

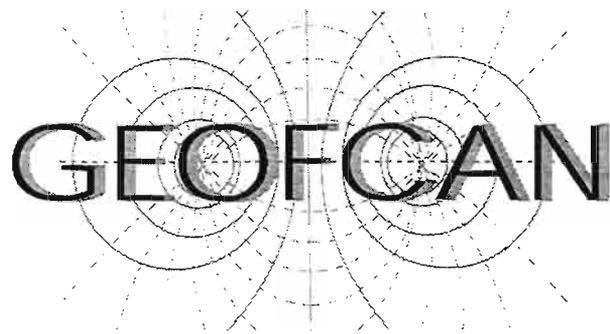
# GEOFCAN

Géophysique des Sols et  
des Formations Superficielles

25-26 septembre 2001  
Orléans, France

actes  
du  
3ème  
colloque





Géophysique des Sols et  
des Formations Superficielles

25-26 septembre 2001  
Orléans, France

Actes  
du  
3<sup>ème</sup> colloque

Remerciements :

les organisateurs remercient vivement la Région Centre et le Muséum d'Orléans pour leur soutien.

© INRA, Paris

ISBN : 2-7380-0991-3

3<sup>ème</sup> colloque  
Géophysique des sols et des formations superficielles

Président -----

A. Tabbagh                      Université P. et M. Curie

Comité scientifique -----

P. Andrieux	UPMC	Université P. et M. Curie
A. Bruand		Université d'Orléans - ISTO
J.L. Favre	ECP	Ecole Centrale de Paris
C. Fouillac	BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
D. Gibert		Université Rennes 1
G. Herail	IRD	Institut de Recherche et Développement
A. Hesse	CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
P.Y. Hicher	ECN	Ecole Centrale de Nantes
M. Jamagne		Académie d'Agriculture de France
R. Lagabrielle	LCPC	Laboratoire Central des Ponts et Chaussées
G. de Marsily	UPMC	Université P. et M. Curie
J.C. Menaut	CESBIO	Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère
H. Modaressi	BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
J. Merle	IRD	Institut de Recherche et Développement
B. Seguin	INRA	Institut National de la Recherche Agronomique

Coordination scientifique et organisation -----

Y. Albouy	IRD Bondy
A. Dorigny	INRA Orléans
O. Duval	INRA Orléans
J.C. Gourry	BRGM Orléans
D. King	INRA Orléans
H. Robain	IRD Bondy
A. Tabbagh	UPMC Paris



## Avant propos

Le colloque GEOFCAN de Géophysique des Sols et des Formations Superficielles a lieu pour la deuxième fois à Orléans, et c'est dans les locaux du Muséum que nous sommes accueillis cette année. L'Unité de Science du Sol d'Orléans a bien voulu en assurer l'organisation locale.

Le colloque GEOFCAN est maintenant « entré dans les mœurs » et, aux côtés des membres du réseau, agents du BRGM, de l'IRD, de l'INRA et de l'UPMC, il réunit les spécialistes du monde académique, des établissements de recherche appliquée et de sociétés de service intéressés au développement des méthodes de reconnaissance non destructives du sol et du proche sous-sol. Rassemblant une centaine de participants, il constitue pour la communauté francophone une occasion d'échanges approfondis et d'ouverture que favorise l'usage de la langue maternelle et l'absence de sessions en parallèle.

Les présentations ont été regroupées d'une façon différente de celle adoptée lors des précédents colloques. Les trois thèmes sont : "caractérisation géophysique des milieux", "innovations modèles et théories", "l'outil géophysique dans la gestion de l'environnement". Ainsi, plutôt que de partir du degré d'anthropisation du milieu étudié, nous avons préféré faire ressortir l'unicité de l'objet étudié et le parallélisme des démarches entre les différentes thématiques.

La présence dans le cadre du réseau d'un large spectre d'applications thématiques souligne en effet le fait que le sol et le proche sous-sol doivent être considérés comme un tout. Le géologue qui cherche à reconstituer l'historique et les mécanismes de mise en place des éléments du milieu, le géotechnicien qui doit dimensionner puis réaliser des aménagements, le pédologue agronome dont l'objectif est de mieux connaître les réserves en eau et en nutriments pour les plantes, l'archéologue qui doit étudier et gérer les archives qui constituent le sous-sol, l'hydrologue qui doit évaluer le volume et la qualité de la ressource en eau, tous étudient le même objet et ont à gagner à mieux connaître et comprendre les objectifs de chacun des autres partenaires, les outils qu'il utilise et les contraintes qu'il rencontre.

La géophysique d'exploration n'est pas dans ce contexte une discipline de plus mais un outil commun à de nombreuses thématiques dont le développement dépend pour partie du perfectionnement de cet outil. L'effort en recherche méthodologique doit donc être continu même si ce type de recherche peut paraître difficile et ingrat par rapport aux satisfactions que procurent les résultats « thématiques ». Cet effort est et restera incontournable et le présent colloque a, entre autres, pour but de le rendre plus agréable en montrant qu'il est attendu, suivi et accompagné par toute une communauté.

**Alain Tabbagh, Président du colloque**



# Sommaire

## Avant-propos

## Caractérisation géophysique des milieux

---

<i>D. CHAPPELLIER</i> .....	9
Cours en ligne de géophysique proposé par l'Université de Lausanne et l'Institut Français du Pétrole	
<i>M. BILLIEN, V. MAUPIN</i> .....	13
Caractérisation de la rigidité des sols par l'utilisation de sismique d'ondes de surface	
<i>G. GRANDJEAN, P. PAILLOU, N. BAGHDADI, E. HEGGY, T. AUGUST</i> .....	17
Détection de structures enfouies par radar (SAR) grande longueur d'onde. Exemple de validation en Egypte à l'aide du radar géologique.	
<i>E. MARMET, A. TABBAGH</i> .....	21
Les propriétés magnétiques des sols : origine, caractéristiques et perspectives pour l'étude de l'évolution des paysages.	
<i>M. DESCLOITRES, O. RIBOLZI, Y. LE TROQUER</i> .....	25
Variations saisonnières de la résistivité des sols d'une ravine sur un versant sahélien.	
I. Etude cartographique par traîné Wenner.	
<i>M. DESCLOITRES, O. RIBOLZI, Y. LE TROQUER</i> .....	31
Variations saisonnières de la résistivité des sols au niveau d'une ravine sur un versant sahélien.	
II. Interprétation des panneaux électriques 2D.	
<i>A. HOLLIER-LAROUSSE, P. CURMI, C. WALTER, J. AUZIZEAU, S. PALMA-LOPES, A. FLEURY</i> .....	35
Variation spatiale et variation temporelle de la résistivité apparente mesurée par la radio magnétotellurique dans des séquences de sols hydromorphes.	
<i>V. RABEMANANA, Y. ALBOUY, J.M. WACKERMANN</i> .....	39
Exemples d'interprétation de données hydrochimiques basée sur la conductivité électrique des solutions.	
<i>W. AL-FARES, M. BAKALOWICZ, Y. ALBOUY, J.M. VOUILLAMOZ, M. DUKHAN, G. TOE, R. GUÉRIN</i> .	43
Contribution de la géophysique à l'étude d'un aquifère karstique. Exemple du site du Lamalou.	
<i>J.P. MONTOROI, H. ROBAIN, M. SCHMUTZ, C. MARTIN, J. MOLÉNAT, L. RUIZ</i> .....	47
Analyse d'un réseau piézométrique par imagerie électrique multi-électrodes (bassin versant de Kerbernez, Bretagne).	
<i>J.M. VOUILLAMOZ, B. CHATENOUX</i> .....	51
Apport de la géophysique pour l'implantation des forages d'eau au Mozambique (méthodes électriques, TDEM et RMP).	

<i>M. BECK, D. GIRARDET, D. CHAPPELLIER, M. DESCLOITRES</i> .....	55
Diagraphies électriques pour l'optimisation de l'hydrofracturation en zone de socle. Premiers résultats au Burkina Faso.	
<i>I. HADDOUCHE, F. BENHAMOUDA, K. DJILI</i> .....	61
Cartographie pédopaysagique de synthèse par télédétection "images Landsat TM". Cas de la région de Ghassoul (El Bayadh).	
<i>F. REJIBA, M. DESCLOITRES, O. RIBOLZY, C. CAMERLYNCK</i> .....	67
Apport du radar haute résolution pour la reconnaissance des placages sableux au Sahel.	

## Innovations, modèles et théories

---

<i>A. LEGCHENKO, J.M. BALTASSAT</i> .....	75
La méthode de sondage par Résonance Magnétique Protonique (RMP) appliquée à la caractérisation hydrodynamique des aquifères.	
<i>C. DOUSSAN, L. JOUNIAUX, J.L. THONY, A. CHANZY</i> .....	79
Evolution temporelle du potentiel spontané et du flux d'eau non saturé dans un sol sablo-limoneux et limono-argileux de cases lysimétriques.	
<i>J.F. GIRARD, M. BANO</i> .....	83
Modélisation de l'atténuation des ondes radar par une loi puissance de la susceptibilité électrique.	
<i>A. CHAMBAREL, H. BOLVIN, A. CHANZY</i> .....	87
Simulation numérique du signal d'une sonde TDR par la résolution des équations de Maxwell.	
<i>P. COSENZA, C. CAMERLYNCK, A. TABBAGH</i> .....	93
Modélisation de la relation permittivité HF - teneur en eau par une approche Différentielle Auto-Cohérente	
<i>R. CHAMMAS, O. ABRAHAM, P. CÔTE, H.A. PEDERSEN, J.F. SEMBLAT</i> .....	97
Influence de la concentration d'inclusion sur le comportement d'un sol hétérogène.	
<i>H. ROBAIN, G. BELLIER, C. CAMERLYNCK, D. VERGNAUT</i> .....	101
Relation entre résistivité et teneur en eau. Importance des caractéristiques granulométriques, minéralogiques et rhéologiques des sols.	
<i>J.M. WACKERMANN</i> .....	105
Caractérisation et modélisation des dissolutions et des néoformations basées sur la conductivité électrique des solutions.	

## L'outil géophysique dans la gestion de l'environnement

---

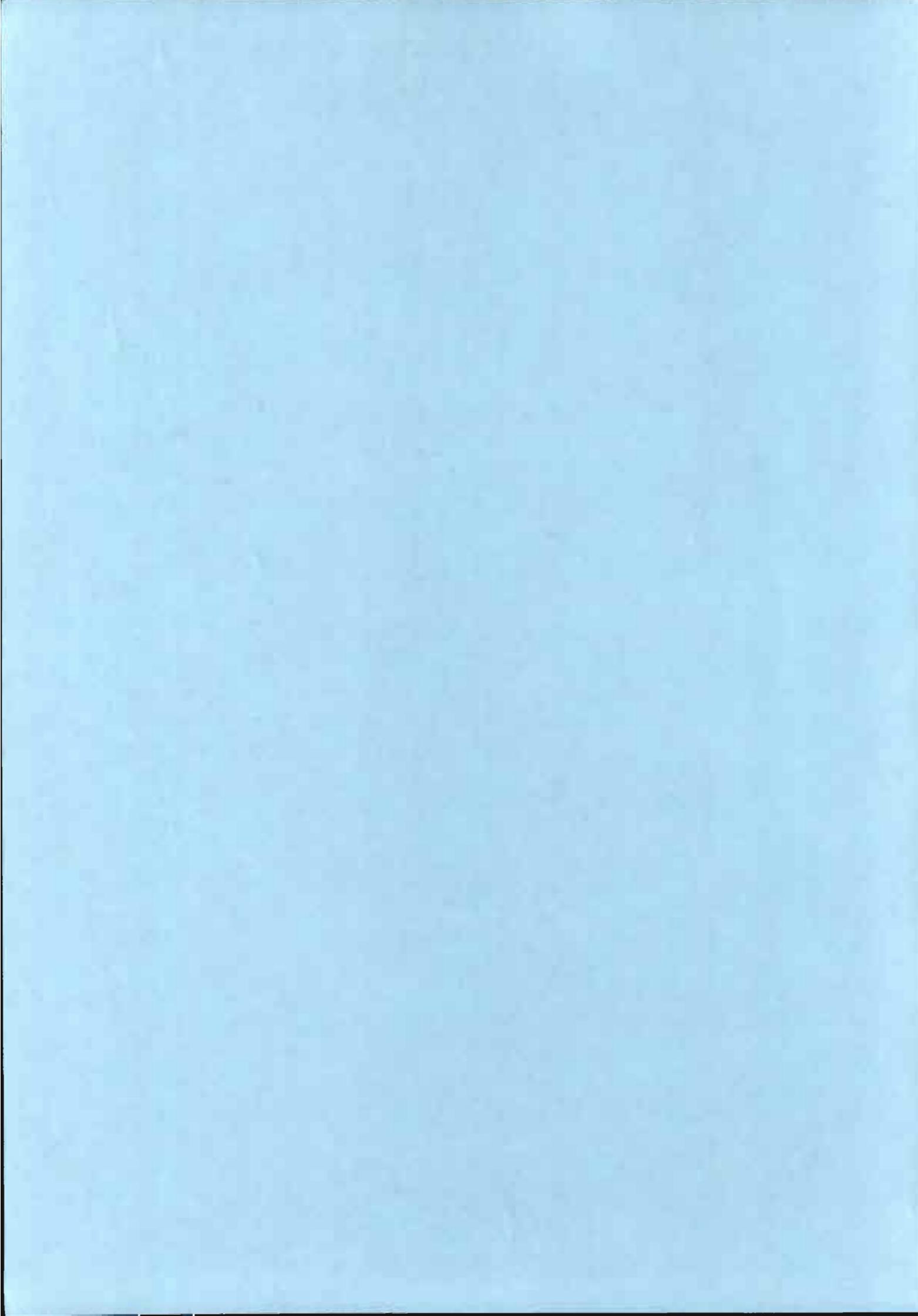
<i>P. MÉRIAUX, P. ROYET, P. CÔTE, A. HOLLIER-LAROUSSE, P. FRAPPIN</i> .....	111
Méthodes de reconnaissance géophysique à grand rendement pour les digues de protection contre les crues.	
<i>J.C. GOURRY, D. GUYONNET</i> .....	117
Corrélation entre perméabilité hydraulique et conductivité électrique d'une barrière ouvragée.	
<i>M.L. MUNOZ, Y. BENDERITTER, R. GUÉRIN, C. PANISSOD</i> .....	123
Etude d'un massif de déchets par mesures géophysiques.	

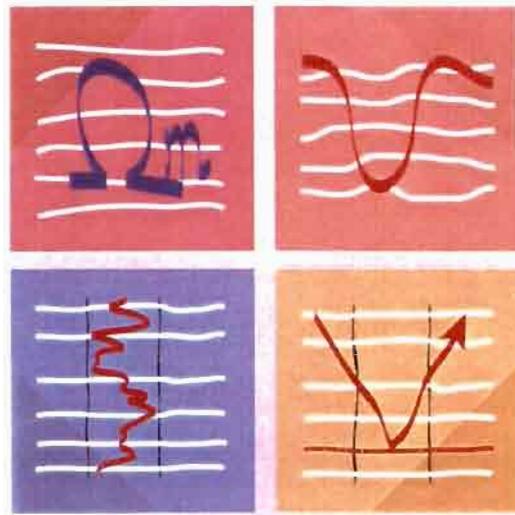
<i>E. RASOLOMANANA, H. RAKOTO, L. PASTOR, J.B. RATSIMBAZAFY</i> .....	127
Etude de la variabilité spatiale des couvertures latéritiques et des affleurements des roches granite-migmatitiques de la région d'Ambohidratrimo.	
<i>A.N. SAVADOGO, M. DESCLOITRES, S. NAKOLENDOUSSE, C. CAMERLINCK, P. BAZIE, Y. LE TROQUER, Y. KOUSSOUBE</i> .....	131
Etude géophysique du tracé de la digue du futur barrage de Yakouta au Burkina Faso. Complémentarité des méthodes électriques et radar en milieu dunaire.	
<i>D. MICHOT, Y. BENDERITTER, A. DORIGNY, D. KING</i> .....	135
Utilisation de la méthode électrique multiélectrode pour le suivi spatial et temporel du profil hydrique du sol. Une application en Beauce sous culture de maïs irriguée.	
<i>M. SCHMUTZ, R. GUÉRIN, P. ANDRIEUX, O. MAQUAIRE</i> .....	141
Apport de la méthode slingram pour la détermination de l'extension des zones à risques du glissement-coulée de Super Sauze (Alpes de Haute-Provence France).	
<i>C. BENECH</i> .....	145
Etude de l'urbanisme du Proche-Orient antique : le cas de Doura-Europos (Syrie)	
<i>R. LAGABRIELLE, S. PALMA LOPES</i> .....	149
Reconnaissance par prospection électrique du sous-sol marin pour le nouveau port du Havre	
<i>B. NICOULLAUD, A. ZANOLIN, A. DORIGNY, H. BOURENNANE, A. COUTURIER, J. GRANIER, P. RUELLE</i> .....	155
Intégration de données géophysiques dans un modèle spatialisé de culture (maïs) : Application en vue d'une irrigation de précision.	
 Index des auteurs.....	 159
 Liste des participants.....	 161



## **Caractérisation géophysique des milieux**

**Les sols, les formations superficielles,  
Les eaux souterraines,  
Les milieux urbains et industriels**





## Cours online de géophysique

Université de Lausanne · Institut Français du Pétrole

**Dominique Chapellier**

*Université de Lausanne, Institut de Géophysique, Lausanne, Suisse*  
Cours de géophysique par l'Internet : <http://www.unil.ch/geophys>

### 1. Origine du projet

Durant cette dernière décennie, l'émergence de l'Internet a apporté nombres de technologies qui ont révolutionné les approches pédagogiques traditionnelles. En effet, les NTIC (Nouvelles Technologies de l'Information et de la Communication) permettent de libérer l'apprenant (en partie, du moins) des contraintes de temps et d'espace, de personnaliser le cheminement de l'étudiant dans le processus d'apprentissage, à l'apprenant de s'auto-évaluer tout au long de ce cheminement pédagogique et d'aborder dans certains cas des concepts difficilement présentables sur les supports classiques de cours (illustration animée de phénomènes dynamiques, simulations, etc).

Par nature, le vaste domaine de la géophysique et tous les phénomènes complexes qu'il implique présentait un terrain particulièrement favorable pour l'application des nouvelles technologies de l'enseignement. Dans cet esprit, un projet a été lancé au printemps de l'année 2000 par madame Dominique Chapellier à la Faculté des Sciences de l'Université de Lausanne, en Suisse.

### 2. But du projet

Ce site a pour but principal l'enseignement de diverses méthodes géophysiques appliquées :

- La prospection électrique de surface
- Les diagraphies eau et pétrole
- La sismique de puits

Il s'agit d'un cours avancé qui ne traitera pas de toutes les bases de la géophysique. Il sera utilisé comme support d'enseignement pour les étudiants de 3 et 4<sup>ème</sup> années en Sciences de la Terre de l'Université de Lausanne.

### 3. Contenu du site

Ce cours en ligne permettra à des étudiants ou des ingénieurs de s'initier aux méthodes de prospection géophysique par le biais d'un cours d'environ 160 pages contenant de nombreuses illustrations et des animations expliquant les différents phénomènes physiques. L'internaute aura également à sa disposition des tests d'auto-évaluation, un glossaire et une bibliographie dynamique.

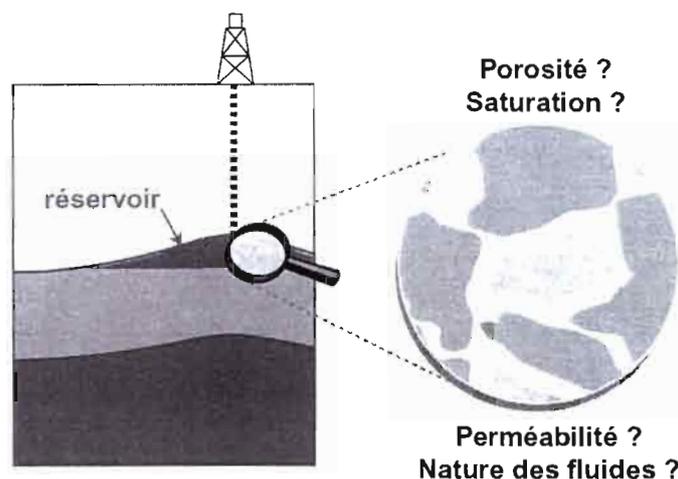


Fig. 1 : Exemple d'illustration tirée du cours

L'étudiant va classiquement circuler de façon "verticale" dans chaque module de cours, par une navigation "page par page" ou par l'intermédiaire d'un menu, en acquérant progressivement les connaissances qui lui permettent d'aller plus loin. Une navigation plus "horizontale" est aussi possible depuis chaque page de cours par l'adjonction de boutons permettant l'accès à des compléments d'information.

Les internautes ne désirant pas suivre le cursus linéaire du cours pourront accéder directement à des informations spécifiques par le biais de fonctions de recherche disponibles dans les pages d'accueil. L'ensemble des cours et d'autres documents utiles (abaques, etc) seront également téléchargeables pour l'impression.

Ce cours en ligne de géophysique est déjà disponible en version française à l'adresse suivante : <http://www.unil.ch/geophys>. Une version anglaise est en cours de réalisation et sera vraisemblablement opérationnelle en février 2002.

### 4. Réalisation

Ce projet a été entièrement réalisé à l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne et financé pour l'essentiel par le Rectorat de cette même université, avec une contribution de l'Institut Français du Pétrole.

Il a impliqué différents partenaires : le contenu du site a été élaboré par les professeurs Dominique Chapellier (Université de Lausanne) et Jean-Luc Mari (Institut Français du Pétrole). M. Gilles Tacchini (Université de Lausanne) s'est chargé de la conception et de la réalisation informatique du site, en collaboration avec M. Francis Perret (Université de Lausanne) pour le graphisme.

## MODULES DE COURS DISPONIBLES

CONTENU DU COURS SELECTIONNE

**Sismique de puits**

Principes de base

Prospection électrique de surface

Diagraphie

**NAVIGATION**

- [-] Introduction
  - [ ] Préambule
  - [+] Tirs en surface
    - [ ] PSV
    - [ ] PSO
    - [ ] Walkaway
  - [ ] Tirs en puits
  - [ ] Puits à puits
- [-] Mise en oeuvre
  - [ ] Principe
  - [ ] Sondes multiples
- [-] Traitement
  - [-] Propagation des ondes
  - [-] Traitement
    - [ ] Prétraitement
    - [ ] Pointé
    - [ ] Séparation
    - [ ] Image sismique
    - [ ] PSV non déporté
    - [ ] PSV déporté
- [-] Applications
  - [ ] Calage
  - [-] Ballade sismique
  - [-] En cours de forage
    - [+] Principe
    - [ ] Mise en oeuvre
    - [ ] Exemple
  - [ ] Tomographie
  - [ ] Pendagométrie
  - [ ] Monitoring
  - [ ] Conclusions
  - [ ] Quiz

Applications ► en cours de forage ► principe

---

La possibilité d'utiliser un ou plusieurs capteurs situés sur l'unité de forage et/ou des capteurs plantés à la surface du sol pour obtenir des informations géophysiques sur les terrains traversés en cours de forage et des images sismiques a été largement discutée par de nombreux auteurs, notamment [Ng et al. \(1990\)](#), [Naville et al. \(1994\)](#), [Miranda et al. \(1996\)](#) montrent l'impact de la sismique de puits en cours de forage sur les puits d'exploration.

Cette animation schématise le principe de mise en œuvre d'une sismique de puits transposée, l'outil de forage proprement dit (trépan, tricône,...) sert de source sismique.

— ondes directes  
 — ondes réfléchies  
 — ondes réfractées

► Sismique de puits transposée en cours de forage

PAGE DE COURS

fig. 2 : Exemple de page de cours

11



# Caractérisation de la rigidité des sols par l'utilisation de sismique d'ondes de surface

**Magali Billien et Valérie Maupin**

*Institutt for geologi, Univ. i Oslo, PO 1047 Blindern, 0316 Oslo, Norvège*

**Abstract :** We present a method to retrieve the shear modulus and thickness of the first layers of the subsurface by analysing the total seismic wavefield generated by seismic sources at the surface. Compared to classical SASW, this has the advantage of taking into account the overtones of the surface waves and gives for example better results in structures with stiff layers over soft layers. The method consists of generating synthetic seismograms in a serie of models determined by a neighbourhood algorithm and selecting the best one by comparison with data in the frequency domain.

---

## Contexte

Les ondes de surface avec une profondeur de pénétration de 1 à 400 km sont communément utilisées en sismologie globale pour étudier la vitesse des ondes S (ou rigidité) de la croûte et du manteau supérieur. Les ondes de surface avec une profondeur de pénétration de l'ordre du décimètre sont utilisées en géotechnique pour la caractérisation de sites, la surveillance d'ouvrages d'art ou la détermination des propriétés élastique des chaussées.

Les études classiques d'ondes de surface en sismologie aussi bien qu'en géotechnique sont principalement basées sur l'approximation que le champ d'ondes sismiques est fortement dominé par le mode de vibration fondamental du milieu.

Des développements récents dans la théorie de la propagation des ondes et dans les techniques d'inversion en sismologie se sont focalisés sur le développement de techniques permettant de se libérer de cette approximation, c'est-à-dire d'utiliser le champ d'onde complet, en incluant les modes harmoniques lors de l'analyse des ondes de surface.

Dans le cas des applications géotechniques, les structures peuvent être telles que de forts modes harmoniques sont générés. Cela limite grandement l'utilisation des méthodes classiques d'analyse, mais a néanmoins des avantages. En particulier, les techniques d'imagerie qui prennent en compte les modes harmoniques donnent des images beaucoup plus fines des structures que celles basées uniquement sur les modes fondamentaux.

## Mise en oeuvre

Dans cette optique, nous avons utilisé une méthode de modélisation du champ d'onde, dite réflectivité, venant de la sismologie globale (Bouchon, 1981). Elle permet de calculer l'ensemble du champ d'ondes sismiques généré par une source dans un modèle composé d'une série de couches planes homogènes. Son application à l'exploration sismique de petite échelle se traduit par un changement des fréquences utilisées.

Afin d'obtenir la structure verticale (vitesse des ondes S et épaisseur des couches) du milieu étudié, les données sont comparées à des sismogrammes synthétiques générés dans de nombreux modèles, et le milieu qui génère le sismogramme le plus proche des données est sélectionné. Afin de comparer données et synthétiques, il faut pouvoir quantifier leur ressemblance (fonction coût). La façon classique de comparer deux signaux est de mesurer l'énergie de leur différence dans le domaine temporel :

$$E = \int (sismo(t) - synt(t))^2 dt \quad (1)$$

où  $sismo(t)$  représente les données sous la forme d'un sismogramme, et  $synt(t)$  représente le sismogramme synthétique.

Cette fonction coût dans notre application varie de façon complexe avec les paramètres du milieu et présente des minima secondaires gênants. Nous avons donc développé une fonction coût plus adaptée, basée sur une comparaison des phases et amplitudes spectrales des données et synthétiques :

$$E = \int (A_{données}(v) - A_{synthétiques}(v))^2 + k(\Phi_{données}(v) - \Phi_{synthétiques}(v))^2 dv \quad (2)$$

où  $A$  sont les amplitudes spectrales,  $\Phi$  les phases,  $v$  la fréquence et  $k$  un coefficient de pondération.

Les sismogrammes synthétiques doivent être générés dans un ensemble de modèles couvrant l'ensemble des modèles possibles. Si la façon de faire varier les paramètres du modèle n'est pas choisie de manière efficace, ceci peut amener à devoir générer un nombre considérable de sismogrammes synthétiques, et rendre la méthode très lourde au niveau du temps de calcul. Pour cela, nous avons choisi d'utiliser un algorithme récent très général développé par M. Sambridge (1999) pour les inversions non linéaires. C'est un algorithme itératif qui choisit d'échantillonner plus précisément dans les régions avoisinant les meilleures solutions de l'itération précédente. Cet algorithme est particulièrement bien adapté parce qu'il ne demande pas à l'utilisateur d'ajuster finement beaucoup de paramètres comme la plupart des autres algorithmes d'inversion non linéaire le font, ce qui facilite son utilisation.

## Essais synthétiques

Les essais réalisés sur des données synthétiques ont montré que la méthode était viable au niveau du temps de calcul. L'exemple présenté ci-dessous nécessite quelques heures de temps de calcul sur une station de travail SUN.

Le dispositif testé comporte six stations alignées avec la source et situées entre 30 et 60 m de la source. Dans l'exemple présenté ici, les données synthétiques ont été calculées dans le profil de vitesse inverse indiqué en trait plein sur la figure (). Dans un premier temps, l'algorithme d'inversion génère aléatoirement dix modèles de cinq paramètres (vitesses et épaisseur des deux premières couches et vitesse dans le demi-espace). Au cours des itérations suivantes, l'algorithme teste dix nouveaux modèles à chaque fois, choisis au voisinage des cinq meilleurs précédents. Les vitesses peuvent varier librement entre 100 et 1 200 m/s, les épaisseurs entre 0 et 20 mètres.

La figure (b) représente les valeurs des cinq paramètres successivement obtenus pour 1 530 modèles. Bien que cela ne soit pas très apparent dans l'exemple présenté, il est apparu dans de nombreux cas que la grande sensibilité du champ à la vitesse  $V_1$  de la couche superficielle empêche l'algorithme de recouvrer de façon satisfaisante les autres paramètres si  $V_1$  peut varier beaucoup. Cela nous conduit à réaliser des inversions par étapes. Lors de l'étape 1, tous les paramètres sont totalement libres mais nous ne conservons que  $V_1$  à l'issue de cette première étape. Pour l'étape 2,  $V_1$  est cantonné autour de la valeur trouvée à l'étape 1 (avec une petite liberté de variation), les autres paramètres étant libres. L'étape 3 est similaire, avec cette fois  $V_1$ ,  $V_2$  et  $H_1$  cantonnés autour des valeurs précédemment obtenues. La figure (b) permet de mettre en évidence la façon dont l'algorithme converge. Il explore simultanément plusieurs minima de la fonction coût puis finit par se restreindre à un. Cela est particulièrement net pour  $V_3$ ,  $H_1$  et  $H_2$ .

L'algorithme retrouve bien les vitesses des deux premières couches (figure (c)). L'épaisseur de la première couche est surestimée. L'épaisseur de la deuxième couche et la vitesse dans le demi-espace sont mal résolues.

Les composantes verticale et longitudinale des sismos données et prédites sont présentées sur la figure (a) pour trois des six stations utilisées. On peut noter qu'il existe toujours un décalage entre les ondes de surface données et prédites. Ceci peut être dû au fait que l'algorithme cherche à obtenir un bon fit global, qui inclut les ondes P, alors que l'inversion n'est faite que sur la vitesse des ondes S, le rapport des vitesses ondes P sur ondes S étant fixé à 2. L'élimination des ondes P devrait permettre d'améliorer ce point. Il faut noter que pour un profil « normal » (vitesses augmentant avec la profondeur) l'ajustement du sismogramme est meilleur que pour un profil inverse.

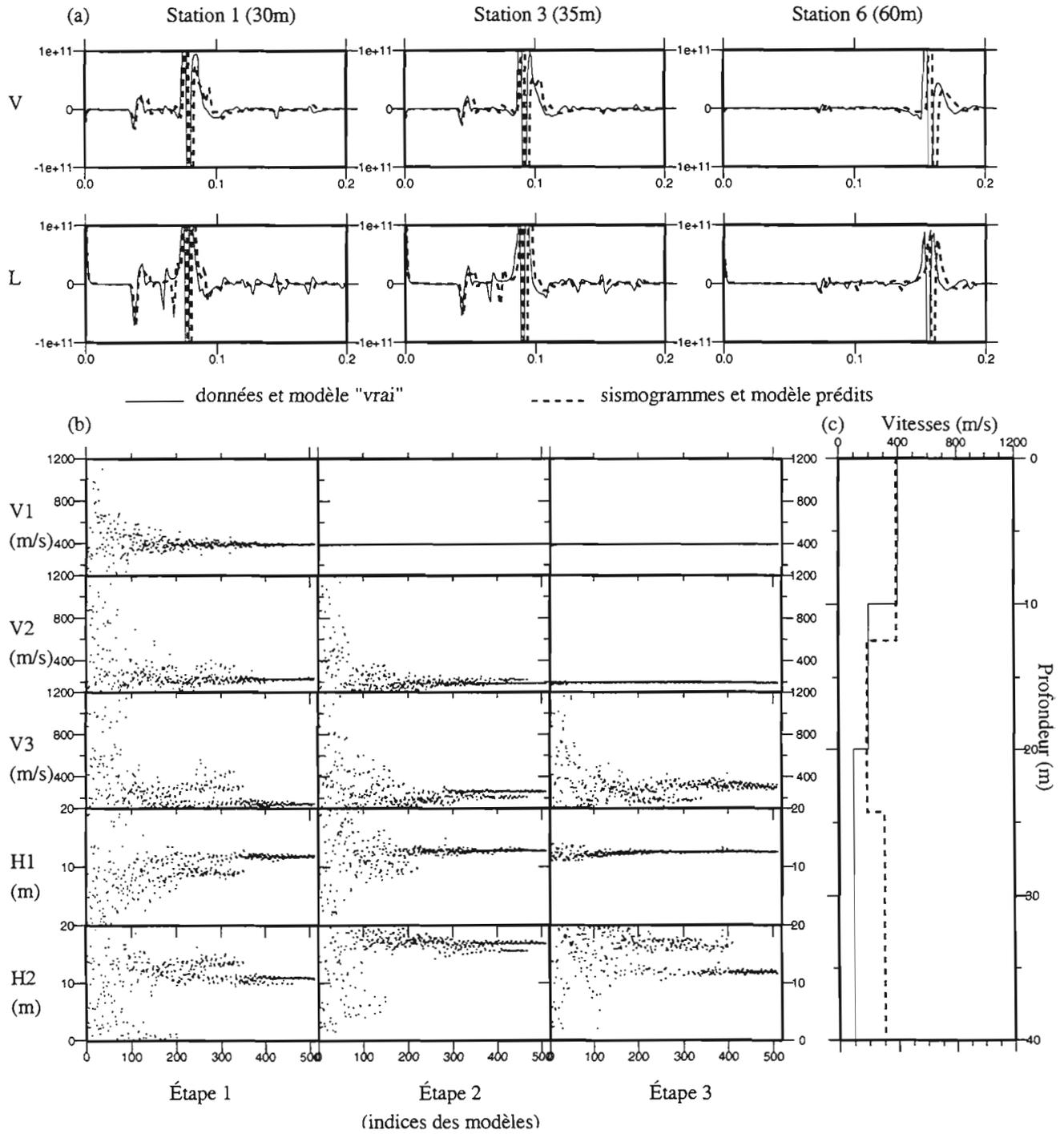
## Conclusion

Le choix d'une fonction coût adaptée et d'une procédure par étages est crucial pour le bon fonctionnement de la méthode. Celle-ci permet une bonne évaluation de la résolution des différents paramètres. Dans l'application à des données réelles, la mauvaise connaissance de la source nous amènera à utiliser des rapports de spectres entre stations pour calculer la fonction coût.

## Références

- Bouchon M., 1981 – A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *BSSA*, 71, 959-971.
- Sambridge M., 1999 – Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm. I. Searching a parameter space. *Geophys. J. Int.* 138, 479-494.

## Profil inverse P4



# Détection de structures enfouies par radar (SAR) grande longueur d'onde. Exemple de validation en Egypte à l'aide du radar géologique.

G. Grandjean<sup>1</sup>, Ph. Paillou<sup>2</sup>, N. Baghdadi<sup>1</sup>, E. Heggy<sup>3</sup> et T. August<sup>2</sup>

<sup>1</sup>BRGM, Orléans, France

<sup>2</sup>Observatoire Astronomique de Bordeaux, Floirac, France

<sup>3</sup>Université du Caire, Egypte

**Abstract:** Radar remote sensing technologies have come to maturity and demonstrated their potentialities in several application fields. Actually, this technique appears as a complementary tool to optical imagery because of its ability to retrieve subsurface information down to few meters for large wavelengths. We realized in 2001 a field mission in the Egyptian desert, for demonstrating these capabilities in arid countries. This approach is based on the coupling between the airborne synthetic aperture radar (SAR) used in L-band (1.2 GHz) for imaging large scale subsurface properties, and the ground-penetrating radar (GPR) used between 500 and 900 MHz for sounding the soils at local scale from the surface. This study shows that the variations of the backscattering coefficient  $\sigma_0$  observed on SAR images are mainly related to subsurface structures located with GPR in the first three meters. Low frequency radar techniques could then open a way to innovative subsurface mapping, especially in arid countries where optical sensors are inefficient because of the superficial sandy layer.

---

## Introduction

Dans les pays arides, une préoccupation grandissante est liée à l'aménagement des espaces désertiques. La gestion de ces grands espaces passant par la mise en valeur des terres cultivables, l'exploration et l'utilisation des ressources en eau devient la clef du problème. Ce constat se place dans un contexte où les nouvelles techniques spatiales pourraient fournir des solutions grâce à leur capacité de mesure périodique à grande échelle. La télédétection radar est maintenant une technique mature qui a démontré ses potentiels dans plusieurs domaines d'application et qui devient un complément indispensable à l'imagerie visible. En plus des paramètres de surface que sont la pente (relief), la rugosité de surface et l'humidité, les techniques radar permettent un accès unique à une information de subsurface, jusqu'à des profondeurs de plusieurs mètres pour des grandes longueurs d'onde (< 1 GHz). Le cas des zones arides a été jusqu'à présent peu étudié, bien que les hyperfréquences recèlent ici de forts potentiels : étude des ressources en eau, paléohydrologie, cartographie de structures et d'objets enfouis, archéologie.

Nous proposons une étude expérimentale et méthodologique visant à déterminer, de façon quantitative, les performances des systèmes radar à grande longueur d'onde pour l'exploration des zones arides terrestres. Cette étude tire parti de deux techniques radar complémentaires utilisées

conjointement : le GPR (Ground Penetrating Radar), fonctionnant entre 50 MHz et 1 GHz et permettant l'auscultation des sols jusqu'à des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres, et le SAR (Synthetic Aperture Radar) en bande L, opérant à une fréquence de 1,2 GHz et permettant une cartographie globale de grandes superficies. Grâce à des traitements appropriés et couplés à des simulations numériques, le GPR permet d'imager et de quantifier les caractéristiques diélectriques de la subsurface. Ces informations permettent ensuite de contraindre des modèles de rétrodiffusion volumique qui sont utilisés pour tester la capacité des radar embarqués à pénétrer les sols. L'étude a déjà été engagée sur des sites représentatifs : la dune du Pyla en France (Grandjean *et al.*, in press ; Grandjean *et al.*, 1999, 2000), offrant un site laboratoire exceptionnel et facilement accessible - le sable y est en effet *transparent* pour le radar, permettant la détection de paléosols humides jusqu'à des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres -, et la République de Djibouti dans l'Est Africain (Paillou *et al.*, in press). Dans le cadre de ce travail, on se propose d'étudier une région présentant un contexte géologique très favorable à la pénétration radar - granite, grès et sédiments sableux associés -, et ayant une bonne couverture en images radar (Schaber *et al.*, 1986) : la région de Bir Safsaf en Egypte. Nous n'exposerons ici que les résultats préliminaires de la mission, réalisée en février 2001, afin de démontrer la pénétration des micro-ondes en contexte aride.

## Mission à Bir Safsaf

Un travail préliminaire a consisté à constituer une base de données d'images spatiales, essentiellement Landsat TM en optique et SIR-C en imagerie SAR. La région est exceptionnellement bien couverte puisque les images en bande L sont disponibles sous forme polarimétrique et interférométrique. Aidé par des critères géologiques, ces données nous ont permis d'identifier 3 sites ayant potentiellement une signature radar de subsurface. La méthode employée, déjà utilisée sur la site de la Dune du Pyla (Grandjean *et al.*, in press) consiste à comparer les images optique et radar, notamment les canaux HH, VV, HV, ainsi que la cohérence ou la différence de phase entre HH et VV. L'idée de base est qu'une structure de subsurface restera invisible sur l'image optique, et ressortira sur l'image radar en cas de pénétration de ces ondes. La propagation dans un diélectrique hétérogène et anisotrope tel qu'un sable continental peut en outre induire des différences en amplitude et en phase qui seront décelables sur les images de cohérence et de différence de phase. Mais ces hypothèses méritent une validation sur site, notamment pour vérifier que la rugosité n'est pas à l'origine des signatures radar interprétées comme étant issues de la subsurface, et pour bien vérifier que le GPR retrouve bien ces structures dans les premiers mètres sous la surface. La mission d'acquisition de données sur le site de Bir Safsaf (février 2001) nous a permis d'acquérir un certain nombre de données de base : (i) des mesures GPR réalisées en mode monostatique à 500 et 900 MHz le long de profils intersectant les structures repérées sur les images SAR, (ii) des mesures de rugosité effectuées sur chacun des trois sites étudiés pour des longueurs de 2 mètres - Baghdadi *et al.* (2000) ayant démontré qu'une longueur de profil excessive n'était pas nécessaire pour caractériser la rugosité -, (iii) des échantillons de sol prélevés sur chacun des sites qui serviront à mesurer la constante diélectrique en laboratoire afin de calibrer des modèles. Dans cette étude préliminaire, nous analysons les sections GPR, les images radar et les profils de rugosité afin de bien démontrer que les micro-ondes, même en bande L, sont sensibles aux structures enfouies jusqu'à plusieurs mètres.

## Résultats

Pour tous les sites, et particulièrement pour le site #2 présenté ici, la corrélation entre la rétrodiffusion observées sur les images SAR et les structures de subsurface repérées par GPR est bonne à des endroits où la rugosité et le relief sont pratiquement inexistantes. La figure 1a, image optique (Landsat TM) de la zone de Bir Sagsaf, et la figure 1b, son agrandissement au niveau du site #2, montrent une surface assez homogène. A l'inverse, les figures 1c et 1d montrent respectivement pour les mêmes zones une rétrodiffusion importante, suggérant l'existence de structures sédimentaires (chenaux, lits de rivière, etc). La figure 2 confirme que la zone est vierge de tout relief et que la rugosité de surface est inexistante. Des profils GPR ont donc été réalisés le long du segment A-B, de façon à identifier en profondeur l'origine de la signature radar représentée en bleu sur les images. Le géocodage des images orbitales et l'utilisation d'un GPS a permis un positionnement précis du profil. Des antennes 500 et 900 MHz ont été utilisées sur les 2 km du profil, notamment pour comparer la

pénétration des ondes radar en fonction de la fréquence, et estimer les performances de la bande P au profit de la bande L. Le profil GPR à 900 MHz (Fig.3) a subi un traitement conventionnel : filtrage passe-bande, récupération des amplitudes, normalisation, etc. et une étude des signaux diffractés a permis d'estimer la vitesse de propagation à 0,18 m/ns, et de proposer une échelle des profondeurs. Cette section montre un sous-sol assez hétérogène, très diffractant dans le premier et le dernier tiers du profil. La partie centrale, en revanche, ne montre pas de signal diffracté et retourné vers la surface. Cette zone de faible réflectivité se situe à l'emplacement de la zone à faible  $\sigma_0$  repérée sur les image SAR. Ainsi, les fortes valeurs de la rétrodiffusion observées sur les image SAR proviennent de la présence d'éléments sédimentaires rugueux de type paléosols enfouis sous la faible couche de sable continental éolien. Lorsque la structure des paléosols disparaît, ou que ceux ci s'approfondissent marquant ainsi la présence d'un paléochenal, la valeur de la rétrodiffusion diminue fortement.

## Conclusions

Nous avons testé une méthode de validation afin de démontrer la pénétration des micro-ondes (bande L) dans les zones arides. La comparaison entre les images optiques et SAR a permis d'identifier des sites tests, sur lesquels nous avons prélevé des échantillons de sol, mesuré des profils de rugosité, et opéré des profils GPR à différentes fréquences. La comparaison de ces différents résultats montre que les variations de la rétrodiffusion observée sur les images SAR sont corrélées à la constitution et la géométrie de paléosols situées sous la couche de sable continental superficiel. Ces résultats préliminaires sont encourageants et nous permettent d'envisager une étude plus quantitative utilisant les constantes diélectriques mesurées sur les échantillons de sol pour calibrer des modélisations de la rétrodiffusion afin de mieux comprendre les phénomènes d'atténuation des ondes radar dans ce type de sol, et ainsi mieux estimer les performances des radar basse fréquence pour l'étude des zones arides. Déjà testé en France avec succès, les radars aéroportés polarimétriques en bande L et P pourraient être une alternative pour réaliser des études locales à très haute résolution.

## Références

- Grandjean G., Ph. Paillou, P. Dubois, T. August-Benex, N. Baghdadi, and J. Achache, 2001 - Subsurface structures detection by combining L-band polarimetric SAR and GPR data: an example of the Pyla dune (France), *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, in press.
- Paillou Ph., G. Grandjean, J.-M. Malézieux, G. Ruffié, E. Heggy, D. Piponnier, P. Dubois, J. Achache, 2001 - Performances of Ground Penetrating Radars in Arid Volcanic Regions: Consequences for Mars Subsurface Exploration, *Geophysical Research Letters*, in press.
- Grandjean G., Ph. Paillou, Ph. Dreuillet, P. Dubois, J.-C. Souyris, N. Baghdadi, J. Achache, 1999 - Radar penetration in soils: Towards a new system for Earth subsurface observation, *CEOS SAR Workshop*, Toulouse, France, october 1999.
- Grandjean G., Ph., Paillou, P. Dubois, T. August-Bernex, N. Baghdadi, E. Heggy, 2000 - Subsurface structures detection by combining L-band polarimetric SAR and GPR data for hydrogeological applications. *Earth Observation & Environmental Information*, 11-14 Nov., Cairo, Egypt.
- Baghdadi N., Ph. Paillou, G. Grandjean, P. Dubois, M. Davidson, 2000 - Relationship between Profile Length and Roughness Parameters for Natural Surfaces, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, no. 17, pp. 3375-3381.
- Schaber G.G., J.F. McCauley, C.S. Breed, G.R. Olhoeft, 1986 - Shuttle Imaging Radar: Physical controls on signal penetration and subsurface scattering in the Eastern Sahara, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-24, no. 4, pp. 603-623.

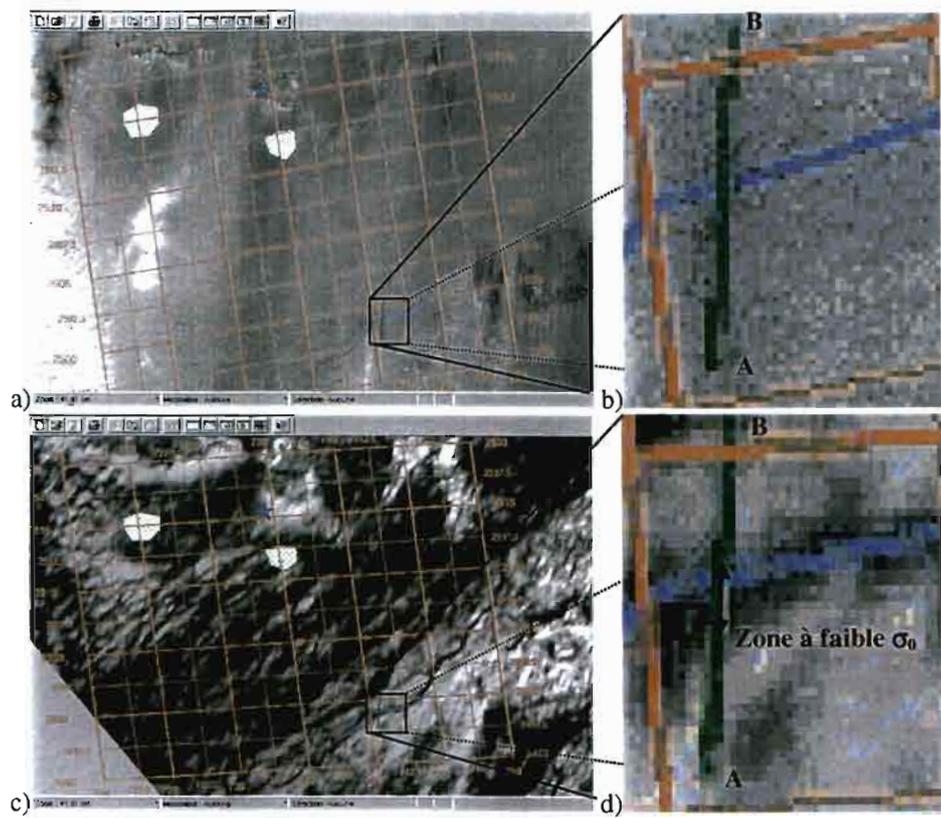


Figure 1 : images Landsat (a, b) et SIR-C (c, d) sur le site de Bir Safsaf.



Figure 2 : profil de rugosité aux environs du point A montrant un état de surface lisse et plat.

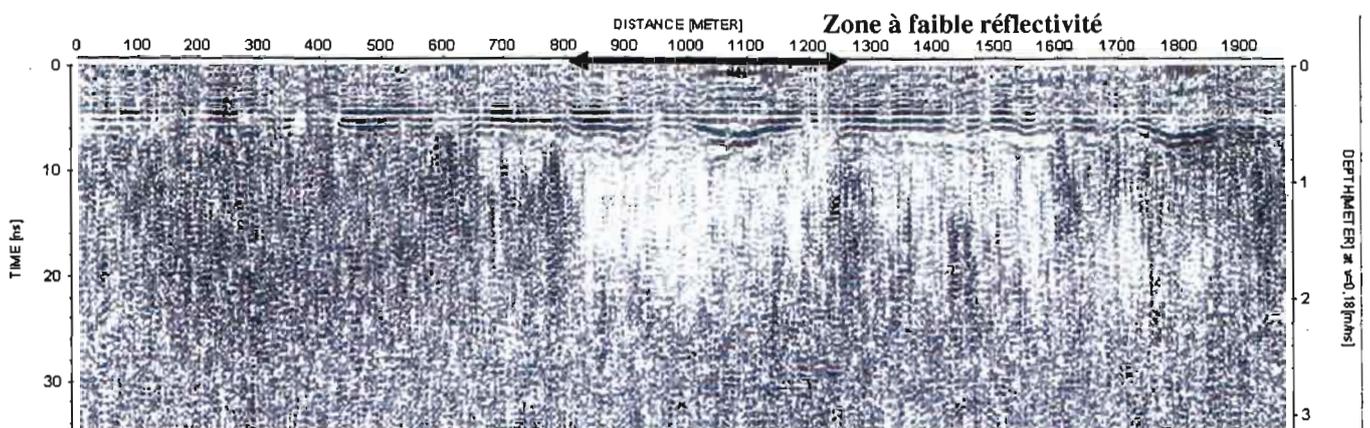


Figure 3 : profil de radar géologique (900 MHz) correspondant à la ligne A-B.

# Les propriétés magnétiques des sols : origine, caractéristiques et perspectives pour l'étude de l'évolution des paysages

**Eric Marmet, Alain Tabbagh**

*UPMC UMR 7619 Sisyphe, Département de Géophysique Appliquée, BC 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 5*

**Abstract:** The use of magnetic properties in the soils studies is due to the fact they are easy to measure in laboratory and in prospection with magnetic or electromagnetic apparatus. Magnetic properties (magnetic susceptibility and viscosity in prospection, hysteresis cycles and thermomagnetic curves in laboratory), essentially due to the presence of iron oxides, depend on physico-chemical and biological processes. To understand macroscopic measurements, microscopic explanations are necessary. Magnetic measurements give information about pedogenesis and so permit easy identification of the landscape changes. Influences of lithology, topography and anthropisation over the magnetic "signal" are described.

---

## Introduction

Si le prospecteur s'intéresse à ces propriétés, c'est d'abord parce que, faciles à mesurer, elles peuvent être utilisées par les méthodes magnétique et électromagnétique de prospection et permettent des caractérisations in situ et des cartographies. Elles trouvent leur origine dans l'existence d'orientations cohérentes des moments magnétiques (ou spins) de groupes d'atomes présents dans des espèces minéralogiques bien définies, les oxydes de fer principalement. Dans les milieux très complexes que constituent les sols, ces propriétés sont sous la dépendance de processus physico-chimiques et biologiques qui permettent, ou non, l'apparition de ces minéraux. Les propriétés magnétiques reflètent ainsi l'histoire des conditions qui ont prévalu lors de la formation de la roche et de la pédogenèse.

## Généralités sur les propriétés magnétiques

Les propriétés magnétiques des sols se définissent à l'échelle macroscopique mais s'expliquent à l'échelle microscopique ; on doit donc utiliser simultanément ces deux échelles.

A l'échelle macroscopique, la propriété la plus connue est la susceptibilité magnétique, rapport de l'aimantation induite (acquise lorsque l'on applique un champ magnétique de faible intensité) au champ qui la crée. La viscosité magnétique, autre propriété moins connue, qualifie le retard à l'acquisition ou à la perte de cette aimantation par rapport à l'application ou à l'arrêt du champ. Ces deux propriétés interviennent dans les mesures magnétiques ou électromagnétiques que l'on peut réaliser sur le terrain. A ces effets d'aimantation induite peuvent s'ajouter ceux d'aimantations rémanentes comme, notamment l'aimantation thermorémanente (acquise lors du refroidissement) et l'aimantation rémanente détritique (acquise lors d'un dépôt en eaux calmes), utiles pour les datations

respectivement en archéologie et en stratigraphie. Au laboratoire, deux types d'expériences sont à la base des études en magnétisme des sols et des roches :

-1- l'étude du cycle d'hystérésis permet de déterminer l'aimantation à saturation, l'aimantation rémanente après saturation (aimantation rémanente isotherme qui reste quand le champ est ramené à zéro) et le champ coercitif défini comme celui qu'il faut appliquer en sens inverse pour annuler l'aimantation précédente,

-2- l'analyse thermomagnétique qui permet de suivre l'évolution de la susceptibilité lorsque l'on chauffe puis que l'on refroidit l'échantillon.

À l'échelle microscopique, le moment magnétique d'un atome libre provient essentiellement du moment magnétique de la rotation de l'électron sur lui-même (rotation de spin). Dans les corps diamagnétiques, les électrons sont appariés et chaque paire comprend des électrons de spin opposés. Le moment résultant est faible et opposé au champ appliqué. Pour les corps paramagnétiques, le moment magnétique est positif du fait de la présence d'électrons non appariés mais faible du fait de l'agitation thermique. Dans le cas de corps où existent des électrons libres, ceux-ci créent entre les ions voisins un couplage important. On parle de ferromagnétisme si les moments élémentaires sont de même intensité et de même sens (moment résultant très fort et positif), d'antiferromagnétisme s'ils sont de même intensité mais de sens opposés (moment résultant nul) et de ferrimagnétisme s'ils sont de sens opposés mais d'intensités différentes (moment résultant fort et positif). Chaque minéral ferri- et ferromagnétiques devient paramagnétique à partir d'une température propre, dite de « Curie ». En dessous, pour les gros grains, les moments magnétiques se figent et s'organisent en domaines à l'intérieur desquels ils sont parallèles. Les grains magnétiques d'une roche peuvent ainsi contenir un (grains monodomaines ou SD) ou, s'ils sont suffisamment gros, plusieurs (grains polydomaines ou MD) domaines d'orientations différentes séparés par des parois. Quand les grains monodomaines sont suffisamment petits pour s'orienter sur-le-champ, on parle de superparamagnétisme. Pour une même quantité de minéral magnétique, la susceptibilité est plus élevée en polydomaine et en superparamagnétisme qu'en monodomaine, les aimantations rémanentes, par contre, sont beaucoup plus stables quand on a de gros grains monodomaines. La viscosité, faible en monodomaine, plus forte en polydomaine, est surtout importante pour les petits grains monodomaines proches du superparamagnétisme. Le volume des grains, qui dépend des conditions de formation du minéral, a donc une forte influence sur les mesures.

## Caractérisation des sols par les propriétés magnétiques

Les minéraux magnétiques présents dans les sols sont, sauf exceptions, des oxydes de fer. L'un d'eux, l'hématite ( $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), antiferromagnétique et donc de faible susceptibilité, peut, par réductions se transformer en magnétite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) qui se ré-oxyde éventuellement en maghémite ( $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Ces deux oxydes sont ferrimagnétiques, leurs températures de Curie respectives sont 580 et 645°C ; ils sont les responsables du « signal magnétique » des sols. Par rapport à la roche mère, les sols présentent une augmentation de la susceptibilité magnétique dans les horizons A et moins systématiquement dans les horizons B. Sur les sites qui ont connu une occupation humaine, cette augmentation est encore plus marquée. Les causes de cette augmentation ne sont pas complètement élucidées, mais différents phénomènes peuvent intervenir (Le Borgne, 1955 ; Mullins, 1977 ; Thompson et Oldfield, 1986) :

(1) les oxydes de fer sont moins solubles que la silice ou la calcite par exemple, et les formations résultant d'altérations peuvent, de ce fait, être enrichies en minéraux magnétiques,

(2) il peut exister dans les sols des conditions qui facilitent la précipitation du fer sous forme réduite,

(3) certaines bactéries créent dans leur voisinage un milieu propice à la réduction du fer et à sa précipitation sous forme de magnétite et d'autres (les magnéto-tactiles) fabriquent directement dans leur cytoplasme des grains de magnétite,

(4) toute chauffe (feux naturels ou anthropiques) peut réduire l'hématite en magnétite et transformer un hydroxyde, la lépidocrocite, en maghémite,

(5) la pollution atmosphérique.

L'analyse des paramètres magnétiques sur un sol de jardin à Roissy-en-France illustre en partie ces différents phénomènes. La susceptibilité magnétique de l'horizon superficiel (un horizon Ap) est beaucoup plus importante que celles des horizons inférieurs (tab. 1). Au contraire, le rapport de la

susceptibilité magnétique sur l'aimantation à saturation  $\chi/J_s$ , qui, pour ses fortes valeurs, donne une estimation de la proportion de grains superparamagnétiques, est plus faible dans l'horizon superficiel que dans l'horizon Bt. Une part de l'aimantation de l'horizon superficiel résulterait ainsi de la synthèse bactérienne de magnétite monodomaine, tandis que celle de l'horizon d'accumulation d'argiles serait le produit de la précipitation de magnétite superparamagnétique. La chauffe de cet horizon montre une susceptibilité magnétique et un rapport  $\chi/J_s$  plus élevé, indices de la production par chauffe de magnétite et de maghémite superparamagnétiques.

	$\chi$ ( $10^{-8}$ m <sup>3</sup> /kg)	$J_s$ ( $10^{-3}$ Am <sup>2</sup> /kg)	$\chi/J_s$ ( $10^{-5}$ m/A)	Observations sur les courbes thermomagnétiques
Horizon Ap (5-15 cm)	38	31,1	1,2	magnétite monodomaine
Horizon Ap (30-40cm)	31	23,4	1,3	magnétite monodomaine
Horizon Bt	17	10,8	1,6	Présence de lépidocrocite
Loess	13	9,9	1,3	
Horizon Bt chauffé à 300°C	37	12,5	3	

Tab. 1 : Tableau des valeurs de susceptibilité magnétique et du rapport de la susceptibilité à l'aimantation à saturation pour les différents horizons d'un sol de jardin et pour un four, à Roissy-en-France.

Ces caractéristiques du magnétisme des sols ont permis le développement des méthodes magnétiques et électromagnétiques en prospection archéologique du fait du remplissage par des matériaux de l'horizon A des structures en creux après leur abandon (Aitken, 1958). Au-delà de la détection des structures, cependant, la mesure des propriétés magnétiques est un élément majeur d'information sur le paysage dans son ensemble et sur son histoire ; les caractéristiques magnétiques d'un sol sont en effet corrélées à la topographie, à la nature du substrat, au type et à la succession des mises en valeur et du couvert végétal. Quelques exemples peuvent illustrer cette nouvelle perspective.

La lithologie détermine en partie la réponse magnétique du fait essentiellement de l'influence de la roche-mère sur la pédogenèse. Le cas de la zone 20 du tracé autoroutier de l'A89 (section Ussel-Tulles, Corrèze) montre la différence de signal magnétique selon la nature du substrat (fig. 2) : le secteur sur granite à grains fins présente des valeurs très supérieures à celles du secteur sur granite à pegmatite et aplite. Pour chaque secteur, la corrélation entre les courbes de niveaux et la répartition des valeurs de susceptibilité magnétique montre les effets de la topographie sur le signal magnétique (fig. 3).

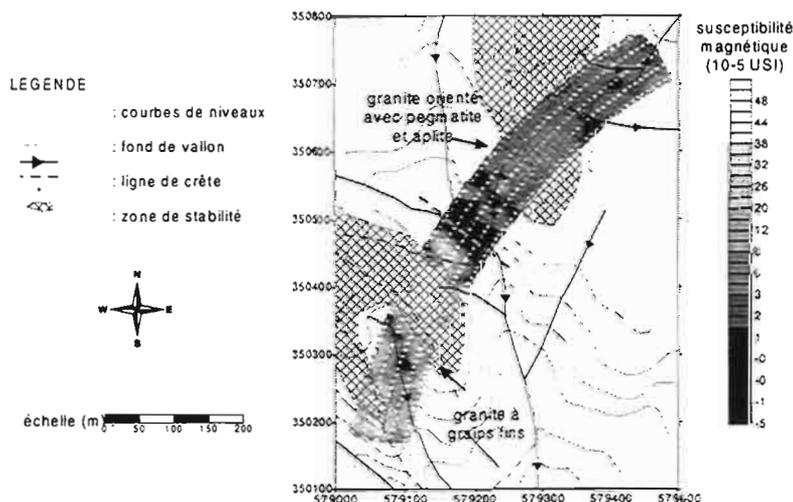


Figure 2 : Carte de susceptibilité magnétique à large maille (15x10 m<sup>2</sup>) de la zone 20 sur le tracé autoroutier de l'A89 (section Ussel-Tulles).

Ainsi, les valeurs les plus fortes sont situées en zone de stabilité, où le sol peut se développer, tandis que les plus faibles sont dans les zones d'érosion et d'accumulation, où le sol est généralement

peu développé. Les valeurs faibles observées en fond de vallon sont liées à la présence d'une nappe d'eau temporaire qui crée les conditions nécessaires à la réduction du fer sous forme paramagnétique (avec  $Fe^{2+}$ ).

Cependant, les zones anthropisées ont souvent un signal plus fort. La mise en valeur des terres, ayant pour but un accroissement de la productivité, génère une activité bactérienne plus intense, qui favorise la production de magnétite. L'exemple des environs du site de La Grange sur le tracé autoroutier de l'A66 (fig. 3) montre l'importance de l'effet de la mise en valeur sur l'augmentation du signal magnétique. Le secteur présentant les plus faibles valeurs est dépourvu de traces visibles de mise en valeur, tandis que les plus fortes valeurs correspondent au site archéologique avec des structures de combustion. Les valeurs « intermédiaires » sont liées à la présence de nombreux fossés, souvent associés au drainage. Il existe ainsi une corrélation nette entre la susceptibilité magnétique et l'anthropisation du paysage.

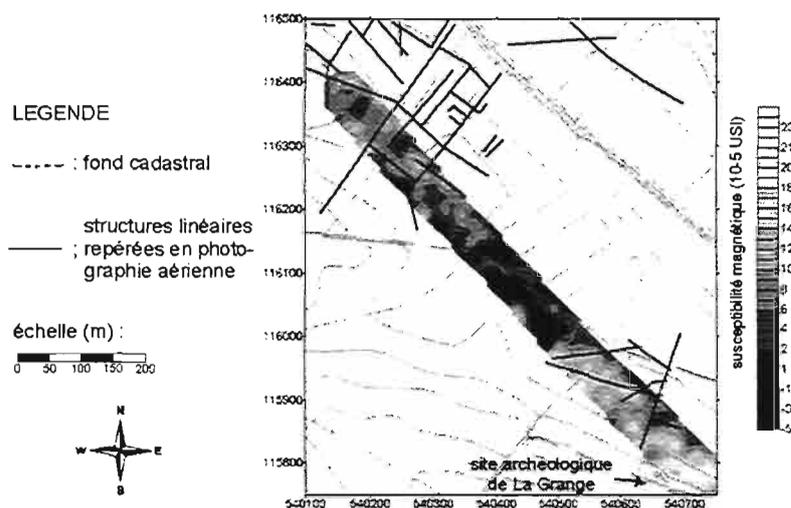


Figure 3 : Carte de susceptibilité magnétique à large maille ( $14 \times 14 \text{ m}^2$ ) et des traces repérées en photographie aérienne verticale au NO du site de La Grange sur le tracé autoroutier de l'A66 (section Toulouse-Pamiers).

## Références

- Aitken, M.J., Webster, G. and Reeds, A., 1958 - Magnetic prospecting, *Antiquity*, 32, 270-271.  
 Le Borgne E., 1955 - Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel", *Ann. Geophys.*, 11, 399-419.  
 Mullins C.E., 1977 - Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science- a review, *J. Soil Sci.*, 28, 223-246.  
 Thompson R., Oldfield F., 1986 - *Environmental magnetism*, Allen & Unwin (ed.), Londres, 227 p.

# Variations saisonnières de la résistivité des sols d'une ravine sur un versant sahélien.

## I. Etude cartographique par traîné Wenner.

**Marc Descloitres<sup>1</sup>, Olivier Ribolzi<sup>2</sup>, Yann Le Troquer<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Unité de Recherche 027 GEOVAST, IRD Ouagadougou, Burkina Faso

<sup>2</sup>Unité de recherche 049 ECU, IRD Ouagadougou

**Abstract:** In the sahelian zone of Burkina Faso, several studies have been made in order to characterize the erosion processes at the Katchari catchment. Geophysics has been considered here to evaluate the possibilities to use the temporal variations of the resistivity in order to i) give qualitative and quantitative information which could be related to hydrogeochemical data and ii) intent to image the infiltration of the rainwater into the alterite clayey zone and the possible links to the fractured aquifer. The first results deduced from apparent resistivity ratio (Wenner 5m) point out the very shallow infiltration and high drops in the resistivity of the first layer. These maps could be related to differences in the chemistry of the soils and/or in the thickness of infiltration.

---

## Problématique

Les études hydrologiques et hydrogéochimiques menées sur le bassin versant de Katchari au Burkina Faso ont pour but de quantifier l'érosion actuelle en zone sahélienne fortement dégradée par le surpâturage. Sur les versants on mesure des fortes intensités de ruissellement lors des événements pluvieux qui se répartissent de mi-juin à mi-septembre. Lors de ces événements, l'eau est un agent majeur pour l'érosion et le transport de matières dissoutes et solides. Le ruissellement se concentre dans des ravines qui pourraient être le siège d'infiltrations préférentielles, à l'image des observations faites au Niger sur substrat gréseux. L'objectif de cette étude est de vérifier cette hypothèse dans notre contexte de socle cristallin recouvert de terrain argileux.

Pour réaliser cette étude, nous nous sommes placés à l'exutoire d'un petit bassin versant d'une ravine. Ce secteur réunit trois états de surface pouvant favoriser les infiltrations : i) la ravine elle-même qui possède un fond très sableux, ii) des horizons gravillonnaires grossiers et iii) un filon de quartz affleurant et fracturé.

Un suivi hydrologique et hydrogéochimique ainsi que des mesures géophysiques ont été réalisées entre juin 2000 et mars 2001. Pour les mesures géophysiques, ce sont les variations saisonnières de résistivité qui sont étudiées afin de localiser les infiltrations préférentielles au droit de la ravine. En effet, la résistivité est un paramètre très sensible à la présence et la qualité de l'eau dans les sols. Les saisons contrastées du Sahel constituent pour cela un cas idéal où des sols s'assèchent pendant plusieurs mois avant d'être brusquement humidifiés.

Dans cette étude géophysique, deux approches sont privilégiées :

- La première s'appuie sur l'interprétation qualitative des cartes de résistivité apparente obtenues avec un dispositif Wenner (écartement  $a = 5$  m) faciles à réaliser sur le terrain, et capable d'intégrer un volume de sol sur quelques mètres d'épaisseur. Cette carte a été réalisée à pas de 5 m tous les 15 jours en saison des pluies. L'objet de cet article est de présenter les premiers résultats du suivi temporel obtenus lors de la saison des pluies 2000.
- La seconde est quantitative et s'appuie sur des interprétations de panneau de résistivité 2D en travers de la ravine. Les premiers résultats obtenus lors de la saison 2000 sont présentés dans un autre article (partie II).

## Résultats

Les cartes de résistivité apparente Wenner 5 m (figure 1) indiquent que les zones de faibles résistivité coïncident généralement avec le tracé des ravines en surface. Ce n'est pas vrai partout et on peut identifier des zones résistantes situées en dessous des croûtes d'érosion argileuses indécélables d'après le seul examen de surface. Ces zones correspondent probablement à la présence d'horizons gravillonnaires d'épaisseur importante (0,5 – 1 m) reconnus par certains trous à la tarière.

Les cartes des rapports des résistivités apparentes (figure 1) ont été tracées pour 11 cartes successives. A titre d'exemple, la carte des rapports entre le 2 août (1 mois 1/2 après les premières pluies) et le 8 juin 2000 (état « zéro » avant les pluies) montre des zones où la résistivité apparente diminue et des zones où elle augmente. La carte 19 janvier 2001 / 8 juin 2000 (deux états de saison sèche) montre elle une augmentation généralisée des résistivités apparentes, qu'on pourrait interpréter par un assèchement généralisé des sols après une saison déficitaire en terme de précipitation (420 mm au lieu des 510 mm de moyenne).

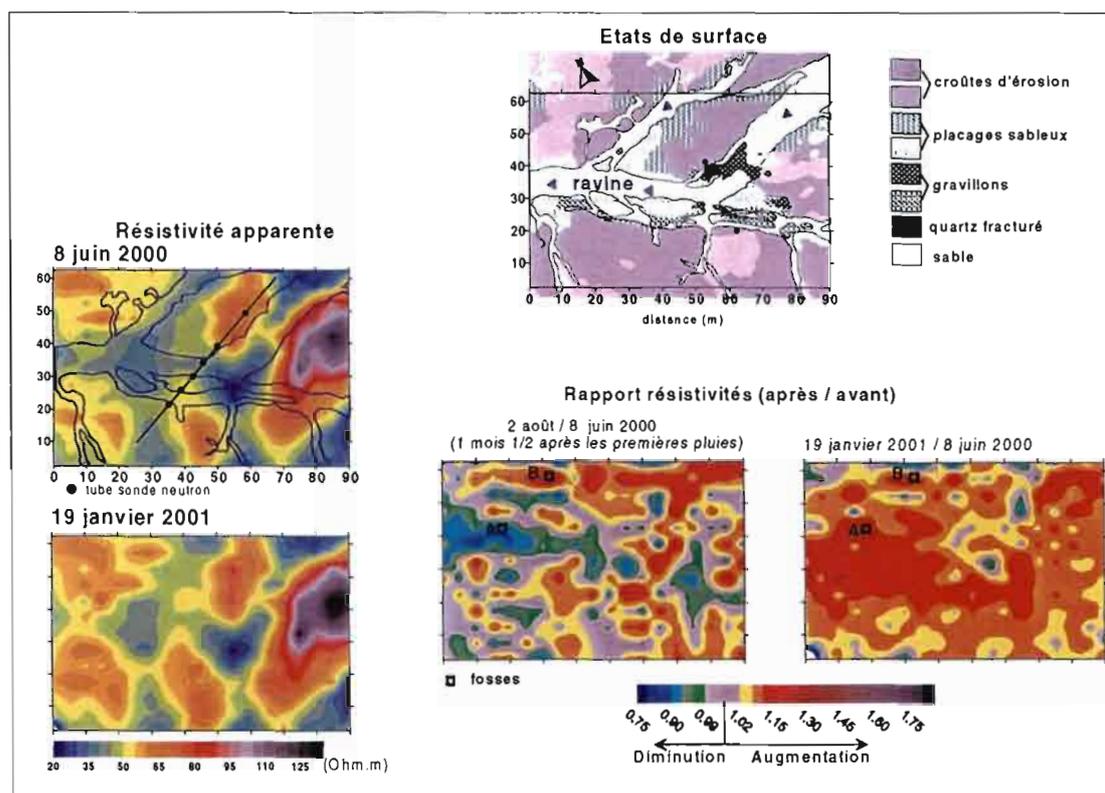


Figure 1 : Exutoire du bassin versant de Katchari. Etats de surface et suivi des résistivités apparentes.

Il est aussi possible que les sols soient plus froids en janvier et voient par conséquent leur résistivité augmenter.

Afin de comprendre ces mesures, et particulièrement celles qui montrent des augmentations de résistivité apparentes en saison des pluies, nous avons entrepris dans un premier temps de creuser deux fosses de contrôle (situées sur la figure 1). La fosse A se situe dans une zone où les résistivités apparentes chutent après les pluies et la fosse B dans une zone où elles augmentent. Le profil granulométrique ne présente pas de différences notables d'une fosse à l'autre. La fosse A est une zone où les pH sont élevés (7 à 8 sur 2 mètres) (figure 2), contrairement à la fosse B (pH de 4 à 6). Les valeurs des conductivités des sols (pâtes saturées) indiquent aussi un contraste important. Sur A, les conductivités sont élevées ( $> 250 \mu\text{S/cm}$ ), dues à la présence carbonates très solubles, contrairement à B, où les conductivités restent inférieures à  $100 \mu\text{S/cm}$ .

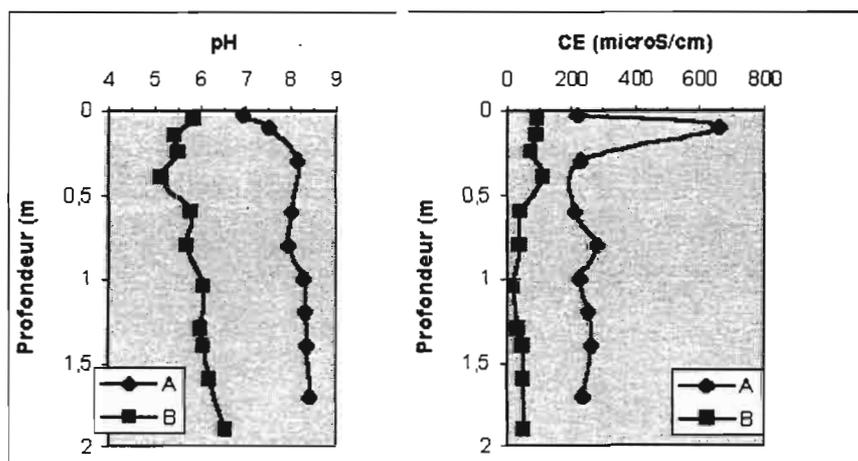


Figure 2 : Fosses A et B. Mesure des pH et des conductivités des sols (pâtes saturées).

Nous avons procédé à des mesures de résistivité lors d'un cycle humectation / dessiccation, dans les environs immédiats des fosses (figure 3a). Les surfaces étudiées montrent que la résistivité (mesurée ici avec des petits dispositifs Wenner avec  $a = 5 \text{ cm}$ ) chute considérablement lors d'une pluie.

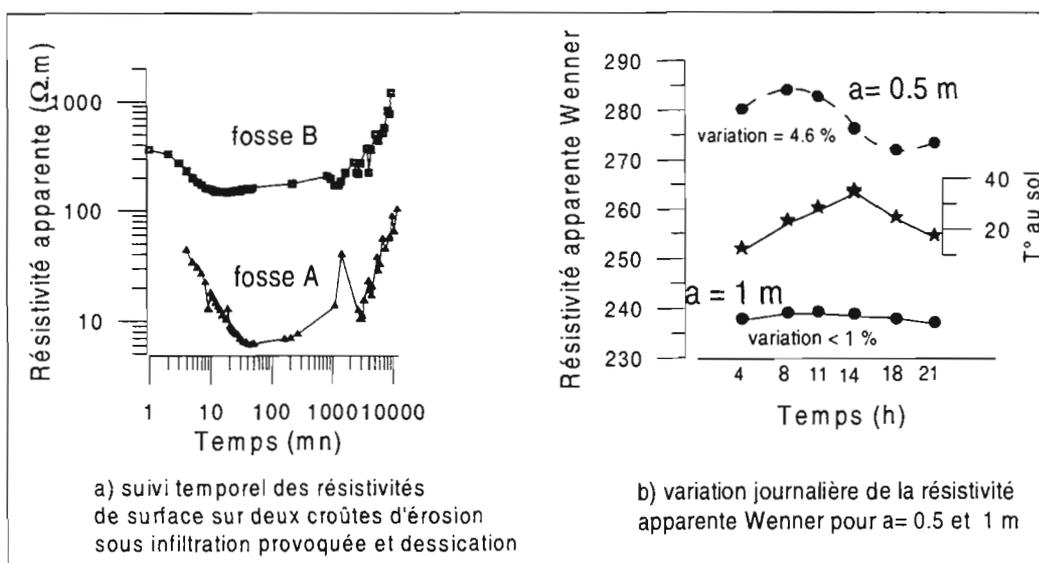


Figure 3 : Suivi des résistivités sous infiltration provoquée et lors des variations journalières de température.

Les variations observées montrent des chutes de 200 à moins de 5 Ohm.m (lorsque des carbonates sont présents). D'autre part, l'infiltration reste limitée à quelques décimètres dans les zones argileuses. Des mesures de sonde à neutron faites tout au long de la saison des pluies sur plus de 5 mètres de

profondeur au centre de la ravine et sur les cotés confirment que l'infiltration reste généralement limitée à moins de 50 cm de profondeur. Une exception notable se présente au niveau d'un des tubes situé dans la ravine. De fortes variations d'humidité ont été détectées entre 4 et 6 m de profondeur sans lien avec la surface. Il s'agit probablement d'apport latéral d'eau à la faveur d'un filon de quartz fracturé drainant.

Nous avons dans un second temps mesuré sur un cycle de 24h les variations maximales de température des sols et les résistivités apparentes associées (figure 3b). Les mesures de température des sols montrent qu'il est possible lorsque le sol est sec d'avoir des augmentations de résistivité apparente en dispositif Wenner de l'ordre de 4 à 6 % pour une chute de 22°C en surface, pour des écartements de 0,5 m. Lorsqu'on passe à des dispositifs plus grands, les variations de la résistivité apparente restent inférieures à 1%. Les variations que nous observons avec les longueurs de ligne de 5 mètres ne peuvent donc pas être expliquées par une chute de la température des sols lors des pluies.

Ces résultats permettent d'expliquer les variations des résistivités apparentes observées : la figure 4 présente des courbes synthétiques Wenner pour un terrain 1D correspondant à la succession verticale des sols observée sur le terrain. Ce calcul analyse les effets d'une variation importante de la résistivité du terrain de surface (50 cm), les autres gardant leur résistivité constante. Pour des variations de résistivité de surface de 400 à 50 Ohm.m et pour des longueurs de ligne de 3 à plus de 20 mètres, on assiste à une augmentation significative de la résistivité apparente. Cela explique vraisemblablement l'augmentation des résistivités apparentes dans certaines zones après les pluies. En revanche, lorsque la résistivité chute à moins de 5 Ohm.m, on assiste à une diminution de la résistivité apparente pour  $a = 5$  m. En conséquence, les diminutions de résistivité apparente notées sur les cartes correspondent très probablement à des zones où les carbonates seraient présents. Il est aussi possible que ces zones marquent une infiltration plus profonde. Cette interprétation reste cependant à vérifier lors de la prochaine saison des pluies.

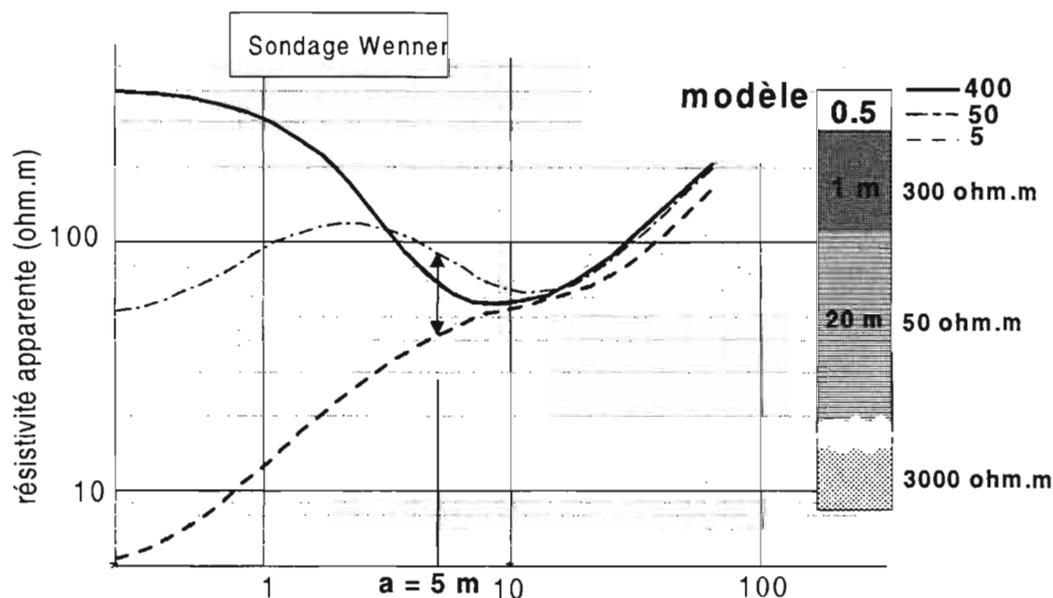


Figure 4 : Courbes synthétiques de sondages électriques Wenner 1D.

## Conclusions

La cartographie des résistivités apparentes indique que les zones de faible résistivité coïncident généralement avec le tracé des ravines, mais qu'il n'y a pas forcément de liaison entre les résistivités et les états de surface.

Le suivi cartographique du rapport des résistivités apparentes a mis en évidence une variabilité latérale des propriétés chimiques des sols qui n'apparaît pas sur la seule carte des résistivités apparentes.

D'un point de vue méthodologique, il est évident que les traînés Wenner à longueur de ligne de 5 m ne sont pas très adaptés pour caractériser les infiltrations de surface constatées lors des événements pluvieux. Cela conduit dans notre cas, et à cause des variations de résistivités très importantes en surface, à des augmentations de résistivité apparente dans certaines zones après les pluies, ce qui complique l'interprétation qualitative. Par contre, il est possible que les zones où la résistivité apparente chute correspondent à des zones où les carbonates seraient présents et/ou des zones à humectation plus profonde. Les cartes des rapports de résistivité ne sont donc pas directement des cartes de propriétés des sols, car deux paramètres font varier la résistivité apparente mesurée : l'épaisseur d'infiltration et la résistivité de surface.

Un des moyens de réduire cet « effet de surface » serait de réduire les longueurs de ligne. Cela signifie aussi planter beaucoup d'électrodes, et par conséquent modifier les états de surface. Une alternative possible pourrait être des suivis de résistivité en utilisant des techniques électromagnétiques (type EM31 ou 38), mais les premiers tests réalisés en ce sens montrent que ces appareils sont assez sensibles aux variations de température et délicats à calibrer.

Enfin, les infiltrations aux alentours et dans la ravine lors des événements pluvieux sont limitées aux premiers décimètres, à l'exception de drainages profonds latéraux très localisés indécélables avec le dispositif employé.

**Remerciements :** Cette étude a été réalisée dans le cadre des Unités de Recherche 027 « GEOVAST » et 049 « ECU » de l'IRD, et grâce à un financement partiel du PNSE n°99/44 « Interactions entre structures et fonctionnement hydro-bio-géochimique des sols de la zone sahélienne du Burkina Faso ». Les auteurs tiennent à remercier toute l'équipe du laboratoire d'hydrologie de l'IRD de Ouagadougou, avec une mention spéciale à Maxime Wubda, Yves Dzouali et Boureima pour leur énergie sans faille lors des campagnes de terrain.



# Variations saisonnières de la résistivité des sols au niveau d'une ravine sur un versant sahélien.

## II. Interprétation des panneaux électriques 2D.

**Marc Descloitres<sup>1</sup>, Olivier Ribolzi<sup>2</sup>, Yann Le Troquer<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Unité de Recherche 027 GEOVAST, IRD Ouagadougou, Burkina Faso

<sup>2</sup>Unité de recherche 049 ECU, IRD Ouagadougou

**Abstract:** In the sahelian zone of Burkina Faso, several studies have been made in order to characterize the erosion processes at the Katchari catchment. Geophysics has been considered here to evaluate the possibilities to use the temporal variations of the resistivity in order to i) give qualitative and quantitative information which could be related to hydrogeochemical data and ii) intent to image the infiltration of the rainwater into the alterite clayey zone and the possible links to the fractured aquifer. The first results point out the necessity to use resistivity data obtained from bore hole when trying to interpret 2D pseudo section.

---

### Problématique

Les études hydrologiques et hydrogéochimiques menées sur le bassin versant de Katchari au Burkina Faso ont pour but de quantifier l'érosion actuelle en zone sahélienne fortement dégradée par le surpâturage. Sur les versants on mesure des fortes intensités de ruissellement lors des événements pluvieux qui se répartissent de mi-juin à mi-septembre. Lors de ces événements, l'eau est un agent majeur pour l'érosion et le transport de matières dissoutes et solides. Le ruissellement se concentre dans des ravines qui pourraient être le siège d'infiltrations préférentielles, à l'image des observations faites au Niger sur substrat gréseux. L'objectif de cette étude est de vérifier cette hypothèse dans notre contexte de socle cristallin.

Pour réaliser cette étude, nous nous sommes placés à l'exutoire d'un petit bassin versant d'une ravine. Ce secteur réunit trois états de surface pouvant favoriser les infiltrations: i) la ravine elle-même qui possède un fond très sableux, ii) des horizons gravillonnaires grossiers et iii) un filon de quartz affleurant et fracturé.

Un suivi hydrologique et hydrogéochimique ainsi que des mesures géophysiques ont été réalisées entre juin 2000 et mars 2001. Pour les mesures géophysiques, ce sont les variations saisonnières de résistivité qui sont étudiées afin de localiser les infiltrations préférentielles au droit de la ravine. En effet, la résistivité est un paramètre très sensible à la présence et la qualité de l'eau dans les sols. Les saisons contrastées du Sahel constituent pour cela un cas idéal où des sols s'assèchent pendant plusieurs mois avant d'être brusquement humidifiés.

Les conclusions exposées dans la partie I de cette étude s'appuient sur l'interprétation qualitative de cartes de différence de résistivité apparentes constatées entre la saison sèche et la saison des pluies.

Elles peuvent être résumées ainsi :

- les infiltrations restent très superficielles lors des événements pluvieux (quelques décimètres). Au niveau d'un des tubes neutroniques, un suivi prouve cependant que des infiltrations profondes latérales peuvent néanmoins se produire localement à la faveur d'un filon de quartz fracturé.
- les terrains de surface ont des résistivités qui peuvent chuter de 400 à moins de 5 Ohm.m dans certaines zones suite aux pluies.
- D'un point de vue méthodologique, lorsqu'on utilise des traînées avec des longueurs de ligne de 5 m, ce phénomène de surface a pour conséquence de rendre les interprétations qualitatives des différences de résistivité assez difficile : on assiste en effet dans certaines zones à des augmentations importantes des résistivités apparentes après les pluies.

Cette difficulté devrait pouvoir être contournée par une approche quantitative 2D. Lors de la saison des pluies 2000 et en saison sèche, nous avons réalisé un profil électrique 2D Wenner traversant la ravine, avec des électrodes espacées de 50 cm. Ce profil est aussi équipé avec des tubes de sonde à neutron et de deux petits forages d'une profondeur de 5 mètres, espacés de 6 mètres, ont été équipés d'électrodes afin de réaliser des mesures au sein même des sols.

Les résultats présentés dans ce résumé sont surtout méthodologiques : nous évaluons les possibilités offertes par le logiciel RES2DINV pour le suivi temporel (option « time-lapse », Loke, 1999). Nous tentons aussi de contraindre les inversions par l'ajout de données issues des diagraphies.

## Résultats

Etant donné que les mesures électriques dans les 2 forages ont été commencés après les premières pluies, les données présentées ici concernent les différences de résistivité existantes entre la fin de la saison des pluies 2000 et le milieu de saison sèche 2001 afin de suivre l'assèchement des sols.

### *Inversion sans contrainte des panneaux de résistivité apparente en suivi temporel*

La figure 1 présente les résultats de l'inversion des panneaux du 27 septembre 2000 (fin de saison des pluies) et du 13 mars 2001 (milieu de saison sèche) en terme de variation des résistivités (%). Le modèle de départ pour l'inversion des données du 13 mars est celui calculé pour les données du 27 septembre (option « time-lapse » de RES2DINV). Entre 35 et 41 mètres, entre les forages équipés d'électrodes, on relève des zones où la résistivité a augmenté et où elle a diminué. Cette diminution est plus que suspecte, étant en saison sèche et hors nappe. Cela nous est confirmé par l'analyse des résistivités apparentes pôle-pôle mesurées dans les forages : toutes ont augmenté, entre 7 et 30 % en moyenne (figure 2).

Le calcul d'inversion « time-lapse » sans contraintes mené sur les deux sets de données réelles est donc sujet à caution. Nous savons que lors des événements pluvieux, ce sont essentiellement les terrains de surface qui s'humectent et ceux dont la résistivité varie le plus. Afin d'évaluer la fiabilité du calcul RES2DINV dans le cas de variations de résistivité superficielles, nous avons testé le logiciel avec des données synthétiques.

### *Inversion de données synthétiques 1D*

Nous avons choisi un modèle simple 3 terrains 1D qui suit la succession des horizons observés. Deux sets de données sont générés, en faisant varier uniquement la résistivité du terrain de surface (25 cm) de 5 Ohm.m (modèle A, terrain argileux de surface gorgé d'eau) à 400 Ohm.m (modèle B, terrain argileux desséché), reproduisant ainsi les variations réelles maximum observées sur notre terrain. Le modèle issu de l'inversion du premier set de données sert de modèle de départ pour inverser le deuxième set de données. Les résultats sont présentés sur la figure 3a. Ils font apparaître que, si le calcul permet de constater que la résistivité du premier terrain a bien augmenté, il ne restitue pas correctement en revanche l'absence de variation des résistivités des terrains sous-jacents : le calcul fait apparaître une chute fictive de 30 à 50% de la résistivité à deux mètres de profondeur et une forte augmentation de la résistivité en profondeur (plus de 200%). Il est possible d'envisager améliorer ces

résultats en « jouant » sur les paramètres d'inversion, mais cela nous semble difficile à justifier dans un cas réel où on ne connaît pas le sous-sol précisément.

Nous avons incorporé dans le même processus d'inversion des zones de résistivité fixes correspondantes à deux forages fictifs où l'on connaît les résistivités des terrains traversés. Les résultats sont présentés sur la figure 3b. L'inversion montre une diminution fictive de 20 à 30 % de la résistivité vers 1 mètre de profondeur d'épaisseur très réduite entre les forages. En revanche, le reste du modèle est mieux restitué en profondeur.

Ces résultats obtenus dans un cas extrême de variation de résistivité superficielle montrent que l'ajout de données de forage permet d'améliorer la restitution des variations de résistivité. Cette procédure donne de meilleurs résultats qu'une inversion « time-lapse » sans contrainte.

#### *Inversion des données réelles contraintes par des données de diagraphie*

Les résultats obtenus lors des inversions utilisant des jeux de données synthétiques montrent que c'est plutôt l'incorporation de données de forage qui semble améliorer la restitution des variations temporelles. En conséquence, nous avons conduit des inversions des deux jeux de données réelles du 27 septembre et du 13 mars en y incorporant des résistivités fixées grâce aux mesures pôle-pôle en forage. Le résultat est présenté sur la figure 4. Dans la zone limitée entre les forages, et contrairement à l'image obtenue sans aucune contrainte présentée sur la figure 1, le résultat montre une augmentation générale des résistivités au droit et entre les forages. Ce résultat est cependant limité dans les environs immédiats où la résistivité a été fixée. En conséquence, il est probable que les images obtenues très à l'écart des forages ne rendent pas compte de la réalité, en particulier les zones de chute de résistivité.

## **Conclusions**

Ces premiers résultats concernent les tentatives que nous menons pour interpréter quantitativement les variations temporelles des résistivités à quelques mètres sous la surface en utilisant des données électriques 2D et le logiciel RES2DINV. Ils permettent de dire que les interprétations obtenues sans contrainte avec l'option « time-lapse » peuvent conduire à des interprétations erronées lorsqu'on est en présence de variations importantes et superficielles des résistivités (ce qui est souvent le cas dans notre contexte de sols argileux).

C'est l'incorporation de données de diagraphie dans l'inversion qui permet de restituer plus fidèlement les variations réelles que nous observons sur notre terrain. A l'avenir, des mesures cross-hole ou des mesures utilisant plusieurs dispositifs géométriques simultanés seront probablement nécessaires pour obtenir des images fiables des variations de résistivité.

Nos mesures montrent qu'entre fin septembre 2000 et mars 2001, les sols sous la ravine ont vu leur résistivité augmenter sur quelques mètres d'épaisseur. Ce résultat indique soit que des infiltrations/dessications lentes se produisent au droit de la ravine, soit que les sols se sont nettement refroidis. Enfin, les mesures 2D et leur analyse en mode time-lapse ne mettent pas clairement en évidence l'infiltration latérale profonde constatée à la faveur du filon de quartz fracturé. Il est possible que le contraste de résistivité soit insuffisant pour être clairement mis en évidence (milieu assez inerte hydrochimiquement parlant).

## **Références**

Loke, M.H., 1999 - *Time-Lapse resistivity imaging inversion*. 5<sup>th</sup> Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society, European Section, Proceedings.

**Remerciements :** Cette étude a été réalisée dans le cadre des Unités de Recherche 027 « GEOVAST » et 049 « ECU » de l'IRD, et grâce au financement partiel du PNSE n°99/44 « Interactions entre structures et fonctionnement hydro-bio-géochimique des sols de la zone sahélienne du Burkina Faso ». Les auteurs tiennent à remercier toute l'équipe du laboratoire d'hydrologie de l'IRD de Ouagadougou, avec une mention spéciale à Maxime Wubda, Yves Dzouali et Boureima pour leur énergie sans faille lors des campagnes de terrain.

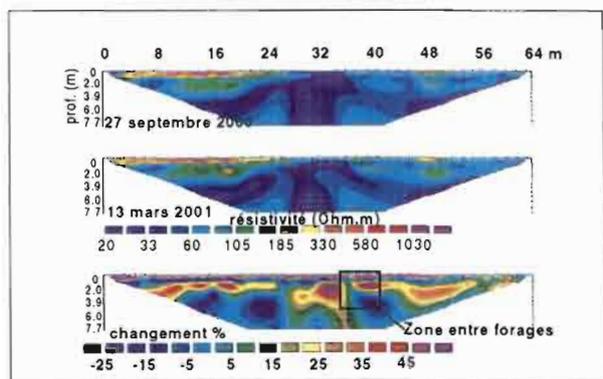


Fig. 1 : Résultats de l'inversion time-lapse sans contrainte.

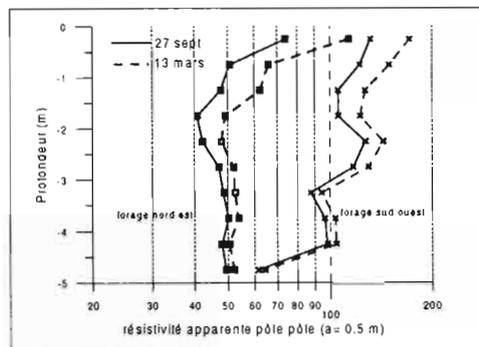


Fig. 2 : Variations de la résistivité apparente pôle pôle dans les forages entre le 27 sept 2000 et le 13 mars 2001.

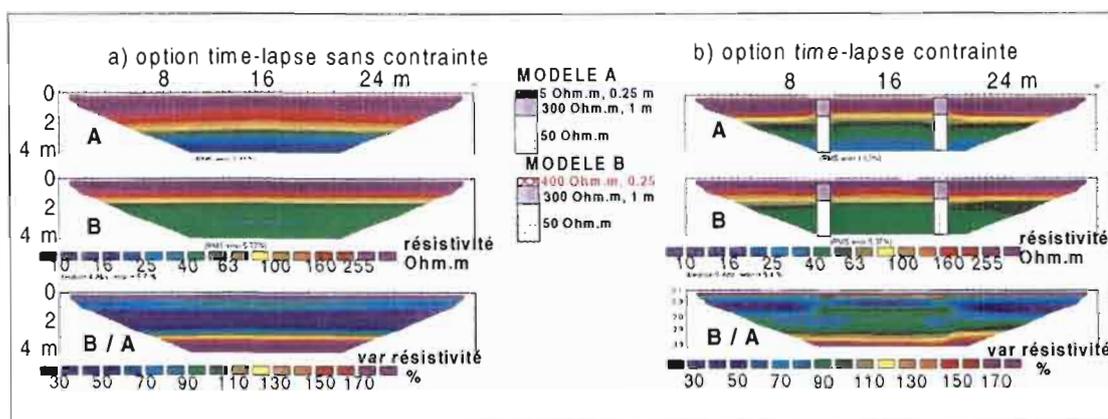


Figure 3 : Inversion des modèles synthétiques A et B.

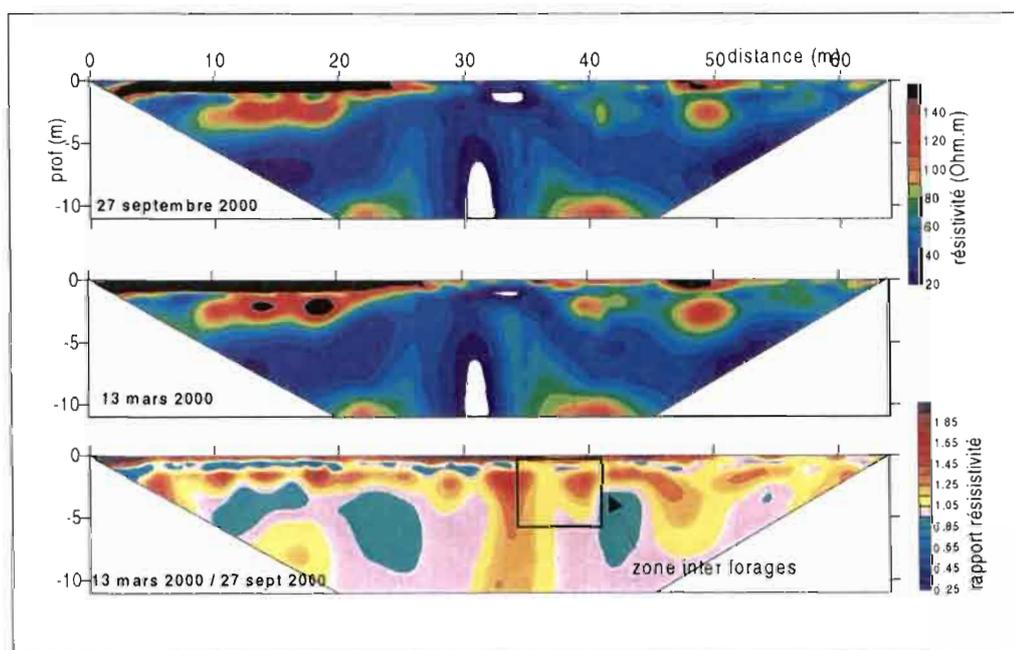


Figure 4 : Différences entre les interprétations des 27 septembre 2000 et 13 mars 2001 contraintes par les données de forage.

## Variation spatiale et variation temporelle de la résistivité apparente mesurée par la radio magnétotellurique dans des séquences de sols hydromorphes.

A Hollier-Larousse<sup>1</sup>, P Curmi<sup>2</sup>, C Walter<sup>2</sup>, J Auzizeau<sup>1</sup>, Sergio Palma-Lopes<sup>1</sup>, A Fleury<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, B.P. 19, 44340 Bouguenais, France.

<sup>2</sup> Institut National de la Recherche Agronomique – Unité Sol et Agronomie de Rennes-Quimper, 65 route de Saint-Brieuc, 35042 Rennes Cedex, France.

**Abstract:** Electrical and electromagnetic geophysical methods allow the assessment of apparent resistivities, the spatial variations of which provide pedologists with a continuous approach of the soil organisation. This paper is a short presentation of a work based on radio magnetotelluric surveys over series of hydromorphic soils. Our study particularly focuses on time variations of apparent resistivity (seasonal effects), which depend on soil temperature and humidity, but also on physico-chemical transformations, oxidation-reduction processes being here considered as having an influence.

---

### Introduction

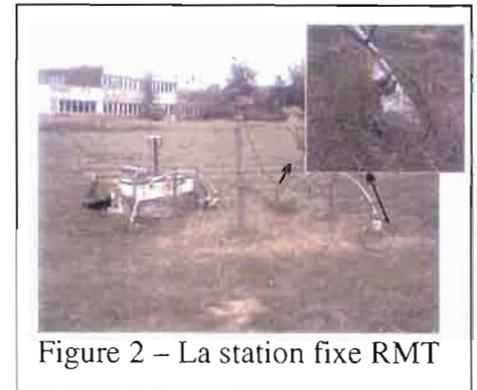
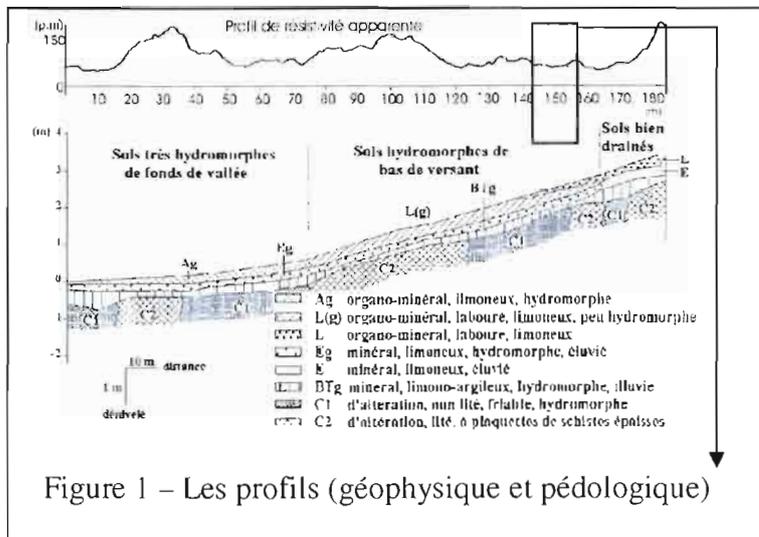
Cette étude est la suite logique du Projet National de Recherche sur le Zones Humides. En 1996, des représentations cartographiques de la variation spatiale de la résistivité apparente croisées avec des prospections pédologiques, sur des zones humides de fonds de vallée de Bretagne, ont mis en évidence les variations pédologiques et l'anthropisation ancienne des bassins versants (Curmi *et al.*, 2000 ; Chaplot *et al.*, 2001). En 1999, les variations temporelles de la résistivité apparente, de la température et de la teneur en eau volumique ont été étudiées sur le site du Laboratoire central des Ponts et Chaussées à Bouguenais (44340, France). C'est cette seconde approche qui est abordée dans ces pages.

### Le site de mesure

Le site choisi est un versant de 180 mètres avec un dénivelé de l'ordre de 3 mètres.

Un profil de résistivité apparente (fréquence 711 kHz) et une étude de sols (figure 1) ont permis l'implantation d'une station de mesure sur des sols hydromorphes. Cette hydromorphie, se traduit par un engorgement plus ou moins prolongé des sols (nappe temporaire) qui diminue de façon progressive de l'aval vers l'amont.

L'organisation des sols a été étudiée par des prélèvements tous les dix mètres, de carottes non remaniées entre 0 et 100 cm de profondeur. Les horizons pédologiques présentent une succession sensiblement constante sur l'ensemble du versant : un horizon limoneux, de type organo-minéral ou éluvial, repose sur un horizon argilo-limoneux compact et illuvial. Cet ensemble repose lui-même sur des altérites d'amphibolites, de compacité très variable.



## Matériel et données utilisés

Pendant la durée de l'étude (avril à octobre 1999), la station météorologique de Nantes (Château Bougon) distante de quelques centaines de mètres du LCPC, nous a fourni les données climatiques détaillées (pluviométrie, températures (sol et air)...). Les teneurs en eau volumiques du sol, à 18 cm, 40 cm et 70 cm de profondeur ont été mesurées en continu sur site avec des sondes TDR (time domain reflectometry).

La résistivité apparente a été mesurée par la radio magnétotellurique, méthode géophysique électromagnétique basse fréquence (Guineau et Dupis, 1973 ; Guineau, 1973 ; Hollier-Larousse, 1997). La fréquence de l'onde électromagnétique utilisée, 711 kHz (émetteur de Rennes) et les résistivités apparentes obtenues (inférieures à 80 ohm.mètre) permettent une profondeur d'investigation inférieure à 1,50 m. A cette fréquence, ce sont les horizons pédologiques qui ont un poids prépondérant dans la mesure.

La figure 2 montre le matériel de radio magnétotellurique implanté en station. Les mesures de la résistivité apparente que nous allons interpréter, ne sont donc pas, comme cela est pratiquement toujours le cas avec la radio magnétotellurique, réalisées en traîné de résistivité. Elles ont toutes été effectuées au même endroit et intéressent ainsi la même séquence pédologique. Les deux électrodes, plantées dans le sol (en médaillon sur la figure) et l'antenne fixée sur le chariot RMT sont alignées dans la direction de l'émetteur de Rennes.

## Analyse de la variation temporelle de la résistivité apparente

### 1 - Influence de la température

La figure 3a montre qu'aux résistivités les plus élevées sont associées les températures les plus faibles. La valeur absolue de la résistivité apparente brute est donc aussi influencée par la température du sous-sol. En 1999, année à hiver doux, la variation annuelle, mesurée à 1 mètre de profondeur au climat très tempéré de Nantes, a une amplitude de l'ordre de 10°C. Dans des situations climatiques plus contrastées, des erreurs importantes sur la valeur absolue de la résistivité apparente peuvent en résulter.

Les auteurs traitant cette question, ont souvent abordé des problèmes de géologie profonde, de sols gelés ou de géothermie ; peu ont eu une approche pédologique (Ward, 1989 ; Dahlin, 1993 ; Morat *et al.*, 1992 ; Tabbagh *et al.*, 1999).

Une correction de température a été proposée par Keller et Frischknecht (1966), dans le cas d'un terrain homogène, isotrope et d'une répartition uniforme de la température :

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + \alpha(t - 18)} \Rightarrow \rho_{18} = \rho_t (1 + \alpha(t - 18))$$

$\alpha$  ( $0,025$  ( $^{\circ}\text{C}$ )<sup>-1</sup>)<sup>1</sup> est un coefficient correcteur de température,  $t$  est la température du sol,  $\rho_t$  et  $\rho_{18}$  sont respectivement la résistivité, mesurée à  $t^{\circ}\text{C}$  et celle corrigée à  $18^{\circ}\text{C}$ .

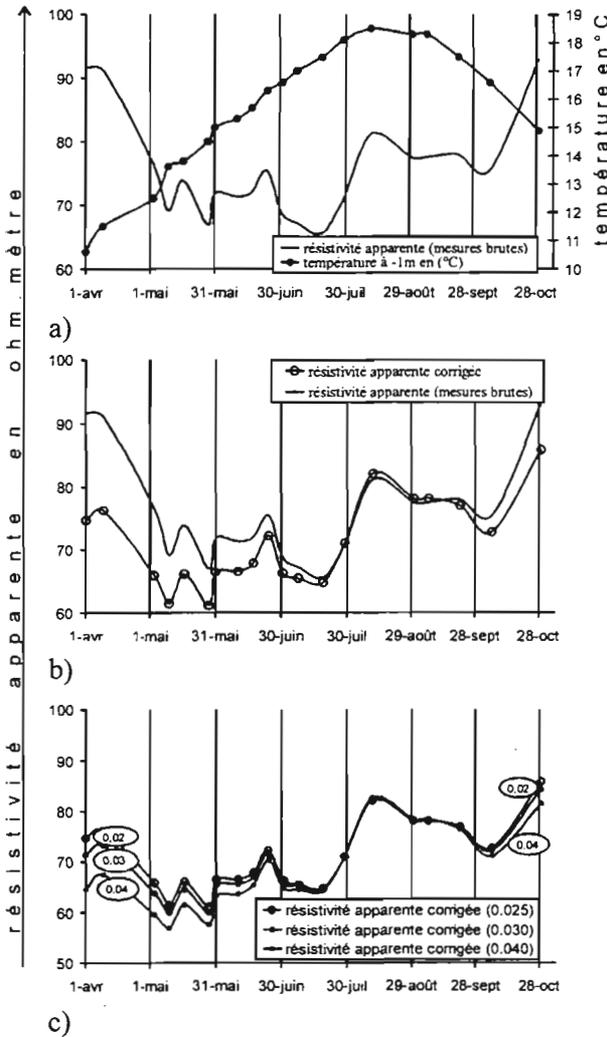


Figure 3 : Résistivité apparente et température.

Après correction (figure 3b), l'écart entre les mesures brutes et les mesures corrigées est important lorsque les températures sont très inférieures à  $18^{\circ}\text{C}$  (environ de fin octobre à mai de l'année suivante).

<sup>1</sup> Remarque : La valeur de 0,025 du coefficient  $\alpha$  utilisé dans la formule permettant de corriger la résistivité apparente mesurée (brute) est une valeur empirique, généralement admise dans la littérature géophysique. A titre d'exemple nous montrons (figure 3c) son influence sur le résultat de cette correction. Trois courbes sont présentées ( $\alpha=0,025$ ,  $\alpha=0,030$  et  $\alpha=0,04$ ).

Nous ne parlerons plus maintenant que de la résistivité apparente corrigée.

## 2 – Influences de l'état hydrique

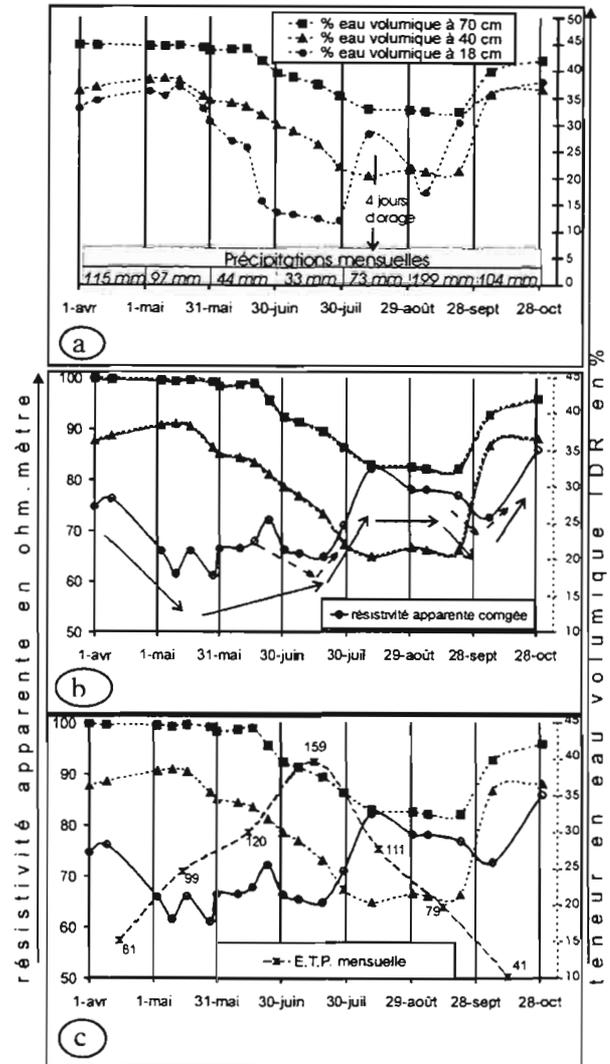


Figure 4 – Résistivité et influences de l'eau.

### a) Influence de la teneur en eau

A la mi-mai, les sols se saturent entièrement sous les fortes précipitations du début de printemps (figure 4a), entraînant une décroissance de la résistivité apparente (figure 4b) qui devient minimale en mai, croît lentement début juin avec l'assèchement des sols de surface, puis, plus rapidement fin juin avec la désaturation des sols plus profonds. Jusqu'au 20 juin, la variation temporelle de la résistivité apparente suit celle de la teneur en eau. De même, de fin juillet à fin septembre, aux teneurs en eau les plus faibles correspondent les résistivités les plus fortes.

b) Influence supposée de la variation temporelle de la chimie de l'eau (oxydo-réduction).

Une décroissance des résistivités, du 20 juin à la mi-juillet, paraît en contradiction avec la baisse rapide et régulière de l'humidité du sol pendant la même période (Fig. 4.b). Un phénomène voisin est observable à la réhumidification du sol, après la saison estivale, de mi-septembre à début octobre. La figure 4c montre que l'ETP (évapotranspiration potentielle) présente un maximum lui aussi entre le 20 juin et la fin juillet.

Interprétation possible :

Nous sommes en présence de pseudogleys, sols hydromorphes situés ici dans un environnement d'altérites d'amphibolites, très riches en minéraux altérés notamment des minéraux ferro-magnésiens. Pendant les mois humides et froids, la nappe perchée communiquant avec la nappe profonde, les horizons limoneux superficiels sont saturés et les résistivités apparentes sont alors les plus faibles. La baisse observée de la résistivité, concomitante avec une baisse de la teneur en eau du sol, ne peut s'expliquer que par une modification de la nature ionique de l'eau du sol. Une telle modification pourrait être attribuée à la variation saisonnière du potentiel d'oxydo réduction selon le schéma prospectif suivant : en période humide, des conditions réductrices favorisent la mise en solution des ions. Lors du "ressuyage" des couches les plus superficielles, une amorce de remontée des résistivités apparentes se produit. Pendant que ce "ressuyage" progresse en profondeur, les forces de succion, très importantes dans ces types de sols et généralement maximales en période de forte ETP, entraînent vers le haut une eau plus profonde riche en ions réduits qui provoque une diminution temporaire des résistivités apparentes. En période plus sèche, de l'air pénètre par les pores, favorise l'oxydation et la précipitation des ions. Le milieu devient alors électriquement résistant.

## Conclusion

Au cours du PNRZH, nous avons montré dans diverses publications (Curmi *et al.*, 2000) la richesse des informations que le pédologue peut tirer d'une étude géophysique. La variation spatiale de la résistivité apparente, mesurée par la radio magnétotellurique dans la gamme des "ondes moyennes" permet de caractériser l'organisation des horizons pédologiques de séquences de sols hydromorphes.

L'étude de la variation temporelle que nous avons abordée ici, a montré que les écarts annuels de la température des sols de surface obligent à une correction de la résistivité apparente. La résistivité corrigée est alors corrélée à la teneur en eau mais elle pourrait être aussi corrélée, dans des environnements géologiques particuliers, aux conditions physico-chimiques auxquelles sont soumis les sols hydromorphes à certaines époques de l'année.

## Références

- Chaplot V., Walter C., Curmi P., Hollier-Larousse A. 2001 – Mapping field-scale hydromorphic horizons using Radio-MT electrical resistivity. *Geoderma*, 102 1-2 61-74.
- Curmi, P., Walter, C., Hollier-Larousse, A., Grimaldi, C., Hallaire, V., Grimaldi, M., Chaplot, V., Zida, M., Adamiade, V., Esneault S. 2000 – Organisation pédologique et dynamique interne des sols hydromorphes de fonds de vallée ; relations avec la géomorphologie. In P. Mérot (Ed). *Ty-Fon – Typologie fonctionnelle des zones humides de fonds de vallée en vue de la régulation de la pollution nitrique*. Rapport de synthèse finale. Programme national de Recherche sur les zones humides (PNRZH), 32-42
- Dahlin T., 1993 – On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications. – *Thèse de l'Université de Lund, Suède*. pp 8 -11.
- Guineau B., 1973 – Communication au 351<sup>ème</sup> congrès de l'EAEG. Brighton, Angleterre.
- Guineau B., Dupis A., 1973 – Brevet CNRS-ANVAR n° 82 423500.
- Hollier-Larousse A., 1997 – Contribution à la valorisation d'une méthode géophysique électromagnétique utilisée en géophysique appliquée de subsurface.- *Rapport IDTPE Conservatoire National des Arts et Métiers de Paris*.
- Keller G. V., and Frischknecht F. C. (1966) – *Electrical methods in geophysical prospecting* : Pergamon Press.
- Morat P., Le Mouél JL., Nover G., Will G., 1992 – Variation annuelle de la saturation d'une roche de grande porosité induite par la variation saisonnière de la température extérieure et mesurée par voie électrique.- *CR Acad. Sci. Paris*, t. 315, Série II, p. 1083-1090.
- Tabbagh A., Benderitter Y., 1999 – Simulation du suivi de l'infiltration en sol non saturé par sondage électrique et réflectométrie radar. *Colloque Geofcan 1999*, Orléans, 191-195.
- Ward S.H., 1989 – Resistivity and Induced Polarization Methods. – *Investigations in Geophysics n° 5 : Geotechnical and Environmental Geophysics*, Tusla, p 147-189.

## Exemples d'interprétation de données hydrochimiques basée sur la conductivité électrique des solutions.

V. Rabemanana, Y. Albouy, J.-M. Wackermann

IRD, Unité de recherche R 27 "Geovast", 32 avenue H. Varagnat, 93143 Bondy Cedex, France.

**Abstract:** Among the applications of the model based on electric conductivity, the identification of the rain contributions by the chlorine concentrations, the estimation of the partial pressure of the carbon dioxide from the concentrations in ionic bicarbonate and the highlighting of mixtures of waters are likely to provide interesting data for the study of the dynamics of surface and underground waters. The model also brings a new methodology of hydrochemical prospecting of buried mineralisations.

---

### Introduction

Un modèle empirique, basé sur une relation entre la teneur des cations et anions dissous et la conductivité électrique des eaux permet d'identifier les composés (minéraux, gaz, etc) dont sont issus ces ions (Wackermann 1989, 2001a). Le diagnostic est basé sur le calcul des paramètres  $b_i$  à partir de la concentration  $c_i$  d'un élément  $i$  donné et de la conductivité  $\sigma$  de la solution :  $b_i = c_i \sigma^{-a_i}$ , l'exposant  $a_i$  est spécifique de l'élément  $i$  et le paramètre  $b_i$  exprime la teneur de l'élément  $i$  dans l'eau au contact d'un composé hôte de l'élément (minéral), pour une conductivité égale à la valeur de référence 1 de l'unité de mesure ( $1 \mu\text{S cm}^{-1}$ ).

Ces valeurs sont comparées aux paramètres de référence  $b_i$  de composés, classés selon une échelle de valeurs décroissantes, dans une fourchette de variation de  $\pm 10\%$ . Sur des diagrammes à coordonnées logarithmiques, les points figuratifs du couple de valeurs concernant la teneur d'un élément dans la solution et sa conductivité électrique sont repérés par rapport à une famille de droites parallèles qui possèdent les propriétés suivantes :

- le coefficient angulaire  $a_i$  des droites, est positif.
- pour un élément donné, les droites correspondant à la dissolution de différents composés hôtes de l'élément sont disposées dans l'ordre de la solubilité des composés pour l'élément concerné.

Des logiciels (*Nommo*, cf. Wackermann 2001b) d'aide à l'interprétation permettent des représentations graphiques et des diagnostics minéralogiques. La détermination des composés dissous permet généralement de définir la composition minéralogique des terrains aquifères. Elle donne accès également à des informations utiles pour l'étude de la dynamique des eaux superficielles et souterraines (alimentation, mélange) ou pour la prospection de minéralisations. Cette note se propose de présenter des exemples de ces dernières applications.

## Le chlore, indicateur d'apports pluviaux

L'étude d'inventaires régionaux et de synthèses globales (comme celles de Appelo et Postma, 1993; Berner et Berner, 1987) montre que les éléments majeurs dissous présentent des spectres de teneurs distincts selon l'origine des précipitations :

- éléments dont le paramètre  $b_i$  est élevé dans les pluies océaniques (îles et zones littorales): Cl, Mg et Na. Les concentrations de ces éléments sont liées à leur forte teneur dans l'eau de mer et dans les aérosols aqueux.

- éléments dont le paramètre  $b_i$  est élevé dans les pluies continentales:  $\text{SO}_4$ ,  $\text{NO}_3$ , Ca, K,  $\text{NH}_4$ . L'accroissement de leur concentration est due aux apports continentaux sous la forme d'aérosols solides émanant de la surface des sols.

En l'absence de chlorures primaires, l'analyse des concentrations en chlore et la mesure de la conductivité électrique des eaux, permettant le calcul du paramètre  $b_{\text{Cl}}$ , fournit une méthode pour diagnostiquer l'origine des pluies (avec  $a_{\text{Cl}} = 1,15$ ) :

- pluies à influence océanique dominante:  $b_{\text{Cl}} = 3,11 \cdot 10^{-6} \text{ mol L}^{-1}$

- pluies à influence continentale dominante:  $b_{\text{Cl}} = 1,13 \cdot 10^{-6} \pm 10\% \text{ mol L}^{-1}$

## L'ion bicarbonate, indicateur de la pression partielle de $\text{CO}_2$

L'ion bicarbonate  $\text{HCO}_3^-$  en solution est lié à la dissolution de carbonates, bicarbonates, composés organiques et du  $\text{CO}_2$  sous forme gazeuse. Le coefficient angulaire  $a_c$  est égal à 1,26 ; les paramètres  $b\text{HCO}_3^-$  expérimentaux, décroissent depuis les carbonates jusqu'aux bicarbonates en voie de dissolution, soit pour les valeurs extrêmes :

$b\text{HCO}_3^- = 1,37 \cdot 10^{-6} \text{ mol L}^{-1}$  (magnésite) et  $b\text{HCO}_3^- = 3,33 \cdot 10^{-7} \text{ mol L}^{-1}$  (trona), à 25°C

Les concentrations en  $\text{HCO}_3^-$  dans les eaux de surface (cours d'eau, surface de lacs, nappes sub-affleurantes) ou de pluie, en contact avec le gaz carbonique sous une pression partielle de  $10^{-3,5} \text{ atm}$ , au niveau moyen de la mer, correspondent à une valeur de référence:

$b\text{HCO}_3^- = 2,63 \cdot 10^{-6} \text{ mol L}^{-1}$ . D'où la relation entre la teneur de  $\text{HCO}_3^-$  ( $\text{mol L}^{-1}$ ) et la conductivité  $\sigma$  ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ) :  $\log_{10}(\text{HCO}_3^-) = 1,26 \log_{10}(\sigma) - 5,58$ . Dans les sols, la teneur dans l'eau est liée à la pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère des pores, en l'absence de néogénèse de carbonates ou bicarbonates susceptible d'abaisser la teneur en  $\text{HCO}_3^-$  dans la solution. Des analyses effectuées sur des solutions de sol sous forêt, sur un massif dolomitique, et des mesures de pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans les niveaux aquifères correspondants (Appelo and Postma, 1993) permettent de préciser cette relation :

$\log_{10}(\text{PCO}_2) = -11,48 \log_{10}(\text{HCO}_3^-) + 14,46 \log_{10}(\sigma) - 67,17$ , avec  $\text{HCO}_3^-$  et  $b\text{HCO}_3^-$  en  $\text{mol L}^{-1}$ ,  $\sigma$  en  $\mu\text{S cm}^{-1}$  (à 25°C). La figure 1 illustre ce couplage entre les paramètres  $b\text{HCO}_3^-$  et la pression  $\text{PCO}_2$ , linéaire avec des coordonnées logarithmiques.

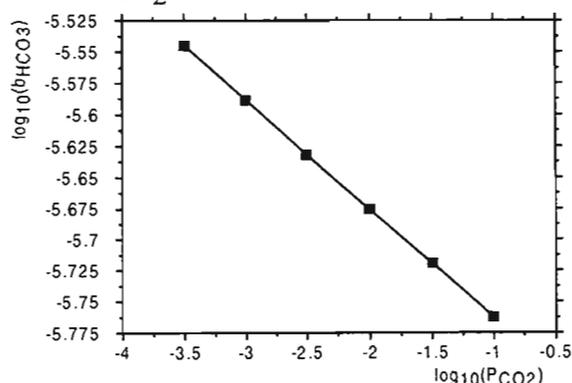


Fig. 1 : Variation de  $\log_{10}(\text{HCO}_3^-)$  en fonction de  $\log_{10}(\text{PCO}_2)$ , (Appelo and Postma, 1993)

La connaissance de la concentration en  $\text{HCO}_3^-$  d'une solution et de sa conductivité électrique permet ainsi d'identifier les eaux provenant de la surface, en équilibre avec le dioxyde de carbone atmosphérique. Pour les eaux de surface d'altitude importante le paramètre  $b\text{HCO}_3^-$  est inférieur à la valeur de référence du niveau moyen de la mer (Orange, 1990).

## Les mélanges d'eaux

Dans le cas d'un aquifère comportant un mélange, selon des taux variables, de deux eaux à minéralisation très contrastée, les points figuratifs, sur les diagrammes logarithmiques concernant les ions dominants, sont disposés selon un arc, à concavité dirigée vers le bas, entre les deux points extrêmes. Cette propriété a été mise en évidence grâce à des aquifères, dont l'étude hydrogéologique a révélé l'existence de dilutions.

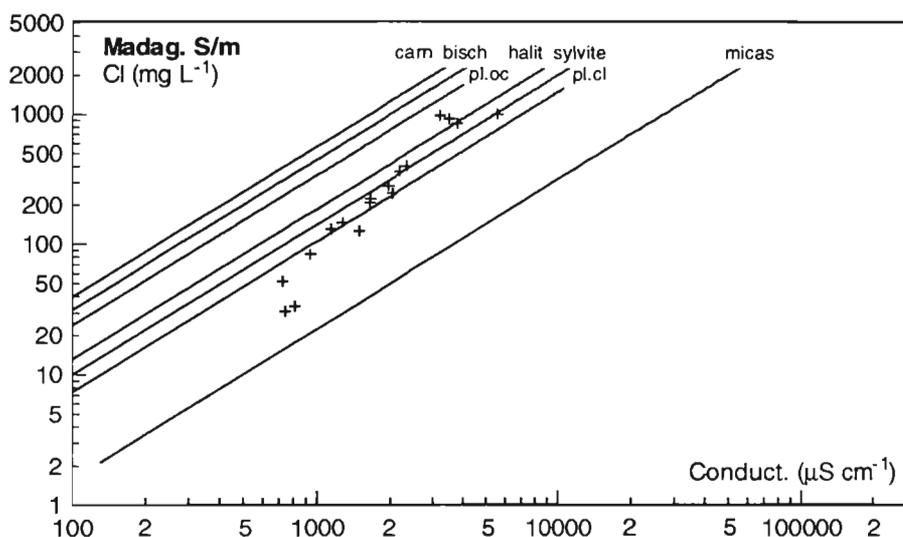


Figure 2 : Disposition en arc des points figuratifs du logarithme des teneurs en  $\text{Cl}^-$ , en fonction du logarithme des conductivités électriques, pour des eaux de nappe du Sud de Madagascar  
 pl.oc = pluies d'origine océanique ; pl.ct = pluies d'origine continentale

Inversement, la mise en évidence d'une disposition en arc des points relatifs aux données analytiques d'une série d'échantillons d'eaux, prélevés sur un aquifère, constitue un élément de diagnostic de mélange d'au moins deux solutions : l'une douce, l'autre nettement plus minéralisée.

Ainsi, les données hydrochimiques relatives à des recherches, en cours, effectuées sur les aquifères du socle du Sud de Madagascar en octobre 1998, révèlent une telle disposition en arc pour les ions  $\text{Cl}^-$  (figure 2) et  $\text{SO}_4^{2-}$ . Les points d'eau concernés sont donc susceptibles de résulter de la dilution d'une eau salée par une eau moins chargée en ions. Les teneurs de ces deux solutions correspondent aux échantillons dont les points figuratifs sont situés aux extrémités des arcs sur les diagrammes logarithmiques. Les taux des mélanges peuvent être estimés par l'interprétation des courbes obtenues grâce à une simulation de dilution progressive de la solution salée par la solution peu chargée.

## Les indicateurs de minéralisations

Pour un même minéral hôte d'un élément, les teneurs de cet élément dans la solution au contact du minéral augmentent avec la conductivité électrique (charge totale dissoute). Il en résulte que la comparaison des valeurs brutes des teneurs ne peut servir de base à une prospection hydrochimique. Celle-ci peut faire appel, par contre au paramètre  $b_j$ , indépendant de la conductivité (ou de la charge totale dissoute). De plus, pour les minéraux porteurs de minéralisation d'intérêt économique le paramètre  $b_j$  est généralement nettement supérieur à celui des minéraux hôtes communs, et constituant

le fond géochimique. Cette propriété permet d'identifier les eaux qui sont au contact de minéralisations et, le cas échéant, de distinguer différents minéraux hôtes.

## Conclusion

L'identification des apports pluviaux par les concentrations en chlore, l'estimation de la pression partielle du dioxyde de carbone à partir des concentrations en ion bicarbonate et la mise en évidence de mélanges d'eaux sont susceptibles de fournir des données intéressantes pour l'étude de la dynamique des eaux superficielles et souterraines. Le modèle apporte également une nouvelle méthodologie de prospection hydrochimique de minéralisations non affleurantes.

## Références

- Appelo C.A.J. and Postma D., 1993 - *Geochemistry, groundwater and pollution*. Balkema, Rotterdam, 536 p.
- Berner E.K. and Berner R.A., 1987 - *The global water cycle. Geochemistry and Environment*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, 397 p.
- Orange D., 1990 - Hydroclimatologie du Fouta Djallon et dynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique (Afrique de l'Ouest). *Thèse*, Univ. L.P. Strasbourg, 220 p.
- Wackermann J.-M. (1989) - Propriétés électroniques des solutions aqueuses. Application aux phénomènes de dissolution. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, Série II, 1301-1307.
- Wackermann J.-M. (2001a) - Caractérisation et modélisation des dissolutions et des néoformations basées sur la conductivité électrique des solutions. 3<sup>o</sup> *Colloque GEOFCAN*, 25-26 septembre 2001, Orléans.
- Wackermann J.-M. (2001b) - Site internet <http://www.bondy.ird.fr/geophy/geochimie/geochim.html>

## Contribution de la géophysique à l'étude d'un aquifère karstique - Exemple : le site karstique du Lamalou

W. Al-Fares<sup>1</sup>, M. Bakalowicz<sup>1</sup>, Y. Albouy<sup>2</sup>, J.-M. Vouillamoz<sup>2</sup>, M. Dukhan<sup>3</sup>,  
G. Toe<sup>2</sup> et R. Guérin<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Univ. de Montpellier II-CNRS Hydrosociences, cc MSEM, 2 pl. E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5

<sup>2</sup>IRD, Labo. de Géophysique, 32 av. Henri Varagnat, 93143 Bondy Cedex

<sup>3</sup>IRD, 911 av. Agropolis, 34000 Montpellier

<sup>4</sup>UMR 7619 Sisyphe, Univ. Pierre et Marie Curie, cc 105, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris Cedex 05

**Abstract:** The experimental site of Lamalou is located at 35 km north of Montpellier. It consists in a calcareous plateau with a karst spreading over the first few dozen meters. A well-known natural cave is accessible from surface, at 20 m depth. The objective of this study is to analyze the upper part of the karstic aquifer and to identify the cave by geophysical methods. Three methods are applied: ground penetrating radar, electrical 2D imaging and magnetic resonance sounding. The results obtained by the three methods allow to describe and determine the upper structures: epikarst, fractured zones, massive zones, bedding planes and cave. These results are confirmed by in situ observations and by two core drillings.

---

### Introduction

L'objectif de ce travail est de vérifier les performances de plusieurs méthodes géophysiques : radar (GPR), panneau électrique (PE) et résonance magnétique des protons (RMP) pour l'étude de la partie superficielle de l'aquifère karstique du Lamalou.

Le site, situé sur le Causse de l'Hortus (à 35 km au nord de Montpellier), est constitué d'un plateau calcaire d'épaisseur comprise entre 80 à 100 m. Ce plateau s'étend sur une superficie d'environ 60 km<sup>2</sup>. Le sol est quasiment inexistant, la surface du site présente des lapiaz parfois recouverts par des cailloutis résultant de son démantèlement. L'aquifère est constitué par des calcaires valanginiens fortement fracturés et karstifiés (porosité = 1,8%). Les écoulements d'eau sont totalement assurés par les fractures et les fissures du karst. Les eaux sont collectées par une galerie souterraine située à la limite entre les zones saturée et non saturée (Fig. 1). Cette galerie connue sur plusieurs dizaines de mètres, s'élargit pour former une grotte accessible au voisinage de la source. L'épaisseur moyenne de la zone non saturée est de 20 m et celle de la zone saturée est estimée à 50 m (Durand, 1992).

## Mesure et interprétation

### 1. *Prospection GPR*

Sept profils GPR (long de 120 m, espacés de 15 m) ont été réalisés sur la partie la moins profonde du conduit karstique. Ces profils ont été réalisés avec un radar Pulse-Ekko 100 (Sensors & Software) et une antenne de 50 MHz. La vitesse moyenne de propagation des ondes électromagnétiques dans le calcaire, choisie pour les interprétations, est de 0.11 m/ns.

Les profils montrent :

- une zone superficielle marquée par des réflexions multiples, limitée à sa base par une interface bien contrastée. Cette zone d'épaisseur variant entre 8 et 12 m, est caractérisée par une forte fracturation et des fissures de tailles variées. Un réflecteur oblique net (P1), représente le plan de stratification des couches. Il se répète sur l'ensemble des profils. Un talweg (T) recoupe tous les profils. Il semble lié à une faille à faible rejet ou à une fracture. Cette zone constitue l'épikarst qui joue un rôle très important dans les processus de stockage d'eau près de la surface et d'infiltration verticale vers les zones non saturée et noyée (Bakalowicz, 1995).
- plus profondément, une zone d'épaisseur comprise entre 8 et 10 m, composée de calcaires massifs compacts, limitée en bas par un plan de stratification (P2) parallèle à (P1). La faible restitution des signaux GPR dans cette zone est due à l'absence de réflecteurs horizontaux et à la grande homogénéité de cette couche.

Le profil 5 (Fig. 2) est situé juste au-dessus de la cavité principale accessible par un puits naturel (D : aven d'accès). Il retrouve avec précision, la position et la géométrie de la cavité (C) qui se développe à 20 m de profondeur, telle qu'elle est connue par les observations directement faites dans la grotte et par deux forages carottés réalisés sur la cavité.

### 2. *Prospection par Panneau Electrique (PE)*

Un profil PE (Fig. 3), réalisé sur le profil GPR 5 avec un Syscal d'Iris Instruments dispositif comportait 64 électrodes, espacées de 4 m en configuration Wenner  $\alpha$  et  $\beta$ . Les deux séries de mesures ont été combinées pour le calcul d'un modèle inverse bénéficiant de la sensibilité verticale du Wenner  $\alpha$  et de la sensibilité latérale du Wenner  $\beta$ . On trouve, en comparant ce profils PE au GPR, un bon accord sur la position de la cavité et la limite entre les calcaires fracturés et compacts. La résistivité électrique pour les 12 premiers mètres, de l'ordre de 4000  $\Omega$ .m, correspond à l'épikarst, la résistivité de l'ordre de 8000 à 15000  $\Omega$ .m, correspond aux calcaires massifs et compacts. Au centre du profil, les valeurs de la résistivité les plus élevées correspondent à la position de la cavité, dont la géométrie est cependant mal définie.

### 3. *Prospection par RMP*

La méthode RMP est une nouvelle méthode géophysique de prospection hydrogéologique (Legtchenko & Valla, 2001). Cette méthode permet d'estimer directement la teneur en eau des aquifères. Le principe consiste à mesurer le champ magnétique de relaxation des atomes d'hydrogène des molécules d'eau, après excitation à la fréquence de résonance du champ géomagnétique naturel. Une même boucle, posée au sol, permet d'émettre le champ d'excitation puis de capter le signal RMP dû aux protons. Trois sondages RMP ont été effectués sur la même zone de prospection GPR (Fig. 1). Le but est de déterminer la présence et les profondeurs des niveaux d'eau dans l'aquifère. L'équipement NUMISplus (Iris Instruments) a été utilisé pour réaliser les mesures, avec une boucle d'émission-réception en forme de huit de 37,5 m de côté. L'inversion des données permet d'obtenir la distribution de la teneur en eau en fonction des formations du sous-sol et de la profondeur (Fig. 4). Deux niveaux d'eau sont mis en évidence : le premier dans les cinq premiers mètres correspond au petit réservoir temporaire de l'épikarst ; le second à partir de 24 m correspond à la zone noyée.

## Conclusion

L'interprétation des résultats de la prospection GPR a permis de décrire les structures particulières qui caractérisent la partie peu profonde de l'aquifère karstique (épikarst, zone fracturée et karstifiée, zone massive compacte et les plans de stratification), et de localiser avec précision la cavité à 20 m de

profondeur. L'inversion des données électriques a confirmé la position de la cavité karstique, et les épaisseurs de la zone fracturée et de la zone compacte mises en évidence par le GPR. L'inversion des données RMP a contribué à déterminer deux niveaux d'eau : le premier correspond à un petit stockage temporaire dans l'épikarst, et le deuxième correspond au conduit karstique.

## Références

- Bakalowicz M., 1995. La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie*, 4, 3-21.
- Durand V., 1992. Structure d'un massif karstique. Causse de l'Hortus, site des sources du Lamalou.(Hérault). *Thèse doctorale 3<sup>ème</sup> cycle, Université Montpellier II*, 207 p.
- Legchenko A.V., Valla P., 2001. A review of the basic principles for proton magnetic resonance soundings measurements. *J. App. Geophys.*, in press.

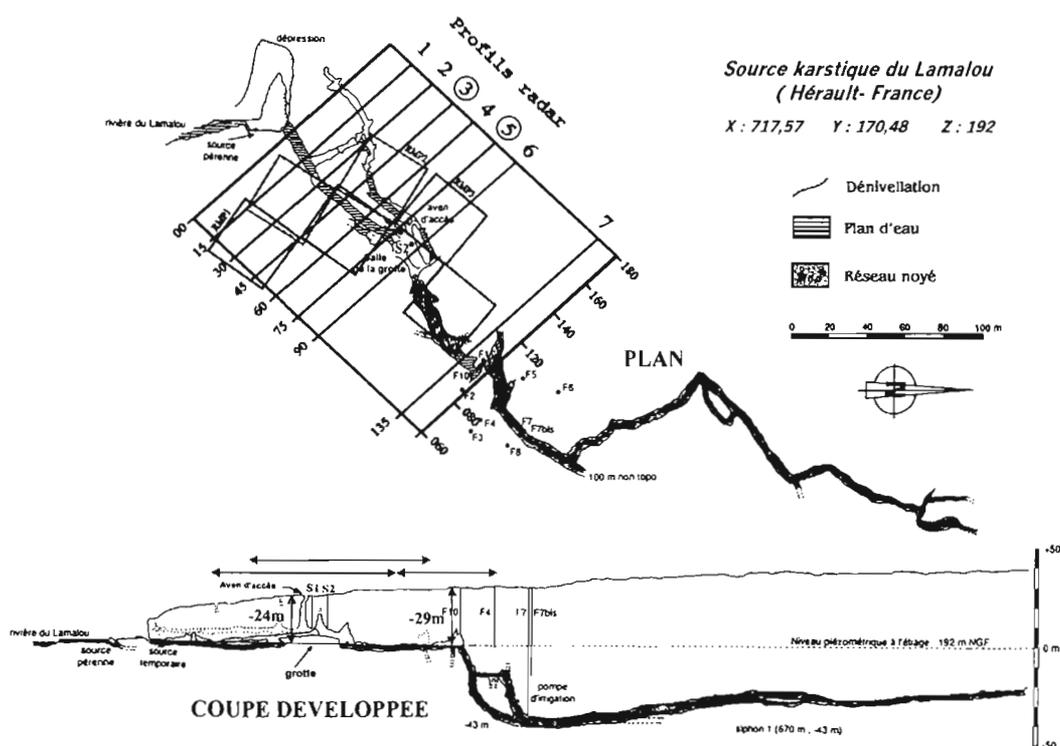


Figure 1 : Position des profils GPR et des sondages RMP (1, 2 et 3) par rapport au plan du conduit karstique. Fi : forages implantés sur le site, S1 et S2 : forages carottés réalisés au-dessus de la grotte.

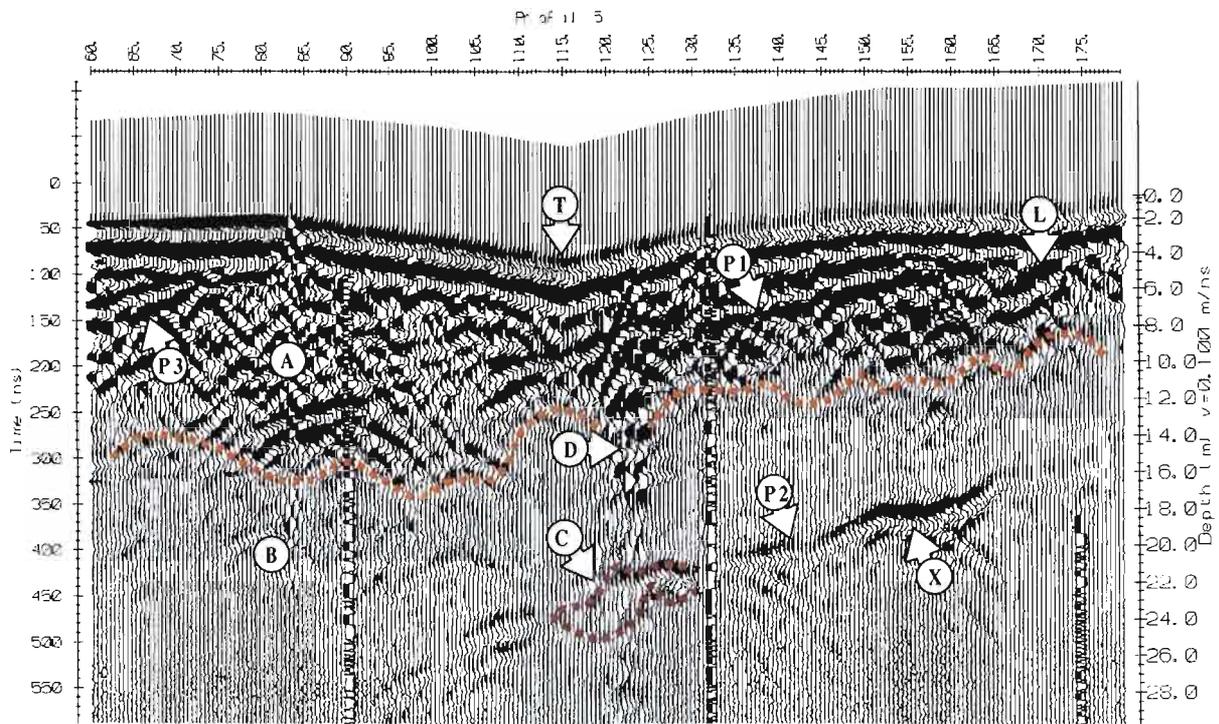


Figure 2 : Interprétation du profil GPR 5. A : Calcaire fracturé et karstifié (épikarst), B : Calcaire massif et compact, C : Cavité karstique, D : Aven d'accès, L : Lapiaz, P1, P2, P3 : Plans de stratification, T : Talweg associé à une faille verticale supposée, X : Cavité inconnue.

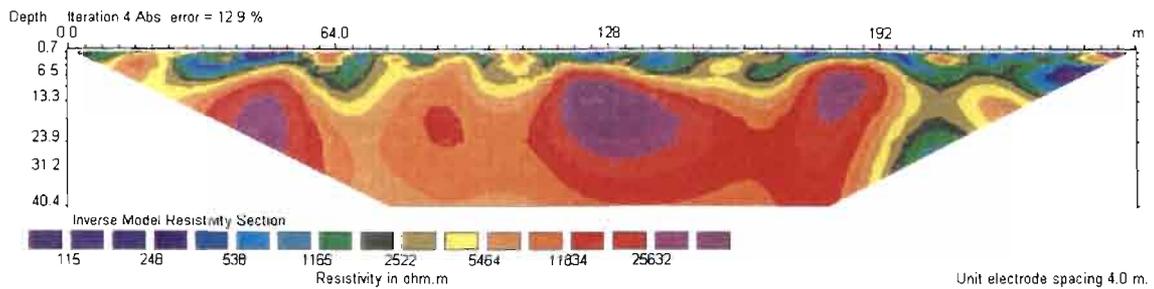


Figure 3 : Interprétation du profil 5 en dispositifs WENNER  $\alpha$  et  $\beta$ .

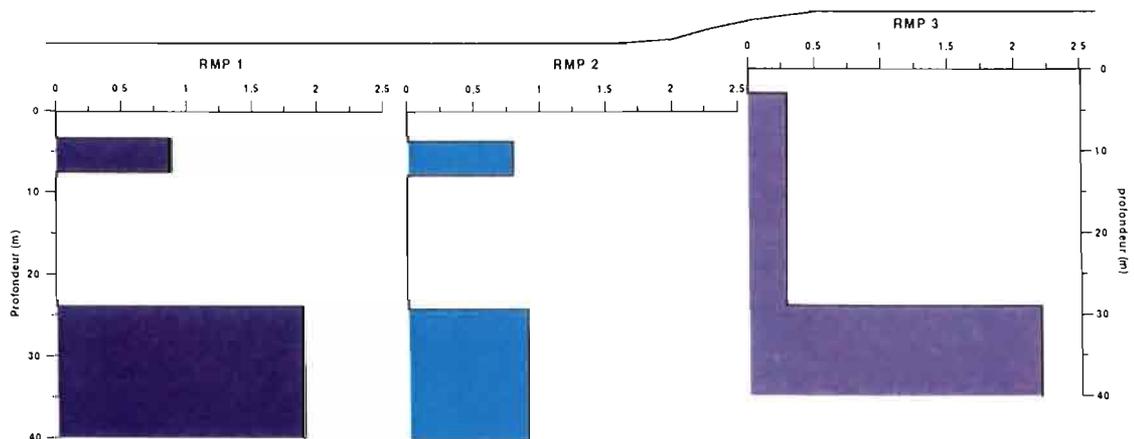


Figure 4 : Teneur en eau donnée par l'inversion des sondages RMP (1, 2 et 3).

## Analyse d'un réseau piézométrique par imagerie électrique multi-électrodes (bassin versant de Kerbernez, Bretagne)

J.-P. Montoroi<sup>1</sup>, H. Robain<sup>1</sup>, M. Schmutz<sup>2</sup>, C. Martin<sup>3</sup>, J. Molenat<sup>3</sup>, L. Ruiz<sup>3</sup>

<sup>1</sup>IRD, UR027 Geovast, 32 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy Cedex

<sup>2</sup>Université Paris 6, Dépt. Géophysique Appliquée, 4 place Jussieu, case 105, 75252 Paris Cedex 05

<sup>3</sup>INRA, Unité Sol-Agronomie-Spatialisation Rennes-Quimper, 65 rue de Saint-Brieuc, 35042 Rennes cedex

**Abstract:** Analysis of a piezometric network using an electrical imaging survey (Kerbernez watershed, Brittany, France).

The 2-D imaging is a well-suited method to identify and map rapidly underground structure. Such a background is needed to interpret accurately the monitoring of a piezometric network. The aim of this paper is to present the first results obtained for two small experimental watersheds located in Brittany (France) on a weathered granitic bedrock. The pseudo-section interpretation shows that (i) in the Kerrien watershed, the ground is formed by resistant structures assumed to be weathered granitic bowls or bedrock and, in the downstream part, by a highly conductive area related to a hydromorphic system; (ii) in the Kerbernez watershed, the granitic weathering is more generalized. On both watersheds, vertical less resistive anomalies are interpreted as faults in the granitic basements.

---

### Introduction

En Bretagne, le développement de l'agriculture et de l'élevage intensif a été accompagné d'un considérable accroissement des quantités d'intrants minéraux et d'effluents organiques d'élevage épandus annuellement sur les terres agricoles. Des conséquences environne-mentales, telles que l'augmentation des flux et des concentrations de nutriments à l'exutoire des bassins versants, se sont généralisées (Cann, 1998).

La teneur en nitrate des cours d'eaux est le résultat de processus de transformation et de transfert de l'azote dans le bassin versant. L'étude des transferts azotés nécessite la compréhension des flux hydriques au sein du sous-sol (sols, altérite, roche-mère) et par voie de conséquence la définition de son organisation structurale. Les caractéristiques physico-chimiques de ces structures déterminent les modes de recharge en eau de la nappe, l'importance des écoulements préférentiels et les temps de résidence des éléments chimiques. Il est donc essentiel de les connaître de façon détaillée afin de pouvoir interpréter convenablement les suivis réalisés à l'aide d'un réseau de piézomètres.

L'objet de cet article est de montrer comment l'approche géophysique apporte des informations pertinentes sur les structures du sous-sol d'un bassin versant et par suite sur l'implantation d'un réseau de piézomètres.

## Matériels et méthodes

L'étude a été conduite près du lycée de l'horticulture et du paysage de Kerbernez, situé à environ 5 km au sud de Quimper en rive droite de la rivière Odet. Le site présente un ensemble de bassins versants expérimentaux, contigus ou emboîtés, suivis par l'INRA. La reconnaissance géophysique a été réalisée dans les sous-bassins de Kerrien (9,5 ha) et de Kerbernez (12 ha) appartenant au bassin versant du Puits (37,5 ha). Ces bassins sont équipés d'un réseau piézométrique permettant le contrôle des niveaux et de la qualité chimique des nappes souterraines (Fig. 1).

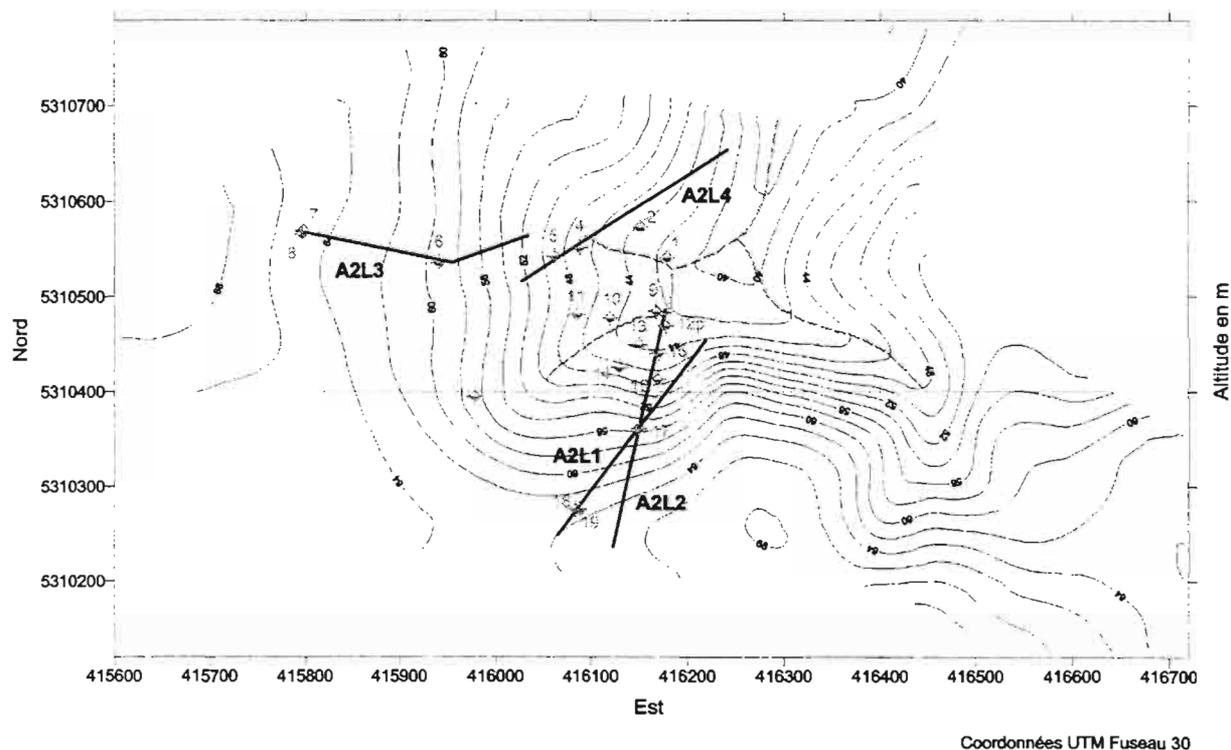


Figure 1 : Localisation du réseau piézométrique et des sections électriques dans les sous-bassins de Kerrien et de Kerbernez

Quatre images de résistivité, s'étendant sur 252 m de long, ont été réalisées à l'aide de 64 électrodes espacées de 4 m. Les mesures de résistivité apparente ont été acquises en utilisant un système MULTINODE piloté par un résistivimètre SYSCAL R2 d'Iris Instruments. Pour chaque ligne de 64 électrodes, deux séries de mesures ont été enregistrées, l'une en configuration Wenner  $\alpha$  (Wenner normal), l'autre en configuration Wenner  $\beta$  (dipôle-dipôle). Le logiciel RES2DINV (Loke et Barker, 1996) a été utilisé pour le calcul des images de résistivité en prenant en compte la topographie des sections et couplant ces deux types de configuration afin de conjuguer leurs avantages respectifs : bonne détermination des variations de résistances transverses pour la première et bonne détermination des variations des conductances longitudinales pour la seconde.

Deux images ont été réalisées dans le sous-bassin de Kerrien : A2L1, disposée dans l'axe des piézomètres P18-19 et P17, recoupe le versant sud du bassin, tandis que A2L2, disposée le long des piézomètres P17, P16, P15 et P12, suit la ligne de plus grande pente. Les deux autres images correspondent au sous-bassin de Kerbernez : A2L3, dans la partie haute entre les piézomètres P7-8 et P6, et A2L4 dans la partie basse le long des piézomètres P5, P4 et P2 en recoupant transversalement la ligne de piézomètres P3 à P1.

## Résultats

La figure 2 présente les 4 images de résistivité.

Dans le sous-bassin de Kerrien, on note principalement deux ensembles résistants. Le contour d'isorésistivité 1600  $\Omega.m$  est interprété en profondeur comme le toit de la roche-mère granitique. Pour

les anomalies résistantes superficielles, c'est le contour d'isoresistivité 2500  $\Omega.m$  qui est utilisé pour délimiter des boules granitiques de taille pluri-métrique. Entre ces deux systèmes résistants, une couche moyennement conductrice, correspondrait à l'altérite. Elle se connecte, à l'aval du versant, avec un ensemble très conducteur, qui est lié au bas-fond du bassin, hydromorphe et probablement plus argileux. Pour A2L1, on observe aussi deux zones conductrices subverticales qui sont interprétées comme des failles, sièges d'une altération préférentielle: l'une en amont du piézomètre P17 traverse l'ensemble résistant granitique ; l'autre en aval, marque la transition avec les formations conductrices du bas-fond. En revanche, pour A2L2, on ne distingue que l'anomalie amont, la transition avec le bas-fond étant plus diffuse.

Le sous-bassin de Kerbernez est globalement moins résistant. Ceci est interprété comme une plus grande épaisseur du manteau d'altération que dans le sous-bassin de Kerrien et vraisemblablement une teneur en argile plus élevée. Pour A2L3, la roche-mère granitique n'est décelée que dans la partie aval. Les anomalies résistantes superficielles interprétées comme des boules granitiques, sont plus petites, ce qui est cohérent avec une altération plus profonde. Dans la partie amont, on distingue deux structures conductrices subverticales qui sont interprétées comme des failles. Pour A2L4, on note à l'amont une anomalie résistante superficielle moins marquée que celles observées pour les trois images précédentes. Cette anomalie pourrait correspondre à une boule granitique partiellement altérée. Le reste de la section est conducteur en surface et devient régulièrement résistant en profondeur. L'image indique que le toit du socle granitique aurait ici une pente régulière. L'ensemble conducteur de surface est hétérogène. Les poches conductrices sont probablement plus argileuses et les noyaux plus résistants, vraisemblablement plus sableux.

On notera que les piézomètres P17 et P6 sont à la même cote topographique. Ils sont disposés dans un système de boules granitiques sub-affleurantes et coïncident d'un point de vue géomorphologique à la rupture de pente topographique.

## Conclusion

Une première reconnaissance géophysique du site de Kerbernez montre que la méthode électrique multi-électrode révèle des anomalies résistantes, qui correspondent vraisemblablement au granit : boules isolées superficielles ou toit du substrat discordant par rapport à la surface topographique. Le bas-fond hydromorphe, fortement conducteur, est mis en évidence. Les deux bassins présentent des anomalies conductrices subverticales que l'on peut interpréter comme des failles. Les deux bassins se distinguent nettement par la valeur de résistivité de l'altérite granitique beaucoup plus faible pour le bassin de Kerbernez que pour le bassin de Kerrien. Cette différence peut être interprétée comme une plus grande épaisseur du manteau d'altération et/ou une teneur en argile plus importante pour le bassin de Kerbernez. Ces importantes différences structurales entre les deux bassins induiront probablement des comportements hydrodynamiques distincts.

La prise en compte de données piézométriques, géologiques et géomorphologiques plus complètes permettra un meilleur calage des premières interprétations géophysiques. En étendant l'approche géophysique, on tentera une reconnaissance tri-dimensionnelle des principales structures et par suite une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique souterrain des bassins. De façon réciproque, la connaissance détaillée de cette organisation structurale guidera le choix de l'emplacement pour de nouveaux piézomètres.

## Bibliographie

- Cann C., 1998 - Evolution de l'agriculture et de sa pression polluante sur le bassin de Naizin et en Bretagne. In C. Cheverry : " *Agriculture intensive et qualité des eaux* ", INRA, pp. 25-39.
- Loke M.H., Barker R.D., 1996 - Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.

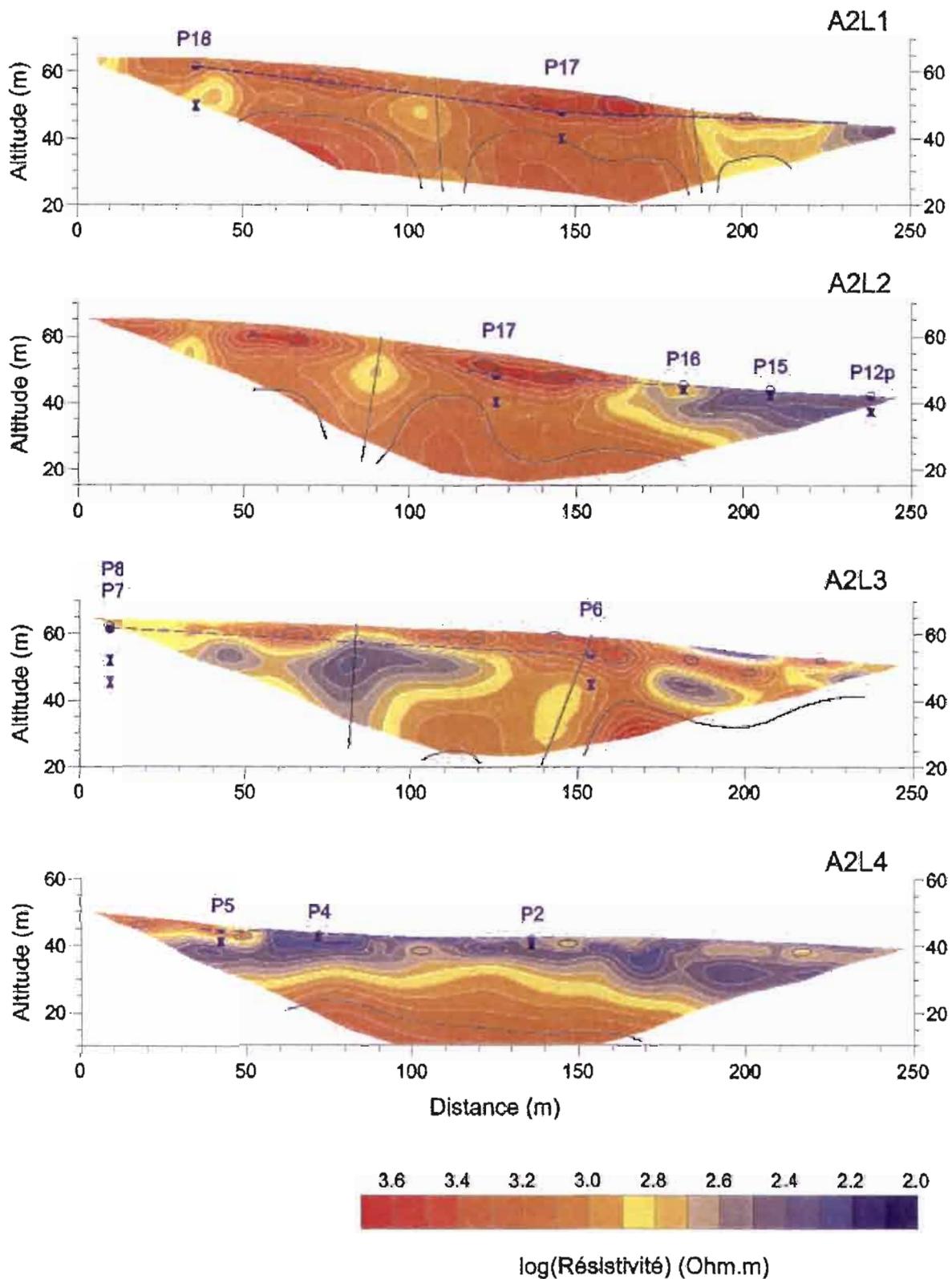


Figure 2 : Images de résistivité : (A2L1 et A2L2) sous-bassin de Kerrien ;  
 (A2L3 et A2L4) sous-bassin de Kerbernez  
 Pointillés : niveau piézométrique.  
 Interprétations : ellipses = boules de granite ;  
 lignes courbes = toit du granite ;  
 lignes droites = failles.

## Apport de la géophysique pour l'implantation des forages d'eau au Mozambique (méthodes électriques, TDEM et RMP)

**Jean-Michel Vouillamoz<sup>(1,2)</sup>, Bruno Chatenoux<sup>(1)</sup>**

<sup>(1)</sup>*Action contre la Faim, Paris, France*

<sup>(2)</sup>*Institut de Recherche pour le Développement, Bondy, France*

**Abstract:** A geophysical survey was conducted in sedimentary rocks of Mozambique from October to December 2000. The aim was to measure the contribution of geophysics to a running water well drilling programme. We found that :

- A quantitative interpretation of the resistivity parameter is not possible in the surveyed area. The results of the 1D resistivity soundings could only be used as qualitative data.
  - A qualitative interpretation of the resistivity parameter using the 2D imaging underlines the geological structures. It is a main information to implement successful boreholes.
  - The 1D PMR soundings give reliable results compared with borehole data.
  - A joint use of the resistivity and the PMR data increases the drilling success rate and saves money at the programme scale.
- 

### Présentation de l'étude

*Action contre la Faim* met en œuvre un programme d'approvisionnement en eau potable dans la province du Sofala au Mozambique depuis 1994. En décembre 2000, 178 points d'eau avaient été réalisés (143 forages et 35 puits). Le taux de succès des forages sur l'ensemble du programme est de 44,5%. On compte en effet 36% de forages secs, 12% de forages produisant une eau trop minéralisée pour la consommation humaine, et 7,5% de forages abandonnés sur problèmes techniques.

Une mission a été conduite d'octobre à décembre 2000 afin de mesurer l'apport de la géophysique pour améliorer le taux de succès des forages. Les méthodes et matériels utilisés dans le cadre de cette mission sont présentés tableau 1.

La région considérée appartient au bassin sédimentaire "Nord de Save". Les formations géologiques sont datées du Crétacé supérieur et sont constituées de grès siliceux à ciment calcique. Cette région est recoupée par des rivières temporaires suivant la direction W/SW - E/NE. Elle est limitée à l'est par la plaine alluviale du fleuve Zambèze. La pluviométrie et la température annuelles moyennes sont de 850 mm et 33°C (période 1946 à 1955). Les aquifères recherchés sont les alluvions des principaux cours d'eau, et les dépôts perméables de la région gréseuse.

Méthodes	Configuration	Equipement	Interprétation
Sondage électrique 1D	Schlumberger	Ωméga (Aquifer)	Abaques et « QWSELN » (Tabbagh, 1998)
Panneau électrique 2D	Wenner	SYSCAL R1+ (IRIS Instr.)	« RES2DINV » (Loke, 1995)
TDEM	Centrale, émission 50x50 m, 2A	PROTEM 47 (Geonics Ltd.)	TEMIX (Interpex)
RMP	boucle de 75x75 m	NUMIS (IRIS Instrument)	Numis Inversion (IRIS Instrument)
Forage	Rotary 6", PVC 4"	PAT-AcF 201	
Estimation des débits	Air lift		

Tableau 1 : matériels et méthodes utilisés

TDEM : Time Domain ElectroMagnetic; RMP : Résonance Magnétique des Protons

## Exemple de résultat

La géologie du site de Chivulivuli est marquée par les alluvions du fleuve Zambèze. La topographie est plate et aucun signe géomorphologique ne permet d'émettre des hypothèses relatives aux structures géologiques.

L'étude géophysique a été menée du 28 au 31 octobre 2000. Le schéma d'implantation des travaux est présenté figure 1.

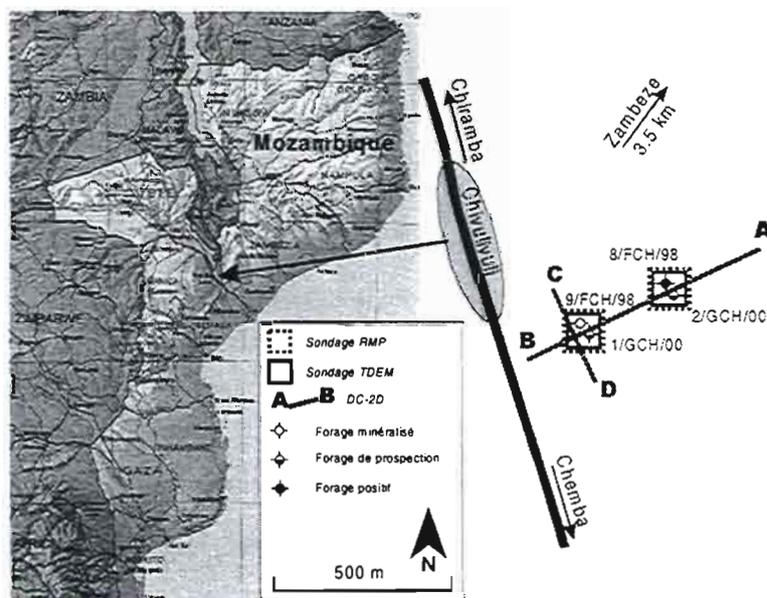


Figure 1 : implantation des mesures, Chivulivuli

L'ensemble des résultats est présenté figure 2. Le forage 9/FCH/98, réalisé sans étude géophysique, délivre une eau trop minéralisée pour la consommation humaine. Le forage 1/GCH/00, plus profond mais équipé de façon identique (effondrement), confirme ce résultat. On remarque que le panneau électrique prend tout son intérêt en décrivant des structures 2D impossibles à déceler depuis la surface. Les sondages TDEM donnent des résultats cohérents avec le panneau, mais en 1D. Le sondage RMP situé à l'ouest met en évidence 2 aquifères dont la présence est confirmée par la réalisation de 2 forages. L'aquifère de surface exploité par le forage 2/GCH/00 est très minéralisé alors que l'aquifère plus profond (forage 8/FCH/98) délivre une eau propre à la consommation. Les sondages RMP proposent donc des teneurs en eau en adéquation avec les résultats des forages, mais ne sont pas sensibles à la minéralisation de l'eau qui est, sur ce site, bien décrite par les valeurs de résistivité. Seule une interprétation conjointe des valeurs de résistivité et des paramètres RMP permet de proposer un schéma hydrogéologique pour implanter un forage positif dans ce contexte (figure 3).

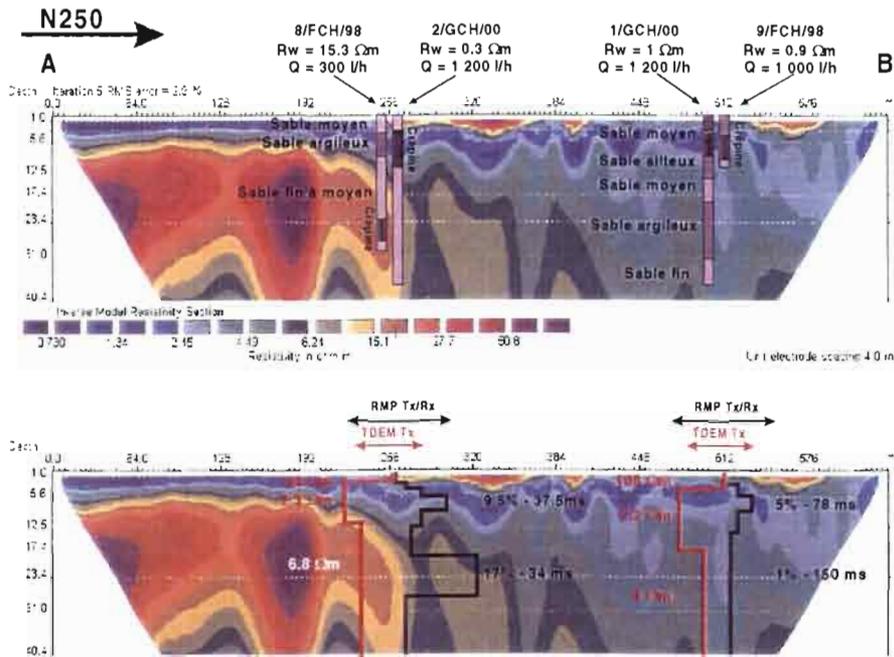


Figure 2 : forages et mesures géophysiques, Chivilivuli  
forages : débit  $Q$  (l/h) et résistivité de l'eau  $R_w$  (ohm.m); panneau électrique : résistivités vraies (ohm.m);  
sondages RMP : teneur en eau (%) et  $T_2^*$  (ms); sondages TDEM : résistivités vraies (ohm.m)

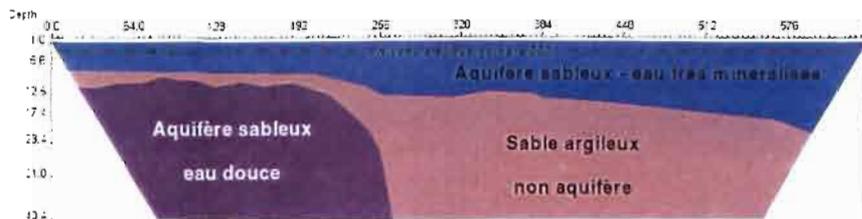


Figure 3 : interprétation hydrogéologique, Chivilivuli

## Analyse technique et financière

L'emploi d'outils géophysiques dans la cadre d'une approche hydrogéologique a permis d'implanter plus de forages délivrant de l'eau potable. L'apport des méthodes est différent :

1. Mesure des résistivités 1D : la figure 4 présente les valeurs de résistivité obtenues par inversion de 43 sondages Schlumberger. La dispersion des valeurs autour des moyennes est importante et ne permet pas d'affecter de façon univoque une nature de roche à une valeur de résistivité. L'interprétation quantitative des valeurs de résistivité est donc impossible.
2. Mesure des résistivités 2D : l'interprétation qualitative du paramètre résistivité est facilitée par la mise en évidence des contrastes longitudinaux. Dans ces conditions, le panneau électrique a permis d'obtenir des images qui soulignent des structures géologiques.
3. Sondages RMP : sur un total de 4 sondages, cette méthode a montré qu'elle permettait de détecter directement la présence de l'eau souterraine, et donc de lever les ambiguïtés sur l'interprétation des valeurs de résistivité. Une panne du système n'a malheureusement pas permis d'utiliser la méthode de façon extensive.
4. Seule l'interprétation conjointe des valeurs de résistivité et des paramètres RMP permet d'estimer aussi bien la présence que la minéralisation de l'eau souterraine.

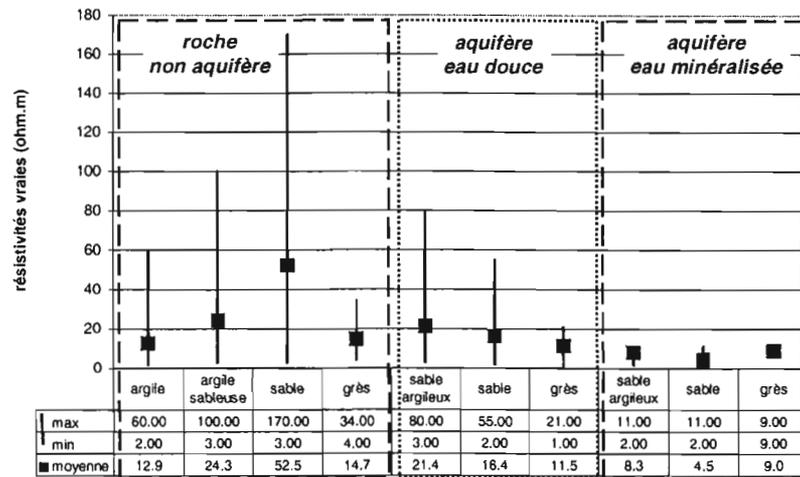


Figure 4 : valeur des résistivités ( $R_{w_{\text{eau douce}}} > 3 \Omega.m$ ), province de Sofala-Mozambique

A l'échelle du programme *d'Action contre la Faim*, on calcule que :

- La réalisation systématique de sondages électriques a permis d'augmenter le taux de succès des forages de 24% (calcul réalisé sur un total de 41 forages).
- L'utilisation conjointe de sondages TDEM (réalisés sur des linéaments photos et des anomalies géomorphologiques) et de panneaux électriques (réalisés sur les sondages TDEM les plus prometteurs) a permis d'obtenir un taux de succès des forages de 66% sur des sites où tous les ouvrages réalisés avaient été négatifs (10 forages sur 4 sites). Cette utilisation permet d'économiser de l'argent à l'échelle du programme.
- La mise en place de panneaux électriques au droit d'anomalies géologiques supposées, et de sondages RMP sur les anomalies électriques retenues, est économiquement rentable sur les sites difficiles. Lorsque le taux de succès des forages est inférieur à 50%, on économise de l'argent dès lors que ce taux est augmenté de 20 à 30 %. Cela paraît réaliste sur l'ensemble de la zone gréseuses, et cette méthodologie est proposée comme standard dans cette région.

**Remerciements :** Un grand merci à toute l'équipe géophysique d'AcF et à nos partenaires fidèles, la société *Iris Instrument* et l'*IRD-Bondy* (et tout particulièrement *Yves Albouy* pour son soutien sans faille). Et bien sûr merci à *Laurent Romagny*, chef de mission AcF au Mozambique, pour sa compétence et sa disponibilité.

## Références

- Beauce A. et al, 1996. Une nouvelle méthode géophysique pour les études hydrogéologiques : l'application de la résonance magnétique nucléaire. *Hydrogéologie*, n°1, 1996, pp 71-77.
- Desclotres M., 1998. Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : application à la prospection d'aquifères sur volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion). Thèse de l'Université de Paris 6.
- Tabbagh J., 1998. QWSEL. Logiciel d'interprétation de sondages électriques. Centre de Recherche Géophysique de Garchy.
- Vouillamoz J.M., 2001. Apport de la géophysique à l'implantation de forage d'eau au Mozambique, districts de Caia et Chemba. Rapport Action contre la Faim 2001.

## Diagraphies électriques pour l'optimisation de l'hydrofracturation en zone de socle. Premiers résultats au Burkina Faso.

M. Beck<sup>1</sup>, D. Girardet<sup>1</sup>, D. Chapellier<sup>1</sup>, M. Descloitres<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne (IG), C.P., CH-1015-Lausanne, Switzerland

<sup>2</sup>Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Centre de Ouagadougou, 01 B.P. 182, Ouagadougou 01, Burkina Faso

**Abstract:** Prospecting for groundwater is one of the major problem for sahelian countries. In Burkina Faso the basement rock is crystalline. In such a geological context, the majority of the water available is caught inside the fractures hidden by an alterite zone (clayey zone). The geophysical methods are commonly used from the surface in order to help the hydrogeologist to implement the bore hole. Even with this survey strategy, some drill hole remains wet or the yields are too low. In this case, the hydrofracturing technique is sometimes used in order to improve the yields when they remain between 300 and 600 l/h. This paper presents the results of some geophysical logging techniques, (basically electrical methods), in order to i) image the rock around the bore hole during the hydrofracturing sequence, and ii) determine which logging is able to help the hydrogeologist when positioning the packer and the casing. To achieve those objectives, we intent to use the following techniques:

- Common electrical logging including normal and lateral, Spontaneous Polarisation, fluid temperature and resistivity.
- 2 D electrical imaging.

Mots-clés : diagraphies, pseudos-sections 2D, mesures électriques, hydrofracturation, productivité des forages.

---

### Introduction

L'exploitation des ressources en eau est un des problèmes majeurs dans les pays Sahéliens. Au Burkina Faso, en zone de socle, l'eau disponible se trouve concentrée dans les zones fracturées, sous une couverture d'altérites. La géophysique de surface permet de repérer les zones de fractures. Malheureusement de nombreux forages implantés par géophysique se révèlent peu ou pas productifs. En effet pour qu'un forage soit déclaré positif il faut qu'il puisse produire un débit de 700 à 800 l/h. Dans certains cas pour améliorer le débit des forages, lorsqu'ils ne fournissent que 300 à 600 l/h, on procède à de l'hydrofracturation.

Cette technique, à l'origine utilisée en recherche pétrolière, est aussi très utile en prospection hydrologique. Elle consiste à positionner un ou deux « packer » (bouchon, obturateur) dans le forage et à injecter de l'eau sous haute pression, pour ouvrir et nettoyer les fractures existant dans la roche, augmentant ainsi le débit.

## Objectif de la recherche

En Afrique, dans les projets d'hydraulique villageoise, l'hydrofracturation est une technique employée très récemment qui est mise en œuvre de façon empirique. On positionne un packer mettant toute la partie du forage située sous le packer sous pression. Puis on descend le packer à un nouveau palier et la procédure est répétée.

Actuellement, le positionnement du packer est réalisé après consultation des notes de terrain prises par le foreur. La précision dans ce cas est peut-être assez faible.

L'utilisation de mesures électriques en forage devrait permettre de contribuer de façon optimum au positionnement des packers et de savoir quelle fracture a été affectée par l'hydrofracturation.

Dans ce but nous avons utilisé :

- des diagraphies expéditives,
- des pseudos sections en forage.

Les diagraphies expéditives sont des outils construits à moindre coût et permettent des mesures point par point. Le pas d'échantillonnage dépend de l'opérateur et de la précision désirée. D'autre part, les équipes chargées de l'implantation des forages disposent souvent de résistivimètres qui peuvent être connectés à ces outils.

A cette fin nous avons construit les sondes suivantes :

- Une sonde avec la polarisation spontanée (PS), le single point ou monoélectrode, les normales 16'', 32'', 64''.
- Une autre avec une cellule de mesure de la résistivité et de la température du fluide.
- Enfin, une flûte comportant 16 électrodes alignées espacées de 80 cm.

## Mesures

Sept forages ont été étudiés. Ils sont situés dans la province du Ganzourgou et du Koulpélogo à l'Est de Ouagadougou, et sont tous considérés comme improductifs (300 à 600 l/h).

Dans ces forages nous avons enregistré, avec un pas d'échantillonnage de 25 cm :

- Les trois normales 16, 32, 64,
- La mono électrode, la PS
- La résistivité du fluide et la température,
- Des pseudos sections (pôle pôle et « wenner-schlumberger ») avec un recouvrement de 8 électrodes.

Dans trois forages nous avons pu effectuer les mesures avant et après hydrofracturation. Un de ces forages a vu son débit augmenter après hydrofracturation à 3000l/h. Nous n'avons pas pu faire de mesures dans les 10 derniers mètres des forages au delà de 95 mètres.

Avant et après hydrofracturation nous avons enregistré :

- La normale 16, la mono électrode, la résistivité du fluide et la température tous les 25 cm.
- Des pseudos sections avec des acquisitions pôle-pôle (fig. 2), et wenner-schlumberger.
- De ces pseudos sections nous avons isolé les mesures correspondant à une normale 32, 64, et une latérale 2 m. Les mesures ont été faites tous les 40 cm.

Pour deux de ces forages, les pseudos sections ont pu être réalisées après chaque palier.

## Résultats

### 1 - Diagraphies expéditives classiques

La figure 1 présente les résultats obtenus avant hydrofracturation sur les forages de Wayalgi Sambin et de Wayalgi Sig-Noghin. Ces résultats permettent de dégager les premières conclusions suivantes.

La fréquence spatiale des mesures (25 cm) est adaptée pour la description des variations observées. Les logs électriques mettent en évidence les passages de faible résistivité au sein du socle. Lorsqu'on compare les résultats des diagraphies avec les notes du foreur on constate dans un cas (Wayalgi Sambin) que les chutes de résistivité identifient bien la zone de fractures repérée par le foreur à 42 m, ainsi que deux autres zones à 49 m et 55,5 m. Par contre dans l'autre cas (Wayalgi Sig-Noghin) deux faibles anomalies se marquent à 41 et 44 m. et les autres fractures notées par le foreur ne produisent aucunes réponses. Il s'agit dans ce dernier cas d'une erreur probable du foreur (baisse de régime du compresseur ?). Lors de l'hydrofracturation, il sera probablement inutile de positionner le packer à ces niveaux identifiés par le foreur. Cette constatation suffit à elle seule à justifier l'utilisation de diagraphies électriques simples pour la confirmation des zones identifiées lors du forage, et pour tenter d'évaluer plus précisément l'extension verticale des zones de moindre résistivité. Il convient de remarquer que les anomalies sur la latérale sont déplacées en profondeur du fait de l'asymétrie de la sonde.

### 2 - Pseudo sections

L'analyse des pseudo sections pôle pôle avant, pendant et après l'hydrofracturation sur le forage de Lamiougou est présentée en figure 2.

Cette analyse est qualitative, puisqu'il s'agit de comparer des résistivités apparentes. L'eau ayant servi à hydrofracturer étant plus résistante que celle existante dans le forage avant, il n'est pas étonnant que les mesures pôle-pôle montrent des résistivités apparentes ayant augmenté au droit ou en dessous du packer pour les petites longueurs de ligne. Pour chaque palier, une hauteur de paroi d'environ 30 mètres est affectée par ces augmentations de résistivité. Il est par conséquent possible qu'on mette ici seulement en évidence l'augmentation de la résistivité du fluide dans le trou de forage.

En revanche, les chutes de résistivités apparentes pour les plus grandes longueurs de ligne pourraient être associées à une chute de la résistivité réelle : en effet, le fluide initialement plus conducteur est poussé à l'intérieur du terrain par la pression. Il est par conséquent possible qu'on puisse détecter qualitativement les zones où il s'est préférentiellement infiltré (et donc positionner les crépines de façon optimum au droit des anomalies de chute de résistivité). Ces diminutions se produisent dans des zones proches du packer.

En l'absence d'une interprétation quantitative des pseudo sections, on peut néanmoins dresser les premières conclusions suivantes concernant ce forage.

Les pseudo-sections en forage réalisées avant, pendant et après l'hydrofracturation renseignent qualitativement sur la position des zones d'infiltration préférentielle.

Il est logique de penser que les différences entre les résistivités du fluide dans le forage et celle ayant été utilisée pour hydrofracturer sont très importantes à connaître pour l'interprétation qualitative des pseudo-sections en forage.

Les mesures effectuées après chaque palier d'hydrofracturation montrent des différences qui semblent plutôt provenir du nettoyage des fractures que de la différence de fluide remplissant le forage.

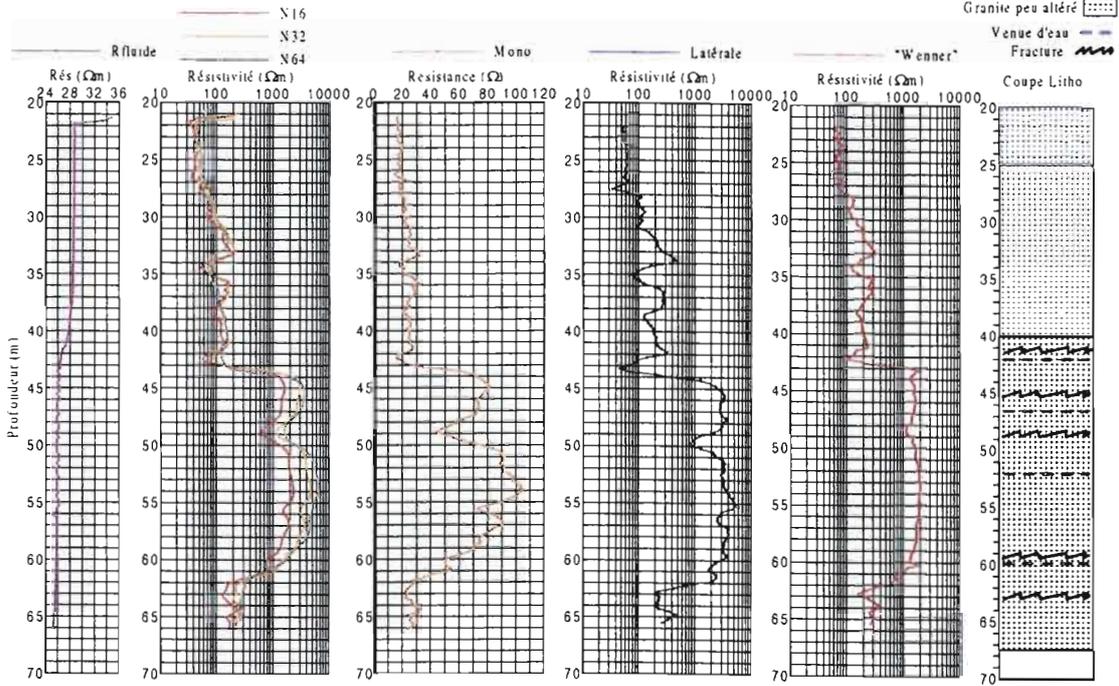
Après chaque palier on voit bien quelles sont les fractures qui n'ont pas été touchées et qui nécessiteraient d'être isolées individuellement entre deux packers pour éventuellement devenir productives.

Cette imagerie en forage illustre bien ce fait et montre que ce ne sont pas forcément les zones attendues qui se fracturent.

Cet isolement par deux packers demande une plus grande précision de l'emplacement des zones saines et des zones fracturées, ce à quoi la géophysique peut répondre.

No Forage: G093  
 Coordonnées UTM  
 X: 760171 Y: 1334068

### WAYALGI-Sambin



No Forage: G084  
 Coordonnées UTM  
 X: 762608 Y: 1325929

### WAYALGI-Sig-Noghin

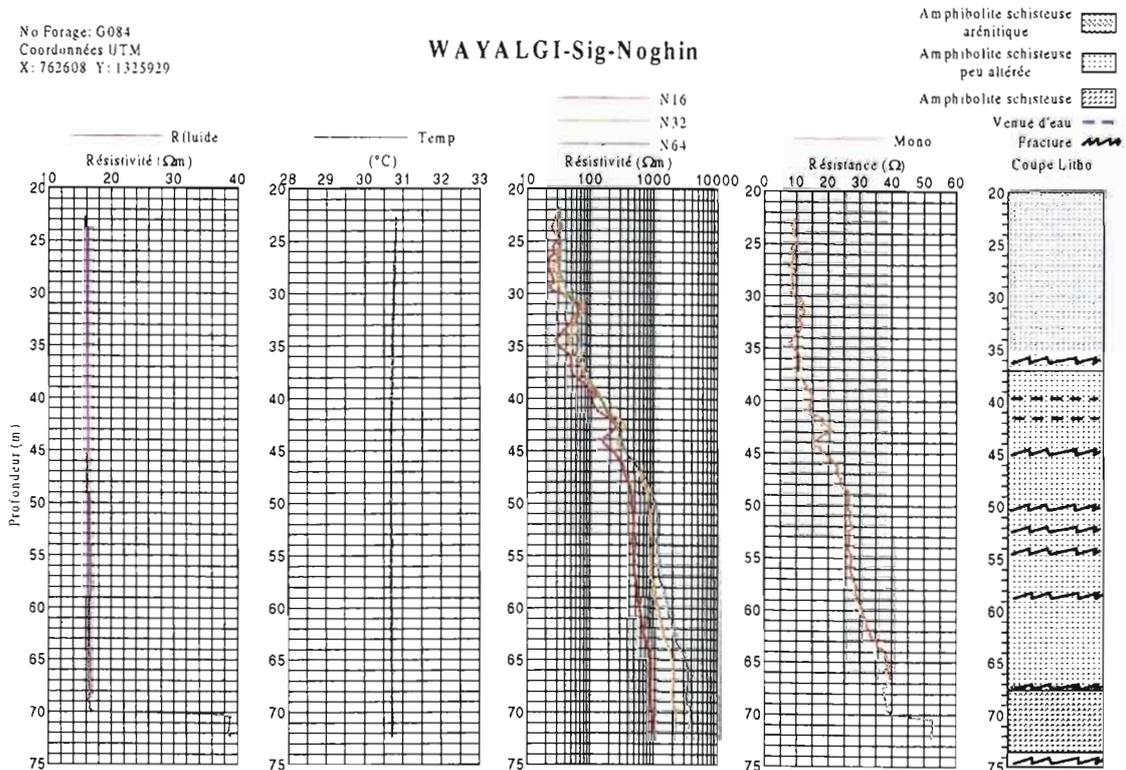


Figure 1 : Diagraphies expéditives classiques avant hydrofracturation.  
 Cas a) Wayalgi Sambin, Cas b) Wayalgi Sig-Noghi  
 Les coupes lithologiques sont établies d'après les notes du foreur.

## Pseudo section en forage lors de l'hydrofracturation

dispositif pôle-pôle (écartement minimum 80 cm, pas de mesures 40 cm)  
la variation des résistivités apparentes (en %) est calculée selon la formule suivante  
(Rapp. palier - Rapp. avant hydro.) / ((Rapp. palier + Rapp. avant hydro.) / 2)

◀ position du packer

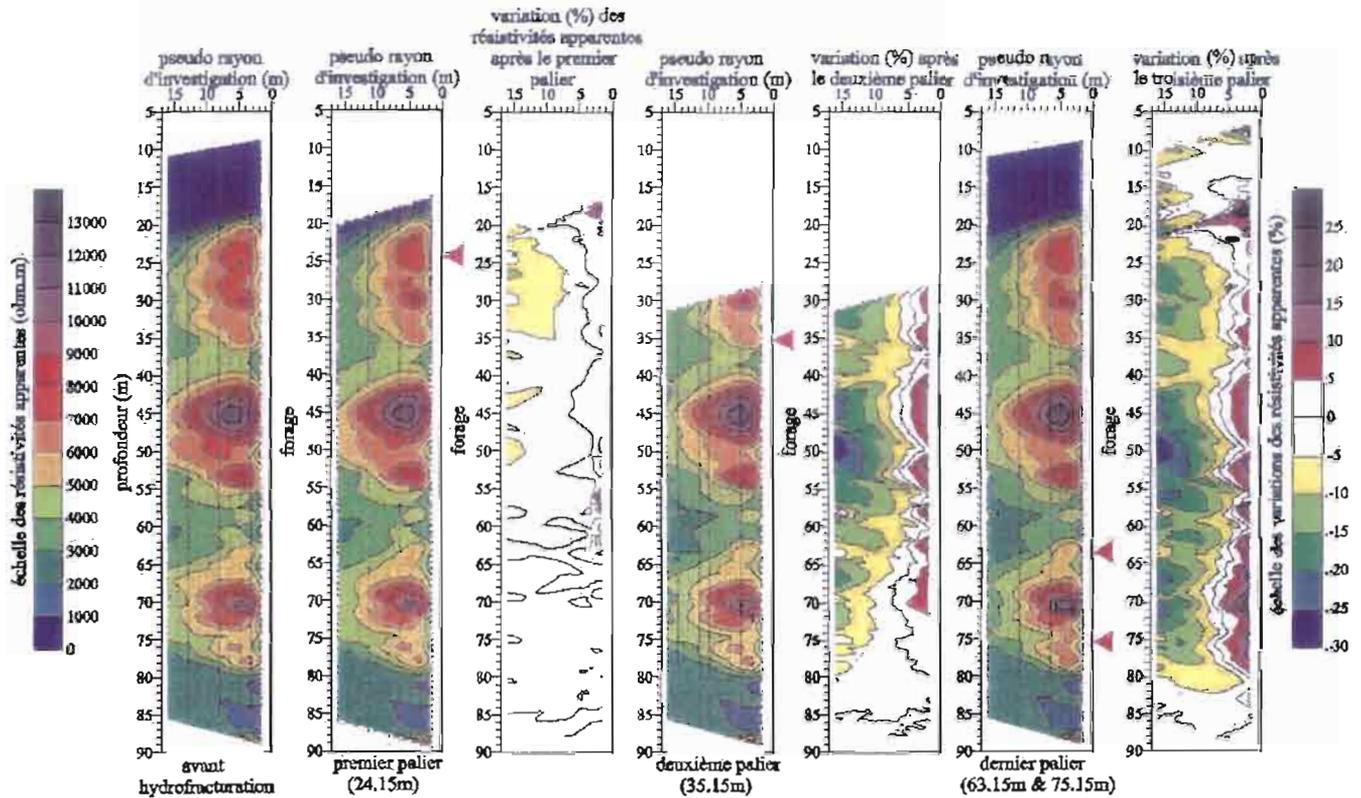


Figure 2 : pseudo section en forage en zone de socle.

## Conclusion

Les premières conclusions ci-dessus concernent 3 forages seulement. Il est par conséquent prématuré de les considérer comme universelles.

Il est cependant possible d'affirmer que la réalisation préalable de diagrapies électriques en zone de socle permettrait de positionner les packers de façon optimum tout en confirmant les informations fournies par le foreur.

Dans l'avenir, l'interprétation 3D quantitative des pseudosections sera d'un grand intérêt pour les étude de détail de la fracturation des massifs rocheux en profondeur.

Il s'agit maintenant de choisir la meilleure méthode et le meilleur outil à utiliser dans le cadre de cette application en routine, de plus il serait souhaitable dans une seconde campagne de terrain de tester la dilution technique pour calculer les débits horizontaux.



## Cartographie pédopaysagique de synthèse par télédétection « images Landsat TM ». Cas de la région de Ghassoul (El Bayadh).

I. Haddouche<sup>1</sup>, F. Benhamouda<sup>2</sup>, K. Djili<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire de Télédétection, Centre National des Techniques Spatiales Bp13 Arzew, 31200 Algérie

<sup>2</sup>Laboratoire de Télédétection, Institut National de Cartographie et de Télédétection Alger

<sup>3</sup>Département Sciences du sol, Institut National d'Agronomie Alger

**Abstract:** The Algerian steppe has become a focus of many multidisciplinary studies for its agro-sylvo-pastoral restoration.

Because of the possibility, by the synthetic vision of the landscape, that the satellite image allows to reduce the necessary land data (necessary for an inventory cartographic study), we found it very useful to begin with a landscape pedological cartographic approach using remote sensing, as a support for a representative region of the steppe, called GHASSOUL (County of El-Bayadh).

For the inventory cartography (1/100.000) of our study region, we used digital multispectral TM data of Landsat 5, images 197/37, as 11-04-1988. A coloured composition was defined for our cartographic application after different processings made on these data. The channels are: TM 7, TM 4 and TM 2.

The landsat TM image used, allowed in a first step to reduce time in the realization of the pedological landscape by image photointerpretation. Otherwise, the supervised classification of satellite image, by the maximum Likelihood probability method allowed to make a global analysis on the spatial distribution of the landscape pedological units and to estimate the ratio of confusion between certain classes.

---

Un grand nombre de problèmes se posent quand on envisage l'aménagement d'une région. Il est bien évident que, entre autres éléments du milieu, la connaissance de la répartition géographique des sols est indispensable, tant au niveau de la parcelle qu'au niveau paysagique. La notion de paysage pédologique ou « pédopaysage » prend de plus en plus d'importance dans les conceptions de l'analyse spatiale en pédologie. Une information de synthèse représentée par le concept de cartographie pédopaysagique est suffisante dans un premier temps pour connaître les grandes classes de sols.

Depuis quelques années, la steppe algérienne est devenue l'objet de très nombreuses études pluridisciplinaires en vue de son aménagement agro-sylvo-pastorale. L'image satellitale, à partir d'une vision synthétique du paysage, permet de réduire l'ampleur des relevés au sol nécessaires à une étude à moyenne échelle (cartographie d'inventaire). Compte tenu de cet avantage, nous avons jugé utile d'entamer une démarche cartographique à l'aide de l'outil Télédétection comme support d'application à une région semi-aride steppique, au sud d'Algérie, nommée GHASSOUL (Wilaya d'El-Bayadh).

## La zone d'étude

La région de Ghassoul, située au cœur du vaste territoire d'El Bayadh et à 50 km au sud du chef lieu (figure 1), couvre une superficie de 256 000 ha. Elle peut être localisée sur une carte topographique au 1/100.000<sup>ème</sup> grâce aux coordonnées extrêmes suivantes :

- Longitude : 0° 37' 30'' à 1° 18' 58'' Est (méridien de Greenwich)
- Latitude : 33° 16' 59'' à 33° 40' 6'' Nord.

Sur le plan structural, la région d'étude est inscrite au cœur de l'Atlas saharien. C'est une importante chaîne de montagnes, constituée par une série de plis orientés Sud Ouest - Nord Est, qui sépare les hautes plaines de la plate forme Saharienne.

## Données utilisées

Pour la cartographie d'inventaire des sols de notre région d'étude, nous avons utilisé les données numériques multispectrales Thematic Mapper (TM) de Landsat 5, scène 197/37 du 11-04-1988. Après les différents traitements effectués sur ces données, une composition colorée TM 7-4-2 a été retenue pour une application de cartographie photo-interprétative dans une première approche et l'ensemble des canaux TM 1-2-3-4-7 pour une classification supervisée, comme deuxième approche.

## Méthodologie adoptée

Pour acquérir une vision synthétique des ressources en sol à l'échelle d'une vaste région, le concept intégrateur de pédopaysage a été retenu. L'inventaire cartographique consiste à identifier, délimiter et représenter des unités « pédopaysagères » (figure 2). Les critères de reconnaissance et de classement sont tirés d'après le système de classification des sols Français «CPCS, 1967».

Deux approches de cartographie ont été retenues :

- Cartographie photo-interprétative

Notre démarche cartographique a été basée sur des critères de deux natures: les critères inhérents à l'image satellitaire, en analysant la composition colorée «TM 7-4-2 » et ceux de l'environnement (figure 3).

- Classification automatique

Le domaine spectral a été étudié en pratiquant une classification supervisée à partir des données de la carte pédopaysagique réalisée par photo-interprétation dans la première approche, en appliquant la méthode de maximum de vraisemblance sur l'ensemble des canaux TM 1-2-3-4-7 (figure 4). Pour connaître le niveau de confusion existant entre les classes et la qualité de leurs description, une matrice de confusion a été analysée.

## Résultats et discussion

Dans la première approche de cartographie, l'interprétation des images et des documents existants nous a permis de dégager les grandes unités « pédopaysagiques ». Les unités de sols identifiées sont : les sols minéraux bruts, les sols peu évolués, les sols calcimagnésiques, les sols isohumiques et les sols sodiques (figure 5).

La classification supervisée fournit une distribution spatiale des sols avec des limites plus ou moins nettes (figure 6). L'interprétation des signatures spectrales des objets montre que les bandes dans le proche infrarouge (TM 4) et le moyen infrarouge (TM 7) sont celles qui apportent le plus d'informations au niveau pédopaysagique et géomorphologique (figure 7). L'examen de la matrice de confusion a permis de définir avec précision les principales classes, basées sur leurs valeurs radiométriques. D'autres mal classées présentent des confusions à des degrés plus ou moins importants (tableaux 1 et 2, figure 8). L'analyse des résultats de la classification automatique révèle que la

confusion varie en fonction des caractéristiques de la surface, de la classe pédopaysagique et de la géomorphologie de terrain.

L'analyse des treize classes est faite schématiquement en deux niveaux de perception. La première concerne les principales classes de pédopaysages (dix classes) et la deuxième les classes secondaires (végétation, ombre, carrières).

L'efficacité de la classification est différente d'un groupe à l'autre (figure 8, tableaux 1 et 2). Pour les classes qui sont les moins bien classifiées (au-dessous de 70% de pixels bien classés), nous en avons identifié deux types :

- les sols minéraux bruts d'érosion (uniquement 456 pixels sur 827 sont bien classés ce qui correspond à une proportion de **55,13 %**) ;
- les sols calcimagnésiques carbonatés (uniquement 279 pixels sur 496 sont bien classés ce qui correspond à une proportion de **56,25 %**).

Les sols minéraux bruts d'érosion sur le Crétacé présentent des états de surface proches des sols peu évolués d'apport alluvial (**16,56%** de pixels affectés) et des sols minéraux bruts d'apport alluvial (8,34% de pixels affectés), composés souvent d'éléments grossiers (sable, gravier, cailloux et galets) et déposés le long des lits d'oueds ou près des méandres. L'indice de commission «**Ui**» est de **0,551**, relativement faible, ce qui explique ces confusions. Néanmoins, nous avons une bonne homogénéité de l'échantillon représentatif de cette classe (l'indice d'omission «**Pi**» est de **0,952**).

Les sols calcimagnésiques carbonatés ayant une grande pierrosité de surface (débris de croûte) se confondent avec les sols peu évolués d'érosion (**16,73%** de pixels affectés). Ils sont confondus aussi avec les sols isohumiques (siérozems). Une proportion de **15,52%** des pixels classés est affectée à ces derniers dont la nature lithologique du substratum est calcaire et/ou marneuse, présentant des caractéristiques de surface semblables en terme de couleur. Ces confusions sont dues essentiellement aux valeurs radiométriques proches. L'indice de commission «**Ui**» est de **0,626**, ce qui justifie ces confusions. Toutefois, nous avons une bonne homogénéité de l'échantillon (l'indice d'omission «**Pi**» est de **0,825**) représentatif de cette classe. Les autres types de sols ressortent très bien où le taux de confusion est insignifiant (inférieur à 30%).

Classe/Classe	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<b>Pixels non classés ( 0)</b>														
<b>S.CaMg.carbonaté(1)</b>	0,4	<b>56,25</b>	<b>15,52</b>				8,46	2,62	<b>16,73</b>					
<b>siérozèms (2)</b>		0,52	<b>75,91</b>		1,04	1,57	4,18		5,76					
<b>S.CaMg. gypseux (3)</b>			1,42	<b>91,42</b>			0,71		5,71			0,71		
<b>S.halomorphe (4)</b>		0,4			<b>99,6</b>									
<b>S.M.B. érosion (5)</b>	0,24	0,72	0,48	3,74		<b>55,13</b>	<b>8,34</b>		1,81	<b>16,56</b>	5,92	6,77	0,24	
<b>S.M.B. alluvial (6)</b>			6,89				<b>75,86</b>		6,89					10,34
<b>S.M.B. éolien (7)</b>		6,09						<b>89,02</b>	4,87					
<b>S.P.E. érosion (8)</b>		15,38	0,34				4,19	2,44	<b>77,62</b>					
<b>S.P.E. alluvial (9)</b>						12,22				<b>74,44</b>	1,11		12,2	
<b>S.P.E.colluvial (10)</b>			12,24			5,1					<b>82,65</b>			
<b>Ombre (11)</b>						6,06						<b>93,93</b>		
<b>Végétation (12)</b>													<b>100</b>	
<b>Carrières (13)</b>							8,33							<b>91,66</b>

Tableau 1 : Matrice de confusion en pourcentage

Indice / Classe	Ui (Commission)	Pi (omission)	G (globale)	0,721
<b>Pixels non classés (0)</b>	0	0	<b>K (Kappa)</b>	<b>0,721</b>
<b>S.CaMg. carbonaté (1)</b>	<b>0,626</b>	<b>0,825</b>		
<b>Siérozèms (2)</b>	0,759	0,597		
<b>S.CaMg. gypseux (3)</b>	0,914	0,805		
<b>S.halo-morphe (4)</b>	0,996	0,992		
<b>S.M.B.érosion (5)</b>	<b>0,551</b>	<b>0,952</b>		
<b>S.M.B.alluvial (6)</b>	0,759	0,142		
<b>S.M.B.éolien (7)</b>	0,890	0,785		
<b>S.P.E.érosion (8)</b>	0,776	0,753		
<b>S.P.E.alluvial (9)</b>	0,744	0,328		
<b>S.P.E.colluvial (10)</b>	0,827	0,533		
<b>Ombre (11)</b>	0,939	0,352		
<b>Végétation (12)</b>	1,000	0,888		
<b>Carrières (13)</b>	0,917	0,786		

Tableau 2 : Résultats des indices de classification.

## Conclusion

La représentation cartographique pédopaysagique de notre région d'étude est une opération thématique qui a consisté à replacer chaque unité pédologique dans le paysage et à mettre en relief les relations qui existent entre chaque type de sol et son milieu. Il s'agit donc d'une approche globale, synthétique et géographique, permettant la compréhension des relations existantes entre ces diverses unités.

Grâce à la télédétection, il est possible d'apporter une aide directe au prospecteur dans la mesure où les éléments de surface peuvent être discriminés et de réduire la durée de la prospection sur le terrain (effet de synthèse globale) dans un milieu diversifié et d'accès difficile.

A l'évidence cependant, la possibilité d'interprétation des images satellitales en vue de la cartographie des sols repose sur l'existence de relations étroites entre les réflectances spectrales et les caractéristiques morphologiques et analytiques des sols.

## Références

- Boulahouat N., 1993. Etude méthodologique sur la télédétection des sols en milieu aride. Région de Djelfa - Algérie-.
- Escadafal R., Mulders M-A. et Thiomiano L., 1995. Surveillance des sols dans l'environnement par Télédétection et Systèmes d'Information Géographique. Actes du symposium international AISS, Ouagadougou (Burkina Faso) 6-10 février 1995 ; 619p.
- Jamagne M., King D., Girard M-C. et Hardy R., 1993. Quelques conceptions actuelles sur l'analyse spatiale en pédologie. Science du sol, Vol.31, 3, 1993; pp. 141-169.
- King D., 1994. Apport de la télédétection à l'étude de la couverture pédologique. Revue des travaux menés au service d'étude des sols et de la carte pédologique de France. Bul. S.F.P.T n°134 (1994-2); pp. 15-19.
- Naert B., 1995. Cartographie des sols aidée par télédétection. Une méthode adaptée aux milieux méditerranéens et arides. I.N.R.A.-Montpellier- France, pp.193-205.

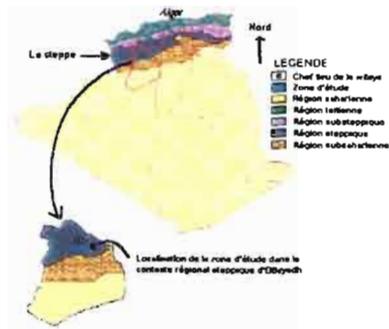


Figure 1. Localisation de la zone d'étude.

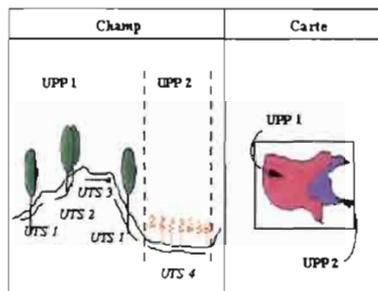


Figure 2. Le concept intégrateur de pédopaysage.

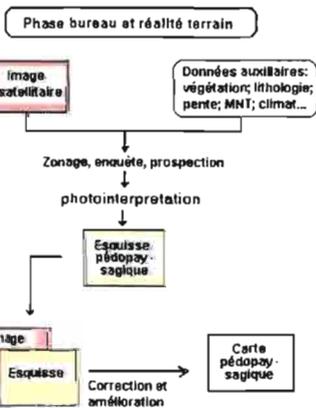


Figure 3. Organigramme méthodologique de la réalisation de la carte pédopaysagique.

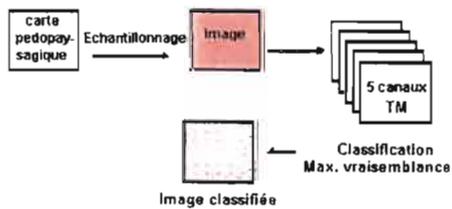


Figure 4. Organigramme méthodologique de la classification par maximum de vraisemblance.

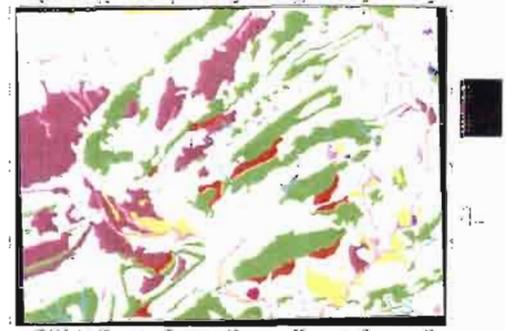


Figure 5. Carte pédopaysagique photo-interprétative de la région de GHASSOUL.

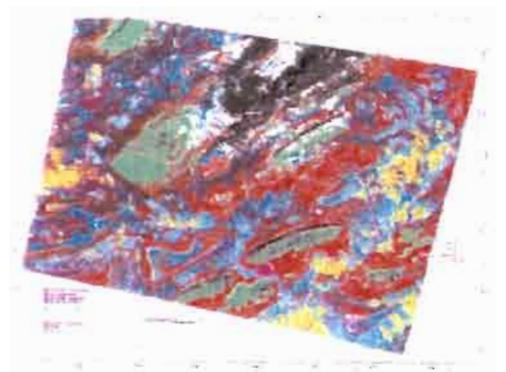


Figure 6. Image de la région de GHASSOUL classifiée par maximum de vraisemblance.

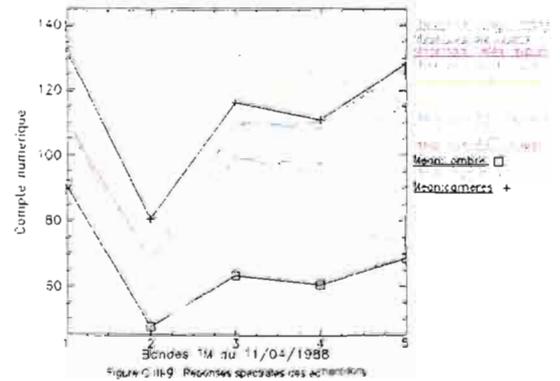


Figure 7. Graphe des courbes spectrales des échantillons.

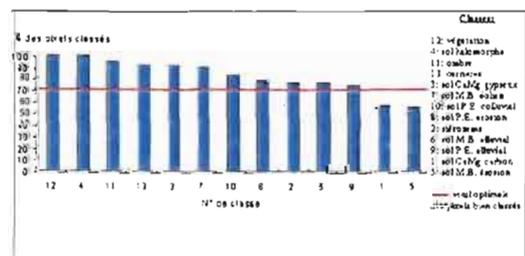


Figure 8. Distribution fréquentielle des différents thèmes classés.



## Apport du radar haute-résolution pour la reconnaissance des placages sableux au sahel.

F. Rejiba<sup>1</sup>, M. Hermida<sup>3</sup>, M. Descloitres<sup>2</sup>, O. Ribolzi<sup>2</sup>, C. Camerlynck<sup>1</sup>

<sup>1</sup>UMR Sisyphé, Université Pierre et Marie Curie

<sup>2</sup>Unités de Recherche GEOVAST et ECU, Institut de Recherche pour le Développement, BP182, Ouagadougou, Burkina Faso

<sup>3</sup>Université de Rennes I

**Abstract:** The ecosystem of Sub-Saharan regions is characterized by small sandy hills, over which the development of vegetation is located. The aim of this work is to present the application of ground penetrating radar for better understanding of their structure at the multi-centimetre scale.

The acquisition was done at Dori (Burkina Faso), where several geophysical and hydrogeological investigations have already been achieved (IRD – Ouagadougou).

We show that the use of a well-defined frequency (here 900MHz), allows a fairly good visualization of the main elements existing in those sandy hills (their bottom, fissures and vegetations roots...). Furthermore, it opens the way for assessing their evolution.

---

### Introduction

Les processus de dégradation en milieu sahélien débutent par une diminution du couvert végétal, favorisant l'action érosive du ruissellement et du vent. Il en résulte une diminution des réserves en eau du sol et une baisse de la productivité. En milieu sahélien, les formations sableuses éoliennes – placages sableux – abritent l'essentiel de la végétation des versants en saison des pluies. Ce sont des milieux sensibles, soumis aux processus d'érosion éoliens et hydriques. L'étude de leur dynamique est une des clefs de la compréhension des phénomènes de désertification.

L'infiltrabilité des sols sahéliens est conditionnée par les organisations de surface. Cependant les placages sableux ont une structure interne complexe héritée de l'interaction entre les phénomènes hydriques et éoliens, structure qui pourrait également jouer un rôle clef dans l'infiltration. En effet, ces placages s'organisent en couches superposées de perméabilité différente. Ils sont parfois scindés en blocs par des fissures propagées depuis l'horizon argileux sous-jacent. En conséquence, l'étude de la structure peut fournir des éléments de réponse quant à leur fonctionnement hydrique. L'analyse pédologique par tranchée étant destructive, l'utilisation du radar à haute fréquence se présente comme une alternative pour étendre les observations ponctuelles.

Cette étude a été conduite sur le site expérimental de Katchari au nord du Burkina Faso. Le paysage subit une forte pression pastorale et présente sur les versants des croûtes d'érosion, de décantation et gravillonnaires. Les placages sableux, de quelques décimètres d'épaisseur, et de quelques mètres carrés à plus d'un hectare de surface, sont isolés au sein des glacis.

Les objectifs de la prospection radar sont les suivants :

- les fréquences de 900 à 1200 MHz peuvent-elles décrire avec suffisamment de finesse les litages ?
- Est-il possible de détecter les fissurations et les structures racinaires majeures des végétaux ?
- Enfin, est-il possible de déterminer les infiltrations lors des pluies ?

## Acquisition radar

L'investigation des placages sableux s'est faite avec un radar Pulse EKKO 1000, avec des antennes à 900 MHz et 1200 MHz. Chaque profil radar est doublé d'un profil topographique afin de recaler les radargrammes sur la géométrie réelle du placage.

L'acquisition a été effectuée avec un espacement entre traces des 2 cm, et un écartement d'antenne de 17.5 cm afin d'optimiser la résolution horizontale.

L'analyse des vitesses des ondes radar a été réalisée par dispositif WARR classique. Toutes les vitesses calculées sont de l'ordre de 15 cm/ns. Les fréquences d'émission de l'ordre de 1 GHz nous permettent d'évaluer des hétérogénéités de quelques centimètres. Ces fréquences restent cependant insuffisantes pour mettre en évidence les lamines fines millimétriques du placage.

## Principaux résultats

### *Analyse de la stratigraphie*

La figure 2 présente le radargramme à 900 MHz sur un placage test sur lequel une tranchée a été faite *a posteriori*, afin de comparer la section radar avec la réalité (figure 1). Le calage topographique n'est que partiellement assuré car la tranchée est décalée de 30cm par rapport à la section radar. Le fond du placage (délimité par le décimètre) est cependant parfaitement visible sur la section radar Fig 2 et se situe en moyenne à 9ns en temps double).

La comparaison des figures 1 et 2 permet de tirer les conclusions suivantes :

- les premiers 15 cm du placage sont masqués par l'amplitude de l'onde directe.
- La stratigraphie principale est nettement soulignée : il s'agit d'interfaces correspondant à des différences notables de granulométrie. En particulier, c'est l'alternance des dépôts grossiers et fins qui semblent être à l'origine de la plupart des réflexions. Il est par conséquent possible grâce à l'image radar de reconstituer l'historique des dépôts successifs (éoliens et hydriques) et d'émettre des hypothèses sur l'infiltration au sein des placages.
- Sur la plupart des placages étudiés, il est possible de détecter leur base argileuse compacte opaque aux ondes radar.
- D'autres éléments apparaissent. En particulier, la figure 3 présente 4 éléments remarquables :
  - a) 2 fissures verticales de grandes tailles.
  - b) Une zone fissurée et une stratigraphie en arcs successifs.
  - c) Une zone avec fissure verticale et décrochement dans la stratigraphie.

Le fait qu'on puisse détecter les zones fissurées est important car ces fissures jouent un rôle clef dans le développement de la végétation en surface. Cette dernière profiterait des fissures pour s'implanter (piégeage des graines et enracinement).

- Sur d'autres radargrammes (non présentés dans ce résumé), on reconnaît des hyperboles de réflexion dues à la présence de racines horizontales (d'un diamètre de 1cm au moins). Ce résultat peut se révéler intéressant pour reconnaître les profils de densité des racines majeures des ligneux.

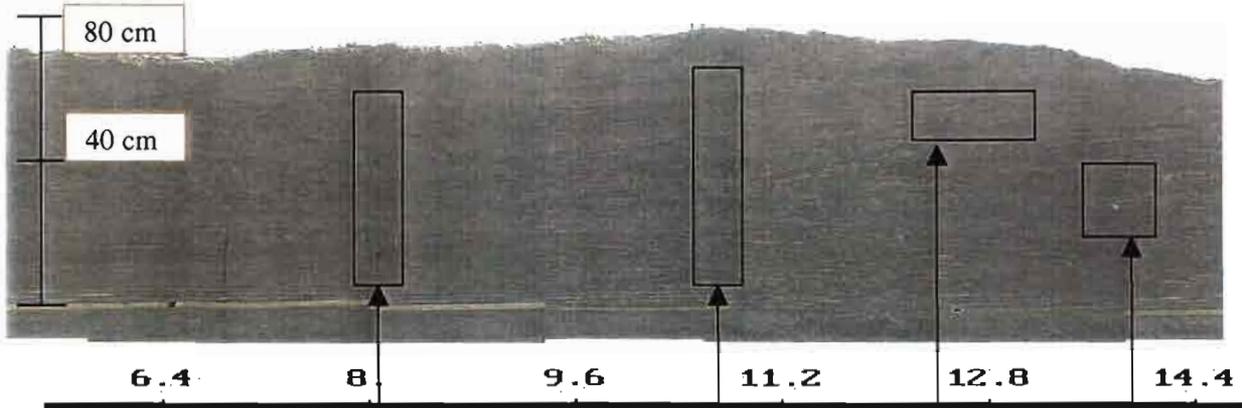


Figure 1 : Photo placage F (axe horizontal en m)

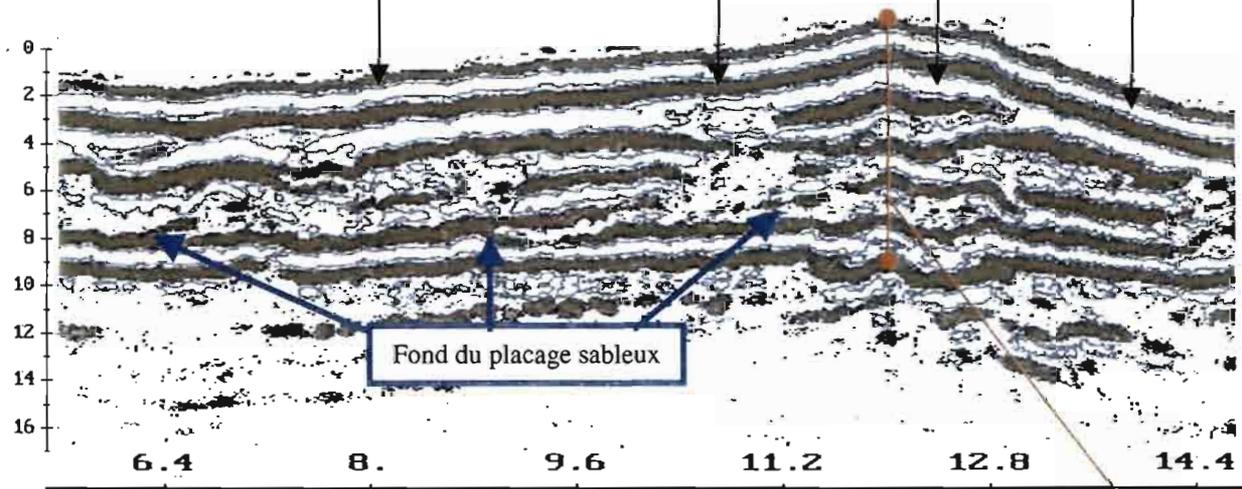


Figure 2 : Radargramme à 900 MHz du placage test F (axe vertical en double temps de parcours en ns – axe horizontal en m)

Profondeur équivalente de 75cm (~ 5ns ) pour une vitesse de 15 cm/ns.

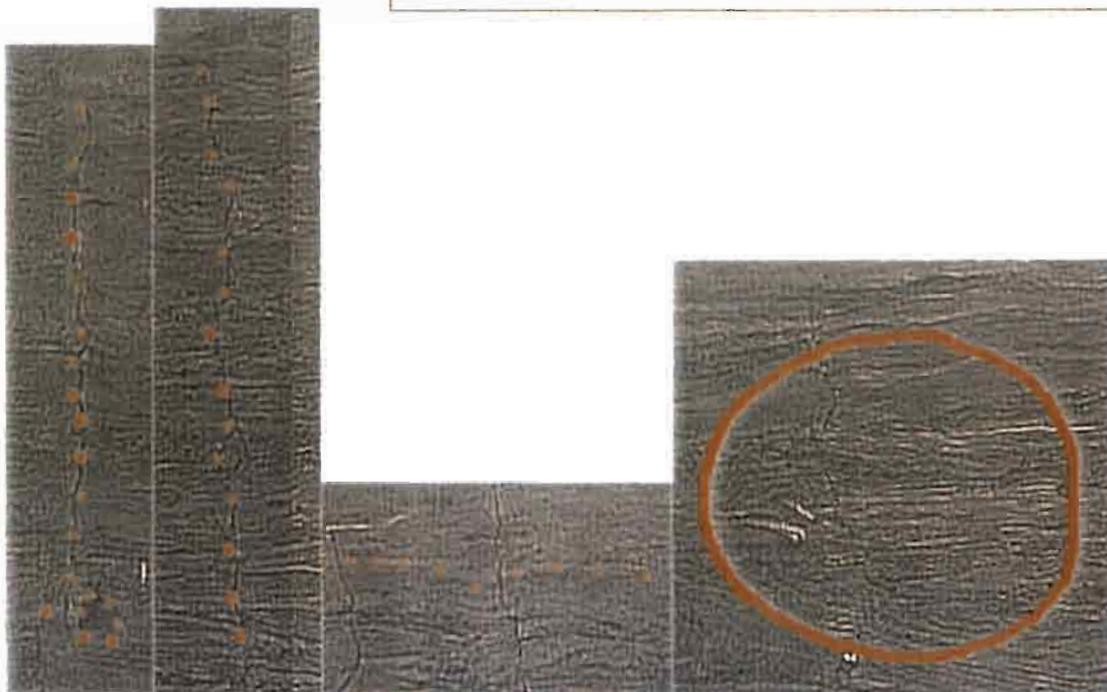


Figure 3 : Zoom des anomalies repérées au radar (encadrés noirs de gauche à droite d'après la Fig. 1).

## Reconnaissance 3D des placages de grande envergure

L'intérêt de la technique radar réside aussi dans la possibilité de reconnaître de façon extensive des placages de grande envergure (supérieure à 20 mètres de diamètre). Nous avons étudié un placage à 900 MHz en réalisant des profils en étoile. La figure 4 illustre une première ébauche de la reconstitution en 3D de la stratification. Cela permettra de comprendre l'organisation interne de ces placages (phases d'érosion et de sédimentation).

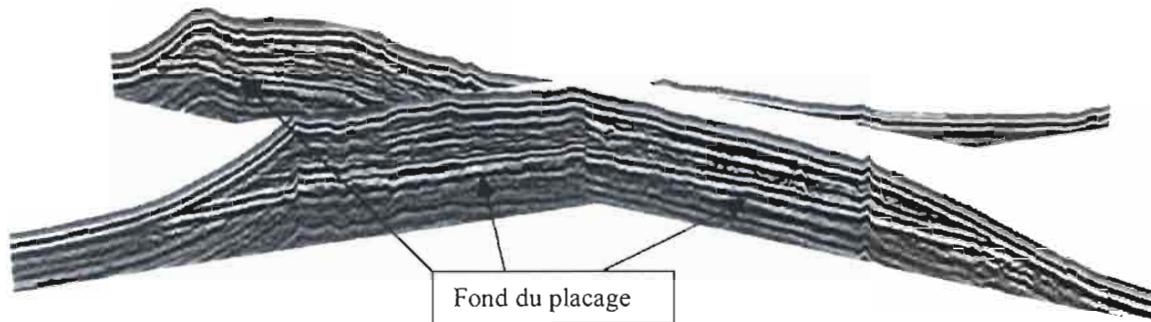


Figure 4 : Reconstitution en perspective de deux radargrammes sur le placage H.

## Evaluation des possibilités de détection du front d'humectation

Lors de notre prospection, deux pluies de 7 et 10 mm ont eu lieu. Les fronts d'humectation ont été évalués à l'aide d'un pénétromètre et restent situés dans la tranche 10–25 cm. Aucune information relative à ce front n'est envisageable avec les antennes à 900 MHz dans les premiers 15 cm : soit le front se confond avec l'onde directe, soit le contraste de permittivité ne permet pas une distinction nette de l'interface placage sec-placage humide. Cette dernière hypothèse semble se confirmer dans les parties où le front d'humectation était de 25 cm : aucun réflecteur nouveau n'apparaît sur le radargramme. Le suivi en détail de l'infiltration superficielle (0-30 cm) semble compromis sur ces placages. Une analyse en terme d'amplitude pour les deux états (sec et humide) devrait permettre d'établir une corrélation entre ces amplitudes et la teneur en eau.

## Conclusion

1. Analyse stratigraphique : les images radar, obtenues de façon non destructrice, permettent de connaître la stratigraphie grossière des placages. En première analyse, l'onde radar se réfléchit sur les interfaces constituées d'éléments de granulométrie différente. Cette information est très importante pour évaluer les chemins d'infiltration potentiels lors des pluies et pour reconstituer l'historique de la construction du placage.
2. Détection des fissures et racines : les zones de fissures sont parfois révélées, particulièrement lorsqu'elles coïncident avec des décalages dans la stratigraphie. Les racines d'un diamètre supérieur à 1 cm environ peuvent être détectées. Cela est suffisant pour évaluer de façon non destructive les extensions racinaires des ligneux.
3. Suivi de l'infiltration : les tentatives de suivi d'un front d'humectation lors des événements pluvieux se révèlent infructueuses lorsque ce front se situe à des profondeurs inférieures à 25 cm.

En conclusion, le radar haute fréquence se prête bien à l'analyse stratigraphique grossière des microdunes sableuses sahéniennes (éléments de stratification de l'ordre de 5 cm d'épaisseur).

Des fréquences plus hautes pourraient être intéressantes (2 à 10 GHz) afin de mettre en évidence les stratifications plus fines, mais imposeraient probablement un travail de laboratoire sur des fragments de placage, malheureusement difficile à prélever à cause de la faible cohésion de ce type de terrain.

**Remerciements :** *Cette étude a été réalisée dans le cadre des Unités de Recherche 027 « GEOVAST » et 049 « ECU » de l'IRD, de l'UMR 7619 « SISYPHE » de l'Université de Paris 6, et grâce au financement partiel du PNSE n°99/44 « Interactions entre structures et fonctionnement hydro-bio-géochimique des sols de la zone sahélienne du Burkina Faso ».*



## **Innovations, modèles et théories**

**Approches multidimensionnelles,  
Mesures et suivis sur échantillons,  
Méthodes d'interprétation et de simulation**



# La méthode de sondage par Résonance Magnétique Protonique (RMP) appliquée à la caractérisation des aquifères

Anatoly Legchenko et Jean-Michel Baltassat

BRGM, Service Aménagement et Risques Naturels, BP 6009, 45060 Orléans Cedex, France

**Abstract:** The Magnetic Resonance Sounding (MRS) is a geophysical tool based on the Proton Magnetic Resonance (PMR) phenomenon. It is usually used for groundwater detection and aquifer geometry investigation. Unlike other geophysical methods, MRS results are directly linked with groundwater what makes it especially attractive for hydrogeological applications.

Since the relaxation time of magnetic resonance signal is correlated with the mean size of pores of water-saturated formations, it is also possible to characterise hydrodynamic properties of aquifers. Combining the experience gained in MRS application and in Nuclear Magnetic resonance Logging (NML) used for oil reservoir characterisation, MRS and pumping tests results are compared.

MRS application in France for investigation of sedimentary aquifers as well as a few results obtained in Saudi Arabia and Madagascar in basement environment are presented. These still preliminary results are very encouraging, specially when the  $T_1$  relaxation time is used.

---

## Introduction

La méthode de sondage par la Résonance Magnétique Protonique (RMP) permet de détecter l'eau contenue dans le sous-sol (Semenov, 1987 ; Semenov *et al.*, 1987). Contrairement aux autres méthodes géophysiques appliquées en hydrogéologie, la méthode est directe car il n'y a pas d'autres noyaux atomiques que les protons, constituants de l'eau contenue dans le proche sous-sol (0-100 mètres), qui répondent à l'impulsion de courant émise par l'appareil.

L'équipement, dénommé NUMIS, permettant de réaliser les sondages RMP, est opérationnel depuis 1997. Il a été développé par IRIS Instruments en coopération avec le BRGM et l'Académie des Sciences russe.

Par inversion des données brutes, la profondeur, l'épaisseur et la teneur en eau des formations du sous-sol sont déduites ainsi qu'une caractérisation de la taille des pores des formations aquifères. Prenant en compte la seule signature de l'eau, la RMP permet de caractériser sans ambiguïté les aquifères des milieux continus comme des milieux discontinus et contribue ainsi efficacement à une implantation optimale de forages hydrogéologiques.

## Détermination de la zone non-saturée et de la nappe par RMP

Il était considéré que la RMP détecte et permet de caractériser l'eau « mobile » mais ne voit pas l'eau « liée ». En conséquence, une valeur non-nulle de la teneur en eau RMP correspondait à l'aquifère (Schirov *et al.*, 1991). Cependant, des résultats récents (Legchenko *et al.*, 2001) ont mis en

évidence que l'eau dans la zone non-saturée peut aussi être détectée par RMP (par exemple, dans les contextes de calcaires et de la craie qui sont des roches très peu magnétiques). Cet effet peut éventuellement poser un problème de séparation entre l'eau liée et l'eau libre dans le sous-sol. On utilise alors, à la place de la seule teneur en eau, une combinaison des paramètres RMP teneur en eau et temps de décroissance pour différencier la zone non-saturée de la nappe aquifère.

## Estimation de la perméabilité de roches à partir des données RMP

Dans le domaine de la RMP, le temps de relaxation  $T_2^*$  est classiquement utilisé pour l'estimation des paramètres hydrodynamiques des aquifères. Ce paramètre est toutefois dépendant de la taille des pores et de la susceptibilité magnétique des roches à la fois. Le temps de relaxation  $T_1$  est théoriquement mieux adapté car il ne dépendrait que de la taille des pores. Une méthodologie a été développée récemment pour déterminer le paramètre  $T_1$  par RMP. Comme les données  $T_1$  sont encore peu nombreuses, les paramètres  $T_2^*$  et  $T_1$  sont utilisés pour l'estimation de la perméabilité des aquifères au moyen de la formule développée dans le domaine des diagraphies de résonance magnétique pour la prospection pétrolière (Kenyon, 1997)

$$k_{rmp} = C_p w(T)^2, \quad (1)$$

où  $w$  et  $T$  sont respectivement la teneur en eau et le temps de relaxation ( $T_2^*$  ou  $T_1$ ) fournis par RMP,  $C_p$  est une constante empirique qui dépend de l'environnement géologique. Comme les essais de pompage fournissent la transmissivité

$$T_{ep} = k_{ep} \Delta z, \quad (2)$$

où  $\Delta z$  est l'épaisseur de nappe et  $k_{ep}$  la perméabilité, on définit également la transmissivité estimée par RMP telle que :

$$T_{rmp} = C_p \int_{\Delta z} w(T)^2 dz. \quad (3)$$

## Exemple de résultats

La valeur de perméabilité déterminée selon la formule (1) peut être utilisée pour la discrimination entre la zone non-saturée et l'aquifère. Par exemple, sur le forage pz7 qui recoupe les sables aquifères de La Cuisse dans l'ouest du bassin parisien, la nappe aquifère est définie empiriquement par des transmissivités supérieures à  $1.0 \text{ E-4}$  (figure 1).

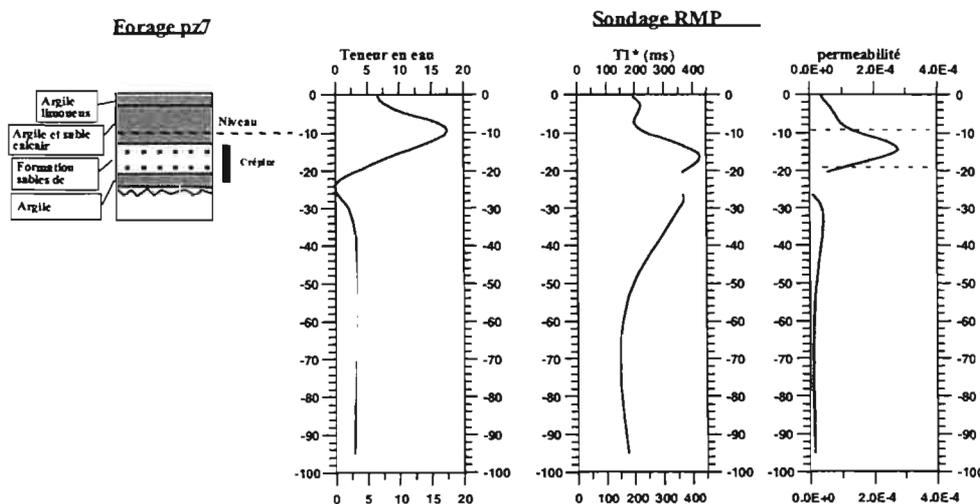


Figure 1: Résultats RMP obtenus au droit du forage pz7.

Cette valeur de seuil appliquée à la trentaine de sondage RMP de l'étude a permis de définir la géométrie de la nappe sur le périmètre concerné.

La possibilité d'estimation des paramètres hydrodynamiques des nappes aquifères à partir des données RMP a été étudiée, dans le cadre des projets de recherche du BRGM, sur différents sites en France, en Arabie Saoudite et à Madagascar.

La comparaison des transmissivités obtenues par RMP, à partir du paramètre  $T_1$ , avec les données de 3 forages situés dans ce même environnement géologique est présentée sur la figure 2.

La comparaison des transmissivités obtenues par RMP, à partir du paramètre  $T_2^*$ , avec les données de 4 forages dans un environnement de calcaire fracturé (environs d'Auxerre), 3 forages dans un environnement de craie, sables et argile (ouest du Bassin Parisien), 4 forages dans des diorites et schistes fracturés (Arabie Saoudite) et 4 forages dans des gneiss fracturés (Madagascar) est présentée sur la figure 3. La constante  $C_p$  est calculée séparément pour chaque environnement géologique par régression linéaire selon un critère de moindre carré. La dispersion observée avec les données, bien que peu nombreuses, utilisant le paramètre  $T_1$  (figure 2) apparaît moins importante que sur le graphe de la figure 3 qui utilise  $T_2^*$ .

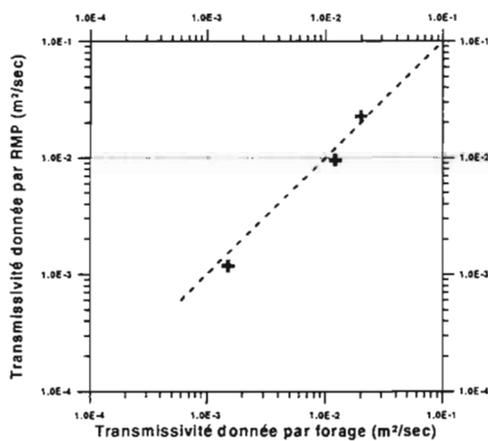


Figure 2 : Corrélation entre résultats RMP (utilisant le paramètre  $T_1$ ) et données de pompage d'essai dans un environnement de craie, sables et argiles à l'est du Bassin Parisien.

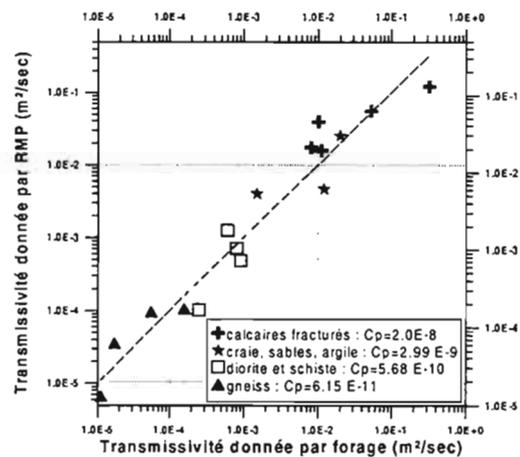


Figure 3 : Corrélation entre résultats RMP (utilisant le paramètre  $T_2^*$ ) et données de pompage d'essai dans différents environnement géologiques.

## Conclusions

Les résultats préliminaires obtenus en France sur des aquifères sédimentaires et dans des zones de socle en Arabie Saoudite et à Madagascar montrent que les sondages RMP non seulement s'appliquent à définir la géométrie des nappes aquifères mais permettent également – en utilisant des lois empiriques définies dans le domaine de la diagraphie de résonance magnétique nucléaire appliquée à la prospection pétrolière – de déterminer les paramètres hydrodynamiques des aquifères, notamment la perméabilité et la transmissivité. Le paramètre  $T_1$  apparaît le mieux adapté pour cet exercice bien que l'effectif des données disponibles soit encore insuffisant.

## Références

- Beauce A., Bernard J., Legchenko A., and Valla P., 1996 - Une nouvelle méthode géophysique pour les études hydrogéologiques: l'application de la résonance magnétique nucléaire, *Hydrogéologie*, vol. 1, pp. 71-77.
- Kenyon W.E., 1997 - Petrophysical Principles of Applications of NMR Logging, *The Log Analyst*, March-April, pp. 21-43.
- Legchenko A., Baltassat J.M., Beauce A., Bernard J., 2001 - Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists, *J. Appl. Geophys.*, in press.

- Schirov M., Legchenko A., Creer G., 1991 - New direct non-invasive ground water detection technology for Australia, *Exploration Geophysics*, vol. 22, pp. 333-338.
- Semenov A.G., 1987 - NMR Hydroscope for water prospecting, *Proceedings of the seminar on Geotomography, Indian Geophysical Union*, Hyderabad, pp. 66-67.
- Semenov A.G., Schirov M.D., Legchenko A.V., 1987 - On the technology of subterranean water exploration founded on application of nuclear magnetic resonance tomograph Hydroscope, *IXth Ampere summer school, Abstracts*, Novosibirsk, September 20-26, 1987, p. 214.

# Evolution temporelle du potentiel spontané et du flux d'eau non-saturé dans un sol sablo-limoneux et limono-argileux de cases lysimétriques

C. Doussan<sup>1</sup>, L. Jouniaux<sup>2</sup>, J. L. Thony<sup>3</sup>, A. Chanzy<sup>1</sup>

<sup>1</sup>INRA – Unité Climat, Sol et Environnement – Bat. "Sol" - Domaine St Paul, Site Agroparc – 84914 Avignon cedex 9

<sup>2</sup>Ecole Normale Supérieure, Laboratoire de Géologie, 24 rue Lhomond, 75231 Paris cedex 05

<sup>3</sup>LTHE - BP53 - 38041 Grenoble cedex 09

**Abstract:** It has been known for a long time that water flow in a porous medium is associated with electric fields. Most of the work dealing with these streaming potentials (PS) was done with short term measurements in saturated porous medium and few works have been devoted to unsaturated soils. Recent findings indicate a significant linear relationship between electrical field and unsaturated water flux in soil (Thony et al., 1997). In this study, we investigate this relationship (validity, stability) for two contrasted soils (a sandy loam and loamy clay) located in a Mediterranean climate. Results of a one year study of the electrical and hydraulic parameters show (i) an amplitude of the variations of the PS between 30 and 40 cm depth ranging from about 20 mV in loamy clay soil to 60 mV in the sandy loam soil, (ii) an influence of the soil temperature on the recorded PS, and (iii) a variable relationship (not necessarily linear) between soil water flux and PS in the two soils. This relation is greatly improved by taking into account a "contact parameter", the latter is shown to vary with time and rains.

---

## Introduction

Il est connu depuis longtemps que la circulation de l'eau dans un milieu poreux est associée à la génération champs électriques (Ahmad, 1964). En particulier, des relations linéaires entre flux d'eau en milieu poreux saturé et potentiel spontané (PS ou potentiel d'électrofiltration quand l'origine du champ électrique est celle d'un écoulement liquide dans un poreux) ont été obtenues (Jouniaux, 1994). Dans le cas des milieux non saturés, et en particulier des sols, peu de travaux ont porté sur la quantification des relations entre flux d'eau et potentiel spontané. Les expérimentations récentes de Thony *et al.* (1997) menées au champ donnent des indications encourageantes sur l'existence d'une relation linéaire entre le flux d'eau en non saturé et le gradient de potentiel spontané entre deux électrodes implantées à deux profondeurs. Les mesures électriques étant généralement plus simples à mettre en œuvre que l'estimation et/ou la mesure des flux d'eau en milieu non saturé (nécessitant des mesures de charges hydrauliques, de la teneur en eau, de la conductivité hydraulique), cette technique serait prometteuse si la relation linéaire mise en évidence par Thony *et al.* (1997) demeurerait valable pour d'autres types de sol et conditions agro-pédo-climatiques. En particulier si cette relation pouvait être établie à partir de différentes caractéristiques du sol. Le but de cette étude est d'estimer si les résultats de Thony *et al.* (1997) s'étendent à d'autres types de sols et climats, ainsi que de tester la stabilité et reproductibilité de la relation PS – flux dans le temps, d'estimer la sensibilité du signal

électrique et enfin, le cas échéant, d'approfondir le déterminisme des relations flux d'eau – potentiel spontané en milieux non saturé pour mieux cerner l'influence des conditions d'environnement.

## Matériel et méthodes

Les sites expérimentaux retenus sont deux cases lysimétriques d'une surface de 9 m<sup>2</sup> env. sur 2 mètres de profondeur installées sur le centre expérimental de l'INRA Avignon. C'est une échelle d'investigation intermédiaire entre le laboratoire et la parcelle. Ces sites ont été suivis sur un an environ. L'une de ces cuves est remplie d'un sol limono-sableux et l'autre d'un sol limono-argileux. Au niveau hydrique, sont installées 2 paires de tensiomètres (mesure de la charge hydraulique) à 30 et 40 cm de profondeur dans le sol limoneux, et une paire (aux mêmes cotes) dans le sol argileux. Les flux d'eau entre 30 et 40 cm sont calculés après détermination en laboratoire de la relation conductivité hydraulique – potentiel matriciel d'un cylindre de sol prélevé à ces deux cotes et application de la loi de Darcy. Des mesures de teneur en eau par TDR sont faites à 5, 15, 30 et 40 cm sur les deux cases. Au niveau électrique, une paire d'électrodes est implantée à proximité des paires de tensiomètres et aux mêmes cotes. Ces électrodes sont impolarisables de type 'petiau' Pb/PbCl<sub>2</sub> (SDEC, France). Des capteurs de température sont aussi implantés dans les sols à 5, 15, 30 et 40 cm de profondeur. Des capteurs de solutions (bougies poreuses) donnent accès à l'eau du sol (à 35 cm de prof.) pour des mesures de conductivité électrique ou des déterminations chimiques. Les données climatiques sont fournies par la station météo du Centre INRA d'Avignon, le climat étant de type méditerranéen.

## Résultats et discussion

Sur l'année, le suivi du potentiel spontané montre des variations maximum, entre les électrodes à 30 et 40 cm de profondeur, de l'ordre 20 mV pour le sol limono-argileux et de 60 mV pour le sol sablo-limoneux (Fig. 1). Les variations sont beaucoup moins marquées dans le sol limono-argileux qui est plus conducteur électriquement (et moins hydrauliquement) que le sol sablo-limoneux, mais encore tout à fait mesurables. Une influence diurne de la température (probablement) est visible sur les signaux enregistrés (de l'ordre du mV). On assiste parfois à des variations brusques des signaux PS, plus spécifiquement dans le sol sablo-limoneux, que l'on est tenté d'attribuer à des variations de contact sol-électrode. Les 2 paires d'électrodes implantées dans le sol sablo-limoneux montrent des comportements légèrement différents, mais reliés à l'hétérogénéité spatiale de l'eau dans la case lysimétrique. On observe en effet des relations entre flux d'eau dans le sol (après une précipitation) et gradient de potentiel électrique (Fig. 2). Les relations obtenues, cependant, ne sont pas forcément linéaires et dépendent du type de sol, de l'épisode orageux et de l'historique du sol (Fig. 3). Il est tout à fait possible qu'il existe une variation du contact sol-électrode au cours du temps, sur le long terme dans le sol non saturé. Pour reproduire la variation du contact sol-électrode, on peut introduire un terme type saturation ( $\theta/\theta_{sat}$ ), et définir une relation linéaire entre flux et potentiel spontané fonction de ce terme de contact :

$$Flux = (a \cdot (\theta/\theta_{sat}) + b) \cdot PS + (c \cdot (\theta/\theta_{sat}) + d) \quad (1)$$

où Flux est le flux d'eau dans le sol, PS le potentiel spontané entre les deux profondeurs où est mesuré le flux d'eau et a, b, c, d des paramètres d'ajustement. On peut voir Fig. 4 que l'ajout d'un terme simulant le contact permet de mieux représenter la relation entre potentiel spontané et flux d'eau. Cette relation s'améliore encore si on distingue les phases d'infiltration et de drainage. Cependant (i) les coefficients de la relation diffèrent entre ces 2 phases et, (ii) ce qui pose plus de problèmes, ces coefficients n'apparaissent pas stables dans le temps, i.e. leur valeur varie suivant les épisodes pluvieux et/ou d'évaporation.

En ce qui concerne la robustesse des électrodes dans le temps, ou la façon de les implanter, il ressort que sur 5 électrodes implantées, une présente des défauts (de contact probablement), et que la façon des les implanter (avec de la kaolinite ou du sol pour le contact par ex.) ne change pas ce constat, ni les types de variations enregistrées.

## Conclusion

On peut mettre en évidence une relation flux d'eau non-saturé – potentiel spontané variable suivant le type de sol. Cette relation est particulièrement nette pendant les épisodes d'infiltration suite à une pluie. Elle l'est beaucoup moins en phase d'évaporation. Cependant, dans notre expérimentation, la relation flux – Potentiel spontané n'apparaît pas stable dans le temps. Ceci est peut être dû à une dégradation du signal délivré par les électrodes impolarisables lié à des variations de contact sol-électrode.

**Remerciements** : Cette étude a bénéficié du support du Programme National de Recherche en Hydrologie - CNRS/INSU consacré à l'apport des méthodes géophysiques en hydrologie.

## Références

- Ahmad M.U., 1964 - A laboratory study of streaming potentials, *Geophysical prospecting*, XII, 49-64.
- Jouniaux L., 1994 - *Effets électriques et magnétiques liés aux circulation de fluides dans les roches sous contraintes*, Thèse de doctorat, Université Paris 6, 152 p.
- Thony J.L., Morat P., Vachaud G., Le Moüel J.L., 1997 - Field Characterization of the relationship between electrical potential gradients and soil water flux, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 325, 317-321.

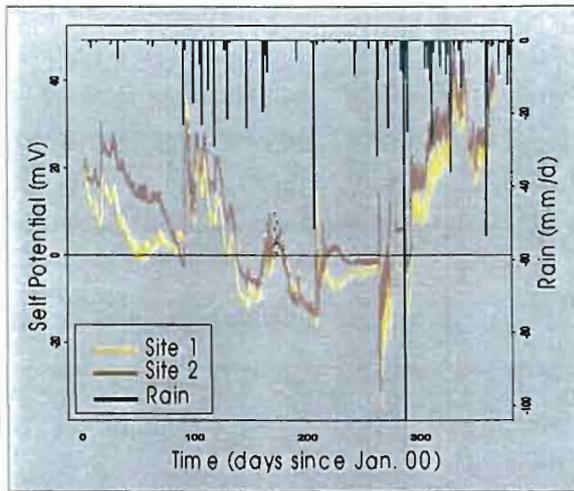


Figure 1 : Evolution du potentiel spontané sur un an entre 30 et 40 cm de prof. dans un sol limono-sableux. La pluviométrie est également représentée.

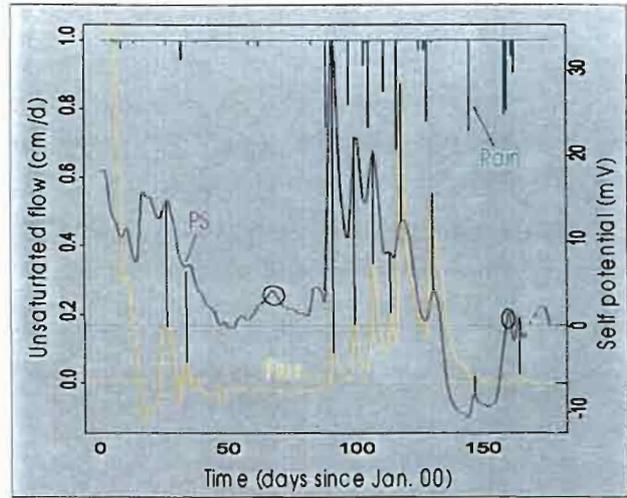


Figure 2 : Evolution conjointe du flux d'eau non saturé et du potentiel spontané entre 30 et 40 cm de prof. dans un sol limono-sableux. Les ronds indiquent des variations de potentiel sans variation de flux. Sol limono-sableux.

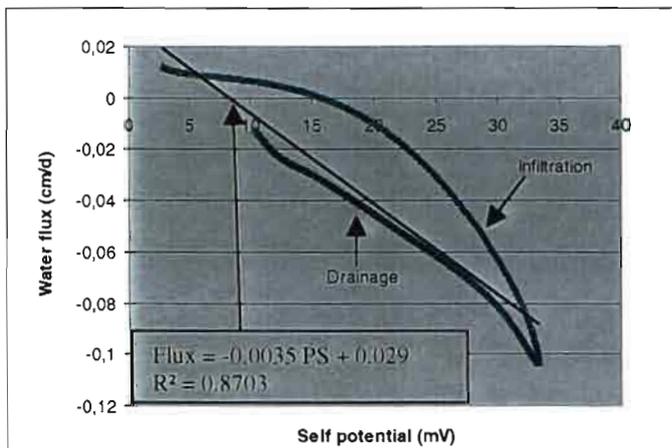
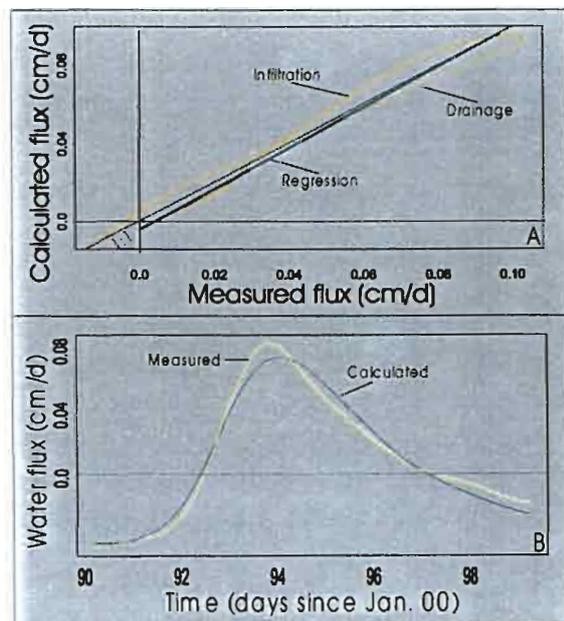


Figure 3 : Exemple de relation entre flux d'eau non-saturé et potentiel spontané pendant et après un épisode pluvieux. Sol limono-sableux. Mesures moyennes sur 20 minutes.

Figure 4 : Exemple de flux d'eau dans le sol calculé en utilisant le potentiel spontané et un terme de contact sol-électrode représenté par la saturation (cf. equation 1). Sol sablo-limoneux (même signaux que la Fig. 3).

A : Comparaison du flux calculé par l'équation 1 et du flux mesuré. B : Evolution des flux d'eau calculés et mesurés au cours du temps



## Modélisation de l'atténuation des ondes radar par une loi puissance de la susceptibilité électrique.

**Jean-François Girard et Maksim Bano**

*Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Equipe de proche surface, UMR 7516 Université  
Louis Pasteur, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg, France.*

**Abstract:** The attenuation of electromagnetic waves in different media has been observed for a long time. As early as 1977, Jonscher observed a «'universal' dielectric response» and proposed a complex power law of frequency for the electric susceptibility. Despite it is a useful expression for Fourier domain modeling, it appears to be very hard to use it in Finite Difference Time Domain (FDTD). With the important progresses in FDTD modeling, both in accuracy and stability of the results during the last ten years, we proposed a method to use the Jonscher parameters to simulate ground-penetrating radar wave propagation through the subsurface. Moreover, the two domains of computation present their own advantages and can be jointly used : the frequency domain for invert study of reflection coefficients using tabular media and the FDTD modeling for the simulation through more complex geometrical media.

---

### Introduction

Pour caractériser un système physique à partir de données réelles, il est important de choisir un ensemble de paramètres qui traduise bien la variabilité des propriétés rencontrées. Or, s'il existe de nombreux algorithmes qui décrivent la propagation d'ondes radar en différences finies en domaine temporel (FDTD), aucun à ce jour ne permet l'utilisation du modèle présenté par Jonscher (1977) basé sur de multiples observations d'une « réponse diélectrique universelle ».

C'est ce modèle que l'on propose d'utiliser en domaine temporel. En effet, l'utilisation de la modélisation en FDTD permet de simuler facilement des géométries complexes pour les milieux comme celles rencontrées dans les couches superficielles : dépôts sédimentaires divers pouvant avoir été déformés par une tectonique, milieux anthropisés... De plus, elle prend en compte tous les phénomènes tels que réflexions, diffractions, multiples, diagramme de rayonnement des antennes, topographie, géométrie d'acquisition...

### Equations de Maxwell et atténuation radar

La propagation des ondes électromagnétiques (EM) est régie par les équations de Maxwell :

$$\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = -\text{rot} \vec{E} \quad \text{et} \quad \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \text{rot} \vec{H} - \vec{\sigma} \vec{E}$$

Dans le cas des milieux linéaires, on relie l'induction magnétique  $B$  au champ magnétique  $H$  par la perméabilité magnétique  $\mu$  et on relie le déplacement diélectrique  $D$  au champ électrique  $E$  par la permittivité électrique  $\varepsilon$ . Si les milieux rencontrés sont non-magnétiques, on associe alors les phénomènes d'atténuation et de dispersion de l'onde aux phénomènes électriques : on considère  $\mu = \mu_0$  constant.

$$\vec{D}(t) = \varepsilon(t) * \vec{E}(t) \quad \text{et} \quad \vec{B}(t) = \mu_0 \cdot \vec{H}(t)$$

Dans ce cas, les équations qui expriment le couplage des deux champs sont :

$$\mu_0 \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = -\text{rot} \vec{E} \quad \text{et} \quad \frac{\partial(\varepsilon(t) * \vec{E}(t))}{\partial t} = \text{rot} \vec{H} - \sigma \vec{E}$$

Et dans le domaine de Fourier, elles s'écrivent :

$$i\omega \mu_0 \vec{H}(\omega) = -\text{rot} \vec{E}(\omega) \quad \text{et} \quad i\omega \varepsilon(\omega) \cdot \vec{E}(\omega) = \text{rot} \vec{H}(\omega) - \sigma \vec{E}(\omega)$$

On met les deux équations sous la même forme en utilisant  $\varepsilon_{\text{effectif}}$  :

$$i\omega \varepsilon_e(\omega) \cdot \vec{E}(\omega) = \text{rot} \vec{H}(\omega) \quad \text{où} \quad \varepsilon_e(\omega) = \varepsilon_0 \chi_e(\omega) + \varepsilon_\infty + i \frac{\sigma_{DC}}{\omega}$$

Dans la relation de dispersion,  $\varepsilon_\infty$  décrit la contribution de mécanismes de polarisation caractérisés par des réponses instantanées,  $\sigma_{DC}$  décrit la contribution de la conductivité électrique à fréquence nulle, et  $\chi_e$  est la susceptibilité effective qui caractérise les mécanismes de polarisation non compris dans le terme  $\varepsilon_\infty$ .

Le modèle de Jonscher peut s'écrire comme suit :

$$\chi_e(\omega) = \chi_r \left( -i \frac{\omega}{\omega_r} \right)^{n-1} \quad \text{où} \quad Q = \frac{\varepsilon' - \varepsilon_\infty}{\varepsilon''} = \tan \left( n \frac{\pi}{2} \right)$$

$Q$  est le facteur de qualité. Il caractérise l'énergie stockée par rapport à l'énergie dissipée par cycle ( $0 < n < 1$ ). La fréquence  $\omega_r$  est une fréquence de référence que l'on peut choisir comme la fréquence centrale de la bande fréquentielle radar ( $f_r = 100\text{MHz}$ ,  $\omega_r = 2\pi f_r$ ).

Chaque milieu est donc caractérisé par quatre paramètres ( $\varepsilon_\infty$ ,  $\chi_r$ ,  $n$ ,  $\sigma_{DC}$ ). On peut montrer que la contribution mathématique du terme de  $\sigma_{DC}$  est implicitement incluse dans la partie imaginaire de  $\chi_e$  et réduire la problématique à trois paramètres. D'autre part, Bano (1996) montre que la contribution mathématique du terme  $\varepsilon_\infty$  peut être incluse dans  $\chi_r$  avec un  $Q_{\text{equivalent}} = Q \cdot \varepsilon_r / (\varepsilon_r \varepsilon_\infty)$ .

Ce modèle a été utilisé avec succès en domaine fréquentiel avec deux paramètres pour étudier des coefficients de réflexions et en déduire les propriétés du milieu prospecté (Bano, 2000) et avec trois paramètres par Tillard et Hollender (1998). D'autre part, les paramètres EM utilisés dans ce modèle peuvent être calculés par des mesures sur des échantillons. Il faut signaler que des tables ont été publiées depuis 1989 et que l'on dispose des valeurs des paramètres électromagnétiques pour différentes roches à plusieurs fréquences. Des mesures sur des échantillons sont résumées par Hollender (1999) qui a également développé une tomographie par bandes de fréquences basée sur ce même modèle.

## Modélisation en domaine temporel (FDTD)

La permittivité électrique en domaine temporel s'écrit :

$$\varepsilon(t) = \varepsilon_0 [\varepsilon_\infty + \chi_e(t)]$$

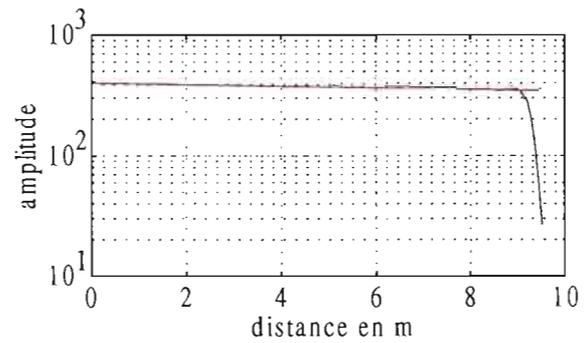
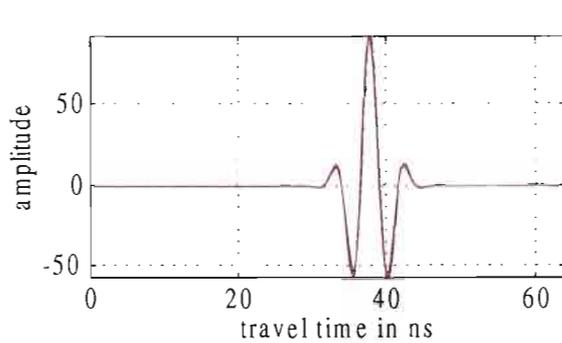
Où  $\chi_e$  est la transformée de Fourier inverse de l'expression en domaine fréquentiel :

$$\chi_e(t) = \frac{\chi_r}{\Gamma(1-n) t_r} \left( \frac{t}{t_r} \right)^{-n} \quad \text{et} \quad t_r = \frac{1}{\omega_r}$$

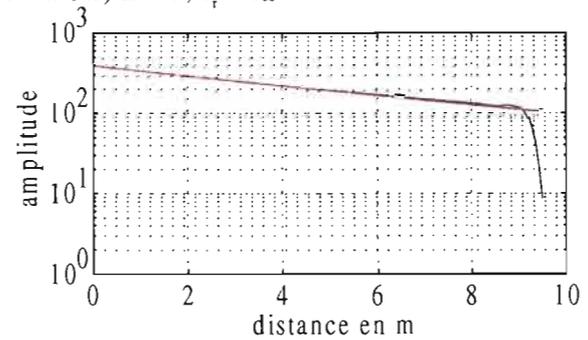
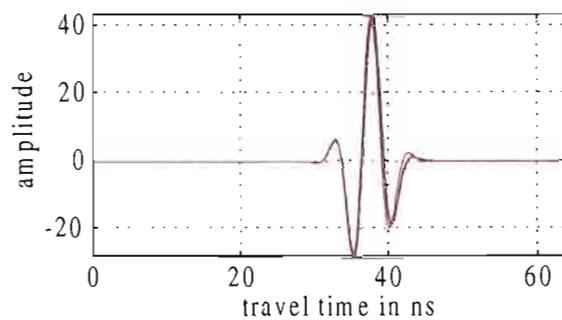
Cette expression est la même que celle utilisée par Kjartansson (1979), avec  $\Gamma$  la fonction gamma. Ce qui rend l'utilisation de cette fonction de susceptibilité difficile dans le domaine temporel, c'est que sa convolution avec le champ électrique nécessite théoriquement de stocker toutes les valeurs passées du champ E :

$$\chi_e(t) * \bar{E}(t) = \int_0^t \chi_e(\tau) \cdot \bar{E}(t - \tau) d\tau$$

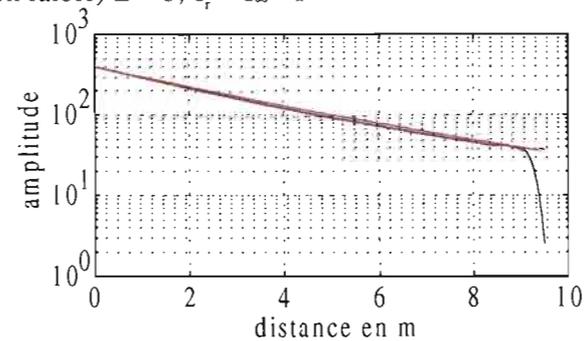
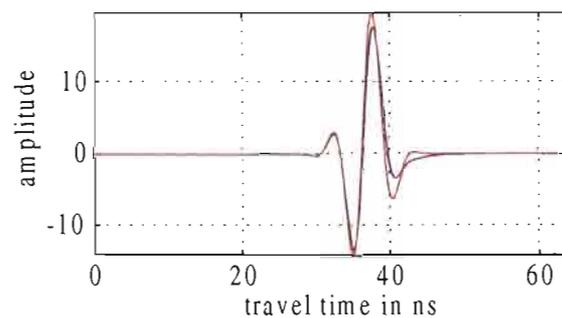
Le calcul complet s'allonge à chaque itération or comme on ne peut stocker en mémoire toutes les valeurs successives de E en chaque point du modèle, il faut donc estimer leur contribution lors du calcul de la convolution à l'itération suivante.



a)  $Q = 100$ , (atténuation très faible)  $L = 5$ ,  $\epsilon_r = \epsilon_\infty = 1$



b)  $Q = 10$ , (atténuation faible)  $L = 3$ ,  $\epsilon_r = \epsilon_\infty = 1$



c)  $Q = 5$ , (atténuation forte)  $L = 5$ ,  $\epsilon_r = \epsilon_\infty = 1$

Dans le cas du modèle de Debye, Luebbers *et al.* (1990) ont montré qu'on pouvait calculer exactement cette contribution. Notre modèle ne présentant pas les mêmes simplifications mathématiques, on peut néanmoins estimer ce terme en gardant quelques valeurs passées de E et en calculant une approximation du reste de l'intégrale.

Les figures a, b et c présentent dans la colonne de gauche la déformation du signal après s'être propagé à travers 6 m du matériau dont les paramètres sont donnés à chaque fois. La colonne de droite montre l'atténuation du signal avec la distance de propagation (on notera que le signal en FDTD s'atténue très rapidement lorsqu'il atteint les bords du modèle). On peut constater la ressemblance des modélisations en Fourier et en FDTD. Le signal utilisé est centré sur 200 MHz, le pas en espace est de 7 cm (longueur d'onde dans l'air : 1,5 m), le pas en temps de 0,125 ns. La valeur de L est le nombre de valeurs du champ E stockées.

## Conclusions et perspectives

L'approximation utilisée ici donne d'excellents résultats et ne nécessite de stocker que quelques valeurs. De plus, si on réduit encore L, le résultat s'écarte du résultat en Fourier mais sans diverger brutalement.

Nous travaillons à finaliser un code en trois dimensions en FDTD afin de pouvoir exploiter au maximum les possibilités de la modélisation quelque soit la complexité du cas étudié. D'autre part, suite à l'acquisition de données radar en forage et en surface, nous nous proposons de leur appliquer notre méthodologie : étude de coefficients de réflexions par inversion 1D en Fourier pour la détermination des paramètres puis modélisation en FDTD en prenant en compte la géométrie des interfaces et tous les paramètres liés à l'acquisition.

## Références

- Bano M., 1996 - Constant dielectric losses of ground penetrating radar waves, *Geophys. J. Intern.*, 124, 279-288.
- Bano M., Girard J-F, 2001 - Radar reflexions and water content estimation of aeolian sand dunes, *Geophys. Res. Lett.*, 28, No. 16, p. 3207-3210.
- Hollender F., 1999 - Interprétation de la distorsion des signaux géoradar propagés et réfléchis – Développement d'une tomographie par bandes de fréquence. Thèse Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Hollender F., Tillard S., 1998 - Modeling ground-penetrating radar wave propagation and reflexion with the Jonscher parametrization, *Geophysics*, 63, 1933-1942.
- Jonscher A.K., 1977 - The 'universal' dielectric response, *Nature*, 267, 673-679.
- Kjartansson E., 1979 - Constant-Q wave propagation and attenuation, *J. Geophys. Res.*, 84, 4737-4748.
- Luebbers R. & al., 1990 - A frequency-Dependent Finite-Difference Time-Domain Formulation for Dispersive Materials, *IEEE Trans. On Electromag. Compatibility*, vol. 32.

## Simulation numérique du signal d'une sonde TDR par la résolution des équations de Maxwell.

André Chambarel<sup>1</sup>, Hervé Bolvin<sup>1</sup>, André Chanzy<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire d'Hydrodynamique Complexe, 33 rue Louis Pasteur - 84000 AVIGNON

<sup>2</sup>INRA – Unité C.L.R.E. Domaine Saint Paul - 84914 AVIGNON cedex

**Abstract:** The Time Domain Reflectometry -TDR- probe is a new technique applied to moisture measurement. It is a wave guide constituted by two or three parallel metallic rods stuck in the ground. An electromagnetic wave propagates all along the wave guide and crosses a variable electric properties medium. In that way the reflecting wave is disrupted and we detect the electric singularities. We study the transverse magnetic -TM- mode. We simulate this wave guide in this medium thanks to the Finite Element Method. This process is driven by the Automatic Multigrid System with a time-dependent unknowns number.

---

### Introduction

La sonde de réflectométrie dans le domaine temporel (TDR) et le milieu dans lequel elle s'insère sont simulés par la méthode des Eléments Finis. Une onde électromagnétique se propage le long d'un guide d'ondes constitué par deux tiges métalliques parallèles situées dans un milieu poreux à propriétés électriques variables, comparable à la terre avec, par exemple, un profil hydrique [Dasberg, Dalton, 1985]. Dans ce cas, l'onde est perturbée et l'on peut détecter les singularités présentes dans ce milieu. Nous étudions le mode de propagation TM (Transverse Magnetic) avec un modèle présentant une hétérogénéité de propriétés électriques simulant un profil hydrique.

### Le modèle

Nous construisons un modèle basé sur la résolution des équations de Maxwell qui permet de déterminer le champ électromagnétique ( $\mathbf{E}, \mathbf{H}$ ) et la densité d'énergie correspondante [Chambarel and Ferry, 2000]. Ces équations s'écrivent, avec les notations usuelles, sous la forme adimensionnelle suivante [Fleckinger, 1991] :

$$\begin{aligned} [\mu_r] \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} &= -\text{rot } \vec{E} & \text{div}([\mu_r] \vec{H}) &= 0 \\ [\epsilon_r] \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} &= \text{rot } \vec{H} - \text{Rm} \cdot [\gamma_r] \vec{E} & \text{div}([\epsilon_r] \vec{E}) &= 0 \end{aligned}$$

La discrétisation du domaine est représentée figure 1. A l'instant initial un champ électrique  $E_0$  est appliqué à la rangée de nœuds d'interpolation à l'entrée du guide d'onde. La résolution par la méthode

des éléments finis conduit à un système de 21900 équations différentielles s'écrivant avec les notations usuelles [Chambarel et Ferry, 2000 ; Dhatt et Touzot, 1981 ] :

$$[M]. \frac{d}{dt} \{U\} = \{F\} - [K]. \{U\} = \{\Psi(U, t)\} \quad \text{avec} \quad \{U\} = \{H, E\}$$

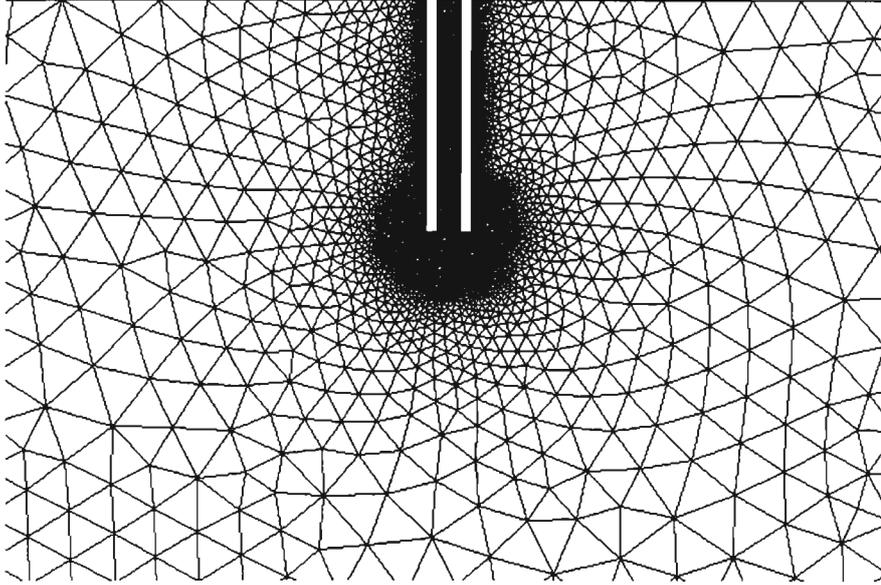


Figure 1 : Maillage de 7300 nœuds et 13985 éléments.

Le traitement numérique de ce système différentiel est effectué par une méthode semi-implicite [Sod, 1978] à l'aide de l'algorithme suivant :

```

tn = 0
while (tn ≤ tmax)
  {
    {ΔUni} = Δtn · [Mni]-1 · {Ψ(Un + α · ΔUni-1, tn + α · Δtn)}
    {
      i = 1, 2, ... until ||ΔUni - ΔUni-1|| ≤ tolerance
    }
    {Un+1} = {Un} + {ΔUni}
    tn+1 = tn + Δtn
  }
end while

```

Cette méthode de résolution fait l'objet d'une innovation numérique appelée AMS (Automatic Multigrid System), et qui permet de sélectionner, pour chaque pas de temps, un sous domaine dans lequel se trouve l'onde électromagnétique. L'espace se situant en amont du front d'onde est ainsi désactivé. Une économie substantielle de temps de calcul est ainsi réalisée.

## Résultats

De nombreuses configurations de singularités électriques ont été étudiées. Elles sont représentées par une modification spatiale de  $\epsilon$ . Afin de simuler la présence locale d'humidité, une répartition gaussienne de  $\epsilon$  autour d'un point a été choisie. La figure 2 présente un exemple de la répartition de l'énergie électromagnétique, en présence d'une singularité électrique. L'onde subit une diffraction sur

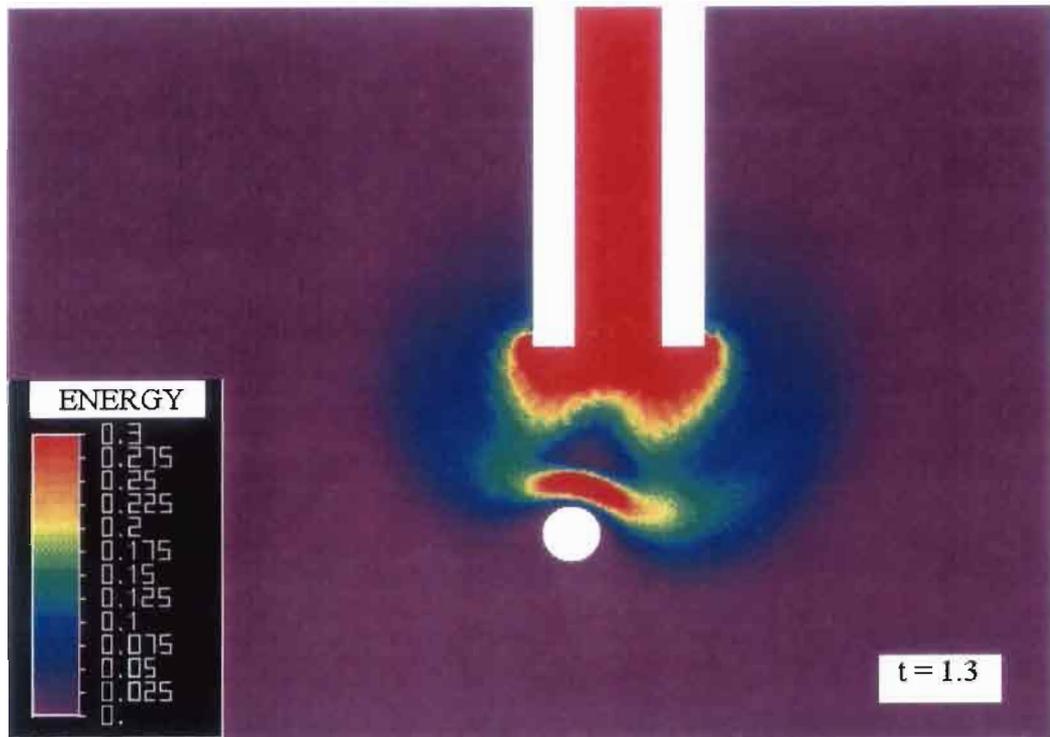


Figure 2 : Profil de l'énergie électromagnétique en présence d'une singularité électrique.

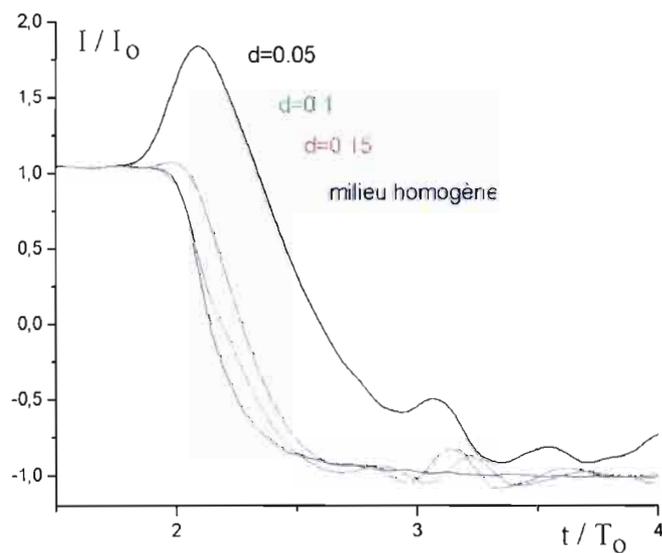


Figure 3 : Intensité électrique à l'entrée du guide d'onde.

cette singularité, ce qui influe sur les caractéristiques du guide, notamment à l'entrée où s'effectue la mesure. La figure 3 montre, en fonction du temps, l'intensité électrique à l'entrée du guide d'onde qui fonctionne alors suivant un modèle de ligne électrique [Todoroff, 1998]. Différents cas sont présentés en fonction de la distance relative de la singularité par rapport à la sortie du guide d'onde. Nous remarquons pour des singularités proches ( $d=0.05$ ), outre une modification importante de l'amplitude, une diminution notable de la fréquence propre du guide d'onde.

## Conclusion

Cette étude montre l'intérêt de la simulation numérique pour la connaissance du fonctionnement des sondes TDR. Nous accédons ainsi aux valeurs locales des paramètres électromagnétiques en fonction de particularités électriques rencontrées dans le sol. A partir de ces résultats, il est alors possible de modéliser le signal exploitable à l'entrée de la sonde. Cela contribue à une meilleure interprétation du signal TDR.

## Références

- Dasberg S. and Dalton F.N., 1985 - « Time domain reflectometry field measurement of soil water content and electrical conductivity », Soil Sci. Am. Soc., vol 49, 293-297.
- Chambarel A. and Ferry E., 2000 - « Finite Element formulation for Maxwell's equations with space dependent electric properties », Revue Européenne des Eléments Finis, vol. 9, n° 8, 941-967.
- Fleckinger E., 1991 - Electromagnétisme, Editions Masson, Paris, 619 p.
- Dhatt G. et Touzot G., 1981 - Une présentation de la méthode des éléments finis, Editions Maloine S.A., 543 p.
- Sod G.A., 1978 - « A survey of Several Finite Difference Methods for Systems of Nonlinear Hyperbolic Conservation Laws », Journal of Computational Physics, vol. 27, 1-31.
- Todoroff P., 1998 - « Modélisation de la propagation micro-ondes dans le sol afin d'obtenir un profil hydrique par réflectométrie temporelle », Thèse de doctorat, Université de La Réunion, 148 p.

## Annexe : Construction du système différentiel

Nous choisissons la pondération de Galerkin des équations de Maxwell ( $\delta\vec{H}, \delta\vec{E}$ ). La méthode des résidus pondérés peut s'écrire pour l'ensemble des éléments:

$$\sum_{N_e} \int_{(\Omega_e)} \overline{\delta\vec{H}} \cdot \vec{\mu}_r \cdot \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \cdot d\Omega_e = - \sum_{N_e} \int_{(\Omega_e)} \overline{\delta\vec{H}} \cdot \text{rot} \vec{E} \cdot d\Omega_e$$

$$\sum_{N_e} \int_{(\Omega_e)} \overline{\delta\vec{E}} \cdot \vec{\epsilon}_r \cdot \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \cdot d\Omega_e = \sum_{N_e} \int_{(\Omega_e)} \overline{\delta\vec{E}} \cdot \text{rot} \vec{H} \cdot d\Omega_e$$

Nous pouvons formuler la discrétisation analytique. Soit  $n_i(x)$  une base de l'espace de travail. L'indice n représente les valeurs nodales élémentaires. Les fonctions d'approximation s'écrivent pour un élément isoparamétrique:

$$x_i^h = n_j \cdot x_{ij}^n \quad H_i^h = n_j \cdot H_{ij}^n \quad \text{and} \quad E_i^h = n_j \cdot E_j^n$$

La discrétisation du champ électrique devient :

$$\{E_h\} = \begin{bmatrix} n_i & 0 & 0 \\ 0 & n_i & 0 \\ 0 & 0 & n_i \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} E_x^n \\ E_y^n \\ E_z^n \end{Bmatrix} = [N] \{E^n\} \quad \text{rot} \vec{E}_h = \begin{bmatrix} 0 & -\frac{\partial n_i}{\partial z} & \frac{\partial n_i}{\partial y} \\ \frac{\partial n_i}{\partial z} & 0 & -\frac{\partial n_i}{\partial x} \\ -\frac{\partial n_i}{\partial y} & \frac{\partial n_i}{\partial x} & 0 \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} E_x^n \\ E_y^n \\ E_z^n \end{Bmatrix} = [R] \{E^n\}$$

Nous avons une relation similaire pour le champ magnétique. Cette formulation rotationnelle met en évidence un opérateur antisymétrique [R]. Dans la méthode des éléments finis nous cherchons une approximation de la formulation faible. Nous définissons les matrices suivantes:

$$[m_\alpha] = \int_{(\Omega)} N^T \cdot \alpha \cdot N \cdot d\Omega \quad \text{matrice masse avec } \alpha = \mu_r \text{ ou } \epsilon_r$$

$$[k_i] = \int_{(\Omega)} N^T \cdot R \cdot d\Omega \quad \text{matrice rigidité élémentaire}$$

La sollicitation électrique élémentaire  $\{f_i\}$  dans laquelle le champ électrique est connu, est donnée par les conditions aux limites naturelles :

$$\{f_i\} = \int_{(r_0)} \begin{Bmatrix} n_i \dots E_0(y, t) \\ 0 \\ 0 \end{Bmatrix} \cdot d\Gamma$$

Après discrétisations géométrique et analytique, la formulation intégrale devient :

$$\sum_{i=1}^n \langle \delta H^n, \delta E^n \rangle \cdot \left[ \begin{array}{cc} m_\mu & 0 \\ 0 & m_\epsilon \end{array} \right] \cdot \begin{Bmatrix} \frac{\partial H^n}{\partial t} \\ \frac{\partial E^n}{\partial t} \end{Bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & k_i \\ -k_i & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{Bmatrix} H^n \\ E^n \end{Bmatrix} = 0$$

Après une opération d'assemblage, on obtient :

$$[M] \cdot \frac{d}{dt} \begin{Bmatrix} H^{(G)} \\ E^{(G)} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} F_H^{(G)} \\ F_E^{(G)} \end{Bmatrix} - [K] \cdot \begin{Bmatrix} H^{(G)} \\ E^{(G)} \end{Bmatrix}$$



## Modélisation de la relation permittivité HF - teneur en eau par une approche Différentielle Auto-Cohérente

Ph. Cosenza, C. Camerlynck, A. Tabbagh

UMR Sisyphe 7619, Université P. et M. Curie, 75252 Paris Cedex 05, France

**Abstract:** A three-component differential effective medium theory is used in order to study the effect of simple soil microstructures on the dielectric constant  $\epsilon$  vs. water content  $\theta$  relationship. The effective dielectric constant was calculated with two idealized microgeometries : (a) a distribution of spheres and (b) a distribution of multilayer ellipsoids or discs. In the first case, the results are in good agreement with the Topp *et al.* (1980) law and experimental data obtained from a sandy soil. In the second case, multilayer discs are considered to model solid layers with interstitial water contained in the interlayer spaces, within tactoids. The results show a clear trend in the  $\epsilon$ - $\theta$  plot which can be compared from this obtained on swelling clays from Dirksen and Dasberg (1993) data.

### Introduction

L'instrumentation TDR (Time Domain Reflectometry) est aujourd'hui couramment utilisée pour la mesure de la teneur en eau d'un sol. Pour pouvoir relier la permittivité diélectrique mesurée à la teneur en eau d'une classe de sols la plus large possible, il est nécessaire d'avoir une bonne compréhension des phénomènes physiques mis en jeu. Dans cette communication, on se focalise sur le rôle de la texture du matériau; la texture étant définie comme la taille et la forme des différentes unités structurales qui composent le sol. Cette communication propose d'utiliser la théorie différentielle auto-cohérente (DAC) pour étudier l'effet de la texture. Cette approche théorique, légère à mettre en œuvre, peut compléter utilement les modèles numériques utilisés par ailleurs (e.g. Tabbagh, *et al.*, 2000).

Le principe de base de la théorie DAC s'appuie sur un processus itératif. Dans un tel processus, le milieu poreux constitue une séquence de milieux effectifs. Chaque milieu effectif est dérivé du précédent en ajoutant des petites quantités volumiques  $\delta V_\alpha$  et  $\delta V_\beta$  avec  $\alpha, \beta = \{w, s, a\}$  et  $\alpha \neq \beta$  ( $w$  : eau,  $s$  : solide;  $a$  : air). A chaque étape  $i$ , ces petites fractions sont immergées dans le milieu effectif précédent de constante diélectrique  $\epsilon_i$ . La valeur de  $\epsilon_{i+1}$  est alors calculée à partir d'un schéma auto-consistent. Dans le cas de deux inclusions sphériques pour l'étape  $i-1$  on a alors la relation (1):

$$\frac{\delta \epsilon}{3\epsilon_{i-1}} = \frac{\delta V_\alpha}{V_0} \frac{\epsilon_\alpha - \epsilon_{i-1}}{\epsilon_\alpha + 2\epsilon_{i-1}} + \frac{\delta V_\beta}{V_0} \frac{\epsilon_\beta - \epsilon_{i-1}}{\epsilon_\alpha + 2\epsilon_{i-1}} \quad (1) \quad \begin{array}{l} \alpha, \beta = \{w, s, a\} \\ w : \text{eau}, s : \text{solide}; a : \text{air}. \end{array}$$

Les grandeurs physiques indicées  $w$ ,  $s$  et  $a$  renvoient respectivement à la phase liquide, la phase solide et la phase gazeuse du milieu étudié.

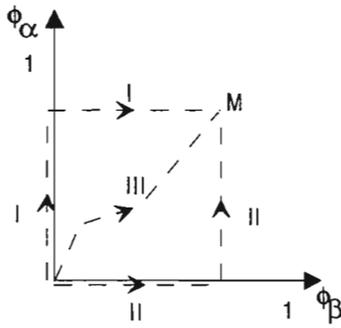


Figure 1 : Les différents chemins d'homogénéisation pour l'intégration de l'équation (1).  $\phi_\alpha$ ,  $\phi_\beta$  : fraction volumique de la phase  $\alpha$  et  $\beta$ .

## Application aux sols sableux

Dans cette partie, l'approche DAC est mise en œuvre pour les sols sableux, car ceux-ci présentent généralement une texture simple : (a) la forme des grains solides peut être raisonnablement considérée comme sphérique ; (b) ils possèdent peu d'eau adsorbée. L'intégration de l'équation (1) peut se faire de plusieurs manières (Figure 1).

La façon la plus simple est de procéder en deux sous-étapes en bloquant l'ajout d'une des trois phases (chemins I et II). On qualifiera ce processus d'"homogénéisation à deux phases" (CH2P). La façon la plus compliquée est de prendre un chemin quelconque (chemin III par exemple). On qualifiera ce processus d'"homogénéisation à trois phases" (CH3P). Ces deux processus d'homogénéisation ont été considérés en introduisant quelques considérations physiques simples sur l'organisation des phases constitutives du sol.

### Chemin d'homogénéisation à 2 phases

Dans cette partie, on a considéré la constante diélectrique effective  $\varepsilon$  du sol comme la superposition de deux propriétés diélectriques caractéristiques  $\varepsilon_s$  et  $\varepsilon_{hs}$  telles que :

$$\varepsilon = (1-S) \varepsilon_s + S \varepsilon_{hs} \quad (2)$$

avec  $S$  : le degré de saturation en eau du milieu,  $\varepsilon_s$  : la constante diélectrique aux faibles saturations en eau et  $\varepsilon_{hs}$  : la constante diélectrique aux fortes saturations. Ces deux propriétés caractéristiques sont obtenues par des chemins d'homogénéisation à 2 phases (CH2P).

Dans le calcul de  $\varepsilon_s$  (resp.  $\varepsilon_{hs}$ ), le milieu de départ est constitué de la phase solide (resp. liquide) dans laquelle est ajouté, dans une première sous-étape, la phase liquide (resp. gazeuse). Dans une deuxième sous-étape, la troisième phase restante est mise en place à partir de la propriété homogénéisée de la sous-étape précédente. Sur la figure 2, on a tracé la propriété  $\varepsilon$  issue de l'équation (2) avec la relation de Topp *et al.* (1980) et des données de Lundien (1971) (in Wang, 1980) obtenue sur un sable. On notera le bon accord entre la loi empirique, les données expérimentales et le modèle proposé.

### Chemin d'homogénéisation à 3 phases

Dans cette section, on envisage un chemin d'homogénéisation à 3 phases avec la condition supplémentaire (e.g. Feng et Sen, 1985) :

$$\frac{dV_a}{dV_s} = \frac{V_a^{i \rightarrow \infty}}{V_s^{i \rightarrow \infty}} = \text{constante } C \quad \text{soit } C = (1-S) \frac{n}{1-n} \quad (3)$$

avec  $n$  : la porosité.

A l'étape 0, le volume  $V$  de l'échantillon considéré est rempli d'eau. Au cours de chaque étape sur le chemin d'homogénéisation considéré, on garde constant le rapport  $dV_a/dV_s$ . Les éléments  $dV_a$  et  $dV_s$  étant liés, l'intégration de (1) se trouve alors facilitée. On obtient de la même façon que Feng et Sen (1985), une équation non linéaire où l'inconnue  $\varepsilon$  est la constante diélectrique effective. Les résultats obtenus après résolution numérique, pour différents teneurs en eau  $\theta$  et pour différentes porosités  $n$  sont comparés sur la figure 3, à des données expérimentales et à la loi empirique de Topp *et al.* (1980). On constate sur la figure 3 un meilleur accord entre la loi empirique, les données expérimentales et le modèle proposé.

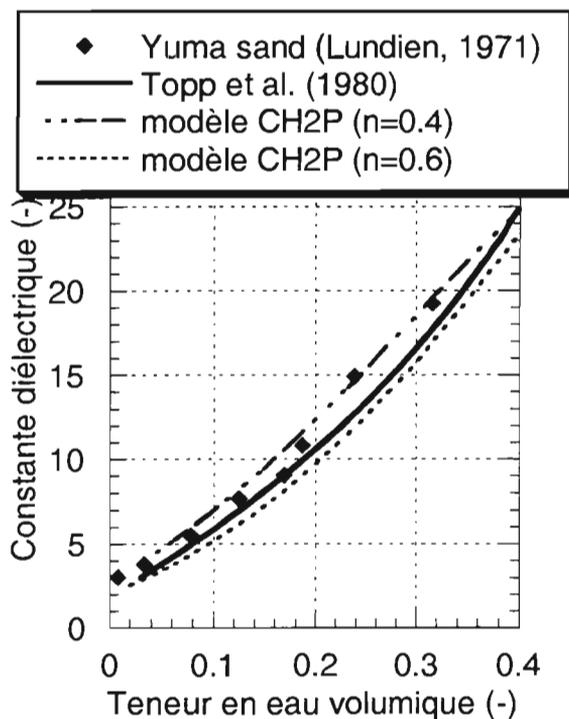


Figure 2 : Comparaison de la loi de Topp *et al.* (1980) et du modèle DAC obtenu par chemin d'homogénéisation à deux phases (CH2P).

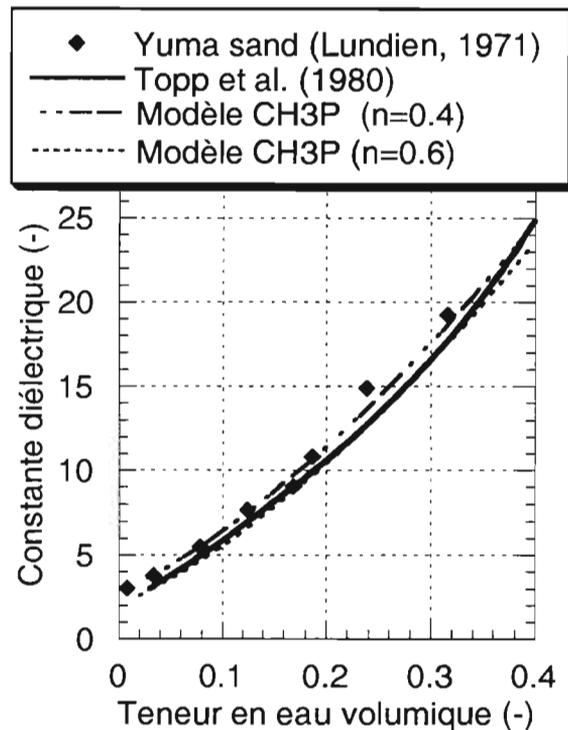


Figure 3 : Comparaison de la loi de Topp *et al.* (1980) et du modèle DAC obtenu par chemin d'homogénéisation à trois phases (CH3P).

## Application aux sols argileux gonflants

Dans cette partie, la modélisation DAC ici envisagée s'intéresse aux sols argileux ayant une teneur en eau supérieure à la valeur critique  $\theta_{ea}$ , la teneur en eau associée à la première couche de molécules d'eau adsorbée. Pour de tels sols, cette valeur se situe autour de 0.2. Pour des valeurs de la teneur en eau supérieures à  $\theta_{ea}$ , l'eau s'organise :

- sous forme de film fluide ou sous forme de couches de molécules d'eau dans les espaces interfoliaires entre les feuillets argileux et/ou des empilements de feuillets.
- dans un état dit libre dans l'espace interagrégat, lorsque le sol est saturé.

Pour examiner la dépendance de la courbe  $\epsilon(\theta)$  avec l'organisation de l'eau, nous avons procédé à deux modélisations. Dans la première modélisation, nous considérons l'approche CH3P précédente pour laquelle toutes les particules mises en jeu étaient de forme sphérique. Dans la deuxième modélisation, la particule élémentaire considérée est représentée par un ellipsoïde enrobé aplati (Figure 4). Selon cette représentation, les phases  $\alpha$  et  $\beta$  sont respectivement la phase du liquide interfoliaire et la phase solide. Sur la base des résultats obtenus par Sihvola et Lindell (1990), et suivant la même approche exposée, on obtient une nouvelle forme différentielle différente pour l'étape  $i$  du processus itératif. Ce processus itératif a été implémenté et utilisé pour différentes porosités ( $n=0.4$  et  $0.6$ ). La constante diélectrique du milieu initial a été fixée à 5. D'après les données de Dirksen et Dasberg (1993), cette valeur correspond grossièrement à la valeur de la constante diélectrique du milieu lorsque toute l'eau a été utilisée pour constituer une première couche de molécule d'eau (i.e. pour  $\theta_{ea}$ ). On constate que le modèle qui intègre d'une manière simple l'organisation de la phase liquide interfoliaire rend mieux compte de l'évolution de  $\epsilon$  avec  $\theta$  (Figure 5).

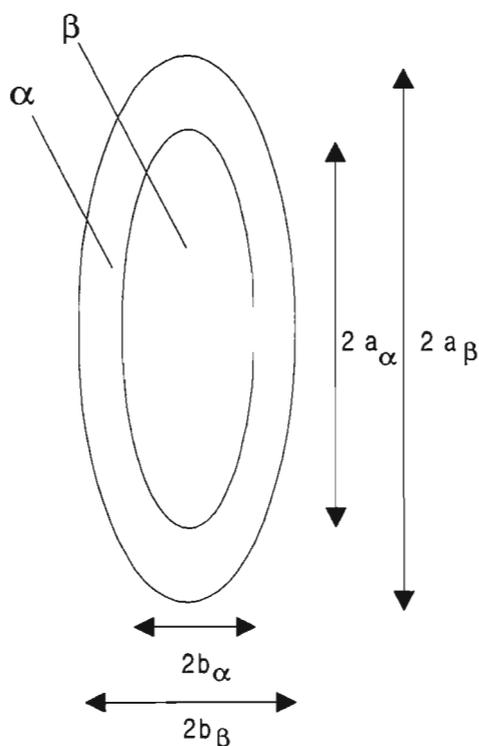


Figure 4 : Ellipsoïde enrobé. Les axes  $c_i$  dans la direction perpendiculaire ne sont pas nécessairement égaux aux axes  $a_i$  et  $b_i$ .

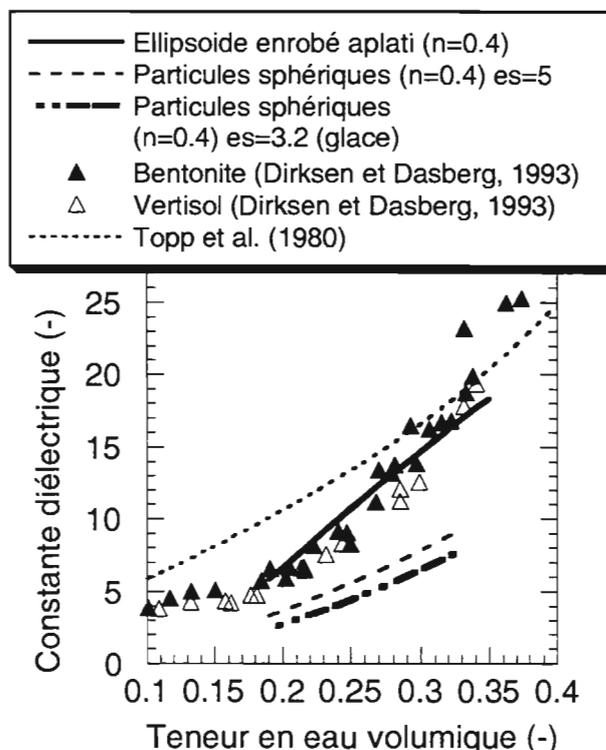


Figure 5 : Comparaison des données de Dirksen et Dasberg (1993) obtenues sur des sols argileux gonflants et deux modèles DAC réalisés en introduisant soit des particules sphériques ( $\epsilon_s$  : constante diélectrique de la phase solide) ou des ellipsoïdes enrobés aplatis.

## Conclusion

L'approche DAC utilisée montre de très bons résultats lorsqu'elle est utilisée pour des sols sableux, de texture simple. Lorsqu'une argile gonflante est étudiée, la comparaison entre des données expérimentales et les résultats d'une modélisation DAC qui intègre la texture de manière simple, est encourageante. Ainsi, ces résultats permettent d'envisager une prise en compte d'une texture plus complexe dans la modélisation de la relation  $\epsilon-\theta$ .

## Références

- Dirksen C., Dasberg S. (1993), Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57 660-667.
- Feng S., Sen P. N. (1985), Geometrical model of conductive and dielectric properties of partially saturated rocks, *J. Appl. Phys.*, 58, 8, 3236-3243.
- Sihvola A., Lindell V. (1990), Polarizability and effective permittivity of layered and continuously inhomogeneous dielectric ellipsoids, *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, 4,1, 1-26.
- Tabbagh A., Camerlynck C., Cosenza P. (2000), Numerical modeling for investigating the physical meaning of the relationship between relative dielectric permittivity and water content of soils, *Water Resour. Res.*, 36, 9, 2771-2776.
- Topp G.C. Davis J.L. & Annan A.P. (1980), Electromagnetic determination of soil water content : measurements in coaxial transmission lines, *Water Resour. Res.*, 16, 3, 574-582.
- Wang J. (1980), The dielectric properties of soil-water mixtures at microwave frequencies, *Radio Science*, 15, 5, 977-985.

## Influence de la concentration d'inclusion sur le comportement d'un sol hétérogène

**R. Chammas<sup>1</sup>, O. Abraham<sup>1</sup>, P. Côte<sup>1</sup>, H.-A. Pedersen<sup>2</sup>, J. F. Semblat<sup>1</sup>**

*(1) Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC) Route de Bouaye, BP 4129, 44341  
Bouguenais cedex, France.*

*(2) Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique de Grenoble.*

**Abstract:** Seismic surface waves are well adapted to study the elastic parameters, and therefore the mechanical properties, of sub-surface soil. Rayleigh waves propagate along the surface of a semi-infinite medium. Their amplitude varies with depth, and at depths larger than a wavelength, it decreases approximately exponentially. In the following, we study Rayleigh wave propagation in a soil characterised by randomly distributed heterogeneities. The goal is to retrieve one or several soil parameters. To understand which parameters can be determined, it is necessary to perform a numerical modelling of the direct problem. The finite element method makes it possible to model the studied heterogeneous medium. Parametric studies, varying the concentration, the size and the shape of the inclusions, are fully automated. The results show a clear dependence of the propagation velocity according to the nature, the size and the concentration of inclusions (for the same size and shape of inclusions).

---

### Introduction

Si on se fonde sur son étymologie, l'homogénéité peut être définie comme la propriété qui caractérise un ensemble d'éléments matériel identiques entre eux. Dans le domaine de la géotechnique (reconnaissance du sol de 5 à 50 m), l'hypothèse d'homogénéité est souvent loin d'être réaliste. Il est pourtant primordial d'être en mesure de caractériser mécaniquement (d'une façon simple et peu coûteuse) les couches de sol où des ouvrages sont susceptibles d'être implantés.

Les ondes de surface sont des ondes faciles à générer et à mesurer et ne nécessitent aucun forage. En effet, dans un espace semi-homogène et isotrope avec une source verticale, 67% de l'énergie se propage en onde de surface dite de Rayleigh. Leur amortissement géométrique est en  $1/\sqrt{r}$  où  $r$  est la distance par rapport à la source (AKI et Richards, 1980). La vitesse de propagation des ondes de Rayleigh dépend des caractéristiques mécaniques du sol dans lequel elles se propagent. Donc, connaissant leur vitesse, on peut remonter à des caractéristiques du sol. Mais pour cela il faut comprendre à quel facteur ces ondes sont sensibles.

## Présentation du milieu hétérogène étudié

Le milieu hétérogène étudié est composé de deux matériaux homogènes avec un comportement élastique ou visco-élastique. Une matrice rigide homogène isotrope et une ou plusieurs natures d'inclusions réparties aléatoirement dans la matrice (Fig. 1).

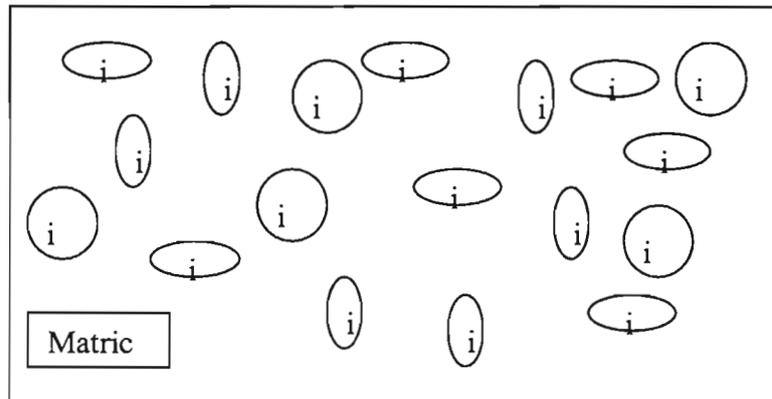


Figure 1 : Représentation du milieu hétérogène étudié.

Les méthodes d'homogénéisation (Hammoum *et al.* 1999 ; Hervé *et al.*, 1990) devraient permettre de remonter aux paramètres mécaniques du modèle équivalent. En effet, ces méthodes permettent de remplacer le milieu réel inhomogène de départ par un milieu homogène équivalent ayant le même comportement mécanique. Cependant ces méthodes sont essentiellement basées sur des hypothèses difficiles à vérifier sur le terrain et parfois même non valides (faible concentration d'inclusions, taille des inclusions...). Il s'avère donc nécessaire de modéliser explicitement les hétérogénéités du milieu afin de vérifier les domaines de validité des méthodes d'homogénéisation.

## Modélisation numérique

La méthode de résolution la plus adaptée à un problème matrice inclusion, à notre disposition, est la méthode des éléments finis. La modélisation se fait en 2D, déformation plane.

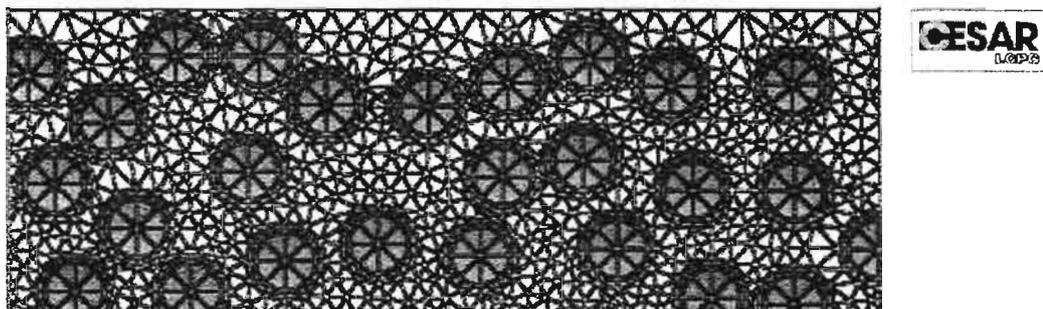


Figure 2 : Modélisation d'une couche hétérogène, maillage éléments finis quadratiques.

Plusieurs outils ont été développés autour du code CESAR-LCPC pour mener à bien cette étude. Ces outils permettent de générer d'une façon complètement automatique un modèle de milieu hétérogène et d'en réaliser la discrétisation spatiale de telle sorte que la dispersion numérique (erreur numérique en propagation) soit contrôlée. Le choix de la position des inclusions est complètement aléatoire. Les études paramétriques, fonction de la concentration, de la taille et de la forme des inclusions, sont totalement automatisées (Fig. 2).

Les problèmes de propagation d'ondes sont caractérisés par différents phénomènes (Bourbié, 1985): dispersion, diffraction, amortissement, conversion de type d'ondes... Ces phénomènes sont très complexes. La définition du modèle discrétisé a été largement étudiée en vue de minimiser voire supprimer les erreurs numériques au cours de la propagation (schéma numérique) et notamment la dispersion numérique (Semblat, 1998b).

Un premier calcul a été réalisé dans un milieu complètement homogène pour confirmer l'absence de dispersion numérique. Une deuxième série de calcul a montré que le choix de la taille des inclusions (dans notre cas  $R=\lambda/15$  avec  $R$  rayon des inclusions et  $\lambda$  la longueur d'onde dans la matrice) n'influence pas les résultats et que le calcul se trouve bien dans le domaine de faible taille d'inclusion devant la longueur d'onde. Une troisième série de calcul a été effectuée pour vérifier le fait que la répartition aléatoire des inclusions n'influence pas les résultats. Tous ces calculs nous ont permis de démontrer la validité de la méthode numérique employée jusqu'à 3% de précision.

## Résultats de la modélisation

Le traitement des signaux (calcul des courbes de dispersion, inversion) obtenus par modélisation discrète (éléments finis) est effectué à l'aide de l'ensemble des programmes développés à St Louis University (Herrmann, 1985). Les résultats obtenus sont très prometteurs (Fig. 3).

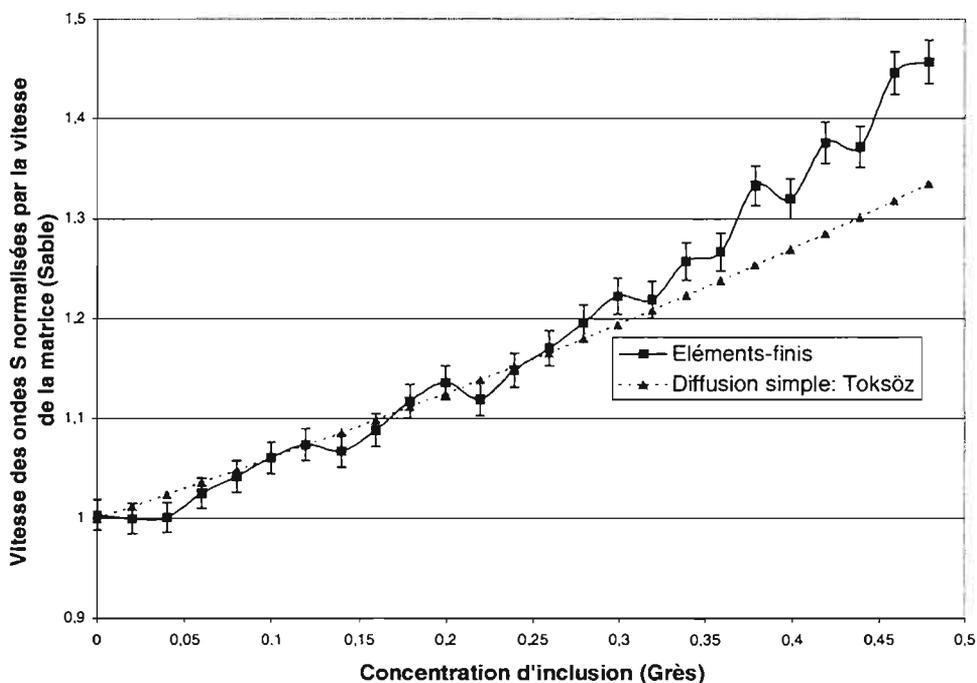


Figure 3 : Evolution de la vitesse des ondes de cisaillement en fonction de la concentration d'inclusion.

Sur la figure 3 est présentée l'influence de la concentration de matériau consolidé (par exemple grès,  $\rho = 2200 \text{ Kg/m}^3$ ,  $V_p = 4284 \text{ m/s}$ ,  $V_s = 2290 \text{ m/s}$ ) dans une matrice homogène dont les caractéristiques sont choisies comme celles d'un sable ( $\rho = 1800 \text{ Kg/m}^3$ ,  $V_p = 774 \text{ m/s}$ ,  $V_s = 413 \text{ m/s}$ ). Les résultats montrent une dépendance nette de la vitesse de propagation en fonction de la nature et de la concentration d'inclusion. Les résultats coïncident avec ceux obtenus grâce à une méthode d'homogénéisation (Toksöz *et al.*, 1976) jusqu'à une concentration surfacique donnée qui, pour cette application, est voisine de 0,3.

## Conclusion

La vitesse des ondes de surface dépend de la nature et de la concentration d'inclusion. Après inversion des courbes de dispersion, on aboutit à des vitesses d'onde de cisaillement qui coïncident avec les résultats obtenus grâce à l'hypothèse de diffusion simple jusqu'à une certaine concentration. Au delà de cette concentration, il y a vraisemblablement apparition de diffusion multiple qui augmente les vitesses de propagation.

D'autres modélisations numériques ont montré que la vitesse dans le milieu dépend aussi de la taille et de la forme des inclusions. Plusieurs études sont en cours pour mieux comprendre la dépendance de la vitesse par rapport à ces paramètres. Il est aussi prévu d'étudier l'effet de la taille des inclusions sur l'amortissement apparent du milieu.

## Références

- Aki K., Richards P., 1980 - Quantitative seismology, Volume I and II, W. H. Freeman and company.
- Bourbié T., 1985 - Atténuation intrinsèque des ondes sismiques - 2ème partie : Théorie et modèles, Rev. I.F.P., Vol. 40, N° 1, pp 16-32.
- Semblat J. F., 1998b - Amortissement et dispersion des ondes : point de vue physique et numérique, Revue Française du Génie Civil, 2(1), pp. 91-111.
- Toksöz M. N., Cheng C. H., Timur A., 1976 - Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks. I. Laboratory measurement, Geophysics, Vol. 44, pp. 681-690.
- Hammoum F., De La Roche C., Boutin C., 1999 - A self-consistent estimate of bituminous mix complex modulus, Eurobitume Workshop, Paper N° 038.
- Herrmann R. B., 1985 - Computer Programs in Seismology, saint Louis University, .
- Hervé E., Zaoui A., 1990 - Modelling behavior of nonlinear matrix-inclusion composites, Eur. J. Mech. Solids, 9, N° 6, pp. 505-515.

## Relation entre résistivité et teneur en eau. Importance des caractéristiques granulométriques, minéralogiques et rhéologiques des sols

H. Robain<sup>(1)</sup>, G. Bellier<sup>(1)</sup>, C. Camerlynck<sup>(2)</sup> et D. Vergnaut<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> IRD UR027 ; 32, avenue Henri Varagnat ; 93143 Bondy cedex.

<sup>(2)</sup> Université Paris 6 UMR 7619 Sisyphe ; 4 place Jussieu 75252 Paris cedex 05

**Abstract:** Resistivity measurements are becoming widely used in environmental studies. Nevertheless, Archie's law established for sandy materials and allowing to calculate the water content from resistivity is not well suited to soil materials. A laboratory experiment taking into account soil shrinkage during desiccation shows that the distinction between water contained respectively in micro- and macro-porosity allows a relevant insight into resistivity variations for clayey materials. Macroporal water seems to be preeminently influenced by volumetric conduction of current while microporal water, by surface conduction.

---

### Introduction

Les études environnementales s'appuient de plus en plus fréquemment sur des méthodes géophysiques qui sont non destructives et autorisent une densité d'échantillonnage très élevée. Parmi les différents "mesurables géophysiques", la résistivité est particulièrement intéressante. La résistivité présente en effet de fortes variations saisonnières qui, pour la partie non saturée des sols, dépendent principalement des variations de teneur en eau. Il n'existe cependant pas de formalisme réellement adapté aux sols qui permettent de calculer directement la teneur en eau à partir de la résistivité. En effet, les formalismes existant - établis par Archie [Parasnis, 1997] - sont valides pour les formations dites "propres" (ne contenant que peu d'argile) et rigides. Au contraire, les sols contiennent généralement beaucoup d'argile et présentent des variations notables du volume poral lorsque la teneur en eau varie. Il est donc pertinent de mener des expérimentations de laboratoire afin de mieux connaître la relation entre les variations de résistivité et la teneur en eau des sols en prenant en compte leur particularités rhéologiques, granulométrique et minéralogiques.

### Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental conçu permet de suivre de façon synchrone l'évolution de la teneur en eau, du volume et de la résistivité d'un échantillon de sol de forme cylindrique placé dans une étuve régulé en température (fig. 1).

Ce dispositif permet de mesurer en fonction du temps, le poids de l'échantillon :  $P(t)$  ; la hauteur de l'échantillon :  $H(t)$  ; la différence de potentiel entre  $P_1$  et  $P_2$  :  $\Delta V_e(t)$ . En fin d'expérience, sont aussi mesurés, la hauteur de l'échantillon :  $H_r$  ; le volume total de l'échantillon :  $V_r$  ; le poids de sol sec à 105°C :  $P_s$  ; et sur une aliquote, le volume spécifique de solide (en  $\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ ) :  $V_s$ .

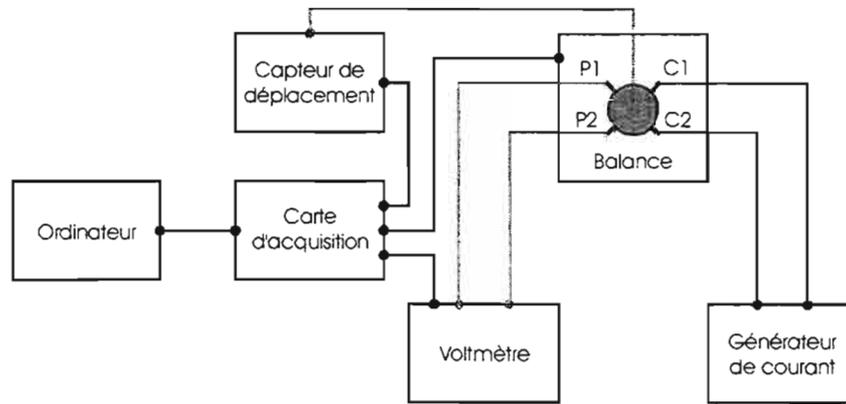


Figure 1 : Schéma du dispositif expérimental utilisé pour mesurer simultanément la teneur en eau, le volume et la résistivité d'un échantillon de sol.

Il est alors possible de calculer les paramètres suivants :

- Volume d'eau :  $V_w(t) = P(t) - P_s$
- Volume de l'échantillon :  $V(t) = \left( \frac{H(t)}{H_T} \right)^3 \cdot V_T$  (en supposant le retrait isotrope)
- Indice de vide :  $e(t) = \frac{V(t)}{P_s \cdot V_s} - 1$
- Indice d'eau :  $v(t) = \frac{V_w(t)}{P_s \cdot V_s}$
- Résistivité :  $\rho(t) = K(t) \cdot \frac{\Delta V_E(t)}{I_E(t)}$

Avec :  $K(t) = \frac{\pi \cdot H(t)}{\text{Ln}2}$  et  $I_E$ , l'intensité du courant délivré par le générateur

## Paramétrisation de la courbe de retrait

Lorsque le sol sèche, on observe une diminution de son volume appelée retrait. Ce phénomène correspond à une modification de l'arrangement des constituants solides. Les courbes de retrait sont les courbes de variation du volume de vide du sol en fonction de sa teneur en eau. Braudeau *et al.* (1999) ont proposé un modèle qui explique la forme sigmoïde qui est souvent observée pour les sols (fig 2). Il est important de souligner que cette paramétrisation comporte 3 hypothèses : (1) la micro-porosité ne varie pas jusqu'au point E ; (2) la macro-porosité ne contient plus d'eau à partir du point C ; (3) la micro-porosité est saturée jusqu'au point B.

## Paramétrisation de la courbe de résistivité

Pour prendre en compte les phénomènes liés à la présence d'argile, il est possible de considérer, d'une part, l'eau contenue dans la macro-porosité et, d'autre part, l'eau contenue dans la micro-porosité. En adaptant le formalisme d'Archie, on peut calculer la résistivité de cet électrolyte à deux phases :

$$\frac{\phi_{MA} \cdot S_{MA} + \phi_{MI} \cdot S_{MI}}{\rho_z} = \frac{\phi_{MA} \cdot S_{MA}}{\rho_{MA}} + \frac{\phi_{MI} \cdot S_{MI}}{\rho_{MI}}$$

avec  $\phi_{MA}$  : la macro-porosité ;  $S_{MA}$  : la saturation de la macro-porosité ;  $\phi_{MI}$  : la micro-porosité ;  $S_{MI}$  : la saturation de la micro-porosité ;  $\rho_z$  : la résistivité de l'électrolyte ;  $\rho_{MA}$  : la résistivité de l'eau contenue dans la macro-porosité ;  $\rho_{MI}$  : la résistivité de l'eau contenue dans la micro-porosité. Les termes  $\phi_{MA}$ ,  $S_{MA}$ ,  $\phi_{MI}$  et  $S_{MI}$  sont déduits de la modélisation de la courbe de retrait. On peut supposer que  $\rho_{MA}$  est constante au cours de la dessiccation car l'augmentation de la concentration de la phase liquide peut être négligée dans la gamme de variation de teneur en eau correspondant à la vidange de la macro porosité. En revanche  $\rho_{MI}$  varie au cours de la dessiccation.

## Exemple d'un sol ferrallitique micro agrégé

La figure 3 présente une expérimentation conduite sur un échantillon de sol ferrallitique (75 % d'argile kaolinitique). La courbe de retrait est caractéristique d'un matériau présentant une distribution de porosité bi-modale. Sa paramétrisation permet de distinguer l'évolution du volume et du contenu en eau des macro- et des micro-vides. On note que la diminution du volume de micro-vides est en partie compensée par une augmentation du volume de macro-vides. D'un point de vue macroscopique, ceci signifie que le tassement des agrégats ne compense pas la diminution de leur taille. En d'autres termes, les agrégats deviennent de plus en plus séparés les uns des autres.

La courbe d'évolution de la résistivité totale présente deux points d'inflexion remarquables coïncidant respectivement avec la fin de la vidange des macro vides (C) et avec l'entrée d'air dans les micro-vides (B). Le calcul de l'évolution de la résistivité de l'eau micro-porale montre une nette croissance jusqu'au point (C) puis une faible décroissance jusqu'au point (B) et enfin une forte décroissance jusqu'à la fin de l'expérience.

## Interprétation

La conductivité des matériaux contenant de l'eau résulte principalement de la conduction ionique dans la phase liquide. En effet, les minéraux constituant la phase solide sont, dans leur grande majorité, isolants du point de vue électrique. On distingue toutefois deux types de conduction : (1) la conduction volumique, contrôlée par la concentration en électrolytes et par les caractéristiques géométriques du réseau poreux et en particulier par sa connectivité ; (2) La conduction surfacique, contrôlée par la double couche diffuse. Elle dépend surtout de la surface spécifique de la phase solide et des interactions à l'interface liquide-solide. Dans un système solide/liquide, la conduction surfacique est supérieure en valeur absolue à la conduction volumique car, au sein de la couche diffuse, la densité de charges est plus élevée. Cependant, la contribution de ces deux types de conduction à la résistivité globale dépend de la distribution de l'eau respectivement à l'intérieur et à l'extérieur de la couche diffuse. Ceci apparaît clairement grâce à l'expérimentation présentée.

Avant le point C, l'essentiel de la conduction est volumique. L'augmentation de résistivité de l'eau microporale correspond à la rupture des connexions électriques entre les agrégats. A partir du point C, la conduction surfacique joue un rôle de plus en plus important. D'une part, l'eau est contenue dans des vides de plus en plus fin ou forme des films à la surface des particules. La couche diffuse occupe donc une part de plus en plus importante. D'autre part, l'augmentation de la concentration de la phase liquide se traduit par une augmentation de l'épaisseur de la couche diffuse. Ainsi, la stabilisation de la valeur de résistivité microporale entre les points C et B, correspond à une compensation de l'augmentation de la conduction surfacique (en valeur relative et absolue) par la rupture des connexions inter-agrégats. Au delà du point B, la diminution de la résistivité microporale correspond à une continuation de l'augmentation de la conduction surfacique, alors que le système devenant rigide, la connectivité de la phase liquide se stabilise.

## Conclusion

L'étude des relations entre la résistivité et la teneur en eau montre que pour les matériaux argileux déformables il est nécessaire d'affiner les concepts qui ont été utilisés pour les matériaux sableux rigides. De nombreuses expérimentations sont cependant encore nécessaires avant de pouvoir proposer des formalismes relativement généraux.

## Références

Parasnis D.S., 1997. Principles of applied geophysics. 5th edition. Chapman & Hall, London. 429 p.

Braudeau E., Constantini JM., Bellier G. et Colleuille H., 1999. New device and method for soil shrinkage curve measurement and characterization. Soil Sci.Soc. Am. J. 63(3) : 525-535.

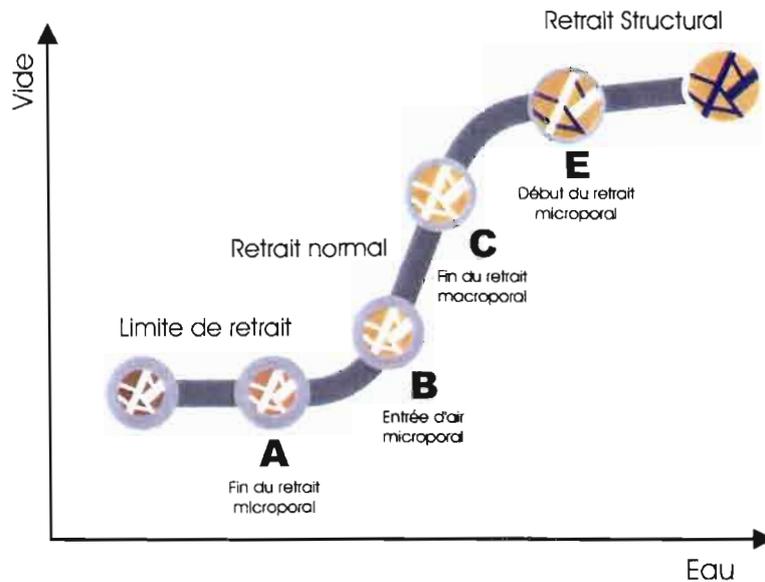


Figure 2 : Paramétrisation de la courbe de retrait (Braudeau, 1988)

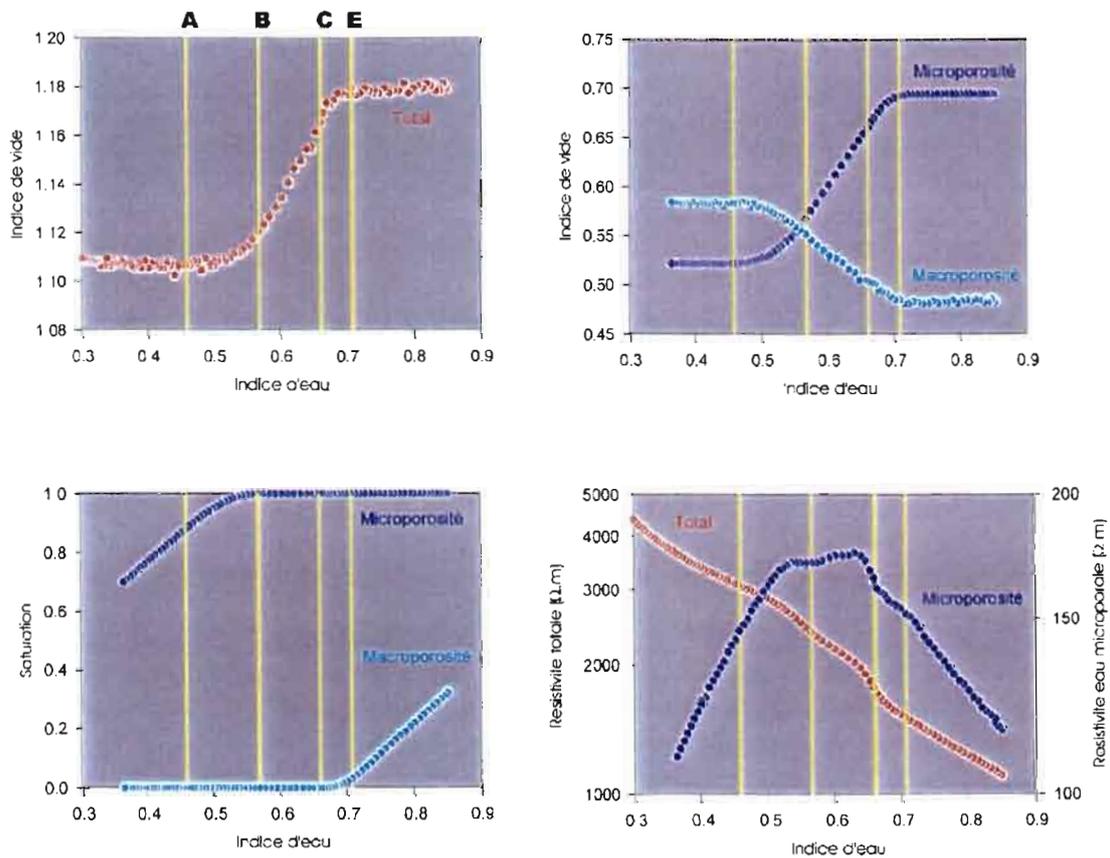


Figure 3 : HG = Courbe de retrait d'un sol ferrallitique ;  
 HD = Evolution des volumes macro- et microporaux ;  
 BG = Evolution de la saturation des volumes macro- et microporaux ;  
 BD = Evolution de la résistivité totale et de la résistivité de l'eau microporale.

## Caractérisation et modélisation des dissolutions et des néoformations basées sur la conductivité électrique des solutions.

**J.-M. Wackermann**

*IRD, Unité de recherche R 27 "Geovast" 32 avenue H. Varagnat, 93143 Bondy cedex, France.*

**Abstract:** Field hydrogeochemical data show specific dependence between the ionic concentrations in aqueous solution and the electrical conductivity of the solution. The related relationship allows to elaborate a model which makes it possible to define the dissolving minerals from the analytical concentrations and conductivity data of a leaching solution or to simulate field processes. The pattern of this model is consistent with that observed in doped solid crystalline semiconductors, suggesting that dissolution is analogous to doping. Crystallization within aqueous solutions may be described by a similar model with negative exponents which allows to distinguish neogenesis from the pure dissolution process and to define the endogenic minerals. The trends of this model fit with the properties of recombination of excess charge carriers in the semiconductor medium.

---

### Introduction

L'existence d'une corrélation forte entre les teneurs globales en cations ou anions et la conductivité électrique de solutions aqueuses a été mentionnée dans de nombreuses études sur les eaux souterraines. Un examen plus approfondi, portant sur la chimie de nappes phréatiques et pour lesquelles la composition minéralogique de l'aquifère correspondant est connue, permet d'apporter des précisions sur cette liaison (Wackermann, 1989). En effet, les points figuratifs du couple de valeurs concernant la teneur d'un élément dans une solution et sa conductivité électrique, sur des diagrammes à coordonnées logarithmiques, possèdent les propriétés suivantes.

Dans le cas de la simple dissolution de minéraux, et en l'absence de néoformations (figure 1) :

- pour chacun des éléments, et pour un même minéral hôte de l'élément, les points figuratifs sont disposés selon une droite à pente positive, spécifique de l'élément.
- pour un élément donné, les droites parallèles, figuratives de la dissolution de différents minéraux hôtes, sont disposées dans l'ordre de la solubilité des minéraux pour l'élément concerné. La droite liée au minéral le plus soluble est située à gauche de l'ensemble.

En présence de minéraux en voie de néoformation :

- pour chaque élément, et pour un même minéral hôte de l'élément, les points figuratifs sont disposés selon une droite à pente négative. La pente de la droite est spécifique de l'élément.

- pour un élément donné, la disposition des droites parallèles, qui représentent la néogenèse de différents minéraux hôtes, est conforme à l'ordre de la solubilité des minéraux, la droite correspondant au minéral le plus soluble étant située à droite de l'ensemble.

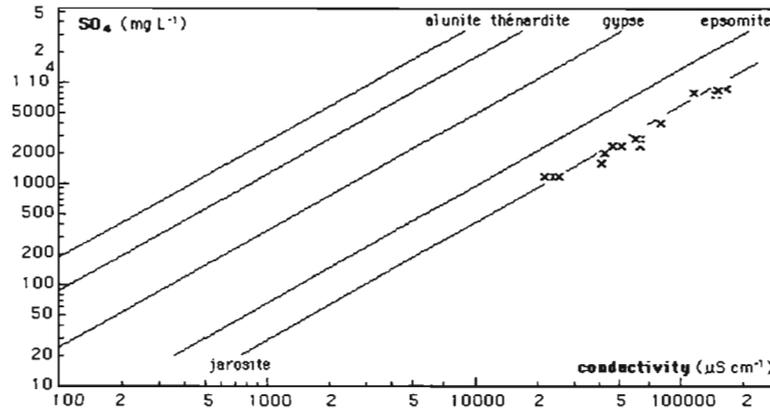


Figure 1 : Couplage entre la concentration d'un élément dissous ( $\text{SO}_4$ ) et la conductivité électrique. La dissolution des sulfates est illustrée par des droites parallèles à pente positive. Les croix correspondent à des eaux de mangrove (Marius, 1985) dissolvant une jarosite.

Ces propriétés sont exprimées par l'équation empirique :  $\log(c_i) = a_i \log(\sigma) + \log(b_i)$  (1)

ou  $c_i = b_i \sigma^{a_i}$ , avec deux paramètres  $a_i$  et  $b_i$  qui représentent respectivement la pente de la droite pour l'élément  $i$  et la teneur de l'élément  $i$  dans l'eau au contact du minéral  $m$ , pour une conductivité égale à la valeur de référence 1 de l'unité de mesure.

## Structure cristalline de l'eau

Des travaux menés par des physiciens, entre autres des études diffractométriques (Bernal and Fowler, 1933 ; Narten, 1970), des tests infrarouges (Narten *et al.*, 1967) et la simulation basée sur la dynamique moléculaire (Rahman et Stillinger, 1971), ont démontré que l'eau préserve sommairement la configuration cristalline de la glace, à l'échelle du nanomètre. Dans celle-ci, les molécules  $\text{H}_2\text{O}$  sont associées selon un motif tétraédrique, avec un oxygène central lié à deux protons sommitaux par des liens covalents et à deux paires d'électrons libres. Dans l'eau, comme dans les verres, l'agitation thermique des atomes déforme légèrement la symétrie hexagonale. La déformation des liaisons hydrogène et l'apparition de liaisons coupées introduisent des structures avec cinq molécules ou plus de  $\text{H}_2\text{O}$ .

## Propriétés de semi conducteur cristallin

Mott et Davis (1979) ont démontré que la transparence aux rayonnements de fréquence optique est caractéristique des milieux semiconducteurs, cristallins et amorphes. Ils ont également montré que l'accroissement de la conductivité électrique avec la température et avec le dopage par un élément chimique étranger (impureté) est spécifique des semiconducteurs cristallins. Or ces deux propriétés concernent l'eau. La relation entre la concentration d'un milieu semiconducteur cristallin, du silicium dans lequel diffusent des impuretés, et la conductivité électrique, déterminée par Sze et Irvin (1968, 1969), est identique à la relation empirique (1) dans l'eau.

Pour les structures cristallines, la physique des quanta introduit une répartition de l'énergie des électrons selon des niveaux discrets. Les électrons des niveaux d'énergie supérieurs ne sont plus liés à un atome déterminé, par suite du rapprochement des atomes, et les fonctions d'ondes associées s'étendent à l'ensemble du réseau. Les niveaux d'énergie des électrons concernés par des liaisons covalentes se recouvrent et forment une bande pleine, dite bande de valence. Dans le cas des isolants et des semiconducteurs, les niveaux d'énergie supérieurs, non occupés par des électrons, sont

regroupés dans une bande vide, dite bande de conduction. Une bande d'énergie interdite sépare ces deux bandes. Les cristaux semiconducteurs sont caractérisés par un gradient d'énergie inférieur à  $3,2 \cdot 10^{-19}$  J (2eV) pour la bande interdite. Pour une eau faiblement minéralisée, entre 10 et 40 °C, ce gradient vaut  $2,6 \cdot 10^{-20}$  J (0,16 eV).

La structure réticulaire de l'eau et les similitudes de propriétés incitent à assimiler l'eau à un milieu cristallin semiconducteur. Dans cette hypothèse les paramètres déduits des diagrammes logarithmiques doivent être conformes aux normes imposées par les équations relatives à la probabilité d'occupation des niveaux d'énergie (statistiques quantiques).

*La dissolution* d'éléments dans l'eau peut être assimilée au *dopage d'un cristal par une impureté*. En effet, le coefficient  $a_i$  dans l'équation de Sze et Irvin (1968) est proportionnel aux gradients d'énergie liés à la perte (vers la bande de conduction) ou la capture (dans la bande de valence) d'un électron par l'élément dopant. Or la valeur empirique de  $a_i$  est également proportionnelle à l'énergie d'ionisation de l'électron externe de l'élément  $i$ .

Les statistiques quantiques de Fermi et Dirac (Vapaille, 1970) permettent de calculer la concentration des porteurs de charges  $n$  et  $p$  (électrons et trous libres) en fonction du niveau de Fermi  $E_F$ , soit la limite supérieure des niveaux d'énergie occupés par les électrons en l'absence d'excitation extérieure. Le niveau de Fermi est équivalent au potentiel chimique des électrons introduits par l'élément dopant, c'est-à-dire à la dérivée partielle de l'énergie libre par rapport au nombre de particules du système. Le paramètre empirique  $b_i$  est effectivement lié à l'énergie libre de formation  $\Delta G^\circ_f$  du minéral hôte par la relation :

$$\log(b_i) = \alpha \log(-\Delta G^\circ_f / n_m RT) + \log(\beta),$$

où  $n_m$  représente le nombre d'atomes de l'élément  $i$  dans la formule structurale du minéral,  $\alpha$  et  $\beta$  étant des coefficients spécifiques de l'élément et du groupe minéralogique (silicates, carbonates, sulfates, etc).

*La cristallisation* de minéraux à partir d'éléments dissous peut être assimilée au processus de *recombinaison de porteurs de charges en excès*, sous la forme de paires "électron-trou positif", dans un semiconducteur cristallin. Les expressions relatives au dopage sont modifiées par la création de centres de recombinaison, introduisant des niveaux d'énergie profonds  $E_R$  et déplaçant le niveau de Fermi vers la valeur  $E_{F^0}$ .

Les valeurs empiriques du coefficient  $a'_i$  peuvent être déduites de celles de  $a_i$  :

$$a'_i = \tan(A + 5\pi/8), \text{ ou } \tan(A + \pi/4) \text{ si } a \leq \pi/4, \text{ avec } A = \arctan(a).$$

Le paramètre  $b'_i$  est également lié à l'énergie libre de formation  $\Delta G^\circ_f$  du minéral néoformé :

$$\log(b'_i) = \alpha' \log(-\Delta G^\circ_f / n_m RT) + \log(\beta').$$

## Modélisation

Les différentes équations empiriques concernant la dissolution et la néogénèse permettent à la fois de diagnostiquer les minéraux primaires et secondaires et de simuler les processus naturels qui interviennent au contact d'une eau et de l'aquifère.

Le diagnostic minéralogique est basé sur le calcul des paramètres  $b_i$  et  $b'_i$  à partir de la concentration  $c_i$  d'un élément  $i$  donné et de la conductivité  $\sigma$  de la solution :  $b_i = c_i \sigma^{-a_i}$  et  $b'_i = c_i \sigma^{-a'_i}$ . Ces valeurs sont respectivement comparées aux paramètres de référence  $b_i$  et  $b'_i$  de minéraux hôtes de l'élément  $i$ , classés selon une échelle de valeurs décroissantes, en leur appliquant une fourchette de variation de  $\pm 10\%$ . Ces calculs et diagnostics sont facilités par l'utilisation de logiciels de la série *Nommo* (Wackermann, 2001).

Inversement, les équations  $c_i = b_i \sigma^{a_i}$  et  $c'_i = b'_i \sigma^{a'_i}$  permettent de calculer la concentration des éléments dissous lorsque la composition minéralogique d'un aquifère est connue (minéraux primaires

et secondaires), la conductivité étant fixée par référence à des milieux similaires, ou déterminée par sondage électrique de l'aquifère.

## Conclusion

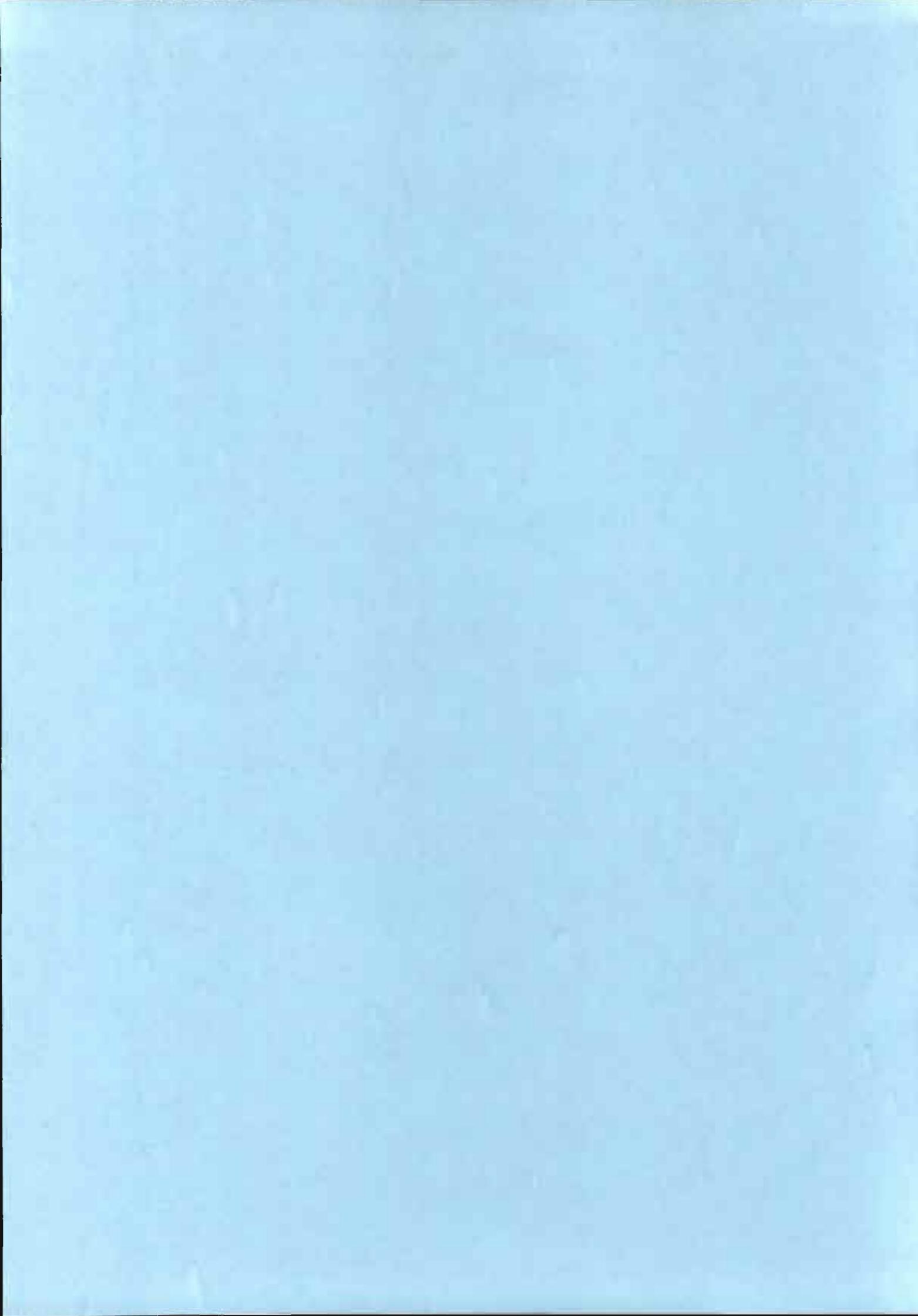
Le modèle décrit ci-dessus, et qui peut être justifié par les propriétés du dopage et de la recombinaison de porteurs de charges en excès d'un milieu cristallin semiconducteur, constitue un outil de diagnostic novateur par rapport aux modèles existants, pour lesquels les équations d'équilibre caractérisent indifféremment les deux mécanismes. Son principal apport réside dans la discrimination entre les phénomènes de dissolution des minéraux primaires d'un aquifère et les processus de néoformation de minéraux secondaires.

## Références

- Bernal J.D. and Fowler R.H. (1933) - *J. Chim. Phys.*, 1, 515.
- Marius C. (1985) - *Mangroves du Sénégal et de la Gambie. Ecologie-Pédologie-Géochimie-Mise en valeur et aménagement*, 193, ORSTOM, Paris, 368 p.
- Mott N.F. and Davis E.A. (1979) - *Electronic processes in non-crystalline materials*, Clarendon Press, Oxford, 590 p.
- Narten A.H., Danford M.D. and Levy H.A., 1967 - *Discuss. Faraday Soc.*, 43, 97.
- Narten A.H., 1970. ONRL Report No. ONRL-4578.
- Rahman A. and Stillinger F.H., 1971 - Molecular dynamics study of liquid water. *J. Chem. Phys.*, 55, 7, 3336-3359.
- Sze S.M. and Irvin J.C., 1968 - *Solid-State Electronics*, 11, p.599.
- Sze S.M., 1969. *Physics of semiconductor devices*. Wiley, Interscience, New York.
- Vapaille A., 1970 - *Physique des dispositifs à semi-conducteurs*, Masson, Paris, 339 p.
- Wackermann J.-M., 1989 - Propriétés électroniques des solutions aqueuses. Application aux phénomènes de dissolution. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, Série II, 1301-1307.
- Wackermann J.-M., 2001 - Site internet <http://www.bondy.ird.fr/geophy/geochimie/geochim.html>

## L'outil géophysique dans la gestion de l'environnement

Agriculture de précision,  
Gestion du patrimoine archéologique,  
Gestion de l'eau,  
Aménagement de l'espace,  
Prévention des risques naturels



## Méthodes de reconnaissance géophysique à grand rendement pour les digues de protection contre les crues.

Patrice Mériaux<sup>1</sup>, Paul Royet<sup>1</sup>, Philippe Côte<sup>2</sup>, Alain Hollier-Larousse<sup>2</sup>, Pierre Frappin<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Cemagref Aix-en-Provence,

<sup>2</sup>LCPC Nantes,

<sup>3</sup>EDG Lyon

**Abstract:** The river embankments (levees) built in the past to protect flooded areas are long, weak and ageing works. Before to strengthen these structures, it is necessary to provide an appropriate civil engineering diagnosis. In such a context, investigations based on geotechnical and geophysical methods are more and more often used nowadays. This paper presents the main results of an experimental research supported in 1999-2000 by French National Project "CriTerre" that aims at comparing in the field several high output geophysical methods. The experimental site was an almost 2,5 km long section of the Cher river levee, near the town of Tours. The first step of this research project provides some interesting results about the way these methods should be used and their output data be analysed.

---

Les digues (ou levées) de protection contre les crues, qui bordent de nombreux cours d'eau français, ont subi de multiples transformations et restaurations au cours des siècles passés : il s'agit d'ouvrages anciens, en terre pour la plupart, construits par étape et dont la structure - en général méconnue - comporte des hétérogénéités tant dans le sens transversal que longitudinal.

Les crues de la dernière décennie (Rhône en 1993-1994, Meuse en 1995, Aude en 1999, ...) ont mis en évidence la fragilité chronique des digues et la nécessité de leur diagnostic. Dans ce cadre, les travaux de reconnaissance en vue du diagnostic de tels ouvrages à grand linéaire sont de plus en plus souvent basés sur l'utilisation de méthodes géotechniques et géophysiques.

Le présent article expose l'étude expérimentale, financée en 1999-2000 au titre du Projet National de Recherches "CriTerre", qui visait à comparer, sur un tronçon donné d'une levée du Cher, des méthodes de reconnaissance à grand rendement applicables aux digues de protection contre les inondations.

Après une présentation générale du site expérimental de la digue rive droite du Cher à Savonnières (Indre-et-Loire), on décrit les principales méthodes d'investigation mises en œuvre et on en rapporte les principaux résultats.

## 1. Contexte de l'expérimentation

L'expérimentation a eu lieu sur un tronçon d'environ 2,5 km de levée (cf coupe-type en fig. 1), présentant d'emblée plusieurs caractéristiques intéressantes dont l'existence d'une brèche historique (cruée de 1856). Elle s'est déroulée, au cours de l'année 1999, en 3 campagnes successives de terrain, qui ont mobilisé, de l'une à l'autre, des moyens de plus en plus lourds sur des zones d'investigation plus ou moins étendues.

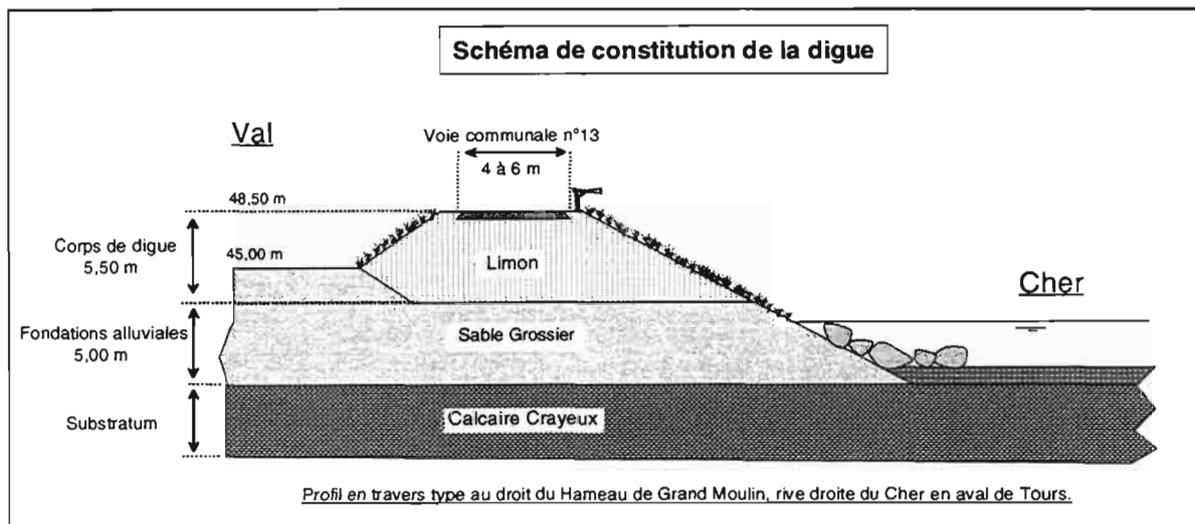


Figure 1 - Coupe-type de la digue

Cette étude visait à établir des éléments de méthodologie en vue d'une caractérisation optimale des digues "à sec" (i.e. "hors période de crue") à l'aide des outils de la géotechnique et de la géophysique.

## 2. Campagnes de mesures et principaux résultats

**2.1. Une première campagne de mesures (mars 1999)**, après une reconnaissance visuelle rapide de la digue, a consisté en :

- a) Une prospection géophysique depuis la crête par des méthodes électromagnétiques :
  - l'EM 31 et l'EM 34 : appliquées du seul côté Cher, ces deux méthodes ont mis en évidence les grandes hétérogénéités longitudinales de la levée ;
  - la Radio MagnétoTellurique (RMT) : appliquée côté Cher et côté val, elle a révélé les grandes hétérogénéités longitudinales mais aussi transversales de la levée.

Ces deux groupes de méthodes ont, chacun à leur manière, bien retrouvé le site de la brèche de 1856 (cf fig. 2 ci-après).

- b) Une prospection géotechnique depuis la crête avec un pénétromètre dynamique léger : cette prospection a été réalisée indépendamment des résultats de la géophysique, avec un positionnement systématique des essais. Elle a donné des résultats peu variables d'un sondage à l'autre (faible résistance à la pénétration dynamique du corps de digue : moyenne inférieure à 2 MPa) et n'a donc pas révélé d'hétérogénéité longitudinale.

**2.2. Une deuxième campagne de mesures (juillet 1999)** a permis de tester d'autres méthodes géophysiques à investigation ponctuelle.

Celle-ci a consisté à réaliser, aux points jugés comme affichant des anomalies ou des singularités, un trainé électrique Wenner, des panneaux électriques Schlumberger, de la sismique réfraction ainsi qu'une prospection électromagnétique EM 38, afin de mieux comprendre la structure et l'origine de ces anomalies.

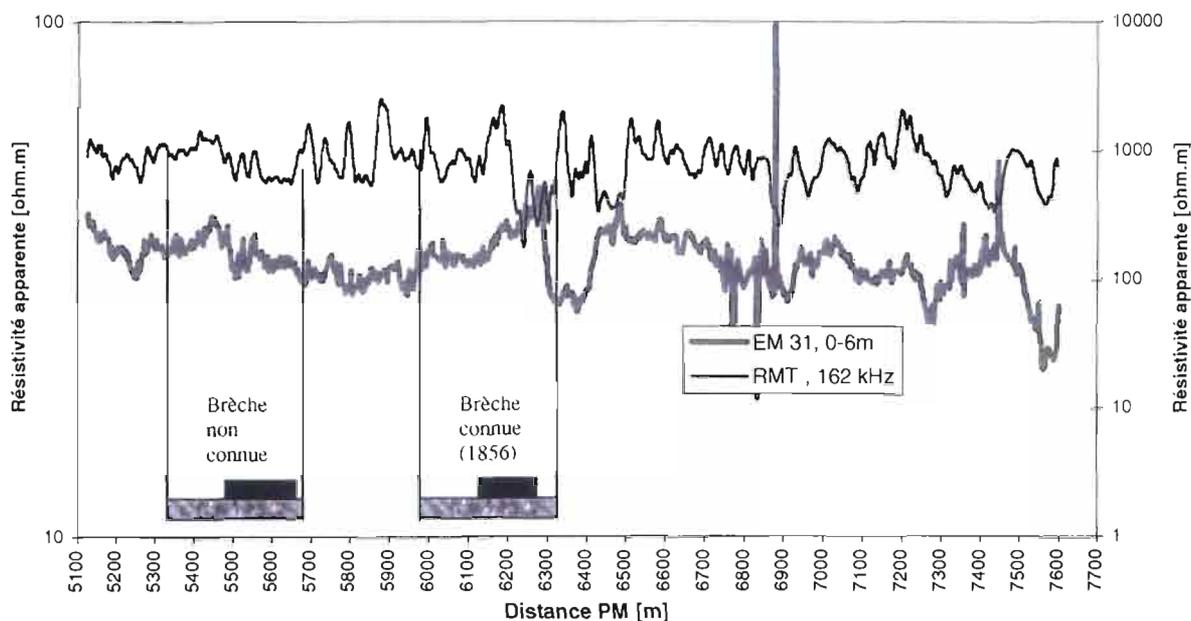


Figure 2 - Profils de résistivité apparente EM31 et RMT : signatures de la brèche de 1856 entre les points métriques (PM) 6150 et 6500

Les panneaux électriques ont permis, notamment, de caractériser les variations de résistivité dans la profondeur des deux principales zones d'anomalies : notamment, sur une partie de la brèche historique qui se singularise par une faible résistivité apparente, avec des lignes d'isorésistivité très régulières (cf fig. 3 ci-dessous).

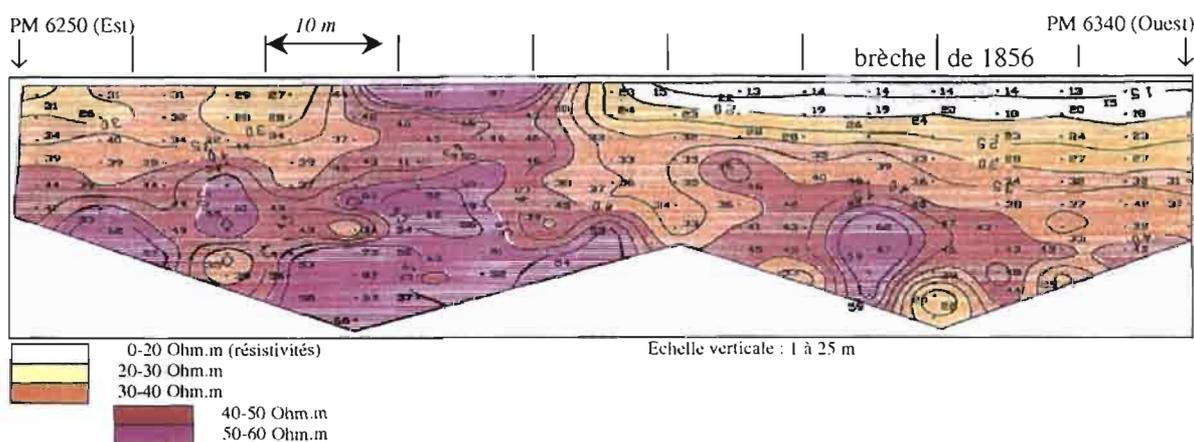


Figure 3 - Pseudo-section verticale issue du panneau Schlumberger sur la brèche et à son amont.

En outre, la prospection géotechnique au pénétromètre dynamique léger (Panda) a été complétée. Le site de la brèche historique a fait l'objet de 5 sondages pénétrométriques, localisés avec précision à partir des résultats de la RMT. Ces nouveaux essais ont alors montré une concordance intéressante entre géophysique et géotechnique (fig. 4).

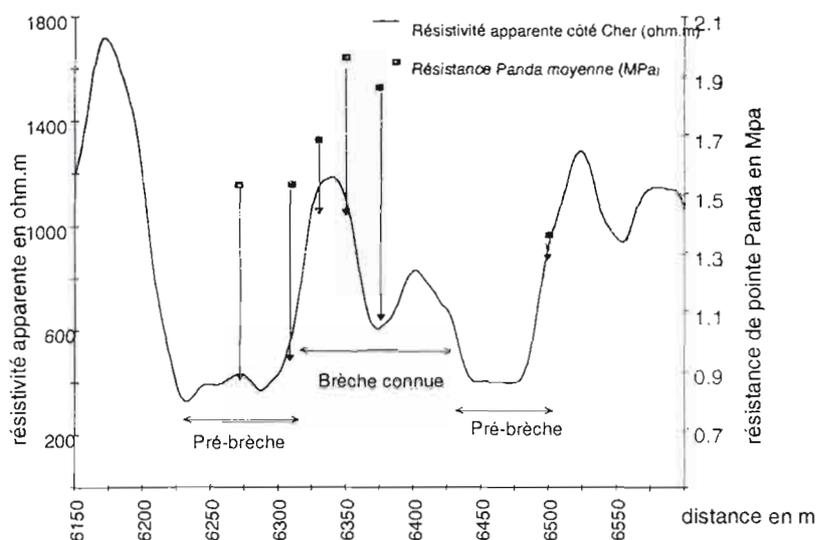


Figure 4 – Mise en relation des variations de la résistance de pointe du pénétromètre dynamique léger Panda et de la résistivité apparente RMT, sur le site de la brèche de 1856

**2.3. La troisième campagne de mesures (octobre 1999)** avait pour but de caractériser, à l'aide du Perméafor, la perméabilité in situ de la digue et de sa fondation à l'intérieur et de part et d'autre de la brèche historique, ainsi que de croiser les informations issues des prospections RMT avec des essais géotechniques classiques (pénétromètre dynamique lourd LPC) implantés au vu des résultats de la RMT.

Le Perméafor a révélé des terrains limono-argileux très peu perméables (et se situant en limite inférieure de mesure de l'appareil) de 0,6 m jusqu'à 6-8 m de profondeur, avec, pour 3 des sondages (dont celui effectué vers l'axe de la brèche connue), des couches plus perméables dans la tranche 1 à 3,5 m, comprises dans le corps de digue.

Le pénétromètre dynamique lourd confirme, quant à lui, les hétérogénéités longitudinales, mais aussi transversales de la digue. On observe, de plus, une bonne corrélation entre la résistance dynamique de pointe et la résistivité apparente RMT sur les terrains à faible granulométrie. Les deux paramètres évoluent dans le même sens dans la tranche 0 à 7 mètres.

**2.4. Une quatrième campagne de mesures (à venir)** consistera à caractériser précisément le zonage géophysique par des sondages de reconnaissance classiques : forages carottés et destructifs.

### 3. Acquis méthodologiques et perspectives

Sur le plan de la méthodologie optimale de prospection des digues à sec, les quelques points suivants sont d'ores et déjà acquis au terme de cette première expérimentation :

- l'inspection visuelle, au moins rapide, de la digue demeure une étape préalable incontournable de toute reconnaissance ;
- appliquées en première étape, les méthodes géophysiques permettent - sous réserve de fixer au préalable les conditions de réalisation (fréquences des ondes de travail, pas de mesure et modalités de parcours et de repérage, en particulier) et de les faire exécuter puis interpréter par un spécialiste (cf. : le guide de bonne pratique de la géophysique appliquée) - d'obtenir, avec un coût modéré, une caractérisation pertinente - même si elle n'est que qualitative - de la digue, à même d'orienter la sélection et l'implantation des essais géophysiques et géotechniques plus lourds - et coûteux - des étapes ultérieures ;
- les méthodes EM 31 et 34 présentent l'avantage d'être pratiquement "tout terrain" (au sens de l'absence de voie de circulation) et peuvent notamment être appliquées en pied de digue inaccessible. La Radio MagnétoTellurique apporte les avantages de la finesse du pas de mesures et de la rapidité d'exécution : ce qui permet - disposition essentielle - de multiplier les

profils de passage en crête de digue, en jouant sur les fréquences - et, donc, sur les profondeurs d'investigation - et de les répartir entre le côté fleuve et le côté val, afin de détecter les hétérogénéités transversales ;

- une méthodologie précise d'emploi et d'interprétation de la prospection RMT a été élaborée sur le cas de la levée du Cher et mérite d'être validée sur une autre configuration de digue ;
- le choix de réaliser, dès la première étape, des sondages géotechniques systématiques - même à l'aide d'un appareil a priori peu coûteux, tel un pénétromètre léger - se révèle peu intéressant ; a contrario, des sondages de ce type prennent tout leur intérêt lorsqu'ils sont réalisés, au cours d'une étape suivante, en s'appuyant sur les résultats des prospections électromagnétiques à haut rendement ;
- le choix entre essais au pénétromètre dynamique léger ou lourd relève de conditions de terrain : le premier peut être mis en œuvre en site inaccessible alors que le second, une fois installé, est plus performant sur les terrains compacts (rapidité et profondeur de refus) ;
- l'interprétation géotechnique du zonage géophysique nécessite toujours des forages de reconnaissance (carottés ou non). Les analyses en laboratoires permettent alors de préciser les caractéristiques intrinsèques des matériaux prélevés.

Plusieurs points méritent, cependant, des compléments d'étude : il est, en particulier, nécessaire de valider ces premiers résultats dans un contexte d'endiguement différent et de développer les expérimentations sur l'étude des profils transversaux (ce qui nécessite de travailler sur une digue présentant des fortes hétérogénéités transversales). Tel est le principal objet d'une deuxième phase d'expérimentation "CriTerre", en cours de réalisation sur l'Agly (Pyrénées orientales) - fleuve côtier méditerranéen dont les digues ont été endommagées (érosions par surverse et brèche) lors des crues catastrophiques des 12 et 13 novembre 1999 en Languedoc-Roussillon.

***Remerciements** : Les auteurs remercient le Réseau Génie Civil et Urbain (RGC&U) qui a soutenu, au titre du PN CriTerre, les travaux de recherche objets du présent article et en a autorisé la publication.*

## **Références**

- Wakselman J., 1999 - Etude comparative des méthodes de reconnaissance géophysique et géotechnique des digues à sec : projet CriTerre d'expérimentation sur les levées de la Loire - Mémoire DESS de géophysique appliquée Université Pierre et Marie Curie / Cemagref.
- Hollier-Larousse A., 2000 - Reconnaissance géophysique par radio- magnétotellurique : PN CriTerre, thème anomalies physiques, reconnaissance à grand rendement - LCPC Nantes.
- Hollier-Larousse A., Folton C., Meriaux P., Wakselman J., Frappin P., Côte P., Royet P., 2000 - Etude comparative des méthodes de reconnaissance géophysique et géotechnique des digues à sec - site d'expérimentation de la digue du Cher à Savonnières - Rapport général du PN CriTerre.



# Corrélation entre perméabilité hydraulique et conductivité électrique d'une barrière ouvragée

**Jean Christophe Gourry et Dominique Guyonnet**  
*BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, France*

**Abstract:** An experimental clay liner was constructed using homogeneous clay, while heterogeneities were included within the liner at two depths and at different locations in the plane. The objectives of the experiment were to assess the capability of electromagnetic methods for detecting heterogeneities and to establish a correlation between the electrical conductivity and the hydraulic permeability. EM38 was used in vertical and horizontal magnetic dipole mode. Heterogeneities of material and compaction are well detected in horizontal dipole mode, while they are not in vertical magnetic dipole mode. A relation based on Johnson et al. (1986) theory was obtained between electrical conductivity and hydraulic conductivity.

---

## Objectif

La caractérisation de la perméabilité hydraulique par des méthodes géophysiques est un sujet de recherche en expansion à travers le monde intéressant les pétroliers, les hydrogéologues et les responsables des stockages de déchets.

L'objectif principal de cette étude est de tester les méthodes électromagnétiques à grand rendement pour déterminer la position d'hétérogénéités dans une barrière ouvragée argileuse pour une optimisation du positionnement de mesures de perméabilité hydraulique. Le second objectif est d'établir une relation entre conductivité électrique et perméabilité hydraulique pour des matériaux argileux très compactés.

## La barrière test

La barrière test a été constituée en plusieurs étapes (Figure 1) :

1. pose d'une couche inférieure constituée de 2 couches de 30 cm compactées,
2. creusement de 2 fosses de 30 cm de profondeur dans la couche inférieure,
3. remplissage de ces 2 fosses par un matériau et compactage
4. pose de la couche supérieure de 30 cm et compactage
5. creusement de 5 fosses de 30 cm de profondeur,
6. remplissage de 3 fosses par un matériau hétérogène et compactage
7. remplissage des 2 autres fosses par un matériau homogène moins compacté.

La barrière couvre une surface de 13x16 m et a une épaisseur de 80 à 85 cm environ. La surface utile parfaitement compactée suivant les normes en vigueur couvre une surface de 12x15 m. Les hétérogénéités de milieu ont été constituées d'un mélange d'argile de la barrière (130 à 140 mS/m), de

terre végétale (90 à 100 mS/m) et de granulats trouvés sur le site (30 à 40 mS/m). D'après la société fournissant l'argile, la qualité de l'argile et son taux d'humidité sont constants : l'argile est quasiment saturée. Quelques anomalies de compactage ont également été constituées.

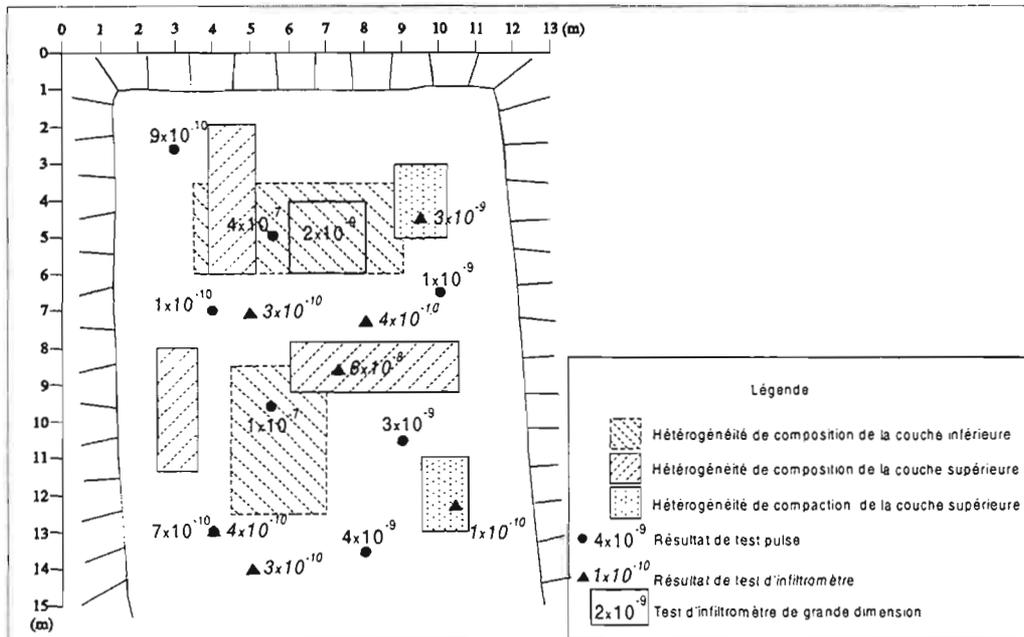


Figure 1 : Description de la barrière test et des hétérogénéités incluses. Les triangles et ronds donnent la position et la valeur des essais de perméabilité hydraulique (en m/s)

## Relation entre perméabilité hydraulique et conductivité électrique

La relation qui relie perméabilité hydraulique et conductivité électrique est mal établie. Johnson *et al.* (1986) et Wildenschild *et al.* (2000) ont respectivement établi et vérifié les relations suivantes entre conductivité électrique et perméabilité hydraulique pour des mélanges sablo-argileux saturés :

$$\sigma_b = \frac{1}{F} \left( \sigma_F + \frac{2\Sigma_s}{\Lambda} \right) \quad (1) \text{ et } \Lambda = \sqrt{\frac{8k\mu F}{\rho g}} \quad (2)$$

$\sigma_b$  : conductivité électrique du matériau,  $k$  est la perméabilité hydraulique exprimée en m/s,

$\sigma_F$  : conductivité électrique du fluide,  $F$  : facteur de formation,  $\Sigma_s$  : conductance de surface (sur la surface des argiles),  $\Lambda$  : rapport volume sur surface (une mesure de la dimension de pore interconnectés),  $\mu$  : viscosité du fluide (en mPa.s),  $\rho$  : densité du fluide ( $\text{kg/m}^3$ ),  $g$  : accélération gravitaire ( $\text{m/s}^2$ ) =  $9.8 \text{ m/s}^2$  en moyenne.

Le paramètre  $\Lambda$  est contrôlé en particulier par la granulométrie (plus le matériau est fin, plus  $\Lambda$  est petit) et par la compaction du matériau. Par compaction, le paramètre  $\Lambda$  va diminuer ; or comme les autres paramètres de l'équation (2) sont inchangés, la conductivité électrique augmente avec la compaction. Des équations (1) et (2), il vient :

$$k = \frac{\rho g}{2\mu F} \left( \frac{\Sigma_s}{\sigma_b F - \sigma_F} \right)^2 \quad (3)$$

La perméabilité hydraulique  $k$  suit une loi inversement proportionnelle à la conductivité électrique  $\sigma_b$  du matériau. L'équation (3) montre bien une baisse de la perméabilité par compaction. C'est cette loi que l'on cherche à vérifier sur la barrière ouvragée.

## Mesures géophysiques et tests de perméabilité

L'EM38 est l'outil géophysique choisi car il permet de mesurer une conductivité électrique apparente sur 50 à 70 cm de profondeur dans une argile. Les mesures géophysiques se sont déroulées en plusieurs étapes : mesures en dipôle magnétique horizontal (DMH) et vertical (DMV) avant et après pose de la couche supérieure, avant et après pose des hétérogénéités. Les mesures de conductivité ont été réalisées au niveau du sol. L'EM38 a été recalibré avant chaque série de mesure en un même point en dehors de la barrière. Les mesures d'EM38 ont été interpolées par triangulation sur la surface complète de la barrière. L'espacement entre nœud de la grille est la moitié de l'intervalle entre mesures (1 m).

Les tests de perméabilité sont de trois types : test pulse appelé PRECI<sup>®</sup> (Bertrand *et al.*, 1995), infiltromètre PERSAN<sup>®</sup> (Guyonnet *et al.*, 2000), infiltrations sur une grande surface (4 m<sup>2</sup>). Le deuxième outil a été développé pour mesurer des faibles perméabilités de barrière argileuse. Les essais de perméabilité font l'objet d'un rapport détaillé (Guyonnet *et al.*, 2001).

## Résultats géophysiques

Les résultats des mesures d'EM38 sont synthétisés sur la figure 2.

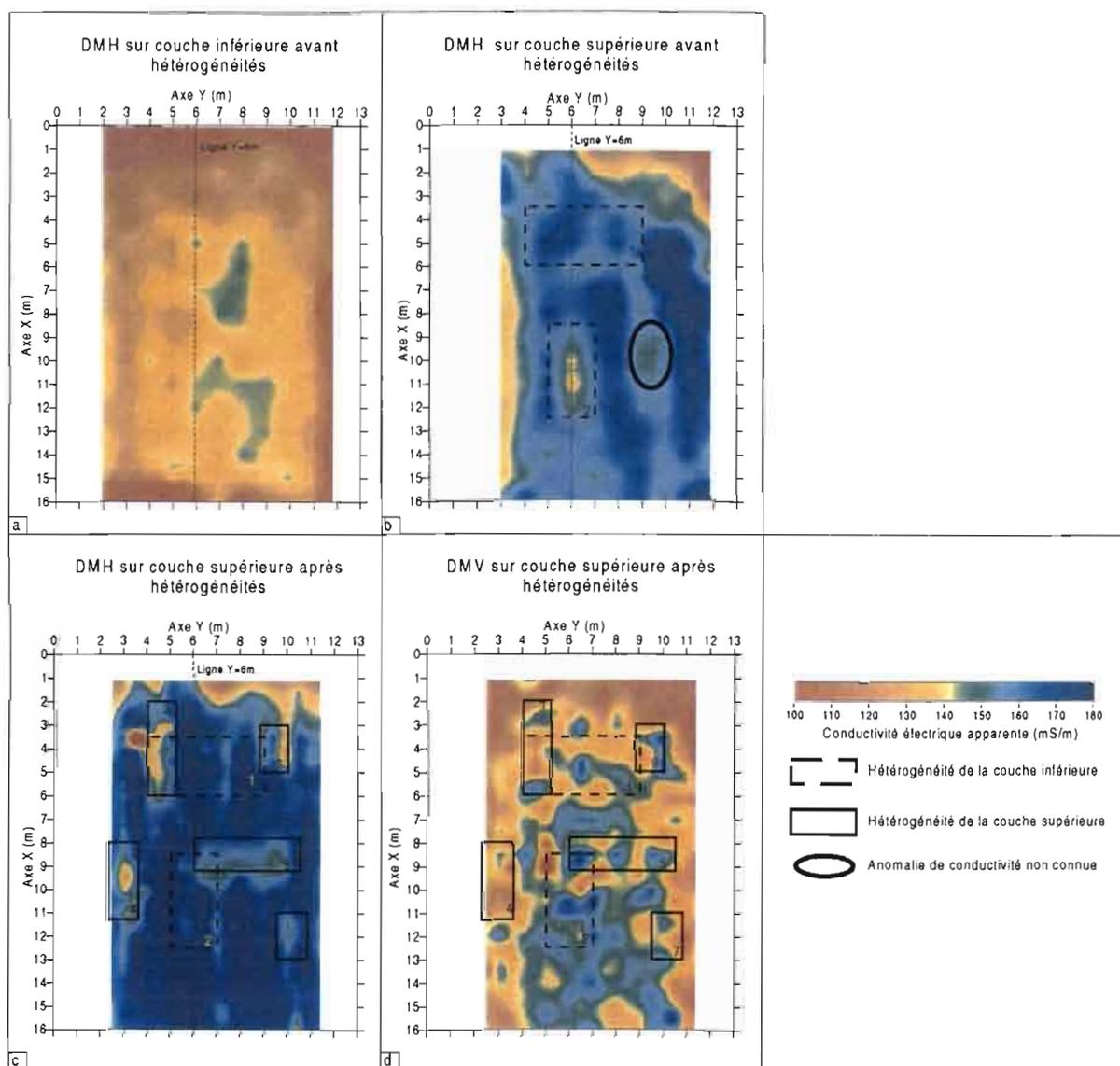


Figure 2 : Synthèse des cartes de conductivité électrique apparente au cours des différentes étapes de constitutions de la barrière.

La figure 2a montre l'état de la couche inférieure de la barrière argileuse avant introduction des 2 hétérogénéités. On remarque une bonne homogénéité des conductivités (entre 130 et 140 mS/m) dans la partie centrale de la barrière sauf sur les bords de la barrière où la baisse de la conductivité s'explique par une moins bonne compaction du matériau.

Les hétérogénéités de matériau et de compaction sont nettement visibles sur les cartes de conductivité en mode DMH (figures 2b et 2c), excepté pour l'hétérogénéité 1 que l'on ne retrouve sur aucune carte. Les conductivités des hétérogénéités sont toujours inférieures de 10 à 20 % par rapport à la moyenne des zones saines. Le lignage vertical que l'on observe sur la figure 2c est vraisemblablement dû aux passes du compacteur. Ceci montre la sensibilité de l'EM38 à la détection d'anomalies de compaction : les 2 anomalies de compaction sont parfaitement résolues. Une anomalie non connue se distingue sur la figure 2b, c'est-à-dire après la pose de la couche supérieure mais avant le creusement des nouvelles hétérogénéités. Elle est repérée par une ellipse sur la figure 2b. On ne connaît pas l'origine de cette anomalie.

Il n'y a aucune corrélation entre la carte de conductivité en mode DMV et la position des hétérogénéités (figure 2d). Les faibles conductivité de bordure de barrière montre que l'instrument a pourtant bien fonctionné. Il est vraisemblable que la profondeur d'investigation en mode DMV soit supérieure à l'épaisseur de la barrière : on enregistrerait les variations de conductivité électrique du sol naturel sous la barrière.

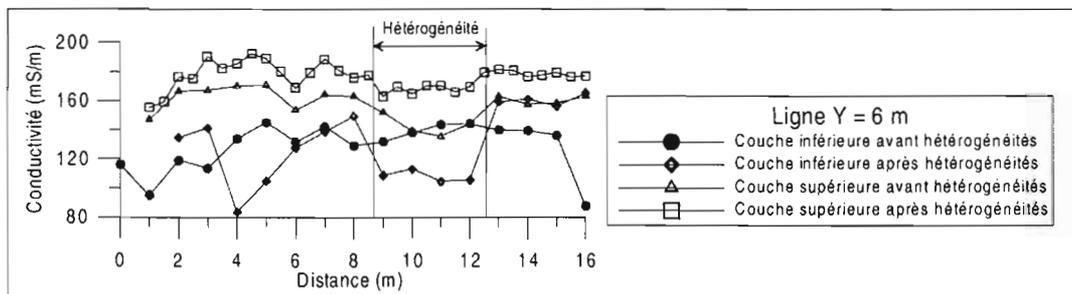


Figure 3 : Comparaison des conductivités mesurées en dipôle horizontal sur la ligne Y=6m au cours des différentes étapes de constitution de la barrière.

Sur le profil Y=6 m (figure 3), on repère l'hétérogénéité de matériau pour toutes les phases de construction de la barrière. En dehors de cette zone anomalique, on retrouve les mêmes conductivités à 5 mS/m près, ce qui correspond à la précision de l'instrument dans cette gamme de conductivité. Néanmoins il existe une autre anomalie à 4 m (losanges) dont on ne connaît pas l'origine. Cette anomalie ne se retrouve pas sur la carte interpolée de la figure 2b : elle serait donc très localisée.

## Corrélation conductivité électrique/perméabilité hydraulique

La relation entre conductivité hydraulique et la conductivité hydraulique n'a été établie que pour les points de mesures au dessus du matériau sain. En effet, ce type de corrélation est valable pour un milieu homogène en ne supposant que des variations de texture du matériau et non un changement de composition. La corrélation n'a été établie que pour le mode DMH car nous avons vu que les mesures en mode DMV intégraient également le sol sous la barrière. Les points sur la figure 4 s'organisent suivant une loi de décroissance de la perméabilité quand la conductivité augmente. Bien que la plage de mesure de conductivité électrique et de perméabilité soit étroite, une corrélation semble se dessiner. La relation (3) entre perméabilité hydraulique et conductivité électrique peut se linéariser :

$$\log(k) = A - B \log(F\sigma_b - \sigma_f) \text{ avec } A = \log\left(\frac{\rho g \Sigma_s^2}{2\mu F}\right), B = 2 \text{ si l'on respecte la loi de Johnson } et \text{ al. (1986).}$$

Les contraintes ont été les suivantes :  $\sigma_f = 100$  mS/m (eau de formation conductrice), et  $B=2$ . On trouve :  $\log(k) = -10.3 - 2 \log(2.3\sigma_b - 0.1)$ .

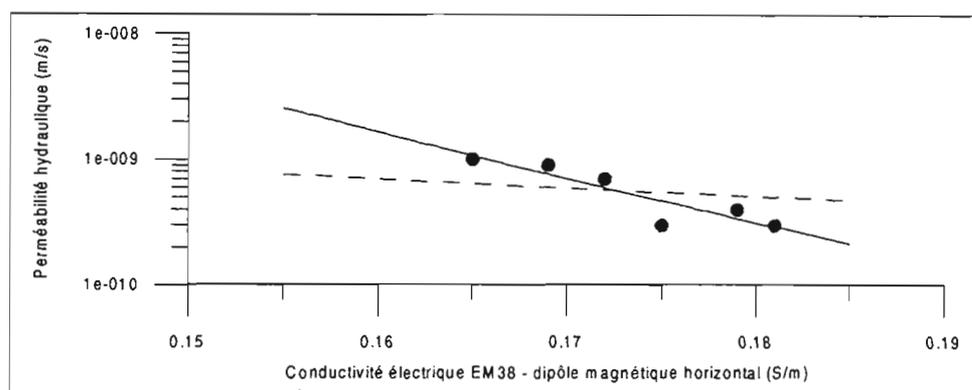


Figure 4 : Corrélation entre perméabilité hydraulique et conductivité électrique sur les zones d'argile non remaniée. Modélisation avec la loi de Johnson et al. (1986) (pointillé) ; avec une loi log-log (continu)

L'approximation des données du mode DMH n'est pas excellente (courbe en pointillé – figure 4) et il apparaît clairement que la pente de la droite (paramètre B) est insuffisante. En modélisant par une loi du type  $\log(k) = A - B \log(\sigma_b)$  qui semble plus représentative des points de mesure, on trouve  $A = -19.9$  et  $B = -14.0$  (courbe en continu). Le coefficient de corrélation  $r^2 = 0.81$  est acceptable.

## Conclusion

La plupart des hétérogénéités de surface de matériau et de compaction ont été positionnées avec l'EM38 en mode DMH. On arrive même à retrouver des anomalies sous une couche d'argile saine. Une anomalie non connue a été repérée. Aucune corrélation n'a pu être établie entre la position des hétérogénéités et la carte de conductivité en mode dipôle vertical : il est vraisemblable que la profondeur d'investigation en mode DMV soit supérieure à l'épaisseur de la barrière. On a pu établir une corrélation entre la conductivité électrique et la perméabilité hydraulique pour les barrière ouvragée argileuse.

## Références

- Bertrand L., Larrose P. & Ouvry J.-F., 1995 - Amélioration des perméamètres PANDA et PRECI. Etude et réalisation de deux prototypes. *Rapport BRGM R 38260*.
- Guyonnet D., Amraoui N. & Kara R., 2000 - Analysis of transient data from infiltrometer tests in fine-grained soils. *Ground Water*, 38, 3, 396-402.
- Guyonnet D., Gourry J.C., Amraoui N., Bertrand L. et Florentin P., 2001 - Auscultation hydraulique et géophysique d'une planche d'essai expérimentale, *Rapport BRGM/RP-50603-FR*.
- Johnson D.L., Koplik J. & Schwartz L.M., 1986 - New pore-size parameter characterizing transport in porous media, *Phys. Rev. Lett.*, 57, 2564-2567.
- Wildenschild D., Roberts J.J. and Carlberg E.D., 2000 - On the relationship between microstructure and electrical and hydraulic properties of sand-clay mixtures. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 19, 3085-3088.



## Etude d'un massif de déchets par mesures géophysiques

M.-L. Munoz<sup>1</sup>, Y. Benderitter<sup>2</sup>, R. Guérin<sup>3</sup> et C. Panissod<sup>3</sup>

<sup>1</sup> CREED, 291 avenue Dreyfous Ducas, 78520 Limay

<sup>2</sup> UMR 7619 Sisyphe, Centre de Recherches Géophysiques, 58150 Garchy

<sup>3</sup> UMR 7619 Sisyphe, Département de Géophysique Appliquée, Université Pierre et Marie Curie, case courrier 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05

**Abstract:** Different geophysical methods (electrical sounding and electrical 2D imaging, electromagnetic slingram mapping and radar profiling) have been carried out on a municipal solid waste landfill to test their efficiency. The thickness of the waste deposits is larger than the depth of investigation of the electromagnetic sensor. The presence of an infinite resistive medium (empty cell close to study cell) disturbs electrical interpretation but in the slope between both cells the rise of conductive anomaly is coherent with water inlet. The upper conductive layer that covers solid waste cells is unfavourable to radar wave propagation.

### Objectif

Le projet piloté par le CREED (Centre de Recherche pour l'Environnement, l'Energie et le Déchet, groupe VIVENDI Environnement) a consisté en des tests de mesures géophysiques (électrique, électromagnétique slingram et radar) appliquées à l'étude d'un Centre de Stockage de Déchets ménagers (CSD). Ces mesures ont été réalisées sur une fraction d'un casier confiné (alvéole) où il est prévu d'humidifier les déchets par injection sous couverture étanche.

### Présentation du site

Il s'agit d'une carrière où des déchets ménagers sont entreposés dans la zone excavée. Le site couvre une superficie d'environ 500 m x 500 m qui se découpe en différentes unités (casiers). La structure des casiers comprend : i) en fond, une barrière étanche constituée d'une géomembrane en PEHD surmontée d'un géotextile et d'une couche drainante (granulat 12.5-20 mm + drains), ii) en couverture, 40 cm de granulats non calibrés surmontés d'un géosynthétique bentonitique (couche de bentonite comprise entre deux géotextiles) assurant l'étanchéité et recouvert de 40 cm de granulat non calibré puis de 25 cm de terre végétale (figure 1).

Les mesures ont été effectuées sur une alvéole dont l'altitude moyenne est d'environ 256 m, soit 35 m au-dessus de l'altitude moyenne d'une alvéole voisine située plus au nord. L'alvéole étudiée est donc bordée d'une falaise relativement abrupte. Cette alvéole est constituée de déchets sur un maximum d'épaisseur d'environ 38 m, avec sur les bords des pentes de 45°. Elle occupe une superficie de 75 m x 150 m.

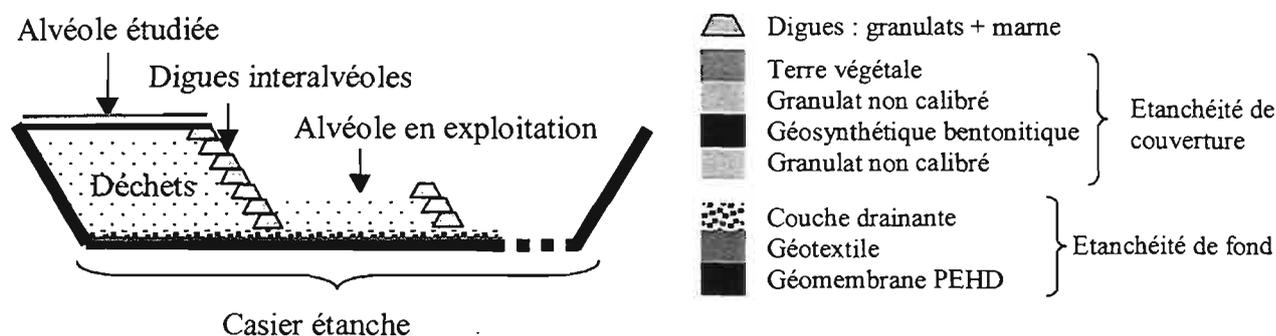


Figure 1 : Schéma du site

## Méthodologie

La résistivité électrique est une propriété physique du sol caractérisant la capacité à ne pas laisser passer le courant. Elle dépend de la granulométrie, de la teneur en eau, de la minéralisation de l'eau et de la teneur en argile (McNeill, 1980). Elle est donc un marqueur des phénomènes recherchés : hétérogénéité de l'humidité dans le massif des déchets. Les méthodes géophysiques qui mesurent la résistivité électrique apparente (ou son inverse la conductivité électrique apparente), intégration volumique de la résistivité électrique, sont donc celles à privilégier dans ce type d'étude.

La démarche géophysique employée a consisté à cartographier l'évolution de la conductivité électrique apparente sur les six premiers mètres avec la méthode électromagnétique slingram (appareil EM31, Geonics) suivant le mode opératoire utilisé afin : i) de constater d'éventuelles anomalies superficielles, ii) de déterminer les lieux de mesures pour des cibles plus profondes.

La méthode électrique a été employée pour décrire des anomalies relativement profondes. Le dispositif de mesure est constitué de deux dipôles, le premier ayant pour rôle d'injecter le courant (les électrodes A et B) et le second recueillant le signal (les électrodes M et N), soit la différence de potentiel produite par l'injection du courant dans le milieu environnant. L'équipement de prospection utilisée est composé d'un résistivimètre Syscal R1+ (Iris Instruments) et d'un dispositif de connexion de trente deux électrodes comprenant un microprocesseur de pilotage des mesures et des multinodes pour les connexions avec les électrodes. Ce type de technique d'acquisition (panneau multi-électrode) permet d'acquérir, après l'installation du dispositif, un grand nombre de mesure correspondant aux combinaisons de quatre électrodes à partir des trente deux disponibles. Plusieurs types de dispositif peuvent être employés lors de la prospection, dont notamment le dipôle-dipôle (pour lequel les quatre électrodes sont alignées avec  $AB=a$ ,  $BM=na$  et  $MN=a$ ), le wenner- $\alpha$  (pour lequel les quatre électrodes sont alignées avec  $AM=MN=NB=a$ ) et le Schlumberger (pour lequel les quatre électrodes sont alignées avec  $MN < AB/5$ ). Dans le cas d'une prospection de sondage électrique, on recherche des informations quantitatives sur la structure du sous-sol sous l'hypothèse d'une structure tabulaire.

Des profils radars doivent permettre d'identifier : i) des réflecteurs, c'est-à-dire des interfaces entre des couches de caractéristique différente (ici ce n'est plus la résistivité électrique qui est prise en compte, mais la permittivité diélectrique, capacité à se polariser), ii) ainsi que des zones globalement moins réfléchissantes car plus absorbantes.

## Interprétation

La carte de conductivité électrique apparente slingram montre que sur l'alvéole étudiée, les terrains superficiels ont une résistivité d'environ  $5 \Omega.m$  (soit des terrains conducteurs en accord avec l'information d'une couche de protection argileuse en bentonite et/ou de la présence des déchets assurément conducteurs sous une couverture superficielle).

La prospection radar sur cette même alvéole met en évidence une vitesse des ondes radar de  $6,9 \text{ cm/ns}$  qui est cohérente avec les valeurs mesurées en slingram (en présence de couches conductrices, le signal radar est fortement atténué). Sur ces profils, seule l'onde directe est visible !

Le sondage électrique Schlumberger positionné au centre de l'alvéole, permet de déterminer un terrain superficiel résistant de 2.1 m d'épaisseur et de résistivité 130  $\Omega.m$  ; il correspond assez bien à l'information connue sur la couverture de l'alvéole, à savoir : terre végétale sur 25 cm, granulats sur 40 cm, géosynthétique bentonitique puis granulats sur 40 cm. Ensuite nous trouvons un terrain de faible résistivité : 4  $\Omega.m$  ; il correspond aux déchets stockés, et corrobore l'information obtenue en slingram. Ce sondage ne permet d'obtenir une information sûre sur l'épaisseur des déchets ainsi que sur la résistivité du substratum : la pente montante n'est pas ajustable par modélisation. Cela veut dire que l'hypothèse de tabularité (modèle 1D constitué d'une succession de couches de résistivité constante, dont les interfaces sont parallèles à la surface de mesure) prise dans l'interprétation d'un sondage électrique, n'est pas vérifiée. L'interprétation du sondage amène à considérer qu'un substratum résistant est présent sous moins de 15 m de déchets. Ce résistant n'est en réalité que l'air présent latéralement au nord de l'alvéole étudiée, au-dessus de celle en exploitation. Une modélisation 2D où a été considéré une structure constituée de trois compartiments verticaux (le premier correspondant à l'encaissant rencontré au sud de résistivité prise à 200  $\Omega.m$ , le second central de 40 m de large correspondant au déchet de résistivité prise à 5  $\Omega.m$ , le troisième correspondant à l'air rencontrée au nord de résistivité infinie) donne la courbe en trait plein qui se superpose aux valeurs mesurées (figure 2) et indique donc la limite d'emploi de la méthode électrique sur cette alvéole.

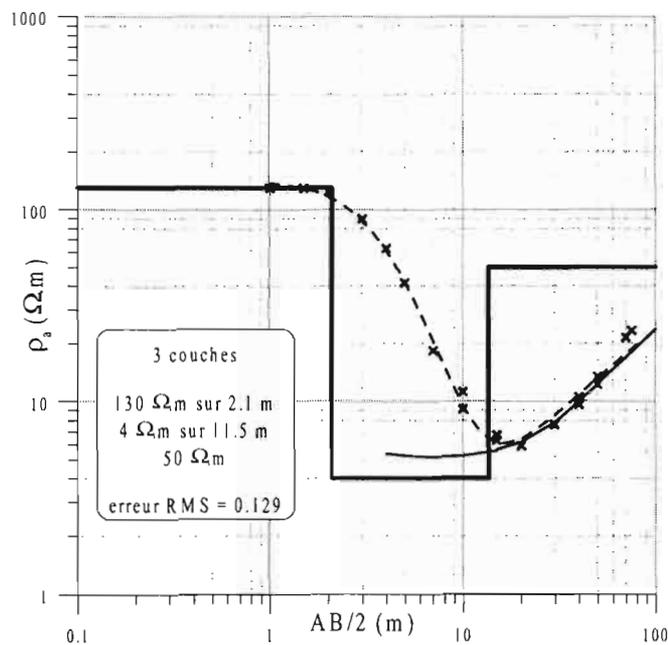


Figure 2 : Sondage électrique Schlumberger

Plusieurs panneaux électriques ont été effectués sur l'alvéole étudiée, ainsi qu'un dans la pente entre cette alvéole et l'alvéole en exploitation. La figure 3 présente les résultats obtenus après inversion des données acquises avec le logiciel Res2dInv (Loke and Barker, 1996), le long de la pente avec un panneau où l'espacement inter-électrodes est de 1 m. La cohérence entre les deux configurations (wenner- $\alpha$  et dipôle-dipôle) est bonne. On remarque des remontées conductrices vers la surface un peu au dessus de chaque replat dans la pente (il y en a trois : un à 256,3 m, un à 254,1 m et un à 250,9 m) cohérent avec des suintements visibles un peu au dessus de chaque replat.

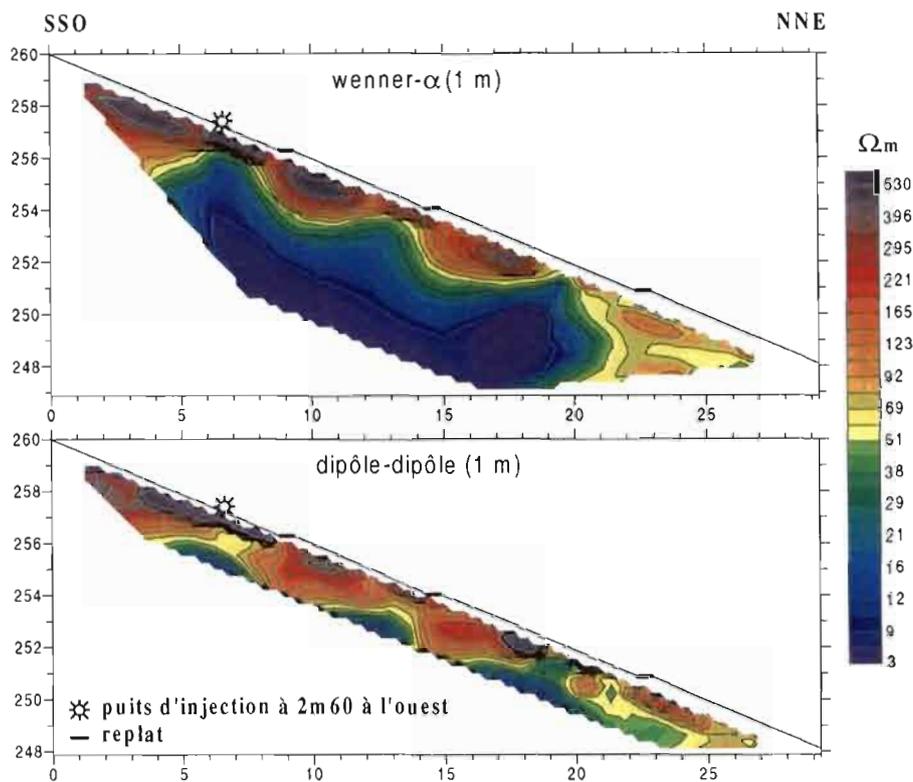


Figure 3 : Panneaux électriques dans la pente entre les deux alvéoles

## Conclusion

La prospection réalisée a démontré la rapidité et la faisabilité des mesures proposées pour évaluer l'état d'humidité du massif de déchets. Néanmoins seule la technique électrique donne des résultats interprétables et utiles. Les résolutions latérales et verticales de l'électromagnétisme slingram ne permettent qu'une information insuffisante sur la structure interne des déchets. Comme les différentes prospections électriques et électromagnétiques slingram l'ont montré, les résistivités des premiers mètres sont faibles. Que ce soit la couche bentonitique donc argileuse ou les déchets qui sont très conducteurs, tout concorde pour défavoriser la pénétration de l'onde électromagnétique émise en prospection radar.

En définitif, on détecte par panneau électrique des anomalies et des variations de résistivité électrique du massif des déchets qui doivent pouvoir être suivies temporellement pour étudier l'évolution de la teneur en eau du massif. Cependant la profondeur d'investigation n'est pas suffisante pour atteindre le fond des alvéoles en raison d'effet de bord c'est-à-dire de la présence à proximité des alvéoles d'une topographie importante.

## Bibliographie

- Loke M.H. and Barker R.D., 1996 - Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 2, 131-152.
- McNeill J.D., 1980 - Electrical conductivity of soil and rocks. *Technical note TN-5*, Geonics Limited, 22 p.

# Apport de la méthode électrique dans l'étude de la variabilité spatiale des couvertures latéritiques et des migmatites-granitoïdes sous-jacentes dans la région d'Ambohidratrimo, centre de Madagascar

**E. Rasolomanana<sup>1</sup>, H. Rakoto<sup>1</sup>, L. Pastor<sup>2</sup>, J. B. Ratsimbazafy<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo, Université d'Antananarivo BP 3843, 102 Antananarivo Madagascar*

<sup>2</sup> *Département de Géophysique Appliquée, Université P. et M. Curie, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France*

**Abstract:** A geophysical survey using direct-current resistivity method was carried out in the region of Ambohidratrimo, twenty kilometers north-west of Antananarivo.

Geophysics was used to study lateritic formations and underlying cristaline rocks consisting in migmatites and granites mainly in order to estimate better the amount of rocks available for industrial usage. A map of the main formations resulting from a geological survey was used to locate eight vertical electrical soundings and seven electrical panel measurements. Combined geophysical and geological data showed that available reserve in hard rocks is still quite significant. Our results can be used easily to update the annual exploitation programme considering the increasing request in granulates and in gravel and their availability in the studied area.

---

## Introduction

Face à une demande de plus en plus croissante en granulats, matière première de base pour la construction de routes et la confection de béton, un exploitant de carrière de matériaux rocheux voudrait connaître l'étendue et la continuité de son gisement, au Nord-Est et au Sud de son front d'exploitation actuel. Malheureusement, mise à part, quelques indices se manifestant en surface soit, sous forme de boules d'altération qui apparemment s'enracinent plus en profondeur soit une partie, supposée, du massif mise à nu par les effets de l'érosion, une épaisse couverture latéritique recouvre l'ensemble de la colline et rend difficile l'estimation des réserves disponibles et donc de permettre une meilleure planification de l'exploitation et une rentabilisation optimale des investissements qu'il a engagés.

C'est dans ce cadre qu'une étude géophysique mettant en œuvre la méthode électrique en courant continu : sondages et panneaux électriques, a été effectuée sur le site pour estimer l'épaisseur moyenne des couvertures latéritiques, ensuite de localiser le toit des roches dures sous-jacentes, principalement des migmatites-granitoïdes puis d'essayer de délimiter la zone rocheuse exploitable et d'en déduire la continuité ou non du massif dans les directions sus-citées. Enfin, les résultats obtenus permettront l'implantation de quelques points de sondages mécaniques pour une meilleure évaluation des réserves.

## Présentation du cadre d'étude

L'étude a eu pour cadre une carrière de migmatites-granitoïdes située à une vingtaine de kilomètres, au Nord-Ouest d'Antananarivo, dans le centre de Madagascar. Le secteur est caractérisé par un fond géologique assez particulier constitué par un ensemble migmatite-granitoïde et granite-migmatitique. Tout autour d'Antananarivo, ces deux types de roches sont étroitement associés et sont relativement très proches l'un de l'autre, tant par la constitution minéralogique que par la structure. De ce fait, la distinction pétrographique entre l'un ou l'autre est bien souvent arbitraire. Au point de vue minéralogique, ils ont les mêmes caractéristiques et leur texture au microscope est identique

A première vue, par l'existence de grosses boules d'altération, et d'après le mode de gisement des matériaux exploités, tout laisse à penser que le gisement serait du granite intrusif d'origine magmatique mais le massif exploité actuellement présente une orientation bien distincte de minéraux noirs et une schistosité bien nette. On en conclut que, les matériaux exploités ne sont, en fait, qu'un ensemble constitué par du migmatite-granitoïde, en plus forte proportion, et du granite-migmatitique.

Au niveau du front de taille, quelques enclaves de migmatites schisteuses de dimension d'ordre métrique, très rarement décamétrique sont observées et se répartissent un peu partout. Les roches altérées recouvrent presque plus de la moitié des roches granitisées, avec des blocs altérés en boules. Comme ce massif est entouré et, souvent même, pénétré par des enclaves de migmatites franches, d'amphibolites et gneiss, ce sont ces derniers qui s'altèrent les premiers constituant ainsi la part importante de la couverture latéritique. Particulièrement, entre les deux carrières (Cf. Carte simplifiée du secteur), elle conserve encore la structure de la roche originelle. Il s'agirait assurément, d'après nos observations, d'une formation gneissique de grande étendue.

## Prospection géophysique

La méthode d'investigation utilisée est l'électrique en courant continu avec les dispositifs Schlumberger (sondage) et multi-électrodes Wenner (panneau électrique), donnant accès à la résistivité électrique des terrains, ce qui a permis de différencier la couverture latéritique (faible résistivité) des roches saines en profondeur (forte résistivité). Elle a pour objectif l'obtention de renseignements suivant la verticale (sondage) ou bien le long d'un profil de plusieurs dizaines de mètres de long (panneaux) et assure une profondeur d'investigation comprise entre 0 et 30 mètres, en ce qui nous concerne.

Le résistivimètre utilisé pour cette campagne de mesures est le SYSCAL R2 d'Iris Instruments avec ses accessoires. Huit sondages électriques Schlumberger et sept panneaux ont été implantés au cours de ce levé (Cf. Carte simplifiée du secteur). La majorité des stations électriques a été implantée entre les deux zones d'exploitation actuelle, là où l'épaisseur moyenne de la couverture latéritique semblait être la plus importante et seuls deux sondages et deux panneaux ont été réalisés au Sud, au sommet de la colline.

## Résultats et interprétation

### *Sondages électriques*

L'interprétation des sondages aboutit à l'établissement de deux modèles comprenant le nombre de terrains rencontrés, la résistivité et l'épaisseur de chaque terrain. On retrouve de haut en bas pour la partie orientale :

- des terrains résistants superficiels de résistivité variable (5000 à 7000  $\Omega\text{m}$ ) et d'épaisseur comprise entre 0 et 1 m constitués essentiellement de latérites avec des petits blocs rocheux de taille centimétrique et décamétrique et/ou déjà d'une partie du massif granitique mise à nu par l'érosion ;
- un horizon peu résistant (800 à 2000  $\Omega\text{m}$ ) et d'épaisseur comprise entre 11 et 28 m, composé de migmatites-granitoïdes moins altérées, combinées à des enclaves gneissiques ;
- comme assise résistante ( $> 4000 \Omega\text{m}$ ) des migmatites-granitoïdes saines.

Au Sud, sur le sommet de la colline, les deux sondages donnent :

- des terrains superficiels peu épais (2 à 5 m) relativement conducteurs (200 à 500  $\Omega\text{m}$ ) correspondant à des terres végétales très étendues ;
- un horizon peu résistant (1500 à 3000  $\Omega\text{m}$ ) épais de 6 m ;

- une assise très résistante (7000  $\Omega\text{m}$ ).

L'interprétation géologique fait intervenir sous le terrain superficiel, d'abord la partie altérée des migmatites-granitoïdes puis la roche granitique saine dont la localisation fait l'objet de l'étude.

### ***Panneaux électriques***

Rappelons qu'il s'agit, dans cette technique, de mettre en évidence les variations latérales de la résistivité et d'en déduire la répartition spatiale des formations géologiques rencontrées, les terres de découverte et les roches granitiques sous-jacentes. Deux exemples de coupes géoélectriques sont présentés dans la suite. Les deux profils sont implantés à proximité des deux fronts d'exploitation, le premier front se trouve approximativement au milieu du site et le second, le plus important, au Sud.

Le premier profil (Cf. Carte simplifiée et Profil PAN1) traverse la limite Est de ce second front. A ce niveau, on observe que le massif granitique plonge sous la couverture latéritique avec une pente de plus de 60°. On retrouve à l'extrémité Sud-Est du profil, l'assise résistante (> 4000  $\Omega\text{m}$ ) qui correspondrait à de la roche saine, de qualité. Elle plonge progressivement vers le Nord-Ouest sur près de 25 m. Des noyaux de roches moins résistantes (2700-3500  $\Omega\text{m}$ ) apparaissent de part et d'autre de SE1, le premier point de sondage électrique, implanté au milieu du profil. Les résultats concordent notablement avec la coupe 1D du sondage SE1 avec une enclave altérée de formation gneissique qui s'étend sur plus de 80 m avec une épaisseur de plus d'une dizaine de mètres.

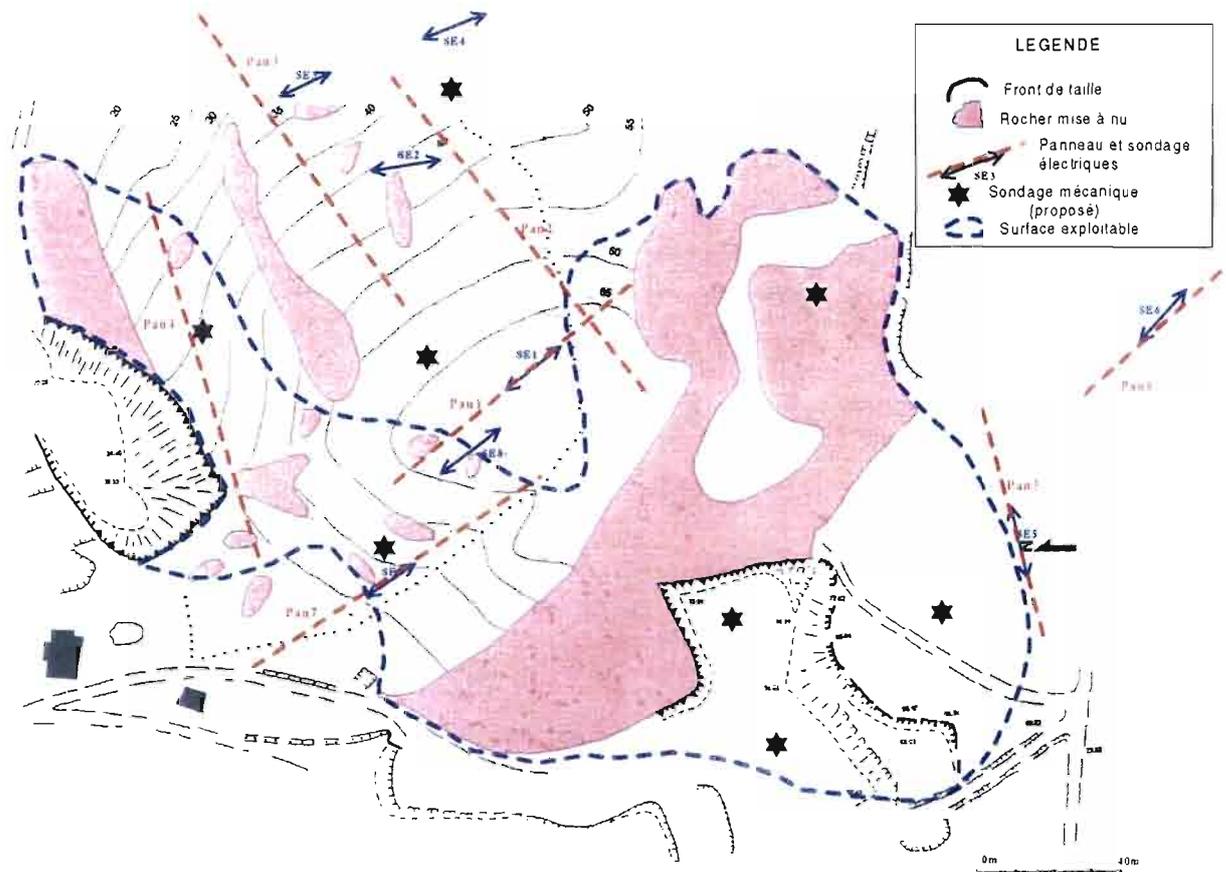
Le deuxième profil (Cf. Carte simplifiée et Profil PAN4) longe, approximativement d'Est en Ouest, le premier front. La couche de recouvrement stérile, très mince, laisse apparaître, par endroits, la roche dure sous-jacente. L'assise résistante est observée pratiquement tout le long du profil. Il affleure sur plus de 35 m de l'extrémité sud-ouest jusqu'au centre du profil (point 60 m du profil). Quoique la profondeur d'investigation soit limitée à 16 m, pour notre cas, on peut espérer dans cette partie nord-est et est du site, au vu de la coupe des roches de qualité en profondeur.

## **Conclusion**

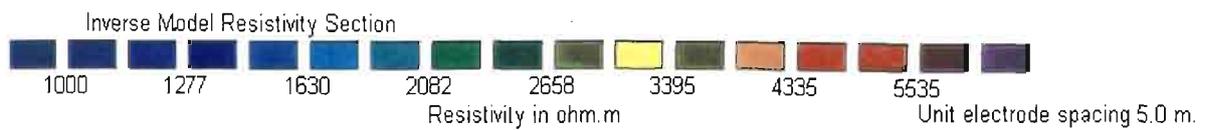
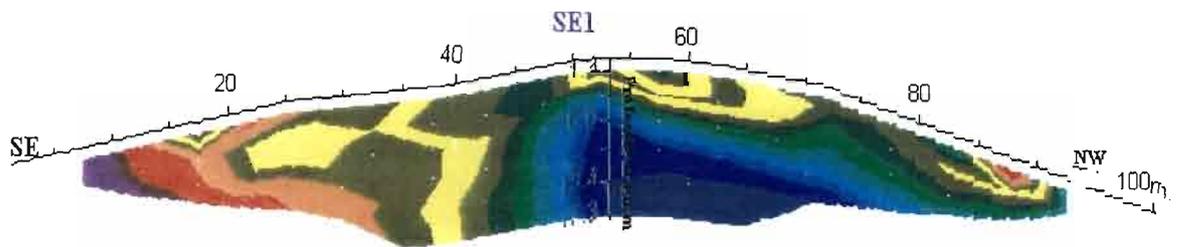
Cette étude montre l'intérêt et l'apport de la prospection électrique dans l'étude de l'organisation spatiale des couvertures latéritiques et des roches peu altérées et saines en profondeur du massif granitique étudié dans cette région d'Ambohidratrimo. Ces formations géologiques observées à moins de 17 m (panneaux) et 30 m (sondages), sont bien différenciées par les dispositifs électriques mis en œuvre. On peut en conclure que, contrairement aux craintes formulées par le carrier sur les réserves encore disponibles en roches de qualité, la zone rocheuse ne s'arrête pas totalement à quelques mètres des fronts de taille actuels. Les sondages et les panneaux électriques ont montré que sous la couverture latéritique, relativement épaisse au milieu, entre les deux fronts et à l'Est; il faut le reconnaître, le gisement reste encore plus important en volume (cf. Carte simplifiée du secteur) qu'on ne le croyait et les réserves avancées vont bien au-delà des 2 millions de tonnes de rocheux. Ces résultats sont confirmés par les coupes des sondages mécaniques exécutés au niveau du deuxième front d'exploitation.

## **Références**

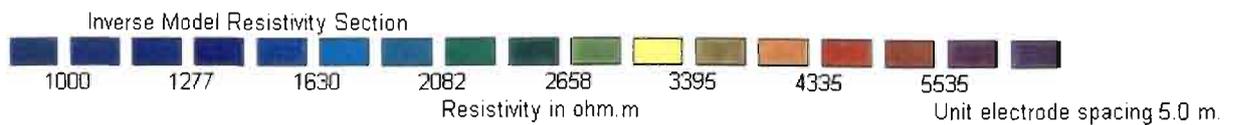
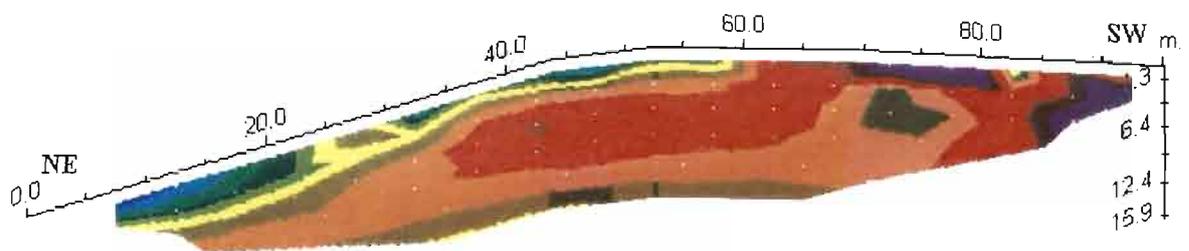
- Bésairie H.; 1970 - Précis de géologie malgache. Document du Bureau Géol. n° 180, Serv. Géol., Antananarivo, Madagascar.
- Dey A., Morrison H. F., 1979 - Resistivity modelling for arbitrary shaped 2-D Structures. Geophysical Prospecting, 27, 106-136.
- Laplaine L., 1952 - Etude géologique des feuilles Miarinarivo et Tananarive, Service géologique Tananarive.
- Loke M. H., 2000 - Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, Advanced Geosciences Inc.
- Parasnis D.S., 1986 - Mining geophysics. Elsevier, Amsterdam.
- Ramanantsoa A., 1990 - Etude structurale par méthode électrique du site d'Abohitrakoho. Rapport de stage de D.E.A., E.E.S. Sciences, Université de Madagascar.
- Ratsimbazafy J.B., 1995 - La géophysique appliquée à l'exploration des faibles et moyennes profondeurs à Madagascar, travaux réalisés de 1947 à 1995. Exemples d'application, Thèse de Doctorat d'état des sciences physiques, Université d'Antananarivo.



PROFIL PAN1



PROFIL PAN4



## Etude géophysique du tracé de la digue du futur barrage de Yakouta au Burkina Faso. Complémentarité des méthodes électriques et radar en milieu dunaire.

A. Nindaoua Savadogo<sup>(1)</sup>, M. Descloitres<sup>(2)</sup>, S. Nakolendousse<sup>(1)</sup>, C. Camerlynck<sup>(3)</sup>,  
P. Bazie<sup>(1)</sup>, Y. Le Troquer<sup>(2)</sup> et Y. Koussoube<sup>(1,2)</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire d'hydrogéologie, Université de Ouagadougou

<sup>2</sup> Unité de Recherche 027 GEOVAST, IRD Ouagadougou

<sup>3</sup> UMR 7619 Sisyphé, Université Pierre et Marie Curie, Paris

**Abstract:** An integrated geophysical survey as been carried out on the future dam site of Yakouta, Burkina Faso. The objectives were to evaluate the ability of multi-electrode 2D imaging and Ground Penetrating Radar (GPR) at 50 MHz to investigate the sand dune where the dam foundations will lean. The results emphasize the complementarity of the two methods : 2D electrical imaging is able to detect the depth to the clays and bedrock, while GPR details the sand stratification as well as the presence of a wet zone inside the dune.

---

### Introduction

Situé dans le Sahel à 300 km de Ouagadougou, l'exutoire de la rivière Gondébo est pressenti pour être le site du barrage de Yakouta. Par cet exutoire transitent les eaux d'un bassin versant de 50 km<sup>2</sup> et ne recevant que 400 mm de pluie annuelle entre juillet et septembre. La rivière vient traverser à Yakouta une dune d'allongement Est-Ouest. Ce site présente un encaissement d'une vingtaine de mètres, exceptionnel pour cette région, qui pourrait permettre la création d'une retenue de plus de 20 millions de m<sup>3</sup>. C'est dire l'importance de l'ouvrage dans son contexte climatique et socio-économique. Il devrait appuyer l'élevage, assurer l'alimentation en eau de la ville de Dori ainsi que l'irrigation de 200 hectares de cultures.

L'objet de cet article est de présenter les résultats préliminaires des prospections géophysiques. Cette étude contribue aussi au débat concernant le dimensionnement des fondations dans ce contexte dunaire où *l'étanchéité du futur ouvrage est le problème majeur*.

### Géologie et méthodes d'étude

Le levé géologique ainsi que les puits et les sondages carottés de reconnaissance montrent que le barrage repose en rive gauche sur un granite et en rive droite sur des micaschistes. Les deux entités sont séparées par une zone de faiblesse faillée et injectée par un filon de quartz que l'on ne voit affleurer qu'au nord-est et au sud-ouest (figure 1). L'ensemble de ces éléments est recouvert par des altérites sur lesquelles reposent les alluvions du cours d'eau et les sables éoliens. Cette géologie laisse

augurer des problèmes d'étanchéité liés aux dunes et aux fractures. Les sables pourraient aussi poser des problèmes de stabilité une fois gorgés d'eau.

Plusieurs méthodes géophysiques ont été déployées :

- un profil électromagnétique MaxMin,
- un trainé électrique Schlumberger (AB = 200 m et MN = 20 m).
- un profil multi-électrodes Wenner à 64 électrodes (écartement inter-électrode de 4 m). Cette technique a été testée pour la première fois dans l'étude d'un site de barrage au Burkina Faso.
- enfin un profil radar à 50 MHz a été mis en œuvre pour évaluer l'épaisseur des dunes, mettre en évidence leur stratification et la présence éventuelle d'une nappe.

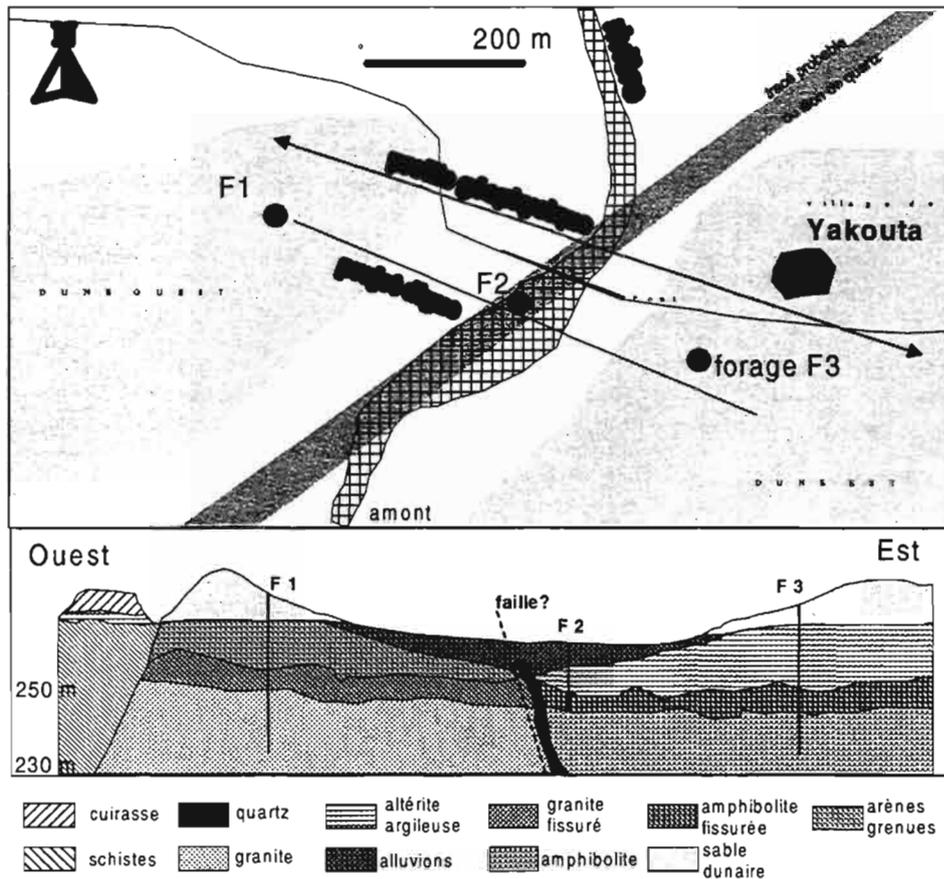


Figure 1. Plan de situation et esquisse géologique du site de Yakouta

## Résultats

### Trainés :

Les profils de résistivité apparente et des composantes en phase et en quadrature (figure 2) présentent trois tendances principales :

- de 0 à 300 m, les courbes sont marquées par un palier de 100 Ohm.m et par une augmentation de la valeur de la composante en phase.
- de 300 à 600 m, la chute de la résistivité apparente caractérise la faille principale séparant les deux unités géologiques. La présence d'un pont en béton avec armatures métalliques entre les stations 300 et 500 m a influencé les mesures MaxMin (composante en phase). Un pic de résistivité dans la zone conductrice pourrait indiquer la présence de filon de quartz, mais les mesures électriques 2D montrent simplement à cet endroit une remontée abrupte du bedrock.
- de 600 jusqu'à 1100 m on observe un deuxième palier de résistivité de l'ordre de 200 ohm.m, correspondant au domaine granitique et aux arènes moins conductrices. Cette zone est également caractérisée par des chutes de la résistivité apparente pouvant correspondre à des failles.

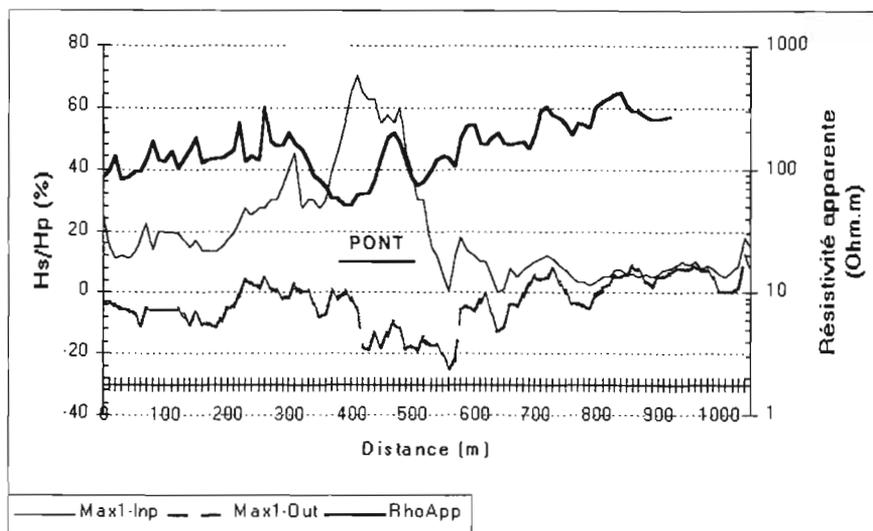


Figure 2 : Profils de résistivité apparente et des composantes en phase et en quadrature.

### Coupe électrique 2D :

La figure 3a présente le résultat du calcul d'inversion par le logiciel RES2DINV. La profondeur d'investigation du dispositif est estimée à 35 - 40 mètres. La gamme des résistivités calculées s'étend de 20 à 1000 ohm.m traduisant une grande variabilité tant latérale que verticale des terrains rencontrés. Cette coupe électrique 2D permet de quantifier les premières informations apportées par les traînés et de confirmer la présence des éléments suivants :

- une formation de sables dunaires (résistivité supérieure à 1500 Ohm.m) probablement assez secs sur les deux versants, reposent sur une frange d'altération conductrice (argileuse ou argilo-sableuse) dont le toit reste relativement horizontal et situé à une altitude égale à celle du fond de la vallée.
- une faille majeure entre 380 et 470 m encadrée par des remontées verticales du socle jusqu'à moins 30 mètres de profondeur. Cette faille marque la limite entre le domaine granitique et le domaine des amphibolites reconnus par les sondages de reconnaissance.
- une remontée du bedrock sur plus de 400 mètres entre 470 et 870. Cette zone correspond au domaine granitique. Les résistivités calculées à l'ouest au sein de l'ensemble dunaire montrent des valeurs très élevées (> 8000 ohm.m) caractéristiques de sables extrêmement pauvres en particules argileuses (la prospection a été faite en saison des pluies et le sable était humide dès 50 cm de profondeur). Si cette interprétation se vérifie, cela rend ce versant probablement particulièrement poreux et par conséquent vulnérable aux infiltrations lors de la mise en charge de l'ouvrage.
- un approfondissement important du toit du bedrock au delà de 870 m avec une extension latérale minimum de 50m : il s'agirait d'une faille assez importante affectant le domaine granitique.

### Radar géologique

La figure 3b représente les résultats d'un profil géophysique radar à 50 MHz réalisé sur la partie ouest du tracé de la digue. Les fréquences 100 et 50 MHz ont été utilisées pour cette prospection. Seuls les résultats à 50 MHz sont présentés ici, car cette fréquence procure une investigation nettement plus profonde (environ 15 à 20 m) que 100 MHz (inférieure à 10 m) tout en conservant suffisamment de résolution. L'image radar montre clairement les éléments suivants :

- le réflecteur majeur est situé entre 7 et 20 mètres de profondeur. Il marque la transition entre les sables et les argiles d'altération. Dans la partie est, il est possible que ce réflecteur coïncide avec la nappe phréatique.
- entre ce réflecteur de base et la surface, on distingue à l'ouest la stratification des dépôts éoliens successifs avec suffisamment de résolution pour en déterminer le pendage relatif vers l'ouest sur cette coupe. Une particularité importante est nettement visible sur cette coupe : le

réflecteur marque une inflexion à 1000 m où on observe une atténuation importante des ondes correspondant sans doute à une zone d'humidité au sein de la dune.

## Conclusions

Cette étude géophysique a permis de préciser la géométrie des terrains en présence, terrains dont la nature a été identifiée par les premiers sondages de reconnaissance. La complémentarité des techniques utilisées permet de retenir les éléments principaux suivants :

- la prospection électrique et électromagnétique en traîné permet une implantation optimale des mesures électriques 2D.

- la coupe électrique 2D confirme et précise la présence d'une faille majeure repérée par les traînés et sur les photographies aériennes. Elle permet aussi de quantifier la profondeur du bedrock et par conséquent apporte un élément important pour le dimensionnement des éventuelles parois moulées qui seraient mises en place. Elle ne permet pas en revanche de repérer la présence du filon de quartz car celui-ci est probablement très fracturé et ne présenterait pas de contraste électrique suffisant par rapport à son encaissant. Ce filon est cependant un élément extrêmement important pour la construction de l'ouvrage. Son repérage ne pourra être fait qu'en sondage mécanique.

- le radar à 50 MHz permet une reconnaissance fine des dépôts sableux. Cet outil, inefficace dans la zone du bas fond en raison de la présence des terrains argileux, se révèle en revanche beaucoup plus précis que la prospection électrique 2D pour caractériser les dépôts éoliens et la présence probable de zones humides ou saturées au sein de la dune.

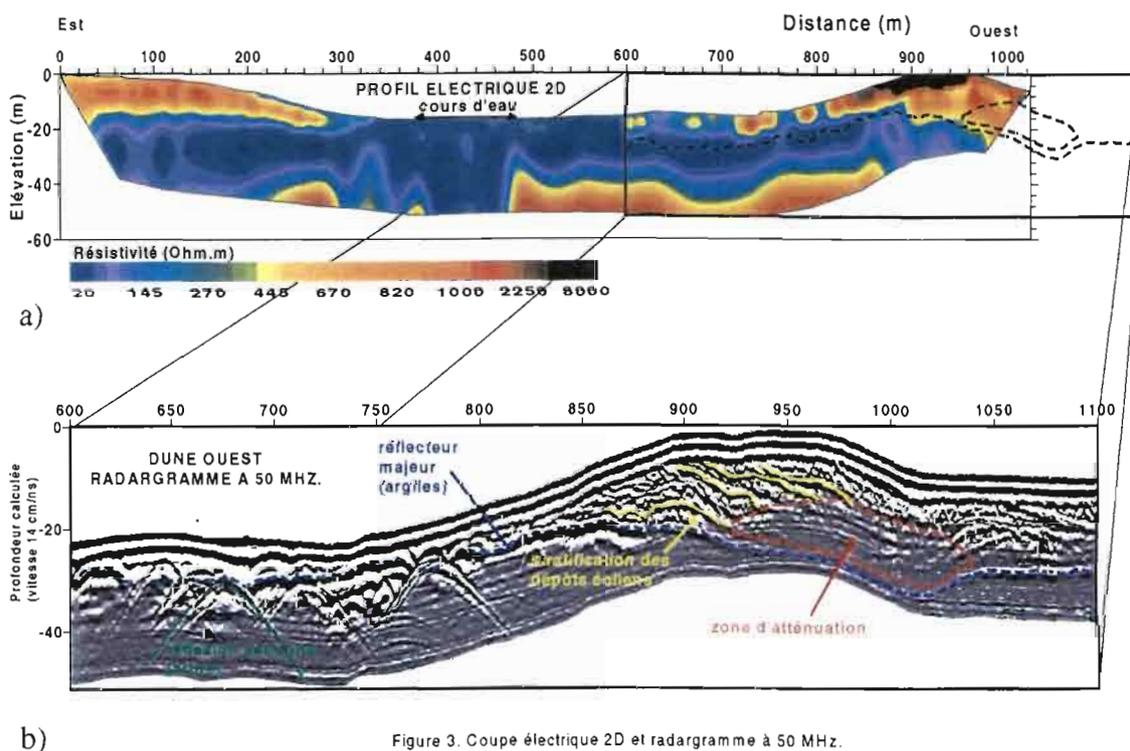
Enfin, il est important de noter que ces méthodes géophysiques, particulièrement la prospection électrique 2D et le radar géologique à 50 MHz, pourront être des techniques d'auscultation de la dune une fois le barrage mis en eau.

## Références

Hottin O. et Ouedraogo O. F., 1975 - Carte géologique à 1/1.000.000 de la République de Haute-Volta. Direction de la Géologie et des Mines, Ouagadougou, 58 p.

Barker R. D., 1995 - Recent applications of electrical imaging surveys in United Kingdom. Proceedings of the 4th Workshop, "High resolution Geoelectrics", University of Leipzig, pp. 1-15.

Savado A. Nindaoua, Nakolemdousse S. et Diallo S., 1997 - Etude comparée de l'apport des méthodes électromagnétiques dans l'implantation des forages à gros débits dans les régions de socle cristallin du Burkina Faso. *Journal of African Earth Science*, Volume 24, No 1/2, pp. 169-181.



# Utilisation de la méthode électrique multiélectrode pour le suivi spatial et temporel du profil hydrique du sol. Une application en Beauce sous culture de maïs irriguée.

**D. Michot<sup>1</sup>, Y. Benderitter<sup>2</sup>, A. Dorigny<sup>1</sup>, D. King<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> INRA Orléans, Unité de Science du Sol BP 20619, 45166 Olivet cedex, France.

<sup>2</sup> CNRS (UMR 7619), C R G Garchy, 58150 Pouilly-sur-Loire, France.

**Abstract:** Soil electrical resistivity decreases with water saturation. During irrigation of a soil of Beauce with a corn crop cover, a non destructive multi-electrode 2D electrical method, spatially integrative, was tested jointly with TDR measurements (Time Domain of Reflectometry) of water content to realise a study of soil water flow with time. These results confirm the interest of electrical tomography in pedology and agronomy. This non destructive method allows a spatial integration. It facilitates the delineation of the soil horizons in 2D and monitoring of the soil hydraulic behaviour. The root zone soil pockets dried as a result of corn plant water uptake, the progress of the wetting front with preferential flow direction and the superficial horizon drainage are well identified. This method reveals also soil structural features resulting from cultural practices and passage of agricultural machinery.

---

## Introduction

L'objectif de cette étude est de vérifier la capacité de la méthode multiélectrode à suivre l'infiltration de l'eau dans le sol sous une culture de maïs irriguée et à observer les volumes de sol asséchés par les prélèvements en eau des plantes.

## Description du domaine d'étude

L'étude se situe au sud-ouest de Paris, en Beauce, sur la commune de Villamblain. Le relief monotone est faiblement ondulé avec des pentes n'excédant pas 2%. L'altitude varie entre 121m et 125 m. La couverture pédologique argilo-limoneuse, d'épaisseur variable (0,3 m à 1,2 m), recouvre le soubassement géologique des Calcaires de Beauce.

Une culture de maïs, soumise à une irrigation généralisée, couvre la parcelle d'étude. L'expérimentation est localisée sur un CALCISOL argilo-limoneux, développé dans un calcaire beige cryoturbé. Une fosse pédologique, creusée à proximité du dispositif expérimental permet d'observer et de décrire la succession des horizons pédologiques caractéristiques (Fig. 1). L'étude du profil racinaire du maïs montre que la densité des racines est maximale dans l'horizon labouré entre 0,1 m et 0,3 m de profondeur. Au delà, la fréquence de présence des racines diminue avec l'augmentation de la profondeur.

## Protocole expérimental

Un suivi temporel de la résistivité électrique, de la teneur en eau et de la température d'un profil de sol est réalisé sur une période de 10 jours, du 30 août au 8 septembre 2000. Lors de l'irrigation, au moyen d'un système d'aspersion à rampe rotative, un suivi temporel de la résistivité électrique du sol est effectué à l'aide de panneaux électriques multiélectrodes en configuration dipôle-dipôle (Barker et Moore, 1998 ; Michot *et al.*, 2001). Le pas de temps d'acquisition des panneaux électriques est de une heure. Le dispositif de mesure électrique est constitué de 32 électrodes alignées à la surface du sol (Fig. 1) et recoupe perpendiculairement 8 rangs de maïs distants d'environ 0,8 m. La séquence de mesure est pilotée par un résistivimètre SYSCAL R1 (Iris Instrument). Les pseudosections de résistivité apparente sont inversées au moyen du programme RES2DINV (Loke *et al.*, 1996). Simultanément, quatre profils hydriques et un profil thermique sont suivis dans le temps. Les mesures hydriques ont été réalisées toutes les 15 minutes du 30/08/00 au 01/09/00, toutes les 30 minutes du 02/09/00 au 03/09/00, puis avec une périodicité de 2 heures jusqu'à la fin de l'expérimentation. Le pas de temps d'acquisition du profil thermique initialement de 30 minutes les 24 premières heures de suivi a été réduit à une heure pour la suite de l'expérimentation. En surface un pluviographe enregistre en continu la quantité d'eau apportée et la durée de l'irrigation par aspersion. Un modèle numérique d'altitude (MNA) de la microparcelle expérimentale, centré sur le dispositif multi-électrodes, est réalisé au moyen d'un système GPS en mode différentiel. L'incertitude sur les mesures d'altitude est inférieure à 1 cm.

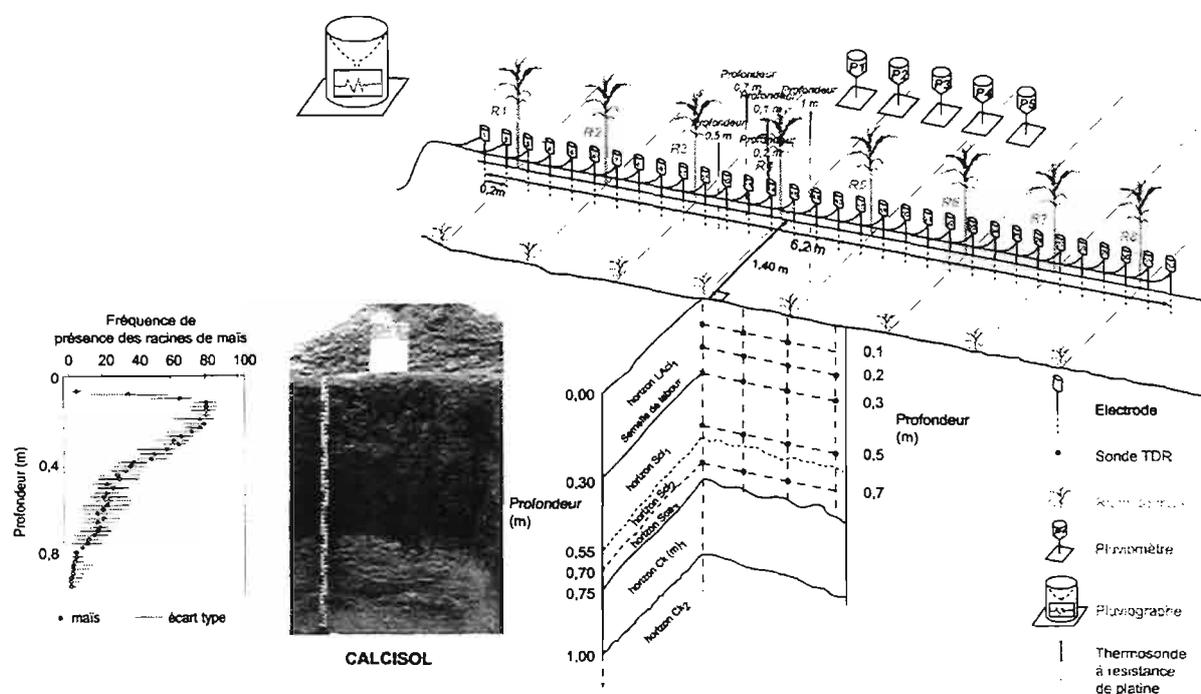


Figure 1 : Dispositif expérimental.

## Résultats et discussion

Le suivi temporel des flux hydriques par sondes TDR et par panneaux électriques s'est déroulé pendant 10 jours. L'irrigation a apporté 25 mm d'eau par aspersion sur le dispositif expérimental entre 18 h et 20 h. Le premier septembre, 5 mm d'eau supplémentaire ont été apportés par des précipitations naturelles. Les profils hydriques, mesurés pendant la période de suivi sous les rangs de maïs ou dans les inter-rangs, présentent des comportements différents et bien contrastés (Fig. 2).

Les sections de résistivité vraie, mesurées avant irrigation, différencient les principaux horizons pédologiques du sol (Fig. 3). L'horizon labouré LAc1 présente de nombreuses structures résistantes correspondant aux volumes de sol desséchés par les prélèvements en eau des plants de maïs (Michot *et al.*, 2001). Ces anomalies sont obliques et sont liées à l'orientation du labour. L'horizon structural

médian  $Sc_i$  est caractérisé par la plus faible résistivité. L'horizon  $Ck(m)$ , résistant, constitué de calcaire beige cryoturbé, apparaît au delà de 0,70 m.

Le suivi dans le temps des écoulements hydriques au sein du profil pédologique est facilité par l'étude des variations relatives des sections de résistivité électrique vraie (Fig. 4). Toute diminution de la résistivité électrique du sol peut s'interpréter par une augmentation de son humidité et vice versa. En l'absence de modification de l'état hydrique du sol, les mesures de résistivité électrique sont bien répétables et reproductibles. Pendant la phase d'humectation après l'application de 25 mm d'eau par aspersion, la saturation graduelle de l'horizon labouré  $LAc_i$  par infiltration explique la diminution de résistivité du sol. Une infiltration sélective de l'eau sous les pieds de maïs est observée. Les anomalies verticales de résistivité électrique négative observées sous les rangs de maïs correspondent aux directions d'écoulements préférentiels de l'eau. Localement, les parties supérieures de l'horizon  $Sc_i$  présentent des résistivités inférieures à 20  $\Omega.m$ , avec une diminution de la résistivité de 20 % à 70 % par rapport à l'état initial du sol. L'eau de percolation a atteint la partie supérieure de l'horizon  $Sc_i$ , où elle s'accumule dans les pores du sol. Deux structures verticales, respectivement situées entre deux rangs de maïs, apparaissent caractérisées par une résistivité électrique constante dans le temps ou légèrement plus élevée. Ces domaines sont séparés d'une distance de 1,6 à 1,8 m, correspondant à l'espace séparant les roues d'un tracteur agricole. Ces domaines du sol ont été probablement compactés par le passage d'une machine agricole avant le semis du maïs car les traces de roues correspondant à ces zones compactées n'apparaissent pas dans la microtopographie du sol.

Durant la phase de dessiccation du sol, après la période de drainage, les poches de sol caractérisées par une résistivité électrique élevée réapparaissent sous les pieds de maïs dans l'horizon  $LAc_i$ . La taille des structures associées aux variations positives de la résistivité électrique augmente avec le temps. L'augmentation de la résistivité électrique s'observe progressivement dans l'horizon  $LAc_i$ , puis s'étend progressivement plus en profondeur.

A ce stade de développement du maïs, les parties actives du sol concernant l'infiltration et l'assèchement du sol sont localisées principalement sous les rangs de maïs. Les plants de maïs jouent un rôle majeur dans la redistribution de l'eau en surface avant son infiltration.

## Conclusion

Ces résultats confirment l'intérêt en pédologie et en agronomie de la méthode électrique multiélectrode. Cette méthode, non destructive et intégrante spatialement, facilite la délimitation des horizons pédologiques de sols en 2D (éventuellement en 3D) et révèle les caractéristiques structurales des horizons résultant des pratiques culturales et l'effet du tassement par le passage des engins agricoles sur le sol. Elle permet de suivre le fonctionnement hydrique du sol. Des sections de teneur en eau instantanées peuvent être effectuées avec une grande précision. L'évapotranspiration et le dessèchement du sol par les prélèvements racinaires en eau du maïs, mais aussi la progression du front d'infiltration, la délimitation des zones d'écoulements préférentiels et le drainage superficiel du sol sont bien identifiés, localisés dans l'espace, et leur évolution suivie dans le temps. Ces résultats traduisent également l'hétérogénéité de la teneur en eau des sols agricoles sous culture irriguée, et la grande difficulté d'obtenir avec les capteurs traditionnels une mesure représentative de l'importante variabilité spatiale de cette teneur en eau.

## Références

- Barker R., Moore J., 1998 - The application of time lapse electrical tomography in ground water studies, *The Leading Edge*, 17, pp. 1454-1458.
- Loke M.H., Barker R.D., 1996 - Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method, *Geophy. Prosp.*, 44, pp. 131-152.
- Michot D., Dorigny A., Benderitter Y. 2001 - Mise en évidence par résistivité électrique des écoulements préférentiels et de l'assèchement par le maïs d'un Calcisol de Beauce irrigué. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, Série II a, pp. 29-36.



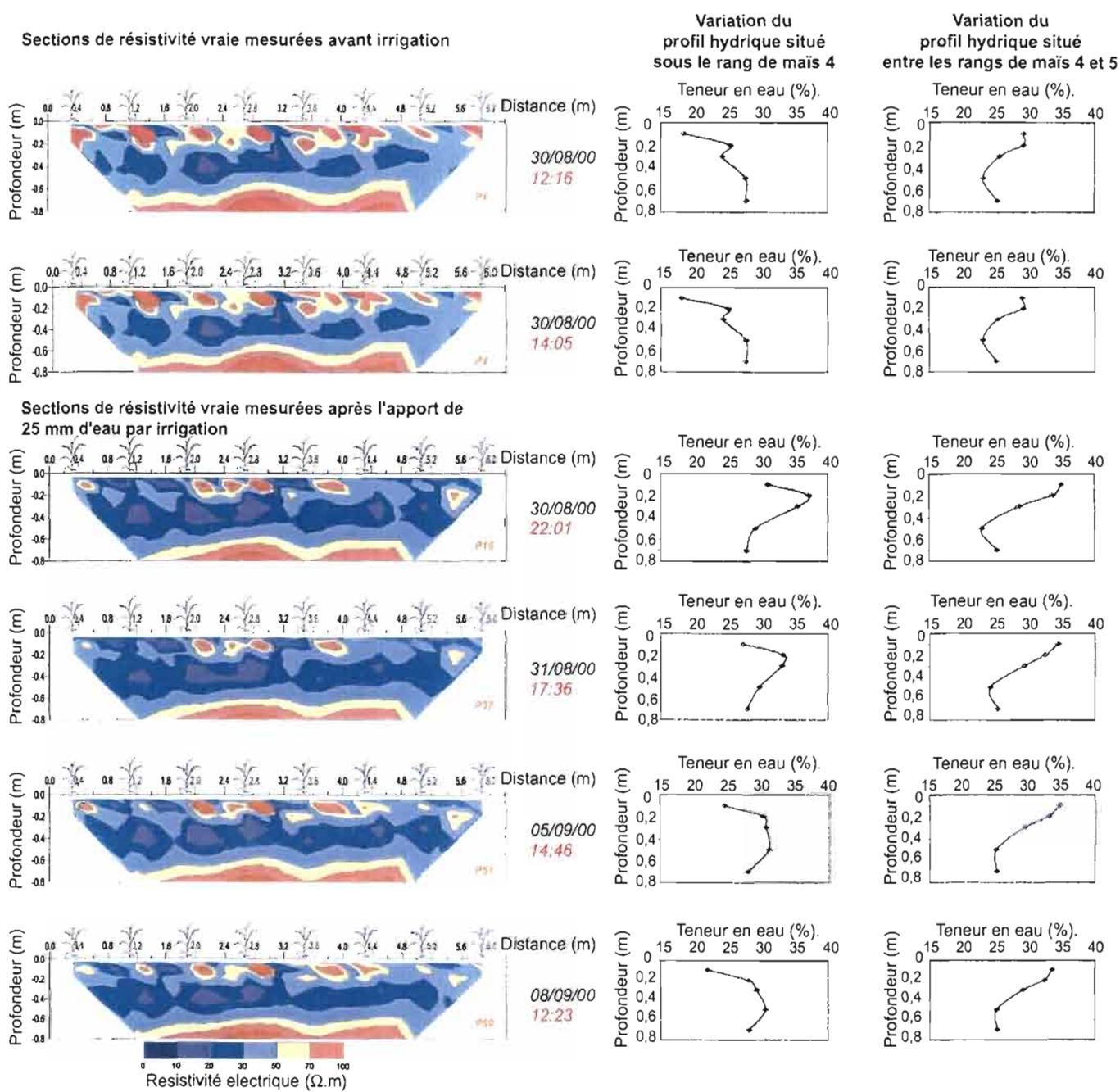


Figure 3 : Suivi dans le temps des profils hydriques caractéristiques et des sections de résistivité électrique vraie mesurés avant et pendant la phase d'infiltration puis pendant la période de dessiccation de sol.



## Apport de la méthode Slingram à l'étude du glissement-coulée de Super Sauze (Alpes de Haute-Provence, France)

**Myriam Schmutz<sup>1</sup>, Roger Guérin<sup>1</sup>, Pierre Andrieux<sup>1</sup>, Olivier Maquaire<sup>2</sup>**

<sup>1)</sup> Département de Géophysique Appliquée, UMR 7619 Sisyphé, Université Pierre et Marie Curie, case courrier 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05

<sup>2)</sup> Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques (CEREG), EP 2037 CNRS, ULP, ENGEES, 3 rue de l'Argonne, 67083 Strasbourg Cedex

**Abstract:** In the Barcelonnette basin, in the Southern French Alps, the Super Sauze earthflow occurs in a torrential basin. The hazard associated to that part of the earthflow easily evolves into torrential lava. That's why it is necessary to determine the extension of the most hazardous zones. These are directly related to water content near the surface, as it has been shown in many instances. This is the reason why resistivity has been measured. The aim of this paper is to show that the Slingram method is efficient in defining the lateral extension of the wet zones. The EM31 (Geonics Ltd.) system has been operated on a 150\*100 m<sup>2</sup> surface. The main results of this study are: (i) the necessity for the geomorphologist of differentiating and classifying his surface observations relative to their extension at depths, (ii) the detection of hidden crests and "conductive" axis at depths, and (iii) the existence of a widespread "conductive" zone without crests and probably with a higher content of water, where the highest displacement velocities have been measured.

---

### Contexte de l'étude

Les glissements, de type complexe, évoluant en coulées sont fréquents dans les "Terres-Noires" des Préalpes françaises. Dans le bassin de Barcelonnette, ils sont localisés sur des versants soumis à une intense érosion (Flageollet *et al.*, 2000). Ils possèdent une morphologie caractéristique : les blocs et les panneaux se détachent de la couronne de manière rétrogressive, par des ruptures planes, s'accumulent en se disloquant dans une ou plusieurs ravines et forment, après leur déstructuration progressive, une coulée de débris hétérogènes. Cette coulée peut être divisée en plusieurs secteurs plus ou moins saturés en eau. Les plus saturés constituent un risque sérieux d'évoluer en lave torrentielle. C'est pourquoi il est important de connaître leur extension. Du fait de l'hétérogénéité du site, des mesures ponctuelles ne suffisent pas et les méthodes géophysiques qui permettent d'obtenir une information spatiale dense sont employées. Les mesures de résistivité sont particulièrement utiles, car la variation de la résistivité en surface provient notamment de la variation de la teneur en eau. Ce sont donc les méthodes géophysiques ayant pour cible la mesure de la résistivité qui sont employées pour définir l'extension verticale des zones susceptibles d'évoluer en laves torrentielles (méthode électrique à courant continu et TDEM), et l'extension latérale par prospection Slingram.

L'objet de cet article est de présenter les résultats Slingram obtenus sur le glissement-coulée de Super Sauze qui montrent l'adéquation de la méthode pour déterminer l'extension latérale des différents secteurs de la coulée.

## Méthode Slingram : Appareillage et mise en oeuvre

C'est une méthode électromagnétique désormais couramment utilisée pour la cartographie des variations latérales de conductivité électrique du sol. L'appareil utilisé est l'EM31 (Geonics Ltd.) qui a une distance inter-bobines fixe de 3,66 m. Cet instrument affiche directement la conductivité apparente (mS/m) calculée à partir de la partie imaginaire de la composante verticale du champ magnétique mesurée en prenant en compte l'épaisseur d'air de 80 cm liées à son emploi à hauteur de la hanche de l'opérateur. Le mode utilisé est celui du dipôle magnétique vertical où les deux bobines émettrice et réceptrice sont horizontales coplanaires. Dans ce cas, la profondeur d'investigation maximale est approximativement de l'ordre de 1.5 fois l'écartement inter-bobines soit environ 6 m. Néanmoins, la réponse de ce dispositif ne provient pas exclusivement de cette profondeur : elle intègre l'ensemble des formations depuis la surface et la densité maximale du courant circulant dans le sol par induction est située entre 1,2 et 1,5 m de profondeur.

La prospection a été réalisée sur une zone d'environ 150 m de large et 100 m de long. Les points de mesures ont été acquis le long de lignes parallèles espacées de 10 m, transversales à la coulée. Le long de ces profils, les points de mesure ont été acquis tous les 5 pas (approximativement 5 m) pour conserver l'avantage de la rapidité de la mise en oeuvre.

## Résultats

La carte établie à partir des valeurs mesurées de la conductivité apparente est représentée sur la figure 1 ; elle est associée à quatre types d'informations complémentaires, commentés et discutés ci-dessous :

**a) Résultats géophysiques** (fig. 1a) : la carte représentée est d'une grande cohérence et riche d'informations permettant de caractériser la partie superficielle de la coulée, vraisemblablement essentiellement entre 0 et 2 m.

- Deux valeurs très singulières seulement, notées V1 et V2, n'altèrent en rien la lisibilité de la carte ; elles ont été conservées et présentées avec un souci méthodologique ; une nouvelle visite sur la coulée permettrait peut-être d'attribuer cette singularité au terrain lui-même, à l'appareillage ou à l'opérateur ;
- Trois zones principales sont clairement identifiées, parallèles à la direction de glissement de la coulée. Deux zones résistantes (1 et 3) de conductivité apparente généralement inférieure à 40 mS/m « bordent la coulée » ; la zone Ouest est relativement étroite (25 à 30 m) ; la zone Est est plus développée, et atteint 75 m à l'amont ; à l'aval de celle-ci, un axe plus conducteur apparaît (3'). Une zone conductrice ( $\sigma_a > 40$  mS/m) s'allonge, décalée vers l'Ouest par rapport à l'axe de la coulée ;
- Au sein de chacune de ces zones, des axes plus résistants et plus conducteurs se dessinent avec une certaine continuité ; il est possible de les rapprocher des éléments du relief observés sur le terrain.

**b) Ravines et échines observées en surface (fig. 1b) :**

- Deux échines (E1 et E2) sont clairement visibles à l'Ouest sur des longueurs de près de 50 m ; elles sont bien superposées à deux axes résistants de la carte précédente, aux erreurs de positionnement près des points de mesures, implantés « au pas » (cf.ci-dessus) ;
- Deux points d'échines affleurant au Sud (E3 et E4) coïncident avec des portions d'axes résistants ; les échines semblent se prolonger vers l'aval à 1, 2 ou 3 m au-dessous de la surface, le long des axes de conductivité apparente minimale, ce que confirment les sondages géotechniques et les photographies numériques anté-glissement ;
- Quatre ravines profondes (R1 à R4) sont cartographiées. Les deux premières coïncident relativement bien avec deux axes de la zone conductrice précédente. Pour les deux autres, la

coïncidence est plus difficile à établir, sauf à l'aval de la ravine R4 ; le fait que les ravines R3 et R4 semblent traverser les axes résistants (au Nord pour R3 et au Sud pour R4) pose problème et mériterait un examen complémentaire ;

- En revanche, les ravines peu profondes (10 à 50 cm : r5 à r7) à écoulement saisonnier n'ont pratiquement pas d'expression sur la carte de la conductivité apparente.

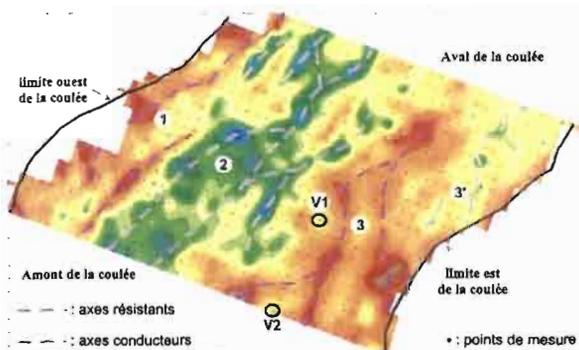


figure 1a : résultat géophysique

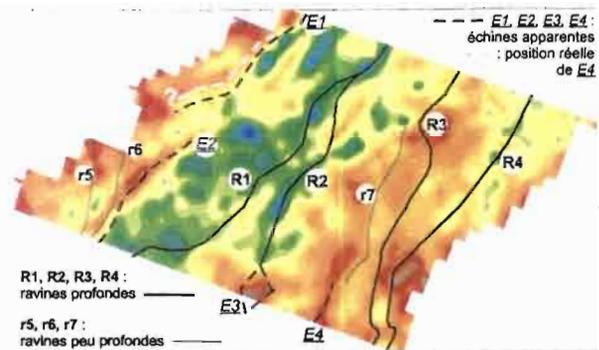


figure 1b : ravines et échinés observés en surface

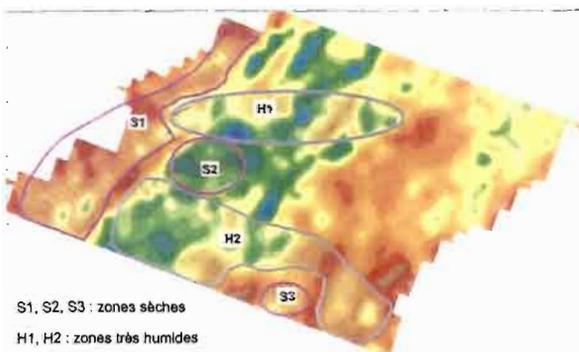
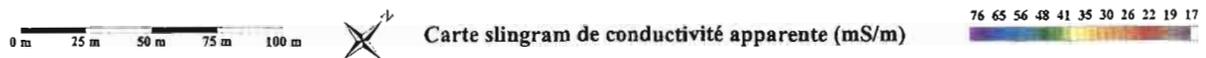


figure 1c : état de surface

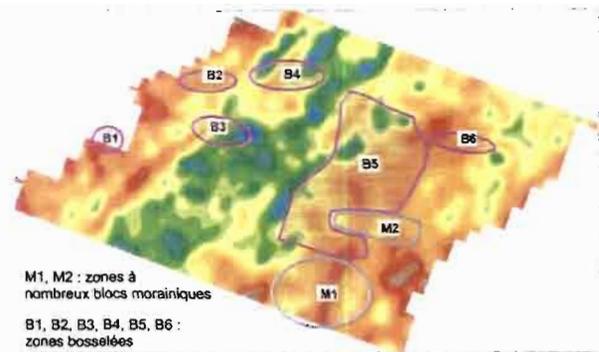


figure 1d : éléments morphologiques

Figure 1 : Cartes slingram de conductivité apparente (mS/m)

c) *Etat de surface et éléments de morphologie* (fig. 1c et 1d) : Y-a-t-il une bonne corrélation entre ces observations de surface et les valeurs de la conductivité apparente supposée caractériser la subsurface sur les deux premiers mètres ?

- Le seul problème apparent concernant les zones humides est celui de la zone H2, qui traverse à l'Est un axe résistant ; cette intersection mériterait un nouvel examen sur le terrain ; de plus, l'électromagnétisme oblige à différencier la partie Ouest de H2 (très conductrice) de sa partie Est qui l'est beaucoup moins ;
- Le seul problème apparent concernant les zones sèches est celui de la zone S2 située au sein de la zone conductrice : à examiner sur le terrain ;
- Les éléments géomorphologiques répertoriés (zones bosselées et à blocs morainiques), sont distribués de manière relativement aléatoire sur la carte de conductivité ; on peut en conclure, et c'est très satisfaisant, que les mesures électromagnétiques ne sont pas perturbées par les effets de surface.

## Conclusion

L'application de la méthode Slingram à faibles profondeurs (environ 1,5 m) au glissement-coulée de Super Sauze confirme l'intérêt majeur d'une cartographie géophysique systématique réalisée avec un pas d'échantillonnage spatial fin (environ 5 m). Ses apports ont été les suivants, présentés selon un ordre croissant de généralité :

- elle conduit la géomorphologie à mieux préciser et différencier les observations de surface, notamment en ce qui concerne leur extension probable en profondeur ;
- elle permet de découvrir des traits structuraux majeurs, inaccessibles à la seule observation de surface ; notamment le prolongement vers l'aval des échines situées à l'Est de la coulée, l'absence d'échines ou l'existence d'axes plus conducteurs dans la zone dite conductrice ;
- elle permet de définir des zones de comportements relativement homogènes d'une part, et éventuellement des plages de comportement extrême ; cette information permet d'optimiser l'implantation des forages ou de tranchées de contrôle, et d'interpoler et d'extrapoler les résultats quantitatifs obtenus à partir de ces points d'investigation ponctuelles.

Très concrètement pour le glissement-coulée de Super Sauze, on comprend mieux pourquoi les vitesses de déplacement maximales de 15 m/an (Weber, 2001) ont été mesurées dans la zone conductrice (fig. 1a, zone 2), puisqu'il n'y a pas d'échines et que les teneurs en eau sont vraisemblablement maximales.

***Remerciements** : Cette recherche a été financée en partie par le CNRS dans le cadre du Programme National sur les Risques Naturels. Nos remerciements vont à Delphine Vergniaud pour l'acquisition des données.*

## Bibliographie

- Flageollet J.C., Malet J.P., Maquaire O., 2000 - The 3-D structure of the Super Sauze earthflow : a first stage toward modelling its behaviour, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B*, n°25, vol. 9, p. 785-791.
- Weber D., 2001 - Contribution de la géomorphologie à la connaissance des mouvements de terrain dans les « Terres Noires » alpines : les glissement-coulée de Super Sauze (Alpes de Haute-Provence), Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg I, 311 p.

## Contribution à l'étude de l'urbanisme du Proche-Orient antique : le cas de Doura-Europos (Syrie)

**Christophe Benech**

*Université Pierre et Marie Curie, UMR 7619 « Sisyphé », Département de géophysique appliquée, case 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05.*

**Abstract:** This paper presents the results of magnetic survey on the antic site of Doura-Europos (Syrie). The using of geophysical methods represents a interesting opportunity for the study of antic urbanism. In the first part, we present the parameters the main parameters which have to be studied for this research. Then we will discuss about the specific case of Doura-Europos and present the results of the first campaign.

---

### Introduction

Si beaucoup de cités fondées par les successeurs d'Alexandre le Grand sont demeurées célèbres, rares sont les plans d'urbanisme connus pour cette époque dans le Proche-Orient. L'étude de l'urbanisme repose en effet sur la connaissance la plus complète possible de l'organisation interne de la cité. Les fouilles extensives ne sont plus pratiquées aujourd'hui, pour des raisons déontologiques de conservation des vestiges et de coût des missions archéologiques. Les grandes fouilles du début du XX<sup>e</sup> siècle (Milet, Priène, Olynthe, Délos, Doura-Europos<sup>1</sup>...) sont devenues des sites de référence pour l'étude de l'urbanisme. Excepté Doura-Europos, tous ces sites de grandes dimensions sont situés en Turquie de l'Ouest ou en Grèce et leur fondation est antérieure au IV<sup>e</sup> siècle av. J.C.<sup>2</sup>. Doura-Europos constitue un des exemples les plus significatifs pour l'application du modèle hippodamien au Proche-Orient à l'époque hellénistique. Ce dernier illustre la rencontre d'une conception grecque de l'urbanisme avec les traditions orientales.

Les méthodes géophysiques peuvent permettre aujourd'hui de relancer les problématiques de recherche liées à l'étude de l'urbanisme. Grâce à la méthode magnétique en particulier, il est possible aujourd'hui de prospecter de grandes surfaces dans un délai de temps relativement court par rapport à la durée d'une fouille.

---

<sup>1</sup> Pour une synthèse générale sur l'urbanisme des grandes cités hellénistiques voir Martin, R. : *L'Urbanisme dans la Grèce antique*, 2<sup>e</sup> édition, Paris, 349-XXXII p, 1974.

<sup>2</sup> Le plan de lotissement de ces villes correspond au modèle théorisé par Hippodamos de Milet (début IV<sup>e</sup> av. J.C.) et que l'on désigne couramment par l'expression de « plan hippodamien ».

## Données sur l'urbanisme

### *Le modèle hippodamien*

Originaire d'Asie Mineure, le modèle hippodamien fut appliqué dans toutes les fondations postérieures aux conquêtes d'Alexandre le Grand<sup>3</sup>. Il repose sur la division en damier régulier de l'espace urbain où le module de division est l'îlot d'habitation, « élément premier et actif » de l'urbanisme hellénistique<sup>4</sup>, et où le système de rues est orthogonal. Cet espace est délimité par un rempart dont le tracé s'adapte aux limites naturelles du terrain. Le plan hippodamien est plutôt adapté aux terrains plats ou avec un faible dénivelé mais il fut aussi mis en œuvre sur des terrains plus accidentés par l'aménagement de terrasses (Pergame et Priène en Asie Mineure, Séleucie-Zeugma sur la vallée de l'Euphrate). L'organisation à l'intérieur de l'îlot répond à une division préétablie des unités d'habitation, variable suivant les cités. L'urbanisme hellénistique ne revêt pas un aspect particulièrement monumental (exception faite de Pergame) : les bâtiments publics s'intègrent dans la division régulière de l'espace urbain, occupant éventuellement plusieurs modules d'îlots. La même remarque peut être faite pour le réseau des rues, dépourvu de voie monumentale, à l'opposé du système romain où le *cardo* et le *decumanus* divisent de manière symétrique la cité.

Mais les concepts théoriques sont nuancés par la réalité du terrain, les influences locales et l'histoire économique et politique de la cité ; le modèle hippodamien a été appliqué dans le Proche-Orient antique avec de nombreuses variantes.

### *Le réseau des rues*

Comme nous l'avons mentionné plus haut, la rue n'est pas « l'élément premier » de l'urbanisme hellénistique et revêt un caractère purement fonctionnel, exempt de toute décoration architecturale<sup>5</sup>. Les exemples pour lesquels nous disposons de suffisamment d'information montrent cependant une certaine hiérarchisation des rues, pour des raisons fonctionnelles (accès aux portes de la ville), mais simplement basée sur leur largeur. Apamée de l'Euphrate, par exemple, possède quatre axes principaux, deux orientés Nord-Sud et deux Est-Ouest, qui joignent l'agora aux quatre portes des remparts nord et est. Ces rues ont une largeur d'environ 15 m alors que les voies secondaires ne font que 7 m en moyenne<sup>6</sup>.

Les rues ne présentent pas, en outre, la même largeur sur l'ensemble de leur tracé ; une étude de ces variations peut mettre en évidence les axes de circulation privilégiés à l'intérieur de la cité. La rue et l'îlot interagissent étroitement : les magasins s'intègrent dans l'organisation interne de l'habitat, mais sont aussi susceptibles d'occuper une partie de la rue, parfois de façon permanente, en construisant « en dur » une extension à la pièce principale. Certains habitants n'hésitent pas non plus à agrandir leur maison au détriment de l'espace public ; un des cas les plus frappants, témoignant d'une administration civique particulièrement laxiste, est celui de l'île de Délos.

### *L'habitat*

D'après les exemples dont nous disposons, la division interne des îlots semble répondre à un schéma préétabli ; mais, là aussi, de nombreuses variations sont à signaler : les ventes, les partages d'héritage de certaines pièces ou de la maison entière ont souvent entraîné de profond remaniement de l'occupation des îlots. A Doura-Europos, par exemple, où la division interne de l'îlot est de huit

---

<sup>3</sup> Pour une synthèse et une bibliographie récente sur le sujet, voir p. 111 dans Sartre, M. : *D'Alexandre à Zénobie – Histoire du Levant antique*, Fayard, 1194 p., 2001.

<sup>4</sup> Martin, *ibid.*, p.120.

<sup>5</sup> Sur le développement urbain sous le Haut Empire de certaines cités du Proche-Orient, voir Sartre, *ibid.*, p.639 et plus particulièrement sur Doura-Europos p. 717-724.

<sup>6</sup> Pour une synthèse des recherches menées sur Apamée de l'Euphrate, voir Desreumeaux, A., Gaborit, J. et Caillou, J.-S. : Nouvelles découvertes à Apamée d'Osroène, *CRAI*, 1999, p. 75-105 ; plus particulièrement sur les prospections géophysiques menées sur ce site, voir Benech, C., Florsch, N., Gaborit, J. et Thebault, G. : La géophysique au cœur de la prospection archéologique : le cas exemplaire d'Apamée de l'Euphrate, *Colloque d'archéométrie 1999*, Lyon, 21-24 avril, p 119.

parcelles égales, la fouille complète de l'îlot C7 a révélé onze maisons distinctes, de superficie inégale, pour la dernière période d'occupation<sup>7</sup>.

L'organisation de la maison répond à des règles bien précises<sup>8</sup> : certains éléments comme la cour découverte ou la salle de réception se retrouvent dans toutes les habitations hellénistiques mais peuvent aussi subir des influences locales importantes. L'organisation et l'aménagement de l'espace domestique dépendent ensuite essentiellement de la superficie de la maison et de la présence éventuelle d'un étage.

### ***Espaces non aménagés***

L'identification et la fonction des espaces non aménagés d'une cité sont des problèmes particulièrement difficiles à résoudre par la fouille. La géophysique permet aujourd'hui de repérer de façon sûre les endroits exempts de constructions à l'intérieur de la ville et s'ils ont ou non une fonction publique. L'agora, par exemple, qui constituait à l'époque hellénistique à une place aménagée au centre de la ville, représente un espace non construit mais conforme à la logique du plan d'urbanisme. Les prospections géophysiques réalisées sur Apamée de l'Euphrate ont montré de vastes espaces non bâtis : s'agissait-il de terrains à lotir, de jardins ou de terres cultivées *intra muros*. L'utilisation des méthodes géophysiques devrait apporter, dans les années qui viennent, des données supplémentaires sur cet aspect important de l'organisation de la cité.

## **Doura-Europos : première campagne de prospection géophysique**

### ***Histoire de la ville***

La ville de Doura-Europos fut fondée à la fin du IV<sup>e</sup> siècle par Séleucos I<sup>er</sup>, fondateur de l'empire séleucide. Le cadastre urbain (fortifications et plan de lotissement) fut planifié dans la seconde moitié du II<sup>e</sup> siècle av. J.C., et a été réellement mis en œuvre sous la domination des Parthes, qui ont conquis la ville vers 116 av. J.C.. L'habitat a connu des influences orientales qui ont persisté jusqu'à l'époque romaine. A la seconde moitié du II<sup>e</sup> ap. J.C., les Romains s'emparent de la ville et vont considérablement en modifier l'organisation. Le camp militaire est installé dans la partie nord de la ville, au lieu d'être, comme de coutume, *extra muros*. Les habitants sont relogés dans la partie méridionale et de nouveaux quartiers d'habitat sont construits dans les anciennes carrières qui avaient autrefois servi à construire la citadelle et les remparts.

Le plan de Doura-Europos dont nous disposons aujourd'hui a été établi par la mission de Yale à partir des zones fouillées et complété par l'information issue de photos aériennes. Ce plan laisse de grandes incertitudes sur la configuration de la ville. L'étude de l'urbanisme de Doura-Europos nécessite des données complémentaires, notamment géophysiques.

### ***Les résultats géophysiques***

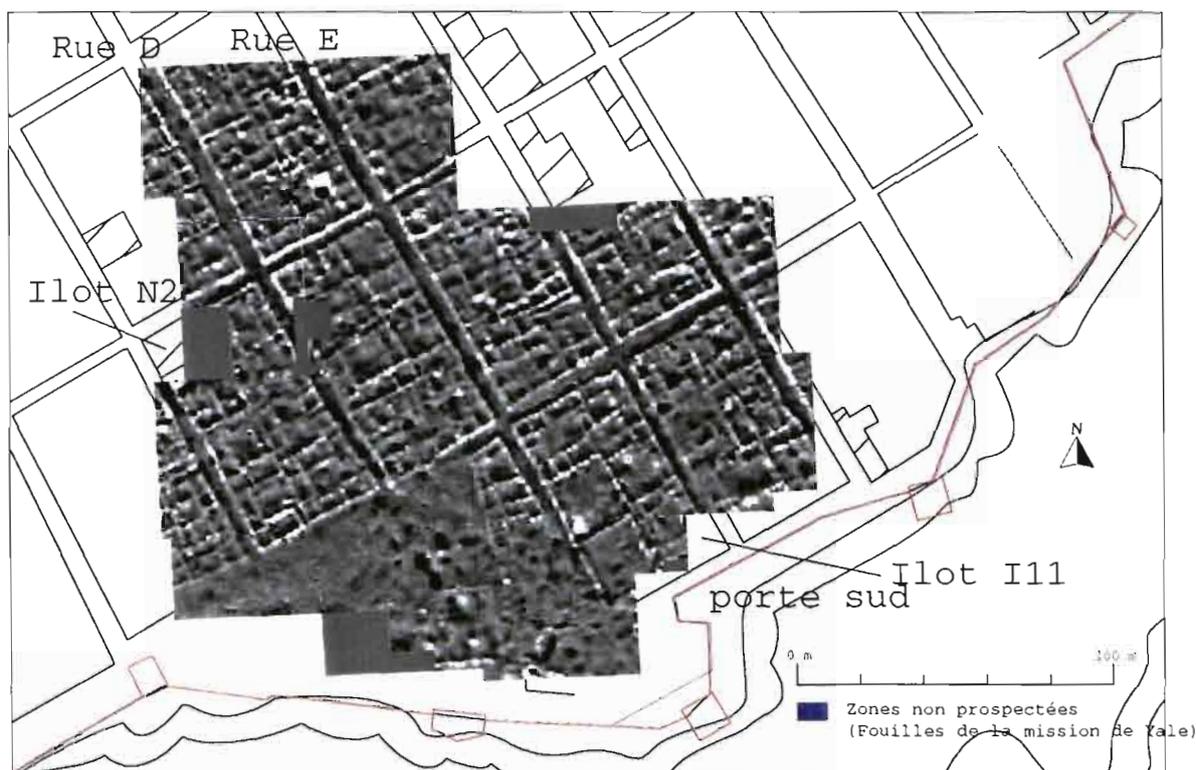
La première campagne géophysique a couvert 4 ha dans la partie méridionale de la ville, à proximité de la porte sud, à l'aide d'un gradiomètre au césium (G858 Geometrics). La carte magnétique permet de suivre les rues sur l'ensemble de leur tracé : leur largeur varie fréquemment ; la rue D, en particulier se rétrécit de moitié au Sud en raison d'un empiètement de l'îlot N2 sur la chaussée. Face à la porte sud, se trouve un vaste espace non construit, mais dont la fonction devait être importante puisque l'îlot qui se trouve à l'Est a été volontairement rétréci. Nous retrouvons aussi la division interne de l'îlot en huit parcelles (îlot N2), déjà connue à Doura-Europos mais aussi, à proximité de la porte, une division en six parcelles (îlot I11) jusque là jamais observée. Cet îlot possède en outre deux parcelles non construites dont la fonction reste obscure (zone de parcage pour le bétail ?). La qualité des cartes permet aussi d'envisager une étude détaillée des maisons, appuyée par la riche documentation archéologique des maisons déjà fouillées durant l'entre-deux guerres et la mission actuelle<sup>9</sup>.

<sup>7</sup> Pour une synthèse sur l'habitat de Doura-Europos, voir C. Hopkins, *Private houses*, p.31-72 dans *Excavations at Dura-Europos, preliminary report of fifth season*, directed by M. Rostovtsev, Yale University Press, 1934.

<sup>8</sup> Pour une synthèse sur l'habitat hellénistique, voir Martin, *ibid.*, p.221.

<sup>9</sup> Le site de Doura-Europos fut tout d'abord fouillé par la mission française dirigée par Frantz Cumont en 1922 et 1923. En 1928, une mission franco-américaine dirigée par M Rostovtsev (Université de Yale) reprend les

Ces prospections doivent être étendues à l'ensemble du site ; elles permettront de dresser un plan d'urbanisme exhaustif de Doura-Europos et de suivre les modifications apportées au cours de son histoire. Le développement du traitement des données magnétiques devrait en outre permettre d'affiner l'interprétation archéologique : estimation de l'épaisseur des murs, profondeur des structures, identification des matériaux de construction. Les méthodes géophysiques offrent en effet la possibilité de collecter les données essentielles pour l'étude de l'urbanisme et de relancer une recherche qui a peu évolué depuis une cinquantaine d'année par manque d'information.



Prospections magnétiques dans la partie méridionale de Doura-Europos

fouilles jusqu'en 1936. Le site reste ensuite à l'abandon jusqu'en 1986, année où est créée la mission franco-syrienne dirigée par P. Leriche (CNRS-ENS) et A. Mahmoud (directeur du musée de Deir-Ez-Zor) qui reprend l'étude archéologique, associée à un vaste programme de conservation et de mise en valeur des vestiges fouillés. Pour l'habitat, voir en particulier Allara, A. dans *Doura-Europos Etudes*, I (1986) p. 39-60, II (1988) p. 65-84, III (1990) p. 101-120 et IV(1997) p. 145-154, qui a réalisé une synthèse complète des maisons fouillées par la mission de Yale.

## Reconnaissance par prospection électrique du sous-sol marin pour le nouveau port du Havre

Richard Lagabrielle<sup>1</sup>, Sergio Palma Lopes<sup>1</sup>, Edgard Toe<sup>2</sup>, Jean Nikodic<sup>3</sup>

<sup>1</sup>LCPC, Nantes

<sup>2</sup>UPMC, Paris

<sup>3</sup>Calligée, Nantes

**Abstract:** The harbor of Le Havre is presently being extended. The new facilities are being built in a 11 km<sup>2</sup> zone which has been gained from the sea. In order to assess the quality of the alluvium and to determine the substratum depth, a geophysical campaign has been organised. It was twofolds, refraction seismic and electrical prospecting under sea water. This paper explains how the resistivity measurements were performed and interpreted in terms of the quantity and the quality of the alluvium.

---

En vue de l'extension du port du Havre (projet Port 2000), le Port Autonome a organisé une importante campagne de reconnaissance du site où les futurs ouvrages (digues, quais, bassins à flot...) seront construits.

La zone reconnue se situe en mer et a la forme d'une longue bande parallèle à la digue du port actuel. Elle mesure environ 9 km de long, sa surface est de 11 km<sup>2</sup> et la profondeur de l'eau est de 5 à 10 m.

Du point de vue géologique, il s'agit d'une couche d'alluvions meubles reposant sur un substratum de marnes dures. Les alluvions, d'une épaisseur pouvant atteindre 30 m, sont grossièrement composées de trois types de matériaux, du bas vers le haut :

- une couche continue de graves, composée de galets de 30 à 100 mm de diamètre, est présente partout, son épaisseur varie de 3 à 12 m,
- des sédiments fins d'origine continentale ; il s'agit d'argile blanche ou grise, de sables fins, de limons organiques avec quelques minces couches de tourbe,
- de sédiments d'eau saumâtre récents de types divers (un mélange de couches de limon et de tourbe d'épaisseur allant de quelques décimètres à quelques mètres, de sables fins coquilliers et quartzeux, et de graves de dimensions variées et de distribution irrégulière, formant des chenaux ou des dépôts lenticulaires).

Les deux principaux objectifs de la campagne de reconnaissance étaient les suivants :

- déterminer la profondeur du substratum et le caractériser en termes de vitesse sismique, de détecter les zones où le substratum est moins profond que le niveau de dragage,
- décrire aussi précisément que possible la stratigraphie des alluvions meubles là où elles doivent être draguées et où elles serviront de fondations aux ouvrages.

Les problèmes à résoudre dans ce type de contexte sont difficiles pour le géophysicien. En effet les contrastes de vitesse sismique sont faibles (entre 1,6 km/s et 2 km/s pour les alluvions meubles, entre 2 km/s et 3,2 km/s pour le substratum marneux). Les contrastes de résistivités risquent eux aussi d'être faibles entre les différents types de sédiments saturés d'eau de mer. La résistivité du substratum argileux devrait être plus forte, mais pas beaucoup plus. La sismique réflexion n'est pas indiquée à cause d'une profondeur d'eau inférieure à 10 m, qui transforme la couche d'eau en guide d'ondes pour les ondes sismiques : des réflexions multiples très énergétiques sont générées et cachent ainsi dans les coupes-temps sismiques les faibles réflexions sur le substratum (faibles à cause des faibles contrastes de vitesses et de la forte atténuation dans les alluvions meubles).

Pour traiter ces problèmes, nous avons proposé d'utiliser deux méthodes principales : la sismique réfraction avec une flûte d'hydrophones traînée sur le fond et un canon à air comme source près du fond (système Gambas® de Fugro-France) et ensuite la prospection électrique en site aquatique avec une flûte multiélectrodes elle aussi traînée sur le fond.

## 1. Principes de la prospection électrique en milieu marin salé

Un câble multiélectrode est tiré sur le fond de la mer, il comporte deux électrodes de courant et huit électrodes de potentiel. On tire parti du théorème de réciprocité. Les électrodes de courant A et B sont séparées de 20 m au milieu du dispositif. Une électrode de potentiel N (la référence) est à 90 m de l'électrode B. 7 électrodes de potentiel ( $M_1$  à  $M_7$ ) sont dans la direction opposée à des distances de l'électrode A allant de 2 m à 90 m, en progression géométrique (voir schéma, figure 5).

On utilise un courant alternatif de forme carrée de période 10 s (soit une fréquence fondamentale de 0,1 Hz), l'amplitude est 15 A. A la fin de chaque alternance de 5 s, on mesure les 7 différences de potentiel  $V_{M_i} - V_N$  ( $i=1$  à 7) et les différences des résultats obtenus à la fin des phases positives et négatives sont calculées et enregistrées (pour compenser la polarisation des électrodes).

Le câble est traîné en continu derrière un bateau qui contient tout le matériel de mesure et d'acquisition de données nécessaire (générateur de courant, système de mesure du potentiel, un ordinateur pour contrôler le processus, calculer les résistivités apparente et enregistrer les données). Une petite sonde sert à mesurer la résistivité de l'eau et un sonar sa profondeur.

## 2. Profils de résistivité apparente et interprétation quantitative

Environ 60 km de profils de résistivité apparente, résistivité de l'eau et profondeur de l'eau ont été réalisés le long de lignes grossièrement parallèles (la position était connue avec précision grâce à un système DGPS).

Pour une position donnée du bateau, on obtient ainsi une courbe de sondage électrique vertical comportant 7 longueurs de lignes ( $AM = 2$  à 90 m). Chaque courbe de sondage électrique est associée à 2 données supplémentaires, la résistivité et la profondeur de l'eau. Dans un environnement d'eau de mer, la couche d'eau est généralement la plus conductrice (résistivité entre 0,25 et 0,5  $\Omega\text{m}$ ), ensuite les alluvions meubles ont des résistivités de quelques  $\Omega\text{m}$  et le substratum rocheux a une résistivité qui comparativement peut être considérée comme infinie. Dans ce cas, la courbe de résistivité apparente a une forme très simple (fig. 1a) : elle croît continûment d'une asymptote horizontale d'ordonnée  $\rho_h = \rho_{al}\rho_{eau}/(\rho_{al} + \rho_{eau})$  vers un comportement asymptotique oblique dans un système de coordonnées bilogarithmique.  $\rho_{al}$  est la résistivité des alluvions,  $\rho_{eau}$  celle de l'eau. Comme  $\rho_{al}$  est généralement plus grand que  $\rho_{eau}$ ,  $\rho_h$  ne varie que dans un rapport 2. La seule information qui peut être extraite de la courbe de sondage électrique est la conductance longitudinale des couches conductrices. La conductance longitudinale de l'eau étant mesurée, on en déduit la conductance longitudinale des alluvions que l'on peut cartographier. Si les alluvions sont homogènes, cette carte peut être lue comme une carte d'épaisseurs.

Tout ceci n'est vrai que si que si la courbe de sondage électrique approche son comportement asymptotique pour la plus grande des longueurs de ligne, ce qui implique généralement que la profondeur de l'eau est inférieure à environ 12 m (N'Seke *et al.*, 1997).

$$\text{On a : } C = -\frac{d}{\rho_w} + \frac{K}{\rho_{AM_7}} \qquad K = \left(\frac{1}{AN} + \frac{1}{AM_7}\right) / \left(\frac{1}{AN^2} + \frac{1}{AM_7^2}\right)$$

où  $d$  est la profondeur de l'eau,  $\rho_{AM_7}$  est la résistivité apparente mesurée pour la plus grande longueur de ligne et  $C$  est la conductance longitudinale des alluvions.

Dans le cas du Havre, la résistivité de l'eau était beaucoup plus forte (0,7 à 3  $\Omega.m$ ) et l'interprétation quantitative dont il est question ci-dessous montre que la première couche d'alluvions est bien plus conductrice (résistivité d'environ 0,5  $\Omega.m$ ). La couche profonde elle-même n'est pas très résistante (environ 10  $\Omega.m$ ). La résistivité de l'eau de mer est relativement forte car elle est mélangée avec l'eau douce de la Seine. Les alluvions ont une teneur en eau très élevée, cette eau est de la véritable eau de mer, beaucoup plus conductrice que la masse d'eau qui se trouve au dessus. Les courbes de sondage électrique ressemblent à des courbes 3-terrains comparables à celles que l'on obtiendrait à terre avec une asymptote horizontale pour les grandes longueurs de lignes (fig. 1b). Ces courbes peuvent facilement être calculées en tenant compte des positions des électrodes au fond de la mer (Lagabrielle et Teilhaud, 1981 ; Lagabrielle, 1983). Nous avons donc supposé une structure électrique à 3 couches : l'eau, avec une résistivité et une épaisseur connues, les alluvions ont une épaisseur et une résistivité inconnues, la couche inférieure avec une épaisseur infinie et une résistivité inconnue. Ceci nous donne 3 inconnues pour 9 données (7 résistivités apparentes, l'épaisseur et la résistivité de l'eau). Nous avons résolu le problème inverse au moyen d'une méthode itérative par moindres carrés, à partir d'un modèle initial pour chaque sondage électrique.

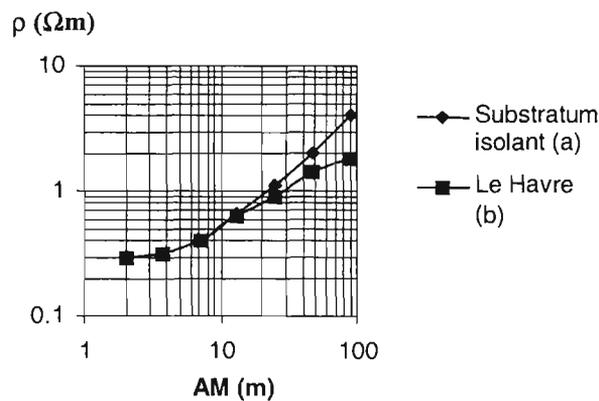


Figure 1: sondages électriques types dans l'eau de mer

### 3. Résultats

Nous avons représenté les résultats sous la forme de trois cartes. La figure 2 montre la répartition de la résistivité de la première couche (qui constitue le fond marin). Elle apparaît comme homogène avec une résistivité étonnamment basse (de 0,5 à 0,7  $\Omega.m$ , comme nous l'avons dit plus haut), sa teneur en eau volumique devrait donc être de 35 à 45 % et ses propriétés géotechniques très mauvaises, ce matériau ne peut pas être utilisé pour des fondations et il devrait être facile à draguer. La figure 3 représente la répartition de l'épaisseur de cette couche d'alluvions molles, entre 1 m et plus de 14 m. Dans la partie EST de la carte, le pendage de son mur est orienté vers la côte, alors qu'à l'OUEST, le pendage est orienté vers le large. Nous sommes vraisemblablement en présence d'un ancien chenal de la Seine qui a été comblé par des matériaux tendres. La figure 4 montre la répartition de la résistivité de la couche profonde. Elle est beaucoup plus hétérogène que la couche superficielle, sa résistivité variant autour de 10  $\Omega.m$  est forte dans un environnement marin, elle devrait présenter des propriétés géotechniques plutôt bonnes et être difficile à draguer. Il s'agit vraisemblablement de la couche graveleuse de base au dessus du substratum marneux. Ce dernier est en effet trop profond pour être atteint par notre dispositif de mesures de 200 m de long (NM,).

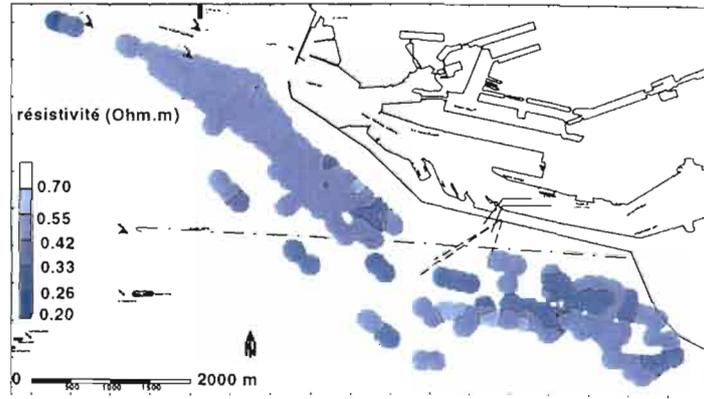


Figure 2 : résistivité interprétée de la première couche

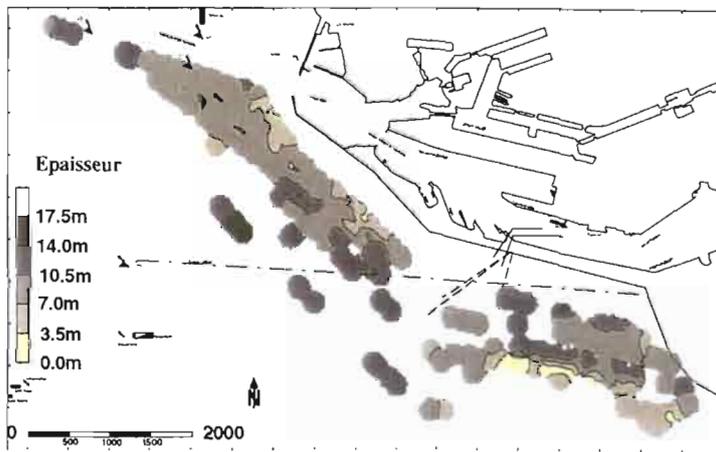


Figure 3 : épaisseur de la première couche

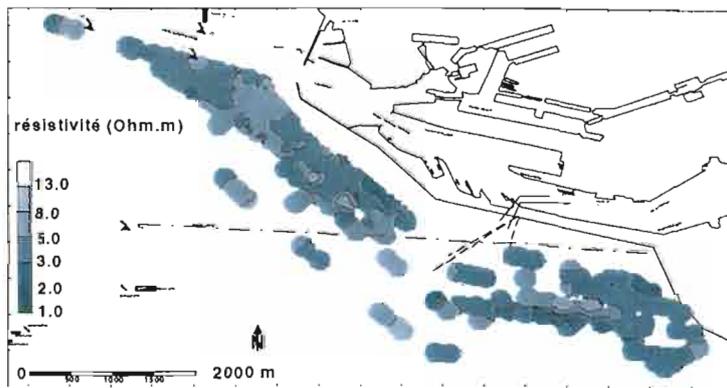


Figure 4 : résistivité interprétée de la deuxième couche

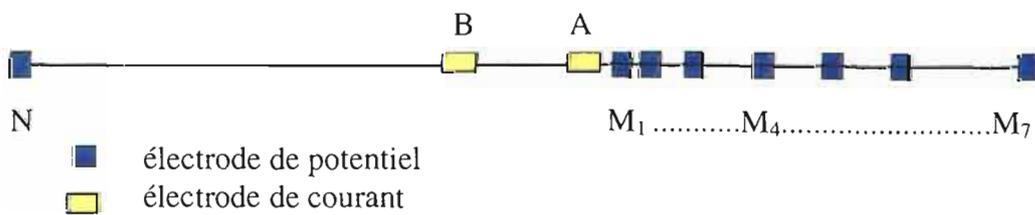


Figure 5 : schéma de la flûte traînée au fond de la mer (échelle non respectée).

## 4. Conclusion

La prospection électrique a contribué à répondre au deuxième objectif cité dans l'introduction, décrire la stratigraphie des alluvions et estimer leurs caractéristiques en termes d'épaisseur et de qualité. Le premier objectif qui concernait la profondeur du substratum n'a pas été atteint. Le toit du substratum a été en effet mieux déterminé par la sismique réfraction, qui a aussi contribué de manière complémentaire au second objectif. Les conclusions des deux campagnes (résistivité et sismique) se confirment mutuellement. Une importante campagne de sondages mécaniques avec quelques mesures géotechniques *in situ* a aussi été menée. Les coupes géologiques obtenues avec les forages sont caractérisées par une telle variabilité horizontale et verticale qu'elles sont très difficiles à interpréter de manière synthétique. Les profils géophysiques, en revanche, grâce à leur aptitude à globaliser les propriétés des matériaux du sous-sol en volume aident à comprendre la géologie générale du terrain. Les résultats ont servi à aider le Port Autonome du Havre à concevoir le nouveau port et à organiser les travaux.

**Remerciements :** *Les mesures électriques ont été réalisées par CALLIGEE (Nantes), sous-traitant de FUGRO-France, (a.puech@fugro-France.com). Nous remercions le Port Autonome du Havre, et particulièrement Laurent Chéreau, qui nous a fait confiance en prescrivant la campagne de prospection électrique dans de l'eau salée, alors que ceci n'est pas souvent considéré comme pertinent.*

## Références

- Lagabrielle R., Teilhaud S., 1981 - Prospection de gisements alluvionnaires en site aquatique par profils continus de résistivité au fond de l'eau. *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, 114, pp. 17-24.
- Lagabrielle R., 1983 - The effect of water on direct current resistivity measurement from the sea, river, or lake floor. *Goexploration*, 21, pp. 165-170.
- N'Seke S., Bagnères B., Lagabrielle R., Mattiuzzo J.-L., 1997 - Flow training dikes for the Wouri estuary in Douala, DC prospection of sands in shallow sea water. Proceedings of the 3<sup>rd</sup> meeting EEGS European section, Aarhus, Denmark, 09/97.
- Lagabrielle R., Palma Lopes S., Toe E., Nikodic J., 2000 - Alluvium resistivity survey under sea water for the new harbor of Le Havre (France). Proceedings of the 6<sup>th</sup> EEGS-ES meeting, Bochum, Germany.



## Intégration de données géophysiques dans un modèle spatialisé de culture (maïs) : Application en vue d'une irrigation de précision.

B. Nicoulaud<sup>1</sup>, A. Zanolin<sup>2</sup>, A. Dorigny<sup>1</sup>, H. Bourennane<sup>1</sup>, A. Couturier<sup>1</sup>, A.S. Taib<sup>1</sup>,  
J. Granier<sup>2</sup>, P. Ruelle<sup>3</sup>

<sup>1</sup> INRA, Unité de recherche d'Orléans, BP 20619 45166 Olivet cedex

<sup>2</sup> CEMAGREF, BP 31 Le Tholonet, 13612 Aix-en-Provence

<sup>3</sup> CEMAGREF, 361 rue J-F Breton, BP 5095 34033 Montpellier

**Abstract:** The aim of this work is to evaluate the advantage of precision irrigation for maize crop. The study is located in the « Petite Beauce » region (Loiret, France) in a large and heterogeneous plot. We measure the electrical resistivity (Mucep System) to characterise the spatial variability of soils. This electrical resistivity mapping is used for spatialisation of the STICS maize crop simulation model. Then, the results will be compared to the yield mapping of the plot for the year 2000.

---

### Introduction

Depuis quelques années nous assistons au développement des techniques dites d'Agriculture de Précision. Ces dernières sont souvent présentées comme des moyens permettant de modifier les pratiques culturales afin d'optimiser les apports d'intrants et de limiter les risques de pollution. Du point de vue de l'irrigation, les apports sont encore réalisés d'une façon uniforme sur les parcelles. L'étude présentée se situe dans le contexte de la Petite Beauce du Loiret où les parcelles sont de grande taille et hétérogènes et où des quotas d'eau sont attribués à chaque exploitation. L'objectif est d'évaluer l'intérêt technique et économique du développement d'une irrigation de précision pour des cultures de maïs. Pour cela, un des facteurs important à prendre en compte est la réserve en eau des sols et sa variabilité spatiale afin de pouvoir raisonner différentes stratégies d'apports d'eau. Afin de disposer de mesures de la variabilité spatiale des sols aussi fines que les mesures de cartographie de rendement, nous avons eu recours à l'utilisation de la cartographie de la résistivité électrique du sol.

### Matériel et méthode

#### Principes

La méthodologie générale est basée sur l'utilisation du modèle de culture STICS (Brisson *et al.*, 1998) à l'échelle parcellaire afin de permettre une évaluation des rendements ainsi que des consommations d'eau et d'azote associées. Pour utiliser ce modèle à l'échelle parcellaire, il faut disposer des données d'entrées nécessaires au modèle et aussi de leur variabilité spatiale. Dans ce travail, la connaissance de la variabilité spatiale des sols et des apports d'eau a été privilégiée. La mise en œuvre du modèle implique également de disposer des mesures initiales (eau et azote) qui influencent l'élaboration du rendement de la culture.

## **Protocoles**

Les expérimentations mises en place durant l'année 2000 (Fig. 1) ont eu pour objectifs de : i) mesurer la variabilité spatiale des sols (épaisseur des horizons), ii) mesurer la variabilité spatiale des teneurs en eau et en azote en début et fin de culture, iii) créer par une irrigation différenciée une forte variabilité des rendements.

La parcelle cultivée en maïs a une superficie de 55 ha et est hétérogène. Une cartographie des sols réalisée préalablement (à 1/5 000) montre que les deux principaux sols de la parcelle sont : des calcisols (Baize et Girard, 1995) à forte réserve en eau (150-180 mm) constitués par des horizons argilo-limoneux épais d'environ 0,7 m reposant sur des horizons calcaires cryoturbés, et des calcosols caillouteux à faible réserve en eau (50-80 mm) peu épais (0,30 m à 0,60 m) développés sur les calcaires de Beauce.

Une cartographie électrique a été réalisée à l'aide du système multi électrodes Mucep (Dabas *et al.*, 2000) sur une aire échantillon de 10 ha qui recoupe les principaux types de sols de la parcelle. Les mesures ont été réalisées selon 28 transects de 700 m de longueur espacés de 4,8 m. Les résultats ont été traités à l'aide du logiciel Isatis.

Des mesures spatialisées de teneur en eau (avec une maille de 20 m) et en azote ont été réalisées par prélèvements pondéraux à la tarière en début et fin de culture sur 2 aires échantillon de 1,4 ha représentant les deux principaux sols.

Le pivot d'irrigation a été modifié de façon à différencier l'irrigation sur une couronne de 70 m de largeur (Fig. 1). Le nombre d'irrigations (d'environ 30 mm d'eau) a varié de 2 à 6 selon les zones. Pour les deux types de sols, des suivis stationnels ont été réalisés (suivis hydriques, indices foliaires, biomasse...) en situation irriguée et à irrigation restreinte afin de disposer de données permettant de calibrer le modèle de culture STICS.

Une cartographie de rendement a été réalisée en octobre 2000 à l'aide d'une moissonneuse équipée d'un système de repérage GPS et d'un capteur de rendement (système CERES de RDS technology). Les mesures ont été effectuées sur une largeur de 4,8 m toutes les secondes sur une longueur variant de 3,5 à 4 m. Des prélèvements d'humidité du grain et de rendement ont été réalisés de façon à calibrer les mesures machine.

## **Premiers résultats**

### ***Cartographie électrique***

Les mesures préalables réalisées par sondages électriques (Taib, 2000) ont montré que les horizons pédologiques et les substrats se différenciaient du point de vue de leurs résistivités électriques : horizons argilo-limoneux (de 24,0 à 40,0  $\Omega.m$ ), calcaire cryoturbé (de 70 à 90  $\Omega.m$ ), calcaire de Beauce altéré (135  $\Omega.m$ ), calcaire de Beauce peu ou non altéré (de 193 à 290  $\Omega.m$ ).

Les cartographies des résistivités apparentes obtenues pour les trois écartements d'électrodes (0,5 m, 1,0 m, 2,0 m) utilisés sont présentées figure 2. Les structures pédologiques déjà mises en évidence par la carte des sols apparaissent nettement, ceci pour les trois profondeurs d'investigation : les sols argilo-limoneux présentent des résistivités apparentes faibles variant de 20 à 50  $\Omega.m$  et les sols calcaires caillouteux présentent des résistivités apparentes élevées variant de 40 à 90  $\Omega.m$ . L'utilisation d'un modèle d'inversion a permis d'élaborer une carte d'épaisseur de l'horizon argilo-limoneux. La profondeur moyenne estimée est très proche de l'épaisseur moyenne mesurée sur 50 sondages pédologiques (Taib, 2000).

Cette carte fait apparaître des sous-zones à l'intérieur des unités cartographiques définies par la carte des sols à 1/5 000, ainsi que des linéaires qui correspondent à d'anciennes limites de parcelles où l'horizon argilo-limoneux est plus épais. Les variogrammes obtenus après analyse des données de résistivité font apparaître une structure spatiale avec une portée de 25 m.

### ***Cartographie de rendement***

La cartographie obtenue montre que la restriction d'irrigation a provoqué une baisse de rendement à l'intérieur de la couronne. Cette diminution, de 10 qx/ha en moyenne, présente des variations notables en fonction des sols (donc de leur réserve en eau) et des apports d'eau d'irrigation :

=> avril/octobre : maïs irrigué par pivot (450 m de rayon)  
 => différenciation sur une couronne (70 m)



B calcosols profonds :  
argilo-limoneux

C calcosols superficiels :  
argilo-limoneux caillouteux

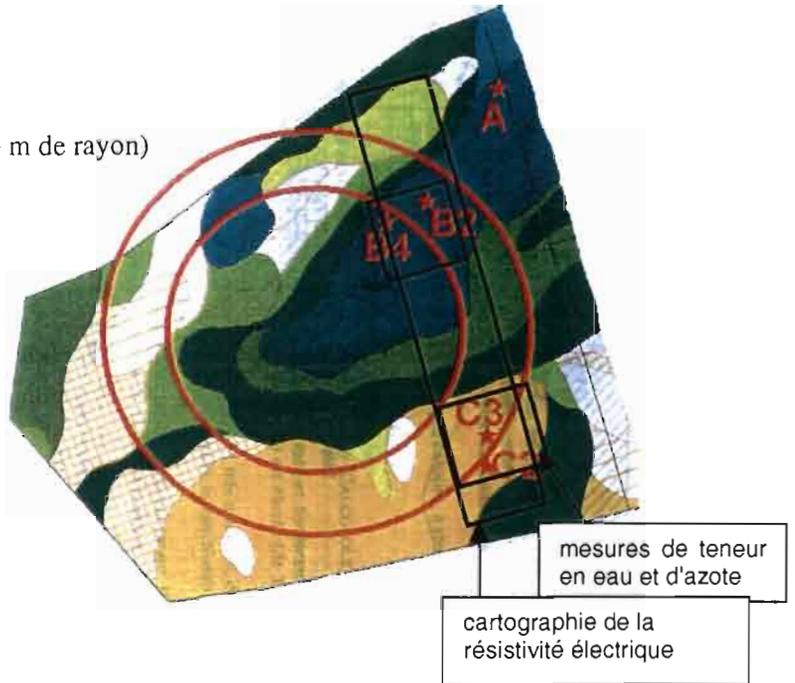


Figure 1 : Mesures spatialisées réalisées sur le site expérimental

Secteur de Limoron - parcelle expérimentale de géophysique

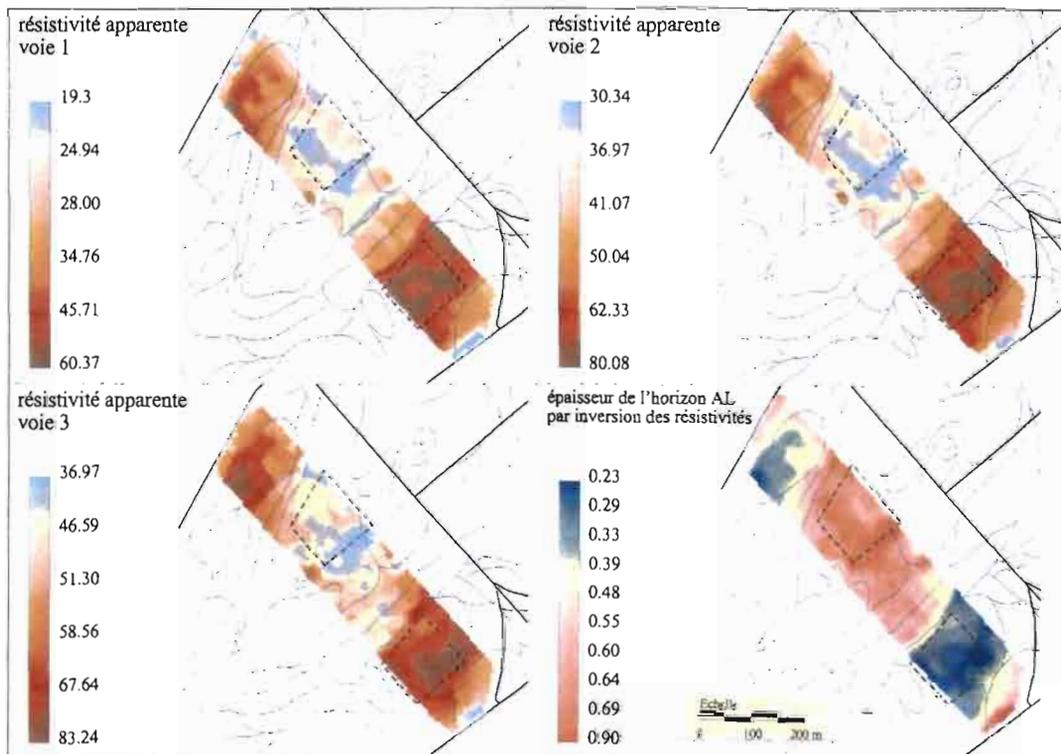


Figure 2 : Cartographie de la résistivité apparente pour les voies correspondant aux 3 écartements d'électrodes du Mucep et épaisseur de l'horizon argilo-limoneux

Apports (mm)	Calcosols profonds	Calcosols caillouteux
183	127.0 ± 8.0	117.0 ± 8.0
160	125.0 ± 6.0	
86	121.4 ± 7.9	105.0 ± 6.5
62	112.0 ± 8.7	

Les données de rendement présentent comme les résistivités une structure spatiale avec une portée de 25 m.

## Développements attendus : Principes de la modélisation spatiale

Les données obtenues par cartographie de la résistivité électrique vont être utilisées pour générer les paramètres de description des sols utiles au modèle STICS, avec une maille carrée de 4,8 m. C'est la carte de l'épaisseur de l'horizon argilo-limoneux qui va servir de support à cette phase. Les paramètres servant à définir les humidités à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent seront dérivés à l'aide de règles de pédotransfert (Bastet *et al.*, 1998) obtenues à partir des mesures effectuées sur des profils représentatifs. Les valeurs d'initialisation seront issues des mesures effectuées en mars 2000. Sur chacune des mailles, une simulation sera réalisée avec le modèle STICS et les résultats seront comparés avec la cartographie de rendement obtenue en octobre 2000. Ensuite, différentes hypothèses de niveaux d'investigation spatiale (maille) et d'apports d'eau seront testées.

## Bibliographie

- Baize D, Girard M.C., 1995 - Référentiel Pédologique. INRA, 329 p.
- Bastet G., Bruand A., Quélin P., Cousin I., 1998 - Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : une analyse bibliographique. *Etude et Gestion des Sols*, 5, 1, 7-26.
- Brisson N., Mary B., Ripoche D., Jeuffroy M.H., Ruget F., Nicoullaud B., Gate P., Devienne-Barret F., Antonioletti R., Durr C., Richard G., Beaudoin N., Recous S., Tayot X., Plenet D., Cellier P., Mchet J.M., Meynard J.M., Delecolle R., 1998 - STICS : a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I. Theory and parameterization applied to wheat and corn. *Agronomie*, 18, 311-346.
- Dabas M., Rouiller D., Tabbagh J. - 2000. Caractérisation de la variabilité spatiale intraparcellaire des sols par mesure en continu de leur résistivité (méthode Mucep). Agriculture de précision, Avancées de la recherche technologique et industrielle. Actes du colloque UMR Cemagref-ENSAD, Dijon, 29-30 mai 2000, pp 139-151.
- Taib A.S., 2000 - Mise en œuvre de méthodes géophysiques pour étudier la variabilité spatiale des sols et évaluer l'intérêt d'une irrigation de précision. Mémoire de DES Université de Liège. 52 p.

## Index des auteurs

Abraham .....	97	Jouniaux .....	79
Albouy .....	39, 43	King .....	135
Al-Fares .....	43	Koussoube .....	131
Andrieux .....	141	Lagabrielle .....	149
August .....	17	Legchenko .....	75
Auzizeau .....	35	Le Troquer .....	25, 31, 131
Baghdadi .....	17	Maquaire .....	141
Bakalowicz .....	43	Marmet .....	21
Baltassat .....	75	Martin .....	47
Bano .....	83	Maupin .....	13
Bazie .....	131	Mériaux .....	111
Beck .....	55	Michot .....	135
Bellier .....	101	Molenat .....	47
Benderitter .....	123, 135	Montoroi .....	47
Benech .....	145	Munoz .....	123
Benhamouda .....	61	Nakolendousse .....	131
Billien .....	13	Nicoullaud .....	155
Bolvin .....	87	Nikodic .....	149
Bourennane .....	155	Paillou .....	17
Camerlynck .....	67, 93, 101, 131	Palma Lopes .....	35, 149
Chambarel .....	87	Panissod .....	123
Chammas .....	97	Pastor .....	127
Chanzy .....	79, 87	Pedersen .....	97
Chapellier .....	9, 55	Rabemanana .....	39
Chatenoux .....	51	Rakoto .....	127
Cosenza .....	93	Rasolomanana .....	127
Côte .....	97, 111	Ratsimbazafy .....	127
Couturier .....	155	Rejiba .....	67
Curmi .....	35	Ribolzi .....	25, 31, 67
Descloîtres .....	25, 31, 55, 67, 131	Robain .....	47, 101
Djili .....	61	Royet .....	111
Dorigny .....	135, 155	Ruelle .....	155
Doussan .....	79	Ruiz .....	47
Dukhan .....	43	Savadogo .....	131
Fleury .....	35	Schmutz .....	47, 141
Frappin .....	111	Semblat .....	97
Girard .....	83	Tabbagh .....	21, 93
Girardet .....	55	Taib .....	155
Gourry .....	117	Thony .....	79
Grandjean .....	17	Toe .....	43, 149
Granier .....	155	Vergnaut .....	101
Guérin .....	43, 123, 141	Vouillamoz .....	43, 51
Guyonnet .....	117	Wackermann .....	39, 105
Haddouche .....	61	Walter .....	35
Heggy .....	17	Zanolin .....	155
Hermida .....	67		
Hollier-Larousse .....	35, 111		



## Liste des participants

liste du 5 septembre 2001

### **ABEM France**

17 avenue du Général de Gaulle  
35310 MORDELLES  
tél : 02-99-85-16-54  
fax : 02-99-85-16-55

### **ADAMY Jérôme**

SAGE GEODIA S.A.  
ZA LES CLACH  
34560 POUSSAN  
adamy@sage-geodia.com  
tél. : 04-67-51-86-90  
fax : 04-67-51-86-91

### **ALBOUY Yves**

IRD  
32 avenue Henri Varagnat  
93143 BONDY CEDEX  
Yves.Albouy@bondy.ird.fr  
tél. : 01-48-02-55-55  
fax : 01-48-47-30-88

### **AL-FARES W.**

Univ. de Montpellier II  
CNRS Hydrosociences  
CCMSEM  
2 place E. Bataillon  
34095 MONTPELLIER CEDEX 5

### **BALTASSAT Jean-Michel**

BRGM  
3 avenue Claude Guillemin  
BP 6009  
45060 ORLEANS CEDEX 02  
jm.baltassat@brgm.fr  
tél. : 02-38-64-30-87  
fax : 02-38-64-36-89

### **BARTALI El Houssine**

Institut Agronomique et Vétérinaire Hassane II  
Dépt Génie Civil  
BP 6202 RABAT  
MAROC  
hbartalie@acdum.net.ma  
tél. : 037-77-13-20  
fax : 037-77-71-19

### **BEAUCE Alain**

BRGM  
BP 6009  
45060 ORLEANS CEDEX 02  
a.beauce@brgm.fr  
tél. : 02-38-64-36-92  
fax : 02-38-64-39-87

### **BELLIER Gérard**

IRD  
32 avenue Henri Varagnat  
93143 BONDY CEDEX  
Gerard.Bellier@bondy.ird.fr  
tél. : 01-48-02-55-96  
fax : 01-48-47-30-88

### **BENDERITTER Yves**

CNRS UMR 7619  
CRG Garchy  
58150 POUILLY S/LOIRE  
tél. : 03-86-28-19-68  
fax : 03-86-28-19-68

### **BIEVRE Grégory**

LRPC d'Autun  
Boulevard de l'Industrie BP 141  
71405 AUTUN CEDEX  
gregory.bievre@equipement.gouv.fr  
tél. : 03-85-86-67-88  
fax : 03-85-86-67-79

### **BILLIEN Magali**

Institutt for geologi  
Universitetet i Oslo  
Postboks 1047 Blinden  
0316 OSLO  
NORVEGE  
magalib@geologi.uio.no  
tél. : 47-228-54-220

### **BOURENNANE Hocine**

INRA, Centre de Recherches d'Orléans  
Unité de Science du Sol  
BP 20619 Ardon  
45166 OLIVET cedex  
Hocine.Bourennane@orleans.inra.fr  
tél. : 02-38-41-48-28  
fax : 02-38-41-78-69

**BRGM**

Direction de la Communication et des Editions  
3, avenue Claude Guillemin  
BP 6009  
45060 ORLEANS cedex 02  
tél : 02.38.64.36.53  
fax : 02.38.64.32.66

**CAMERLYNCK Christian**

Université P&M Curie - UMR 7619  
Dépt Géophysique Appliquée  
case courrier 105  
4 place Jussieu  
75252 PARIS CEDEX 05  
camerl@ccr.jussieu.fr  
tél. : 01-44-27-48-23  
fax : 01-44-27-45-88

**CHAMBAREL André**

Université d'Avignon  
Faculté des Sciences  
33 rue Louis Pasteur  
84000 AVIGNON  
andre.chambarel@univ.avignon.fr  
tél. : 04-90-14-44-60  
fax : 04-90-14-44-69

**CHAMMAS Rabih**

LCPC de NANTES  
Route de Bouaye  
BP 4129  
44341 BOUGUENAIS CEDEX  
rabih.chammas@lcpc.fr  
tél. : 02-40-84-59-19  
fax : 02-40-84-59-37

**CHANZY André**

INRA  
Unité Climat Sol et Environnement  
Domaine Saint Paul  
84914 AVIGNON CEDEX 9  
andre.chanzy@avignon.inra.fr  
tél. : 04-32-72-22-11  
fax : 04-32-72-22-12

**CHAPELLIER Dominique**

Institut de Géophysique  
Collège Propédeutique  
1015 LAUSANNE  
SUISSE  
Dominique-marie.chapellier@ig.unil.ch  
tél. : 41-21-692-44-03  
fax : 41-21-692-44-05

**COSENZA Philippe**

Université P & M Curie - UMR 7619  
Dépt Géophysique Appliquée  
4 place Jussieu  
75252 PARIS CEDEX 05  
cosenza@ccr.jussieu.fr  
tél. : 01-44-27-43-81

**COTE Philippe**

LCPC de NANTES  
Route de Bouaye  
BP 4129  
44341 BOUGUENAIS CEDEX

**COULOUMA Guillaume**

INRA, Centre de Recherche de Montpellier  
UMR Sol et Environnement  
2 place Viala  
34060 MONTPELLIER cedex 01

**COUSIN Isabelle**

INRA, Centre de Recherche d'Orléans  
Unité de Science du Sol  
BP 20619 Ardon  
45166 OLIVET cedex  
Isabelle.Cousin@orleans.inra.fr  
tél. : 02-38-41-48-03  
fax : 02-38-41-78-69

**DABAS Michel**

GEOCARTA  
31 boulevard de la Tour Maubourg  
75007 PARIS  
michel.dabas@geocarta.net  
tél. : 01-44-18-31-04  
fax : 01-45-51-20-88

**DEBAERE Jean-Pierre**

LRPC de Lille  
42 bis rue Marais Sequedin  
BP 99  
59482 HAUBOURDIN CEDEX  
tél. : 03-20-48-49-49  
fax : 03-20-50-55-09

**DESCLOITRES Marc**

IRD  
BP 182  
01 OUAGADOUGOU  
BURKINA FASO  
Marc.Descloitres@ird.fr  
tél. : 226-30-67-37  
fax : 226-31-03-85

**DORIGNY Abel**

INRA, Centre de Recherche d'Orléans  
Unité de Science du Sol  
BP 20619  
Ardon  
45166 OLIVET cedex  
Abel.Dorigny@orleans.inra.fr  
tél. : 02-38-41-78-81  
fax : 02-38-41-78-69

**DOUSSAN Claude**  
INRA  
Unité Climat Sol et Environnement  
Bât. Sol - Domaine St Paul  
Site Agroparc  
84914 AVIGNON CEDEX 9  
doussan@avignon.inra.fr  
tél. : 04-32-72-22-38  
fax : 04-32-72-22-12

**DUVAL Odile**  
INRA, Centre de Recherche d'Orléans  
Unité de Science du Sol  
BP 20619  
Ardon  
45166 OLIVET cedex  
Odile.Duval@orleans.inra.fr  
tél. : 02-38-41-78-44  
fax : 02-38-41-78-69

**FOUILLAC Christian**  
BRGM  
BP 6009  
45060 ORLEANS CEDEX 02  
c.fouillac@brgm.fr  
tél. : 02-38-64-36-90  
fax : 02-38-64-39-87

**FRAPPIN Pierre**  
Européenne de Géophysique  
RN 85 n 3209  
38300 NIVOLAS VERMELLE  
edg Lyon@compuserve.com  
tél. : 04-74-92-07-95  
fax : 04-74-92-07-96

**GAUDU Jean-Claude**  
INRA  
Unité CSE  
Domaine Saint Paul - Site Agroparc  
84914 AVIGNON CEDEX 9  
gaudu@avignon.inra.fr  
tél. : 04-32-72-22-13  
fax : 04-32-72-22-12

**GIRARD Jean-François**  
E.O.S.T.  
5 rue Descartes  
67084 STRASBOURG CEDEX  
jeff@eoot.u-strasbg.fr  
tél. : 03-90-24-00-77

**GOURRY Jean-Christophe**  
BRGM  
ARN/LS4  
3 avenue Claude Guillemin  
BP 6009  
45060 ORLEANS CEDEX 02  
jc.gourry@brgm.fr  
tél. : 02-38-64-39-68  
fax : 02-38-64-33-99

**GRANDJEAN Gilles**  
BRGM  
3 avenue Claude Guillemin  
BP 6009  
45060 ORLEANS CEDEX 02  
g.grandjean@brgm.fr  
tél. : 02-38-64-34-75  
fax : 02-38-64-33-61

**GUERIN Roger**  
Université P&M Curie - UMR 7619  
Dépt Géophysique Appliquée BC 105  
4 place Jussieu  
75252 PARIS CEDEX 05  
guerin@ccr.jussieu.fr  
tél. : 01-44-27-45-91  
fax : 01-44-27-45-88

**HADDOUCHE Idriss**  
Centre National des Techniques Spatiales  
Laboratoire de Télédétection  
BP 13  
ARZEW  
ALGERIE  
drisshad@caramail.com

**HOLLIER-LAROUSSE Alain**  
LCPC de NANTES  
Route de Bouaye  
BP 4129  
44341 BOUGUENNAIS CEDEX  
Alain.Hollier-Larousse@lcpc.fr  
tél. : 02-40-84-59-14  
fax : 02-40-84-59-97

**HUTTEL Olivier**  
INRA, Centre de Recherche de Montpellier  
UMR Sol et Environnement  
2 place Viala  
34060 MONTPELLIER cedex 01

**IRIS Instruments**  
1, avenue Buffon  
BP 6007  
45060 ORLEANS Cedex 2  
tél : 02.38.63.81.00  
fax : 02.38.63.81.82

**KING Dominique**  
INRA, Centre de Recherche d'Orléans  
Unité de Science du Sol  
BP 20619 Ardon  
45166 OLIVET cedex  
Dominique.King@orleans.inra.fr  
tél. : 02-38-41-78-48  
fax : 02-38-41-78-69

**LAGABRIELLE Richard**  
LCPC de Nantes  
Route de Bouaye  
BP 4129  
44341 BOUGUENNAIS cedex

**LEGCHENKO Anatoly**  
BRGM  
3 avenue Claude Guillemin  
BP 6009  
45060 ORLEANS CEDEX 02  
a.legchenko@brgm.fr  
tél. : 02-38-64-32-37  
fax : 02-38-64-33-61

**MARMET Eric**  
Université P & M Curie - UMR 7619  
Dépt Géophysique Appliquée  
case 105 TIS 25  
4 place Jussieu  
75252 PARIS CEDEX 05

**MARTIN Charlotte**  
INRA-ENSAR  
UMR Science du Sol  
65 route de Saint Briec  
34042 RENNES CEDEX  
martin@coetdan.roazhon.inra.fr  
tél. : 02-23-48-54-32  
fax : 02-38-48-54-30

**MARTINAUD Michel**  
Université de Bordeaux 1 - CDGA  
Avenue des Facultés  
33405 TALENCE CEDEX  
martinaud@cdga.u-bordeaux.fr  
tél. : 05-56-84-65-89  
fax : 05-56-80-71-38

**MERIAUX Patrice**  
CEMAGREF Aix en Provence  
Le Tholonet  
BP 31  
13612 AIX EN PROVENCE CEDEX 1  
patrice.meriaux@cemagref.fr  
tél. : 04-42-66-99-51  
fax : 04-42-66-88-65

**MICHOT Didier**  
INRA, Centre de Recherche d'Orléans  
Unité de Science du Sol  
BP 20619  
Ardon  
45166 OLIVET cedex  
Didier.Michot@orleans.inra.fr  
tél. : 02-38-41-78-34  
fax : 02-38-41-78-69

**MONTOROI Jean-Pierre**  
IRD  
32 avenue Henri Varagnat  
93143 BONDY CEDEX  
Jean-Pierre.Montoroi@bondy.ird.fr  
tél. : 01-48-02-55-33  
fax : 01-48-47-30-88

**MOURAGUES Nathalie**  
DIREN Auvergne  
65 boulevard François Mitterrand  
BP 163  
63004 CLERMONT FERRAND CEDEX 01  
tél. : 04-73-34-46-62  
fax : 04-73-34-46-81

**MUNOZ Marie-Laure**  
CREED  
291 avenue Dreyfous Ducos  
78520 LIMAY  
mmunoz@cgea.fr  
tél. : 01-30-98-54-95  
fax : 01-30-98-54-99

**NIANG Magatte**  
IST  
Univ. C.A. DIOP de DAKAR  
Av. C.A. DIOP  
BP 5601 DAKAR  
SENEGAL  
magniang@refer.sn  
tél. : 221-825-25-30  
fax : 221-824-63-18

**NICOULLAUD Bernard**  
INRA, Centre de Recherche d'Orléans  
Unité de Science du Sol  
BP 20619  
Ardon  
45166 OLIVET cedex  
Bernard.Nicoullaud@orleans.inra.fr  
tél. : 02-38-41-78-72  
fax : 02-38-41-78-69

**PELLIZZARO Henri**  
Conseil Général des Pyrénées Atlantiques  
DAEE  
64 avenue Jean Biray  
64058 PAU CEDEX 09  
pellizzaro@cg64.fr  
tél. : 05-59-11-42-59  
fax : 05-59-11-46-47

**RABEMANANA Véro**  
IRD  
32 avenue Henri Varagnat  
93143 BONDY CEDEX  
Vero.Rabemanana@bondy.ird.fr  
tél. : 01-48-02-55-19  
fax : 01-48-47-30-88

**RASOLOMANANA Eddy**  
IRD  
32 avenue Henri Varagnat  
93143 BONDY CEDEX  
erasolo@syfed.refer.mg

**REJIBA Fayçal**

Université P&M Curie - UMR 7619  
Dépt Géophysique Appliquée  
B.C. 105  
4 place Jussieu  
75252 PARIS CEDEX 05

**RIBOLZI Olivier**

IRD  
Unité de Recherche 049 ECU  
OUAGADOUGOU  
BURKINA-FASO  
Olivier.Ribolzi@ird.bf

**ROBAIN Henri**

IRD  
32 avenue Henri Varagnat  
93143 BONDY CEDEX  
Henri.Robain@bondy.ird.fr  
tél. : 01-48-02-56-36  
fax : 01-48-47-30-88

**ROBERT José**

Conseil Général des Pyrénées Atlantiques  
64 avenue Jean Biray  
64058 PAU CEDEX 09  
Robert@cg64.fr  
tél. : 05-59-11-42-74  
fax : 05-59-11-46-47

**ROSSIGNOL Jean-Pierre**

INH  
2 rue Le Notre  
49045 ANGERS CEDEX 01  
Jean-Pierre.Rossignol@inh.fr  
tél. : 02-41-22-54-21  
fax : 02-41-73-15-57

**SAMOUELIAN Anatja**

INRA, Centre de Recherche d'Orléans  
Unité de Science du Sol  
BP 20619  
Ardon  
45166 OLIVET cedex  
Anatja.Samouelian@orleans.inra.fr  
tél. : 02-38-41-78-00  
fax : 02-38-41-78-69

**SAVADOGO Alain**

Université de Ouagadougou  
03 BP 7021  
OUAGADOUGOU  
BURKINA FASO  
nindaoua@univ-ouaga.bf  
tél. : 226-30-70-20  
fax : 226-30-71-59

**SCHMUTZ Myriam**

Université P&M Curie - UMR 7619  
Dépt Géophysique Appliquée  
case courrier 105  
4 place Jussieu  
75252 PARIS CEDEX 05  
schmutz@ccr.jussieu.fr  
tél. : 01-44-27-71-76  
fax : 01-44-27-45-88

**SENECHAL Pascale**

Consultants Services Réseaux  
Parc Industriel La Rivière de Mansac  
BP 8  
18520 MANSAC  
pascale.senechal@univ.pau.fr  
tél. : 05-59-80-83-92  
fax : 05-59-92-32-86

**SOLS Mesures**

17, rue Jean Monnet  
ZA des Côtes  
78990 ELANCOURT  
tél : 01.30.50.34.50

**TABBAGH Alain**

Université P&M Curie - UMR 7619  
Dépt Géophysique Appliquée  
B.C. 105  
4 place Jussieu  
75252 PARIS CEDEX 05  
alat@ccr.jussieu.fr  
tél. : 01-44-27-48-24

**TABBAGH Jeanne**

Université P&M Curie - UMR 7619  
Dépt Géophysique Appliquée  
B.C. 105  
4 place Jussieu  
75252 PARIS CEDEX 05  
Tabbagh@ccr.jussieu.fr  
tél. : 01-44-27-48-26  
fax : 01-44-27-45-88

**THORETTE Jacques**

IFEN  
61 boulevard Alexandre Martin  
45058 ORLEANS CEDEX 1  
jacques.thorette@ifen.fr  
tél. : 02-38-79-78-91

**TOE Ghislain**

IRD  
32 avenue Henri Varagnat  
93143 BONDY CEDEX  
toe@bondy.ird.fr  
tél. : 01-48-02-55-32  
fax : 01-48-47-30-88

**TOURMENT Rémy**  
CEMAGREF Aix en Provence  
Le Tholonet  
BP 31  
13612 AIX EN PROVENCE CEDEX 1  
remy.tourment@cemagref.fr  
tél. : 04-42-66-99-54  
fax : 04-42-66-88-65

**VAILLANT François-Xavier**  
BRGM  
3 avenue Claude Guillemin  
BP 6009  
45060 ORLEANS CEDEX 02  
fx.vaillant@brgm.fr  
tél. : 02-38-64-33-29  
fax : 02-38-64-36-89

**VARET Jacques**  
BRGM  
3 avenue Claude Guillemin  
45060 ORLEANS CEDEX 02  
j.varet@brgm.fr  
tél. : 02-38-64-30-97

**VASSAL Jacques**  
IRD  
32 avenue Henri Varagnat  
93143 BONDY CEDEX  
vassal@bondy.ird.fr  
tél. : 01-48-02-79-10  
fax : 01-48-47-30-88

**VOUILLAMOZ Jean-Michel**  
Action contre la faim  
4 rue Niepce  
75014 PARIS  
jm.vouillamoz@wanadoo.fr

3<sup>ème</sup> colloque de Géophysique des Sols et des Formations Superficielles

Soutenu par :



**INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE AGRONOMIQUE**

Centre de Recherche d'Orléans - Unité de Science du Sol - Domaine de Limère - 45166 Olivet cedex - France