e) Diagramme de dispersion obtenu par l'équation (3). Courbe de dispersion en trait plein, courbe de dispersion active en tireté, incertitudes de la courbe active en pointillé.

Comportements thermique et électrique des sols non saturés : aspects expérimentaux

Marie Nouveau, Gilles Grandjean, Mickael Philippe, Philippe Leroy (BRGM)
g.grandjean@brgm.fr

Introduction

Lorsque le sol est affecté par une source de chaleur, certaines de ses propriétés sont modifiées comme la résistivité électrique et la teneur en eau. Ces modifications sont fonction des propriétés thermiques du milieu, i.e., la diffusivité thermique, qui permettent à la chaleur d'être plus ou moins bien évacuée. L'objectif de ce travail est d'étudier les variations de la résistivité électrique d'un milieu sur une large gamme de température (de 10 à 100 °C) alors que la saturation en eau peut décroître. Pour cela, il convient de choisir une technique de mesure sensible aux variations de température dans le sol, adaptée à tous types de sols et pouvant être répétée dans le temps. Les méthodes électriques à courant continu, comme le panneau électrique (ERT) et sa déclinaison en mode time-lapse ont été choisies puisqu'elles répondent à ces critères. Nous montrons dans cet article la possibilité de suivre des variations de température dans le sol à partir de deux types d'essais expérimentaux: (i) un monitoring ERT sur la plateforme géothermique du BRGM alors même que la température varie de 20 °C à 40 °C ; (ii) des mesures en étuve par un quadripôle électrique alors que le four monte à des températures supérieures à 100 °C. Dans les deux cas, des mesures de teneurs en eau ont été réalisées par TDR (Time Domain reflectometry). Les résultats obtenus montrent que les courbes expérimentales peuvent être ajustées à des courbes théoriques par le biais de lois constitutives reliant les trois paramètres étudiés : la température T , la résistivité électrique ρ et la teneur en eau Sw .

Essai sur la plateforme géothermique du BRGM

Le but de cette expérimentation est d'étudier le comportement de la résistivité électrique avec une augmentation de la température allant jusqu'à 40 °C, maximum de ce que peut fournir la plateforme géothermique du BRGM (Philippe et al., 2007). Un câble à fibres optiques, installé au niveau des échangeurs, permettent de mesurer la température dans le sol à 3 profondeurs différentes. Le réseau de tuyaux chauffants horizontaux est disposé dans un sol de nature sablo-graveleuse principalement composé de sables de Sologne et de 30 % de cailloux (éléments grossiers supérieurs à 2 cm). Une moitié du profil de mesure a été placée sur une zone chauffée et l'autre moitié sur une zone non chauffée (zone témoin). Le panneau électrique était de 48 électrodes avec un espacement de 25 cm et avec une configuration d'électrode en dipôle-dipôle. Les mesures par panneau électrique en time-lapse, couplées à celles de la température doivent nous montrer l'évolution de la résistivité électrique avec la variation de température dans le sol. Des profils verticaux de teneur en eau ont aussi été mesurés en forage. Une sonde de température (thermocouple) a été disposée à 3 cm de profondeur afin d'avoir une mesure de la température en surface. Les profils de résistivité ont été inversés avec Res2DInv.

La zone chauffée se trouve entre 3 et 6 m sur le long des profils électriques et de températures. Sur le profil initial de référence (Fig.1-haut), on remarque une couche plus résistante à environ 1 m de profondeur où la résistivité électrique atteint 220 $\Omega.m$. Si l'on compare le profil de résistivité électrique initial avec celui obtenu à la fin de l'expérience, on remarque une baisse de la résistivité d'environ 36 % (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**1-centre) pour une intensité de chauffe maximale de 34°C (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**1-bas).

Pendant l'expérimentation, nous n'avons pas observé de baisse de la teneur en eau dans le forage. Ce qui signifie que la température n'était pas assez élevée pour atteindre la transition liquide-vapeur de l'eau. On peut penser également que la nature sableuse du terrain joue sur cette température critique, le sable étant thermiquement plus conducteur que l'argile.

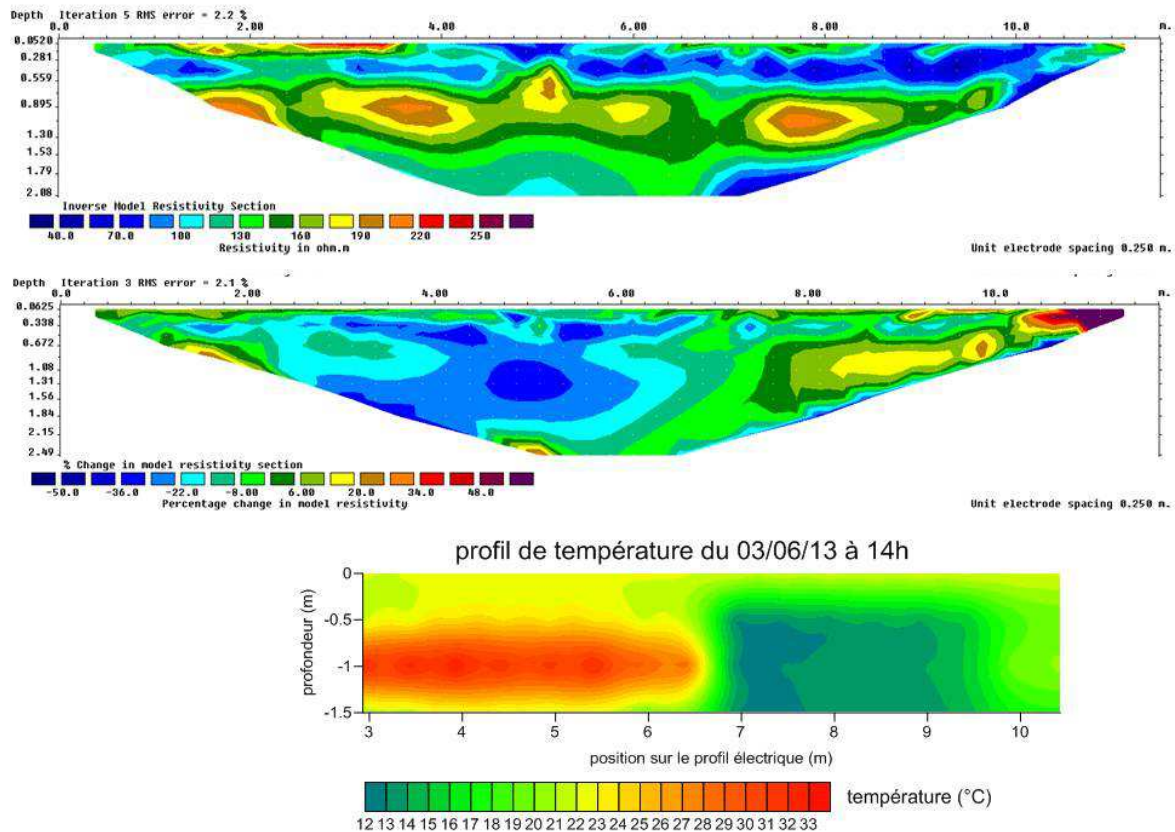


Figure 1 : profil de résistivité électrique initial, profil de différence de résistivité par rapport à celui de référence et profil de température au maximum du chauffage.

Une étude statistique des données de températures et de résistivités électriques nous permet d'analyser plus précisément la façon dont les 2 paramètres varient et de vérifier l'Équation 1 (Campbell, 1948) :

$$\rho_T = \rho_{25} \cdot (1 - \delta(T - 25))$$

Équation 1 : correction de la température sur la résistivité.

La pente de compensation de la température δ est estimée à 2,06 %, ce qui est proche des valeurs citées dans la littérature (2,3 % ; Ma et al., 2010).

Essai à l'étuve

Pour étudier ces phénomènes à des températures supérieures à 90°C, une expérience en laboratoire a été réalisée. Un bac en bois rempli par du sable provenant de la plateforme a été placé dans une étuve ; la résistivité électrique a été mesurée par un quadripôle Wenner-Schlumberger connecté à un résistivimètre. Le suivi de la température dans le bac a été réalisé à l'aide de deux sondes de températures situées de part et d'autre du quadripôle à mi-profondeur. La teneur en eau a également été mesurée avec une sonde TDR. La température est montée graduellement de 20 à 135°C en quelques heures. Les différentes valeurs ont été reportées sur la **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** Deux parties de la courbe se dégagent (A et B) de part et d'autre d'une température critique de 84 °C, la teneur en eau chutant pour des températures supérieures à T :

- Dans la **partie A** (de 0 à 84 °C), la teneur en eau ne varie pas ; la loi d'Archie peut être utilisée avec une saturation constante et une porosité normalisée pour calculer les résistivités.

La résistivité de l'eau $\rho_w(T_0)$ à la température de référence $T_0 = 25^\circ\text{C}$ peut être estimée à $\rho_{mes}(T_0) = 387 \Omega.m$ grâce à cette loi, connaissant la résistivité électrique du milieu à cette température et la porosité du milieu (35%). Ainsi, nous arrivons à $\rho_w(T_0) = 40 \Omega.m$. Il est facile ensuite de calculer la résistivité du milieu pour toutes les températures.

- Dans la **partie B** (de 84 à 100 °C), une formule prenant en compte les variations de température et de teneur en eau doit être ajustée. La saturation en eau $S_w(T)$ est estimée à partir de la droite de tendance interpolée à partir des données de saturation. Ces valeurs de saturations sont ensuite combinées aux autres paramètres par le biais des lois d'Archie et de Campbell (1948) afin d'estimer la résistivité électrique en fonction de la température pour des saturations variables tel que proposé par Revil (1998).

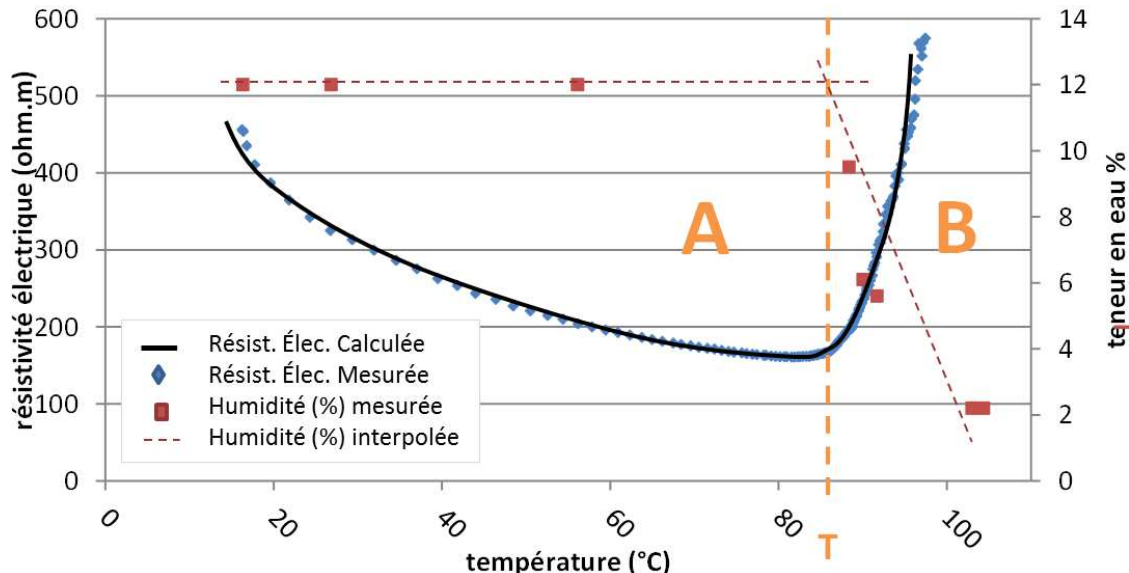


Figure 2 : comparaison entre les valeurs théoriques et les valeurs mesurées.

La différence entre les deux courbes suivant la norme L1 donne une valeur de 4 %. Ces résultats restent valables dans les conditions de l'expérience et mériteraient d'être testés sur d'autres types de sol afin de valider le modèle. Certaines valeurs de paramètres extraites de la littérature, comme la porosité, peuvent aussi ne pas être complètement adaptées à l'échantillon étudié.

Conclusion

Grâce aux essais réalisés sur la plateforme géothermique et en laboratoire, nous avons pu faire le lien entre la résistivité électrique, la température et la teneur en eau à partir de mesures électriques. En effet, tant que la teneur en eau ne varie pas, la résistivité électrique baisse avec l'augmentation de la température. Lorsque l'eau présente dans le milieu commence à s'évaporer, la résistivité électrique remonte de façon abrupte. Ceci nous a permis d'élaborer des formules qui reproduisent le comportement de la résistivité électrique en fonction de la température et de la teneur en eau par le biais de la loi d'Archie et de la relation de Campbell. En revanche, si ces formules sont valables dans le cadre de cette étude, il serait intéressant de les tester sur d'autres types de sols ayant des propriétés différentes (tassement, porosité, composition). Une étude thermodynamique approfondie pourrait également décrire les phénomènes locaux qui régissent les comportements macroscopiques observés.

Bibliographie

- Archie, G. E., 1942, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 146, 54-61.
- Campbell R.B., Bower C.A., Richards L.A., 1948. Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. Soil Science Society of America Journal 13(C): 66-69.
- Ma R., Mc Bratney A., Whelan B., Minasny B., Short M., 2010, Comparing temperature correction models for soil electrical conductivity measurement, Precision Agric 2011, 12:55-66.
- Philippe M., 2007, Développement et validation expérimentale de modèles d'échangeurs géothermiques horizontaux et verticaux pour le chauffage de bâtiments résidentiels, Thèse ENS Paris.
- Revil A., Cathles L.M., Losch S., 1998, Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications, Journal of geophysical research, vol 103, no B10, p. 23.925-23.936.

