

Programme prévisionnel

Mardi 21 octobre 2008

9h – 10h	Accueil Inscriptions
10h00 –12h00	Ouverture des journées Session ateliers introductifs : - Les risques naturels et anthropiques A.M. Duval et A. Bitri. - Les pollutions, les déchets et l'environnement. Th. Blondel et J. Ch. Gourry
12h30:	Repas
14h15 :	Introduction Session de communications Environnement
Soirée	Dîner de gala dans la campagne Aixoise

Mercredi 22 octobre 2008

9h00 :	Session de communications Risque
12h30 :	Repas
14h30 :	Session de communications Nouvelles Technologies
16h30 :	Clôture

Coordonnées : AGAP Qualité,UFC Géosciences 25030 Besançon Cedex
journees.agap@laposte.net

Comité d'organisation +33 03 81 66 57 21

NAVETTE Aix Centre _ Site des Journées

Une Navette assurera la liaison Aix Centre (Gare Routière) – CETE Méditerranée (voir plan), vers le lieu de restauration pour le dîner du 21 Octobre et vers l'aéroport à la fin des journées.

Départ Aix Gare Routière 21 Oct. : 8h30

Départ CETE 21 Oct. : 18h

Départ Aix Gare Routière 21 Oct : 19h30 (retour 23h30)

Départ Aix Gare Routière 22 Oct. : 8h30

Départ CETE 22 Oct. vers Aéroport : 17h00

Programme des Sessions :

Mardi 21 oct. 10h00 Session ateliers introductifs :

- Les risques naturels et anthropiques
A.M. Duval et A. Bitri.
- Les pollutions, les déchets et l'environnement.
Th. Blondel et J. Ch. Gourry

Mardi 21 oct. 14h15 Environnement Chairman : J.L. Mattiuzzo

Horaire	Auteurs	TITRE	page
14h15	Julien THIESSON ¹ , Michel DABAS ² , Roger GUERIN ¹ , Folkert van OORT ³ , Alain TABBAGH ¹ , Médard THIRY ⁴	Analyse géophysique des risques de transfert de polluants métalliques dans un sol contaminé	7
14h40	Christophe SUBIAS, Yann PENHOUEÏT	Approche de la vulnérabilité des aquifères karstiques par méthodes géophysiques.	11
15h05	J. Barrière ¹ , V. Naudet ¹ , J. Deparis ¹ , F. Naessens ¹ , F. Garabetian ²	Les mesures de potentiel spontané peuvent elles détecter une activité microbienne de dégradation de polluants?	17
15h30	Yves-Laurent Beck ¹ , Sérgio Palma-Lopes ¹ , Valéry Ferber ¹ , Younes Ech-Charhal ¹ , Cyrille Fauchard ² , Vincent Guibert ² , Michel Froumentin ² , et Philippe Côte ¹	Détermination de l'état hydrique et de la masse volumique d'un sol limoneux par combinaison de méthodes géophysiques : du laboratoire au site contrôlé	21
Pause			
16h25	Goutaland David ^{1,2} , Winiarski Thierry ¹ , Bièvre Grégory ^{2,3} , Angulo-Jaramillo Rafael ^{1,4} , Lassabatère Laurent ⁵ , Buoncristiani Jean-François ⁶	Caractérisation hydrogéophysique d'un dépôt fluvioglaciaire sous-jacent à un bassin d'infiltration d'eaux pluviales	25
16h50	Sérgio Palma Lopes ¹ , Mohamed Djedai ² , Jean-Baptiste Nicaise ² , Daniel François ³ , Patrice Mériaux ⁴ , Paul Royet ⁴	Suivi d'infiltrations dans une digue en terre par imagerie de résistivité électrique	29
17h15	Eric Dondaine	Utilisation de reconnaissances électromagnétiques et par mesure de la résistivité pour délimiter d'anciennes lagunes de matériaux acides et le panache aval dans les eaux souterraines	33



Programme des Sessions :

Mercredi 22 oct. 9h00

Risque

Chairman : A. Tabbagh

Horaire	Auteurs	TITRE	page
09h00	Michel DABAS ¹ , G. Morelli ² , M. Coquille ³ , J.C. Camelan ³	Analyse du risque de dissolution par tomographie électrique 3D	39
09h25	Raphaël Béné ¹ , Pascal Balé ² , Edouard Mouton ³	Cartographie de l'aléas effondrement sur les communes de Chartres de Bretagne et de Bruz	45
09h50	Grégory Bièvre ^{1,2} , Ulrich Kniess ¹ , Florence Renalier ¹ , Denis Jongmans ¹ & Vilma Zumbo ²	Reconnaissance géophysique d'un vaste glissement de terrain dans les Argiles litées du Trièves (Alpes externes, France)	49
10h15	¹ Hibert C., ¹ Bitri A. ¹ Grandjean G., ² Mallet J-P., ¹ François B., ² Travelletti J	Prospection Géophysique sur le glissement de terrain de La Valette	55
Pause			
11h10	Arkadiusz Kosecki ^{1,2} , Bogdan Piwakowski ¹ , Lynda Driad-Lebeau ²	Application de la sismique haute résolution à la détection des cavités salines - étude de terrain dans le Bassin salifère lorrain.	61
11h35	Donatienne LEPAROUX ¹ , Philippe COTE ¹ , Olivier MAGNIN ² , Karim BEN SLIMANE ³ , Justo CABRERA-NUNEZ ³	Faisabilité de l'analyse de la dispersion des ondes sismiques de surface pour caractériser l'endommagement autour d'ouvrages souterrains	65

Mercredi 22 oct. 9h00

Nouvelles Technologies

Chairwoman : D. Leparoux

Horaire	Auteurs	TITRE	page
14h30	LALANDE Jean-Marie*, GIRARD Jean-François*, GRANDJEAN Gilles*, ROULLE Agathe*, BITRI Adnand*	Inversion multi-paramètres géophysiques par approche jointe	69
14h55	Cyrille Fauchard et Vincent Guilbert	Influence de la teneur en eau et de la densité d'un sol sur la mesure de la permittivité apparente avec la méthode radar	73
15h20	Philippe Côte, Olivier Magnin, Jacques Morel	Tomographies sismiques appliquées au suivi d'un pilier délimité par des galeries souterraines.	77
15h45	Alexandre Bolève, François Janod	Estimation des débits de fuite sur une digue en terre par méthode inverse jointe PS et résistivité	81
16h10	Edouard DURAND, Pierre FRAPPIN	L'apport du cylindre électrique dans les fondations en site karstique.	85



Analyse géophysique des risques de transfert de polluants métalliques dans un sol contaminé

Julien Thiesson¹, Michel Dabas², Roger Guerin¹, Folkert Van Oort³, Alain Tabbagh¹, Médard Thiry⁴

¹ UMR 7619 Sisyphe, Univ. Pierre et Marie Curie-Paris 6, case 105, 4 pl. Jusieu, 75252 Paris cedex 05, julien.thiesson@upmc.fr

² GEOCARTA, 16 rue du Sentier, 75002 Paris

³ INRA, Unité de science du Sol - UR 251, Centre Versailles-Grignon, Route de St Cyr RD-10, 78026 Versailles cedex

⁴ UMR 7619 Sisyphe, Centre des Géosciences, MineParisTech, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau

Abstract

Geophysical surveys have been carried out on soils irrigated with raw wastewater for many years. It allows to determinate where trace metals accumulate (in topsoil or in deeper horizons).

Introduction

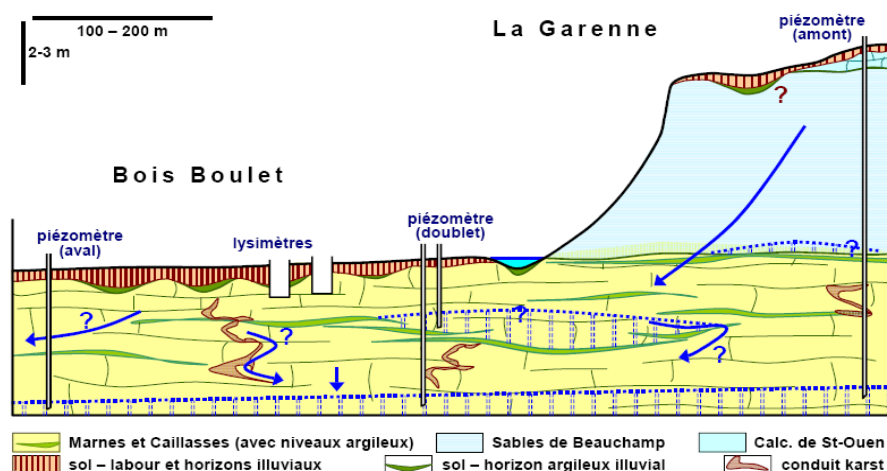
Les matières organiques (MO) du sol sont connues pour leur réactivité vis-à-vis des métaux, en raison de la présence de nombreux groupements fonctionnels donneurs de protons ou d'électrons (Lamy et al., 2006). Des changements dans les pratiques agricoles et les modes de gestion (différentes restitutions des MO, travail du sol, activité microbienne, quantité et qualité de l'eau) peuvent entraîner des modifications importantes des MO qui ont été accumulées antérieurement.

Le site d'étude : Pierrelaye (95) est un secteur agricole qui a été soumis pendant 100 ans à des épandages d'eaux usées de la Ville de Paris. L'arrêt de l'ennoyage des sols entraîne une disparition de l'hydromorphie et de l'anoxie temporaire qui a été l'état d'équilibre de ces sols pendant la période d'irrigation. Cette rupture d'équilibre est susceptible d'entraîner l'oxydation de la MO stockée et de libérer les métaux lourds.

Pour mettre en évidence les migrations des métaux, il faut rechercher leur possible localisation en rapport avec la structure et le nouveau fonctionnement du sol.

Contexte environnemental

Le site de Pierrelaye a été en grande partie sous culture maraîchère jusqu'en 1999 et, par décision des pouvoirs publics, est aujourd'hui cultivé en différentes productions à destination non alimentaire. Le régime d'irrigation a complètement changé, avec des quantités plus faibles et des eaux dépourvues de MO. Une forte accumulation en MO d'origine urbaine et de micropolluants métalliques, principalement Zn, Pb, Cu et Cd s'est localisée dans les horizons de surface avec par endroits des migrations de métaux (Zn, Cd) vers la profondeur. Comptes tenus des stocks de métaux accumulés dans ces sols, estimés à environ 1 kg/m² (dont ¾ dans l'horizon labouré), il est indispensable de prévoir le devenir des polluants et d'évaluer, à moyen terme, les risques de transfert vers la nappe.



En ce qui concerne le cadre hydrogéologique (Fig. 1), le site de Pierrelaye correspond à des sols essentiellement sableux qui surmontent différents terrains de l'Eocène moyen (Sables de Cuise, Calcaire Grossier et Marnes et Caillasses du Lutétien, Sables de Beauchamp et Calcaire de St Ouen). L'hydrogéologie du site est *a priori* relativement simple, avec une nappe installée dans les formations perméables de l'Eocène moyen et localement des nappes perchées au-dessus d'intercalaires plus argileux. Le système hydraulique est drainé par l'Oise et la Seine qui constituent les niveaux de base des écoulements souterrains avec, *a priori*, une piézométrie relativement simple. Néanmoins des aménagements hydrauliques ont été réalisés sur le site pour drainer les terrains agricoles et évacuer l'excédent d'apports dû aux épandages. Avant 1999, les quantités épandues journellement étaient d'environ 28 000 m³, et correspondaient à l'apport d'une lame d'eau d'environ 2 m/an sur les zones irriguées, qu'il faut comparer à la pluviosité moyenne de 0,8 m/an en région parisienne et une infiltration moyenne d'environ 0,3 m/an.

Les études ont été concentrées sur la parcelle expérimentale du Bois Boulet à Pierrelaye.

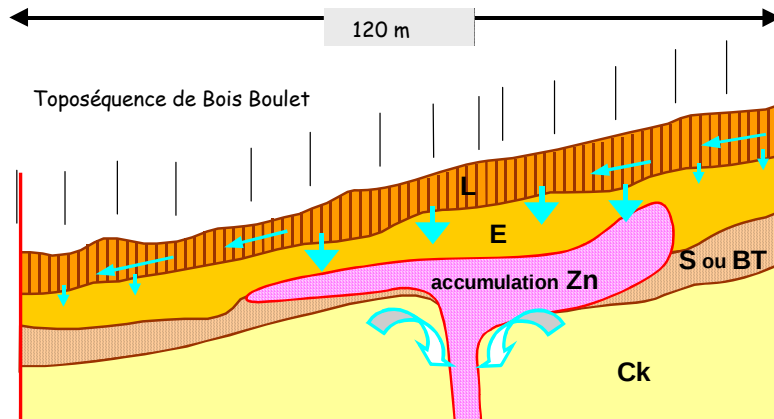


Figure 2 : Présentation synthétique de la distribution des sols et de la teneur en Zn sur une toposéquence dans la parcelle Bois Boulet. Les flèches représentent l'importance et les directions possibles de l'écoulement des eaux de drainage vers la zone non saturée du substrat.

Prospection géophysique

Très sensible à la minéralisation de l'eau comme à la présence de matériaux argileux, la résistivité électrique est une des propriétés communément employée pour l'étude de contamination dans le proche sous-sol. Les méthodes qui ont pour cible cette propriété (ou son inverse la conductivité) sont donc adaptées à la cartographie des horizons argileux profonds et des zones d'hydromorphie. Elles permettront de donner la géométrie de la couche de surface, des sables, des niveaux argileux et du substratum calcaire. Bien adaptées à la description de la structure du sol (Tabbagh *et al.*, 2000), ces méthodes permettent aussi de suivre la circulation de l'eau dans le sol, en particulier d'identifier les zones d'infiltration. La cartographie électromagnétique slingram (Frischknecht *et al.*, 1991) permet d'obtenir rapidement des données qualitatives sur une grande surface, concernant les variations latérales de résistivité électrique avec une maille fine. Avec l'appareil EM31, le maillage en surface est de l'ordre de 5 m x 5 m, pour une investigation allant de la surface à une profondeur de l'ordre de 6 m ; d'autres appareils de la même famille permettent de prospecter à plus, respectivement moins, grandes profondeurs avec la contrepartie d'une résolution plus, respectivement moins, fine. La combinaison des mesures électromagnétiques et électriques a permis de décrire la géométrie en 3D des structures d'une friche industrielle (Guérin *et al.*, 2004) et leur emploi devrait permettre de caractériser en 3D les différents compartiments clés de l'écoulement des eaux et des métaux dans le sous-sol. Ces méthodes ont en effet déjà permis de suivre au cours d'un cycle d'irrigation la circulation de l'eau dans le sol, d'identifier les zones d'infiltration et les volumes où les racines étaient actives (Michot *et al.*, 2003). A côté de la résistivité électrique, les propriétés magnétiques qui informent sur l'état des oxydes de fer, sont des marqueurs de l'activité humaine et de la pollution que les appareils prototypes développés à l'UMR Sisyphe (CS150, CS60 et VC100) permettent de cartographier à maille fine ou large (Benech and Marmet, 1999 ; Marmet, 2000 ; Thiesson, 2007).

La combinaison des mesures magnétiques, électromagnétiques et électriques permet ainsi de décrire la géométrie en 3D des structures de sub-surface et de caractériser en 3D les différents compartiments clés de l'écoulement des eaux et des métaux dans le sous-sol.

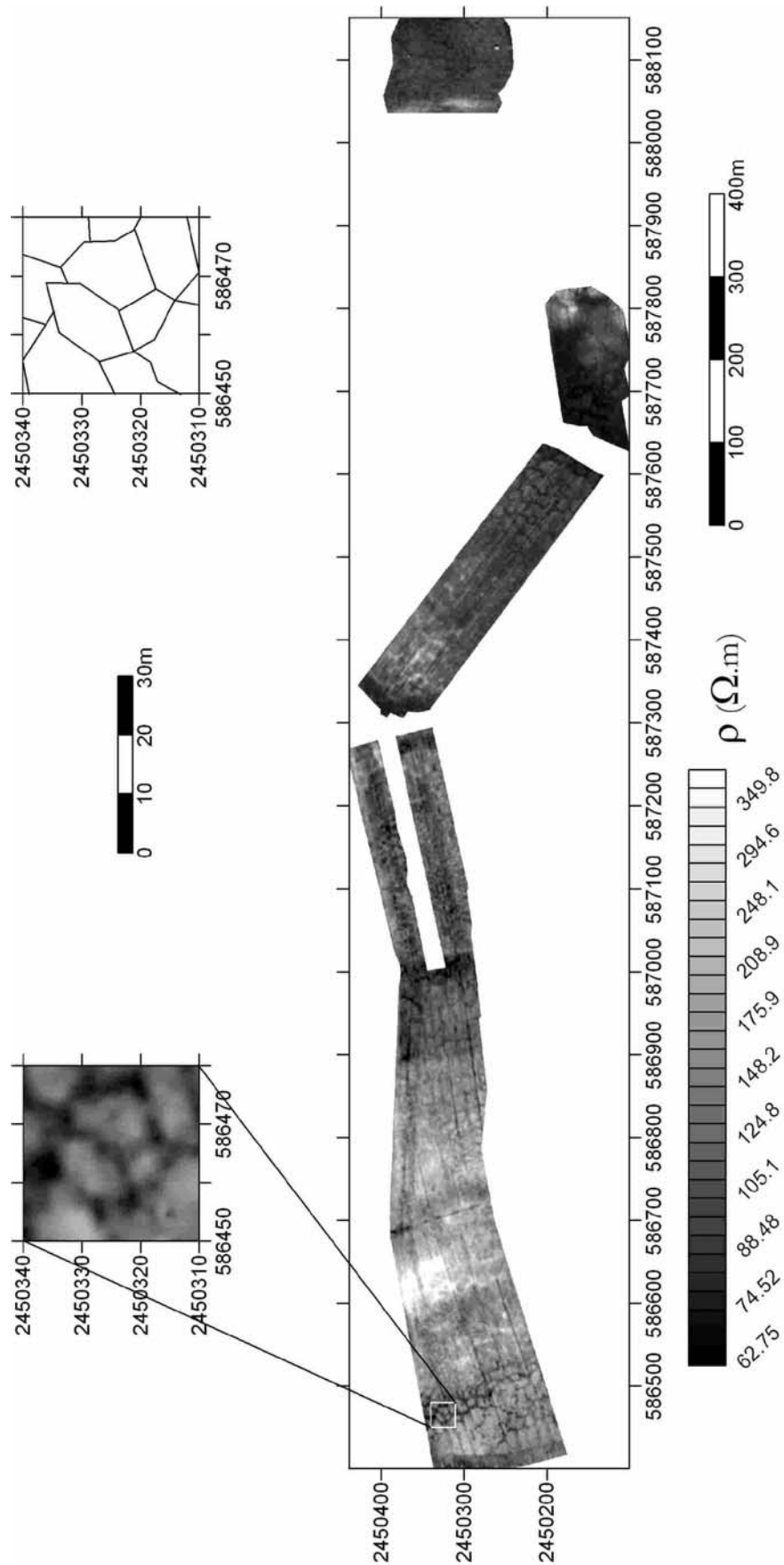


Figure 3 : Cartographie de résistivité électrique apparente entre 0 et 1 m de profondeur

Les investigations géophysiques vont montrer la géométrie et l'extension des zones argileuses. Outre les données sur les horizons argileux illuviaux, on espère reconnaître les structures du substratum formées par les Marnes et Caillasses, en particulier y identifier les zones de dissolution karstiques avec et sans comblements argileux et par-là, permettre l'acquisition de données indirectes des propriétés hydrodynamiques des sols. La campagne d'exploration va guider ainsi le positionnement des implantations de piézomètres et lysimètres.

Une cartographie extensive de la résistivité électrique acquise avec le système ARP (société Geocarta) montre parfaitement les formes polygonales liées à la cryoturbation (Fig. 3). C'est sur ces emplacements que des prospections multi-appareils vont être mise en œuvre.

Conclusion

Sur les zones argileuses ou karstiques qui sont reconnues par la géophysique, des piézomètres arrêtés sur ces structures seront installés pour avoir accès à ces compartiments intermédiaires dans le transfert des eaux et des polluants.

Bibliographie

- Benech C., Marmet E., 1999. Optimum depth of investigation and conductivity response rejection of the different electromagnetic devices measuring apparent magnetic susceptibility. *Archaeological Prospection*, **6**, 31-45.
- Frischknecht F.C., Labson V.F., Spies B.R., Anderson W.L., 1991. Profiling methods using small sources. In: *Electromagnetic methods in applied geophysics 2: Applications*, ch. 3, Nabighian M.N. (ed), SEG Publ., 105-270.
- Guérin R., Bégassat P., Benderitter Y., David J., Tabbagh A., Thiry M., 2004. Geophysical study of the industrial waste land in Mortagne-du-Nord (France) using electrical resistivity. *Near Surface Geophysics*, **2**, 137-143.
- Lamy I., van Oort F., Dère C., Baize D., 2006. Use of major- and trace-element correlations to assess metal migration in sandy Luvisols irrigated with wastewater. *European Journal of Soil Science*, **57**, 731-740.
- Marmet E., 2000. *Cartographie à large maille de la susceptibilité magnétique du sol pour une évaluation archéologique sur les grands tracés*. Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie-Paris 6.
- Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoullaud B., King D., Tabbagh A., 2003. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, **39**, 1138.
- Tabbagh A., Dabas M., Hesse A., Panissod C., 2000. Soil resistivity: a non-invasive tool for soil structure characterisation. *Geoderma*, **97**, 393-404.
- Thiesson J., 2007. *Mesure et cartographie de la viscosité et de la susceptibilité magnétiques des sols*. Thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie-Paris 6, 236 p.

Mots-clés

Pierrelaye, mobilité et transfert de polluants métalliques, résistivité électrique, susceptibilité magnétique

Approche de la vulnérabilité des aquifères karstiques par méthodes géophysiques Application au système karstique de la Doux d'Issepts

Christophe SUBIAS, Yann PENHOUE

CALLIGEE SUD-OUEST - Le Prologue 2 - BP 2714 - 31312 LABEGE CEDEX

c.subias@calligee.fr, y.penhouet@calligee.fr

Introduction

La mise en place des périmètres de protection des captages d'alimentation en eau potable est compliquée en pays quercynois où la ressource en eau est représentée majoritairement par des sources karstiques réputées vulnérables à toutes pollutions de surface.

Des méthodes de cartographie de la vulnérabilité intrinsèque (EPIK, RISK) en milieu karstique ont été développées et fournissent une aide précieuse pour la mise en œuvre de ces périmètres. Ces approches supposent une bonne connaissance de la répartition spatiale des zones d'infiltration préférentielles et une vue globale sur la nature et le fonctionnement de l'aquifère. Elles nécessitent aussi une connaissance précise de la densité et de l'organisation de la fracturation de la roche, ainsi que de l'épaisseur et de la nature de la couverture.

Ces paramètres sont souvent difficiles à déterminer, notamment dans le cadre de karsts dits sous couverture où la roche aquifère est recouverte de matériaux meubles qu'il s'agisse d'altérations (placage argileux ou marneux) ou d'alluvions. Il est donc nécessaire de tester et développer des méthodologies adaptées qui permettraient de « radiographier » le sous-sol sans passer par des méthodes destructives. Les nombreuses méthodes géophysiques disponibles actuellement permettent des investigations précises et rapides et constituent des outils efficaces en hydrogéologie karstique. En effet, dans certain cas, elles peuvent apporter une connaissance plus précise de la géométrie du réservoir (limites imperméables, axe de drainage...) et de la distribution spatiale de la perméabilité à travers les épaisseurs de recouvrement et la fracturation.

Contexte de l'étude

La source de la Doux d'Issepts est captée par le Syndicat AEP de Livernon qui regroupe 9 communes et alimente environ 1 750 abonnés avec près de 250 000 m³ pompés par an. La zone d'étude s'inscrit dans la région du Limargue, bande étroite de terrains calcaires liasiques, séparant le causse de Gramat à l'Ouest, du Ségala cristallophyllien à l'Est (fig.1). Ces terrains s'étendent entre les vallées de la Dordogne et du Lot. L'ensemble du secteur est drainé par le ruisseau d'Assier et le ruisseau du Francès qui se perdent au contact des calcaires Jurassiques du Causse de Gramat respectivement à Assier et à Théminette (fig. 2).

Les calcaires dolomitiques de l'Hettangien supérieur et du Sinémurien, à passages de calcarénites et de calcaires marneux, forment un réservoir aquifère à porosité de fissure et de chenaux karstiques. Celui-ci s'enfonce en direction de l'Ouest, sous le Lias moyen et supérieur argilo-marneux et devient captif. L'Hettangien basal (argile et grès) constitue le mur de l'aquifère.

L'alimentation du système se fait par les pluies efficaces s'infiltrant sur le Limargue et par des pertes ponctuelles ou diffuses (dolines, vallées sèches) jalonnant le plateau. Le drainage principal des eaux se fait au Nord vers la source de Biscot et au Sud vers la Doux d'Issepts (fig. 2).

L'accident tectonique majeur est la faille de Flaujac - Le Bourg, de direction Est-Ouest. Cette faille provoque au Sud, la remontée des terrains imperméables de l'Hettangien inférieur les mettant directement en contact avec la série aquifère du Sinémurien et de l'Hettangien supérieur. Elle joue un rôle important dans l'organisation Nord-Sud des écoulements souterrains. En effet, au Nord de cet accident, les eaux souterraines vont être drainées vers l'Ouyse et par conséquent vers la Dordogne, tandis qu'au Sud, elles vont se diriger dans la Dournelle et donc vers le Lot (fig.3).

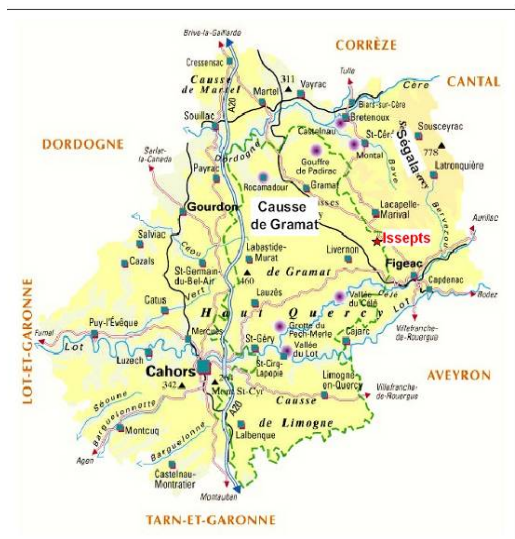


Figure 1 : Localisation du captage d'Issepts

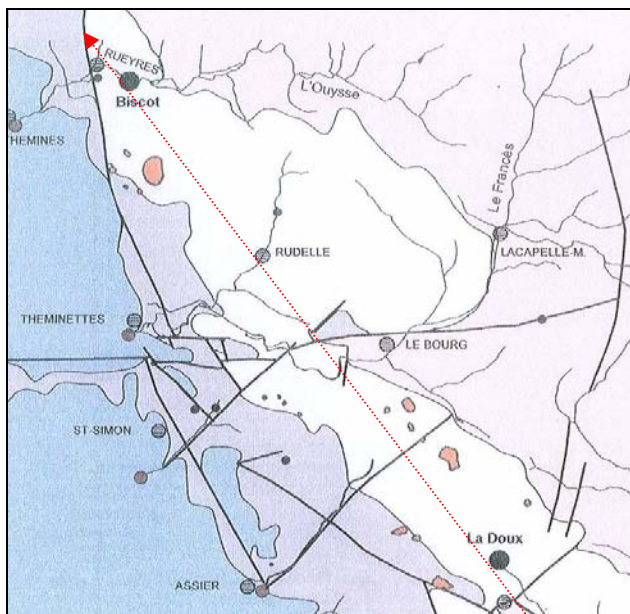


Figure 2 : Contexte géologique global (d'après Astruc)

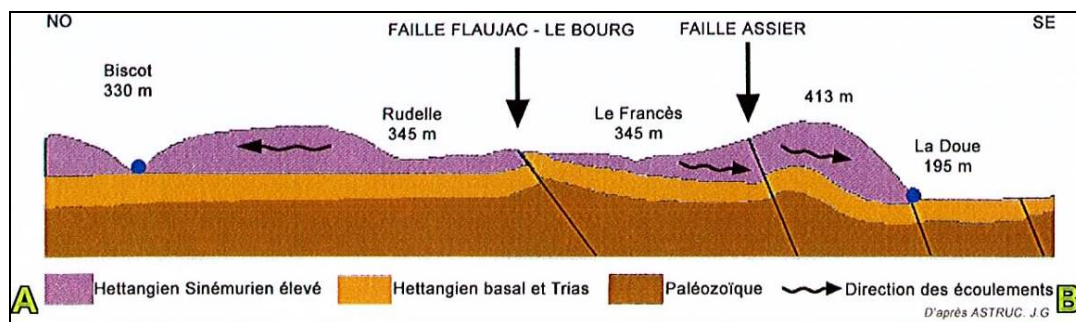


Figure 3 : Coupe géologique NW - SE (d'après Astruc, voir localisation en pointillé rouge fig. 2)

La faille d'Assier qui sépare le Causse Sud, jouerait un rôle beaucoup plus ambigu sur la circulation des eaux souterraines. En effet, elle pourrait constituer une barrière hydraulique à la circulation des eaux souterraines et réduire considérablement la zone d'alimentation de la Doux.

Objectif de l'étude

L'objectif de l'étude était donc de proposer au Syndicat, des méthodes simples et relativement peu coûteuses, permettant d'apprécier la vulnérabilité de l'aquifère sur un secteur s'étendant autour de la faille d'Assier, point essentiel et problématique de la zone étudiée.

La prospection géophysique s'est montrée tout à fait adaptée. En effet, les observations de terrain (géologiques, géomorphologiques) faisaient énormément défaut et aucun suivi des débits ne permettait d'approcher le fonctionnement de l'aquifère karstique capté. De plus, les traçages effectués au Nord de la faille n'ont donné aucun résultat positif, lié en grande partie aux recouvrements marneux tapissant le fond des dolines et des vallées sèches.

Les investigations géophysiques devaient donc répondre à plusieurs problèmes :

- préciser la géométrie de l'aquifère,
- caractériser la zone épikarstique,
- définir les structures morphologiques superficielles (remplissages des dolines),
- cartographier les zones d'infiltration préférentielles.

Deux méthodes ont été mises en œuvre : cartographie électromagnétique EM 34-3 et profils de tomographie électrique.

Résultats de la prospection géophysique

La cartographie a été effectuée par profils espacés de 40 m, avec une maille variable de 20 et 40 m. La prospection a totalisé 133 points. Les mesures ont été réalisées suivant deux dispositifs permettant des profondeurs d'investigation théoriques de 30 m, et de 60 m.

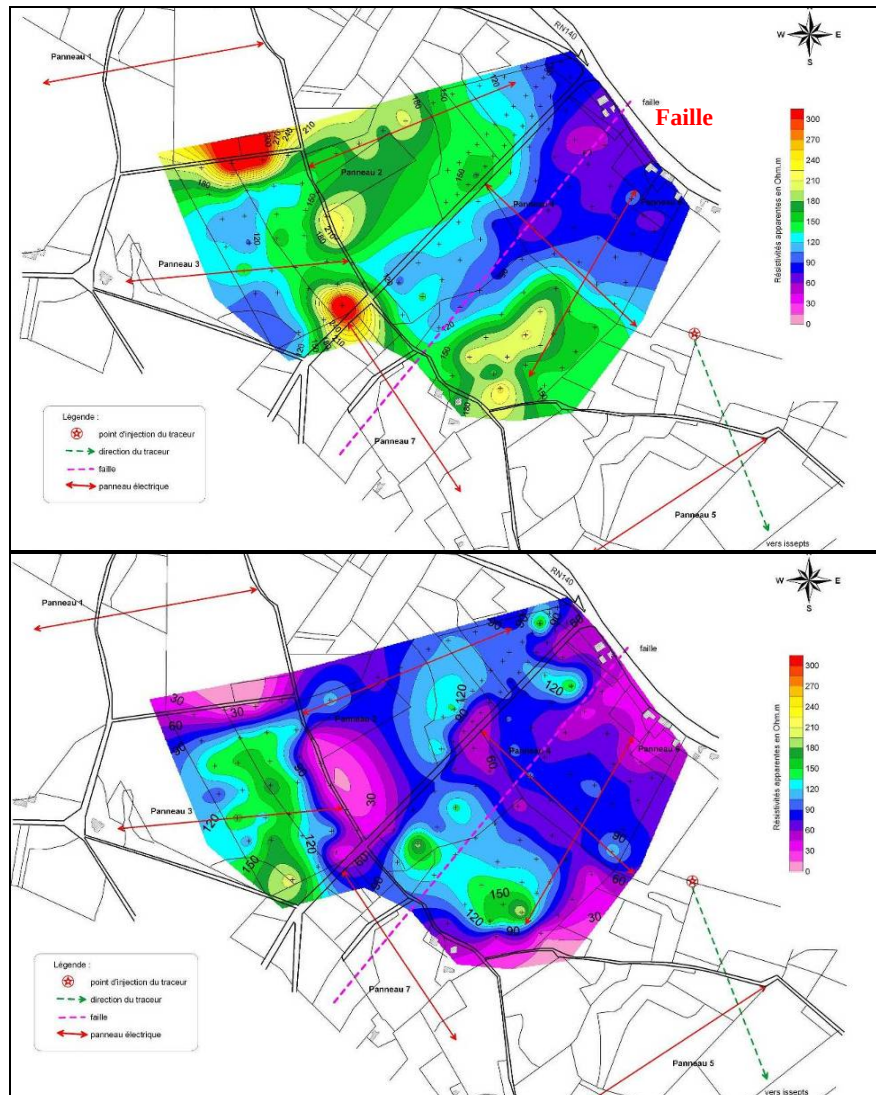


Figure 4 : Cartographie EM34-3 - Ecartement des bobines 40 m, dipôle horizontal en haut, vertical en bas

La carte réalisée avec le dipôle horizontal permet d'identifier (fig. 4 haut) :

- un secteur à fortes résistivités (supérieures à 150 $\Omega.m$) caractérisant les calcaires hettangiens sub-affleurants, au centre du site,
- des résistivités faibles (inférieures à 75 $\Omega.m$, à l'Est, et à 100 $\Omega.m$ à l'Ouest). A l'Est, elles pourraient correspondre aux argiles et grès de l'Hettangien inférieur et à l'Ouest aux calcarénites et calcaires marneux de transition entre le Sinémurien et l'Hettangien,
- l'alignement conducteur NNE-SSW pourrait correspondre à la faille d'Assier (cf. profils 4 et 7), celle-ci serait décalée d'une centaine de mètres au Sud-Est par rapport à l'emplacement indiqué sur la carte géologique.

En profondeur, la configuration est différente (fig. 4 bas), les résistivités sont beaucoup plus faibles (inférieures à 150 $\Omega.m$ pour la plupart) à mettre sans doute en relation avec les formations du Trias ou de l'Hettangien basal (argiles et grès ferrugineux). La faille d'Assier n'est pas visible sur cette carte, par contre, des résistivités plus faibles s'alignent suivant un axe NW-SE qui peut être assimilé à une structure drainante (drain karstique ou faille drainante), à mettre éventuellement en relation avec le gouffre de Trézebens qui sert aussi de perte aux eaux de ruissellement.

Les tomographies électriques ont été implantées en travers de dolines afin d'en faire une typologie et pour localiser plus précisément la faille d'Assier. Elles sont de type Wenner avec 64 électrodes équidistantes de 5 m, soit une profondeur d'investigation théorique d'une cinquantaine de mètres.

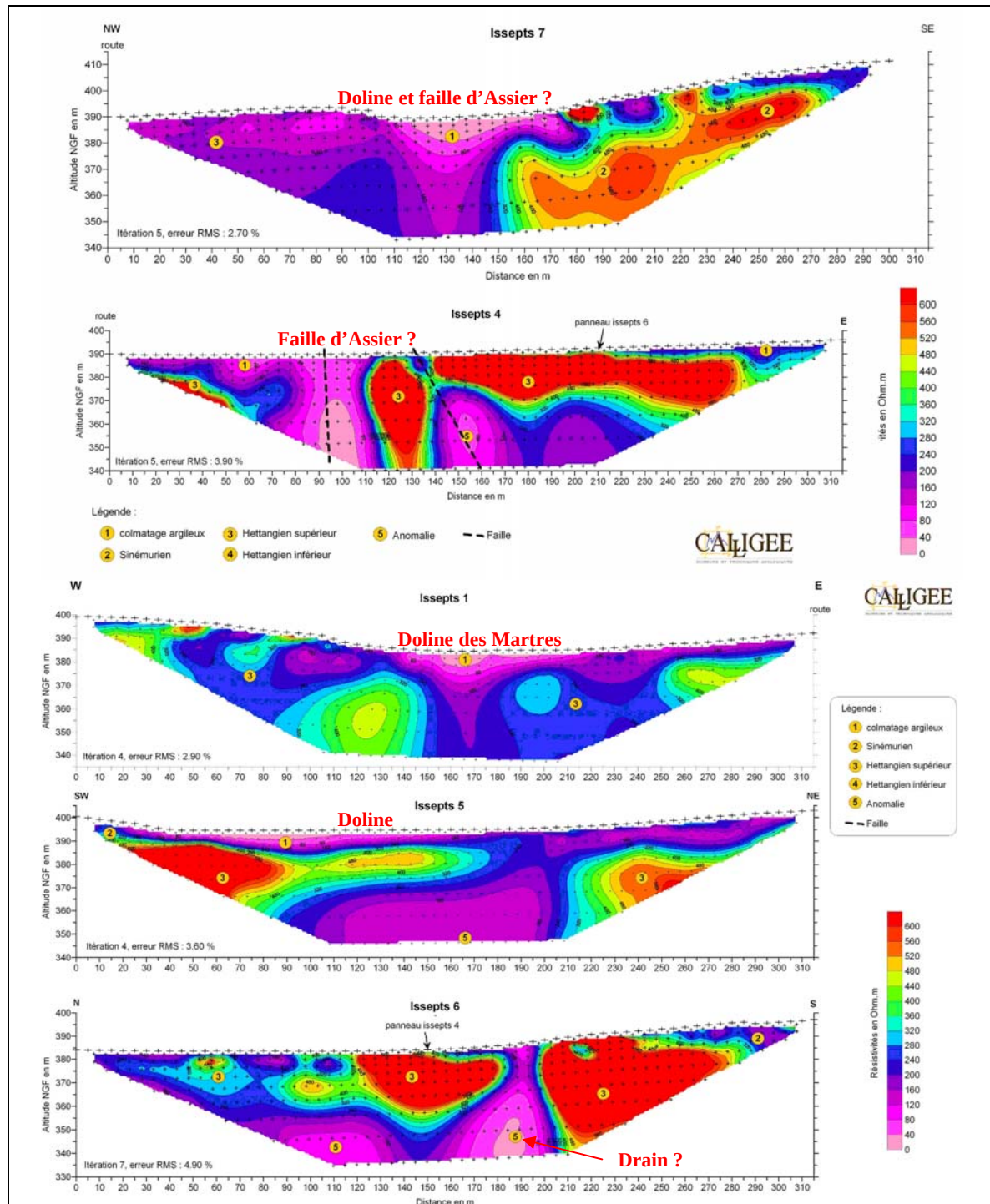


Figure 5 : Résultats des tomographies électriques

Les profils 7 et 4 confirment l'axe conducteur vertical de la prospection EM 34-3, qui pourrait correspondre à la faille d'Assier. Les tomographies électriques 7, 1 et 5 (fig. 5) permettent de différencier les dolines, avec des structures très enracinées, témoignant d'un fort soutirage karstique (profils 1 et 7), cette dernière étant à mettre en relation avec la faille, et les dolines superficielles à fond plat, colmatées de placages marneux et argileux en totale déconnexion avec l'aquifère sous-jacent (profil 5 et 3).

Conclusion

La prospection géophysique a permis d'une part de préciser la géométrie de l'aquifère en positionnant les différentes unités géologiques et la faille d'Assier, principal accident du secteur. De plus, elle apporte des éléments indispensables quant à la vulnérabilité de la ressource en eau en caractérisant les principales zones de faiblesse de la zone non saturée (faille, doline absorbante, structure drainante, etc.).

Références

- ASTRUC JG. (2004)** - Hydrogéologie du Limargue - Secteur Issepts - Rueyres - Observations de terrain et synthèse. 8 p.
- CALLIGEE (2008)** - Etudes préalables à l'établissement des périmètres de protection de la source captée de la Doue d'Issepts. Prospection géophysique complémentaire. Rapport d'études pour le SAEP du Livernon.
- CHALIKAKIS K. (2006)** - Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques. Thèse de Docteur en Hydrogéophysique, Université PARIS 6, UMR 7619 Sisyphe, 223 p.
- GUERIN R. (2005)** - Contribution à l'hydrogéophysique - Habilitation à Diriger des Recherches. Université Paris 6. 262 p.
- PRANVILLE J. (2007)** - Cartographie de la vulnérabilité des eaux souterraines de la partie sud du Causse de Gramat - Rapport de Master 2 Sciences de l'Univers - UPMC - Paris 6, UMR Sisyphe.
- REY F. (2007)** - Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais. Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonatés. Thèse de Doctorat en Géologie Appliquée, Université de Bordeaux 1, p135-178
- VALOIS R. (2008)** - Hydrogéologie karstique - Etude du site de Poumeyssen - UPMC - P6 Campus Jussieu - UMR Sisyphe, 50 p.

Mots clés

Vulnérabilité, géophysique, prospection électromagnétique EM34, panneau électrique, Issepts, Quercy, Lot,



Les mesures de potentiel spontané peuvent elles détecter une activité microbienne de dégradation de polluants ? Présentation d'une étude préliminaire en laboratoire.

J. Barrière¹, V. Naudet¹, J. Deparis¹, F. Naessens¹, F. Garabetian²

¹ Université Bordeaux 1, Laboratoire GHYMAC, EA 4134, Talence, F-33405, France

² Université Bordeaux 1, Laboratoire ECOBIOC-EPOC, CNRS, Talence, F-33405, France

Introduction

Dans les environnements pollués, les micro-organismes jouent un rôle majeur dans la dégradation de la matière organique et par conséquent dans la décontamination des sols et des nappes phréatiques. L'interaction des micro-organismes avec la matière minérale induit des modifications bio-physico-chimiques du milieu (e. g. changements pH et potentiel rédox, variation de la porosité, précipitation de nouvelles phases minérales ...).

De par leur sensibilité aux propriétés physiques des matériaux, les outils géophysiques pourraient s'adapter à la détection des modifications associées à l'activité bactérienne dans les environnements contaminés. De récentes recherches ont confirmé le lien entre signaux géophysiques (particulièrement les signaux électriques) et processus microbiens (Naudet et al. 2004 ; Atekwana et al., 2004 ; Abdel Aal et al., 2004 ; Ntarlagiannis et al., 2005 ; Davis et al., 2006). Cependant, des recherches plus approfondies sont nécessaires pour tenter de déterminer le rôle des micro-organismes dans la génération des signatures géophysiques tant en terme de microstructure et propriétés physico-chimiques des matériaux qu'à l'échelle du terrain.

Les bactéries contrôlent directement le processus d'oxydoréduction par oxydation de la matière organique présente dans les sédiments et réduction de l'oxygène, puis nitrates, oxydes de fer, oxydes de manganèses et sulfates (Lovley et Phillips, 1988). Des études en laboratoire (Naudet et Revil, 2005) et sur le terrain (Naudet et al. 2004) ont montré le lien entre gradient de potentiel d'oxydoréduction (EH) et potentiel spontané (PS), permettant ainsi de proposer un modèle de (bio)-géobatterie pour expliquer ces observations (Naudet et Revil, 2005 ; Linde and Revil, 2007). De plus, de récentes études suggèrent que les bactéries peuvent produire des filaments électriquement conducteurs appelés « nanowires » (Gorby et al., 2006). Ces filaments facilitent le transfert d'électrons vers les phases d'accepteurs d'électrons et peuvent ainsi créer des signaux électriques (Ntarlagiannis et al, 2006, Davies et al, 2006).

Le but de nos expériences en laboratoire est de démontrer le lien entre la biodégradation de la matière organique contenue dans les lixiviats de décharge et les signaux de PS enregistrés. Dans cet article, nous présentons les phases préliminaires de ces essais permettant de valider le choix du protocole de mesure. A terme, l'intérêt sera de démontrer le lien entre la biodégradation de la matière organique contenue dans les lixiviats de décharge et les signaux PS enregistrés. Afin de confronter le maximum de paramètres pour s'assurer du réel rôle du développement bactérien en présence de polluants sur les signaux géophysiques, des mesures géochimiques, microbiologiques mais également de potentiel redox, conductivité et pH seront réalisées

Dispositif expérimental

Mise en place et matériaux

Trois cuves en PVC ont été réalisées pour les expériences (figure 1). De dimension 30 x 20 x 30 cm (longueur x largeur x hauteur), ces cuves seront remplies de sable saturé en eau pour la première cuve, en lixiviat stérilisé (autoclavé à 121° pendant 30 minutes) pour la deuxième cuve et en lixiviat stérilisé mais contenant un sac à dialyse dans lequel seront injectées des bactéries issues du lixiviat. Le matériau poreux utilisé est un sable composé à plus de 98% de silice et il a une granulométrie comprise entre 0,3 et 0,6 mm. Pour chacune des trois cuves, le sable a été autoclavé à 121° pendant 30 minutes afin de le stériliser.

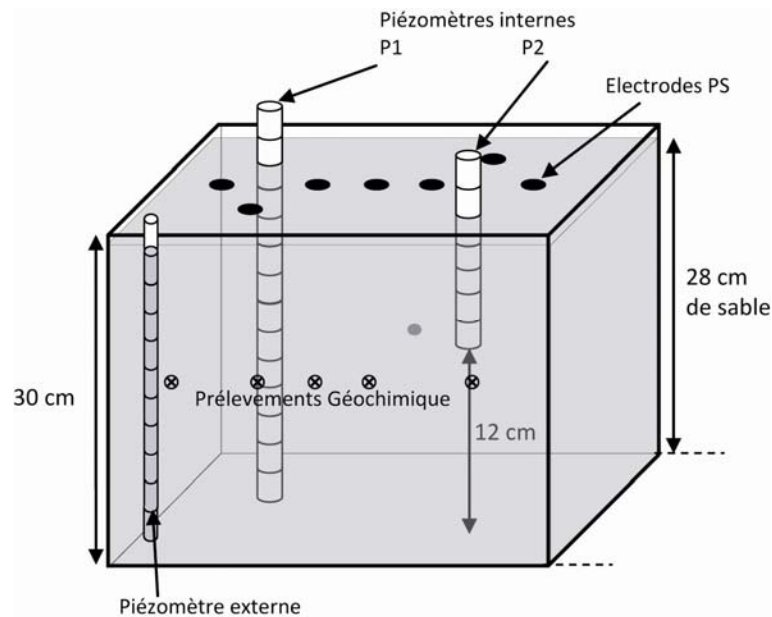


Figure 1. Représentation schématique du dispositif de mesure avec l'emplacement des mesures ponctuelles et des prélèvements.

Protocole de mesure

Lors de l'expérience, des mesures pluridisciplinaires géochimique, microbiologique et géophysiques seront réalisées. Les mesures géochimiques consisteront à analyser l'évolution de la séquence rédox. La concentration en oxygène dans le milieu sera mesurée dans les deux piézomètres disposés à l'intérieur de la cuve. L'un des piézomètres atteint la base de la cuve alors que le second atteint le niveau du sac à dialyse. Les concentrations en nitrite, nitrate et Fe^{2+} seront analysées à partir d'échantillons de solution prélevés au moyen de seringues dans les trous réalisés à cet effet (Figure 1). Cet échantillonnage permettra d'estimer l'évolution de la concentration des éléments en fonction de leur distance par rapport au point d'injection des bactéries. Les réactions biogéochimiques étant des réactions exothermiques, des mesures géothermiques seront réalisées en divers points dans la cuve au moyen de sonde de température de type PT100.

Les méthodes géophysiques concernent les signaux de Potentiel Spontané (PS). L'acquisition se fera par l'intermédiaire d'électrodes impolarisables. Les sondes de température et de PS seront reliées à un appareil d'acquisition Keithley 2701 équipé de deux cartes multiplexeur 7708 à 80 canaux, permettant ainsi un suivi temporel synchronisé et précis (1 μV de précision).

Afin de considérer les mesures PS comme ponctuelles à l'échelle de la cuve, les électrodes devront avoir une faible dimension. Deux types d'électrodes ont ainsi été retenus :

- des électrodes de type Mainault (Mainault, 2004) en Cu / CuSO_4 et céramique poreuse à son extrémité dont le diamètre est de 4mm (fabrication artisanale).
- des micro-électrodes d'Ag/AgCl de type Pellet E205 (Warner Instrument) couramment utilisées en électroencéphalographie, dont le diamètre est de deux millimètres.

Validation du protocole de mesure

Afin de choisir les électrodes qui seront utilisées lors de l'expérimentation, des mesures de PS ont été réalisées à l'intérieur d'une cuve remplie de sable saturée en eau. Des électrodes, dites de référence de type Ag/AgCl (Radiometer Analytical) ont été utilisées lors de l'expérimentation afin de valider les mesures. En effet, ces électrodes ont l'avantage de présenter un potentiel constant quelles que soient les conditions de mesure. Les trois paires d'électrodes (Ag/AgCl, Cu/ CuSO_4 , référence) sont placées à 10 cm de chaque bord de la cuve et espacées de 10 cm.

Lors de la première série de mesure une différence de potentiel est injectée de façon uniforme au niveau des bords de la cuve. Le pas d'échantillonnage pour les mesures est de 10 secondes et la durée du test est de 42 minutes. La figure 2 présente les résultats de cette expérience avec la tension injectée représentée en trait gras et gris. Les courbes de réponse PS des trois types d'électrodes présentent aussi une allure similaire à la courbe de tension injectée, ce qui montre une réactivité

immédiate des électrodes de mesure. Cependant, alors que les réponses PS des électrodes de référence et des électrodes Ag/AgCl sont identiques, celle des électrodes Cu/CuSO₄ présente une amplitude légèrement plus faible. De plus, l'amplitude atteinte par les électrodes ne correspond pas à la différence de potentiel existant entre les couples d'électrodes. En effet, lorsque des paliers sont réalisés (entre 4 et 8 min et 20 et 24 min), l'amplitude mesurée augmente, ce qui montre que les électrodes ne sont pas stabilisées. Cette variation d'amplitude est cependant faible au regard de la valeur mesurée.

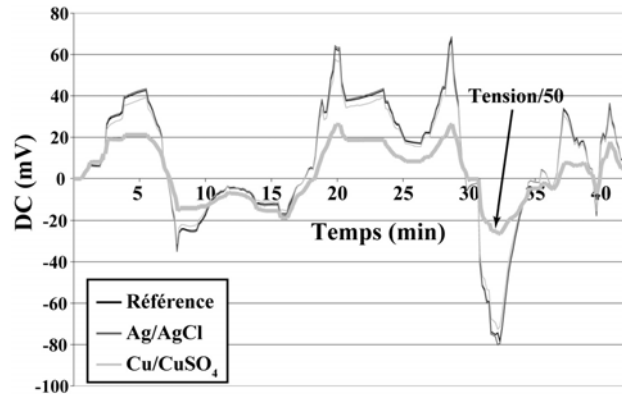


Figure 2. Mesures actives – Les électrodes sont placées dans une cuve remplie de sable saturé d'eau

Le second test a été réalisé sur une période de deux jours avec un pas d'échantillonnage de 30 secondes. Contrairement à l'expérience précédente, les mesures ont été réalisées de façon passive, c'est-à-dire sans injection de courant.

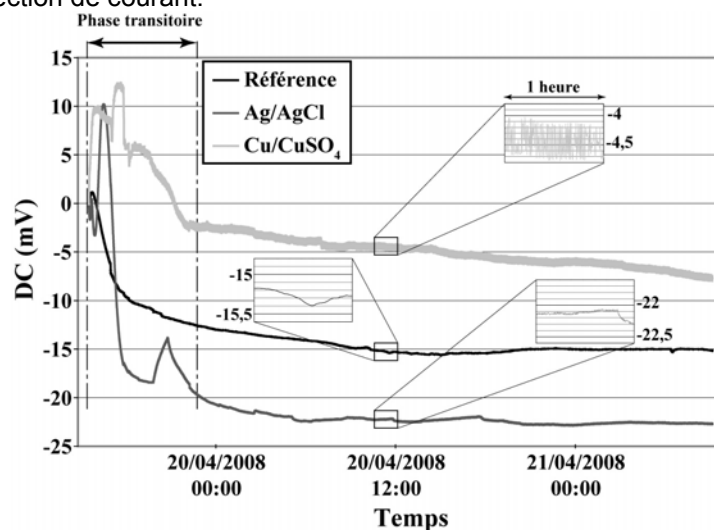


Figure 3. Mesures passives – Les électrodes sont placées dans une cuve remplie de sable saturé d'eau.

Pour l'ensemble des couples d'électrodes (figure 3), une phase transitoire d'environ 6 heures est observée. Ces fluctuations (de l'ordre de la dizaine de millivolts) sont dues à la mise en équilibre non immédiate des électrodes avec le milieu. Après cette phase transitoire, la réponse des trois électrodes est quasiment identique. A noter que le couple d'électrodes Cu/CuSO₄ présente tout de même une dérive plus importante. Le bruit de mesure au niveau du couple d'électrodes Cu/CuSO₄ est de l'ordre de 0,5 mV, tandis qu'il est inférieur à 0,01 mV pour les deux autres paires d'électrodes.

Au regard des résultats de cette série de tests, notre choix final se porte sur les microélectrodes Ag/AgCl de type Pellet E205. De faibles dimensions, ces électrodes s'adaptent le mieux au dispositif expérimental mis en place. Chaque mesure de différence de potentiel entre ces électrodes à révéler une mesure stable (faible dérive) et très faiblement bruitée.

Conclusions

Des expériences préliminaires dans le but de mesurer la réponse géophysique à un processus bactérien ont été réalisées dans des cuves remplies de sable et saturées en eau. Ces expériences ont permis de montrer que les microélectrodes d'Ag/AgCl, utilisées pour les mesures d'électro-encéphalographie sont particulièrement bien adaptées aux mesures PS en laboratoire. Les mesures réalisées lors de ces expériences ont montré que ces électrodes ont une réponse instantanée et identique à des électrodes de référence très stables par rapport à une sollicitation externe. De plus, la dérive observée est négligeable sur une période d'enregistrement de deux jours, contrairement aux électrodes Cu/CuSO₄ testées dans cet article.

Les expériences, qui débiteront prochainement, seront composées de trois cuves remplies de sable siliceux. La première cuve sera saturée en eau souterraine, et les deux dernières seront saturées en lixiviat, le tout préalablement stérilisé par autoclavage. Une injection de bactéries sera réalisée dans la dernière cuve au niveau d'un sac à dialyse. Des mesures géophysiques de potentiel spontané, géothermique, géochimiques (concentration en Oxygène, Nitrite, Nitrate, Fe²⁺) et microbiologiques (comptage bactériens) seront réalisées afin de contrôler l'évolution de l'activité bactérienne ainsi que la réponse biogéochimique et géophysique qu'elles induisent. La température de la salle sera régulée autour d'une température de 20° pour limiter l'influence de sources externes.

A terme, ces expériences permettront de mettre au point une méthodologie d'auscultation qui permettra d'imager de façon rapide et non invasive les zones polluées. Cette cartographie permettra ainsi un meilleur suivi des panaches de pollutions et pourront être utilisées lors des programmes de biodégradation, par exemple, pour le contrôle de l'efficacité du bio-venting.

Références

- Abdel Aal, G.Z., Atekwana, E., Davis C.A., Slater, L.D. et Atekwana, E.A. (2004). Effects of microbial processes on electrolytic and interfacial electrical properties of unconsolidated sediments, *Geophysical Research Letters*, **31**, L12505, doi: 10.1029/2004GL020030
- Arora T., N. Linde, A. Revil, J. Castermant (2007). Non-intrusive characterization of the redox potential of landfill leachate plumes from self-potential data, *Journal of Contaminant Hydrology* 274-292.
- Atekwana, E.A., Atekwana, E., Rowe, R.S., Werkeman Jr, D.D. et Legall, F.D. (2004). The relationship of total dissolved solids measurements to bulk electrical conductivity in an aquifer contaminated with hydrocarbon, *Journal of Applied Geophysics*, **56**, 281– 294.
- Davis C.A., Atekwana, E. Atekwana, E.A., Slater, L.D., Rossbach, S. et Mormile, R. (2006). Microbial growth and biofilm formation in geologic media is detected, *Geophysical Research Letters*, **33**, L18403, doi: 10.1029/2006GL027312
- Gorby, Y. A., et al. (2006), Electrically conductive bacterial nanowires produced by *Shewanella oneidensis* strain MR-1 and other microorganisms, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **103**, 11,358-11,363
- Linde N. and A. Revil Inverting residual self-potential data for redox potentials of contaminant plumes *Geophysical Research Letters* 34 (2007) L14302. doi:10.1029/2007GL030084.
- Lovley, D. R., et E. J. P. Phillips (1988), Novel mode of microbial energy metabolism: Organic carbon oxidation coupled to dissimilatory reduction of iron or manganese, *Appl. Environ. Microbiol.*, **54**, 1472-1480.
- Maineult, A. (2004). Application de la méthode du potentiel spontané à l'hydrogéologie: expérimentation sur modèle réduit d'aquifère, Thèse de doctorat, Université de Strasbourg.
- Ntarlagiannis D., Yee, N. et Slater, L. (2005). On the low-frequency electrical polarization of bacterial cells in sands, *Geophysical Research Letters*, **32**, L24402, doi: 10.1029/2005GL024751
- Ntarlagiannis D., Atekwana, E.A., Hill, E.A. et Gorbyet, Y. (2006). Microbial nanowires: Is the subsurface "hardwired"? *Geophysical Research Letters*, **34**, L17305
- Naudet V., Revil A., Rizzo E., Bottero J.-Y., and Bégassat P. (2004). Groundwater redox conditions and conductivity in a contaminant plume from geoelectrical investigations. *Hydrology and Earth System Sciences*, **8**, 8-22.
- Naudet V., and A. Revil (2005). A sandbox experiment to investigate bacteria-mediated redox processes on self-potential signals, *Geophysical Research Letters*, **32**, L11405, doi:10.1029/2005GL022735

Mots clés : Potentiel spontané, potentiel redox, panache de pollution, nanowires, expérience en cuve.

Détermination de l'état hydrique et de la masse volumique d'un sol limoneux par combinaison de méthodes géophysiques : du laboratoire au site contrôlé

**Yves-Laurent Beck¹, Sérgio Palma-Lopes¹, Valéry Ferber¹, Younes Ech-Charhal¹,
Cyrille Fauchard², Vincent Guilbert², Michel Froumentin², et Philippe Côte¹**

¹LCPC, Route de Bouaye, BP4129, 44341 Bouguenais (sergio.lopes@lcpc.fr)

²CETE Normandie Centre, 10 chemin de la Poudrière, BP245, 76121 - Le Grand-Quevilly Cedex

Abstract

Combined traditional electrical and electromagnetic methods could be used as indirect methods to estimate, in a non-destructive manner, both dry density and gravimetric water content, two useful geotechnical parameters. In order to evaluate the influence of these parameters on geophysical measurements, studies are carried out on the same silty soil, in laboratory and in a controlled real-scale site.

Introduction

L'objectif de cette étude est de déterminer, de façon précise et si possible non-destructive, l'état hydrique et la compacité d'un sol en géotechnique. La connaissance de la teneur en eau massique w et de la masse volumique sèche ρ_d du sol est nécessaire pour évaluer la durabilité et la stabilité des ouvrages en terre et d'aider à la réalisation de chantier dans le domaine des terrassements.

D'un autre côté, la mesure de la résistivité électrique ρ_e et de la permittivité diélectrique ε est sensible aux variations d'humidité du sol et de densité observées en géotechnique (e.g. Abu-Hassanein et al., 1996 ; Yu and Drnevich, 2004). De nombreuses études mettent en relation la permittivité ou la résistivité mesurée avec la teneur en eau volumique (e.g. Topp et al., 1981). Cependant, la teneur en eau volumique θ (%) intègre à la fois la teneur en eau massique w (%) et la masse volumique sèche ρ_d (g.cm^{-3}) (équation 1).

$$\theta = \rho_d \cdot w \quad (1)$$

avec $w = \frac{m_w}{m_s}$ et $\rho_d = \frac{m_s}{V_T}$, où m_w and m_s sont respectivement la masse d'eau et la masse des particules et V_T , le volume total du sol. De plus, tous ces modèles, électriques ou électromagnétiques, ne sont validés que pour une gamme de sols donnée et très peu interprétés en termes de microstructure.

L'objectif de cette étude est de déterminer l'influence de ces deux paramètres d'état du sol sur la mesure de permittivité, d'une part, et de la résistivité électrique, d'autre part. A terme, cela pourrait permettre d'évaluer l'état du sol à partir de mesures combinées par méthodes électriques et électromagnétiques conventionnelles. Dans un premier temps, après une présentation rapide du matériau étudié, les tendances observées sur des échantillons de sol reconstitués seront décrites. Ensuite le site expérimental mis en place au cours de cette étude, élaboré après le retour d'expérience des travaux de Beck et al. (2007a), et les résultats des mesures géophysiques effectuées seront présentés et discutés en s'appuyant sur les mesures en laboratoire.

Présentation du matériau étudié

Cette étude a été effectuée sur un même sol en laboratoire et sur site expérimental en conditions quasi-réelles. Il s'agit un limon naturel faiblement argileux (15% de la fraction $< 2 \mu\text{m}$) de classe A1 selon NFP11 300). Il contient environ 39.6% de fines, son indice de plasticité est de 16.5% et sa valeur au bleu est de 2.70g/100g. Son optimum Proctor (i.e. l'état de compactage et de teneur en eau optimum requis pour compacter ce sol en géotechnique) se situe à une teneur en eau massique w_{OPN} de 12,4% et une masse volumique sèche ρ_{OPN} de 1.92 g.cm^{-3} .

Détermination de lois expérimentales en laboratoire

Le sol étudié est préparé à différentes teneurs en eau massiques et, pour chaque teneur en eau, est compacté dans un moule cylindrique (70mm de hauteur et 75mm de diamètre) à différentes énergies de compactage couvrant ainsi le domaine d'humidité et de masse volumique du sol rencontré en géotechnique. Deux cellules de mesure, l'une de résistivité et l'autre de permittivité, sont utilisées au cours de cette étude pour caractériser les échantillons de sols et un protocole de mise en œuvre des échantillons adapté a été développé (Beck et al., 2007b).

D'après les résultats obtenus en laboratoire sur le limon (figures 1 et 2), lorsque la teneur en eau augmente, la résistivité électrique diminue et la permittivité augmente significativement. A teneur en eau constante, la résistivité électrique diminue et la permittivité diélectrique augmente avec l'augmentation de la masse volumique sèche. Comme la plupart des modèles proposés par de nombreux auteurs, l'évolution de $\epsilon^{1/2}$ et de ρ_e en fonction du compactage semble linéaire. Pour les mesures de résistivité (figure 1), une diminution en valeur absolue de la pente de ces tendances linéaires en fonction de l'augmentation de la teneur en eau est observée jusqu'à une teneur en eau critique w_c (~12,5%) à partir de laquelle les pentes semblent se stabiliser en fonction de la teneur en eau. Cette teneur en eau critique w_c (~12,5%) se retrouve dans les mesures de permittivité (figure 2). En effet, en dessous de w_c , l'augmentation de la teneur en eau entraîne une augmentation de la pente des droites de régression. Au-delà de w_c , les données semblent être beaucoup plus dispersées et être affectées par un autre phénomène qui pourrait être expliqué par le passage de l'eau liée à l'eau libre comme le proposent plusieurs travaux récents (e.g. Miyamoto et al., 2003). Notons que, pour ce sol, w_c semble aussi correspondre à la teneur en eau massique à l'optimum Proctor w_{OPN} . Cependant, cette dernière observation reste à vérifier sur d'autres sols.

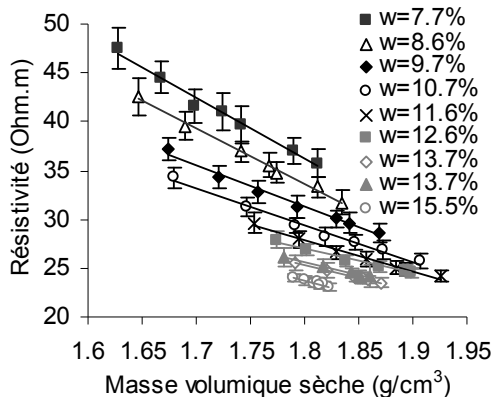


Figure 1 : Influence de la masse volumique sèche sur la résistivité électrique mesurée en laboratoire sur des échantillons de limon reconstitués à différentes teneurs en eau.

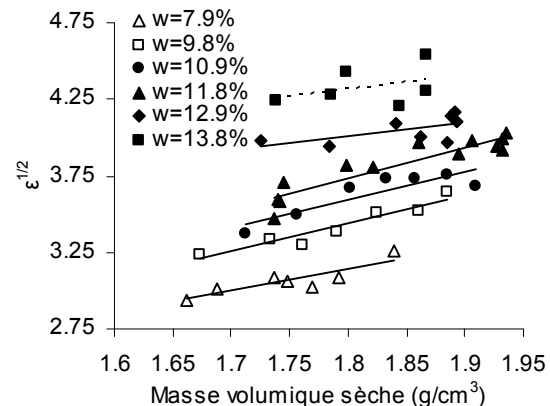


Figure 2 : Influence de la masse volumique sèche sur la permittivité mesurée en laboratoire (500 MHz) sur des échantillons de limon reconstitués à différentes teneurs en eau.

Le fait que ces deux paramètres mesurés soient sensibles à la fois à la teneur en eau massique du matériau et à la masse volumique sèche suppose que la mesure combinée de deux méthodes sensibles à ces paramètres permettrait de découpler ces paramètres d'état du sol. Toutefois, l'application sur site des relations observées en laboratoire reste à vérifier. Dans le but d'étudier ce passage entre laboratoire et site, des planches d'essai contrôlées sont mises en œuvre et auscultées par les méthodes géophysiques traditionnelles.

Application sur site contrôlé et réalisé en conditions réelles

Le CER dispose de fosses d'essai. L'une d'entre elles, de 8 x 25 mètres et de 1,8 mètres de profondeur environ, est remplie par un sable (de type B2 selon la norme NFP11 300). Une tranchée de 40 centimètres de profondeur et de 2,5 mètres de largeur est effectuée dans la longueur de la cuve puis remplie du limon caractérisé préalablement en laboratoire, en considérant le sable comme le matériau encaissant. Ce limon est compacté en une seule couche de 40 cm d'épaisseur environ avec un compacteur monocylindre de 2,18 m de largeur. Des capteurs de température sont implantés dans le sol étudié afin de suivre l'évolution de la température et de corriger son effet sur les mesures géophysiques.

L'objectif est d'étudier l'effet de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique sur les mesures géophysiques. La tranchée a été divisée en 3 plots ayant chacun une teneur en eau différente comme l'indique la figure 3. Le compactage est effectuée en quatre phases successives entre lesquelles les mesures géophysiques ont été effectuées afin d'obtenir quatre masses volumiques distinctes du sol pour chaque teneur en eau. Les valeurs des paramètres de chaque plot ont été choisies selon la gamme de teneurs en eau massiques et de masses volumiques sèches pouvant être rencontrées dans le domaine des terrassements.

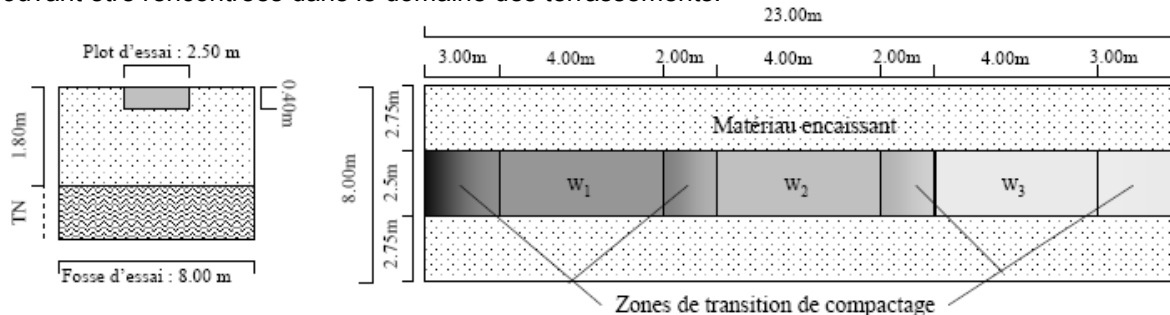


Figure 3 : Vue en coupe (à gauche) et en plan (à droite) de la planche d'essai constituée de trois plots à énergies de compactage identiques mais différentes teneurs en eau massique.

Chaque plot expérimental est investigué par différentes méthodes géophysiques (Radar, panneau électrique, EM 38, sonde TDR de surface) et contrôlé par des méthodes géotechniques de mesures in-situ (prélèvements, mesures GPV, mesures de double sonde, sondes de température).

Les résultats de cette expérimentation permettent d'évaluer la sensibilité de chaque méthode d'auscultation aux variations de teneur en eau et de masse volumique du sol et de relier les observables du laboratoire à celles du site. La figure 4 montre l'évolution de la résistivité électrique inversée par tomographie (corrigée de l'effet des variations de température) entre les quatre phases de compactage pour un plot à une teneur en eau donnée. Comme attendu, la résistivité électrique diminue lorsque le sol est plus compacté.

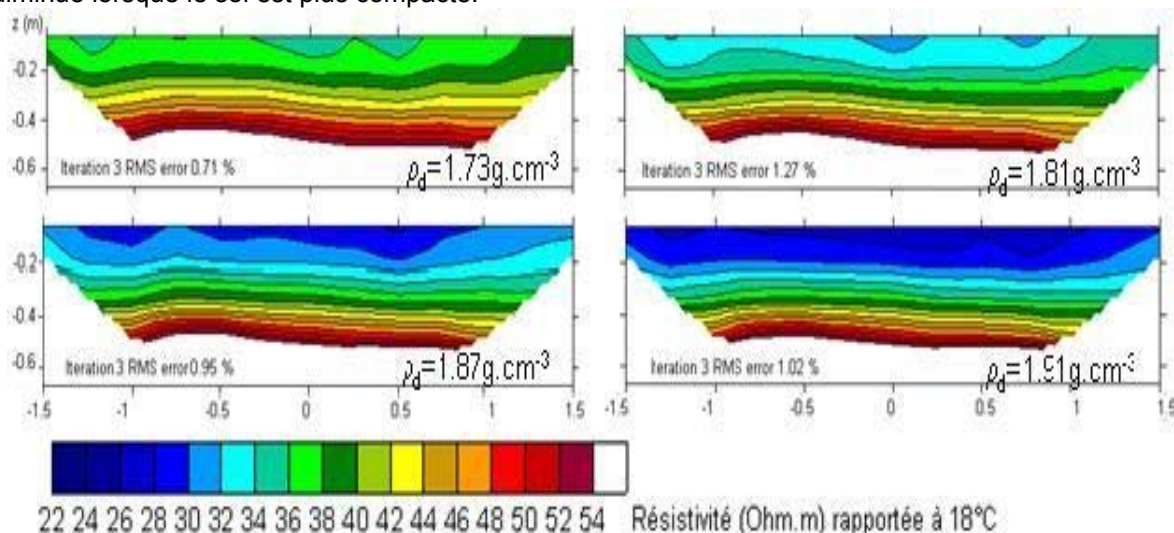


Figure 4 : Tomographies de résistivité électrique (Wenner-Schlumberger à 16 électrodes avec un espacement de 25 cm) du plot à $w=7.2\%$ pour des énergies de compactage croissantes.

La figure 5 est obtenue en moyennant les valeurs de résistivité apparentes des quarante premiers centimètres des tomographies de chaque plot à chaque énergie de compactage. Comme au laboratoire, la résistivité diminue lorsque la teneur en eau massique et la masse volumique sèche augmentent. Cependant, les valeurs de résistivité en laboratoire semblent être bien inférieures aux valeurs de résistivité mesurées. Cette observation a été interprétée comme due à la différence de salinité entre l'eau de pluie ($\rho_{\text{eau de pluie}} \sim 200$ à 500 Ohm.m) présente dans le matériau du site et l'eau du réseau de distribution d'eau potable ($\rho_{\text{eau du réseau}} \sim 30$ Ohm.m) et par la différence de répartition granulométrique (le matériau utilisé en laboratoire a été tamisé à 2mm).

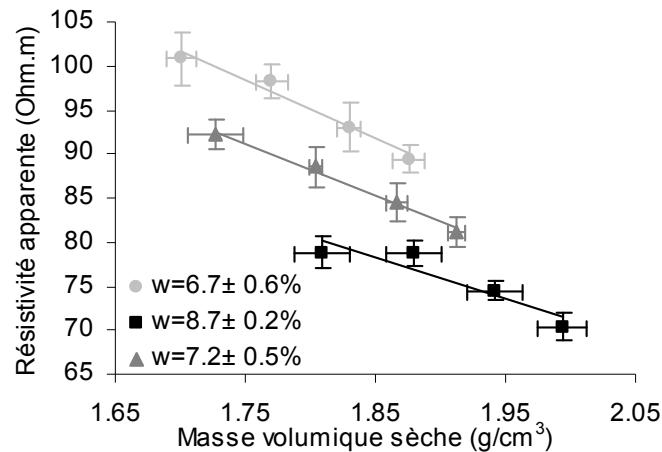


Figure 5 : Influence de la masse volumique sèche sur la résistivité électrique moyennée sur les premiers 40 cm d'épaisseur à différentes teneurs en eau (limon A1)

Conclusions

D'après les mesures effectuées en laboratoire sur un sol limoneux, la résistivité électrique et la permittivité diélectrique augmentent significativement avec la teneur en eau massique du matériau et sont sensibles à la masse volumique sèche. Ceci suppose que l'utilisation combinée des méthodes électriques et électromagnétiques pourrait permettre de découpler les paramètres d'état des sols utiles en géotechnique. Les mesures géophysiques effectuées sur un site réalisé en conditions réelles mais dont l'homogénéité du matériau, la géométrie, la température, le degré de compactage et la teneur en eau sont contrôlés permettent d'évaluer la sensibilité de chaque outil de mesure aux variations de teneur en eau et de masse volumique dans des gammes d'état du sol rencontrées sur le terrain lors des travaux de terrassement. Cette combinaison de méthodes géophysiques conventionnelles permettant de déterminer l'état des sols pourrait répondre à un besoin de mesures non destructives, faciles et rapides à mettre en œuvre.

Remerciements

Les auteurs souhaitent vivement remercier tous les acteurs de ce projet sans qui cette étude n'aurait pu aboutir : l'équipe du Centre d'Expérimentation Routière de Rouen, l'Equipe de Recherche Associée du LRPC de Rouen, et LRPC d'Aix-en-Provence pour le prêt de matériel.

Références

- Abu-Hassanein Z. S., Besson C. H., Wang X. and Blotz L., R. (1996), Electrical resistivity of compacted clays, *Geotechnical Testing Journal*, 51-57
- Beck Y.L., Palma-Lopes S., Ferber V., Fauchard C., Froumentin M., Jacqueline D. et Côte P. (2007a), Evaluation de l'état hydrique et de la masse volumique d'un sol argileux par méthodes géophysiques combinées, 6ème colloque GEOFCAN 2007, Bondy.
- Beck Y.L., Ferber V., Palma-Lopes S. and Côte P. (2007b), Influence of water content and dry density on the electric and electromagnetic properties of a compacted fine-grained soil, *EAGE Near Surface 2007 Conference*, Istanbul (Turkey).
- Miyamoto T., Annaka T. and Chikushi J. (2003), Soil aggregate structure effects on dielectric permittivity of an andisol measured by time domain reflectometry, *Vadose Zone Journal*, 2, 90-97
- Topp G. C., Davis J. L. and Annan A. P. (1980), Electromagnetic determination of soil water content : measurement in coaxial transmission lines. *Water Ressources Research*, Vol. 16, No. 3, pp. 574-582.
- Yu X. and Drnevich P. (2004), Soil water content and dry density by time domain reflectometry, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 130 (9), 922-934

Mots clés : Résistivité électrique, permittivité diélectrique, teneur en eau, masse volumique, caractérisation en laboratoire, site expérimental, limon

Caractérisation hydrogéophysique d'un dépôt fluvioglaciaire sous-jacent à un bassin d'infiltration d'eaux pluviales. Intérêt pour la modélisation des écoulements en zone non-saturée.

**Goutaland David^{1,2}, Winiarski Thierry¹, Bièvre Grégory^{2,3}, Angulo-Jaramillo Rafael^{1,4},
Lassabatère Laurent⁵, Buoncristiani Jean-François⁶**

- 1) Laboratoire des Sciences de l'Environnement, ENTPE, Rue M. Audin, 69518 Vaulx-en-Velin Cedex (Thierry.Winiarski@entpe.fr)
- 2) CETE Lyon, Laboratoire Régional d'Autun, Boulevard Gilberstein, BP 141, 71400 Autun Cedex (David.Goutaland@equipement.gouv.fr)
- 3) LGIT, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9 (gregory.bievre@ujf-grenoble.fr)
- 4) LTHE, UMR CNRS 5564, BP 53, 38 041 Grenoble Cedex (angulo@entpe.fr)
- 5) LCPC Nantes, Route de Bouaye, BP 4129, 44341 Bouguenais Cedex (Laurent.Lassabatere@lcpc.fr)
- 6) Laboratoire de Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon (jfbuon@u-bourgogne.fr)

Introduction

En milieu urbain, le recours à des techniques alternatives d'assainissement des eaux pluviales par infiltration est de plus en plus fréquent, notamment dans les zones périurbaines éloignées du réseau hydrographique (Barraud *et al.*, 2002). L'infiltration des eaux pluviales permet de réduire le volume d'eaux pluviales dans les réseaux d'assainissement, tout en assurant une fonction de recharge des nappes souterraines urbaines, très sollicitées. Les eaux pluviales véhiculent cependant une charge polluante variable (matière en suspension, métaux lourds, nutriments, sels, hydrocarbures, pesticides, ...), présentant un risque de dégradation du sol récepteur et des ressources en eau (Winiarski *et al.*, 2006 ; Malard *et al.*, 2004).

La majorité des bassins d'infiltration urbains sont implantés sur des formations alluvionnaires, de type fluviatiles ou fluvioglaciaires. Lors du dimensionnement de ces ouvrages, l'approche hydrogéologique, consistant à considérer homogène ce type de formation, a été privilégiée. Cependant, cette approche, valable à l'échelle d'un bassin versant, ne l'est plus à l'échelle du bassin d'infiltration : les hétérogénéités de ces dépôts, tant structurales (échelle métrique à décamétrique : hétérogénéité associée aux éléments architecturaux, ou unités structurales, des dépôts alluvionnaires) que texturales (échelle décimétrique : hétérogénéité associée aux lithofaciès alluvionnaires, sous-unités des éléments architecturaux), influent sur les processus d'écoulement et peuvent être à l'origine d'un transport différentiel, conduisant à une contamination en profondeur des sous-sols ou des ressources en eaux souterraines. L'évaluation de l'impact des eaux pluviales sur ces milieux passe donc par une meilleure connaissance des hétérogénéités sédimentaires et hydrodynamiques des formations alluvionnaires.

Les techniques classiques d'investigation ne sont pas adaptées à ces échelles. Les essais de pompage fournissent par exemple des paramètres effectifs à une échelle plus large que les longueurs typiques des structures sédimentaires. De plus, les discontinuités latérales fréquentes à ces échelles rendent difficile l'interpolation entre les informations ponctuelles obtenues par carottage. L'approche hydrogéophysique, consistant à déduire de mesures géophysiques des informations sur la géométrie des unités et des interfaces de la subsurface, puis à associer à chaque unité caractérisée des propriétés hydrodynamiques homogènes, permet de caractériser les unités hydrogéologiques à une échelle fine, et de fournir des données d'entrée utilisables pour la modélisation d'écoulement non-saturés et de transport de contaminants (Hubbard et Rubin, 2005).

Dans le cadre de cette étude, ce type d'approche hydrogéophysique a été utilisée. L'objectif de cette étude est de montrer comment l'utilisation conjointe de méthodes géophysiques de subsurface et d'essais *in situ* de caractérisation des propriétés hydrodynamiques en zone non-saturée permet d'améliorer la caractérisation des dépôts alluvionnaires non-saturés, et de mieux comprendre comment l'hétérogénéité sédimentaire affecte les flux d'écoulement non-saturés sous-jacents au bassin d'infiltration d'eaux pluviales.

Description du site

Le site étudié est un bassin d'infiltration situé à l'Est de l'agglomération lyonnaise, au sud de la commune de Chassieu. Ce bassin d'infiltration recueille les eaux pluviales provenant d'un bassin versant constitué par une zone industrielle d'une superficie de 185 ha. Le bassin d'infiltration, d'une surface d'1 ha, est creusé dans des alluvions fluvioglaciaires dont la conductivité hydraulique saturée moyenne varie entre 7.10^{-3} et 9.10^{-3} m.s⁻¹. Ces alluvions surmontent un substratum molassique tertiaire situé à environ 35 m de profondeur. La nappe se situe à une profondeur de 13 m sous la surface infiltrante du bassin. Le bassin d'infiltration est précédé par un bassin de rétention-décantation, qui assure la décantation des matières en suspension. Le site étudié fait partie des sites expérimentaux de l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine (OTHU), fédération de recherche de la région lyonnaise ayant pour but de recueillir des données *in situ* sur des ouvrages d'assainissement d'eaux pluviales, afin d'évaluer les risques environnementaux liés aux rejets urbains de temps de pluie.

Matériels et méthode

La méthode consiste dans un premier temps à caractériser l'architecture sédimentaire du dépôt fluvioglaciaire étudié. Deux méthodes géophysiques de subsurface, le radar géologique et le profilage électrique, ont été utilisées. Les signaux géophysiques ont tout d'abord été calibrés sur des parois d'excavations réalisées dans le dépôt fluvioglaciaire. Une typologie de signaux géophysiques associés aux caractéristiques sédimentaires a été établie. Cette typologie a ensuite été utilisée afin de définir un modèle stratigraphique d'un volume élémentaire du sous-sol du bassin d'infiltration (15 m x 5 m x 3 m).

Dans un deuxième temps, des essais d'infiltration *in situ* (essais Beerkan ; Lassabatère *et al.*, 2006) ont été réalisés sur chaque lithofaciès fluvioglaciaire caractérisé, afin de déterminer les propriétés hydrodynamiques de ces lithofaciès en zone non-saturée (courbes de rétention capillaire et de conductivité hydraulique).

Enfin, ces propriétés ont été affectés aux lithofaciès du modèle stratigraphique défini à la première étape, et une modélisation numérique des écoulements tridimensionnels dans la zone non-saturée sous-jacente au bassin d'infiltration a été réalisée.

Les investigations par radar géologique ont été effectuées avec le système d'acquisition GSSI SIR 3000 du Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées d'Autun. Ce système a été utilisé avec des antennes blindées de fréquence centrale 200 MHz et 400 MHz, utilisées en mode monostatique. Les acquisitions ont été réalisées sur 3 grilles à mailles carrées de 1 m de côté. Une acquisition en mode CMP a également été réalisée (antennes de fréquence centrale 400 MHz), afin d'évaluer la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans le dépôt fluvioglaciaire. Le traitement des données a été réalisé avec le logiciel GSSI Radan 6.5.0.7, et a consisté en une normalisation en distance, un ajustement à zéro du réflecteur correspondant à l'interface air/sol avant sa soustraction par filtre horizontal (*background removal*), et une migration de Kirchhoff. La phase instantanée obtenue par transformée de Hilbert a également été étudiée, afin d'évaluer la continuité des principaux réflecteurs radar.

Le profilage électrique a été réalisé avec le résistivimètre Terrameter SAS 4000, associé au système multi-électrodes LUND de la société ABEM. Le dispositif choisi est un dispositif dipôle-dipôle à 32 électrodes, avec un espacement d'électrode de 1 m. Les profils de résistivités apparentes du sol ont été obtenus après inversion des signaux, réalisée avec les logiciels Res2Dinv et Res3Dinv.

La caractérisation des propriétés hydrodynamiques associées aux lithofaciès fluvioglaciaires a été réalisée par méthode BEST (Lassabatère *et al.*, 2006) ou à partir d'un modèle prédictif (modèle d'Arya et Paris). Les courbes de rétention capillaire et de conductivité hydraulique de chaque lithofaciès ont ainsi été définies. La modélisation des écoulements non-saturés a été réalisée avec le logiciel Hydrus 3D, à partir du modèle stratigraphique établi et des propriétés hydrodynamiques caractérisées.

Résultats

Le radar géologique et le profilage électrique ont montré leur bonne aptitude à décrire l'architecture sédimentaire du dépôt fluvioglaciaire, et leur complémentarité.

La phase de calibrage a permis de corréler les réflecteurs radar à la stratification du dépôt fluvioglaciaire (Figure 1). Les réflecteurs radar fournissent à la fois une information sur les éléments architecturaux du dépôt fluvioglaciaire (par la délimitation des surfaces radar), mais également sur la stratification interne à ces macroformes. Les caractéristiques des réflecteurs radar, notamment le pendage et les amplitudes, sont associées aux lithofaciès et agencements de lithofaciès. Il est ainsi possible d'interpréter les réflecteurs radar à l'échelle du lithofaciès (échelle décimétrique). Les caractéristiques du dépôt fluvioglaciaire, lessivé des fractions granulométriques les plus fines, permettent une bonne profondeur de pénétration du signal, et font du radar géologique un outil d'investigation privilégié des dépôts fluvioglaciaires. Dans notre cas, l'antenne de fréquence centrale de 400 MHz est celle qui offre le meilleur compromis entre résolution verticale et profondeur d'investigation, à l'échelle de l'ouvrage.

Le profilage électrique fournit une information sur la lithologie du dépôt, mais ne permet pas d'obtenir une résolution suffisante pour caractériser le dépôt fluvioglaciaire à l'échelle du lithofaciès. L'utilisation couplée de la résistivité électrique avec le radar géologique permet cependant de confirmer l'interprétation des éléments architecturaux, et de contribuer à l'interprétation des lithofaciès en fournissant une information sur la lithologie interne aux éléments architecturaux.

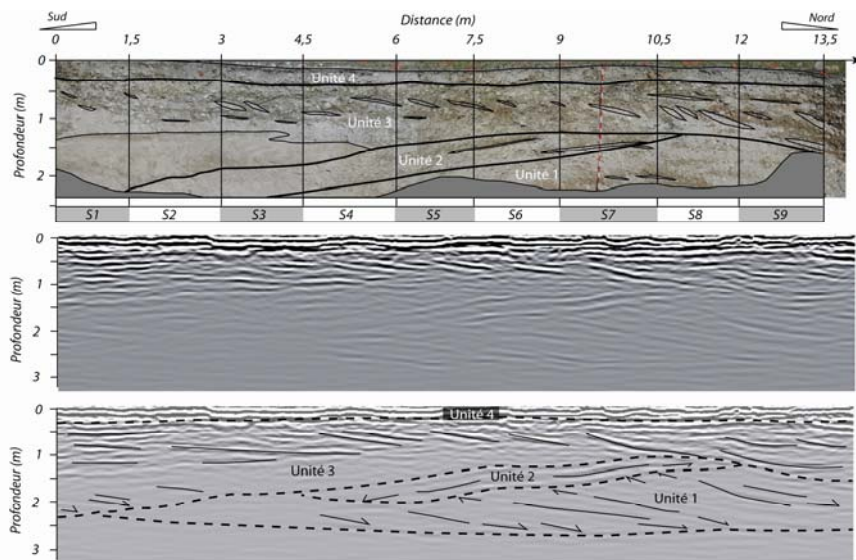


Figure 1 : description sédimentologique et caractérisation géophysique par radar géologique (antenne de 400 MHz) du dépôt fluvioglaciaire étudié

L'obtention de blocs pseudo-3D radar et des blocs de résistivité électrique en 3 dimensions a permis de caractériser l'architecture tridimensionnelle du dépôt fluvioglaciaire. Cette caractérisation met en évidence la nature du dépôt fluvioglaciaire étudié, à savoir un dépôt de système en tresse (Goutaland et al., 2008).

Une typologie de 3 faciès géophysiques a été définie. Elle associe les principales caractéristiques sédimentaires du dépôt fluvioglaciaire aux caractéristiques des réflecteurs radar et aux variations locales de résistivité électrique. Cette typologie a été utilisée afin d'interpréter les mesures géophysiques réalisées sur une zone réduite du bassin d'infiltration. Un modèle stratigraphique correspondant à cette zone a ainsi été défini (Figure 2 a et b).

Les propriétés hydrodynamiques estimées à partir des essais de caractérisation *in situ* (essais Beerkan) ont été affectées à chaque lithofaciès du modèle (définition des hydrofaciès fluvioglaciaires, c'est-à-dire des unités hydrogéologiques homogènes associées aux lithofaciès). Un modèle hydrostratigraphique en trois dimensions du dépôt fluvioglaciaire au niveau d'un volume réduit de la zone non-saturée du bassin d'infiltration a ainsi été défini (Figure 2 b). La modélisation réalisée sous Hydrus3D (Figure 2 c) a permis d'évaluer le comportement hydrodynamique du dépôt fluvioglaciaire lors d'une phase d'infiltration, et de vérifier les hypothèses de chemins préférentiels d'écoulement avancées lors d'études antérieures. Une typologie d'écoulements préférentiels susceptibles de se

produire dans la zone non-saturée du bassin d'infiltration étudié a été établie. Ces écoulements préférentiels correspondent notamment à une déviation du flux d'écoulement par effet de barrière capillaire, à des flux rapides par les lithofaciès macroporeux, et au ralentissement de la propagation du front d'infiltration associé aux structures de remplissage de granulométrie fine.

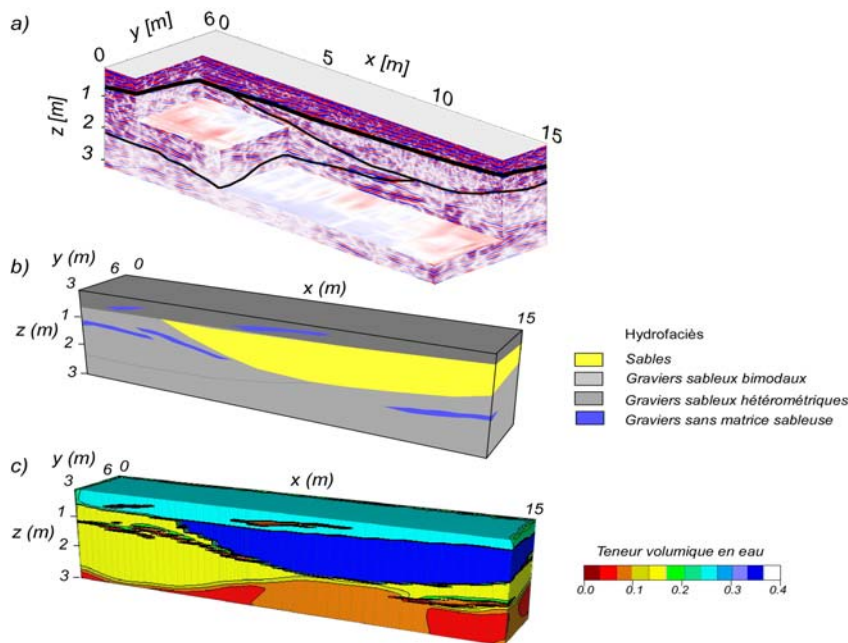


Figure 2 :
 a) interprétation de la structure sédimentaire du dépôt fluvioglaciaire au niveau d'une parcelle du bassin d'infiltration à partir de mesures réalisées par radar géologique,

b) définition d'un modèle hydrostratigraphique tridimensionnel, à partir des mesures géophysiques et d'essais d'infiltration *in situ*,

c) résultat de la modélisation de l'infiltration d'une lame d'eau dans la zone non-saturée (profils de teneurs en eau après 3 heures d'infiltration)

Conclusion

L'approche hydrogéophysique utilisée dans le cadre de cette étude s'est avérée adaptée à la caractérisation hydrostratigraphique du dépôt fluvioglaciaire à l'échelle du lithofaciès (échelle décimétrique). Cette approche a permis la construction d'un modèle hydrostratigraphique à partir des mesures géophysiques d'une part (obtention de la géométrie et de l'organisation des différents lithofaciès fluvioglaciaires), et d'essais d'infiltrations *in situ* d'autre part (obtention des propriétés hydrodynamiques associées à chaque lithofaciès fluvioglaciaire). La modélisation numérique des écoulements en zone non-saturée a permis de traduire le comportement hydrodynamique du dépôt en milieu non-saturé, et a contribué à la compréhension des mécanismes d'écoulement préférentiels. Cette hétérogénéité doit être prise en compte dans l'aménagement et la gestion d'ouvrages d'infiltration.

Références bibliographiques

- Barraud S., Gibert J., Winiarski T., Bertrand Krajewski J.-L. (2002) Implementation of a monitoring system to measure impact of stormwater runoff infiltration. *Water Science and Technology*, Vol. 45, n° 3, pp.203-210.
- Goutaland D., Winiarski T., Dubé J.-S., Bièvre G., Buoncristiani J.-F., Chouteau M., Giroux B. (2008) Hydrostratigraphic characterization of the vadose zone of a glaciofluvial deposit underlying an infiltration basin using Ground Penetrating Radar. *Vadose Zone Journal*, Vol. 7, pp.194-207.
- Hubbard S.S. et Rubin Y. (2005) Introduction to Hydrogeophysics. In: Y. Rubin and S.S. Hubbard (Eds.) *Hydrogeophysics*. Dordrecht, The Netherlands: Springer, Vol. Water Science and Technology Library 50. pp.3-21.
- Lassabatère L., Angulo-Jaramillo R., Soria Ugalde J.M., Cuenca R., Braud I., Haverkamp R. (2006) Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments - BEST. *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 70, pp.521-532.
- Malard F., Detry T., Bouger G., Gibert J. The use of multilevel wells and multiparameter loggers for monitoring groundwater quality below stormwater infiltration basins. In: *Novatech'2004*, Lyon, 2004, pp.713-720.
- Winiarski T., Bedell J.-P., Delolme C., Perrodin Y. (2006) The impact of stormwater on a soil profile in an infiltration basin. *Hydrogeology Journal*, Vol. 14, pp.1244-1251.

Mots-clés : bassin d'infiltration, dépôt fluvioglaciaire, écoulements préférentiels, hétérogénéités, hydrogéophysique, lithofaciès, modélisation d'écoulement, radar géologique, résistivité électrique, zone non-saturée

Suivi d'infiltrations dans une digue en terre par imagerie de résistivité électrique : expérimentation sur le Canal des Houillères de la Sarre

Sérgio Palma Lopes¹, Mohamed Djedai², Jean-Baptiste Nicaise², Daniel François³, Patrice Mériaux⁴, Paul Royet⁴

¹LCPC, Centre de Nantes, 44340 Bouguenais (sergio.palma-lopes@lcpc.fr)

²LRPC de Nancy, CETE de l'Est, 54510 Tomblaine

³EDF-R&D, 78400 Chatou

⁴Cemagref, Centre Regional d'Aix-en-Provence, 13100 Aix-en-Provence

Abstract

A water infiltration monitoring experiment was carried out on a real scale dike by DC-resistivity imaging techniques. Small but yet significant changes in inverted resistivities were detected. Changes are reasonably consistent with independent observations. Special attention must to be paid to experimental conditions and acquisition procedures, and more developments need to be done on time-lapse inversion algorithms meant for geometries such as dikes.

Introduction

La France compte des dizaines de milliers d'ouvrages hydrauliques en terre : barrages en remblai, digues de canal, et près de 10 000 km de digues de protection contre les crues. Beaucoup de ces ouvrages sont âgés (50 à 100 ans) et de constitution très hétérogène. La durabilité et la sûreté de ce parc sont des préoccupations grandissantes de la société tant les enjeux sont importants. Ces ouvrages subissent plusieurs types d'agressions, parmi lesquels des processus d'érosion interne. Celle-ci est l'une des premières causes de désordres, pouvant aller jusqu'à une rupture brutale (formation d'une brèche). Ce type d'érosion se développe lentement au sein du corps de remblai, à la faveur de fuites et d'infiltrations. La compréhension de ces phénomènes et la capacité à les détecter de façon précoce sont au cœur du projet ERINOH (ERosion INterne dans les Ouvrages Hydrauliques).

Les domaines d'application des techniques d'imagerie de résistivité électrique se sont largement étendus aux problèmes environnementaux, à la prévention des risques naturels et à la reconnaissance des ouvrages de génie civil (Auken *et al.*, 2006). Ces techniques ont été identifiées parmi les méthodes géophysiques à même de contribuer efficacement au diagnostic des digues fluviales (Fauchard et Mériaux, 2004) et, plus précisément, à la détection (Cho and Yeom, 2007) et au monitoring (Johansson and Dahlin, 1996) de fuites dans les ouvrages hydrauliques en terre. Leur succès s'explique par leur sensibilité aux paramètres d'état du milieu (teneur en eau, porosité, présence de fines), mais aussi par leur capacité à imager la subsurface. Ces méthodes sont actuellement mises en œuvre pour la reconnaissance détaillée de grands tronçons d'ouvrages hydrauliques (digue du Rhône, du Rhin), et on assiste à divers développements de méthodologies de suivi d'ouvrages en terre (Jackson *et al.*, 2002).

L'objet de la communication est de présenter une récente application de ces techniques à la détection d'infiltrations sur un site réel, et de discuter les aspects expérimentaux et méthodologiques.

Contexte de l'expérimentation

Le bief 23 du Canal des Houillères de la Sarre, non loin de Sarreguemines, s'étend sur 5,7 km environ entre les villages de Wittring et Zetting. Il coule en rive gauche de la rivière de la Sarre. Côté Sarre, le bief est délimité par une digue en remblai argilo-caillouteux, de 2 à 5 m de hauteur, fondée sur un substratum marno-calcaire. Les parements amont (intérieurs) du canal ont fait l'objet de divers aménagements (talus naturels, revêtements maçonnés, pieux bois, palplanches), conséquences de réparations et confortements successifs. Ce bief est réputé très fuyard et la digue de sa rive droite a subi au cours des trente dernières années de nombreux désordres, dont deux brèches et un glissement du talus aval.

Le bief devant être vidangé au cours de l'hiver 2006-2007, puis remis en eau au printemps, il a été choisi par les partenaires du projet ERINOH comme site d'expérimentation. Ainsi, deux campagnes

successives d'inspections visuelles approfondies et de prospections géophysiques ont pu être menées, respectivement dans les deux situations de sollicitation hydraulique de l'ouvrage : « canal vidangé » et « canal en eau ». L'objectif était d'identifier et de qualifier les éventuelles variations de réponses géophysiques vis-à-vis de la réactivation de fuites dans le remblai de la digue après remise en eau du canal. Plusieurs techniques électromagnétiques (non présentées ici) et électriques à courant continu ont été déployées dans chacune des deux situations. Précisons que la seconde inspection visuelle a confirmé plusieurs réactivations de fuites émanant du mètre supérieur du parement amont mouillé, et donc traversant le remblai de la digue à des profondeurs assez faibles.

Présentation des tomographies de résistivité

Deux profils en long de la digue ont été étudiés par tomographie électrique : le premier allant du PK 52,330 au PK 52,480 (profil 1) et le second du PK 55,950 au PK 56,100 (profil 2). Une quinzaine de panneaux électriques a été réalisée sur ces deux zones d'investigation lors des deux campagnes. La plupart a été mise en œuvre en crête de digue, à quelques décimètres de la rupture de pente vers le talus aval, côté Sarre. Quelques profils ont également été réalisés en pied de ce talus (uniquement pour le profil 1). Les dispositifs d'acquisition ont consisté en 64 ou 96 électrodes alignées et espacées de 1,5 m. Les acquisitions ont été réalisées soit en configuration *Wenner-Schlumberger*, soit en configuration *Dipôle-Dipôle*, avec suffisamment de niveaux d'acquisition pour recueillir de l'information sur toute la hauteur du corps de digue. Les électrodes ont dû être retirées entre les deux campagnes, mais elles ont été réimplantées le plus souvent exactement aux mêmes positions.

Les jeux de résistivités apparentes ont été inversés à l'aide du logiciel RES2DINV (Loke and Barker, 1996). L'implantation longitudinale des profils de tomographie (objectif de surveillance d'un certain linéaire de l'ouvrage) ne respecte évidemment pas l'hypothèse de bi-dimensionnalité : la géométrie du milieu et ses propriétés physiques ne sont pas invariables perpendiculairement aux panneaux. L'interprétation à un instant donné avec ce logiciel 2D est donc qualitative, du fait des importants effets 3D en présence. La comparaison de tomographies réalisées à deux instants différents sera faite en supposant que les écarts relatifs entre résistivités inversées sont peu affectés par ces effets. Cette hypothèse mériterait néanmoins d'être vérifiée.

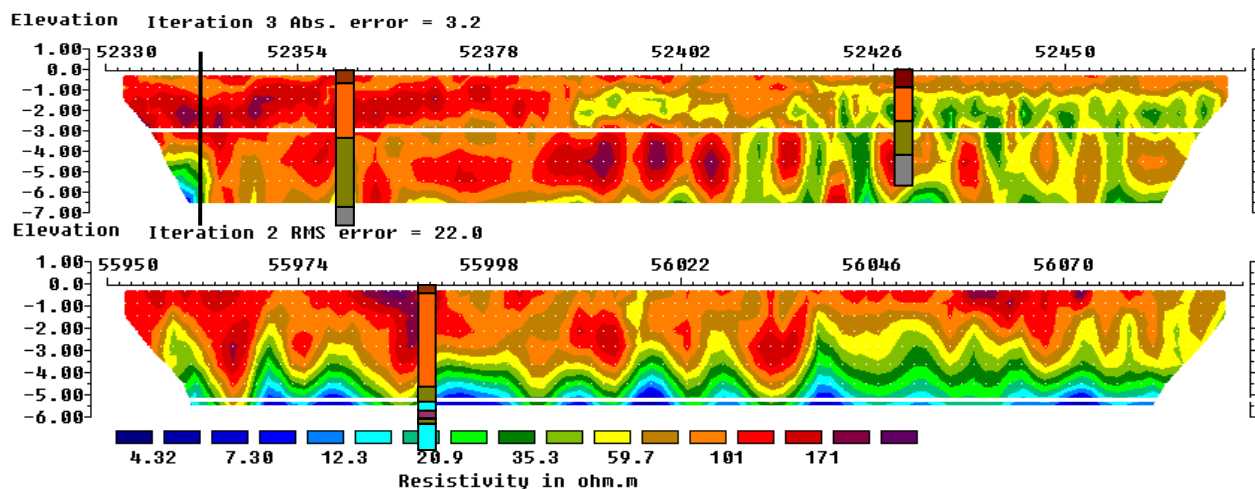


Figure 1 : Résultats d'inversion d'acquisitions *Dipôle-Dipôle* (96 électrodes) sur le profil 1 (en haut) et sur le profil 2 (en bas). Sont indiqués : l'extrémité aval des palplanches (ligne noire sur le profil 1), les coupes de trois sondages carottés (succession : terre végétale, remblai argileux ou limoneux avec blocailles ou galets, argiles verdâtres, argiles grisâtres pour le profil 1, et passages de blocailles calcaires et d'argiles brunes pour le profil 2) et le niveau du terrain naturel (lignes blanches).

Des résultats types d'inversion des tomographies réalisées en *Dipôle-Dipôle* sur les profils 1 et 2 sont présentés figure 1. Comme évoqué plus haut, ces coupes sont qualitatives. De plus, en vertu de la non-unicité des solutions à ce problème inverse, les structures générales du corps de digue suggérées dans ces modèles devraient être validées si l'on voulait les exploiter directement. Pour cela, on peut procéder soit par comparaison à des inversions paramétrées différemment, soit/et par confrontation à des informations indépendantes. Ainsi, des mesures de résistivité sur carottes extraites des sondages réalisés en décembre 2007 indiquent quelques tendances cohérentes avec les tomographies (par exemple le remblai au dessus du terrain naturel, sur le profil 1, est plus

conducteur vers le PK 52,360 que vers le PK 52,430). Néanmoins la correspondance n'est pas aisée, ce qui peut provenir des limites de l'inversion 2D, mais témoigne aussi de la disparité des matériaux rencontrés et de leurs états.

Les zones de très faibles résistivités inversées dans le bas des coupes (sur toute la longueur du profil 2 et au tout début du profil 1) sont dues à l'influence des rideaux de palplanches (présentes sur l'intégralité du profil 2, et uniquement jusqu'au PK 52,342 sur le profil 1). Cette influence a pu être vérifiée à l'aide d'un sondage et d'un profilage électriques. Une question importante est de savoir si cet écran métallique fait obstacle à la détection de variations temporelles de résistivité : sauf conditions exceptionnelles, l'étude des variations sur le profil 2 (non présentées) semble l'affirmer.

Analyse des variations temporelles et discussion

Plusieurs approches ont été testées pour tenter de mettre en évidence des variations de propriétés électriques dues à des infiltrations dans la digue entre les deux situations de charge hydraulique. L'une d'elles s'intéresse directement aux variations temporelles des résistivités apparentes. Cette approche présente l'intérêt de la simplicité et évite les incertitudes liées à l'inversion. Cependant elle reste qualitative et très influencée par les hétérogénéités superficielles. Le second type d'approche concerne l'étude des variations des résistivités inversées. La méthode retenue ici consiste à inverser les données acquises lors de la première situation (dite de référence), puis à utiliser ce modèle de référence pour contraindre l'inversion des acquisitions suivantes (Miller *et al.*, 2008). Cette méthode est *a priori* la plus satisfaisante car elle est quantitative, permet un repositionnement spatial des anomalies, et le processus d'inversion conjointe relie les modèles successifs entre eux. Dans la pratique, elle est néanmoins délicate à mettre en œuvre : elle n'a été efficace que sur les acquisitions en *Wenner-Schlumberger*, et seulement après élimination minutieuse des données les plus bruitées. Elle est difficilement applicable à des acquisitions en *Dipôle-Dipôle* à cause du faible rapport signal à bruit qui les caractérise, à moins que les amplitudes des variations temporelles attendues ne soient très grandes.

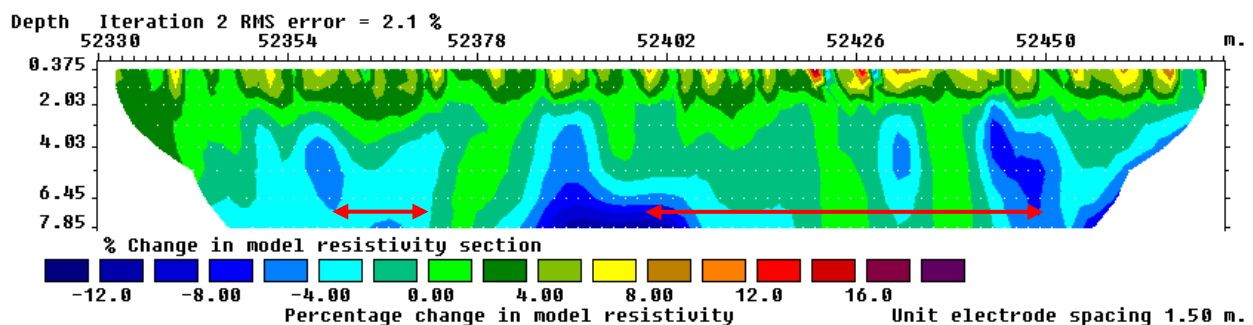


Figure 2 : Coupe des variations relatives (en %) des résistivités inversées, sur le profil 1, entre les situations « canal vidangé » et « canal en eau ». Les zones entre flèches rouges correspondent aux zones de fuites relevées à l'inspection visuelle sur le chemin de pied aval après remise en eau.

La figure 2 montre les variations relatives, pour le profil 1, entre les résistivités inversées dans la situation « canal vidangé » (référence) et celles obtenues dans la situation « canal en eau » avec la technique d'inversion conjointe. On observe tout d'abord une multitude de variations positives, localisées et superficielles. Celles-ci sont très probablement liées à un bruit « géologique » de surface induisant des à-coup de prise non reproductibles, et amplifié par l'inversion. Une part de l'augmentation superficielle moyenne peut être expliquée par la baisse de la température moyenne de l'air de 1 à 2°C entre les deux interventions. Indiquons que les résistivités inversées n'ont pas été corrigées des variations de température, considérées comme faibles au cours de cette étude.

Puis, on observe une zone intermédiaire de variations presque nulles (comprises entre -2% et +2%). Enfin, le bas de la coupe est caractérisé par de larges zones de variations négatives et plus significatives (-2% à -12%). Ces zones peuvent être interprétées comme l'effet d'une réhumidification globale du corps de digue par l'eau du canal (de résistivité 15 Ohm.m environ), par le biais d'infiltrations multiples et diffuses suite à sa remise en eau. Ces variations restent néanmoins faibles : du fait de la nature très argileuse du remblai (faible perméabilité) et de la durée relativement courte de chômage (quelques semaines), on peut penser que la période de vidange a suffi pour désamorcer les fuites mais pas nécessairement pour désaturer les zones humides.

L'inspection visuelle effectuée après remise en eau du canal indique la présence de fuites actives, réamorçées par le remplissage du bief, et observées entre les PK 52,360 et PK 52,372, d'une part, et entre les PK 52,400 et PK 52,449, d'autre part. Les inspections visuelles ne sont pas en mesure de localiser, ni de quantifier, les volumes réellement infiltrés dans le corps de digue. Parallèlement, la résolution de la méthode électrique (et d'estimation des écarts relatifs) ne permet pas de préciser si des infiltrations très localisées existent ou si elles sont diffuses.

Enfin, des profils électromagnétiques avec un système EM31 ont indiqué une augmentation globale de 10% à 20% de la conductivité apparente après remise en eau, sur le profil 1. Il resterait à vérifier que la présence d'un volume d'eau plus important dans le canal n'est pas la cause majoritaire à l'origine des variations des conductivités et des résistivités mesurées.

Conclusion et perspectives

Un suivi d'infiltration a été réalisé sur une digue en terre par tomographie de résistivité. Des variations faibles, mais significatives, de résistivité ont été mises en évidence entre une situation « canal vidangé » et une situation « canal en eau ». Ces variations sont compatibles avec les observations faites lors des inspections visuelles, ainsi qu'avec des mesures électromagnétiques, bien que l'influence de certains paramètres reste à vérifier.

Cette expérimentation a permis de clarifier l'effet de palplanches sur les mesures. A ce stade, il est raisonnable de penser qu'un rideau métallique continu est un obstacle à la détection de variations de résistivité de petite amplitude. Le choix des configurations d'acquisition (*Dipôle-Dipôle* non recommandable), la reproductibilité des mesures (électrodes à demeure ou pas), et la connaissance des variations de température sont essentiels pour la faisabilité du suivi d'infiltrations.

Enfin, il est nécessaire de développer des techniques d'inversion prenant en compte ces géométries (profils en long sur des digues ou remblais), et permettant l'estimation de variations temporelles faibles, la fiabilité primant alors sur la résolution.

Remerciements

Le projet ERINOH est soutenu par l'ANR et la DRAST, et coordonné par l'IREX. Les auteurs remercient les Voies Navigables de France (Sarreguemines), gestionnaire de l'ouvrage, qui ont permis cette expérimentation. Ils remercient également pour leurs contributions aux mesures : le LRPC de Saint-Brieuc (profils EM31) et J.M. Bienaimé du LRPC de Nancy.

Références bibliographiques

- Auken, E., Pellerin, L., Christensen, N. B. and Sorensen, K., 2006, A survey of current trends in near-surface electrical and electromagnetic methods, *Geophysics*, 71 (5), G249-G260.
- Cho, I. K. & Yeom, J. Y., 2007, Crossline resistivity tomography for the delineation of anomalous seepage pathways in an embankment dam, *Geophysics*, 72 (2), G31-G38.
- Fauchard, C., Mériaux, P., 2004, Méthodes géophysiques et géotechniques pour le diagnostic des digues de protection contre les crues, Guide pour la mise en œuvre et l'interprétation, Editions Cemagref, 124p.
- Jackson, P., Northmore, K., Meldrum, P., Gunn, D., Hallam, J., Wambura, J., Wangusi, B. & Ogutu, G., 2002, Non-invasive moisture monitoring within an earth embankment - a precursor to failure, *NDT & E International*, 35 (2), 107-115.
- Johansson, S. & Dahlin, T., 1996, Seepage monitoring in an earth embankment dam by repeated resistivity measurements, *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 1, 229-247.
- Loke, M. H. and Barker, R. D., 1996, Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Miller, C. R., Routh, P. S., Brosten, T. R. & McNamara, J. P., 2008, Application of time-lapse ERT imaging to watershed characterization, *Geophysics* 73 (3), G7-G17.

Mots-clés : tomographie, résistivité, infiltration, suivi temporel, érosion interne

Utilisation de reconnaissances électromagnétiques et par mesure de la résistivité pour délimiter d'anciennes lagunes de matériaux acides et le panache aval dans les eaux souterraines

Eric Dondaine

URS France 87 avenue François Arago 92017 Nanterre Cedex
eric_dondaine@urscorp.com

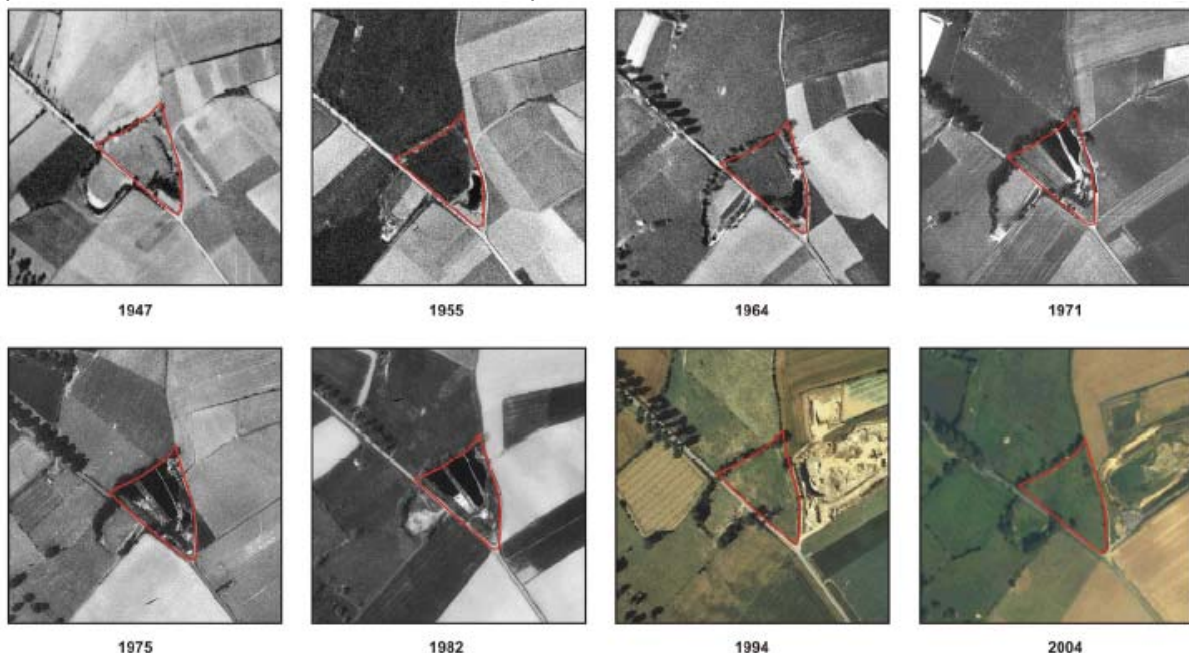
Contexte des cas présentés

Jusqu'au début des années 1980, localement, d'anciennes carrières de sable ont été utilisées pour l'élimination de matériaux acides, résidus de la fabrication d'huiles blanches. La décision d'utiliser des techniques non destructives résulte de la nécessité impérieuse de bien gérer les risques « Hygiène & Sécurité » induit par la forte acidité des matériaux. Les techniques de reconnaissances géophysiques ont été mises en œuvre sur deux sites caractérisés par des épaisseurs de couverture sédimentaire différentes.

Cas n°1

Le contexte géologique du premier site est du type : couverture limoneuse sur les Sables d'Ostricourt (15 m environ de matériaux sablo-limoneux), couvrant les Argiles de Louvil (8 m), puis un substratum crayeux.

En raison du contexte géologique du site et en relation avec les caractéristiques physico-chimiques des matériaux acides stockés, les eaux d'une ligne de sources sont caractérisées par un pH faible, ce qui nécessite une action de réhabilitation adaptée.



Séquence de vues aériennes entre 1947 et 2004

Afin de concevoir un plan de réhabilitation approprié, il était nécessaire d'obtenir des informations relatives (1) aux dimensions du panache (longueur, largeur et profondeur) pour concevoir une barrière perméable réactive et (2) les contours actuels des anciennes lagunes comparativement aux vues aériennes ci-dessus.

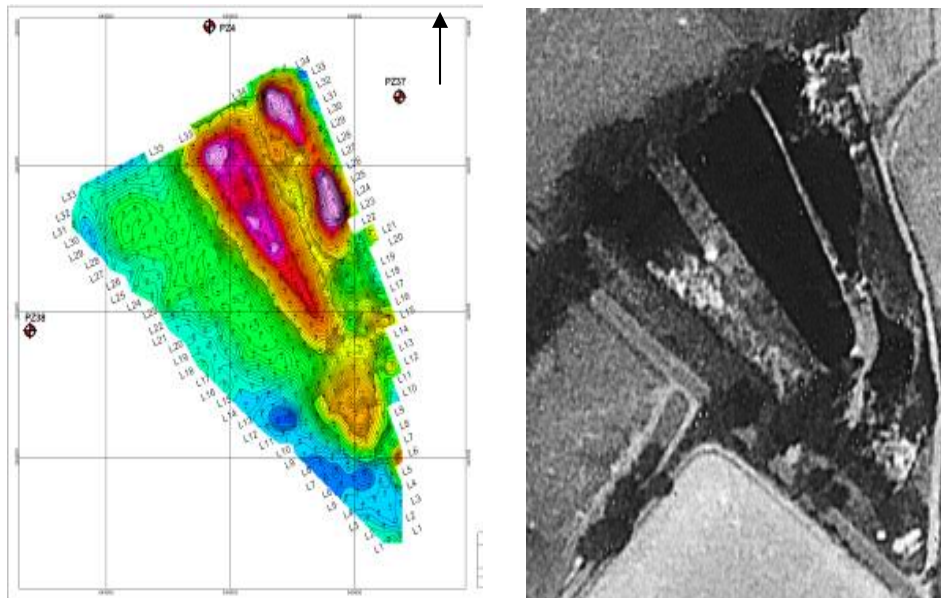
Ce projet a combiné plusieurs techniques pour la caractérisation du site dans le cadre d'une approche innovante en raison des contraintes d'Hygiène & Sécurité : (1) une campagne de mesures géophysiques, (2) des tests en laboratoire pour la mécanique des sols et (3) la géochimie des eaux souterraines.

Les investigations sur site ont consisté en :

- Des reconnaissances géophysiques de sub-surface pour cartographier le panache présent dans les eaux souterraines et localiser l'extension en trois dimensions des anciennes sablières ;
- Des sondages de sol pour vérifier et confirmer la profondeur de toute couche imperméable et évaluer les caractéristiques des sols ;
- Des investigations sur les eaux souterraines, dont échantillonnage des eaux souterraines pour cartographier le panache de contamination, mesures du pH, du sulfate et d'autres composés ;
- Tests en laboratoire sur les échantillons d'eau souterraine pour évaluer la faisabilité et les paramètres d'efficacité associés à l'installation d'une barrière perméable pour traiter les eaux avant qu'elles atteignent les sources.

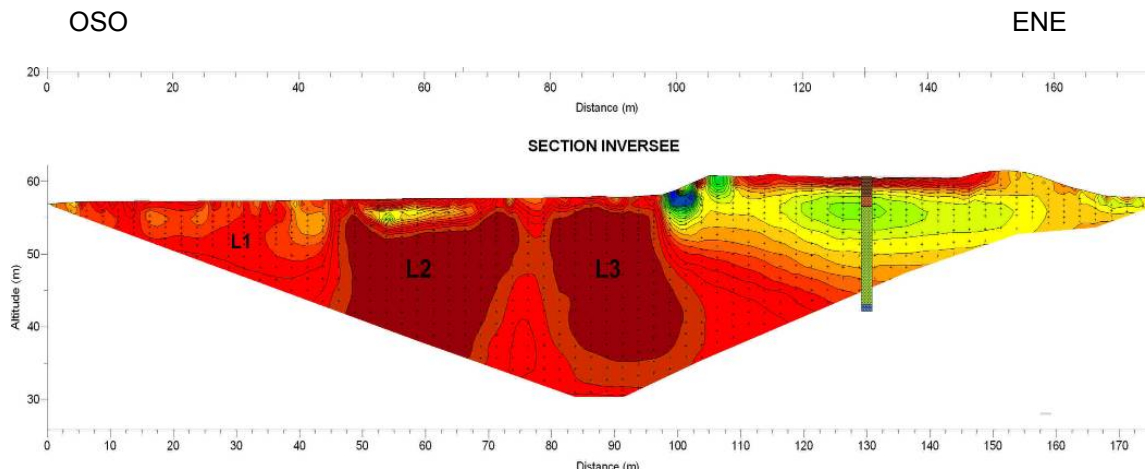
Principaux résultats

- Reconnaissances électromagnétiques :
 - Elles indiquent la présence de 3 à 4 zones de conductivités croissantes différentes (bleu, vert, orange et rouge) confirmant les photographies aériennes historiques prises lors de l'exploitation de la carrière (photo de droite) ;
 - Elles délimitent les contours des anciennes lagunes ;
 - Elles montrent la connexion probable des deux des lagunes situées les plus à l'est.



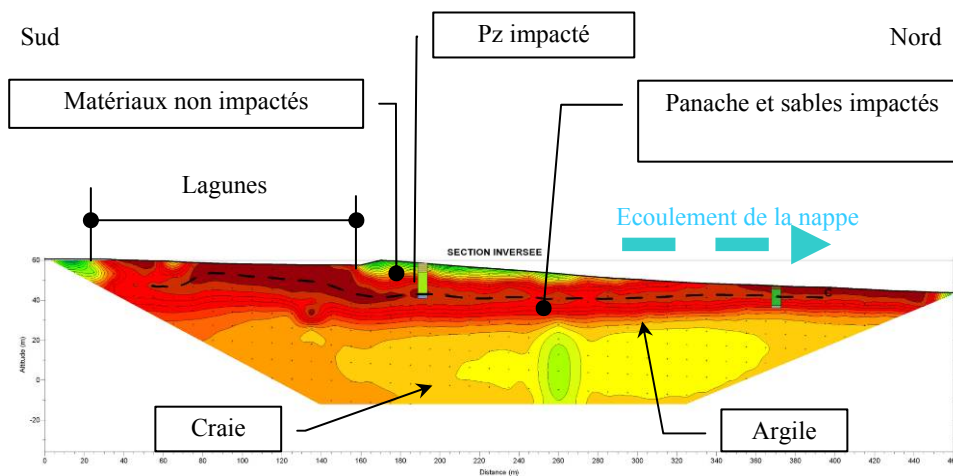
Carte de conductivité 0-6 m comparée à la photographie aérienne

- Panneau de résistivité illustré par la coupe transversale OSO - ENE :
 - Il délimite l'étendue verticale et horizontale des anciennes lagunes ;
 - Il montre l'étendue des précédentes activités de réhabilitation réalisées au sein de l'excavation (L2 : effet du traitement en sub-surface en jaune) ;
 - Il confirme que les excavations L2 et L3 sont potentiellement connectées ;
 - Il montre l'étendue du panache de pollution en latéral hydraulique de la décharge (contours en rouge en profondeur à l'est) ;



*Coupe OSO-ENE de résistivité inversée
Coupe transversale des lagunes et du panache vers l'est*

- Panneau de résistivité illustré par la coupe transversale S - N :
 - Il montre en plus l'étendue du panache de pollution en aval hydraulique (contours en rouge vers le nord) ;



*Coupe S- N de résistivité inversée - Coupe dans le sens d'écoulement
des eaux souterraines des lagunes et du panache vers le nord*

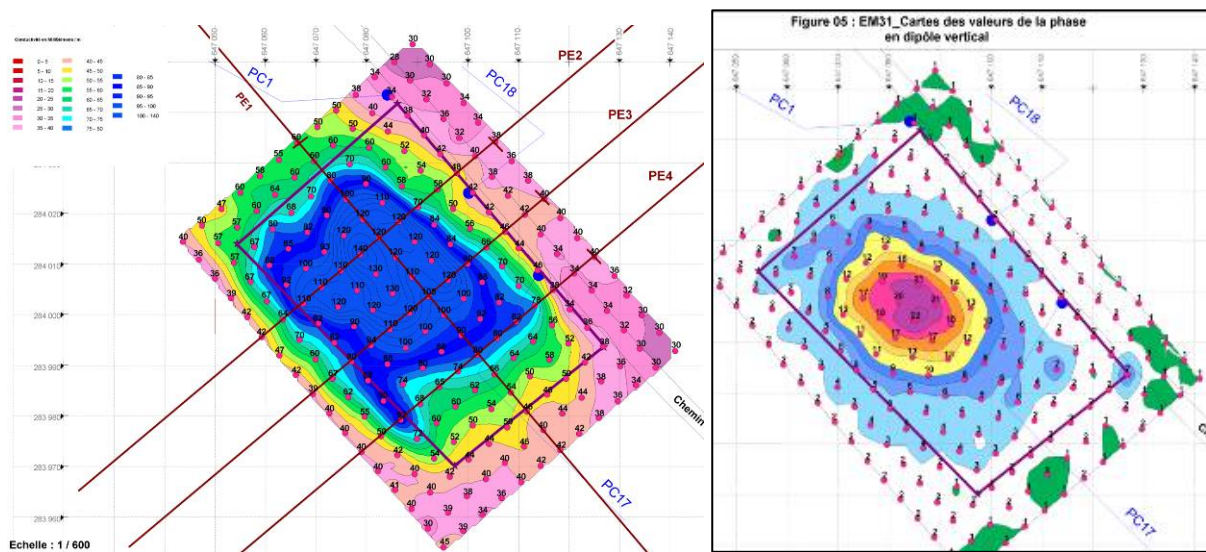
- L'échantillonnage des eaux souterraines montre la présence de polluants en aval hydraulique et en latéral hydraulique de la décharge (HAP, métaux et sulfates).

Cas n°2

Le contexte géologique et hydrogéologique est différent de celui du cas n°1 présenté ci-dessus : après exploitation des sables subsistant sur le plateau, la craie est sous environ 5 mètres de couverture. La nappe aquifère est profonde (~23 m par rapport au terrain naturel). Après traitement des lagunes, les éléments métalliques ont été confinés au cœur de la zone, puis la périphérie a été remblayée avec les matériaux acides traités sur place. Les techniques électromagnétiques et électriques ont été appliquées à cet autre site et ont fourni des résultats similaires.

Principaux résultats

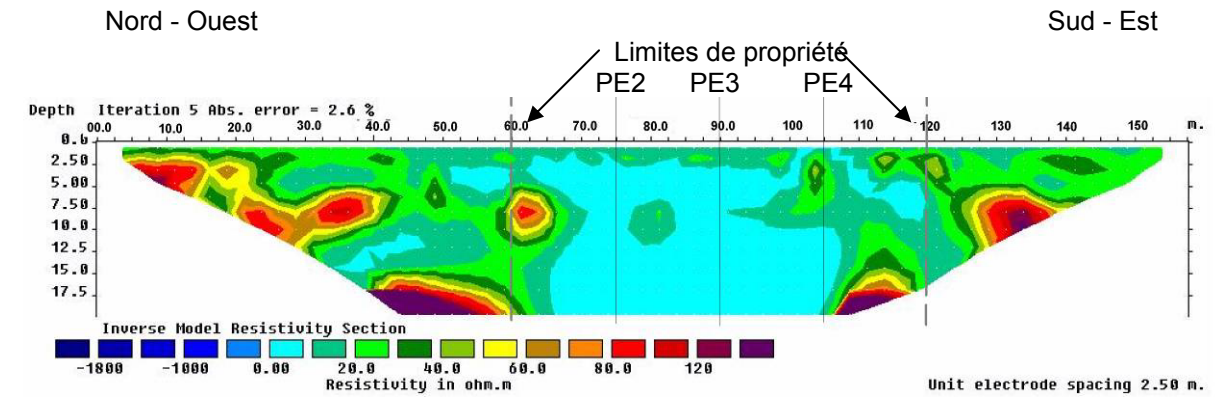
- Reconnaitances électromagnétiques :
 - Elles indiquent la présence d'une zone de conductivités croissantes (rose, jaune, vert et bleu) ;
 - Elles délimitent les contours de l'ancienne carrière comblée avec les matériaux acides traités ;



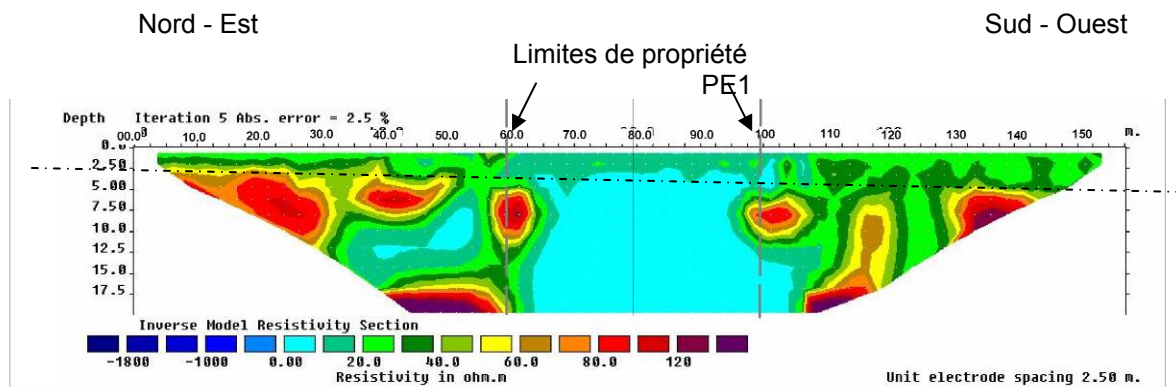
Carte de conductivité 0-6 m (à gauche) illustrant l'imprégnation probable des matériaux de comblement de l'ancienne carrière et carte de phase (à droite montrant la concentration de matériaux métalliques

- Elles délimitent les contours de la zone de confinement des matériaux métalliques ;
- Panneaux de résistivité :
 - Ils confirment l'extension des faibles résistivités (effet du stockage de matériaux acides) au moins jusqu'à la limite de propriété et en profondeur ;
 - Ils précisent la position de la craie et l'extension de la frange d'altération ;

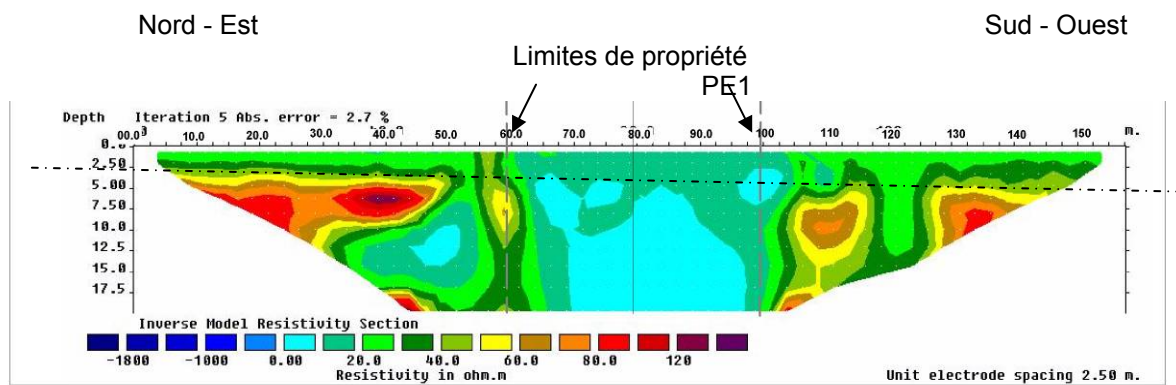
La comparaison des panneaux inversés transversaux (PE3 et PE4) montre de façon claire l'impact du stockage vers le sud, ainsi que l'approfondissement probable du toit des matériaux traités vers l'ouest.



Panneau de résistivité n°1 (PE1)



Panneau de résistivité n°3 (PE3)



----- Limite interprétée Couverture – Craie

Panneau de résistivité n°4 (PE4)

Conclusion

Les techniques géophysiques ont un intérêt indéniable dans un contexte où des investigations intrusives sont délicates pour des raisons d'hygiène et sécurité, entre autres.

Cependant, le contexte du site et la géologie doivent être examinés avant d'entreprendre une cartographie à l'aide de telles techniques afin d'en évaluer la faisabilité. L'électromagnétisme de surface permet de cibler les secteurs d'intérêt. Pour appréhender les contours en profondeur, les panneaux de résistivité complètent l'évaluation du site.

D'autres méthodes peuvent être mises en œuvre pour distinguer le panache d'eaux souterraines ou l'effet d'un panache impacté. L'interprétation est plus incertaine en raison de la complexité du milieu et des interactions physico-chimique.

Définir ainsi les contours des zones sensibles et se concentrer sur les principales zones impactées permet de dégager des économies substantielles et une meilleure maîtrise des risques :

- le risque d'un point de vue « Hygiène et Sécurité » est maîtrisé ;
- le caractère non destructif et la rapidité de mise en œuvre réduit les interactions avec le propriétaire / exploitant du site ;
- le nombre de forages, leur position et la profondeur est ciblée ;

Mots Clefs : Cartographie, Conductivité, Eaux souterraines, Electromagnétisme, Forage, Hygiène et sécurité, Panache, Résistivité,

Analyse du risque de dissolution par tomographie électrique 3D

Michel DABAS¹, S. Trillaud¹, M. Chemin¹, G. Morelli², M. Coquille³, J.C. Camelan³

¹ GEOCARTA, 16 rue du Sentier, 75002 Paris dabas@geocarta.fr

² SO.IN.G. Strutture & Ambiente S.r.l., Via delle Coralliaie 24/4 - 57121 – Livorno

³ EPAMarne, Direction des Infrastructures, des Superstructures et de l'Environnement, 5 bvd. Pierre Carle, BP 01 Noisiel, 77426 Marne-la-Vallée cedex 2

Abstract

A large 3D electrical tomography survey has been carried out over an area of 28ha in order to detect any risk of cavities or related problems due to dissolution of gypsum. More than 3500 electrodes were used and a 2D and 3D inversion has been performed in order to characterize the sub-soil down to a depth of 55m.

Introduction

La détection des cavités reste un des problèmes classiques posés au géophysicien. Qu'il s'agisse des catiches dans le Nord (cf. les travaux pionniers du LCPC dans le Nord), de fontis, de galeries naturelles ou non, d'anciennes carrières, marnières ou zones de défilage, de zones de dissolution et/ou décompaction, le problème de la détection de vides est très souvent posé au géophysicien. Dans le cadre d'un appel d'offre, l'EpaMarne, a fait appel au bureau d'études Géocarta pour la détection de zones qui présentent des dissolutions pouvant conduire soit à des tassements, soit à des accidents comme des fontis.

La zone étudiée se situe à Saint Thibault des Vignes dans l'Est parisien en bord de la Marne. Actuellement en friche et bordant une zone de loisir à l'Est et une zone industrielle à l'Ouest limitée par l'autoroute A104 (fig. 1), cette zone présente des risques évidents de dissolution. En effet, plusieurs effondrements ont été signalés dans un périmètre proche de moins de un kilomètre. Le problème n'est donc pas savoir si oui ou non il y a risque, mais de savoir où exactement ces dissolutions pourraient apparaître. Une campagne géotechnique de validation est prévue après la campagne géophysique.

L'existence de trois lignes haute tension et la profondeur des structures recherchées (jusqu'à 50m), conduit naturellement à l'utilisation de la méthode des pseudo-sections électriques. Après la création d'un ensemble de layons espacés de 20m dans plusieurs directions, plus de 3500 électrodes ont été plantées afin de couvrir l'ensemble de la zone.

Contexte environnemental

Le terrain est partiellement boisé et présente de nombreux obstacles qui ont été nivelés en partie lors d'une pré-phase de nettoyage au bulldozer. Il présente une altitude comprise entre 40 et 41.5 NGF. Le sous-sol est constitué de la succession suivante :

- Remblais ou limon,
- Alluvions modernes (avec des inclusions de tourbe),
- Alluvions anciennes,
- Les Sables de Beauchamp,
- Marnes et caillasses du Lutétien,
- Calcaire grossier.

Les épaisseurs des remblais et limon sont variables (entre 1 et 3 m), des alluvions modernes et anciennes comprises entre 4 et 10 m, les Sables de Beauchamp érodés présentent des épaisseurs comprises entre 5 et 10 m ; enfin, les Marnes et caillasses sont présentes jusqu'à la cote -10 NFG environ. Les Marnes et caillasses présentent des niveaux gypseux qui sont sensibles à la circulation de la nappe phréatique qui baigne ces terrains. Cela se traduit par d'importantes dissolutions qui

donnent lieu à des phénomènes de fontis (un tel accident a affecté ces terrains en partie centrale, à proximité d'un forage).

Analyse géotechnique

Plusieurs sondages géotechniques carottés potentiellement intéressants sont situés à l'Ouest dans l'actuelle base de loisirs (Torcy) et à l'Est au niveau d'une zone industrielle (UTRU : Unité de Traitement et de Recyclage des Résidus Urbains). Ils montrent les toits des horizons géologiques sous les Alluvions modernes compressibles, aux altitudes NGF suivantes :

	Base de Loisirs (FC4)	U.T.R.U
Alluvions anciennes	35.00 NGF	≅ 34/33 NGF
Sables de Beauchamp	25.20 NGF	≅ 30/27 NGF
Marnes et caillasses	14.60 NGF	≅ 27/24 NGF
Calcaire grossier	-6.00 NGF	≅ 10/9 NGF

Ce qui montre, entre ces deux sondages, un pendage important du toit des Marnes et Caillasses (≅ 10/12 m) et du toit du calcaire grossier (≅ 15/16 m), et des épaisseurs de Marnes et caillasses de ≅ 14/18 m (U.T.R.U.) à ≅ 20.60 m (Base de Loisirs). Les altimétries du toit des Alluvions anciennes sont très variables, entre ≅ 38 et 30 NGF.

Plusieurs anomalies dans les marnes et caillasses ont été recensées : sur environ 40 points de forages répertoriés (fig. 1), on distingue :

- 21 points sans anomalies significatives,
- 7 points avec des anomalies faibles présentant peu de risques : épaisseurs cumulées < 2.00/2.50 m, anomalies les plus importantes généralement très profondes (≅ 35 à 45 m),
- 2 points avec des anomalies assez importantes (FD 108-FD206) : épaisseurs cumulées 3.00 et 4.30 m, profondeurs moyennes (29/33 à 36/40 m),
- 5 points avec des anomalies très importantes (FR102-FD103-FD104-FD105-FD 107) :
 - épaisseurs cumulées très importantes, de 6.30 à 8.40 m, à des profondeurs très variables de 23 à 50 m (FD103-FD104-FD105),
 - épaisseurs cumulées importantes de 4.50 à 5.00 m, à des profondeurs faibles de 21/23 à 26/30 m (FD 102-FD 107),
- l'extrémité Nord de la ZAC de la Courtilière en bord de Marne (U.T.R.U. et parcelle n°6), avec des anomalies quasi-systématiques importantes.

On note en outre 3 fontis remontés à la surface, dont 2 sur le terrain U.T.R.U. et 1 près de FD 102 dans la ZAC Ouest. Un effondrement important s'est produit en 1987 dans le prolongement Est de la ballastière située au Nord du site, qui pouvait laisser craindre un fontis « géant ». Les investigations effectuées dans cette zone (géophysique + forage destructif) n'ont pas détecté d'anomalies majeures, ce qui accréderait l'hypothèse de phénomènes « superficiels » de rupture de talus de la ballastière et de la digue qui le surmonte sur des Alluvions modernes médiocres et épaisses.

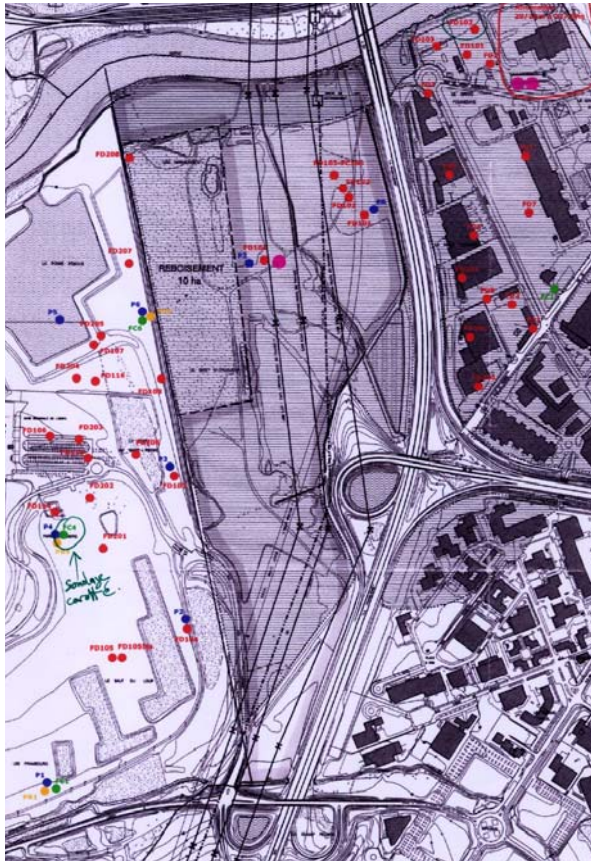


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude
En gris et de sondages géotechniques (rouge)

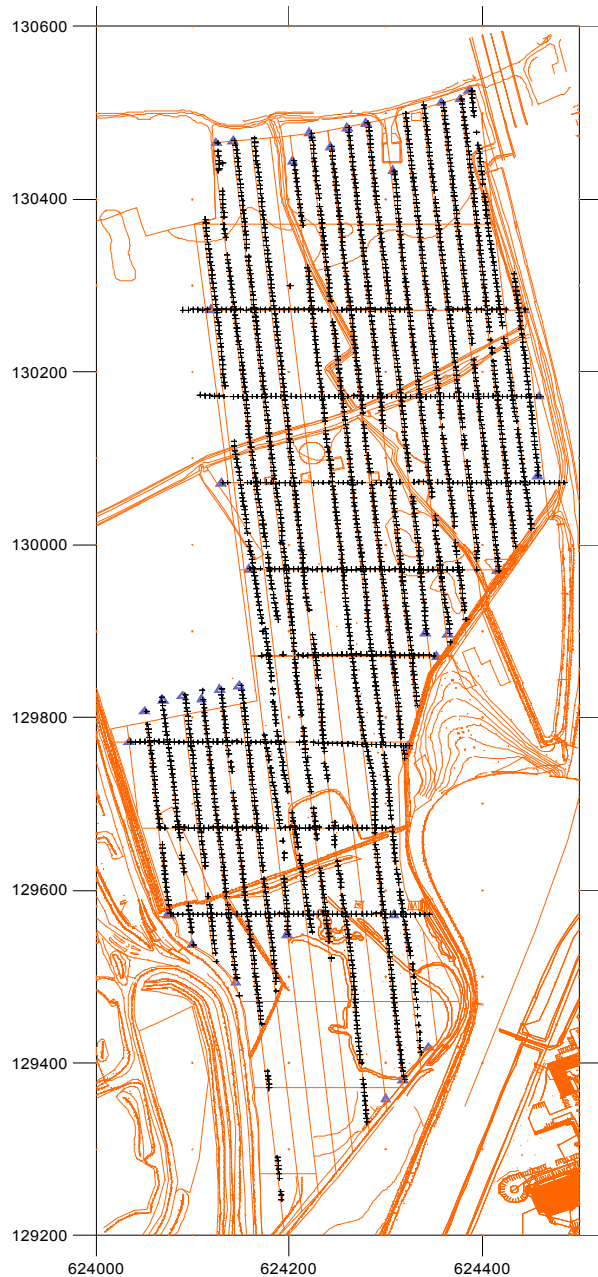


Fig. 2 Positionnement des profils et électrodes
dans le SIG du projet

Prospection géophysique

Le cahier des charges a imposé sur cette zone de 28 ha un nombre minimum d'électrodes de 3500. La zone a été couverte par un ensemble de profils régulièrement espacés dans deux directions afin de pouvoir effectuer une inversion en 3D. L'appareil utilisé pour la réalisation de pseudo-sections électriques est un Syscal Pro (Iris Instruments), la parallélisation de cet appareil étant nécessaire au vu du nombre d'électrodes utilisées. Chaque électrode a été relevée avec un GPS et placée en temps réel dans un SIG de terrain développé par Géocarta et qui permettait de bien contrôler la position des profils par rapport au fichier de projet Autocad. L'altitude du terrain a été aussi mesurée par GPS afin d'en tenir compte dans l'inversion, mais la présence de nombreux arbres n'a pas permis d'atteindre le niveau de précision souhaité et un cabinet de géomètre a été commissionné afin de créer un Modèle

Numérique de Terrain plus précis. L'ensemble des 32 profils représente une longueur cumulée de 17km.

Les données ont d'abord été inversées avec un logiciel spécifique développé par GeoStudiAstier : ERTLab (en collaboration avec MPT-USA). Les premières inversions en 2D ont montré rapidement l'existence des 4 terrains reconnus par les sondages carottés à condition de pousser les itérations jusqu'à des erreurs RMS inférieures à 0,1%. Cette séquence est en accord avec le sondage carotté le plus proche et le mieux documenté (FC4) : les alluvions modernes et anciennes –que l'on ne peut différencier électriquement- se caractérisent par un horizon électriquement conducteur d'épaisseur variable proche de 5 mètres. Sous ces alluvions un niveau plus résistant correspond aux sables de Beauchamp d'épaisseur très variable mais pouvant atteindre la dizaine de mètres. Dessous se situe un niveau conducteur très bien défini et d'épaisseur voisine de 20mètres. C'est ce niveau qui est le plus important pour l'étude puisque les niveaux de gypse se trouvent localisés dans ces marnes et caillasses. Le niveau le plus profond est résistant et correspond au calcaire grossier proche du 0 NGF. Quelques anomalies conductrices (en violet sur la figure 3) extrêmement bien marquées ont pu être détectées et pourraient être associées à des risques de dissolution.

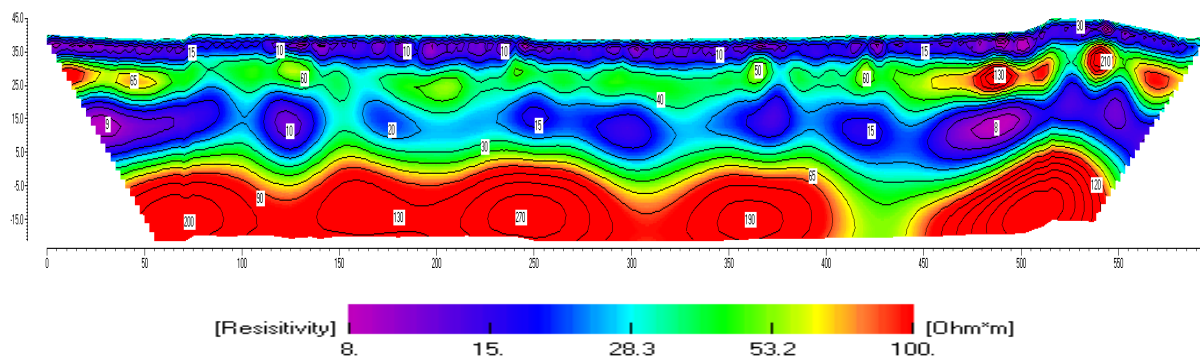


Fig. 3 Exemple de pseudo-section sur 600m

La présence de réseaux enfouis (gazoduc et eau) ne semble pas avoir posé de problèmes pour les mesures électriques (diamètre et profondeur des ces réseaux faibles en regard de l'espacement de nos électrodes et de la profondeur d'investigation souhaitée). Par contre, l'existence de pylônes électriques, ou plus exactement de leur base a engendré des anomalies conductrices qu'il a fallu enlever dans les traitements. Ces anomalies sont apparues à la proximité des piliers actuels mais aussi, après vérification sur le terrain, à proximité de la base d'anciens pylônes aujourd'hui disparus que nous n'avions pas soupçonnés lors de la campagne de mesure.

Dans un deuxième temps, une inversion 3D (même logiciel) de l'ensemble des données a été effectuée. Le volume considéré est très important et a nécessité de sub-diviser la zone en deux parties distinctes. Dès les premières itérations, les 4 niveaux ont pu être détectés contrairement aux inversions 2D. Un véritable cube a pu être créé jusqu'à une profondeur proche de 50m afin d'imager l'ensemble des zones anomaliées détectées.

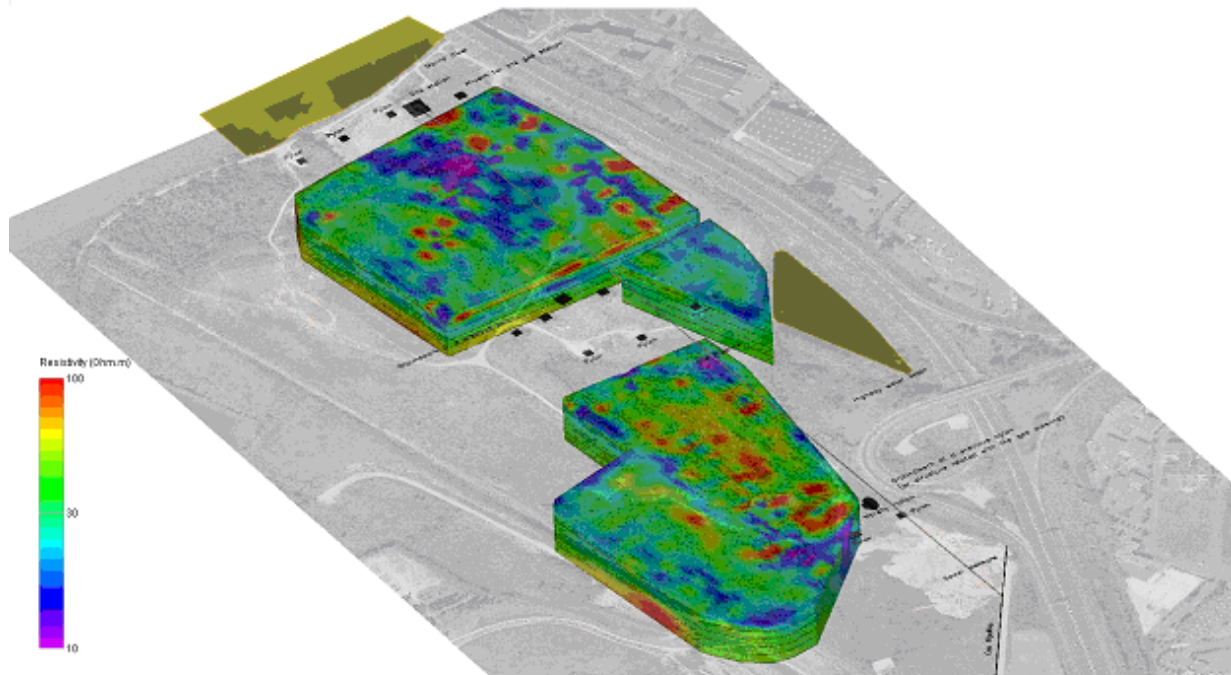


Fig. 4 Représentation de l'inversion 3D superposée à l'ortho-photo

Conclusion

La combinaison d'un nombre important d'électrodes ainsi que le croisement avec des données géotechniques sur la zone de Saint-Thibault des Vignes a permis de caractériser correctement plusieurs zones de dissolution potentielle du gypse dans les niveaux des marnes et caillasses. Les séquences électriques verticales sont en accord avec les sondages géotechniques carottés proches. Dans ce contexte périurbain, nous n'avons pas été gêné par les différents réseaux modernes enterrés sauf par la présence de plusieurs bases de pylônes électriques HT qui ont généré plusieurs anomalies électriques conductrices qu'il a fallu enlever manuellement. L'inversion 3D ainsi que les techniques de visualisation 3D sur un volume de 14 millions de m³ ont permis de cerner très rapidement et de manière plus fiable les zones de dissolution / décompaction.

Mots-clés

Saint Thibault-des-Vignes, Gypse, dissolution, tomographie électrique 3D, résistivité électrique



Cartographie de l'aléa effondrement sur les communes de Chartres de Bretagne et de Bruz - Apport de la géophysique

Raphaël Bénot¹, Pascal Balé², Edouard Mouton³

¹LRPC de Saint-Brieuc, CETE de l'Ouest, Raphael.Benot@developpement-durable.gouv.fr

²Société Lithologic, "Germanium" 80 av. des Buttes de Coesmes 35700 Rennes –
lithologic@wanadoo.fr

³Société SismOcéan, edouard.mouton@sismocean.com

Abstract

The cartography of risks of subsidence is established classically by a bibliographical study and an analysis of the geological context of the site concerned. However, when dubiousness remain, a complement by geophysics can prove to be essential to specify and refine informations collected. The study presented hereafter, illustrates the contribution of geophysics within such a framework.

Objectif

Dans le cadre de la révision de leur Plan Local d'Habitat, les communes de Chartres de Bretagne et de Bruz, en collaboration avec Rennes-Métropole, ont entrepris d'engager une étude spécifique afin de cartographier les aléas d'effondrement sur leur territoire. L'aléa se définissant comme la probabilité d'apparition d'un phénomène en un endroit donné dans un intervalle de temps donné. Dans le cas présent, le phénomène concerne l'effondrement de cavités souterraines anthropiques.

En tant qu'assistant au maître d'ouvrage, le LRPC de Saint-Brieuc était chargé de la réalisation du cahier des charges et du suivi de l'étude menée par la société Lithologic et, en sous-traitance, la société SismOcéan.

L'étude s'est déroulée en deux étapes, de mai 2007 à juin 2008 :

- avec, au préalable, une étude bibliographique basée sur une analyse de documents historiques (archives départementales, communales,...), et de photographies aériennes dans le but de recenser les cavités et les effondrements présents sur le secteur et de préciser leur géométrie. Cette première phase a été, dans le même temps, complétée par une inspection sur le terrain.
- puis une prospection géophysique, avec une phase test suivie de mesures étendues à toute la zone. La phase test avait pour objectif de choisir les méthodes géophysiques les mieux adaptées au contexte géologique et à la localisation des zones susceptibles de présenter un risque d'effondrement.

Le contexte géologique

Au sein du massif Armoricaire, la région de Rennes où se situe l'étude, se développe majoritairement sur des formations de schistes et de grès d'âge précambrien à paléozoïque recouverts par les limons et les alluvions de la Vilaine et de ses affluents. Cependant diverses transgressions cénozoïques ont favorisé le développement de bassins d'effondrement argilo-calcaires paléocènes à pliocènes.

Durant les siècles derniers, les calcaires ont été extraits pour l'agriculture (amendement) ou l'industrie (production de chaux) à partir de carrières à ciel ouvert ou d'exploitations souterraines accessibles par un puits. Aujourd'hui abandonnées, de nombreuses exploitations se sont effondrées et ont été comblées. Mais, il reste encore des exploitations souterraines, sans indice de surface permettant de les localiser, qui s'effondrent régulièrement probablement à la suite de circulations d'eau ou de battements de la nappe.

L'étude bibliographique

Elle mentionne deux types d'exploitation : des carrières à ciel ouvert qui pouvaient atteindre près de 3 hectares et plus de 40 m de profondeur, comblées en fin d'exploitation (en 1930 pour les dernières) et des carrières souterraines, exploitations plus artisanales que les précédentes, à l'origine des effondrements recensés sur le secteur. L'extraction se faisait par un puits de 1 à 2 m de diamètre et de 10 à 25 m de profondeur. A partir de la base du puits rayonnaient des galeries, parfois sur 3 étages superposés, de 4 à 5 m de large et 3 à 4 m de haut pour une longueur maximum de 40 m.

L'analyse des documents d'archives (déclarations de sinistres, cartes), et l'étude des photographies aériennes montrent un maximum d'effondrements suivant un couloir Nord-Sud, de 1,5 km de long pour 250 m de large, correspondant à l'alignement des exploitations à ciel ouvert. Les effondrements diminuent en s'écartant de ce couloir car les exploitations souterraines profitaient certainement du rabattement de nappe dans les carrières à ciel ouvert pour se développer. L'arrêt des exploitations superficielles a entraîné une remontée de la nappe à l'origine, très certainement, des effondrements constatés à partir des années 30.

Les effondrements recensés sont de deux types : des effondrements d'un diamètre inférieur à 2 m et ceux d'un diamètre supérieur à 5 m. Les premiers pouvant atteindre de grandes profondeurs (jusqu'à 25 m) correspondent à d'anciens puits d'accès et les seconds d'une profondeur de 4 à 5 m à des chambres ou à des galeries d'exploitation.

A l'issue de cette première phase, une carte de densité des d'effondrements a pu être établie. Cependant, il subsistait de nombreuses incertitudes que les investigations géophysiques devaient tenter de lever.

L'étude géophysique

L'objectif de l'étude géophysique était, dans un premier temps de délimiter la zone de calcaire, formation où se situent les cavités et, ensuite d'investiguer les zones où il subsistait des doutes. Au préalable, une phase test a été effectuée sur une parcelle de la zone d'étude afin de déterminer les méthodes les plus adaptées dans ce cadre.

Phase test

Quatre méthodes ont été mises en oeuvre pour ce test : le panneau électrique, le V.L.F, la microgravimétrie et la sismique par ondes de surface (méthode DCOS).

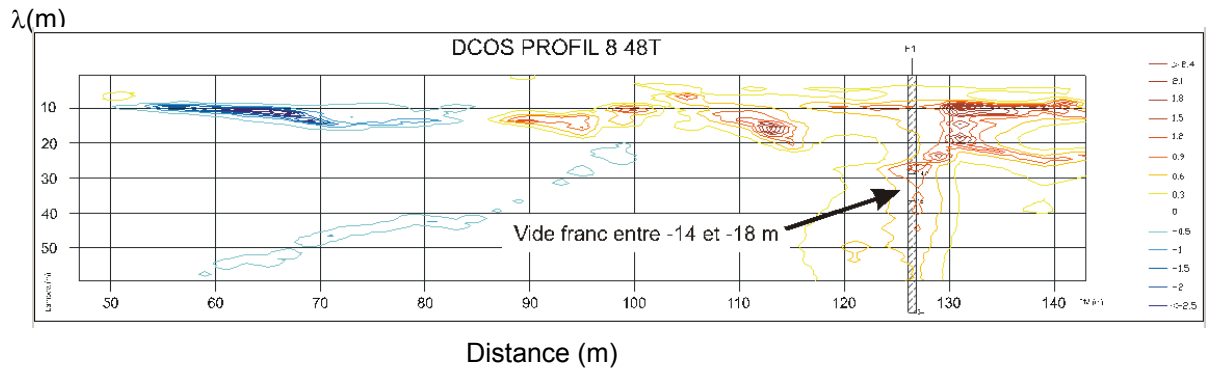
La première méthode donne une vision en coupe de la répartition en profondeur des matériaux dans le sol par l'intermédiaire de leur résistivité. Elle est bien adaptée compte tenu du contraste de résistivité marqué entre les formations calcaires et argileuses. Le VLF, comme la méthode précédente, apporte des informations sur la résistivité du sous-sol, mais ne donne pas de vision en coupe. Elle est intéressante pour localiser de grandes variations lithologiques (contacts entre les calcaires et les argiles par exemple), des accidents ou des axes de plus grande résistivité (alignement d'effondrements par exemple). La microgravimétrie basée sur la mesure de la variation de la pesanteur à la surface du sol due à des défauts ou à des excès de masse en profondeur et la méthode sismique DCOS (Détection de Cavités par mesure d'Onde de Surface) devaient permettre de localiser des vides ou des zones décomprimées.

Le DCOS s'appuie sur les caractéristiques de propagation des ondes de surface et sur l'interaction qu'elles peuvent avoir avec tous types d'anomalies rencontrées. Le bruit sismique anthropique ambiant est mesuré et son énergie est analysé de manière relative afin de détecter ses variations qui seraient conséquentes d'anomalies présentes dans le sol (Durand et al, 2006, Mouton et al, 2007).

Après une validation par sondages, deux méthodes ont été retenues : le panneau électrique effectué par la société Lithologic et la sismique DCOS réalisée par la société SismOcéan. La première méthode a fourni des informations sur la géologie et permis la cartographie à grande échelle de secteurs décomprimés à forte résistivité. La seconde méthode a localisé avec précision (échelle métrique) des cavités et des zones décomprimées en profondeur (jusqu'à 18 m de profondeur).

Pour la phase test en sismique DCOS, les sondages ont porté sur des anomalies de fortes amplitudes (relatives), et enracinées en profondeur pouvant correspondre à des puits d'extraction, des montées de fontis. Les anomalies étendues horizontalement n'ont pas été prioritaires car elles pouvaient être le fait d'effets latéraux (un vide qui n'est pas à l'aplomb du dispositif crée une "ombre" plus importante).

La figure ci-dessous présente un résultat de sismique DCOS, réalisée sur la zone test, avec la position d'un forage. La profondeur exprimée en longueur d'onde peut être estimée en profondeur « réelle » de façon empirique en divisant par 2 à 3 la longueur d'onde.

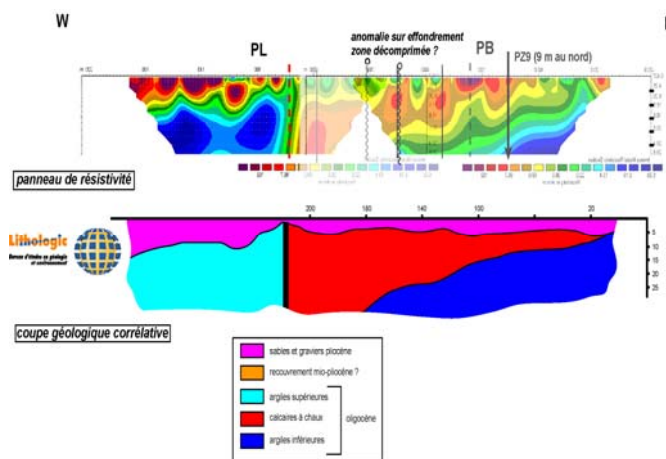


Le vide, situé entre 14 et 18 mètres par forage, correspond à une anomalie DCOS enracinée en profondeur et de forte amplitude.

Prospection étendue

La prospection géophysique a été étendue à l'ensemble de la zone d'étude avec, dans un premier temps, des mesures par panneaux électriques (44 panneaux en dipole-dipole de 64 électrodes). Les mesures de résistivité apparente obtenues ont, ensuite, été inversées (res2Dinv) pour remonter à un modèle de répartition de la résistivité en profondeur. Sur les cartes de résistivités apparentes (voir figure suivante), apparaît une zone centrale plus résistante (80 ohm.m en moyenne) de calcaire (confirmé par sondages) bordée de zones plus conductrices (15 ohm.m en moyenne) d'argiles, avec ponctuellement des secteurs de plus forte résistivité (140 ohm.m en moyenne) correspondant à des recouvrements sablo-graveleux ou de faluns.

C'est dans l'axe de cette bande calcaire orientée NNE/SSW que se situe la majorité des effondrements recensés en étude bibliographique.

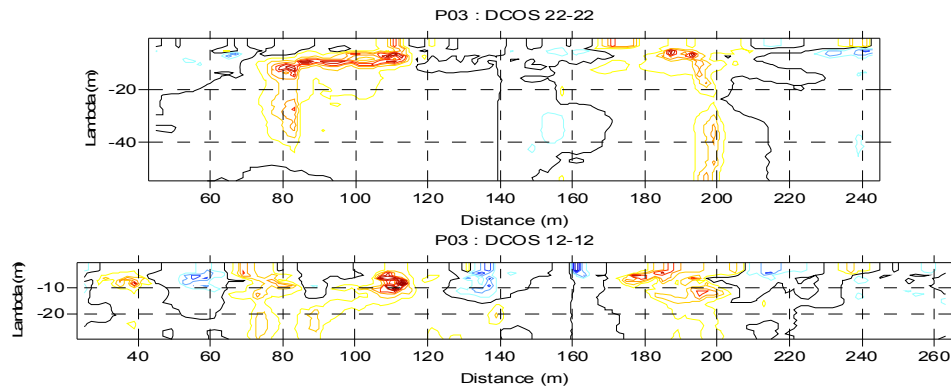


Exemple de coupe de panneaux après inversion (modèle de résistivités vraies) et de carte d'iso-valeurs de résistivités apparentes (de 12 à 20 m de profondeur).

La transition, à l'ouest de la zone d'étude, entre les calcaires et les argiles est relativement brutale (contact par faille...) comme le montrent les panneaux électriques et le confirment les sondages effectués sur cette zone. Par contre, la formation calcaire semble s'amincir vers l'est de la zone d'étude avant un passage progressif aux formations argileuses. A noter, le recouvrement par des formations plus résistantes à l'ouest, de sables, galets et faluns.

Les panneaux ont, ensuite, été complétés par trois séries de deux profils sismiques parallèles (680 points de mesures) recoupant des anomalies électriques et des zones d'incertitudes, notamment dans le secteur est de la zone où le calcaire s'amincit.

Des anomalies de deux types ont été mises en évidence par la sismique DCOS : des anomalies « allongées » à 4-5 m de profondeur et des anomalies « verticales » (enracinées) s'enfonçant de 3 à 15 m.



Exemple de profil DCOS - pour 2 « profondeurs » d'analyse

Forages de reconnaissance

Quatorze forages de reconnaissance ont été effectués pour caler les résultats des investigations géophysiques. Ils confirment, en particulier, l'amincissement de la formation calcaire vers l'est, de 30 m à environ 10 m d'épaisseur, mis en évidence par les panneaux électriques et la présence de vides ou de zones décomprimées essentiellement sous les anomalies DCOS « verticales ».

Conclusion

En complément de l'étude bibliographique, la prospection géophysique a permis :

- de cartographier précisément la géologie de la zone d'étude et notamment les limites du calcaire en contact, sub-vertical à l'ouest et progressif à l'est, avec les formations argileuses. L'amincissement de la formation calcaire s'accompagnant d'un passage à des exploitations superficielles (épaisseur inférieure à 10 m).
- de localiser des cavités ou des zones décomprimées dans des secteurs sans indice de surface en mettant en évidence une extension des exploitations souterraines vers l'est de la zone à forte densité d'effondrements, définie en étude bibliographique.

Compte tenu des éléments fournis par l'étude bibliographique complétée par l'étude géophysique trois niveaux d'aléas correspondant à une probabilité d'occurrence d'effondrements faible, moyen à fort ont été définis, avec :

- **Aléa Faible** : jamais d'effondrement constaté ou recensé, contexte géologique défavorable à l'extraction de calcaire (argiles), zone éloignée de plus de 250 m des carrières (hors du rayon d'influence du rabattement de nappe des carrières superficielles), niveau calcaire ≤ 10 m.
- **Aléa Moyen** : zones sans indice de surface mais présentant des anomalies géophysiques, dans un contexte géologique favorable (niveau calcaire > 10 m).
- **Aléa Fort** : effondrements répertoriés dans un secteur de forte densité de puits et de galeries et dans un secteur géologique extrêmement favorable, avec des niveaux calcaires jusqu'à 30 m, zone proche des carrières à ciel ouvert.

Le respect de ces critères a, ensuite, conduit à l'élaboration d'une carte d'aléas d'effondrement, s'accompagnant de dispositions techniques constructives, qui devrait être soumise à enquête publique en fin d'année.

Remerciements

Nous remercions Rennes-Métropole qui a financé ce projet et les communes de Chartres de Bretagne et Bruz pour leur collaboration.

Références

- Durand D., Mouton E., Grandserf P., Nieberidze S. (2006) – Détection d'anomalies dans le sous-sol à partir d'ondes de surface. Méthode DCOS, AGAP Qualité- GEOFCAN Besançon 2006, pp. 44-47
- Mouton E., Durand D., Clement A. Mériaux P. (2007) - Recherche d'anomalies dans les digues par ondes de surface (MASW et DCOS) : application sur le site expérimental de l'Agly (66) - GEOFCAN – AGAP qualité, Géophysique des sols et des Formations Superficielles, 6^{ème} colloque, Bondy, France, 25 et 26 Sept 2007

Reconnaissance géophysique d'un vaste glissement de terrain dans les Argiles litées du Trièves (Alpes externes, France)

Grégory Bièvre^{1,2}, Ulrich Kniess¹, Florence Renalier¹, Denis Jongmans¹ & Vilma Zumbo²

1 - LGIT, UMR 5559, CNRS, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

2 - CETE de Lyon, Laboratoire régional d'Autun, BP 141, 71404 Autun cedex, France

Abstract

We attempt to characterize the deformation generated by a large slide in clay formations by measuring several geophysical parameters. Seismic and electrical profiles were performed in order to tentatively correlate the variations of P-wave velocity, S-wave velocity and electrical resistivity with geotechnical data and morphological observations. In such saturated and fine material, it turns out that only the S-wave velocity exhibits significant variations with the displacement rates and the morphological features.

Introduction

Les glissements de terrain dans les formations argileuses sont répandus sur l'ensemble du globe et posent de nombreux problèmes d'aménagement et de sécurité. Les déformations internes générées par le mouvement peuvent provoquer des changements dans les paramètres géophysiques ; ces derniers peuvent ainsi être utilisés pour reconnaître et cartographier les glissements. Les terrains étudiés ici se situent dans la région du Trièves (Alpes externes), à une quarantaine de km au Sud de Grenoble. Le but de ce travail est de présenter les résultats de différentes méthodes géophysiques (tomographies électrique et sismiques, inversion d'ondes de surface) en terme de capacité à reconnaître un glissement dans un massif argileux.

Les glissements d'Avignonet et de l'Harmalière

Le Trièves constitue la partie méridionale du sillon subalpin ; il est encadré par des massifs carbonatés (Vercors à l'ouest, Dévoluy au sud) et cristallins (Belledonne à l'est, Fig. 1). Il s'agit d'une vaste dépression marno-calcaire jurassique (environ 300 km²) comblée par des alluvions et des argiles quaternaires glacio-lacustres ayant une puissance variant de 0 à 250 m (Monjuvent 1973). Ces formations sont affectées par de nombreux glissements de terrain (environ 15 % de la surface du Trièves). Ce travail s'intéresse aux glissements d'Avignonet et de l'Harmalière (Fig. 1).

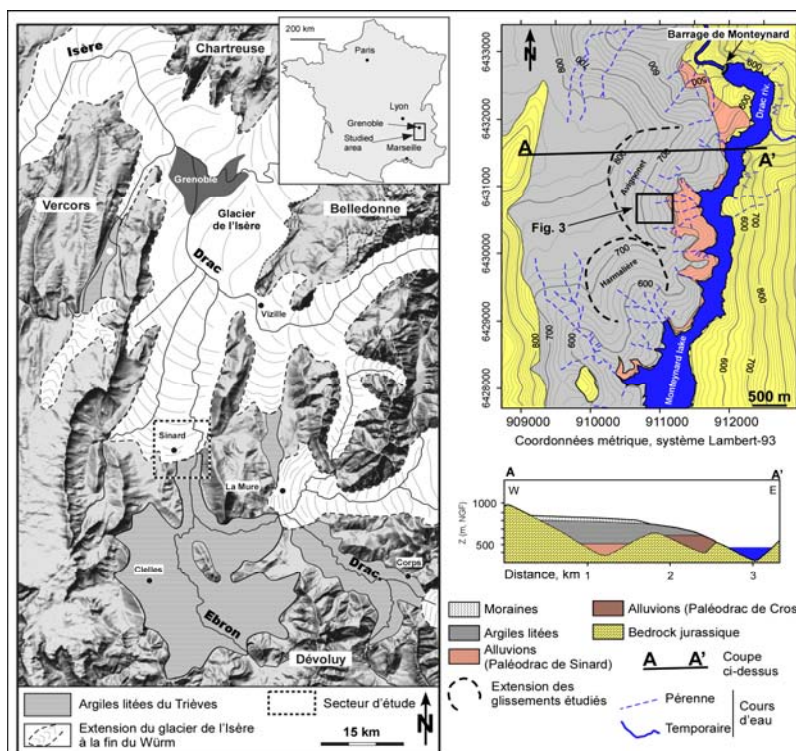


Figure 1 : présentation du secteur d'étude ;
à gauche : localisation et paléogéographie à la fin du Würm II ;
à droite : carte et coupe géologique (moraines non représentées sur la carte géologique).

Le glissement d'Avignonet (Fig. 1) affecte une superficie d'environ 1 km² et comporte plusieurs surfaces de glissement superficielles (5, 10 à 20 m) et profondes (40 à 50 m). Les vitesses de déplacement, mesurées en surface, indiquent un mouvement dirigé vers l'est qui évolue depuis 0-2 cm/an au sommet jusqu'à 14 cm/an au pied. Immédiatement au sud de ce glissement se trouve le glissement de l'Harmalière (Fig. 1), qui a évolué en coulée boueuse en mars 1981 et a vu 5*10⁶ m³ de matériel argileux se déverser dans le lac de Monteynard, en direction du SE. Ces deux glissements montrent des caractéristiques dynamiques très différentes et sont pourtant situés dans les mêmes matériaux. En vue de comprendre l'évolution différentielle des deux glissements une campagne de LiDAR (Light Detection and Ranging) et de cartographie de la base des Argiles litées par mesures de bruit de fond sismique a été conduite.

La technique LiDAR a été appliquée sur les deux glissements. Elle permet de disposer d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à haute résolution. L'analyse de ce MNT permet de placer les limites des glissements ainsi que leur géométrie interne ; le glissement d'Avignonet montre une forme arquée avec un profil en long convexe au pied. Au contraire, l'Harmalière est plus allongé avec une zone en forme d'entonnoir à travers laquelle le matériel s'écoule vers le lac, le long d'un profil concave au pied du glissement.

Des mesures de bruit de fond sismique ont été réalisées sur les glissement à l'aide d'une station 3 composantes. Les fréquences de résonance pour chaque point de mesure ont été obtenues en calculant le rapport spectral des composantes horizontales et verticale (H/V). L'interpolation spatiale de 75 mesures (pour une surface d'environ 3.5 km² et une densité d'environ 20 points par km²) fournit une carte bidimensionnelle de la fréquence de résonance du secteur. Cette carte a ensuite été transformée en carte d'épaisseur de la formation argileuse, puis en carte de cote basale de la formation argileuse, en retranchant l'épaisseur d'argiles du MNT obtenu par LiDAR (Fig. 2). L'épaisseur de la formation argileuse a été déterminée par le biais d'analyses paramétriques fondées sur le calcul de l'ellipticité des ondes de Rayleigh (définition d'un modèle de terrain 1D puis calcul du pic H/V théorique). L'analyse de cette carte indique **1)** la diminution de l'épaisseur des argiles litées vers l'ouest, ce qui correspond à la remontée du bedrock jurassique (cf. Fig. 1) et **2)** confirme l'extension sous couverture argileuse d'alluvions indurées au pied d'Avignonet, ces dernières étant partiellement visibles à l'affleurement (Fig. 1 à droite). Il est proposé que ces alluvions agissent comme un verrou qui retient/ralentit l'écoulement du glissement d'Avignonet vers le lac, au contraire de l'Harmalière où les alluvions sont absentes.

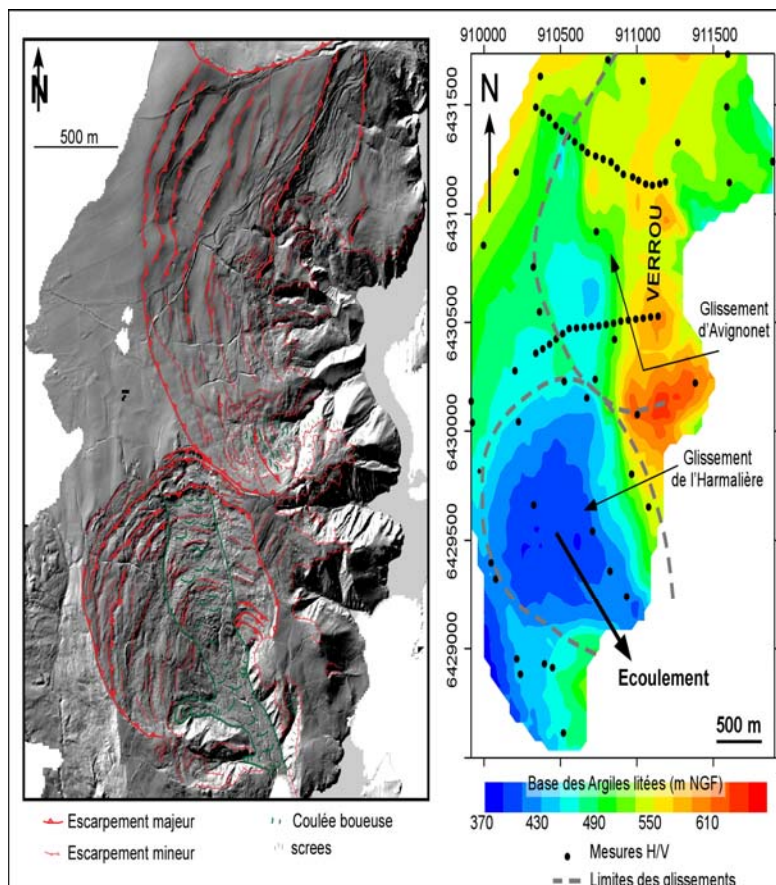


Figure 2 :
à gauche, MNT obtenu par LiDAR et indices morphologiques du glissement ;
à droite, carte de la base des Argiles litées au niveau des glissements étudiés. Les glissements sont positionnés sur la figure 1 pour localisation.

En vue de déterminer un paramètre géophysique sensible à l'effet du glissement, différentes reconnaissances ont été conduites : tomographies électriques et sismiques (ondes P et S) et inversion des ondes de surface.

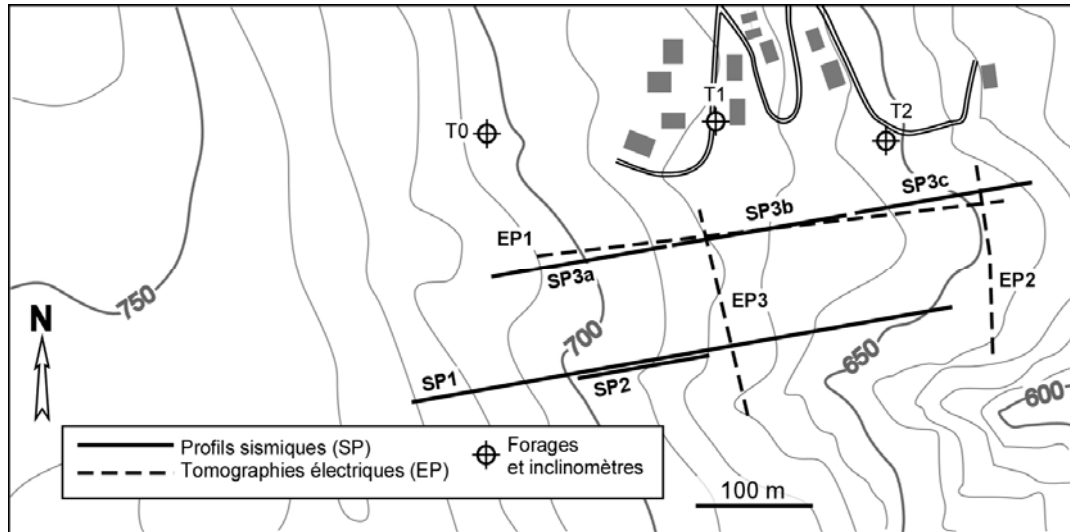


Figure 3 : Implantation des reconnaissances géophysiques au Mas d'Avignonet ; localisation sur la figure 1 à droite

Les tomographies électriques ont été appliquées avec succès à l'étude de nombreux glissements. À Avignonet, la présumée homogénéité des formations (argiles litées) de même que la présence d'une nappe pérenne à quelques mètres de profondeur ne permet pas de fournir une image du glissement. Les résultats (localisation sur la figure 3) mettent en évidence la frange désaturée du sous-sol de même que la présence de niveaux résistifs en pied de glissement (70 ohm.m), qui peuvent correspondre aux formations alluvionnaires identifiées à l'affleurement (Fig. 4).

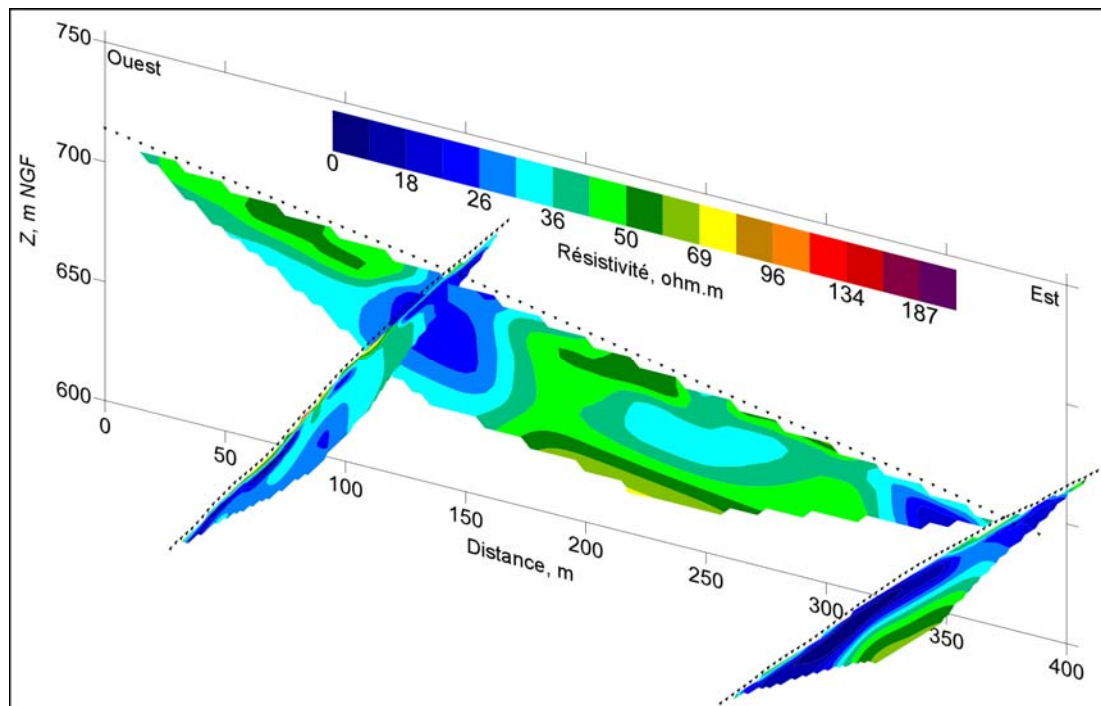


Figure 4 : tomographies de résistivité EP, EP2 et EP3.

De la même manière que pour les tomographies électriques, les reconnaissances par sismique réfraction ont pu fournir, à de nombreuses reprises, de très bonnes caractérisations de glissements de terrain. À Avignonet, toutefois, dans le cas des ondes de compression (P), la présence d'une nappe pérenne ne permet pas de discriminer les niveaux glissés et déstructurés des niveaux sains ; les vitesses mesurées (environ 1600 à 1800 m/s ; Fig. 5 en haut) correspondent à une propagation dans un milieu argileux saturé. Au contraire, les ondes de cisaillement (S) permettent de mettre en évidence une évolution importante des vitesses (V_s) en profondeur (Fig. 5 en bas). Les interfaces reconnues (environ 5 et 10 m de profondeur) semblent correspondre à des niveaux de cisaillement observés par inclinométrie (localisation des sondages T0, T1 et T2 sur la figure 3).

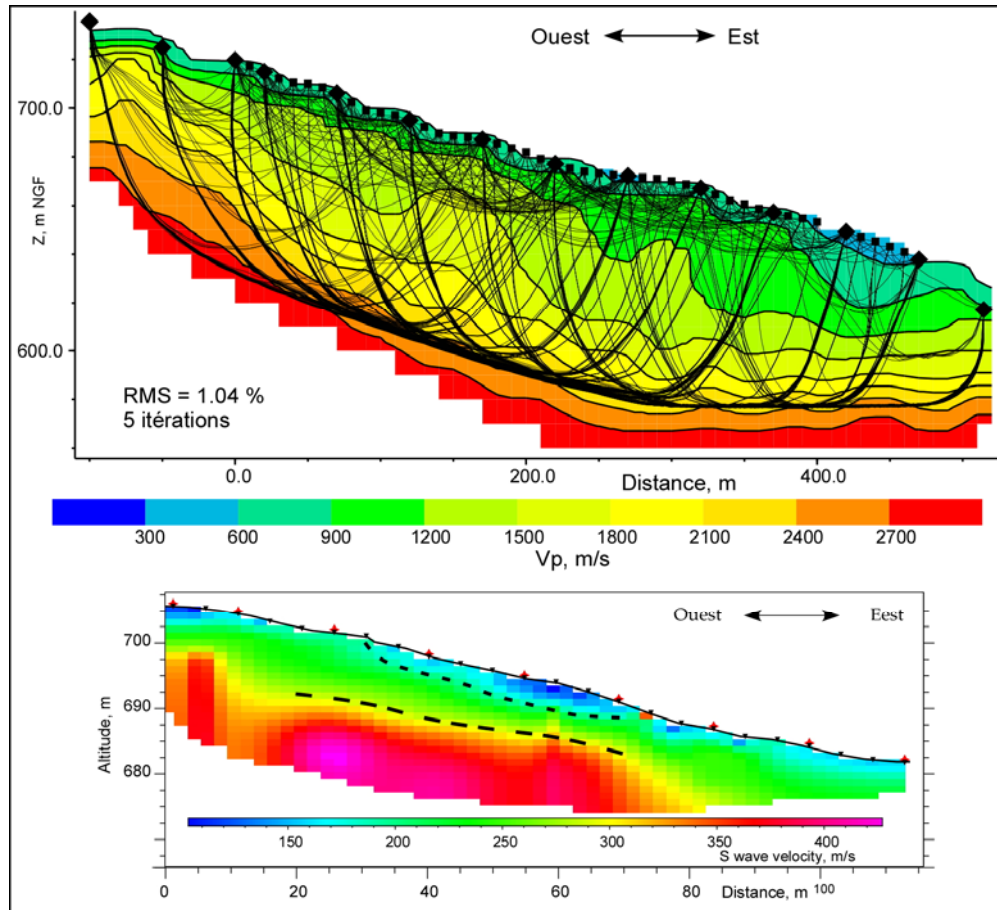


Figure 5 : Tomographies de réfraction en ondes P (SP1, en haut) et en ondes S (SP2, en bas). La localisation des profils est matérialisée sur la figure 3. L'ensemble des RMS est inférieur à 5 %

L'acquisition de profils sismiques avec des géophones verticaux 4.5 Hz (profils SP1 et SP3 ainsi que d'autres non présentés ici) permet de disposer de l'enregistrement d'ondes de surface de Rayleigh. Les signaux correspondant à un même milieu 1D homogène ont été groupés. Les courbes de dispersion du profil SP3 sont présentées sur la figure 6. L'inversion des ondes de surface (Fig. 6) a été menée à l'aide d'un algorithme de voisinage (Wathelet *et al.* 2004). Les résultats indiquent la présence d'un niveau superficiel (280 – 320 m/s) qui surmonte une couche plus rapide (400 – 500 m/s) et dont l'épaisseur varie depuis le bas du profil (20 m) jusqu'à la partie supérieure du profil (30 m). Le premier niveau de cisaillement à 5m de profondeur observé sur le profil SP2 n'est pas mis en évidence ici ; il est possible que le faible contraste existant entre ces niveaux (180 m/s en surface et environ 250 m/s en dessous de 5 m) ne soit pas assez marqué pour être détecté par les ondes surface.

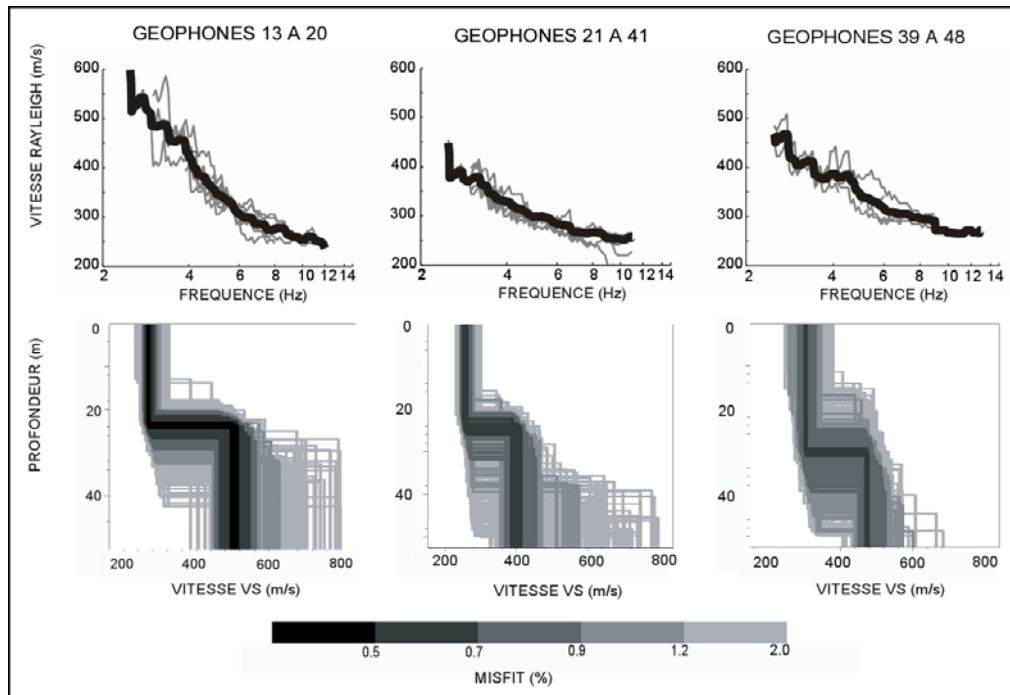


Figure 6 : courbes de dispersion des ondes de surface et modèles obtenus pour différents groupes de géophones le long du profil SP3 (position sur Fig. 3). a) et b) : SP3a ; c) et d) : SP3b ; e) et f) : SP3c. Les courbes de dispersion (en gris) sont calculées pour les différents tirs et moyennées (en noir).

La représentation, le long d'un profil, de la valeur de Vs à une profondeur de 5 m montre clairement la diminution de cette valeur en même temps que les matériaux du sous-sol sont destructurés sous l'effet mécanique du glissement (Fig. 7). Ces valeurs ont été obtenues à partir de tomographies de réfraction en ondes S et d'inversions d'ondes de surface. La représentation, sur le même graphique, des vitesses moyennes de déplacement mesurées en surface par GPS (moyenne sur 10 ans) indique une corrélation inverse avec la valeur de Vs le long de la pente. Ces résultats semblent indiquer que la mesure de Vs est fortement influencée par le degré de déformation du matériau argileux dû à l'effet du glissement.

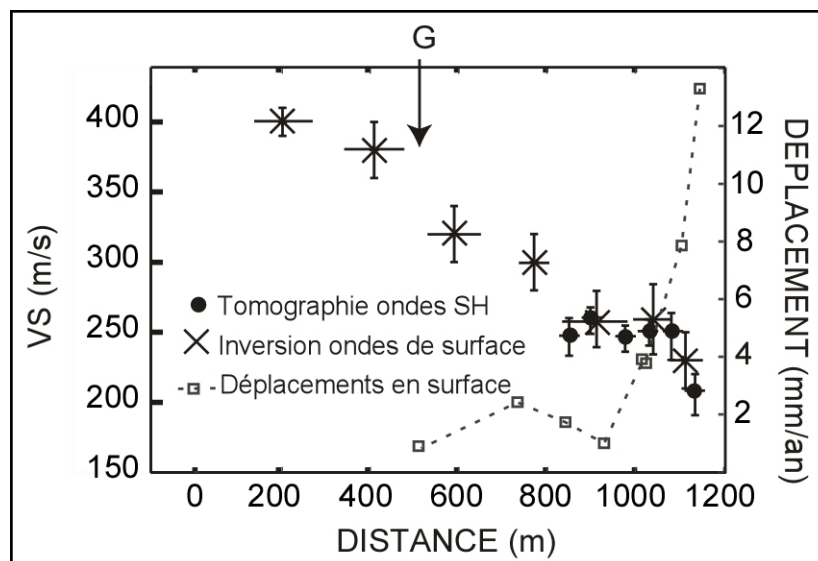


Figure 7 : variation de Vs pour une profondeur de 5 m le long d'un profil allant de l'extérieur (à l'ouest) au pied du glissement (à l'est). Les valeurs de déplacements en surface montrent une tendance opposée à celle de Vs. La limite du glissement est indiquée par la lettre G.

Conclusions & perspectives

Dans le cas du glissement d'Avignonet, les méthodes de reconnaissance courantes (résistivité et réfraction en ondes P) s'avèrent inopérantes pour caractériser le glissement de par la présence d'une nappe pérenne à faible profondeur. Seule la vitesse des ondes de cisaillement indique une corrélation inverse avec les vitesses de déplacement et, donc, les zones fortement déformées par l'effet du glissement. Le paramètre V_s pourrait ainsi être utilisé pour caractériser un état de déformation du sous-sol.

Bibliographie

- Monjuvent G. (1973) - La transfluence Durance-Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes françaises), *Géologie Alpine*, 49, 57-118.
- Wathelet M., Jongmans D. & Ohrnberger M. (2004) - Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. - *Near surface geophysics*, 2, 211-221.

Mots-clé : glissement de terrain, argiles litées, géophysique, Trièves, Alpes.

Prospection Géophysique sur le glissement de terrain de La Valette

¹Hibert C., ¹Bitri A., ¹Grandjean G., ²Mallet J-P., ¹François B., ²Travelletti J.

¹BRGM, Orléans, France

²EOST, Strasbourg, France

Résumé : Cet article présente les résultats d'une prospection géophysique effectuée sur le glissement de terrain de type coulée de La Valette (Alpes-de-Haute-Provence, France). Les paramètres géophysiques étudiés sont les vitesses des ondes sismiques P et S ainsi que la résistivité électrique du sous-sol. Les données ont été acquises le long de 6 profils. Leur interprétation combinée permet de déterminer la structure interne du massif, et notamment de localiser la surface de glissement.

Summary: Geophysical methods were applied at the La Valette landslide (Alpes-de-Haute-Provence, France), an earth flow type landslide. Such landslides are featured by either movements occurring along discrete shearing surfaces (Brunsden et al., 1996; Hungr et al., 2001) or by continuous deformation depending on local constraints and covered topography (Baum et al., 1998; Malet et al., 2000). Composed by heterogeneous materials, more or less water saturated, their morphology reveals three spatial units, identified from the top to the bottom: -the main escarpment, -the transit zone and -the accumulation lobe. Such landslides are featured by velocities comprised between 0.005 and 0.03m a day.

Non-intrusive geophysical methods such as seismic refraction and electrical resistivity imaging are well adapted for studying the mechanical behaviour of landslides. Three physical parameters are considered: P-wave velocity (V_p) provides information on the state of the soil matrix; the electrical resistivity (ρ) gives indications on the porous media, S-waves velocity (V_s) provides information on hydrological parameters. According to previous studies a multi-methods approach is proposed to increase the level of information on the mudslide structure according to the following statements: V_p and V_s are particularly sensitive to the nature of the material and to the density of fissures ρ is dependent on the water content (saturation state) of the material.

Introduction

L'objectif de cette étude est de caractériser la structure de glissements de terrain à partir de paramètres géophysiques tels que la résistivité électrique (ρ), la vitesse acoustique (V_p) et la vitesse de cisaillement (V_s) d'ondes sismiques, trois paramètres considérés comme essentiels pour définir les propriétés de matériaux remobilisés et en mouvement. Des données géophysiques ont été acquises lors d'une campagne de prospection sur le glissement-coulée de La Valette (Alpes-de-Haute-Provence, France). Les glissements de ce type sont affectés soit par des mouvements se produisant le long de surfaces de cisaillement discrètes (Brunsden et al., 1996; Hungr et al., 2001), soit par une déformation qui dépend des contraintes locales et de la topographie recouverte (Baum et al., 1998; Malet et al., 2000). De composition hétérogène, plus ou moins saturés en eau, ces glissements présentent une morphologie qui est la plupart du temps divisée en trois unités spatiales, identifiées du sommet à la base comme suit : l'escarpement principal, la zone de transit et le lobe d'accumulation. La vitesse de mouvement généralement relevée pour de tels massifs est comprise entre 0.005 et 0.3 mètres par jour. Les déformations du glissement peuvent apparaître à la suite d'une érosion lente et continue de la surface par des précipitations saisonnières, qui, lorsque l'eau pénètre les fissures des sédiments, réduit leur rigidité mécanique et forme un écoulement gravitaire. L'intensité et l'occurrence des ces phénomènes sont contrôlées par la densité de fissuration et la pression interstitielle exercée par l'eau.

Les méthodes non-intrusives et indirectes qu'offre la prospection géophysique, telles que la tomographie par réfraction sismique ou l'imagerie électrique sont bien adaptées à l'étude de la structure des glissements de terrain. L'interprétation combinée des temps de trajet des ondes sismiques et de la résistivité électrique apparente peu nous informer sur les comportements géomécaniques du sous-sol du terrain étudié. Dans cette étude, trois modèles physiques ont été considérés : La vitesse des ondes acoustiques P donne des informations sur la fracturation et la porosité du sous-sol, la résistivité électrique nous renseigne sur la teneur en eau et en argile, alors que la vitesse des ondes de cisaillement S donne des indications géotechniques quand est utilisée l'analyse spectrale des ondes de surface (Spectrale Analysis of Surface Waves, SASW). En se basant sur des études précédentes, une approche multi-méthodes est proposée afin d'augmenter tant qualitativement que quantitativement le niveau d'information sur les propriétés du glissement.

Présentation du site

Le glissement de La Valette est localisé au nord-ouest de la ville de Barcelonnette, sur le flanc droit de la vallée de l'Ubaye. Son volume est estimé à 3.5 millions m^3 . Il s'étend sur une longueur de 1809 m de son plus haut point, à une altitude 1900m, à sa base, à une altitude 1300m, avec une largeur maximum de 290m. Depuis 1992 la vitesse moyenne de glissement est surveillée et estimée à 3-4 cm par jour (Mallet, 2003). Ce glissement s'est développé dans une formation de marne noire datée du Callovo-Oxfordien, et connue sous le nom de "Terres-noires" avec une teinte variant du noir au gris. Cette formation est largement affectée par l'érosion et les processus environnementaux, induisant un transport de matériaux rocheux important et favorisant l'instabilité du glissement. La surface est irrégulière et affectée par des fractures planes et des fissures superficielles, et comporte des ravines dans lesquelles de nombreux débris rocheux se sont accumulés. Des études géophysiques précédentes, réalisées par Besson et Mermet (1984) ainsi que Evin (1992), ont estimé la surface de glissement à une profondeur maximale de 20-25m. Cette surface de glissement correspond au toit du socle marneux, caractérisé par une couche plus dure et plus compacte. Cette étude présente de nouveaux modèles de champ des vitesses sismiques et de la distribution des résistivités électriques afin d'améliorer notre connaissance du glissement de terrain de La Valette. Les données géophysiques furent acquises le long de six profils (Fig. 1).

Acquisition et traitement des données

Les profils sismiques ont été réalisés selon deux directions orthogonales : trois profils de 235 m colinéaires avec l'axe du glissement (L1, L2, et L4), et deux transverses (T1 et T2) d'une longueur respective de 235 m et 340m. Le dispositif pour les profils de 235m comprend 48 géophones espacés de 5m, le profil de 340m comprend 72 géophones avec le même espacement. Les tirs ont été effectués à l'aide d'une source explosive à un intervalle de 15m (20 tirs pour les profils de 235m, 26 pour celui de 340m). Le traitement et l'inversion des données ont été réalisés à l'aide du logiciel de tomographie sismique JaTS (Grandjean and Sage, 2004). Ce programme utilise les volumes de Fresnel pour calculer les trajets des ondes sismiques, et utilise un algorithme de reconstruction itérative simultané (Simultaneous Inversion Reconstruction Technique, SIRT), reformulé selon une approche probabiliste, pour modéliser le champ de vitesse V_p . Une fonction de probabilité basée sur la norme L_2 est calculée pour chaque itération afin d'estimer la convergence du processus d'inversion. Les tomographies (Fig.2 a, c et e) résultantes de l'inversion montrent des vitesses variant entre 250 $m.s^{-1}$ et 3500 $m.s^{-1}$, et révèlent une structure composée de 3 couches, comme observé sur d'autres glissements s'étant développés dans le même contexte géologique (Grandjean and al., 2006, 2007, 2008) : une couche superficielle avec des vitesses allant de 250 $m.s^{-1}$ à 900 $m.s^{-1}$; une deuxième couche, de transition, présentant des vitesses comprises entre 900 $m.s^{-1}$ et 2500 $m.s^{-1}$; une troisième couche, correspondant au socle marneux, avec des vitesses allant de 2500 $m.s^{-1}$ à 3500 $m.s^{-1}$. Bien que sur le profil L1 la zone de transition entre le socle marneux et la couche supérieure apparaît suivre la topographie, une géométrie plus complexe de cette zone ressort des profils L2 et L4. De plus, le toit du socle est plus profond sur le profil L1 que sur le L2. Ce point est confirmé par la tomographie issue du profil T1, où une remontée de zones à forte vitesse est observée sur le côté Ouest (gauche) du profil.

La vitesse des ondes de cisaillement S a été déterminée en utilisant l'analyse spectrale des ondes de surfaces (SASW). Cette méthode peut être aisément implémentée le long de sections linéaires pour obtenir un modèle à deux dimensions du champ de V_s pour des couches peu profondes. Avant l'étape d'inversion, chaque enregistrement sismique nécessite d'être transformé en un diagramme de dispersion à partir duquel la courbe "vitesse de phase-fréquence" (e.g. Courbe de dispersion) est estimée. Dans un milieu latéralement contrasté, les diagrammes de dispersion doivent être calculés d'une manière plus locale en respectant l'hypothèse requise par la méthode d'inversion de Levenberg-Marquardt proposée par Herrmann (2002). Pour résoudre ce problème, la technique dite 2M-SASW (Multifold Multichannel SASW) (Grandjean et Bitri, 2007) a été utilisée sur le même jeu de données sismiques que celui utilisé pour obtenir les tomographies de la V_p . Pour obtenir un modèle 2D, les profils 1D de la V_s obtenus après inversion de chacune des courbes locales de dispersion ont été interpolés le long du profil sismique en utilisant un algorithme de courbure minimum. Les tomographies (Fig.2 b, d et f) révèlent une V_s variant de 70 $m.s^{-1}$ à 1000 $m.s^{-1}$. Par analogie avec le modèle V_p , on remarque une structuration en trois couches du modèle V_s , définies par trois différentes gammes de vitesse : une première couche superficielle avec des vitesses allant de 70 $m.s^{-1}$ à 350 $m.s^{-1}$ pouvant être la partie active du glissement; une seconde couche, avec des

vitesse allant de 350 m.s^{-1} à 600 m.s^{-1} , étant probablement la couche de transition avec le socle marneux, lui-même caractérisé par des vitesses s'étalant de 600 m.s^{-1} à 1100 m.s^{-1} , ce qui correspond à la troisième couche. De même que le modèle V_p , la géométrie de la zone de transition semble plus complexe sur les profils L2 et L4, que sur le profil L1, le toit du socle marneux apparaît plus profond sur le profil L1 que sur le profil L2 et le profil T1 présente une remontée des zones à forte vitesse du côté Ouest.

Six profils électriques ont aussi été mis en place. Trois profils longitudinaux, L1, L2 et L3, d'une longueur respective de 415m (84 électrodes), 235 m (48 électrodes) et 415 m (84 électrodes). Trois profils transverses T1, T2 et T3, d'une longueur respective de 350 m (71 électrodes), 355 m (72 électrodes) et 355 m (72 électrodes). L'intervalle entre chaque électrodes est de 5 m. Pour chaque profil, la résistivité électrique apparente a été mesurée avec deux dispositifs : Dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger. Le filtrage des données a été fait à l'aide du logiciel PROSYS. Le traitement et l'inversion des données ont été effectués à l'aide du logiciel RES2DINV dans lequel est implémenté la méthode de Loke (1994) basée sur un algorithme d'inversion par moindres-carrés amortis de type Gauss-Newton. Les modèles issus des profils transverses révèlent une distribution de la résistivité électrique très contrastée (Fig.3 a, b, c et d), avec des résistivités variant de $20 \Omega.m$ à $200 \Omega.m$. Cependant nous pouvons extraire deux informations : le socle marneux, révélé par une résistivité supérieure à $100 \Omega.m$, est atteint pour une profondeur maximale de 25 m. La géométrie du toit du socle est caractérisée par une dissymétrie, avec une remontée de cette limite sur la partie Ouest (gauche) des profils alors que celle-ci disparaît à l'Est (droite) du profil. Les profils L1 et L2 permettent de déterminer la structure longitudinale de la base marneuse au sein du glissement (Fig.3 e, f, g, h,). De même que pour les profils transverses, nous estimons que le socle est atteint pour une valeur de la résistivité qui dépasse $100 \Omega.m$. L'observation de ces profils nous confirme que la profondeur maximale à laquelle le toit du socle est atteint est de 25 m. De plus, la résistivité du socle identifié sur le profil L2 est plus forte que celle sur L1 : Ceci pourrait être dû à la dissymétrie observée sur les profils transverses. Les données recueillies le long des profils L3 et T3 n'ont pas été inversées du fait de la mauvaise qualité de celles-ci.

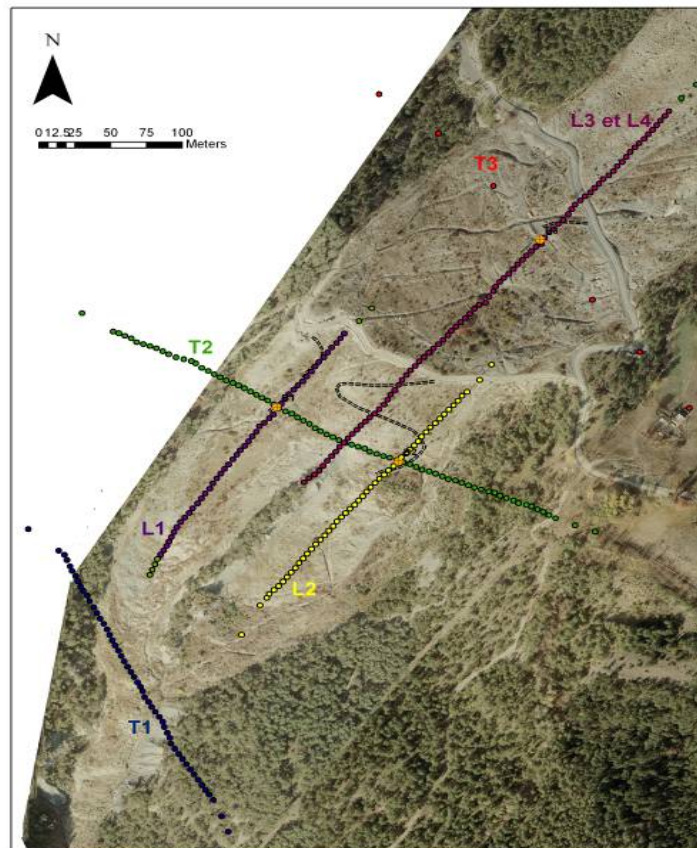


Fig.1 – Photographie aérienne du glissement coulée de La Valette et localisation des profils

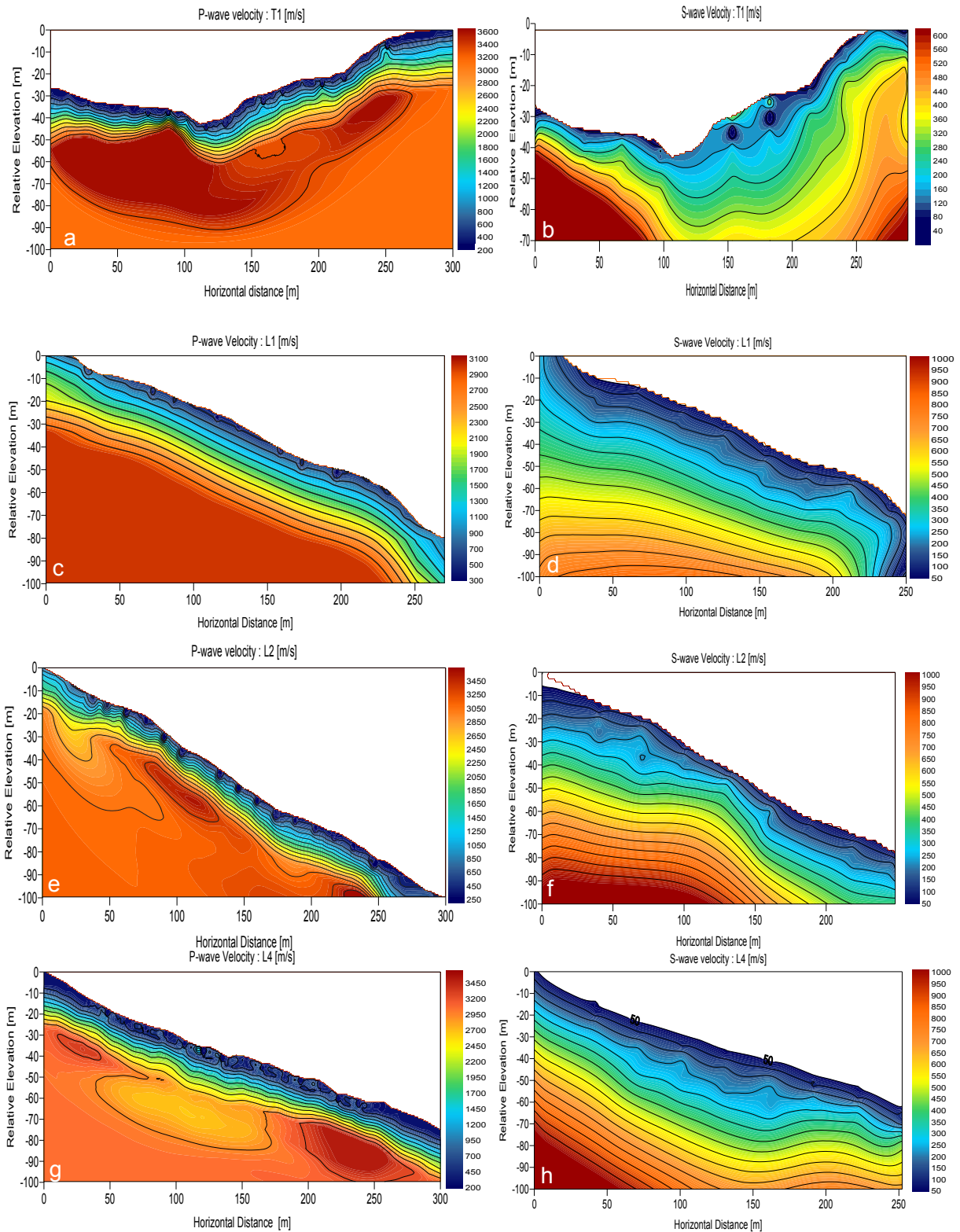


Fig.2 – c) Modèle de vitesse des ondes P : profil L1. d) Modèle de vitesse des ondes S : profil L1. e) Modèle de vitesse des ondes P : profil L2. f) Modèle de vitesse des ondes S : profil L2. g) Modèle de vitesse des ondes P : profil L4. h) Modèle de vitesse des ondes S : profil L4.

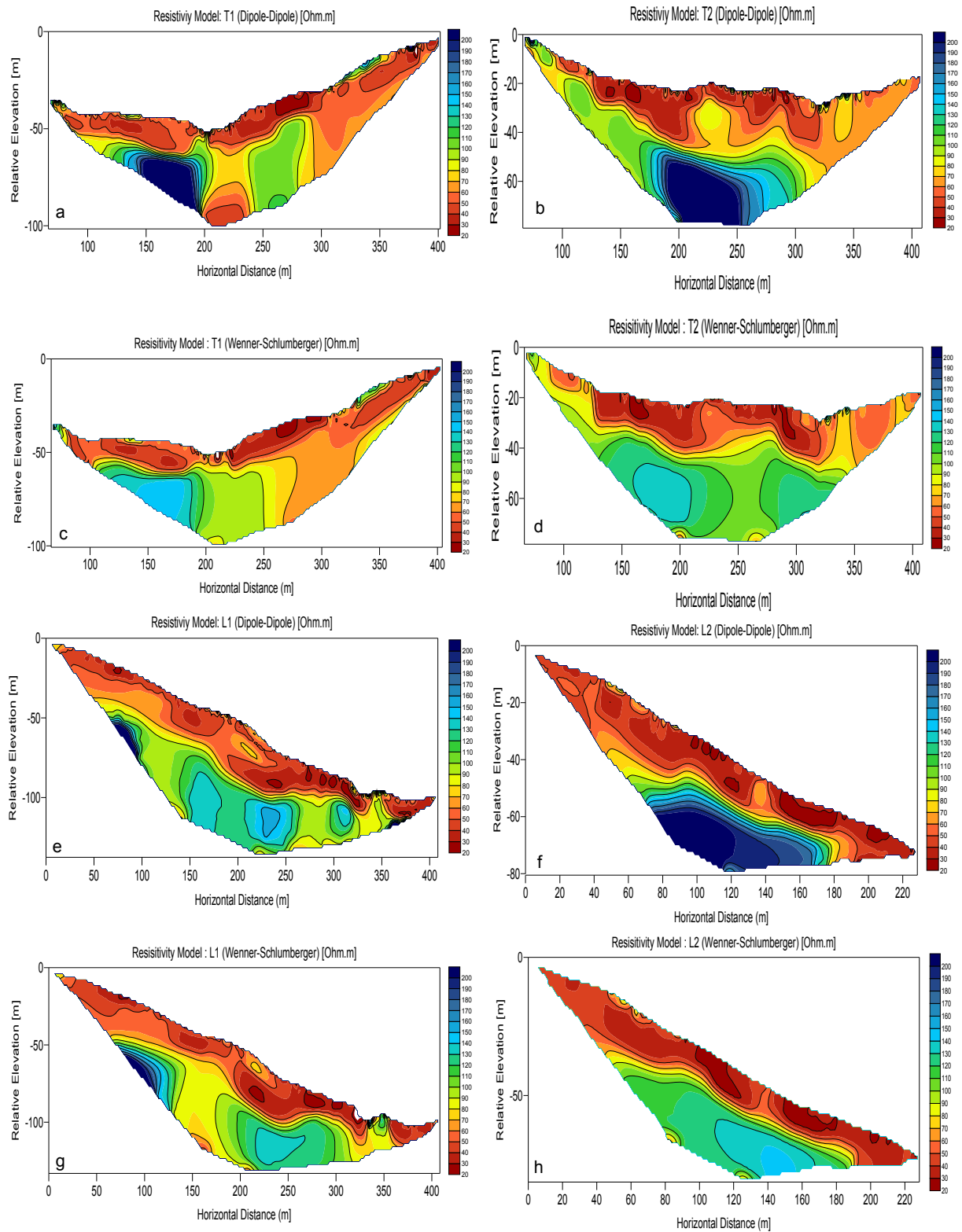


Fig.3 – a) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil T1. b) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil T2. c) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil T1. d) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil T2. e) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil L1. f) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil L2. g) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil L1. h) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil L2.

Conclusion

L'interprétation jointe des tomographies amène une discussion sur la structure du glissement. Sur les modèles de champ des vitesses sismiques se distinguent trois couches, ayant des vitesses augmentant avec la profondeur ce qui reflète l'augmentation de la compaction des strates en se rapprochant du socle marneux. En effet, plus le milieu est affecté par des fissures plus les vitesses sismiques sont faibles. Les modèles de résistivité électrique permettent d'identifier deux couches, ayant une résistivité qui augmente avec la profondeur, ce qui est lié à une diminution du contenu en eau et par conséquent induit une diminution de la fracturation et de la porosité avec la profondeur. Ces corrélations entre des paramètres géophysiques et comportements géomécaniques nous permettent de déterminer la profondeur et la géométrie du toit du socle marneux qui définit la surface de glissement. Cette géométrie apparaît cohérente sur les différentes tomographies pour un profil donné. Le socle est atteint pour une profondeur maximale de 25 m et présente une dissymétrie causant une remontée du toit de celui-ci vers la surface du côté Ouest et un plongement du côté Est.

Cette étude sera poursuivie par une nouvelle prospection géophysique et des mesures directes effectuées par forages. Le comportement géomécanique du glissement sera étudié d'une manière plus objective et quantitative que celle présentée ici, en utilisant une technique de fusion des données, basée sur une approche par logique floue.

Bibliographie

- Baum R.L., Messerich J., Fleming R.W. (1998). – Surface deformation of slow-moving, clay-rich landslides, Honolulu, Hawaii. – *Environ. Eng. Geosci.*, 4, 283-306.
- Besson M., Mermet M. (1984). – Etude du glissement de terrain de La Valette par prospection sismique. – Rapport de Centre d'Etude Techniques de l'Equipe Alpes-Méditerranée-Corse, Aix-en-Provence, 29p.
- Brunsdon D., Ibsen M.L. (1996). – in : Dikau R., Brunsdon D., Schrott L., Ibsen M.L. (Eds.), *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, UK, 103-119.
- Evin M. (1992). – Prospection sismique en partie basse du glissement de La Valette. – Rapport du Service de Restauration des Terrains en Montagne, Division Blanche-Ubaye, Barcelonnette, 36p.
- Grandjean G. (2006). – Imaging subsurface objects by seismic p-wave tomography: numerical and experimental validations. – *Near Surface Geophysics*, 4, 275-283.
- Grandjean G. & Bitri A. (2007). – 2M-SASW: multifold multichannels seismic inversion of local dispersion of Rayleigh wave in laterally heterogeneous subsurfaces: application to the Super-Sauze mudslide (France). – *Near Surf. Geophys.*, 30, 925-935.
- Grandjean G. & Sage S. (2004). – JaTS : a fully portable seismic tomography software based on Fresnel wavepaths and a probabilistic reconstruction approach. – *Comp. & Geosciences*, 30, 925-935.
- G. Grandjean, C. Pennetier, A. Bitri, O. Meric, J.-P. Mallet. (2006) – Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissement argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze. – *C.R. Geosciences*.
- Herrmann R.B. (2002). – Computer programs in seismology. – Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, USA.
- Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J., Hutchinson J.N. (2001). – A review of the classification of landslides of the flow type. – *Environ. Eng. Geosci.*, 7, 221-238.
- Loke M.H. (1994). – The inversion of two dimensional resistivity data. PhD Thesis, Univ. of Birmingham, Birmingham, UK, 122p.
- Malet J.-P. (2003). – Les "glissements de type écoulement" dans les marnes noires des Alpes du sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. – Thèse de Doctorat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg I, France, 394 p.
- Malet J.-P., Maquaire O., Klotz S. (2000). – The Super-Sauze flowslide (Alpes-de-Haute-Provence, France) : triggering mechanisms and behaviour. – in : *Proc. VIIIth Int. Symp. On Landslides*, vol. 2, Thomas Telford, Cardiff, 999-1006.

Application de la sismique haute résolution à la détection des cavités salines - étude de terrain dans le Bassin salifère lorrain.

Arkadiusz Kosecki^{1,2}, Bogdan Piwakowski¹, Lynda Driad-Lebeau²

¹ Groupe Electronique Acoustique, Ecole Centrale de Lille (IEMN DOAE UMR 8520 CNRS) BP48, 59651 Villeneuve d'Ascq, Cedex. Courriel : Kosecki.Arkadiusz@ec-lille.fr

² Institut National de l'Environnement Industriel et des Risques, Parc Saurupt 54042 Nancy Cedex

Abstract

High Resolution Seismic (HRS) is used to detection of post-mining cavities in the salt basin of Lorraine (France). Three seismic profiles comprising cavities of various sizes, depth and dimensions are carried out. The detection is performed in an indirect way by observing the perturbations induced in seismic image (masking). The detectability, of detection and accuracy of localisation are estimated quantitatively. The HRS proves to be useful in this task and provides quite good accuracy despite of some limitations implied by local conditions.

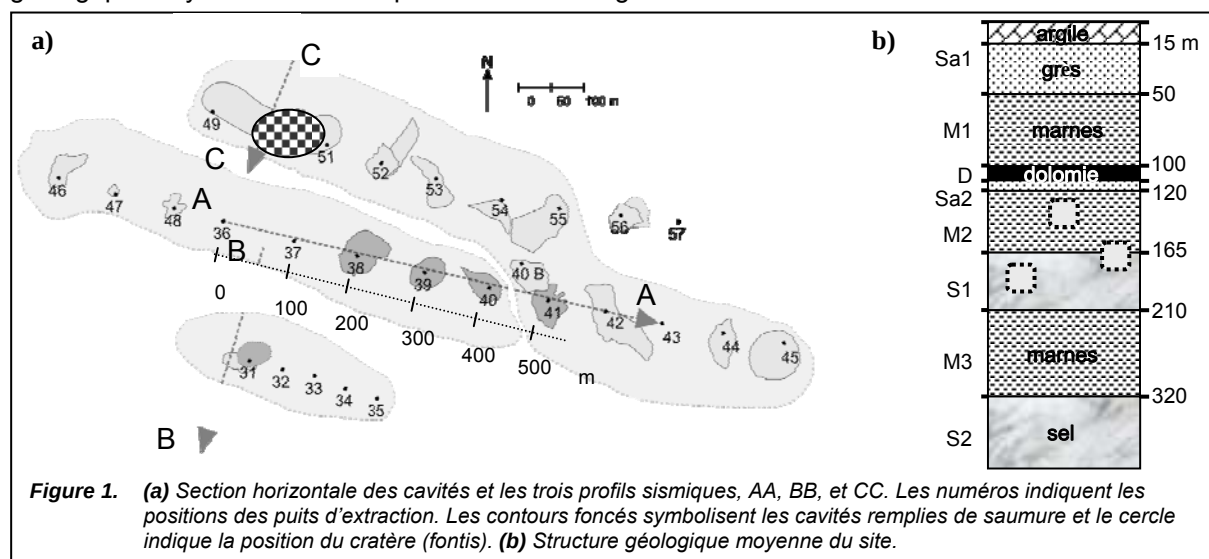
Résumé

La sismique haute résolution (SHR) est appliquée à la détection des cavités souterraines post-minières située dans un site dans le Bassin salifère lorrain. Trois profils sismiques sont réalisés sur des cavités de tailles, profondeurs et positions variées. La détection se fait généralement par les anomalies indirectes induites sur les images (masquage). La détectabilité ainsi que la précision de la localisation sont estimées de manière quantitative. La SHR s'avère utile pour la tâche, assurant une bonne précision mais malgré les conditions locales imposent certaines limitations.

Introduction

L'utilisation de la méthode sismique haute résolution (SHR) pour les sondages de faible profondeur est relativement répandue. Néanmoins l'application de cette méthode à la détection des cavités souterraines présente des difficultés importantes. En pratique, chaque cas nécessite une approche spécifique. En général la détectabilité d'une cavité dépend du rapport entre ses dimensions, sa profondeur et la longueur d'onde sismique, mais elle est aussi fortement influencée par les conditions locales de terrain. La SHR a fait ses preuves en terme de détection de cavités (e.g. Branham et Steeples, 1998 ; Kourkafas et Goulty, 1996 ou Piwakowski, 2004).

Le travail présenté dans cet article a été réalisé en 2005 à Art-sur-Meurthe (54) sur le site utilisé pour l'exploitation du sel entre 1971 et 1993. Les opérations minières ont laissé des cavités situées à des profondeurs variant de 110 à 180 m. La plupart d'entre elles sont remplies de saumure. La zone de notre sondage SHR comprend trois profils sismiques tracés au dessus de plusieurs cavités dont les formes sont approximativement connues grâce à la diagraphie sonar (Fig. 1.a). La structure géologique moyenne du site est présentée sur la Fig. 1.b.



Après la fin d'exploitation, les cavités ont été toutes situées dans le faisceau du sel (S1) mais quelques unes ont « migré » vers le haut. Cette progression naturelle peut impliquer les micro

fractures dans le banc de dolomie (D) et provoquer en conséquence un effondrement du terrain au dessus. Un tel événement s'est produit en 2005, en laissant un cratère de taille importante (Fig. 4.a). Afin d'exprimer quantitativement la détectabilité des cavités nous avons utilisé le coefficient d'anomalie AN (introduit par Piwakowski et al. (1997) qui exprime la taille de la surface latérale de cavité par rapport à la surface de Fresnel. Selon ses expériences, une cavité est détectable si son coefficient AN est supérieur à 0,35 – 0,5 suivant les conditions locales.

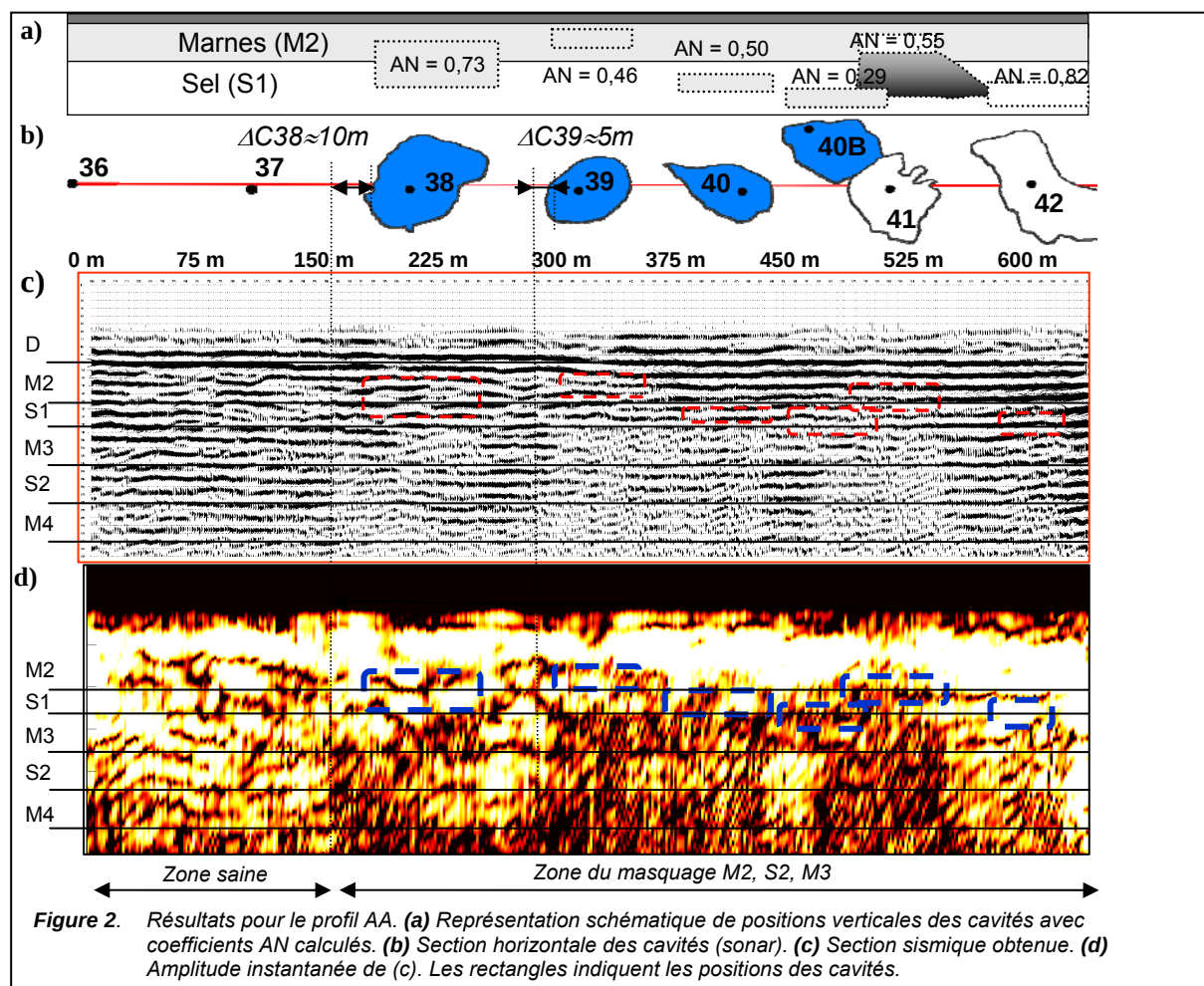
Sondage de la sismique haute résolution

Les mesures étaient réalisées avec un micro vibreur acoustique (Kosecki et al., 2006) sur les profils AA et BB et la source Buffalo gun sur le profil CC (Fig. 1). Une antenne de 48 géophones 28 Hz avec espacement des traces de 3 m a été utilisée. Le traitement classique « addition au point miroir commun » (CDP) a été utilisé afin d'obtenir les sections sismiques.

Profil AA :

Ce profil est le plus long (600 m) et passe à travers les puits d'extraction W38 à W42 ainsi que W40B. Sa partie initiale (entre W36 et W37) est considérée sans cavités. L'objectif principal est de vérifier la détectabilité des cavités et d'estimer la précision de la détection (horizontale et verticale).

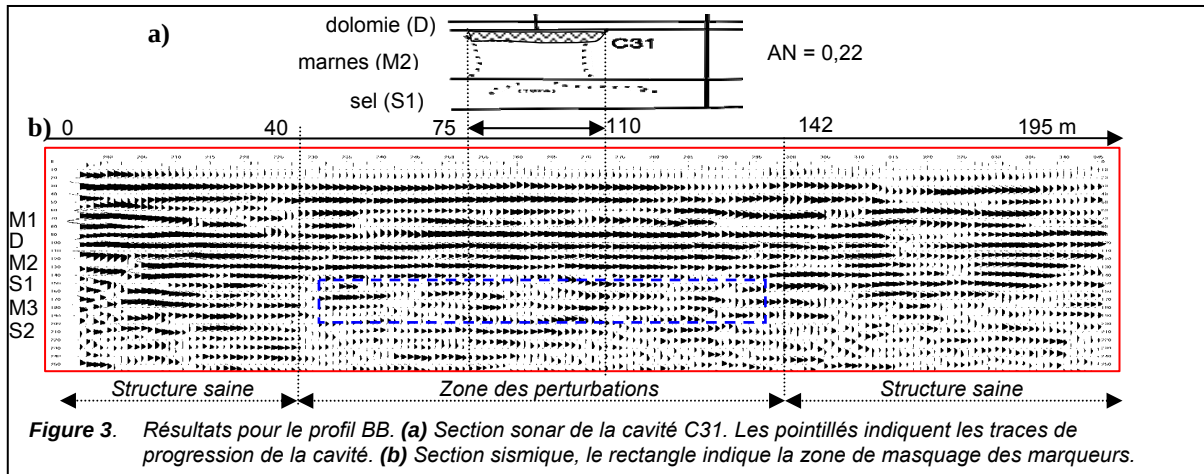
La section sismique obtenue est présentée sur la Fig. 2.c. L'affaiblissement des marqueurs S1, M3, S2 et M4 (Fig. 1.b) est clairement visible dans la zone d'occurrence des cavités, ceci est interprété comme l'effet de masquage induit par les cavités. Afin de faciliter l'observation de ce phénomène, la Fig. 2.d. présente la représentation d'amplitude instantanée (magnitude du signal analytique) de la section obtenue. L'analyse de ces deux images permet de constater que la zone gauche (0 - 165 m) affiche les marqueurs profonds (S1, M2, S2, M3) continus et clairs alors que la zone droite (165 - 600 m) affiche l'affaiblissement ou la disparition complète de ces marqueurs relativement bien corrélée avec les positions des cavités.



L'écart entre les positions horizontales connues des cavités et celles déduites des images sismiques est, à notre surprise, relativement petit et atteint 10 m ($\Delta 38$) ou même 5 m ($\Delta 39$). En revanche l'estimation des positions verticales reste délicate.

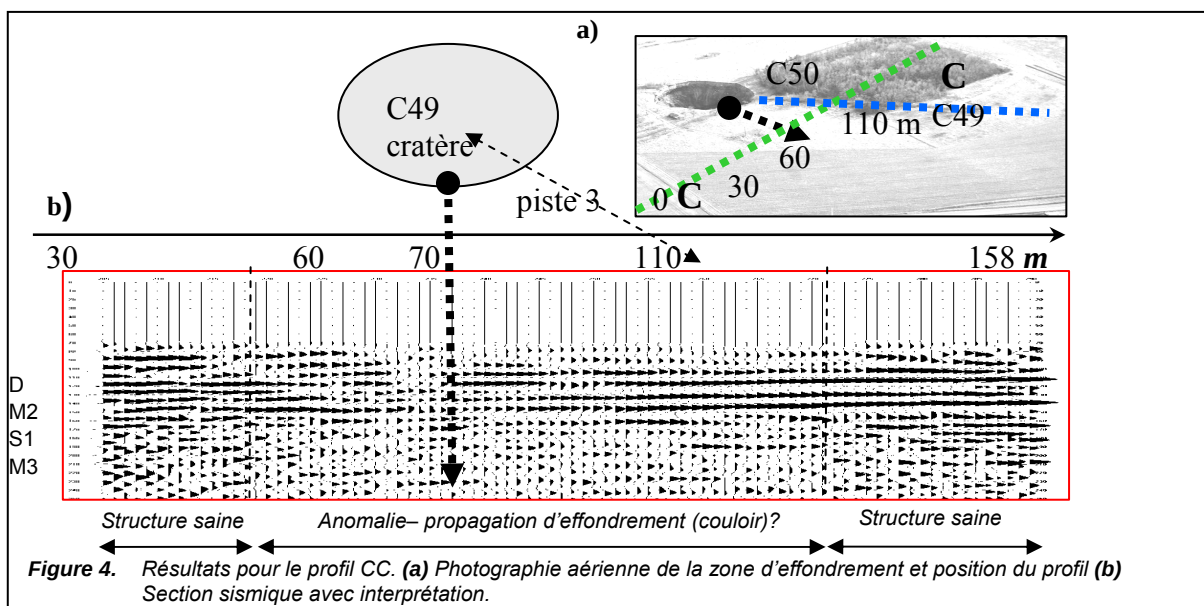
Profil BB :

Ce profil (250 m) passe au dessus de la cavité C31, isolée (Fig. 1.a) et relativement petite (diamètre 35 m, épaisseur 10 m environ). Cette cavité a progressé dans les marnes et se situe directement sous le banc de dolomie (Fig. 3.a). L'extension latérale originale de cette cavité dans le sel serait plus grande mais sa forme et sa dimension actuelles sont inconnues. D'ailleurs, il est connu que la cavité a subi un éboulement interne. L'objectif de la réalisation de ce profil était de vérifier si la détection d'une telle cavité, de faible taille et remplie de saumure (alors acoustiquement transparente) est possible. La section sismique obtenue est présentée sur la Fig. 3.b. Trois zones peuvent être distinguées : (i) la zone 0 - 40 m peut être considérée comme l'image de la structure saine, (ii) la zone 40 - 142 m affiche l'affaiblissement des marqueurs S1, M3 et S2 ; ceci est interprété comme les perturbations de la structure géologique provenant de l'éboulement interne (iii) la zone 142 - 195 m sans perturbations au nouveau S1 (les marqueurs profonds M3 et S2 y sont plus faibles que pour la zone (i) à cause des condition d'acquisition non optimales).



Profil CC :

Ce profil est le plus court (160 m) et passe à proximité du cratère. L'objectif principal de ce profil était de vérifier s'il serait possible de détecter la propagation de l'effondrement vers la cavité C49 (Fig. 1.a). Comme nous pouvons le constater sur la Fig. 4, la même structure géologique est identifiée que pour les profils AA et BB. Au contraire, la dolomie (D) affiche une perturbation dans le zone 65 - 75 m (zone la plus proche du cratère) probablement dû à son instabilité (cassures, fissures...). Les instabilités se manifestent dans une zone plus large (50 - 120 m) sous la forme d'abaissement des marqueurs S1 et M3. Pour les positions inférieures à 50 m et supérieures à 120 m les marqueurs S1 et M3 sont visibles, mais ces zones souffrent du manque des grands déports enregistrés (la géométrie tir au centre a été utilisée pour raison de manque d'espace).



L'anomalie entre 50 et 120 m concorde aussi avec la position du couloir d'effondrement quasi-avéré entre le cratère et la cavité C49.

Conclusions

Les conclusions de l'étude sondage peuvent être résumées comme suit :

La détectabilité des cavités dépend de leurs tailles par rapport à leurs profondeurs et la longueur d'onde. Les cavités ayant un $AN > 0,38$ ont été détectées et la cavité avec $AN = 0,22$ n'est pas détectée, mais sa progression a perturbé la structure géologique. Les symptômes directs sont observables uniquement pour la cavité avec un grand $AN = 0,55$ et vide (C41) Les autres cavités produisent uniquement les symptômes indirects.

La séparation des cavités voisines (profil AA) est possible si la distance les séparant dépasse la résolution latérale obtenue $\delta_x \approx R_f$ (R_f est la rayon de Fresnel) qui à la profondeur de 160 m est de l'ordre de 45 m pour ce profil. En revanche la détection obtenue des extensions latérales de cavités est beaucoup plus précise avec une erreur de 5 ou 10 m. Suivant nos études numériques, si l'effet de masquage est utilisé, cette précision dépend de beaucoup de facteurs, est difficile à prévoir mais généralement se situe entre $\lambda_{rms}/2$ et $2\lambda_{rms}$ ou λ_{rms} indique la longueur d'onde apparente. Pour le profil AA λ_{rms} à la profondeur de S1 est de 30 m ce qui montre que la résolution obtenue est ici encore meilleure. Ainsi ce surprenant résultat ne peut pas être considéré comme général.

La détermination des positions verticales est difficile si uniquement les symptômes indirects sont observés. Le seul constat possible est qu'une cavité est au dessus du marqueur « masqué ». En revanche, si le symptôme direct est observé (réflexion ou diffraction), la précision avoisine la valeur de la résolution en profondeur estimée comme $\delta_r \approx \lambda_0/2$ (λ_0 est la longueur d'onde dominante dans la couche concernée).

L'observation d'une section « classique » et son amplitude instantanée (profil AA) facilite l'observation des perturbations des marqueurs et ainsi la détection des cavités.

L'observation des perturbations de la structure géologique peut aider dans l'analyse de la nature de l'effondrement (profil CC) et à prévoir l'évolution de la zone effondrée.

L'expérience acquise permet de déterminer la meilleure procédure pour les études futures sur ce site. Etant donné le fait que la plupart des cavités sont remplies de saumure et que les ondes transversales ne se propagent pas dans des liquides, la réalisation de la SHR sur les profils AA et surtout BB pour des ondes (transversales) peut donner des résultats intéressants. Un traitement des sections plus avancé (e.g. méthode d'amplitude préservée et les techniques AVO – AVA, Mari et al. (1998)) pourrait aussi mieux sortir les perturbations induites par les cavités.

Remerciements

Les travaux présentés ont été réalisés dans le cadre du programme de recherche proposée par INERIS et financé par la **Ministère de la Recherche** et le **Réseau ferroviaire français (RFF)**.

Bibliographie

- Branham K.L. and Steeples D.W. 1988. Cavity detection using high-resolution seismic reflection methods. *Mining Engineering* **40**, 115–119.
- Kosecki A., Piwakowski B., Driad-Lebeau L., Safinowski P. 2006 Investigation de la sismique haute résolution pour la détection des cavités salines PARTIE I : Test et analyse comparative de sources sismiques, Journées AGAP Geofcan, Besançon 6 – 8 novembre, Actes du colloque, 4pp.
- Kourkafas P., Goult N.R. 1996. Seismic reflection imaging of gypsum mine working at Sherburn-in-Elmet, Yorkshire, England. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* **1**, 53-63.
- Piwakowski B., Waletet J.M. et Moreaux D. 1997. High resolution seismic prospection of old gypsum mines - evaluation of detection possibilities. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, **2** (2).
- Piwakowski B. 2004. Underground voids mapping by high resolution seismic reflection: limits, accuracy and assessment of collapse risk. 66th EAGE Conference & Exhibition, Paris, France, Extended abstracts, H014.
- Mari J.L., Arens G., Chapellier D., Gaudiani P. 1998. Géophysique de gisement et de génie civil. pp. 279-310. Editions Technip, Paris.

Mots clés : détection des cavités, sismique haute résolution

Faisabilité de l'analyse de la dispersion des ondes sismiques de surface pour caractériser l'endommagement autour d'ouvrages souterrains

Donatienne LEPAROUX¹, Philippe COTE¹, Olivier MAGNIN²,
Karim BEN SLIMANE³, Justo CABRERA-NUNEZ³

1 LCPC, Nantes, France ; 2 TerraSeis, Grenoble, France; 3 IRSN, Fontenay-aux-Roses, France

Introduction

Le creusement de galeries souterraines génère l'apparition de ruptures et provoquent une zone mécaniquement endommagée (Excavated Damaged Zone) au pourtour de la paroi. Dans le cadre de l'enfouissement des déchets dans des formations géologiques, il est nécessaire de comprendre la phénoménologie engendrant les ruptures autour des excavations, pour prédire leur évolution sur le long terme. L'approche par modélisation numérique en mécanique des roches nécessite des données réelles fiables de validation et de qualification les modèles (Rejeb et al., 2008). Pour cela, il est essentiel de disposer d'une méthode d'investigation non destructive et facile à mettre en œuvre. C'est dans cet objectif que nous (TerraSeis, le LCPC et l'IRSN) testons des protocoles expérimentaux dans les galeries expérimentales de l'IRSN. Plus particulièrement, nous étudions la faisabilité de méthodes sismiques pour l'investigation de l'EDZ à partir de galeries creusées dans une formation argileuse comparable à celle de Bure (figure 1). Le site expérimental dédié aux problématiques de l'enfouissement de déchets et au creusement de galeries associé est réalisé, organisé et maintenu par l'IRSN à partir d'un ancien tunnel ferroviaire à Tournemire (Aveyron). Dans les galeries non revêtues de béton au niveau du radier, la sismique réflexion haute résolution est bien adaptée (Magnin et al., 2008). Dans les autres galeries, le radier est recouvert d'un revêtement béton. Dans ce cas, le profil de vitesse en profondeur est marqué par une couche rapide en surface qui ne permet pas de réaliser des mesures d'ondes réfractées. Pour cette raison, nous proposons de tester la faisabilité de la technique en Ondes de Surface. Nous exposons ici la configuration du dispositif expérimental utilisé, les mesures obtenues que nous analysons en comparaison avec une étude paramétrique du problème direct. L'objectif est d'identifier la sensibilité des paramètres du modèle vis-à-vis des différents modes des courbes de dispersion obtenues. Enfin, cette première étude nous permettra de conclure sur la faisabilité de la méthode pour qualifier la zone endommagée en termes de vitesse et de profondeur.

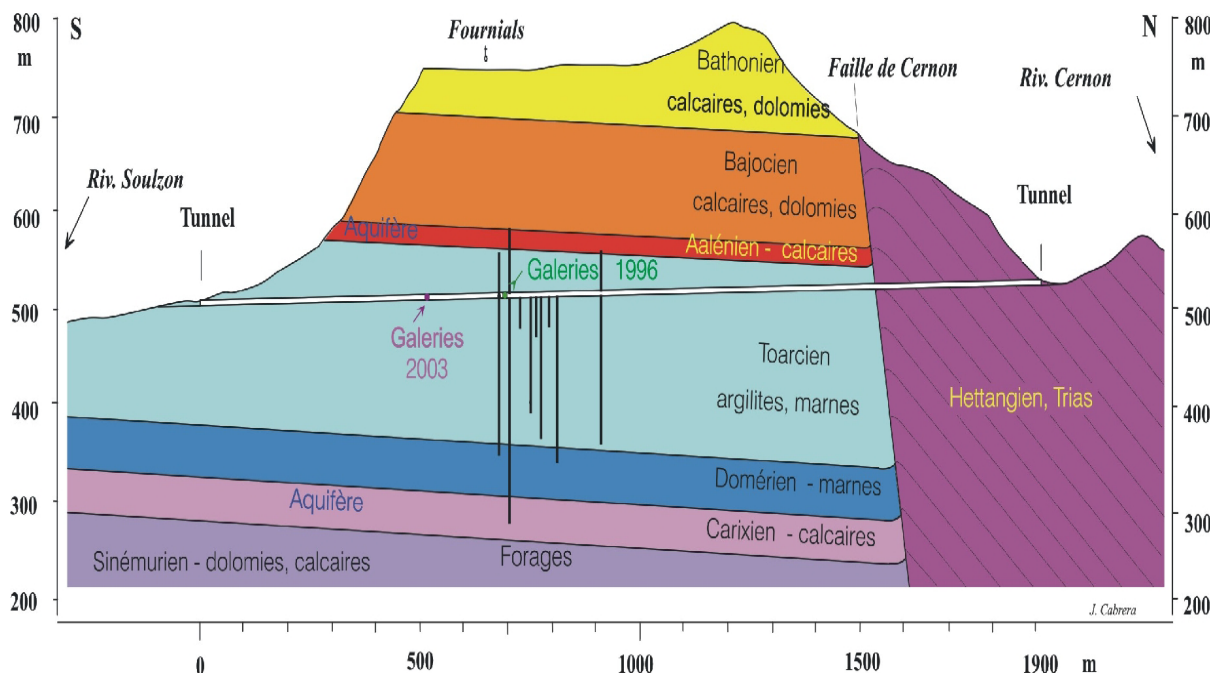


Figure 1 : coupe géologique schématique du site de Tournemire (Aveyron)



Figure 2 : photographie du dispositif de mesures en radier

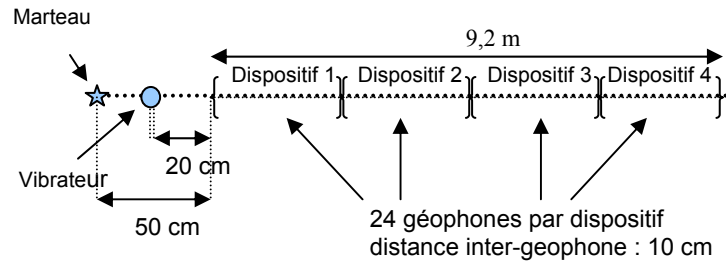


Figure 3 : schéma de l'ensemble des dispositifs de mesures

Dispositif de mesures

Afin de réaliser l'étude de faisabilité de l'analyse de la dispersion des ondes sismiques de surface sur un radier bétonné, nous avons dimensionné le dispositif de mesures selon les échelles d'investigation recherchées et les préconisations classiques faites dans la littérature (Bodet, 2005). Disposant d'une centrale d'acquisition de 24 traces, nous avons réitéré quatre dispositifs avec une trace de recouvrement. En utilisant une source parfaitement reproductible, il a été possible d'agencer les résultats successifs pour obtenir l'équivalent d'un enregistrement issu d'un dispositif de 93 traces. Les géophones étant espacés de 10 cm, la longueur du dispositif est de 9,2 m. Afin de réaliser une source parfaitement reproductible, nous utilisons une source vibrante générant un signal « sweep » de progression fréquentielle linéaire entre 100Hz et 2000Hz sur une durée de 3,5 s. Les figures 2 et 3 montrent respectivement la photographie des mesures sur un dispositif de récepteur et le schéma de l'ensemble des dispositifs réalisés dans la galerie. Afin d'identifier l'apport de la longueur du dispositif utilisé et du type de source générée, nous avons également réalisé des mesures à l'aide d'un dispositif de 6 m de longueur avec une source du type marteau classique. Nous avons également reproduit des mesures avec la source marteau sur un dispositif long de 9,2 m.

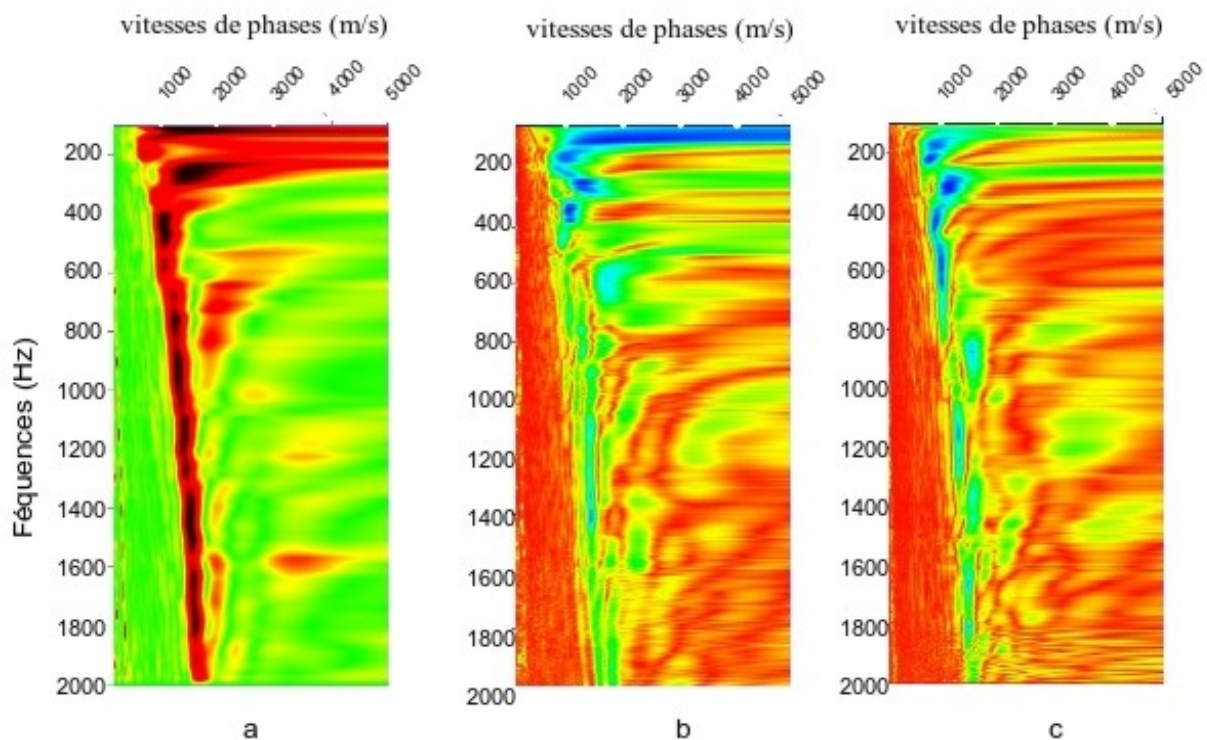


Figure 4 : courbes de dispersion calculées à partir des mesures réalisées sur e radier béton : **a**-avec une source marteau et un dispositif de 6 m , **b**- avec une source marteau et un dispositif de 9,2 m , **c**- avec une source de type sweep et un dispositif de 9,2 m.

Dispersion de la vitesse de phase

L'information des enregistrements en termes de vitesses de phases des ondes de surface est calculée par transformée P- ω (Park et al., 1998). Les diagrammes de dispersions obtenus peuvent être comparés figure 4. On remarque d'une part que la longueur du dispositif de mesures améliore la précision de l'évaluation de la dispersion de la vitesse de phase. En effet, le diagramme figure 4-b permet d'identifier des modes supérieurs alors que la figure 4-a ne laissait envisager qu'un seul mode continu. D'autre part, l'utilisation d'une source de type sweep permet d'affiner l'allure des différents modes de dispersion. On peut notamment clairement séparer le mode fondamental du premier mode sur la figure 4-c aux alentours de 300 Hz. Cette distinction n'est pas évidente sur la figure 4-b. Le diagramme 4-c montre trois modes supérieurs identifiables en plus du mode fondamental. L'ensemble de ces modes peuvent être pointés entre 150 Hz et 1400 Hz. Le mode fondamental est identifiable jusqu'à 350 Hz (figure 5-a) et correspond à une vitesse de phase supérieure à 700 m/s, soit une longueur d'onde minimale de 2 m. Si la profondeur d'investigation est d'environ 1/3 de la longueur d'onde, elle est d'environ 70 cm à cette fréquence. Au niveau du premier mode, la fréquence maximale identifiée est de 500 Hz et la vitesse supérieure à 900 m/s soit une longueur d'onde minimale de 1,8 m. La profondeur d'investigation associée est d'environ 60 cm. Sachant que la couche de béton sur le radier est de 40 cm, il est légitime de s'interroger sur la sensibilité de la courbe de dispersion aux paramètres de la zone endommagée (vitesse et épaisseur) dans la gamme de fréquence enregistrée.

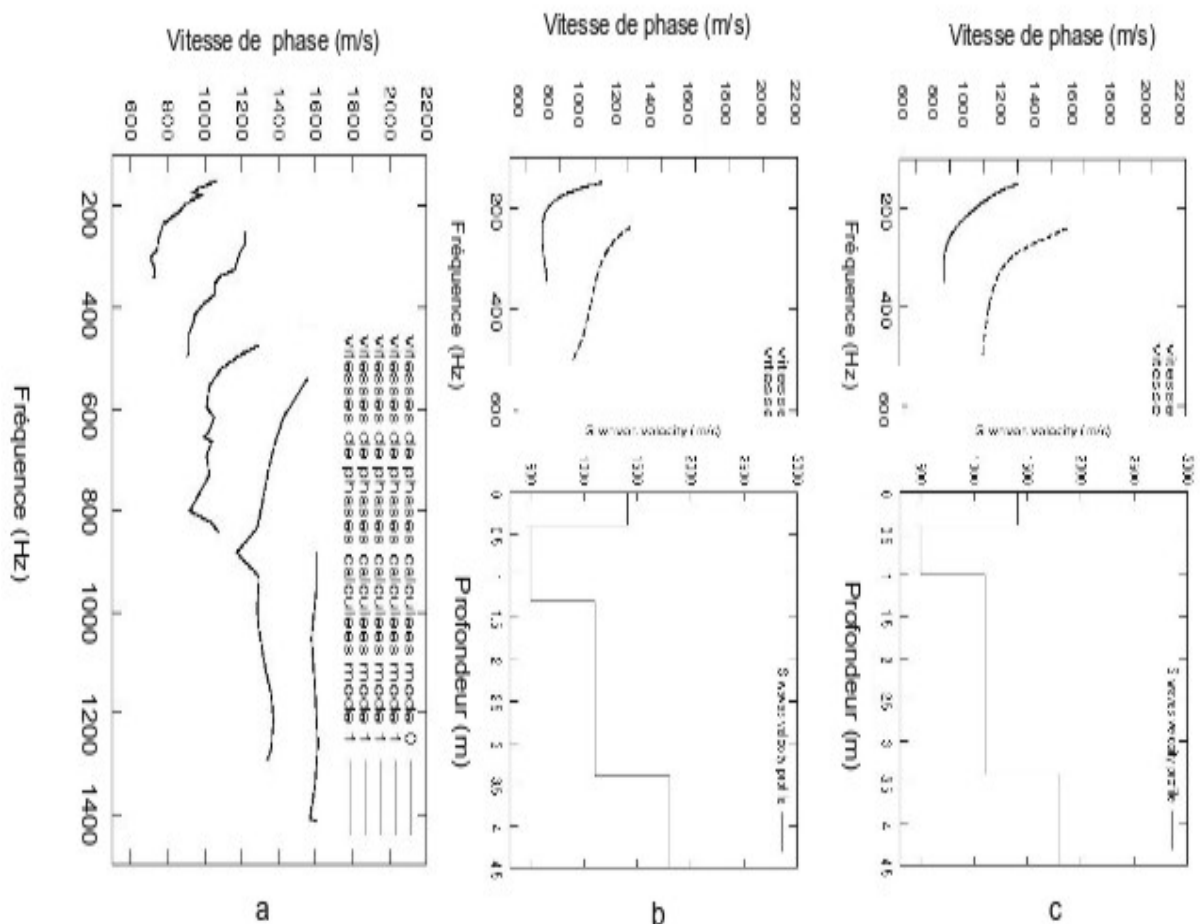


Figure 5 : a- courbes de dispersion obtenues à partir du diagramme figure 4-c;
b- modèle de vitesses initial et courbes de dispersion obtenues par modélisation;
c- modèle de vitesses initial et courbes de dispersion obtenues par modélisation

Etude paramétrique

Face à cette interrogation, nous avons procédé à une étude paramétrique à partir de modélisations du problème direct. Dans un premier temps, nous considérons un modèle correspondant à une solution

possible du problème inverse, c'est à dire un milieu qui génère des courbes de dispersion identifiables à celles pointées sur les mesures. Ce modèle initial est issu d'une part de la connaissance du milieu par les analyses géologiques et géophysiques ultrasoniques sur échantillons, et d'autre part de l'inversion du mode fondamental. D'après ces données, nous fixons une épaisseur de béton à 40 cm, et une couche rapide à 3,5 m correspondant à la présence d'une couche marneuse dont on connaît la profondeur et le pendage dans les galeries voisines. La présence de cette couche rapide se retrouve par ailleurs dans l'inversion de la dispersion du mode fondamental sans contraintes particulières. La figure 5-b montre pour sa partie inférieure le modèle initial défini. La partie supérieure de la figure 5-b montre les courbes de dispersion du mode fondamental et du premier mode obtenues à partir de ce modèle par modélisation (Herrmann, 2002). Ces dernières s'apparentent aux courbes de dispersion expérimentales de la figure 5-a. Dans un deuxième temps, nous analysons d'éventuelles modifications de ces courbes de dispersion lorsque la profondeur de l'EDZ varie. La figure 5-c montre par exemple les courbes de dispersion du mode fondamental et du premier mode lorsque l'EDZ est de 60 cm au lieu de 80 cm. Les courbes sont décalées vers les vitesses plus lentes et ne correspondent plus aux courbes expérimentales.

Conclusion et perspectives

L'étude expérimentale a montré l'intérêt d'un dispositif adapté et l'utilisation innovante d'une source sweep pour l'analyse des ondes de surface. Dans un deuxième temps, l'analyse des courbes de dispersion et de leur sensibilité à la variation d'épaisseur d'une couche lente proche de la surface a montré d'une part que les ondes de surface se sont propagées sous le radier béton et d'autre part que les courbes de dispersion du mode fondamental et du premier mode, dans ce contexte, sont sensibles à l'épaisseur de l'EDZ. Ces conclusions sont particulièrement intéressantes pour des projets de stockage en milieux géologiques puisque les galeries permettant l'enfouissement sont généralement recouvertes de béton. Suite à ces premiers résultats l'inversion des courbes de dispersion, contrainte par les informations a priori, permettra de définir des hypothèses quantitatives et réalistes sur l'épaisseur et les vitesses des ondes S de l'EDZ dans le contexte de Tournemire.

Références

- Bodet L., Van Wijk K., Bitri A., Abraham O., Grandjean G., Côté Ph. and Leparoux D., 2005, Surface wave dispersion inversion when the 1D assumption breaks down, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*: Vol. 10, No. 2, pp. 151–162
- Herrmann R.B., 2002, Computer Programs in Seismology, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University.
- Magnin O., Côté Ph., Leparoux D., Ben Slimane K., Cabrera-Nunez J., 2008, Investigation géophysique pour caractériser l'endommagement autour d'ouvrages souterrains, Journées Nationales de Géotechnique et Géologie et de l'ingénieur, 18-19-20 juin 2008, Nantes, Fr.
- Park, C.B., Miller, R.D. and Xia, J., 1998, Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. Soc. Exploration Geophys., New Orleans, Louisiana, USA.
- Rejeb A., Ben Slimane K., Cabrera J., Matray J.M., Savoye S. (2008) Hydro-mechanical response of the Tournemire argillite to the underground openings excavation: unsaturated zones and mine-by-test experiment, Accepté à GeoProc 2008, 3rd International Conference on coupled THMC processes in geosystems and engineering, June, 2-6, 2008, Lille, France.

Inversion multi-paramètres géophysiques par approche jointe

**LALANDE Jean-Marie*, GIRARD Jean-François*, GRANDJEAN Gilles*,
ROULLE Agathe*, BITRI Adnand*.**

**BRGM – Service Aménagement Risques Naturels/Risques Sous-sol Cavités, 3 avenue Claude Guillemin-BP 36009-45060 Orléans Cedex 2.*

Abstract

Nowadays, using several geophysical methods has become a standard approach in many studies. But, generally interpretation is done over results of each method individually inverted. Thereby, contribution and limitation of each one is integrated after inversion. As geophysical results are mainly limited by the problem of non-unique solution and rocks physicals properties show correlations and dependence on lithology, we proposed to jointly inverse several data types simultaneously in order to better constraint the inverse problem.

Résumé

Utiliser plusieurs méthodes géophysiques lors d'une étude est aujourd'hui une pratique courante. Cependant, l'inversion des données se fait généralement séparément pour chaque méthode, la synthèse globale de toutes les méthodes se faisant a posteriori. On sait qu'une des principales limites de l'interprétation de données géophysiques vient de la non-unicité de la réponse d'une méthode à un modèle physique. Nous proposons donc d'inverser conjointement plusieurs types de données géophysiques et d'étudier le problème d'équivalence par une approche statistique des résultats.

Introduction

L'objectif de l'interprétation de données géophysiques est de déterminer un modèle de propriétés physiques du sous-sol. Les discontinuités observées au sein de ce modèle sont généralement associées à des discontinuités lithologiques nous donnant alors accès à un modèle géologique. De nombreuses études pétrophysiques nous montrent qu'il existe des relations entre les différentes propriétés : résistivité, porosité, vitesse des ondes, teneur en eau.... On sait aussi que les propriétés physiques d'une roche dépendent fortement de la nature et de la structure de celle-ci. Il paraît donc intéressant de pouvoir tirer partie au mieux de toutes ces connaissances y compris des hypothèses liées à la connaissance a priori du contexte géologique afin de déterminer un modèle lithologique du sous-sol à partir des données géophysiques. Un algorithme d'inversion multi-paramètres géophysiques (sondage électrique type Schlumberger, TDEM et Résonance Magnétique Protonique) a donc été mis en place dans le but de pouvoir déterminer à la fois le modèle lithologique du sous-sol et les paramètres du modèle, et de limiter le problème d'équivalence rencontré en géophysique.

Stratégie employée pour l'inversion jointe

Dans un premier temps, on définit la distribution a priori des propriétés physiques constituant notre modèle pour chaque faciès. Ici, nous avons utilisé une distribution normale pour la teneur en eau et log-normale pour la résistivité et les temps de relaxation T1 et T2*. Le choix des PDFs (probability density function) a priori s'est fait à partir d'exemples tirées de la littérature ainsi que les connaissances géologiques acquises par le BRGM dans la région d'Orléans.

Les recouvrements des propriétés entre deux faciès distincts, observables sur la figure 1, ne permettent pas de déduire un modèle en termes de faciès à partir d'un seul paramètre. Cependant, il est généralement possible de faire des hypothèses lorsque l'on dispose d'informations telles que des données de forages ou une connaissance du contexte géologique. L'utilisation de plusieurs propriétés peut faciliter cette interprétation. C'est ce que montre la figure 1 (c), en effet, la combinaison de plusieurs propriétés permet de mettre en évidence des domaines préférentiels pour chaque type de matériaux, des recouvrements sont toujours observés mais l'incertitude sur le faciès est tout de même nettement diminuée.

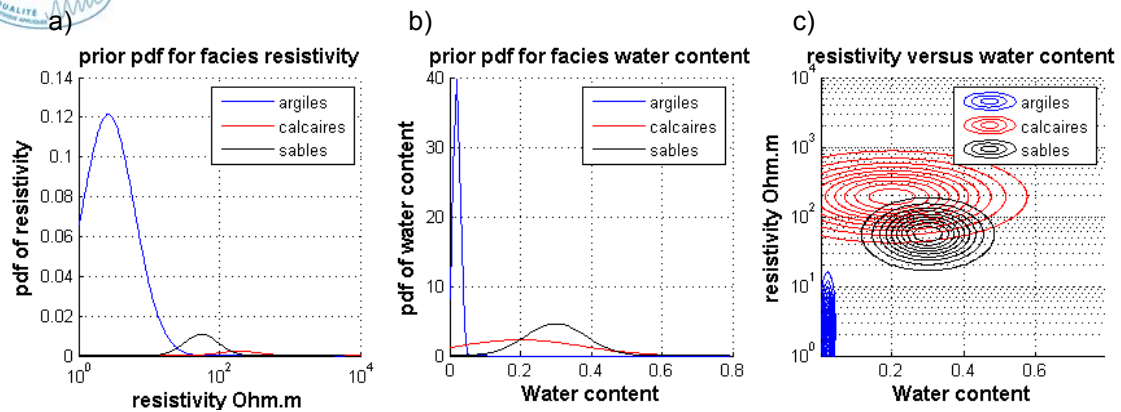


Figure 1. PDF a priori pour chaque facies de (a) la résistivité et (b) de la teneur en eau. (c) Cross-plot (résistivité – teneur en eau) des pdfs a priori précédentes.

L'intégration de plusieurs paramètres dans l'inversion peut aussi présenter un autre avantage, en effet, une des principales limites de l'interprétation de résultats d'inversion vient du fait qu'il n'existe pas de solution unique pour un jeu de données, c'est ce qu'on appelle le problème d'équivalence. Chaque méthode géophysique a ses propres avantages et inconvénients, par exemple la RMP sera efficace pour déterminer le toit de l'aquifère mais ne sera pas vraiment sensible à la base de celui-ci, alors qu'avec d'autres méthodes comme la sismique on pourra plus facilement détecter le socle. L'idée est donc de combiner ces limites et avantages afin de réduire les problèmes d'équivalence, cette combinaison étant rendu possible par l'existence de relations entre les différentes propriétés physiques d'un même matériau.

Problème inverse et résultats

L'étude de *Guillen et al.* [2002] a montré que l'inversion de données de résonance magnétique protonique par un algorithme de Monte Carlo adapté permettait d'obtenir des résultats en bon accord avec l'inversion utilisant la régularisation de Tikhonov (inversion classiquement utilisée en RMP). L'algorithme mis en place par *Guillen et al.* présente l'avantage de parcourir de manière efficace l'ensemble de l'espace des modèles. Il est donc possible de faire une analyse statistique des solutions obtenues afin de décrire convenablement le problème d'équivalence et l'aquifère étudié.

Dans cette étude, nous avons adapté la stratégie adoptée par *Guillen et al.* afin de faire à la fois une inversion jointe (en Sondage électrique, TDEM et RMP) par lithofaciès et d'obtenir des résultats statistiques via une approche de type Metropolis. L'algorithme mis en place permet, à l'heure actuelle, de réaliser une inversion pour une seule méthode ou de combiner deux voir trois méthodes, permettant ainsi d'évaluer l'apport de la combinaison de plusieurs techniques. L'espace des modèles est parcouru en respectant les critères d'une chaîne de Markov (petites perturbations). L'utilisation d'un échantillonneur de Gibbs permet de parcourir de manière plus intensive les régions de l'espace des modèles pour lesquels la vraisemblance est bonne tout en se laissant la possibilité de s'éloigner de ces régions en évitant ainsi de tomber dans un minimum local.

Afin de valider la robustesse de l'algorithme nous l'avons testé sur des données synthétiques bruitées (ajout de bruit blanc gaussien aux données) et non bruitées. La figure 2a) représente le modèle exact utilisé pour le calcul des données synthétiques : un faciès (argile, sable ou calcaire) est affecté à chaque couche du modèle ainsi qu'une valeur de résistivité et de teneur en eau cohérentes avec le faciès choisie. La figure 2b) présente la paramétrisation du modèle utilisée pour l'inversion.

Nous présentons, sur les figures 3, 4 et 5 les résultats obtenus sur l'inversion des données non bruitées. La figure 3 représente le résultat de l'inversion des données du sondage électrique seul. Comme on peut le voir, il y a une forte équivalence, pourtant on constate que le meilleur fit obtenu est de très bonne qualité (figure 3.f). Les résultats ont été validés en inversant ces mêmes données avec le logiciel Interpex IX1D. La couche d'argile intercalée entre la couche des sables aquifère et le socle de calcaire ne sont pas bien détectés, et en ajoutant 5% de bruit aux données, on remarque que l'algorithme a tendance à interpréter les données comme un milieu à deux couches. Par contre, on s'aperçoit que les trois premières couches, correspondant aux 7 premiers mètres, et qui correspondent à un niveau d'argile sont parfaitement bien résolues, on y observe d'ailleurs peu d'équivalence.

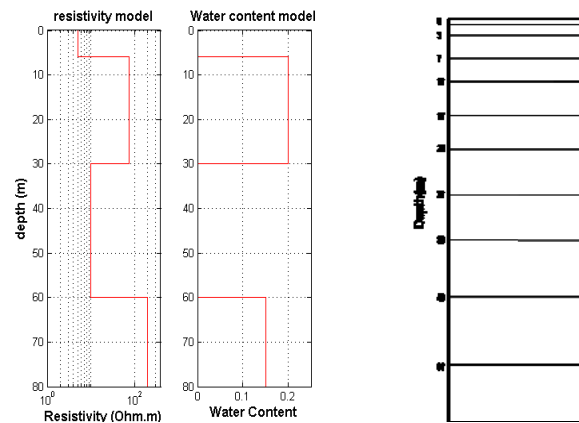


Figure 2.a) Modèle utilisé pour la génération de données synthétiques, ce modèle est constitué de 4 couches, la 1^{ère} couche est constituée d'argiles, la 2nde de sables aquifère, la 3^{ème} d'argiles et le bedrock est constitué de calcaires, b) paramétrisation du modèle, milieu tabulaire composé de couches dont l'épaisseur augmente avec la profondeur. b)

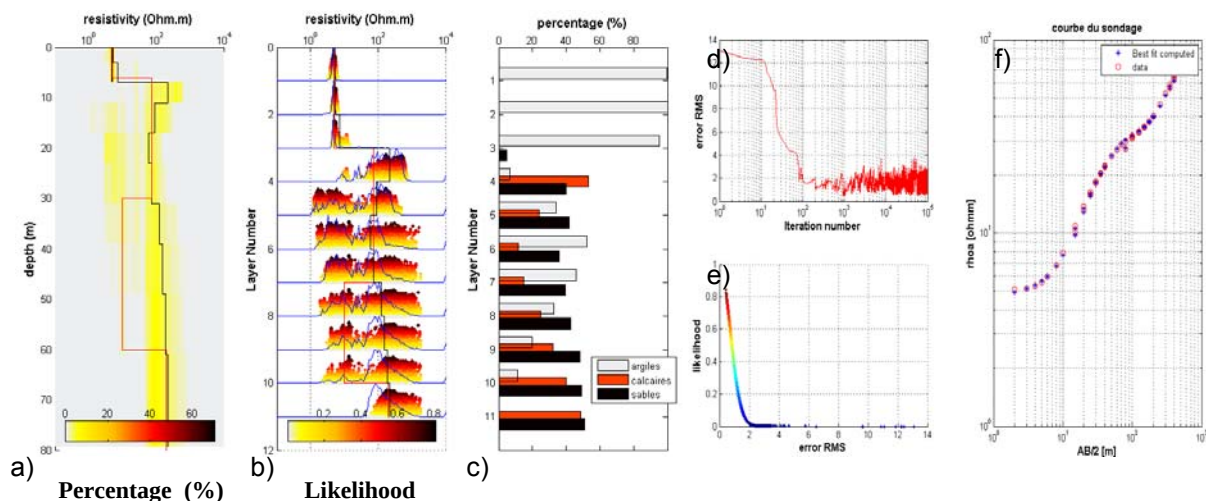


Figure 3. Résultats de l'inversion du sondage électrique seul. a) et b) En rouge : modèle synthétique. En noir : moyenne par couches des résistivités a) Histogrammes (en %) par couches des résistivités. b) En trait bleu continu : Histogrammes (normalisés par couches) des résistivités. En nuage de points : Vraisemblance a posteriori des résistivités pour chacune des couches du modèle. c) Pourcentage par couches des faciès de la chaîne de Markov. d) Evolution de l'erreur RMS en fonction du nombre d'itération. e) Evolution de la vraisemblance des modèles en fonction de l'erreur RMS. f) Comparaison entre les données synthétiques et le meilleur fit obtenu.

Les figures 4 et 5 présentent les résultats d'une inversion jointe Sondage électrique/RMP sans ajout de bruit. Les problèmes d'équivalence sont nettement réduits et la distribution des modèles les plus probables est en très bon accord avec le modèle initial aussi bien en ce qui concerne le modèle de résistivité que le modèle de teneur en eau. De plus, on retrouve parfaitement le modèle lithologique initial et la moyenne par couche des résistivités et teneur en eau se rapproche du modèle initial.

Conclusion

L'algorithme développé nous a permis de mettre en évidence l'apport de l'inversion jointe dans le cas d'un modèle synthétique. en réduisant le problème d'équivalence des solutions. Finalement, par la combinaison de plusieurs paramètres, il est possible d'interpréter le modèle en termes de faciès géologiques. Des résultats similaires ont été obtenus en combinant différentes méthodes (TDEM/Sondage électrique, TDEM/RMP, TDEM/RMP/Sondage...) et en ajoutant d'autres paramètres tel que les temps de relaxations en RMP. L'intégration de la SASW (spectral analysis of surface waves) est actuellement à l'étude et pourrait apporter une information supplémentaire dans certains cas d'études.

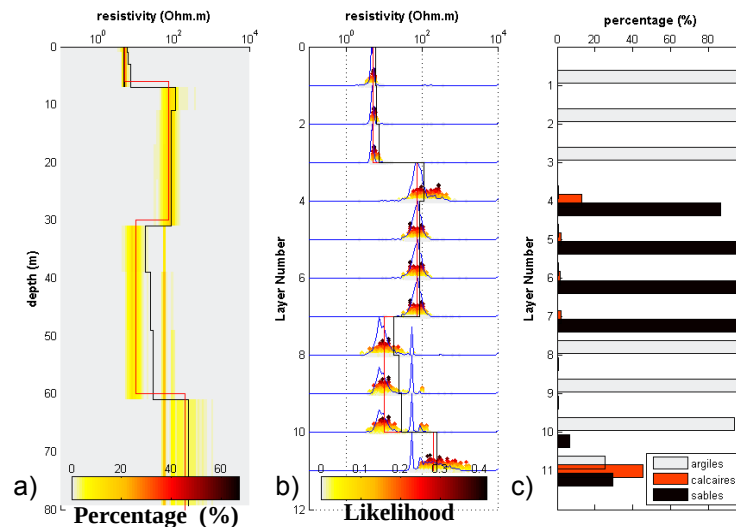


Figure 4. Résultats de l'inversion jointe sondage électrique/RMP pour le paramètre résistivité. a) et b) En rouge : modèle synthétique. En noir : moyenne par couches des résistivités parcourues a) Histogrammes (en %) par couches des résistivités. b) En trait bleu continu : Histogrammes (normalisés par couches) des résistivités. En nuage de points : Vraisemblance a posteriori des résistivités pour chacune des couches du modèle. c) Pourcentage par couches des facies de la chaîne de Markov.

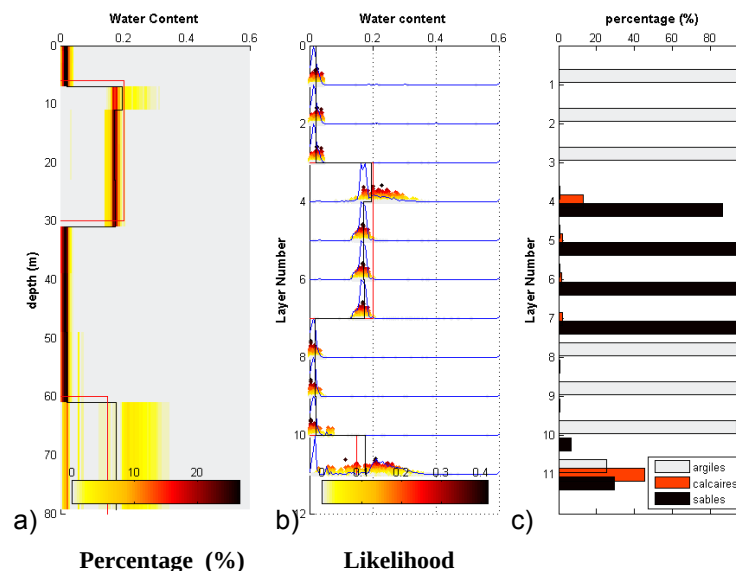


Figure 5. Résultats de l'inversion jointe sondage électrique/RMP pour le paramètre teneur en eau. a) et b) En rouge : modèle synthétique. En noir : moyenne par couches des teneurs en eau parcourues a) Histogrammes (en %) par couches des teneurs en eau. b) En trait bleu continu : Histogrammes (normalisés par couches) des teneurs en eau. En nuage de points : Vraisemblance a posteriori des teneurs en eau pour chacune des couches du modèle. c) Pourcentage par couches des facies de la chaîne de Markov

Bibliographie

- Guillen, A., Legchenko, A., 2002, *Inversion of surface nuclear magnetic resonance data by an adapted Monte Carlo method applied to water resource characterization*, Journal of Applied Geophysics 50, 193-205.
- Bosch, M., Tomographie Lithologique: développement de la méthode et applications, 1998, Thèse de doctorat de l'Institut de Physique du Globe de Paris.
- Grolier, J., Fernandez, A., Hucher, M., Riss, J., Les Propriétés Physiques des Roches : Théorie et modèles, 1991, éd. Masson.
- Nicollin, F., Gibert, D., Beauducel, F., Boudon, G., Komorowski, J-C., 2006, *Electrical tomography of La soufrière of Guadeloupe Volcano: Field experiments, 1D inversion and qualitative interpretation*, Earth and Planetary Science Letters 244, 709-724.

Influence de la teneur en eau et de la masse volumique d'un sol sur la mesure de la permittivité apparente – étude sur un site test

Cyrille Fauchard¹, Florence Sagnard¹, Vincent Guilbert¹, Yves-Laurent² Beck et Sérgio Palma Lopès²

¹Centre d'Études Techniques de l'Équipement
10, chemin de la Poudrière
76121 Le Grand-Quevilly Cedex
Phone : +33 2 35 68 92 95
Fax : +33 2 35 68 88 00
Email : cyrille.fauchard@equipement.gouv.fr

²LCPC de Nantes
Route de Bouaye
44000 Bouguenais

Résumé

La permittivité d'un limon peu argileux est mesurée à l'aide de trois méthodes électromagnétiques : le GPR (Ground Penetrating Radar), la TDR (Time Domain Reflectometry) et le monopôle quart d'onde. En GPR, la permittivité est obtenue par le pointé des temps de trajets et le traitement des profils en mode CMP (Common Middle Point). Le site test est partagé en trois plots de teneur en eau massique différente. Les mesures sont réalisées sur ces plots, après quatre phases de compactage, phases durant lesquelles sont maintenues constantes les teneurs en eau.

Les résultats des mesures montrent que le traitement en CMP donne une estimation satisfaisante de la permittivité et de l'épaisseur de la couche de limon. Les mesures locales (TDR et monopôle) montrent des résultats très proches. L'ensemble est comparé et discuté en fonction de la masse volumique du matériau et de la teneur en eau.

Présentation du site de mesure

Le site de mesure (Figure 1) est composé d'une tranche de sable de classe B2, dans lequel trois plots d'une hauteur de 0,4 m et de base rectangulaire de 2,5 m par 3 m ont été creusés, et comblés par du limon de classe A1 (peu argileux, vbs 1,3, % passant à 80 µm = 55%). Chaque tranche de limon est maintenue à une teneur en eau pondérale constante au cours des quatre phases de compactage.

La teneur en eau pondérale est définie par : $W_m = (m_t - m_s) / m_s$ où m_t est la masse totale du matériau prélevé, m_s est la masse de ce matériau après un séchage de 24 heure en étuve. Elles sont mesurées sur dix points en surface, à chaque état de compactage, et par tranche de 20 cm de profondeur. Les teneurs en eau pour chaque plot A, B et C sont respectivement de $6,7 \pm 0,6$, $8,7 \pm 0,4$, $7,4 \pm 0,6$.

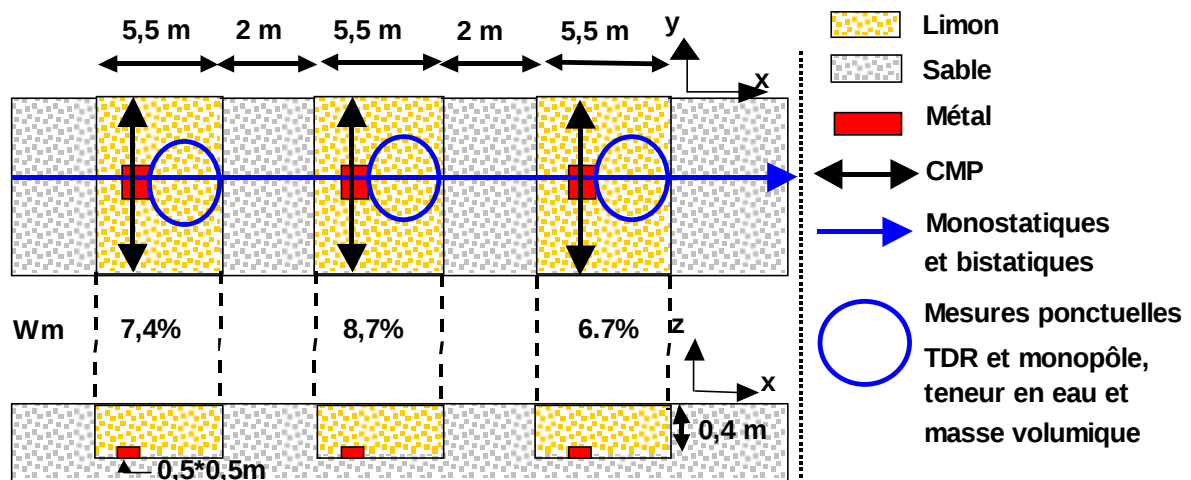


Figure 1 : Vue schématique du site-test et de l'implantation des mesures électromagnétiques

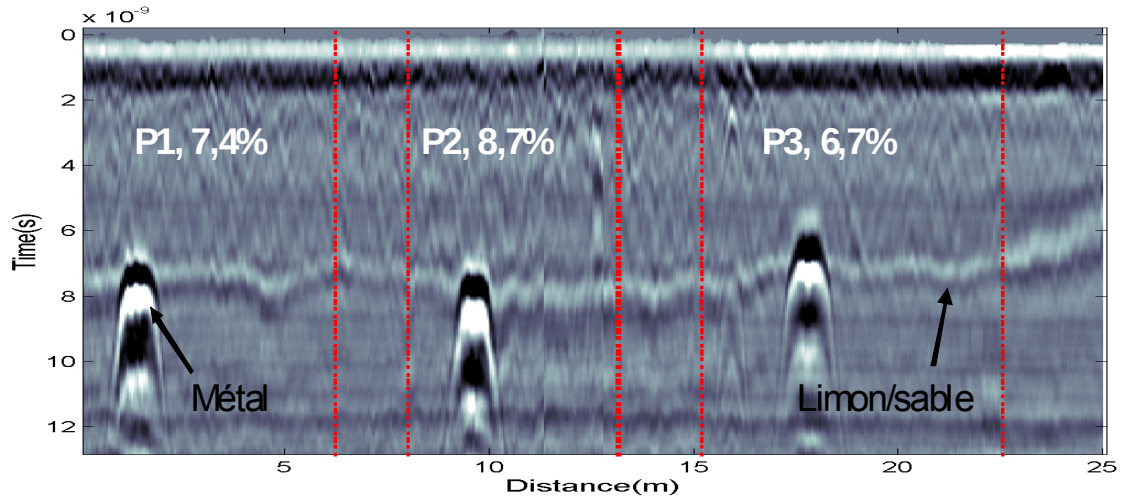


Figure 2 : Mesure radar monostatique ($f_c=900\text{MHz}$) à la troisième phase de compactage

Mesures radar

Le radar impulsionnel utilisé est un SIR 10 A+ de la société GSSI. En mode monostatique (Figure 2), les profils de mesures sont réalisés avec une antenne "papillon", en contact avec le sol, dont la fréquence centrale de rayonnement dans l'air est $f_c = 900 \text{ MHz}$. En mode bistatique, les profils radar sont obtenus avec deux antennes "papillon" ($f_c = 900 \text{ MHz}$). Pour ces deux modes, le nombre de signaux radar par mètre est égal à 20. La distance qui sépare centre à centre les antennes est de 71 cm. Les profils en point milieu commun (CMP, Common Middle Point) sont réalisés avec ces mêmes antennes, de 0 à 1,5 m, par pas de 0.1 m, au-dessus du réflecteur métallique ($0.5 \text{ m} \times 0.5 \text{ m}$). Sous certaines hypothèses, la permittivité relative réelle ϵ_r du limon est déduite d'un premier traitement issu du pointé des temps de trajets et des relevés topographiques. On ne tient pas compte de la permittivité imaginaire, relative aux phénomènes de conduction réelle et de relaxation de polarisation :

$$\epsilon_r = (ct(x_k) / 2e_0(x_k))^2 \quad (1)$$

où e_0 est l'épaisseur de la couche de limon, c est la vitesse de la lumière dans le vide ($c=3.10^8 \text{ m.s}^{-1}$) et x_k la position de mesure.

Pour des raisons pratiques, le traitement des temps de trajet en mode CMP (principe et exemple : Figure 3) porte la différence sur entre le temps de trajet direct dans l'air, et celui associé à la propagation de l'impulsion émise dans le sol par l'antenne émettrice, réfléchi à l'interface entre le limon et le sable, sur la plaque métallique, et reçue par l'antenne réceptrice. Le traitement (Fauchard et al. 2003) consiste alors à minimiser la fonction définie par :

$$f_k(e, \epsilon) = (t(x_k) - t_{\text{air}}(x_k))_{\text{mes}} - 2\sqrt{\left(\frac{x_0 + x_k}{2}\right)^2 + e^2} \frac{\sqrt{\epsilon}}{c} + \left(\frac{x_0 + x_k}{c}\right) \quad (2)$$

où ϵ_r est la permittivité relative réelle du limon, x_0 est la distance entre l'émetteur et le récepteur lorsqu'ils sont en contact, x_k est la distance entre l'émetteur et le récepteur, e_0 est l'épaisseur de la couche de limon. Les paramètres que l'on cherche à estimer sont e_0 , et ϵ_r . Des mesures test dans l'air ont permis d'estimer la distance x_0 qui sépare les deux antennes en contact : $x_0 = 0,32 \text{ m}$.

Un développement de Taylor au premier ordre de $f(e, \epsilon)$ permet de linéariser le problème inverse, en posant pour une position x_k :

$$f_k(e + \Delta e, \epsilon + \Delta \epsilon) = f_k(e, \epsilon) + \frac{\partial f_k}{\partial e} \Delta e + \frac{\partial f_k}{\partial \epsilon} \Delta \epsilon + \dots = f_k(e, \epsilon) + J_k(e, \epsilon)u \quad (3)$$

où J_k est le vecteur des dérivées partielles en x_k et $u = \begin{bmatrix} \Delta e \\ \Delta \epsilon \end{bmatrix}$. La solution pour e et ϵ est obtenue pour

l'ensemble des positions x_k en résolvant le système surdéterminé $-F = Ju$ où $F = [f_k(e, \epsilon)]$ et $J = [J_k(e, \epsilon)]$. Une factorisation de Housholder de la matrice jacobienne J permet de résoudre le système au sens des moindres carrés pour chaque itération sur e et ϵ . Un exemple de mesure en mode CMP est représenté sur la Figure 3.

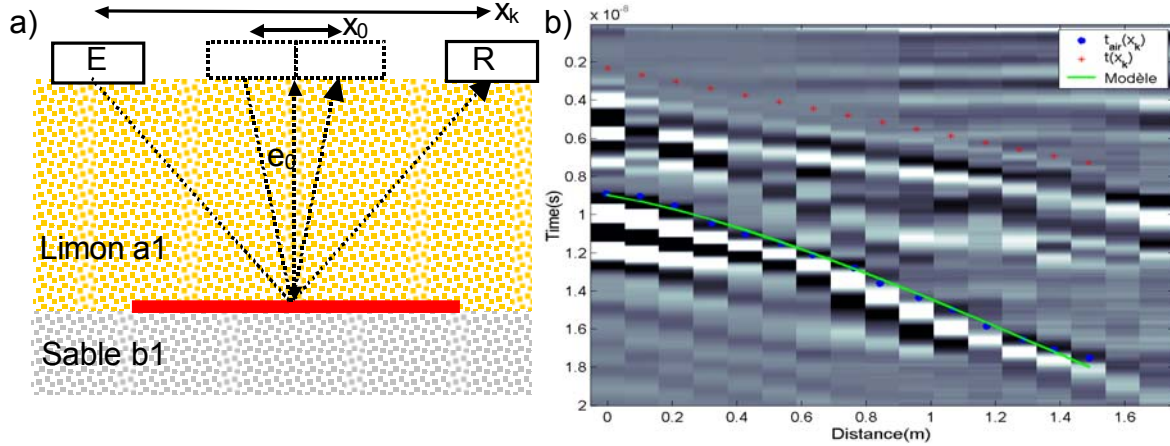


Figure 3 : a) Schéma de principe de la mesure en mode CMP et b), mesure CMP, compactage 1 plot 1 ($W_m = 7,4\%$). Pour cet exemple, le résultat de l'inversion donne : $e_0 = 43,5$ cm, $\varepsilon_r = 6,2$ (6)

Mesures au monopôle quart d'onde

La technique [Sagnard et al., 2008] utilisant le monopôle (Figure 4) repose sur l'étude et la comparaison de l'émission d'ondes monochromatiques sur une plage de fréquence donnée, dans l'air et dans le sol. L'antenne utilisée est un monopôle quart d'onde d'une longueur de $h = 2,5$ cm, d'un diamètre de 2 mm avec un plan de masse circulaire en cuivre d'un diamètre de 10 cm. La source utilisée est un analyseur vectoriel de réseau Anritsu. La permittivité diélectrique complexe du matériau dans lequel le monopôle est enfoncé, peut être estimée en considérant l'impédance d'entrée $Z_{11}(\omega)$ (avec $\omega = 2\pi f$) de ce monopôle, l'impédance du câble coaxial utilisé ($Z_0 = 50\Omega$), et le paramètre S_{11} mesuré avec l'analyseur. L'ensemble de ces grandeurs sont reliées par les relations :

$$S_{11}(\omega) = \frac{Z_{11}(\omega) - Z_0}{Z_{11}(\omega) + Z_0} \quad \text{avec} \quad Z_{11}(kh) = \sqrt{\varepsilon_r} Z_n(kh) = \left(\frac{kh}{k_0 h}\right) Z_n(kh)$$

Où l'impédance d'entrée normalisée est donnée par :

$$Z_n(kh) = j \frac{K}{kh} \left[\frac{1 + jb_1(kh) + b_2(kh)^2 + jb_3(kh)^3 + \dots + b_m(kh)^m}{1 + ja_1(kh) + a_2(kh)^2 + ja_3(kh)^3 + \dots + a_m(kh)^m} \right] \quad (4)$$

Avec $k = \frac{\omega}{c} \sqrt{\varepsilon_r}$. Les coefficients a_m , b_m (pour les inversions, $m=5$) et K sont réels. Le formalisme

développé ici est valable pour une permittivité complexe définie par $\varepsilon_r(\omega) = \varepsilon_r' - j\varepsilon_r''(\omega)$. Les coefficients a_m , b_m et K ainsi que la permittivité complexe, $\varepsilon_r(\omega)$ sont estimés en minimisant au sens des moindres carrés les écarts entre les paramètres S mesurés et modélisés.

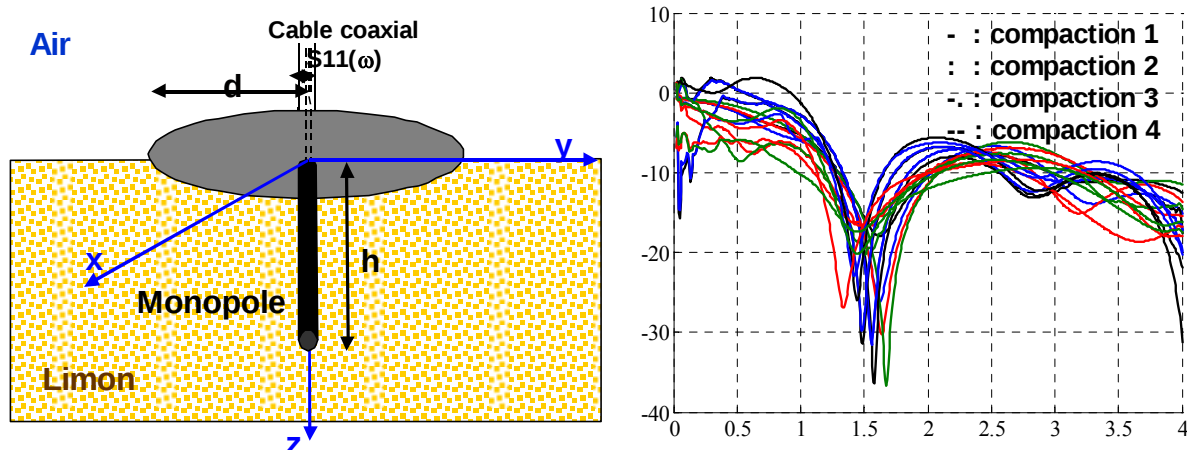


Figure 4 : Schéma de Principe du monopôle et exemple de mesure (d'après Sagnard, 2007)

Résultats des mesures

L'ensemble des mesures radar et monopôle sont comparées avec des mesures TDR, couramment utilisées pour la mesure des propriétés diélectriques des sols (Topp et al., 1980). Le volume investigué par la sonde monopôle quart d'onde et la TDR dépend des caractéristiques du sol et des propriétés de l'onde émise. Il est donc difficile à quantifier puisque l'on cherche à caractériser le sol par ces méthodes. En moyenne, les mesures surfaciques et locales (TDR et monopôle) donnent des valeurs supérieures au mesure qui prennent en compte l'épaisseur de limon (CMP et pointé). Cela laisse supposer un gradient de compactage au sein du limon (les mesures de teneur en eau en fonction de la profondeur ne montrent pas de gradient).

Chaque méthode (Figure 5) montre que la permittivité augmente en fonction de la teneur en eau et du compactage (masse volumique). La permittivité du limon est d'autant plus sensible au compactage que sa teneur en eau est élevée. Les analyses de ces résultats sont actuellement poursuivies. Des modèles de permittivité des sols (dont 1 modèle de CRI, Complex Refractive Index Model) permettent notamment de compléter ces analyses.

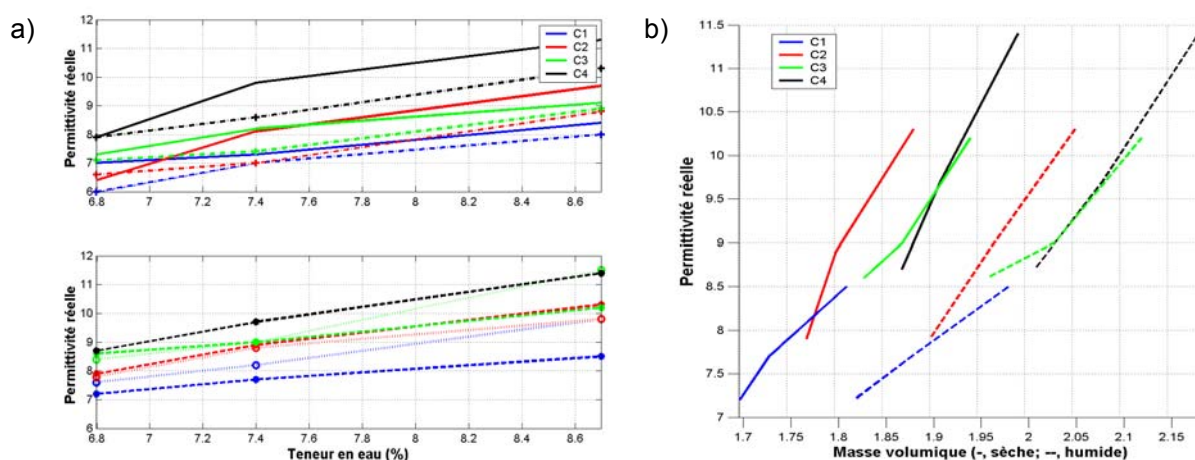


Figure 5 : a) Permittivité réelle obtenue par quatre techniques pour les quatre états de compactage en fonction de la teneur en eau. b) Permittivité obtenue en CMP en fonction de la masse volumique humide et sèche et pour les trois teneurs en eau

Bibliographie sommaire

- Fauchard, C., Dérobert X., Cariou, J., Côte, Ph, GPR performances for thickness calibration on road test sites, NDT&E International. 36, 67-75 (2003)
- Sagnard F., Guilbert V., Fauchard C., In-Situ Characterization of soil moisture content using a monopole probe, accepted in Journal of Applied Geophysics
- Topp G.C., Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Res. Research, vol. 16, n°3, 574-582 (1980)

Mots clés : GPR, TDR, monopôle, CMP, permittivité, teneur en eau, masse volumique

Tomographies sismiques appliquées au suivi d'un pilier délimité par des galeries souterraines

Philippe COTE¹, Olivier MAGNIN², Jacques MOREL³

1 LCPC, Nantes, France ; 2 TerraSeis, Grenoble, France; 3 ANDRA, Bure, France

Introduction

Le creusement de galeries souterraines génère l'apparition de ruptures et crée une zone mécaniquement endommagée (Excavated Damaged Zone) au pourtour de la paroi. Dans le cadre des études sur la sûreté des stockages souterrains des déchets radioactifs dans des formations géologiques, il est nécessaire de comprendre la phénoménologie engendrant ces détériorations autour des excavations, pour prédire leur évolution sur le long terme. L'objectif de cette opération est de suivre l'évolution sur plusieurs années de la zone endommagée autour d'un des piliers du laboratoire de recherche souterrain de l'ANDRA à Bure, délimité par 4 galeries (voir localisation et dimension du pilier sur la figure 1).

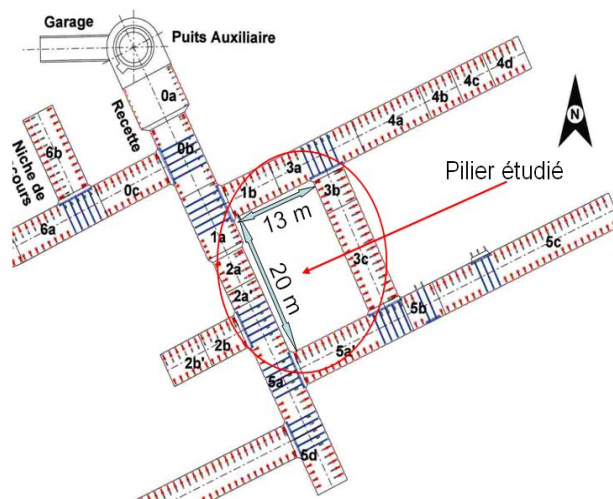


Figure 1 : Localisation et dimension du pilier ausculté

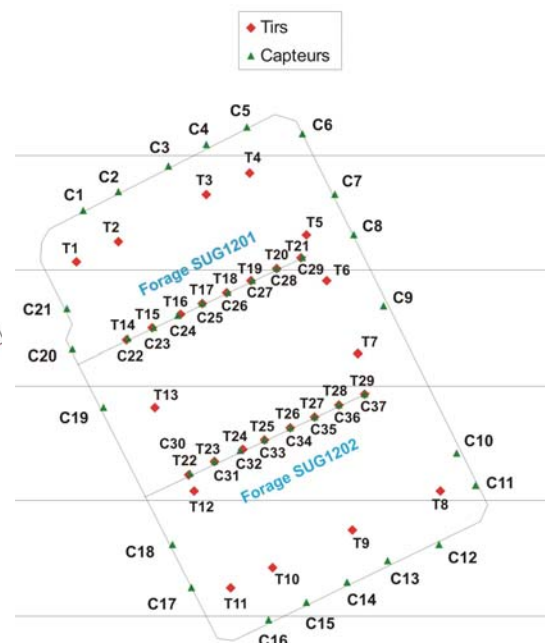


Figure 2 : Géométrie du dispositif d'acquisition

On rappellera que les galeries du laboratoire ont été creusées à la cote - 490 m dans la formation géologique des Argilites du Callovo-Oxfordien. Le pilier a été créé le 8 juillet 2005 (achèvement du creusement de la 4^{ème} galerie).

Cet article présente les résultats des trois premières tomographies sismiques effectuées respectivement en Juin 2007, Novembre 2007 et Avril 2008.

Dispositif de mesures

La figure 2 présente la géométrie du dispositif de mesure retenu pour cette étude. Afin de pouvoir réaliser cette tomographie dans les meilleures conditions de taux de couverture possible, il a été réalisé :

- deux forages horizontaux permettant de diviser la surface auscultée en 3 panneaux de dimensions approximativement égales. Ces forages, d'une longueur de 10,5 m, ont été tubés PVC et cimentés

par injection de coulis afin de permettre leur mise en eau. Ces sondages ont pu être utilisés alternativement pour la mise en place de capteurs de type hydrophones, ainsi que pour la réalisation de tirs,

- 21 niches en paroi de galerie afin de pouvoir y installer des capteurs de type accélérométrique,
- 13 forages en paroi tubés et cimentés d'une profondeur de 2 m dans lesquels ont pu être effectués des tirs à l'aide d'allumeurs électriques

Ces aménagements ont permis de réaliser des tomographies avec un nombre total de rais de l'ordre de 800.

Système d'acquisition utilisé :

Tous les capteurs (accéléromètres et hydrophones) sont reliés à une centrale d'acquisition de transitoires Très Haute Fréquence. Cette centrale permet de connecter jusqu'à 30 capteurs. Les signaux sont numérisés à la cadence maximale de 1MHz par voie (1 point toutes les microsecondes), pour une résolution de 12 bits effectifs. Les pointés des premières arrivées sont effectués pour chaque tir relativement au temps 'zero' défini par un dispositif spécifique.

Résultats

Le logiciel d'inversion utilisé est le logiciel RAI-2D développé par le LCPC. Celui-ci met en œuvre une méthode géométrique itérative qui se caractérise par rapport aux méthodes matricielles, par des temps de calcul beaucoup plus rapides alliés à une très grande souplesse d'utilisation, permettant ainsi de multiplier les inversions et d'optimiser les résultats en choisissant au mieux les paramètres d'inversion et le modèle initial utilisé. Un des paramètres importants de réglage de cet algorithme est le rayon d'influence (équivalent d'une résolution spatiale déterminée a priori) qui définit en quelque sorte le « lissage spatial » opéré par le processus.

La version utilisée tout en restant essentiellement un programme d'inversion 2D, prend en compte la non appartenance à un même plan des sources et des récepteurs. Elle autorise ainsi une mise à profit des relevés topographiques avec prise en compte des coordonnées X, Y et Z des points d'émission et réception.

La figure 4 permet de comparer les cartes de vitesses obtenues pour les trois tomographies.

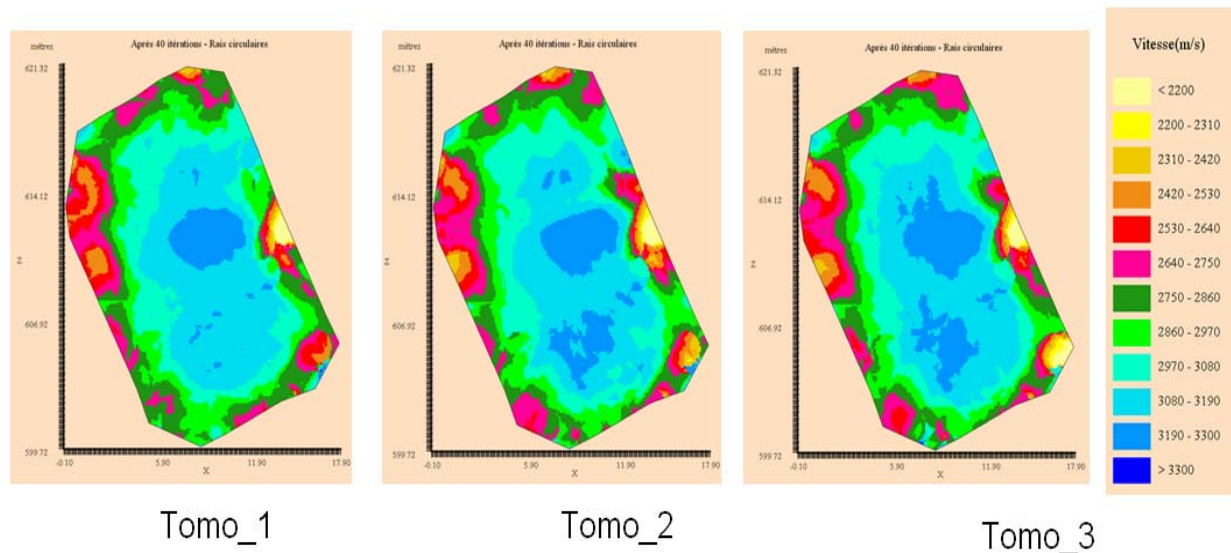


Figure 4 : Comparaison des cartes de vitesses obtenues pour les tomographies 1, 2 et 3

La figure 5 illustre le taux de couverture obtenu en représentant le tracé des 780 rais de la tomographie N°3.

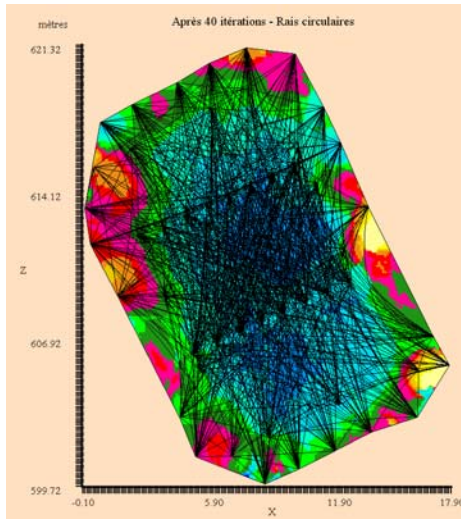


Figure 5 : Tracé des rais correspondant à la tomographie n°3

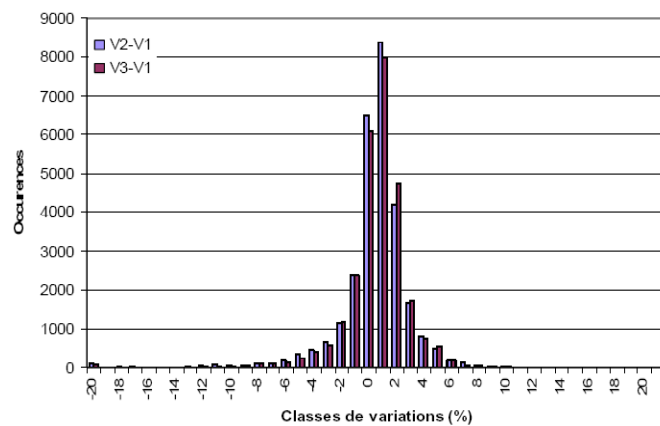


Figure 6 : Distribution des variations de vitesses

Comme on peut le constater, on n'observe pas de variations significatives des cartes de vitesses entre les 3 tomographies.

Le bloc diagramme présenté sur la figure 6 montre que la différenciation des images tomographiques V3-V1 reste confinée dans une plage de l'ordre de $\pm 2\%$. L'analyse statistique de ces différences conduit à une moyenne de 0.063% pour un écart type de 2.48%. L'écart entre les images tomographiques reste donc très faible et du même ordre de grandeur que celui constaté entre les temps de trajet mesurés sur les tomographies 1 et 3 (moyenne = -0.23%, $\sigma = 2.25\%$), valeurs que l'on peut considérer comme inférieures au seuil de représentativité de l'ordre de $\pm 2\%$ lié à la précision sur les mesures.

Tomographie différentielle

En tout premier lieu, il convient de remarquer que les images obtenues pour TOMO1, TOMO2 et TOMO3 sont très proches. Les statistiques, tant sur les données que sur les vitesses calculées, le montrent. Les variations restent confinées dans des gammes très faibles (inférieures à 2 %). En conséquence, toutes les images portant sur des différences illustrent principalement ce type de gamme de variation. Il convient donc d'examiner ces informations différentielles en ayant en tête que les variations sont très faibles.

Les soustractions d'images deux à deux n'ont pas de sens réel (en l'absence de variations majeures entre les deux prises de mesures). Les écarts observés sont liés non pas à une quelconque modification locale des matériaux mais au fait que l'on soustrait brutalement des images calculées à l'aide de deux processus inverses itératifs indépendants. Ces processus « creusent » les cartes des vitesses au cours des itérations successives avec des rythmes locaux qui dépendent de l'arrangement précis des données, du degré de convergence à cet instant, ... Ainsi, si les répartitions de vitesses au sein d'un même processus peuvent être comparées (différenciation de zones plus ou moins lentes), les comparaisons précises de vitesses issues de processus différents restent délicates.

C'est pourquoi, pour tenter de détecter d'éventuelles variations fines des vitesses dans certaines parties du pilier, il convient de partir des données (pointés temporels), de les différencier et d'inverser ces différences en calculant la carte des variations de vitesse dans le pilier (Inversion des différences).

Concernant les tomographies différentielles T3-T1, les images (Figure 7) ne laissent pas apparaître de structures clairement identifiées et stables vis-à-vis de variations de réglage de l'inversion (rayon d'influence notamment). En conclusion, l'inversion différentielle ne met pas en évidence de variations

du milieu entre Tomo1 et Tomo3. Les très faibles variations (de l'ordre de 1 à 2 %) qu'elle semble repérer peuvent être simplement considérées comme du bruit aléatoire de mesure ou de traitement.

Ces observations différentielles confirment donc le très haut niveau de précision atteint dans la reproductibilité de ces opérations qui prend en compte : la réinstallation de tout le dispositif ; les tirs avec leur mesure du temps 0 ; les numérisations et enregistrements des capteurs accéléromètres et hydrophones ; les pointés ; les inversions directes ou différentielles.

Ces observations montrent également que des variations de célérité avec des amplitudes dépassant quelques pourcents, qui pourraient éventuellement être générées par la reprise des creusements dans l'environnement proche du pilier (creusement de nouvelles galeries), sont potentiellement caractérisables par ces investigations.

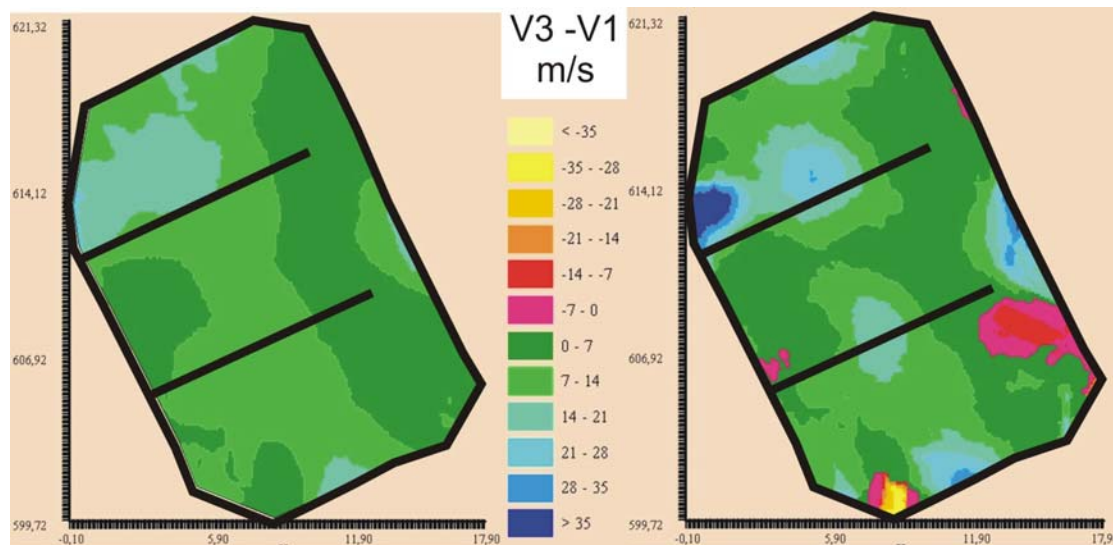


Figure 7 : Inversion différentielle T3-T1 (+/-1% pleine échelle).
Rayon d'Influence = 2m (à gauche) ; = 1m (à droite).

Conclusion et perspectives

Sur une période où il n'y a pas eu de travaux de creusements importants qui auraient pu avoir une influence sur l'état du massif, la reproductibilité des investigations tomographiques s'est révélée excellente. On peut donc en conclure que le pilier n'a pas subi d'évolution significative entre la première tomographie effectuée en Juin 2007 et la troisième tomographie effectuée en Avril 2008.

L'ANDRA dispose donc maintenant d'un état zéro du massif particulièrement bien défini avant la reprise des travaux de creusement des prochaines galeries expérimentales. Compte tenu de la précision des mesures obtenues, les prochaines tomographies sismiques permettront de suivre avec une grande précision les éventuels remaniements du massif qui pourront être observés à différentes phases du creusement des galeries.

Références

- Ph. Côte (1989) *Tomographie sismique en génie civil*, Thèse Doct. Etat, Grenoble
- B. Gaudin , O. Magnin , O. Abraham (2002), *Contribution de la tomographie sismique à la conception et à l'optimisation des fondations d'un ouvrage exceptionnel en site difficile : le pont sur Le Bras de la Plaine à l'Ile de la Réunion*, Journées AGAP Qualité de Nantes
- Ph. Côte, M. Campillo, R. Lagabrielle, V. Gautier (1988), *Imagerie sismique : Inversion Géométrique*. Ponts et Chaussées, N° spécial XV du Bulletin des Ponts et Chaussées
- Abraham O., Ben Slimane K., Côte Ph., *Seismic tomography : factoring anisotropy into iterative geometric reconstruction algorithms*, International Journal of Rocks Mechanics and Mining Sciences, 35(1), 9931-41, 1998.

Estimation du débit de fuite d'une digue en terre par inversion de données de potentiel spontané

Alexandre Bolève (1,2), François Janod (1), André Revil (2)

(1) FUGRO, Savoie Technolac, BP 230, F- 73375 Le Bourget du Lac Cedex

(2) CNRS-LGIT (UMR 5559), Université de Savoie, Equipe Volcan, Le Bourget du Lac, France

Abstract. The preferential ground water flow generates a self-potential anomaly which can be measured at the ground surface by non polarizing electrodes. The self-potential anomaly's inversion provides informations about the depth and geometry of the leakage. This methodology is applied to a test site located in the south-east of France.

Résumé. La méthode du potentiel spontané (PS) est une méthode géophysique passive sensible à l'écoulement d'un fluide en milieu poreux. La circulation d'eau dans le sous sol génère un champ électrique qui se propage dans tout le milieu suivant les hétérogénéités de résistivité électrique. Ces signaux de potentiel spontané peuvent ensuite être inversés afin de localiser en profondeur la géométrie de l'écoulement préférentiel et d'estimer son débit.

Introduction. On se propose ici de quantifier le débit de fuite d'une digue en terre canalisant un fleuve. L'analyse de la cartographie de potentiel spontané du parement aval de la digue nous a permis d'identifier des zones d'anomalies pouvant correspondre à des signatures d'écoulements préférentiels au sein de la digue. Ces signatures correspondent à la formation d'un dipôle électrique négatif en amont de la fuite et positif en aval. La quantification du débit de fuite prend en compte la distribution de résistivité électrique qui a été mesurée par panneaux électriques.

1. Théorie du potentiel spontané

La méthode de la polarisation spontanée consiste en la mesure du champ électrique à la surface du sol ou dans des forages. Il existe principalement deux mécanismes de polarisation engendrant l'apparition d'un champ électrique. L'un des ces deux mécanismes est due à la corrosion et est appelé potentiel électro-redox. L'autre mécanisme est quant à lui associé à la présence d'une densité de courant-source soumis à un écoulement en milieu poreux. A cause de l'existence d'un excès de charge à la surface des grains, l'eau porale possède une densité de charge volumétrique. Le transport de cette densité de charge volumétrique par un écoulement est responsable d'une densité de courant appelé densité de courant d'écoulement $\mathbf{j}_s$. Un courant de conduction $\mathbf{j}_c$ contrebalance ce courant $\mathbf{j}_s$.

$$\mathbf{j} = \mathbf{j}_c + \mathbf{j}_s = \sigma \mathbf{E} + \overline{Q_v} \mathbf{u}, \quad (1)$$

où $\mathbf{E} = -\nabla \varphi$ est le champ électrique (en V.m^{-1}) avec φ le potentiel électrique (en V), σ est la conductivité électrique du matériau, et $\overline{Q_v}$ est l'excès de charges électriques par unité de volume poral (C.m^{-3}). Le second terme de l'équation ($\overline{Q_v} \mathbf{u}$) correspond à la densité de courant d'écoulement notée $\mathbf{j}_s$.

2. Le problème inverse

Beaucoup d'articles récents ont résolu le problème inverse pour des signaux de potentiel spontané (e.g., Minsley et al. 2007a,b; Jardani et al. 2006, 2007a, b; Mendonça, 2008). Il s'agit d'un problème nettement sous-déterminé car on cherche à connaître l'information concernant le débit de fuite dans tout le domaine uniquement à partir de données limitées en surface. Le problème inverse peut être décrit par la minimisation d'une fonction coût Ψ données par,

$$\Psi \equiv \left\| \overline{K m} - \overline{\varphi_d} \right\|_2, \quad (2)$$

Où $K(P,M)$ est appelé kernel dans les théories de champ de potentiel, $\|\cdot\|$ correspond à la norme L_2 , $\overline{m}$ est un vecteur correspondant aux inconnues et $\overline{\varphi_d}$ est un vecteur correspondant aux données mesurées sur le terrain. Il existe plusieurs méthodes pour résoudre ce type de problème. Une solution est d'utiliser le pseudo-inverse de la matrice K (Menke, 1989) mais cette solution n'est pas assez lisse pour notre problème. Afin d'obtenir une solution lisse, nous avons besoin d'ajouter de l'information au problème inverse. Une possibilité est de réaliser la minimisation suivante (Hansen et al., 1992) :

$$\min \left\| \overline{D_2} \overline{W} (\overline{m} - \overline{m_0}) \right\|_2 \text{ tel que } \overline{K} \overline{m} = \overline{\varphi_d} \quad (3)$$

Où la matrice $\overline{D_2}$ correspond à l'approximation discrète de la dérivée du deuxième ordre et $\overline{W}$ est une matrice diagonale, affectant un poids selon la profondeur.

3. Application sur site réel

3.1 Présentation du site

Les mesures de potentiel spontané et de résistivité électrique se sont déroulées sur une digue située dans le sud-est de la France. Cette digue est constituée principalement de matériaux peu consolidés (sable et graviers). Afin de limiter l'écoulement au sein de la digue, un écran d'étanchéité de 12 centimètres d'épaisseur constitué de ciment-bentonite a été construit depuis la crête de digue jusqu'à environ 12 mètres de profondeur.

3.2 Campagne de mesure géophysique

La campagne de mesure a consisté dans un premier temps à la prise de mesure de potentiel spontané sous forme d'une cartographie à la surface de la digue et dans un second temps à la réalisation de quatre tomographies de résistivité électrique. Concernant les mesures de potentiel spontané, l'échantillonnage PS a consisté en une trentaine de profils parallèles au linéaire de digue espacés d'1.5 mètres sur lesquelles les points de mesure PS sont enregistrés tout les mètres (**Figure 1**). Afin de connaître la distribution de résistivité électrique, nécessaire à l'interprétation en termes de débit de fuite des données de potentiel spontané, un total de quatre tomographies de résistivité électrique a été réalisé sur ce même site.

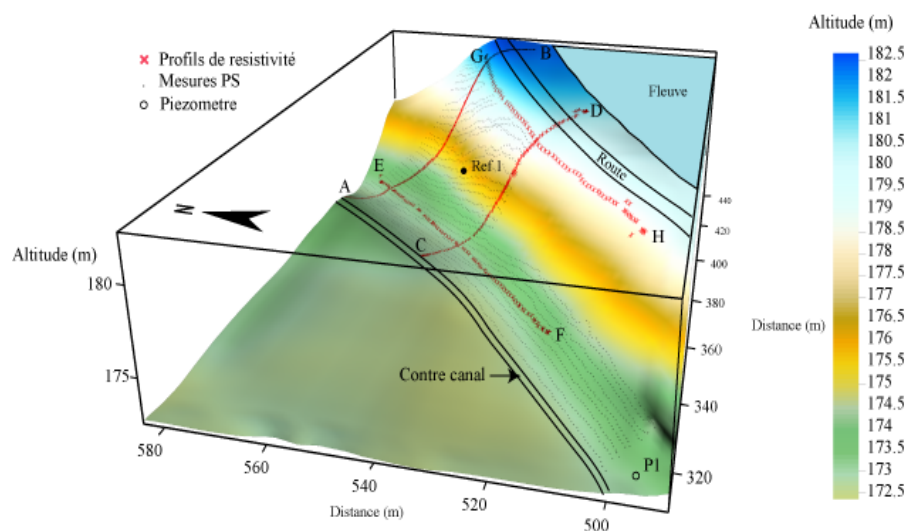


Figure 1. Schéma montrant la position des points de mesure de potentiel spontané, de l'électrode de référence et des quatre profils de résistivité électrique.

3.3 Interprétation des données

La cartographie de potentiel spontané (**Figure 2**) montre clairement un gradient sous la forme d'un dipôle électrique de l'amont vers l'aval de la digue signifiant la présence d'une zone d'écoulement préférentiel en profondeur. On propose alors d'effectuer une inversion 2D des données de polarisation spontanée (en tenant compte de la résistivité électrique du milieu) le long du segment AB (**Figure 2**) afin d'estimer la profondeur et le débit de la fuite.

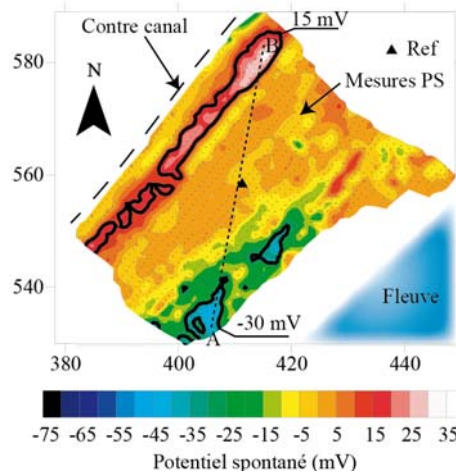


Figure 2. Carte de potentiel spontané. La position de l'électrode de référence est matérialisée par un triangle noir.

Le résultat de cette inversion est présenté en **Figure 3**. La **Figure 3** montre la distribution de la densité de courant-source. La **Figure 4** montre la comparaison entre les mesures PS réalisées sur le site et la PS issue de l'inversion. Globalement les données inversées reproduisent bien les données mesurées. Concernant la PS issue uniquement de la composante horizontale de la densité de courant inversée, on remarque un bon ajustement en fin de profil mais un très net écart avec les données situées entre 0 et 5 mètres de distance. Cette observation trouve son explication dans le fait que les données PS mesurées entre ces deux abscisses correspondent à une influence majeure d'un écoulement verticale, écoulement qui peut être relié au passage de l'eau de fuite sous l'écran d'étanchéité (forte composante verticale).

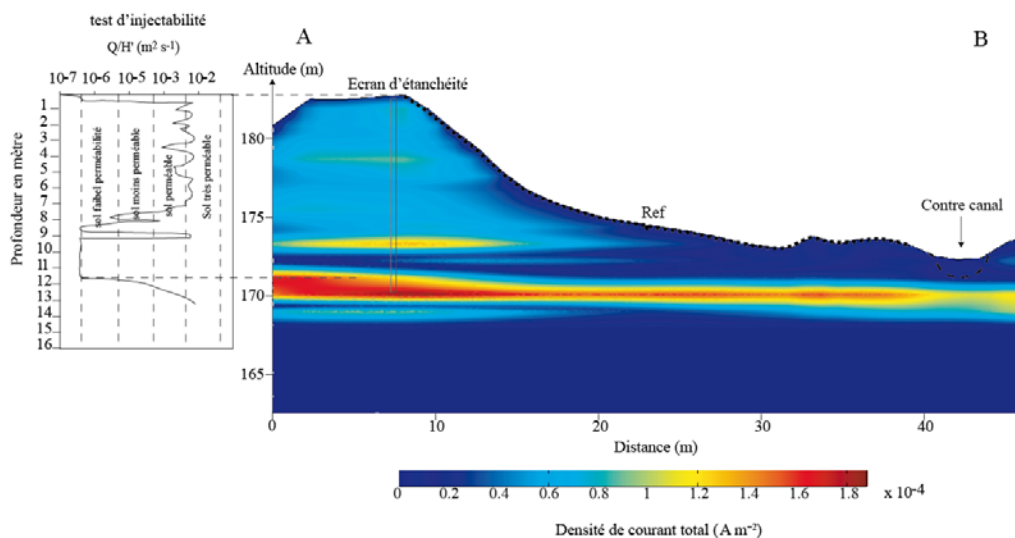


Figure 3. Résultat de l'inversion des données de PS en termes d'amplitude de densité de courant-source. La position des données de PS utilisées pour l'inversion est matérialisée par la ligne en trait discontinu en surface entre l'écran d'étanchéité et le contre canal. "Ref" correspond à la position de la référence pour les données PS.

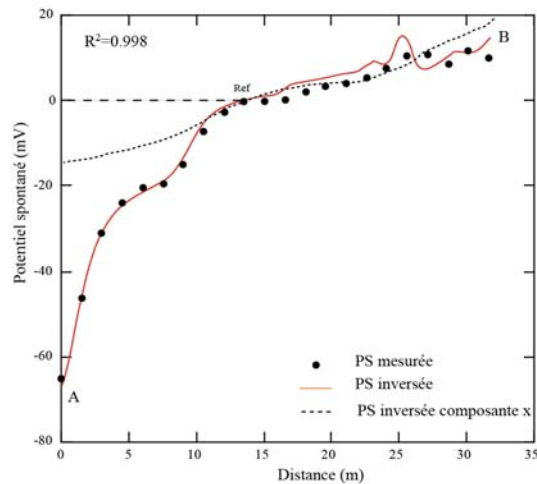


Figure 4. Comparaison entre les données PS le long du profil AB, les données PS résultant de l'inversion (la ligne en trait continu) et le résultat de l'inversion prenant en compte uniquement la composante horizontale de la densité de courant-source (ligne en trait discontinu).

D'après les valeurs de densité de courant inversé j_s et une estimation du terme $\overline{Q_v}$ à 0.04 C.m^{-3} (estimation effectuée à partir du test géotechnique) et d'après l'Eq. 1, nous évaluons alors le débit de fuite à environ 3 litres par seconde pour une section d'1 m^2 .

4. Conclusion

La cartographie de potentiel spontané couplée à l'information de résistivité électrique nous a permis dans un premier temps de détecter une zone d'écoulement préférentiel et, dans un second temps, par méthode inverse, de déterminer le débit de fuite. La suite de ce travail serait alors d'améliorer la localisation et la quantification des zones de fuites, en apportant au problème des données complémentaires, comme des données de température en forage.

Référence

- Bolève A., A. Revil, C. Gevaudan, F. Janod, J.-L. Mattiuzzo and J.-J. Fry, Preferential fluid flow pathways in dams and embankments imaged by self-potential tomography (SPT), Intended for publication in Near Surface Geophysics.
- Bolève A., A. Revil, F. Janod, J. L. Mattiuzzo, and A. Jardani, Forward modeling and validation of a new formulation to compute self-potential signals associated with ground water flow, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(5), 1661-1671, 2007b.
- Hansen, P.C., T. Sekii, and H. Shibahashi (1992), The modified truncated-SVD method for regularization in general form, *SIAM J. Sci. Stat. Comput.*, 13, 1142-1150.
- Jardani, A. A. Revil, F. Akoa, M. Schmutz, N. Florsch, and J.P. Dupont (2006b), Least-squares inversion of self-potential (SP) data and application to the shallow flow of the ground water in sinkholes, *Geophysical Research Letters*, 33(19), L19306, doi: 10.1029/2006GL027458.
- Mendonça CA (2008), Forward and inverse self-potential modeling in mineral exploration, *Geophysics*, 73(1), F33-F43.
- Minsley, B.J., J. Sogade, and F.D. Morgan (2007b), Three-dimensional source inversion of self-potential data, *J. Geophys. Res.*, 112, B02202, doi : 1029/2006JB004262.
- Revil, A., Schwaeger, H., Cathles, L.M., Manhardt, P. (1999) Streaming potential in porous media. 2. Theory and application to geothermal systems. *Journal of Geophysical Research* 104(B9), 20,033-20,048.
- Ursat, P. (1992), Le Perméafor: appareillage de diagraphe de perméabilité, *Bull. Liaison Labo P. et Ch.*, 178, Réf 3641, 19-25.

Autoroute A71 – Doublement du pont sur la Loire : apport de la radioactivité naturelle et du cylindre électrique® dans le cas de fondations en site karstique

Édouard DURAND¹, Pierre FRAPPIN²

1 : CETE NC- LRPC Blois France ; 2 : E.D.G., France

Résumé :

L'autoroute A71 franchit la Loire à l'Ouest de l'agglomération orléanaise (45) dans un site karstique. Pour le projet de doublement de cet ouvrage, COFIROUTE, par l'intermédiaire des ses maîtres d'œuvre SCAO et SOCASO a fait réaliser des études géotechniques de projet. Une première étude en 2006 a abouti à une solution de fondation sur pieux avec renforcement préalable des terrains par injection classique. En 2007, une étude a été confiée au LRPC de Blois pour préciser l'aléa karstique au droit de chaque appui et étudier techniquement et économiquement une solution de fondation sur semelles massives avec renforcement au préalable des massifs calcaires supports. Pour cela, le LRPC de Blois a proposé d'optimiser les forages et de les valoriser en réalisant des mesures de radioactivité naturelle (RAN) et des essais de cylindre électrique® avec le concours d'E.D.G.

1 - Introduction

Le projet :

L'ouvrage actuel de franchissement de la Loire, construit en 1978, est un ouvrage de 400 ml reposant sur 6 appuis (dont 2 en Loire) fondés sur micropieux. Le projet de doublement de ce pont en aval immédiat de l'existant a été étudié par COFIROUTE en plusieurs phases.

En 2006, une première campagne d'investigations géotechniques avait abouti au choix d'une solution de fondation sur pieux (6 pieux pour les culées et 8 pieux pour les piles, de 1800 mm de diamètre et de 25 m de longueur).

En 2007, la Société de Construction des Autoroutes de l'Ouest (SCAO) et la Société de Construction des Autoroutes du Sud et de l'Ouest (SOCASO), pour le compte de COFIROUTE, ont chargé le LRPC de Blois de réaliser des investigations géotechniques et géophysiques complémentaires afin :

- ❑ d'une part, de compléter les données géotechniques et de préciser l'aléa karstique au droit de chaque appui ;
- ❑ d'autre part, d'étudier une solution de fondation superficielle sur semelles massives avec renforcement des terrains supports.

Le contexte géologique karstique :

D'après la carte géologique 1/50 000 d'Orléans (XXII-19), le projet repose sur les formations géologiques suivantes :

- ❑ Les alluvions actuelles et subactuelles (Fz) composées principalement de sable et graviers dans le lit mineur et majeur de la Loire. Elles peuvent être recouvertes dans le lit majeur par des limons de crue, brunâtres ;
- ❑ Le substratum Aquitainien du Calcaire de Beauce (g₃), juxtaposition et superposition de plusieurs faciès. Un ensemble peu consistant de calcaire crayeux et de marnes à nodules indurés de calcaire s'observe fréquemment sur une dizaine de mètre de puissance, sur une assise plus compacte.

Dans la zone de la Chapelle-St-Mesmin, les bancs calcaires présentent des accidents siliceux.

Le Calcaire de Beauce est réputé pour être le siège de circulations karstiques importantes.

Les investigations réalisées pour le premier ouvrage ainsi que les difficultés rencontrées lors de la réalisation des micropieux (en 1978) permettaient en effet de craindre la présence de karsts et de niveaux d'altération importants notamment dans les appuis rive gauche. Les investigations de 2006 (1 sondage carotté et 1 sondage pressiométrique par appui) corroboraient ces craintes et ce niveau d'aléa karstique.

2 – Les investigations proposées par le LRPC de Blois

Le cahier des charges de la consultation prévoyait 6 sondages par appuis (2 carottés et 4 pressiomètres descendus à 35 m) et la réalisation d'essais cross-hole. En solution variante, compte tenu des sondages existants et pour préciser l'aléa karstique ou sa nature, le LRPC de Blois a proposé pour chaque appui, la réalisation du programme suivant retenu par la suite :

- ❑ 1 sondage carotté de 35 m
- ❑ 1 sondage pressiométrique de 35 m avec essais tout les mètres jusqu'à 20 m puis tous les 1,5 m ;
- ❑ 4 sondages destructifs avec enregistrement des paramètres de foration ;
- ❑ la **mesure de la radioactivité naturelle (RAN)** dans 4 sondages dont les sondages carottés et pressiométriques ;
- ❑ la réalisation de **2 essais au cylindre électrique®** dans ces mêmes sondages.

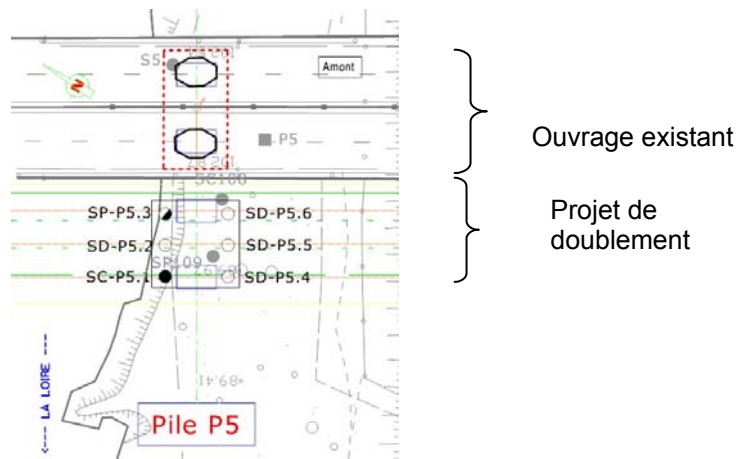


Figure 1 : Investigations LRPC Blois 2007 (en noir) au droit d'un appui et sondages existants (en grisé)

3 – Résultats des sondages et des diagraphies

La répartition des 6 sondages au droit d'un appui a permis, en phase Projet d'avoir une bonne estimation de la présence de karst et/ou de zone d'altération du calcaire, de repérer leurs niveaux et leur typologie (karsts remplis ou vides...). Les reconnaissances ont permis d'établir un profil en long géotechnique (cf. figure 2) précisant la localisation des indices karstiques rencontrés en forage. Au droit du projet, les anomalies se concentrent principalement sur la rive gauche (appuis P4/P5/C6) sur les 20 premiers mètres du substratum calcaire avec toutefois la présence de passages altérés plus en profondeurs. Les karsts ont été recoupés en forage sur 0,5 à 1 m mais des hauteurs de 3 à 5 m de karst remplis ont été rencontrées au droit des appuis P5 et C6.

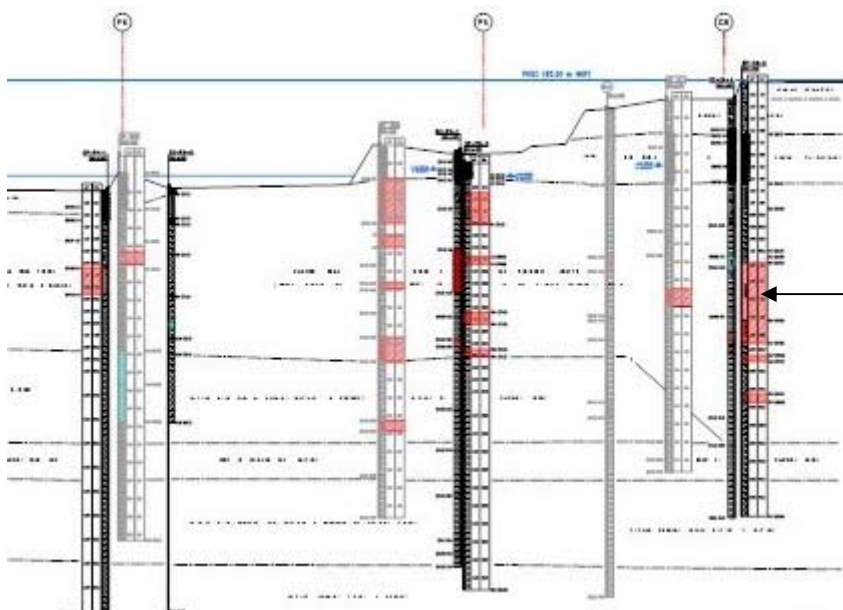


Figure 2 : Extrait du profil en long géotechnique précisant les indices karstiques (en rouge) au droit des appuis rive gauche

La nature du remplissage des karsts a été déterminée soit directement (sondages carottés avec bon % de récupération) soit indirectement avec la mesure de la radioactivité naturelle (RAN) dans les forages. L'exemple de la figure 3 montre un remplissage de nature sablo-argileuse (argileux quand $RAN > 50$ Choc/s) du karst traversé entre 2,3 et 5,3 m et de nature argileuse en profondeur.

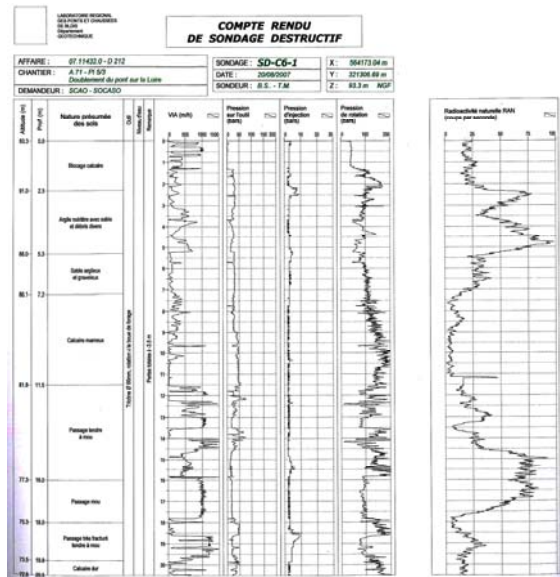


Figure 3 : PV d'un sondage destructif avec mesure de la RAN (colonne de droite) au droit de la culée C6

Alternance de sable et d'argile

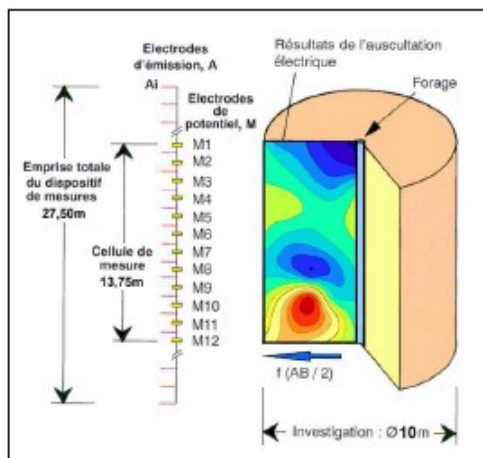
Argile

Par contre, les forages ne permettent pas de préciser l'extension, l'orientation ou encore le volume des anomalies traversées, indications nécessaires pour définir un quantitatif des solutions de traitement par injection des massifs de fondation. C'est pourquoi nous avons proposé, avec E.D.G., de réaliser des essais de cylindre électrique.

4 – L'apport du cylindre électrique® en forage dans la détermination de l'aléa karstique

La méthode

Le principe de l'essai est d'injecter un courant continu dans le terrain par l'intermédiaire de n électrodes disposées dans le forage et de mesurer la différence de potentiel résultante via des électrodes de réception, disposées elles aussi dans le forage. Les électrodes peuvent jouer alternativement le rôle d'injection et de réception du potentiel.



Cette méthode permet de calculer des résistivités (ou conductivité) des terrains sur un volume de sol compris dans un rayon d'environ 5 m autour du forage (variable selon la nature du sol). De plus, au droit des sondages à terre, un azimutage des anomalies détectées peut être effectué.

Enfin, une modélisation par inversion des mesures peut être effectuée afin d'estimer les volumes des anomalies ou karts détectés.

Application au projet du doublement du pont sur la Loire de l'A71

Au droit de chaque appui, 2 essais au cylindre électrique® ont été effectués par E.D.G. Après dépouillement, les profils de résistivité ainsi obtenus ont été rapprochés des PV de forage établis par le LRPC de Blois. La figure 4 illustre cette synthèse et met en évidence des points singuliers. Le forage pressiométrique SP-P5.3, entre 8 et 13 m de profondeur, avait rencontré un banc de calcaire dur ($p_i > 4,7$ MPa et $E_M > 250$ MPa), limité au sommet et à la base par des passages décimétriques très

tendres caractérisés par une augmentation de la vitesse instantanée d'avancement (VIA) et par une montée de la RAN.

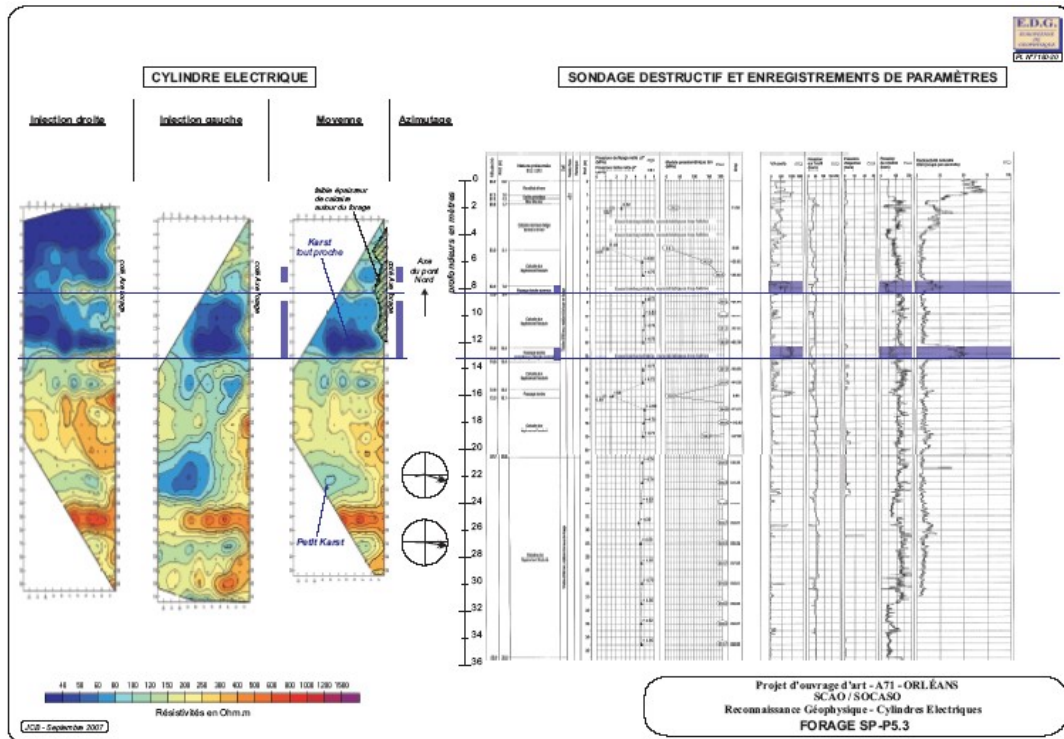


Figure 4 : Planche de synthèse interprétée de l'essai de cylindre électrique dans le sondage SP-P5.3

L'essai au cylindre électrique permet de fournir une autre interprétation de ce forage. Le forage SP-P5.3 tangente le bord d'une cavité karstique importante et recoupe la base de cette cavité entre 12 et 13 m, là où la RAN et la VIA présentaient un pic. Cette interprétation est renforcée par le fait que ce karst important a été recoupé par d'autres forages au droit de cet appui P5. Le cylindre met également en évidence 2 autres niveaux anormaux entre 20 et 22 m et vers 27 m de profondeur, anomalies non reconnues lors du forage et dont l'azimutage indique une orientation vers l'appui du pont existant.

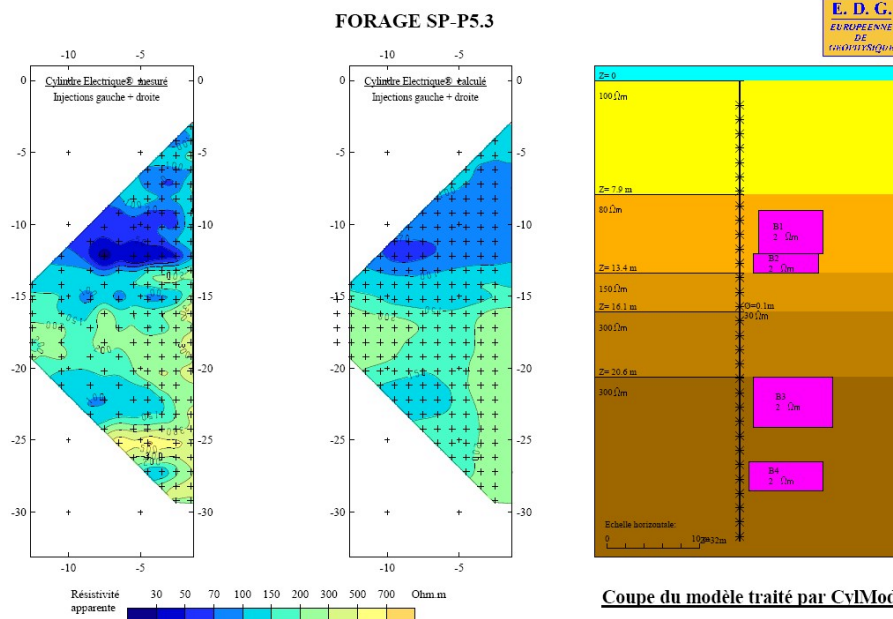


Figure 5 : Approche du volume des cavités dans le sondage SP-P5.3 par modélisation CylMod

Afin de préciser encore l'aléa karstique qui est apparu très important au droit des appuis P5 et C6 après interprétation des sondages et des essais géophysiques, des modélisations ont été entreprises par E.D.G. à l'aide du logiciel CylMod. L'exemple de la figure 5 présente la modélisation au droit du sondage SP-P5-3 déjà évoqué ci-avant. La modélisation ne traduit pas exactement la réalité géologique mais permet d'approcher les volumes des cavités en présence, information capitale pour l'estimation du coût des techniques de renforcement à mettre en œuvre (injection solide, injection classique...). Ainsi, pour ce forage, les volumes des cavités modélisées varient de 130 à 250 m³ ce qui ne correspond toutefois pas bien évidemment à un volume de vide franc.

5 – Conclusion

Dans les projets de fondation d'ouvrage en site karstique, les investigations géotechniques ponctuelles classiques (sondages et essais in-situ), ne se suffisent pas à elle-mêmes, au risque de sous-estimer l'aléa karstique et de se retrouver en cours de travaux sur des situations bloquantes, sources d'important dépassement budgétaire.

Pour le projet de doublement du pont de l'A71 franchissant la Loire, la réalisation de la RAN et des essais de cylindre électrique® ont apporté des informations complémentaires (nature des remplissages) ou nouvelles (anomalies non détectées en forage et volume approximatif de ces anomalies).

A l'aide de ces indications de forage et d'essais au droit de chaque appui, le LRPC de Blois a proposé un mode de fondation superficiel sur semelle massive avec traitement préalable des terrains par une technique d'injection classique pour les appuis C1, P2 et P3 et d'injection solide avec clavage pour les appuis P4, P5 et C6. Le dimensionnement et l'estimation du coût de cette solution ont été établis au droit de chaque appui sur la base d'un pourcentage moyen de volume de terrain « anormalique » à traiter (environ 11% à 15% pour les 3 premiers appuis et de 18 à 40 % pour les appuis rive gauche). L'apport du cylindre électrique® a été pour cela d'une aide précieuse.

La construction de l'ouvrage a été lancée sur ce principe de fondation et les travaux d'injection ont démarré en août 2008 au droit de la pile P5.

Mots clés : Fondation, karst, géotechnique, forages, radioactivité naturelle, cylindre électrique





