



HAL
open science

Evaluation de l'état hydrique d'un sol fin par méthodes électriques et électromagnétiques : application géotechnique

Yves Laurent Beck

► **To cite this version:**

Yves Laurent Beck. Evaluation de l'état hydrique d'un sol fin par méthodes électriques et électromagnétiques : application géotechnique. Géophysique [physics.geo-ph]. Ecole Centrale de Nantes (ECN), 2008. Français. NNT : . tel-01373886

HAL Id: tel-01373886

<https://hal.science/tel-01373886>

Submitted on 29 Sep 2016

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

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

ÉCOLE DOCTORALE

SCIENCES POUR L'INGENIEUR GEOSCIENCES ARCHITECTURE (498)

Année 2008

N° B.U. :

Thèse de DOCTORAT

*Diplôme délivré par
l'École Centrale de Nantes*

Spécialité : GÉNIE CIVIL

Présentée et soutenue publiquement par :

YVES-LAURENT BECK

le 24 Octobre 2008

au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées à Bouguenais (44)

TITRE

**ÉVALUATION DE L'ÉTAT HYDRIQUE D'UN SOL FIN
PAR MÉTHODES ÉLECTRIQUES ET ÉLECTROMAGNÉTIQUES :
APPLICATION GÉOTECHNIQUE**

JURY

Président :	HICHER Pierre-Yves	Professeur, École Centrale de Nantes (44)
Rapporteurs :	DELAGE Pierre JONGMANS Denis	Professeur, École Nationale des Ponts et Chaussées (77) Professeur, Université Joseph Fourier (38)
Examineurs :	BLAIS Jean-Paul COSENZA Philippe CÔTE Philippe CUI Yu-Jun	Ingénieur-Docteur Géologue expert, Électricité De France (13) Maître de Conférence, Université Pierre et Marie Curie (75) Directeur de Recherche, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (44) Professeur, École Nationale des Ponts et Chaussées (77)
Invités :	FERBER Valéry PALMA-LOPES Sergio	Adjoint au Directeur de Recherche et Développement, Charier SA (44) Ingénieur de recherche, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (44)

Directeur de thèse : CÔTE Philippe

Laboratoire : Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (44)

Co-encadrants : FERBER Valéry et PALMA-LOPES Sergio

Laboratoire : Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (44)

N° ED 498 - 06

ÉVALUATION DE L'ÉTAT HYDRIQUE D'UN SOL FIN PAR MÉTHODES ÉLECTRIQUES ET ÉLECTROMAGNÉTIQUES : APPLICATION GÉOTECHNIQUE

Résumé :

En Géotechnique, et plus particulièrement dans le domaine des Terrassements, il existe un besoin d'évaluation de l'état hydrique des sols par méthodes non destructives, efficaces et applicables avec les contraintes de site. L'utilisation des méthodes électriques et électromagnétiques issues de la Géophysique Appliquée, intégrantes et rapides à mettre en œuvre, pourrait répondre à ce besoin pour la caractérisation des sols, le suivi de digues et de remblais et l'aide à l'exécution de chantiers.

L'étude d'échantillons de sol compacté en laboratoire montre que les paramètres électromagnétiques « effectifs » mesurés (résistivité électrique et constante diélectrique) sont sensibles aux paramètres d'état des sols, à la fois à la teneur en eau massique et à la masse volumique sèche. Ceci suggère que l'utilisation combinée des méthodes électriques et électromagnétiques pourrait permettre de découpler les paramètres d'état des sols qui sont utiles en géotechnique. Les tendances observées sur échantillons contrôlés sont interprétées en s'appuyant sur un modèle microstructural du sol constitué d'agrégats argileux et prenant en compte la distribution de l'eau dans le sol.

Afin de pouvoir appliquer in situ les lois établies en laboratoire, des séries de mesures géophysiques sont réalisées sur un site test, à échelle et conditions réelles de chantier, mais dont l'homogénéité, la géométrie, la température, le degré de compactage et la teneur en eau sont contrôlés. Des planches d'essais décamétriques, à différents états du sol, permettent d'évaluer la sensibilité des techniques de mesures et de relier les résultats obtenus au laboratoire à ceux d'un site réel.

Mots-clés : Résistivité électrique, permittivité diélectrique, méthodes géophysiques combinées, teneur en eau, masse volumique, limon, agrégats argileux.

HYDRIC STATE EVALUATION OF A FINE-GRAINED SOIL WITH ELECTRICAL AND ELECTROMAGNETICAL METHODS: GEOTECHNICAL APPLICATION

Abstract:

With respect to Geotechnics, and in particular earthworks, there is a need regarding the soil hydric state evaluation through methods which are non-destructive, effective and applicable to the site constraints. The use of electrical and electromagnetical methods from Applied Geophysics, which are integrated and quick to carry out, might answer to this need for soil characterising, levees and embankments monitoring and helping earthworks construction site.

The laboratory studies on compacted soil specimens show that the effective electromagnetic parameters (electrical resistivity and dielectrical constant) are sensitive to soil state parameters, both gravimetric water content and dry density. This observation suggests that the combined use of electrical and electromagnetic methods could enable one to distinguish between the soil state parameters which are useful for geotechnics. The trends observed on controlled specimens are interpreted on the basis of a soil microstructural model constituted by clayed aggregates and the water distribution in soil.

In order to apply the laws from the laboratory, a further set of geophysical measurements are to be carried out on a test site at scale close to real site conditions but where the homogeneity, the geometry, the temperature, the compaction state and the water content are monitored. Further decametric test sites, at different soil states, allow to evaluate the measurement tools sensitivity and to link up the results obtained from laboratory to real site ones.

Key-words: Electrical resistivity, dielectrical permittivity, combined geophysical methods, water content, bulk density, silty soil, clayey aggregates.

A celle qui a accepté d'être ma femme.
A nos deux enfants.
A mes parents.
A ma famille.

REMERCIEMENTS

De nombreuses personnes ont contribué au bon déroulement de cette thèse. Je souhaite leurs présenter en ces quelques lignes toute ma gratitude.

Je tiens à remercier avant tout Sergio Palma Lopes et Valéry Ferber tant pour leur encadrement de qualité que pour leur soutien et leur amitié. La motivation dont ils ont fait preuve dans ce projet de recherche multidisciplinaire et leur contribution respective à la thèse ont largement contribué à son aboutissement.

Je tiens aussi à remercier Philippe Côte, qui a dirigé cette thèse, pour les nombreuses discussions, pour ses conseils et ses apports enrichissants à ce travail.

Je remercie également les rapporteurs, Pierre Delage et Denis Jongmans, qui m'ont fait l'honneur d'examiner ma thèse ainsi que pour leur analyse minutieuse de mon travail. Je remercie également chaleureusement Pierre-Yves Hicher, qui a bien voulu présider le jury. Philippe Cosenza a été impliqué dans le suivi de cette thèse ; les nombreuses discussions à ses côtés et ses encouragements ont sans doute fait nettement progresser mon travail. Je le remercie donc pour son aide, et d'avoir bien voulu participer à ce jury. Je remercie aussi Yu-Jun Cui et Jean-Paul Blais, pour leur présence dans le jury, pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail et pour leurs remarques constructives.

De nombreux essais ont été réalisés en laboratoire, principalement au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées de Nantes. Sans Jean-Pierre David, son temps très précieux et ses « recettes de cuisine », la réalisation des échantillons de sols aurait été pour moi bien plus fastidieuse. Qu'il soit ici vivement remercié. Merci aussi à Olivier Durand pour son aide indispensable lors des mesures mais surtout pour les centaines (!!!) de soudures réalisées au cours de la thèse. Que le service SMI soit aussi remercié pour le travail considérable en terme de fabrication de prototypes de cellules de mesures en des temps records.

Des essais sur site expérimental de taille réelle ont été menés au cours de la thèse au Centre d'Expérimentation Routière de Rouen. Je ne saurais suffisamment remercier Michel Froumentin et toute son équipe pour l'investissement dans le projet, le travail formidable accompli lors de la conception, la réalisation et les suivis de ces essais.

Je remercie aussi infiniment l'équipe de ERA23 du Centre d'Études Techniques de l'Équipement Normandie Centre dirigée par Cyril Fauchard pour les nombreux échanges, pour leur accueil au cours de mes différents séjours à Rouen mais aussi les mesures radar et les traitements des données effectués.

Un groupe de travail inter-laboratoire s'est régulièrement réuni afin de partager sur les états d'avancement de mes travaux de thèse : que soient ici sincèrement remerciés Isabelle Cousin, Guy Richard, Philippe Cosenza et Samir Seladji pour leur participation active ainsi que les divers intervenants qui s'y sont joints ponctuellement.

Pour leur compétence indispensable pour me familiariser à l'électromagnétisme et pour leur aide dans l'analyse des données expérimentales, je remercie Vincent Baltazart,

Laurent Laguerre et Xavier Dérobert. Je remercie particulièrement ce dernier pour sa relecture approfondie du chapitre VI de la thèse et ses remarques constructives. Je remercie bien entendu aussi largement mes collègues de la division RMS qui ont contribué à la bonne ambiance quotidienne.

Ces trois années n'auraient pas été si agréables sans l'ensemble des thésards de la division RMS, leur écoute, leur aide et leur amitié. Que Barbara, Tangi, Nicolas, François, Mathieu, Slah, Khaled, Cédric, Faming, Mourad et Julien soient ici chaleureusement remerciés ! Je tiens à remercier aussi Anne-Laure, Michal et Younes, pour leur contribution respective à ces travaux de thèse au cours de leurs stages effectués au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées.

Je tiens enfin à remercier ma famille, particulièrement mes parents, pour leur soutien et pour m'avoir toujours encouragé à aller plus loin. Je ne manquerai surtout pas de remercier Marie-Maud, parce qu'elle m'a permis à sa façon d'entretenir quotidiennement ma motivation et mon enthousiasme pour mon travail de thèse au cours de ces trois dernières années... Je remercie enfin Charles-Arthur et Victoire pour avoir laissé leur papa travailler en silence pendant de nombreuses nuits...

SOMMAIRE

RÉSUMÉ.....	II
ABSTRACT	III
REMERCIEMENTS.....	VI
SOMMAIRE	VIII
NOTATIONS.....	XVI
INTRODUCTION.....	1

PREMIÈRE PARTIE :

PRINCIPES FONDAMENTAUX DE GÉOTECHNIQUE ET DE GÉOPHYSIQUE

CHAPITRE I : PRÉSENTATION D'UN SOL COMPACTÉ EN GÉOTECHNIQUE	7
I. Introduction.....	7
II. Caractéristiques géotechniques et physico-chimiques des sols.....	8
II.1 Origine des sols	8
II.2 Définition volumique d'un sol	8
II.3 Définition des principaux paramètres physiques d'un sol	9
II.3.1 Densités du sol	9
II.3.2 Porosité - Indice des vides - Indice d'air e_{air}	10

II.3.3	Teneur en eau - Degré de saturation.....	10
II.4	La granulométrie d'un sol	11
II.5	L'identification géotechnique des sols fins.....	11
II.5.1	Limites d'Atterberg.....	11
II.5.2	La limite de retrait	12
II.5.3	La surface spécifique.....	13
II.5.4	Valeur de bleu de méthylène (NF P 94-068).....	14
II.5.5	La capacité d'échange cationique (NF X 31-130)	14
II.5.6	Les courbes de compactage des sols	15
II.6	La classification géotechnique des sols GTR.....	15
II.7	Conclusion.....	16
III.	Présentation des argiles	17
III.1	Définition et structure des minéraux argileux	17
III.2	Les principales familles de minéraux argileux.....	19
III.3	Notion de surface spécifique des minéraux argileux	20
IV.	Microstructure des sols fins	21
IV.1	Notions de particules élémentaires et d'agrégats	21
IV.2	Volumes de vide inter- et intra-agrégats	22
IV.3	Localisation de l'eau dans un sol argileux	25
IV.4	Conclusion.....	26
V.	Conclusion du chapitre.....	26

CHAPITRE II : PROPRIÉTÉS ÉLECTRIQUES ET DIÉLECTRIQUES D'UN SOL . 27

I.	Généralités	27
II.	La résistivité électrique en courant continu.....	28
II.1	Facteurs influençant la résistivité électrique	29
II.1.1	Conductivité du fluide poral.....	29
II.1.1.1	Salinité du fluide interstitiel	29
II.1.1.2	Température	31
II.1.1.3	Etat hydrique	32
II.1.2	Etat de compactage.....	34
II.1.3	Nature minéralogique.....	36
II.1.4	Taille des grains	37

II.1.5	Anisotropie du sol	38
II.2	Modèles de résistivité.....	39
II.2.1	Lois empiriques et semi-empiriques	39
II.2.2	Modèles de mélanges	41
III.	La permittivité diélectrique	44
III.1	Paramètres d'influence sur la permittivité	45
III.1.1	Etat hydrique du sol.....	45
III.1.2	Type d'eau.....	47
III.1.3	Compactage.....	49
III.1.4	Nature minéralogique.....	51
III.1.5	Granulométrie.....	52
III.1.6	Anisotropie	53
III.1.7	Salinité de l'eau porale.....	53
III.1.8	Fréquence de l'onde électromagnétique.....	54
III.1.9	Température	56
III.2	Modèles de permittivité.....	57
III.2.1	Relations empiriques	58
III.2.2	Relations phénoménologiques.....	60
III.2.2.1	Relations analytiques.....	61
III.2.2.2	Circuits électriques équivalents.....	62
III.2.3	Modèles de mélanges volumiques.....	64
III.2.3.1	Modèle de mélange de type « alpha »	64
III.2.3.2	Modèle de sphère composite	68
III.2.3.3	Modèles ou approche des milieux effectifs.....	71
IV.	Conclusion du chapitre.....	71

CHAPITRE III : MÉTHODES ÉLECTROMAGNÉTIQUES UTILISÉES :

PRINCIPES FONDAMENTAUX	73	
I.	Phénomènes électriques dans un sol	74
I.1	La conduction électrique	74
I.2	La polarisation diélectrique.....	75
I.3	Notion de permittivité et de conductivité.....	76
II.	Rappels théoriques d'électromagnétisme	77

II.1	Equations (dites) de Maxwell.....	77
II.2	Relations constitutives.....	79
II.3	Conditions aux frontières entre milieux.....	80
II.4	Equation de propagation d'un champ électromagnétique.....	80
II.5	Atténuation des champs électromagnétiques et régimes de fonctionnement.....	81
II.6	Cas du courant continu : régime statique.....	84
III.	Les méthodes électromagnétiques utilisées : observables et principes de mise en œuvre.....	85
III.1	Les méthodes électromagnétiques existantes.....	85
III.2	Méthodes électromagnétiques à basses et à très basses fréquences.....	87
III.2.1	Prospection électrique à courant continu.....	87
III.2.2	Méthode inductive à basse fréquence et source dipolaire proche.....	93
III.3	Méthodes électromagnétiques à hautes fréquences.....	95
III.3.1	Radar géologique.....	95
III.3.2	Réfléctométrie dans le domaine temporel.....	97
IV.	Conclusion du chapitre.....	100

DEUXIÈME PARTIE :

EXPÉRIMENTATIONS SUR UN SOL FIN : DU LABORATOIRE AU SITE CONTRÔLÉ

CHAPITRE IV : DESCRIPTION DU SOL ÉTUDIÉ.....	102
I. Un sol fin : fil conducteur de l'étude.....	102
II. Répartition granulométrique des particules solides.....	102
III. Comportement du matériau au compactage.....	103
IV. Caractéristiques physico-chimiques du sol.....	104
V. Synthèse du chapitre.....	105
CHAPITRE V : MESURE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE EN LABORATOIRE	106
I. Introduction.....	106

II.	Article “Influences of water content and dry density on the DC-electrical resistivity of a compacted fine-grained soil for geotechnical applications”	107
	Abstract	107
	Introduction	108
	Background	108
	Materials and methods	111
	Soil description.....	111
	Compaction procedure and specimen preparation	111
	Water content and density in heterogeneous soil specimens	113
	Temperature effect	114
	DC-resistivity measurement procedure	115
	DC-resistivity cell description.....	115
	DC-electrical measurement sequence	118
	Cell geometrical factor modelling.....	119
	Experimental results	121
	Discussions.....	125
	Conclusions	131
III.	Discussions complémentaires sur la mesure de résistivité sur échantillons.....	133
III.1	Description et analyse de la séquence complète de mesure	133
III.1.1	Description des séquences de mesures.....	133
III.1.1.1	Rappel.....	134
III.1.1.2	Dispositif tomographique longitudinal en « transparence ».....	134
III.1.1.3	Dispositif de type Dipôle-Dipôle longitudinal	136
III.1.1.4	Dispositif de type Wenner longitudinal	137
III.1.2	Comparaison des résistivités mesurées à partir des différents types de quadripôles	138
III.1.3	Variations observées de la mesure de résistivité sur un échantillon	139
III.1.3.1	Test de répétitivité de chaque séquence	139
III.1.3.1.1	Détermination de la durée d’injection	139
III.1.3.1.2	Evolution de la mesure avec la durée de la sollicitation	141
III.1.3.2	Effet de l’anisotropie de l’échantillon.....	143
III.1.4	Etude de l’effet de l’enfoncement des électrodes.....	145
III.1.5	Effet de la température	146
III.2	Autres dispositifs de mesure en laboratoire et matériel	148

III.2.1	Mesure dans un porte-échantillon métallique	148
III.2.2	Dispositif par transparence.....	150
III.2.3	Choix du matériel de mesure.....	154
IV.	Conclusion du chapitre.....	154

CHAPITRE VI : CARACTÉRISATION ÉLECTROMAGNÉTIQUE

D'ÉCHANTILLONS DE SOL COMPACTÉ..... 157

I.	Introduction.....	157
II.	Article : “Influence of gravimetric water content and dry density of a fine-grained soil on dielectrical permittivity measurement”	159
	Abstract	159
	Introduction	159
	Principles.....	161
	Soil dielectrical properties.....	161
	Soil microfabric model.....	161
	Existing ϵ - θ relationships	164
	Materials and methods	165
	Soil characteristics.....	165
	Compaction procedure and specimen preparation	166
	Variations of water content and density in soil specimen.....	168
	Dielectrical permittivity measurement procedures	169
	Temperature effect on measured permittivity	171
	Experimental results.....	172
	Discussions.....	176
	Geotechnical interest.....	179
	Conclusions	179
III.	Discussions complémentaires	180
	III.1 Dépendance fréquentielle.....	180
	III.2 Vérification de l’approximation de la vitesse d’onde	181
IV.	Conclusion du chapitre.....	181

CHAPITRE VII : CARACTÉRISATION EN CONDITIONS RÉELLES ET

DISCUSSION 183

I.	Introduction.....	183
II.	Présentation du site expérimental.....	184
II.1	Préparation du matériau.....	184
II.2	Mise en œuvre des planches d'essai.....	186
II.3	Mesures de contrôle des planches.....	188
II.4	Mesures géophysiques.....	193
II.4.1	Mesure de permittivité.....	195
II.4.1.1	Sonde TDR de surface.....	195
II.4.1.2	Radar géologique.....	196
II.4.2	Mesure de conductivité électrique.....	197
II.4.2.1	Quadripôle électrique en configuration carrée.....	197
II.4.2.2	Tomographie de résistivité électrique (TRE).....	198
II.4.2.3	Conductivimètre EM38.....	199
III.	Résultats des mesures.....	200
III.1	Mesures de contrôle de l'état des planches de limon.....	200
III.1.1	Etats hydriques et de densité des planches.....	200
III.1.2	Variations de température au sein des planches.....	202
III.2	Caractérisation géophysique.....	203
III.2.1	Caractérisation de l'encaissant sableux.....	203
III.2.2	Caractérisation du limon étudié.....	205
III.2.3	Mesures ponctuelles.....	205
III.2.3.1	Pendant le compactage de la troisième couche de limon de chaque planche.....	205
III.2.3.2	Après la réalisation de chaque planche.....	209
III.2.4	Mesures intégrantes.....	211
III.2.4.1	Radar géologique.....	211
III.2.4.2	Tomographie de résistivité électrique.....	212
III.2.4.3	EM38.....	222
III.3	Synthèse des observations.....	226
IV.	Retour d'expérience.....	227
IV.1	Introduction.....	227
IV.2	Effet de la réutilisation du matériau : cas de la planche 3.....	228
IV.2.1	Etude de l'effet de la taille des grains sur la résistivité électrique.....	228

IV.2.2	Effet de la réutilisation du matériau sur la mesure diélectrique.....	231
IV.3	Mise en œuvre et caractérisation d'une quatrième planche	231
IV.3.1	Préparation du sol.....	232
IV.3.2	Mise en œuvre de la planche d'essais n°4.....	232
IV.3.3	Mesures géophysiques.....	234
IV.3.3.1	Mesures de résistivité électrique	234
IV.3.3.1.1	Mesures par TRE	234
IV.3.3.1.2	Mesure par EM38.....	241
IV.3.3.2	Mesures de permittivité.....	244
IV.3.3.3	Synthèse des observations.....	246
IV.4	Rapprochement entre mesures en laboratoire et mesures in-situ	248
IV.4.1	Comparaison directe des résultats	248
IV.4.2	Masse volumique sèche normalisée	250
IV.4.3	Effet de la différence de granulométrie sur la conductivité	251
IV.4.3.1	Approche expérimentale	252
IV.4.3.2	Approche théorique	254
IV.4.3.3	Ecart estimé	255
IV.4.4	Effet de la différence de granulométrie sur la permittivité	256
IV.4.5	Autre facteur d'influence : la salinité du fluide poral	257
IV.4.6	Comparaison des résultats après la prise en compte des divers facteurs abordés	258
V.	Discussion	260
VI.	Conclusion du chapitre.....	265
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		267
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES		272
ANNEXE 1		295
ANNEXE 2		296

NOTATIONS

Les notations utilisées tout au long de ce mémoire de thèse sont présentées à la suite. Les unités sont celles du système international (S. I.). Certaines notations, très spécifiques, ne sont pas mentionnées.

Termes géotechniques

V	volume (volume)	m ³
m	masse (mass)	g
θ	teneur en eau volumique (volumetric water content)	%
w	teneur en eau massique (gravimetric water content)	%
S _r	degré de saturation (saturation degree)	%
ρ	masse volumique (density)	g/m ³
ϕ	porosité (porosity)	%
e	indice de vides (void index)	%
e _{air}	indice d'air (air index)	%

Termes géophysiques

\vec{B}	induction magnétique (magnetic induction)	T
\vec{D}	déplacement diélectrique (dielectrical displacement)	C/m ²
\vec{E}	champ électrique (electrical field)	V/m
\vec{H}	champ magnétique (magnetic field)	A/m
\vec{J}	densité de courant électrique (electrical current density)	A/m ²
V	potentiel électrique (electrical potential)	V
I	intensité du courant électrique (electrical current intensity)	A
ϵ	permittivité diélectrique (dielectrical permittivity)	F/m
ϵ_r	constante diélectrique (dielectric constant)	-
ϵ_0	permittivité du vide (void permittivity)	= 8,854 x 10 ⁻¹² F/m
μ	perméabilité magnétique (magnetic permeability)	H/m
μ_r	perméabilité magnétique relative (relative magnetic permeability)	-
μ_0	perméabilité magnétique du vide (void magnetic permeability)	= 4 π 10 ⁻⁷ H/m
ρ_e	résistivité électrique (electrical resistivity)	Ohm.m
σ	conductivité électrique (electrical conductivity)	S/m

ω	fréquence angulaire (angular frequency)	rad/s
f	fréquence (frequency)	Hz
q_v	densité de charges électrostatiques (electrostatic charges density)	C/m ³
$\tan\delta$	tangente des pertes diélectrique (losses tangent)	-
t	temps de propagation (propagation time)	s
v	vitesse de propagation (propagation velocity)	m/s
c	vitesse de la lumière dans le vide (light velocity)	= 3.10 ⁸ m/s
d	profondeur de pénétration de l'onde (wave penetration depth)	m
k	facteur géométrique (geometrical factor)	m

Dimensions

A	1 ampère
C	1 coulomb
F	1 farad
g	1 gramme
H	1 henry

Hz	1 hertz
J	1 joule
K	1 kelvin
m	1 mètre
S	1 siemens
V	1 volt
Ohm	1 ohm
%	1 pourcent

INTRODUCTION

Dans le domaine de la Géotechnique, et de manière particulièrement prononcée dans le domaine des terrassements, la mesure de la teneur en eau et de la masse volumique des sols a toujours constitué un enjeu majeur, que ce soit durant les phases de réalisation, de réception, ou de suivi de la vie d'un ouvrage. Cette préoccupation résulte du fait que les propriétés mécaniques et physico-chimiques des sols sont très influencées par ces deux paramètres, ce qui est particulièrement évident pour les sols argileux (phénomènes de retrait/gonflement, par exemple).

La connaissance de ces propriétés du sol concerne des enjeux économiques importants qu'il s'agisse de couches de formes, de grands remblais ou d'ouvrages hydrauliques en terre. En effet, les applications lors de la réalisation d'ouvrages en terre permettraient, par exemple, de favoriser l'économie et l'optimisation des ressources non renouvelables par le réemploi de matériaux sur site, l'aide à la mise en œuvre dont le suivi de l'état hydrique et de l'état de compactage en temps réel, et le suivi de l'état hydrique lors du traitement des sols. De plus, le contrôle et la surveillance d'ouvrages (suivi de l'état hydrique, des déformations par gonflement et/ou tassement du matériau et localisation puis suivi de l'érosion interne) contribueraient ainsi à la durabilité des ouvrages géotechniques et à la prévention des risques.

De nombreuses études sur l'état hydrique des sols ainsi que sur le comportement et l'auscultation d'ouvrages en terre ont été menées récemment en génie civil dans ce sens, illustrées par le grand nombre de programmes de recherches menés au niveau national et international.

Les méthodes à sources rayonnantes, dites « nucléaires » (ex. gammadensimètre à profondeur variable, double-sonde, sondes neutroniques), ont été couramment utilisées pour mesurer la masse volumique humide et la teneur en eau volumique des sols fins compactés. Cependant, ces méthodes à source radioactive présentent de réels inconvénients (coût élevé, qualification des opérateurs, entretien et maintenance de la sonde, transport et utilisation réglementés pour les sources, gestion des déchets radioactifs) et sont limitées à des mesures ponctuelles. Actuellement, la mesure de teneur en eau d'un sol se fait également et avant tout par pesée gravimétrique sur des prélèvements de sols. Cette méthode a pour avantage d'être directe et précise, et elle constitue dans tous les cas la valeur de référence. Néanmoins elle est

destructive, relativement lente, et surtout elle offre une représentativité spatiale généralement très limitée car directement conditionnée par le nombre de prélèvements. Il y a donc un intérêt technique et économique à diminuer sensiblement le nombre de prélèvements par l'utilisation de méthodes plus globales, non intrusives et offrant un certain rendement et une couverture spatiale continue.

Les techniques de reconnaissance issues de la Géophysique Appliquée proposent un ensemble de méthodes indirectes de caractérisation du sous-sol, de manière non-destructive et bien souvent en englobant un volume de sol associé au dispositif et à la méthode utilisés.

Depuis de nombreuses décennies, les techniques géophysiques sont couramment employées pour la prospection pétrolière (localisation et suivi de réservoirs pétroliers, détermination de la porosité et du degré de saturation de la roche mère), et minière (détection de minerais), ainsi que pour l'étude géologique (évaluation de la structure et de la nature de la subsurface). Depuis une vingtaine d'années, la prospection géophysique est utilisée pour de nouvelles applications : des études archéologiques (détection de cavités), hydrogéologiques (localisation et quantification de volume d'eau souterraine), agricoles ou forestières (évaluation du tassement et de l'état hydrique des sols), l'évaluation de risques (étude de la stabilité de zones d'éboulement, détection de polluants), l'étude et le suivi de zones de stockages (délimitation des décharges et des migrations des polluants, faisabilité de la séquestration du CO₂ ou d'enfouissement de déchets nucléaires dans un confins géologique) et l'auscultation de structures du génie civil (détection de cavités, de fissurations ou d'altération de structures, surveillance d'ouvrages, corrélation avec des paramètres géotechniques). Ces nouvelles applications géophysiques impliquent actuellement le développement de nouvelles méthodes de mesure adaptées aux besoins (ex. Corwin and Lesch, 2005 ; Auken et al., 2006).

Du fait de leur sensibilité à la quantité d'eau et d'air dans le sol, les méthodes électromagnétiques au sens large (c'est-à-dire : méthodes électriques à courant continu et méthodes électromagnétiques basses et hautes fréquences) ont été choisies dans cette étude parmi les différentes méthodes existantes en géophysique appliquée. Il est à noter que de nombreux travaux récents abordent la surveillance du comportement d'ouvrages en terre par ces méthodes (ex. Johansson and Dahlin, 1998 ; Sjödaahl, 2006 ; Chambers et al., 2007). Leur avantage est de fournir des mesures fiables, peu ou non intrusives, qu'elles soient

globales ou locales, à grand rendement ou fixes. Ces méthodes permettraient ainsi de limiter le nombre de prélèvements et d'envisager à terme le remplacement des techniques « nucléaires » pour les mesures de masse volumique. Elles sont déjà largement mises en œuvre pour la détermination et le suivi de la teneur en eau (sondes TDR, sondes capacitives, ...). Chaque méthode électromagnétique utilise une taille de dispositif et une fréquence d'auscultation différente induisant un volume et une profondeur d'investigation propres, pouvant varier de plusieurs centimètres à quelques centaines de mètres de profondeur. Le volume de sol à ausculter dans un ouvrage influencera donc le choix des méthodes à utiliser.

Les techniques électriques et électromagnétiques sont des méthodes indirectes de caractérisation des sols donnant accès à des valeurs « effectives » de propriétés électromagnétiques : la résistivité électrique et la permittivité diélectrique. De nombreux auteurs ont cherché à identifier les facteurs influençant ces deux propriétés physiques afin d'accéder aux paramètres d'état et de composition des sols (porosité, teneur en eau, salinité du fluide contenu dans l'espace poral, argilosité, granulométrie, microstructure). Des lois décrites dans la littérature permettent ainsi d'étudier l'influence de la teneur en eau volumique sur la résistivité électrique et sur la permittivité diélectrique. Cependant, les influences séparées de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique, c'est-à-dire deux paramètres utiles en géotechnique associés à la teneur en eau volumique, sont rarement présentées. De plus, la validité de chaque modèle est généralement limitée à un type de matériau, une gamme des paramètres d'état, et une gamme de fréquences. Par ailleurs, la présence d'argiles complexifie ces relations et rend les modèles classiques inopérants. Des modèles plus récents, qui tentent de prendre en compte les phénomènes liés à la présence d'argile par le biais de modèles de mélanges, de modèles en milieux « effectifs », ou de « circuits équivalents », sont souvent difficilement généralisables.

Ce travail de thèse, effectué au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC), a pour objectif premier de décrire quantitativement et d'expliquer les relations entre les paramètres électromagnétiques « effectifs » mesurés (résistivité électrique et permittivité diélectrique) et les paramètres géotechniques des sols (teneur en eau, masse volumique). Cette description passe tout d'abord par l'identification et par la compréhension des phénomènes mis en jeu. Certaines lois qui sont présentées dans la littérature, plus ou moins complexes, peuvent ainsi être retenues et classées par genre (ex. lois empiriques, lois phénoménologiques, lois de mélanges).

Ensuite, la caractérisation électrique et électromagnétique du sol en laboratoire, à différents états d'humidité et de compactage, devrait permettre de vérifier ou de définir les lois les plus adaptées pour une application géotechnique, reliant les observables géophysiques à l'état du sol. Il sera donc nécessaire de mettre en place un protocole de fabrication d'échantillons de sol compacté le plus homogènes possible, de développer, d'adapter et de valider des techniques efficaces et précises de mesure de résistivité et de permittivité sur échantillon. Grâce à plusieurs campagnes de mesures sur échantillons en laboratoire, le découplage de l'effet de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche sur la résistivité et sur la permittivité peut être mis en évidence. Les tendances obtenues en laboratoire peuvent alors être interprétées à la lumière d'un modèle de microstructure du sol argileux (Ferber, 2005) permettant d'expliquer les tendances macroscopiques observées. Du fait que chacune des deux observables géophysiques soit à la fois sensible à la teneur en eau et à la masse volumique, il peut être proposé de combiner deux méthodes de mesure (ex. électrique en courant continu et électromagnétique à haute fréquence) afin d'évaluer simultanément les deux paramètres d'état du sol utiles en géotechnique.

Pour être capable d'appliquer ces lois sur site réel, il est indispensable de tester la capacité d'outils conventionnels de géophysique appliquée à reproduire des tendances expérimentales sur site, et d'analyser leur adéquation avec les tendances observées en laboratoire. Un site test, de taille et en conditions de réalisation réelles, sera élaboré puis caractérisé par un ensemble de méthodes géophysiques conventionnelles (tomographie de résistivité électrique, méthode électromagnétique à faible nombre d'induction, sonde « time domain reflectometry », radar géologique). Une confrontation entre les données obtenues en laboratoire et celles du site expérimental mettra en évidence un écart des valeurs mesurées qui pourra être expliqué et quantifié (effet de la granulométrie, de la salinité de l'eau poral...).

Finalement, nous estimerons l'applicabilité de ces méthodes de mesure in situ pour l'évaluation de l'état hydrique et de l'état de compactage d'un sol fin et ce, pour des volumes d'investigation et des sensibilités requises sur chantier de terrassement.

Pour conclure, cette étude est destinée, à terme, à présenter les possibilités d'utilisation complémentaire des méthodes électromagnétiques in situ pour répondre aux besoins géotechniques d'évaluation de l'état hydrique et de l'état de compactage des sols.

Le caractère pluridisciplinaire de ce travail nous a amenés à écrire un mémoire ayant pour objectif de présenter une étude qui se veut didactique et autoporteuse, accessible aux géophysiciens comme aux géotechniciens, du domaine académique ou du monde appliqué.

Ainsi, ce choix nous a conduits à introduire dans un premier temps un rappel des principes fondamentaux de la géotechnique et ceux de la géophysique appliquée ainsi que l'étude des paramètres d'influence issue des travaux existant dans la littérature. La seconde partie de ce mémoire présente les expérimentations effectuées sur un sol fin, en laboratoire et sur site expérimental.

La première partie débute par une description géotechnique, permettant de définir les paramètres d'état, et de microstructure d'un sol (chapitre I). Ensuite, l'influence des paramètres d'état du sol sur la mesure de résistivité et de permittivité ainsi que les relations qui en découlent issues de la littérature seront présentées dans le deuxième chapitre. Le troisième chapitre abordera les principes théoriques de l'électromagnétisme et les outils permettant de mesurer in-situ la résistivité électrique et la permittivité diélectrique d'un sol.

Dans la deuxième partie du mémoire, le sol fin, caractérisé par la suite en laboratoire et in-situ, est présenté en prenant en compte ses propriétés physico-chimiques et son comportement mécanique. Les quatrième et cinquième chapitres correspondent aux études en laboratoire, effectuées sur des échantillons de sol compacté à partir de cellules adaptées, permettant de relier respectivement la résistivité électrique et la permittivité électrique aux propriétés d'état du sol (c'est-à-dire la teneur en eau massique et la masse volumique sèche). Afin de pouvoir appliquer les relations définies en laboratoire sur site, la mise en œuvre, avec des engins de chantiers de terrassement, de planches d'essais de taille quasi-réelle mais dont l'homogénéité, la géométrie, la température, l'énergie de compactage et la teneur en eau sont contrôlées, a été réalisée au Centre d'Expérimentation Routière de Rouen. Les résultats de la caractérisation géophysique du site expérimental, l'évaluation de la sensibilité des outils de mesure (Radar, EM38, TDR, Tomographie de résistivité électrique avec différents types de dispositifs) et une discussion sur l'applicabilité des relations définies sur échantillons aux mesures réalisées sur site, sont présentés dans le dernier chapitre.

Enfin, une conclusion permettra de synthétiser l'apport de ce travail de thèse à la détermination de l'état hydrique et de l'état de compactage d'un sol fin dans le domaine des terrassements.

PREMIÈRE PARTIE :

PRINCIPES FONDAMENTAUX
DE GÉOTECHNIQUE ET
DE GÉOPHYSIQUE

CHAPITRE I :

PRÉSENTATION D'UN SOL COMPACTÉ EN GÉOTECHNIQUE

I. Introduction

L'objectif de cette étude est de déterminer l'état hydrique et la compacité d'un sol en géotechnique par des méthodes non-destructives. La connaissance du sol et de son état permettent de déterminer la durabilité et la stabilité des ouvrages en terre et d'aider à la réalisation de chantier dans le domaine des terrassements.

Ce chapitre a pour objet de définir un sol utilisé dans le domaine des terrassements avec les termes et les paramètres issus de la géotechnique. Parmi ces paramètres caractérisant un sol, deux d'entre eux, largement utilisés, retiennent notre attention en ce qui concerne la problématique de la thèse : la teneur en eau massique et la masse volumique sèche.

Sur la base d'études existantes, une description minéralogique puis structurale d'un sol fin sera aussi abordée. Enfin, un modèle de localisation microstructurale de l'eau dans un sol argileux au cours de l'humidification sera présenté.

II. Caractéristiques géotechniques et physico-chimiques des sols

II.1 Origine des sols

Les sols naturels rencontrés en géotechnique sont des matériaux d'origine détritique dont les particules n'ont pas subi de diagenèse, ce qui les différencie des roches sédimentaires. Cependant, certains de ces sols ont pu subir une cimentation. La composition d'un sol naturel dépend de son histoire et son origine géologique. Les particules solides (ex. quartz, feldspath,

minéraux argileux, carbonates) proviennent essentiellement de l'érosion de roches existantes. La nature, la taille et la forme des grains solides dépendent de la nature de la roche mère, du mode d'érosion et du type de transport des particules. Ces sols naturels peuvent, par exemple, être des argiles, des limons (ex. mélange de sable et d'argile) ou des sables (i.e. composés principalement de grains de quartz).

II.2 Définition volumique d'un sol

De façon générale, un sol naturel est composé de trois phases distinctes : solide (grains), liquide (eau) et gazeuse (air). La figure 1.1 représente le poids et le volume des différentes phases, en considérant le poids de l'air comme étant négligeable.

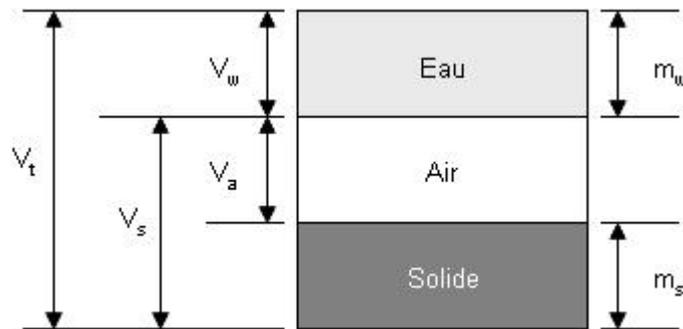


Figure 1.1 : Schéma volumique d'un sol (avec V_s = volume sec (i.e. volume des grains solides), V_w = volume d'eau, V_a = volume d'air, V_t = volume total, m_s = masse sèche de sol, m_w = masse d'eau).

Notons que, conventionnellement, la masse sèche de l'échantillon est obtenue en laboratoire après séchage de l'échantillon pendant 24h dans une étuve à 105°C.

II.3 Définition des principaux paramètres physiques d'un sol

II.3.1 Densités du sol

La masse volumique spécifique des grains ρ_s (g/cm^3) est la masse sèche du sol ramenée au volume sec des particules solides :

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \quad (1.1)$$

La masse volumique spécifique de l'eau ρ_w (g/cm³) est la masse d'eau rapportée au volume d'eau :

$$\rho_w = \frac{m_w}{V_w} \quad (1.2)$$

Notons qu'en pratique, on considère généralement que $\rho_w = 1 \text{ g/cm}^3$.

La masse volumique humide (souvent appelée « bulk density ») ρ_H (g/cm³) est la masse totale de l'échantillon de sol rapportée au volume total de l'échantillon :

$$\rho_H = \frac{m_s + m_w}{V_T} \quad (1.3)$$

La masse volumique sèche (ou densité sèche) ρ_d (g/cm³) est la masse sèche du sol rapportée au volume total de l'échantillon:

$$\rho_d = \frac{m_s}{V_T} \quad (1.4)$$

II.3.2 Porosité - Indice des vides - Indice d'air e_{air}

La porosité ϕ (%) est le volume des vides contenus dans un échantillon donné rapporté au volume total de l'échantillon :

$$\phi = \frac{V_v}{V_T} \quad (1.5)$$

L'indice des vides e (%) est le volume des vides contenus dans un échantillon donné rapporté au volume sec de l'échantillon :

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad (1.6)$$

L'indice d'air e_{air} (%) est le volume d'air contenu dans un échantillon donné ramené au volume sec de l'échantillon :

$$e_{\text{air}} = \frac{V_a}{V_s} \quad (1.7)$$

II.3.3 Teneur en eau - Degré de saturation

La teneur en eau massique w (%) est la masse d'eau contenue dans un échantillon donné ramenée à la masse sèche de l'échantillon :

$$w = \frac{m_w}{m_s} \quad (1.8)$$

La teneur en eau volumique θ (%) est le volume d'eau contenu dans un échantillon donné ramené au volume total de l'échantillon :

$$\theta = \frac{V_w}{V_T} = \rho_d w \quad (1.9)$$

Le degré de saturation S_r (%) est le volume occupé par l'eau ramené au volume total des vides :

$$S_r = \frac{V_w}{V_v} \quad (1.10)$$

II.4 La granulométrie d'un sol

La distribution de la taille des particules constitue un aspect important de la description du sol car elle gouverne une partie de ses propriétés. Elle est décrite par la courbe granulométrique, qui est le pourcentage massique cumulé des particules solides du sol rapporté à leur diamètre. L'analyse granulométrique se fait généralement par sédimentométrie (NF P 94-057), pour les particules inférieures à $80\mu\text{m}$, et par tamisage (XP P 94-041), pour les particules supérieures à $80\mu\text{m}$. La dénomination des particules par granulométrie est schématisée figure 1.2. Le passant à 80 micromètres, regroupant les proportions des particules argileuses et limoneuses, est appelé conventionnellement « proportion de fines ».

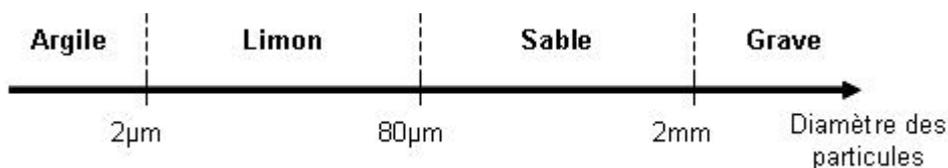


Figure 1.2 : Dénomination des particules en fonction de leur diamètre.

II.5 L'identification géotechnique des sols fins

II.5.1 Limites d'Atterberg

Les limites d'Atterberg sont déterminées uniquement pour la fraction du sol passant au tamis de 400 μ m. Cette fraction est considérée comme étant la seule à agir avec l'eau, modifiant la consistance du sol. Les limites d'Atterberg sont définies comme étant les limites de teneur en eau encadrant l'état plastique du sol (fig. 1.3) : la limite de plasticité w_p , mesurée au moyen de la méthode du rouleau (NF P 94-051), et la limite de liquidité w_l , mesurée au moyen de la coupelle de Casagrande (NF P 94-051). La limite de plasticité est définie comme étant la teneur en eau d'un sol ayant perdu sa plasticité en se déformant lorsqu'il est soumis à de faibles charges. Alors que la limite de liquidité est la teneur en eau d'un sol qui sépare l'état liquide de l'état plastique.

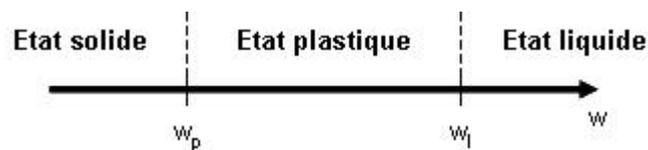


Figure 1.3 : Schéma de l'état de consistance d'un sol (avec w_p , la limite de plasticité et w_l , la limite de liquidité).

L'indice de plasticité I_p , un paramètre largement utilisé en géotechnique caractérise l'intervalle de teneur en eau où le sol a un comportement plastique :

$$I_p = w_l - w_p \quad (1.11)$$

L'indice de plasticité caractérise aussi les risques de déformation du matériau car plus un matériau a un indice de plasticité élevé, plus son gonflement par humidification et son retrait par dessiccation sont élevés (Tableau 1.I).

Indice de plasticité I_p	Consistance du sol
0 à 5	Non plastique
5 à 15	Peu plastique
15 à 40	Plastique
> 40	Très plastique

Tableau 1.I : Etat de plasticité d'un sol selon l'indice de plasticité.

II.5.2 La limite de retrait

La limite de retrait w_r est la teneur en eau du sol lorsque sa diminution de volume est obtenue par dessiccation s'arrête.

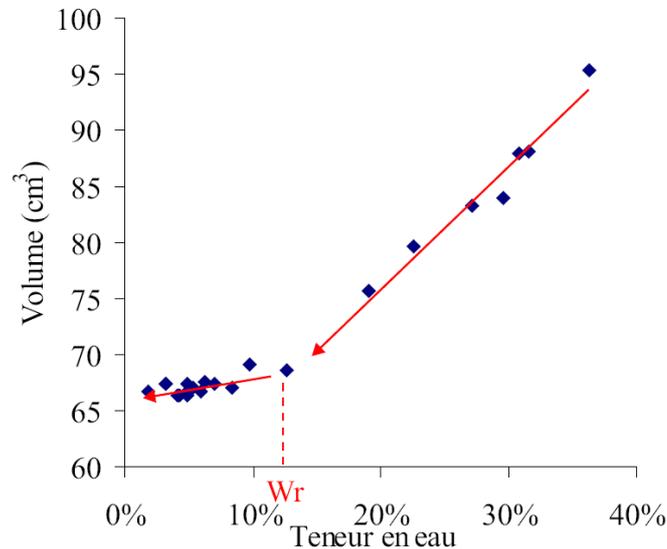


Figure 1.4 : Exemple d'une courbe de retrait d'une argile (Beck, 2004).

II.5.3 La surface spécifique

La surface spécifique d'un sol S_s (m^2/g) est le rapport entre l'aire totale des particules solides, et sa masse sèche :

$$S_s = \frac{S}{m_s} \quad (11)$$

avec S l'aire totale des particules du sol (m^2), et m_s la masse sèche en grammes. Le tableau 1.II indique qu'à partir de la surface spécifique d'un sol, il est possible d'évaluer la présence ou non d'un des trois principaux types d'argiles rencontrés dans les sols. Il est à noter que la surface spécifique des particules non argileuses est considérée comme négligeable par rapport aux minéraux argileux.

	Kaolinite	Illite	Smectites
Ss	10-30 m ² /g	100-175 m ² /g	700-800 m ² /g

Tableau 1.II : Surface spécifique des trois principaux types d'argile (d'après Beauchamp, 2003).

II.5.4 Valeur de bleu de méthylène (NF P 94-068)

La surface spécifique des grains solides de la fraction 0/2mm du sol est déterminée indirectement par adsorption des molécules de bleu de méthylène d'une solution jusqu'à l'état de saturation. Cet essai détermine la valeur de bleu V_{bs} (g/100g de sol) comme étant la quantité de bleu de méthylène pouvant être adsorbée par les surfaces des particules de sols. Cette V_{bs} caractérise la quantité et la qualité de l'argile contenue dans le sol (Tableau 1.III).

V _{bs} ≤ 0,2	Sols sableux
0,2 < V _{bs} ≤ 2,5	Sols limoneux
2,5 < V _{bs} ≤ 6	Sols limono-argileux
6 < V _{bs} ≤ 8	Sols argileux
V _{bs} > 8	Sols très argileux

Tableau 1.III : Etat de plasticité d'un sol selon l'indice de plasticité.

II.5.5 La capacité d'échange cationique (NF X 31-130)

La capacité d'échange cationique (CEC) correspond à la charge des cations échangeables pour compenser la charge négative des particules argileuses et, est exprimée comme étant la quantité de charges pour 100g d'argile (meq/100g ou cmol+/kg). Par ailleurs, chacun des types d'ions échangeables présents peut être dosé. Enfin, il est important de noter que la capacité d'échange d'un sol varie avec le pH (Grim, 1953). Le tableau 1.IV indique les valeurs de CEC correspondant aux principaux types d'argile rencontrés dans les sols.

	Kaolinite	Illite	Smectites
CEC	3-15 meq/g	10-40 meq/g	80-150 meq/g

Tableau 1.VI : Capacité d'échange cationique (ordre de grandeur) des trois principaux types d'argile (d'après Grim, 1953).

II.5.6 Les courbes de compactage des sols

Le compactage est l'opération effectuée sur un sol pour augmenter sa densité (i.e. diminuer l'indice des vides). Le compactage, en géotechnique, a pour but d'améliorer les caractéristiques mécaniques et de limiter le tassement ultérieur du sol.

L'essai Proctor a pour but de déterminer, en laboratoire, la teneur en eau du sol qui conduit au meilleur compactage possible, c'est-à-dire à la plus forte masse volumique sèche.

Pour une énergie de compactage donnée, la variation de masse volumique sèche en fonction de la teneur en eau massique suit une courbe en cloche qui permet de définir un optimum appelé optimum Proctor (fig. 1.5). Selon un protocole normalisé (NF P 94 093), l'optimum Proctor Normal est déterminé en laboratoire et caractérisé par sa teneur en eau optimum, notée w_{OPN} , et sa masse volumique sèche optimum, notée ρ_{dOPN} .

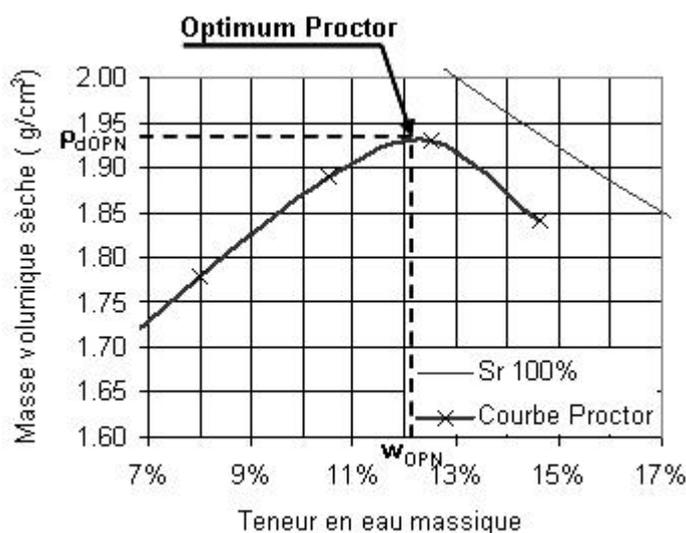


Figure 1.5 : Courbe de compactage Proctor Normal du limon étudié tamisé à 20 mm.

II.6 La classification géotechnique des sols GTR

Le Guide Technique pour la réalisation des remblais et des couches de formes (SETRA-LCPC, 1992), largement utilisé dans le domaine des terrassements, propose un classement des sols en fonction de leur nature (granulométrie, argilosité, compacité, ...) et de leur état hydrique. Pour chaque classe de sol, le GTR décrit les possibilités et les conditions d'utilisation des sols (Tableau 1.V).

CLASSE	Définition	Caractéristique	Sous-classe
A	Sols fins	$D_{\max} \leq 50mm$ et passant à $80\mu m > 35\%$	A1 à A4 selon VBS ou I_p
B	Sols sableux et graveleux avec fines	$D_{\max} \leq 50mm$ et passant à $80\mu m \leq 35\%$	B1 à B6 selon VBS ou I_p et tamisat
C	Sols comportant des fines et des gros éléments	$D_{\max} > 50mm$ et passant à $80\mu m > 12\%$ ou passant à $80\mu m \leq 12\% +$ VBS > 0,1	30 sous-classes selon VBS, I_p et tamisat à 50 mm
D	Sols insensibles à l'eau avec fines	VBS $\leq 0,1$ et passant à $80\mu m \leq 12\%$	D1 à D3
R	Matériaux rocheux	Voir la norme NF P 11-300	
F	Sols organiques et sous-produits industriels	Voir la norme NF P 11-300	

D_{\max} = diamètre pour lequel 95% des grains du sol ont une dimension inférieure (soit D_{95} si la courbe granulométrique est disponible, sinon appréciation visuelle de la dimension des plus gros éléments)

Tableau 1.V : Classification des sols dans le Guide des Terrassements Routiers (d'après SETRA-LCPC, 1992).

Dans le cadre de cette étude, nous utilisons le GTR comme base de classification des sols.

II.7 Conclusion

Un sol peut être décrit par de nombreux paramètres mesurables par des essais normalisés très utilisés en géotechnique. Ces paramètres sont bien souvent des critères permettant de classer les sols et de définir les conditions d'utilisation de ces sols dans le domaine des terrassements. Parmi des paramètres, beaucoup d'entre eux sont régis par la connaissance de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche du sol.

Le pourcentage et le type d'argiles contenus dans un sol contrôlent en partie ses propriétés mécaniques. Cela pourrait s'expliquer par l'arrangement microstructural des particules argileuses dans le sol et par les interactions entre l'eau et ces particules.

III. Présentation des argiles

Un sol a été défini précédemment comme étant constitué de trois phases (solide, liquide et gazeuse). En fait, la phase solide des sols peut être divisée en deux fractions distinctes : les particules « inertes » (par exemple, le quartz et les carbonates) et les particules argileuses. Les particules « inertes » sont définies par leurs interactions négligeables avec l'eau par rapport aux minéraux argileux. Dans ce chapitre, nous nous intéressons aux minéraux argileux qui présentent des structures minéralogiques et des compositions chimiques très variées, à l'origine de la diversité de leurs propriétés physico-chimiques.

III.1 Définition et structure des minéraux argileux

Les minéraux argileux sont des phyllosilicates. On les compare à des colloïdes car ils sont capables de fixer facilement de grandes quantités de phase liquide continue (Caillière et al., 1982). Ils proviennent le plus souvent de l'altération d'horizons préexistants et sont abondants dans les sols, les sédiments et les roches. Ils se présentent sous la forme d'empilement de feuillets élémentaires. Chaque feuillet élémentaire est constitué d'un arrangement d'une couche ionique élémentaire constituée d'un arrangement d'atomes d'oxygènes (O^{2-}) et/ou d'hydroxyles (OH). La superposition de couches ioniques

élémentaires conduit à l'individualisation des couches qui peuvent être soit tétraédriques, soit octaédriques.

La couche tétraédrique (couches T de $[\text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2]^{6-}$) est formée par des associations de silice tétraédrique (SiO_4), dans lesquelles un atome de silicium (Si^{4+}) est entouré de quatre atomes d'oxygène (O^{2-}). Chaque tétraèdre partage trois de leurs oxygènes avec les tétraèdres voisins. L'assemblage des tétraèdres constitue un réseau plan hexagonal qui forme la base de la couche (fig. 1.6). Le bilan des charges positives et négatives de la structure n'est pas neutre mais présente un excès de charges négatives. La couche tétraédrique a une épaisseur de 4,63Å.

Les couches octaédriques (couches O à base d'octaèdres de brucite $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ou de gibbsite $\text{Al}(\text{OH})_3$) sont basées sur l'association d'octaèdres où l'ion central est hexacoordonné par rapport à des groupements hydroxyles (OH^-). Dans la plupart des cas, l'ion central est Al^{3+} , mais d'autres ions comme Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} se substituent aux ions Al^{3+} . Les octaèdres sont reliés entre eux par des anions communs et forment une couche plane (fig. 1.6). Le bilan des charges donne un ensemble chargé positivement, si l'on prend l'exemple de l'ion central Al^{3+} . La couche octaédrique a une épaisseur de 5,05Å.

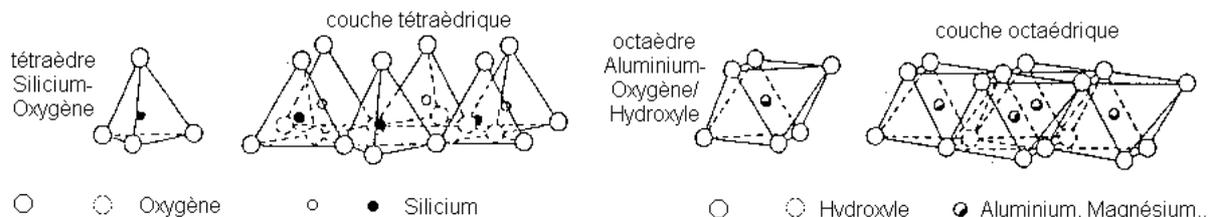


Figure 1.6 : Représentation des tétraèdres et des octaèdres ainsi que leur agencement en couches. D'après Grim (1953).

Ces empilements de couches anioniques font apparaître deux types de cavité :

- des vides inter-couches dans les structures tétraédriques ou octaédriques ;
- des vides intra-couches de forme hexagonale et de plus grande dimension dans la couche d'oxygènes des structures tétraédriques.

Dans la réalité, cette configuration est généralement modifiée par des substitutions de cations Si^{4+} et Al^{3+} par des cations de nature différente. On les appelle « substitutions

isomorphiques » (Grim, 1953 ; Millot, 1964; Tessier, 1984 ; Caillère et al., 1982). Des substitutions isomorphiques peuvent se produire au niveau des couches tétraédriques et octaédriques. Ainsi, certains atomes de silicium Si^{4+} des couches tétraédriques peuvent être remplacés par des atomes d'aluminium Al^{3+} . De même, dans la couche octaédrique, les cations trivalents peuvent être partiellement substitués par des ions bivalents. Ces substitutions par des cations de plus faible charge positive conduisent à un déficit de charge dans les couches tétraédriques et octaédriques.

Ces déficits de charges positives sont compensés localement par l'adsorption de cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^+ , K^+ , Na^+) à la surface des particules argileuses provenant de l'équilibre électrochimique entre les particules et l'eau interstitielle. Ces cations adsorbés, assurant l'électroneutralité des particules argileuses, sont appelés « cations échangeables » (Tessier, 1984).

III.2 Les principales familles de minéraux argileux

La classification des minéraux argileux est basée sur leurs structures caractérisées par la superposition de feuillets de couches tétraédriques T et de couches octaédriques O communes à tous les minéraux argileux. Les feuillets peuvent être de type TO ou TOT. Parmi les minéraux argileux, on peut donc distinguer deux familles principales de minéraux argileux : les argiles 1/1 constituées d'empilements de feuillets TO et les argiles 2/1 constituées d'empilements de feuillets TOT (fig. 1.7).

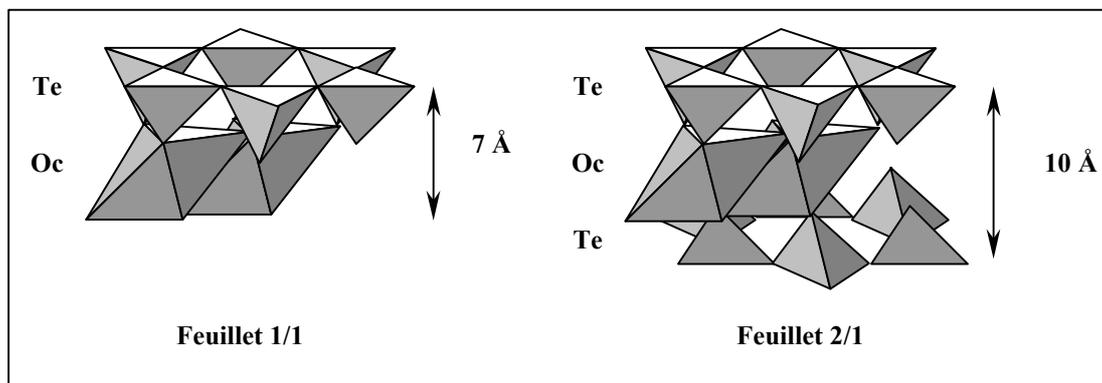


Figure 1.7 : Les deux principales structures des feuillets argileux élémentaires.

Parmi les minéraux argileux le plus couramment rencontrés, on peut citer :

- la kaolinite, de type TO. Ce type de minéral présente peu de substitutions isomorphiques et un faible déficit de charge.

- l'illite, de type TOT, où le déficit de charge est compensé par des ions potassium K^+ .

L'espace inter-foliaire de la kaolinite et de l'illite est inaccessible car les feuillets sont fortement liés. L'illite se différencie de la kaolinite par la structure des feuillets élémentaires et par la présence d'ions potassium entre les feuillets, logés dans les cavités hexagonales de la couche tétraédrique. Pourtant, les particules élémentaires de kaolinite et d'illite, appelées cristallites, sont assez semblables par leur morphologie. Elles résultent en effet de l'empilement régulier et fixe de feuillets, où l'espace entre feuillets est inaccessible à l'eau.

- le groupe des smectites, dont la montmorillonite est la plus commune, de type TOT. Contrairement à la kaolinite et à l'illite, l'espace inter-foliaire des smectites est accessible car les forces d'attractions entre les feuillets sont faibles. L'état d'hydratation variant en fonction de la taille et de la charge du cation présent dans l'espace inter-foliaire influence directement la taille de la structure du minéral (Tessier, 1984). Ceci entraîne l'utilisation du terme argile « gonflante » pour qualifier les sols composés d'une quantité significative de smectites. Le terme de bentonite, souvent utilisé, désigne un matériau contenant une forte proportion de smectites.

Remarquons aussi que la capacité d'échange cationique des minéraux argileux varie d'un ordre de grandeur entre la kaolinite et les smectites, ce qui s'explique essentiellement par la différence de déficit de charge du feuillet élémentaire (Tableau 1.III).

- la chlorite, de type TOT mais dont l'espace inter-foliaire est constitué par une couche octaédrique O supplémentaire.

Il existe d'autres familles d'argiles telles que la sépiolite, la palygorskite ou l'attapulgite (Grim, 1953) dont la structure et la présence dans les sols sont plus marginales.

III.3 Notion de surface spécifique des minéraux argileux

La surface spécifique des argiles est nettement supérieure à celle des autres constituants d'un sol et peut atteindre plusieurs centaines de mètres carré par gramme. Cela est dû à leur structure en feuillet. Si l'espace inter-foliaire est inaccessible, comme dans le cas de la kaolinite ou de l'illite, la surface spécifique diminue significativement puisque les surfaces des feuillets élémentaires ne contribuent plus à la surface totale accessible. De plus, plus la surface spécifique est élevée, plus la quantité d'eau pouvant être adsorbée par les particules est importante.

IV. Microstructure des sols fins

IV.1 Notions de particules élémentaires et d'agrégats

On appellera dans cette étude « particules élémentaires » les particules argileuses dont le volume n'est pas affecté par les variations d'état hydrique. L'observation de nombreux échantillons de sols à différents grossissements montre qu'un certain nombre de traits communs ressort au point de vue de l'arrangement et de la forme des particules argileuses parmi les principales familles d'argile.

Dans le cas des kaolinites et des illites, les particules élémentaires sont des cristallites, formées par la superposition de feuillets élémentaires 1/1 et 2/1 respectivement, avec des espaces inter-foliaires inaccessibles à l'eau. Alors que dans le cas des smectites, les particules élémentaires correspondent aux feuillets élémentaires eux-mêmes, car l'espace entre feuillets est accessible à l'eau et le volume d'une particule formée de plusieurs feuillets peut varier avec l'état hydrique.

Ces particules élémentaires se regroupent de différentes manières (Fig. 1.8) selon leur nature et les conditions du milieu extérieur (contrainte mécanique ou hydrique, salinité, ...).

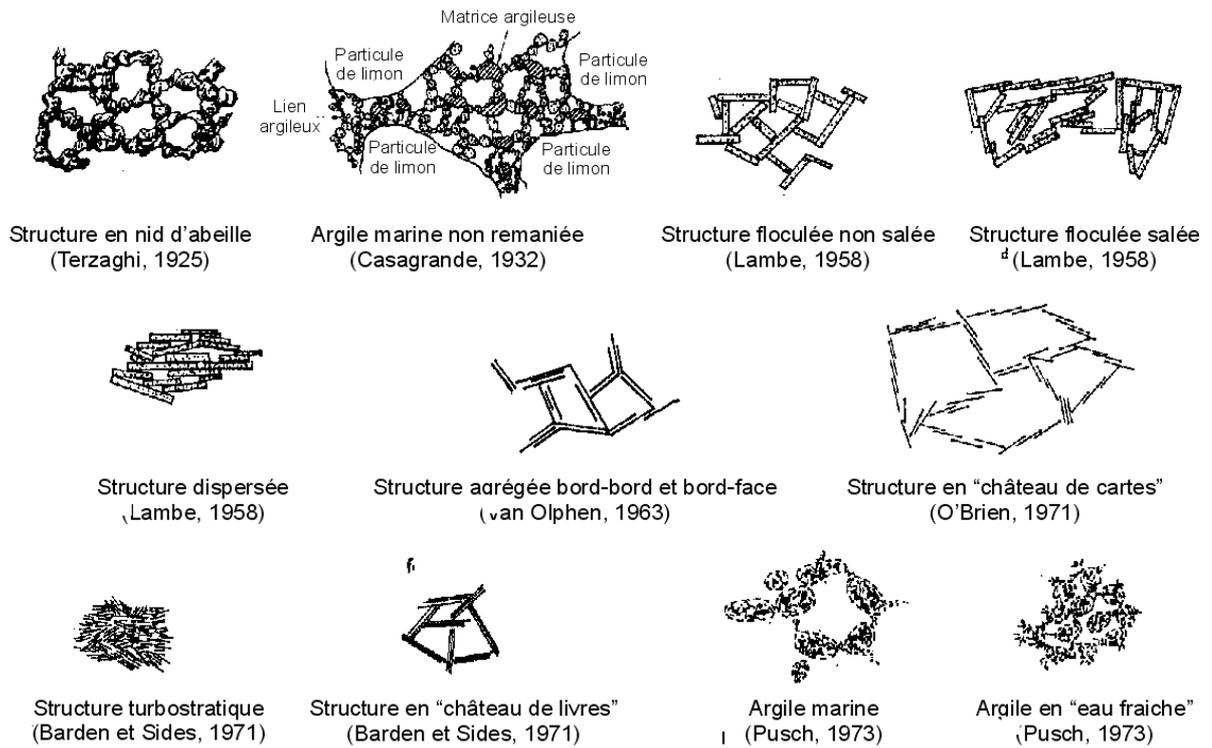


Figure 1.8 : Différentes formes d'arrangement des particules élémentaires selon divers auteurs (d'après Collins and McGown, 1974).

On constate, dans les sols argileux, que les particules élémentaires se regroupent sous forme d'agrégats élémentaires dans des états hydriques peu ou moyennement hydratés (Tessier, 1984 ; Perrier, 1999 ; Alonso et al., 1999 ; Ferber et al., 2008). Ces agrégats de particules élémentaires se regroupent eux-mêmes en amas jusqu'à une échelle millimétrique (Delage et al., 1996). Ceci entraîne une structure dite « fractale » des sols argileux.

IV.2 Volumes de vide inter- et intra-agrégats

A partir de la notion d'agrégats définie précédemment, il est possible de distinguer deux types de vides dans le sol : les vides inter-agrégats et les vides intra-agrégats. En effet, dans un sol fin, les agrégats sont séparés par des vides inter-agrégats, correspondant à la macroporosité (fig. 1.9). Une seconde famille de vides, localisés à l'intérieur des agrégats et entre les particules argileuses, est appelée vides intra-agrégats (fig. 1.9). Ces vides intra-agrégats correspondent aux micropores d'un sol fin. Deux familles de vides se retrouvent dans les mesures de porosimétrie au mercure réalisées sur des échantillons de sols argileux (ex. Wan et al., 1995 ; Ferber, 2005).

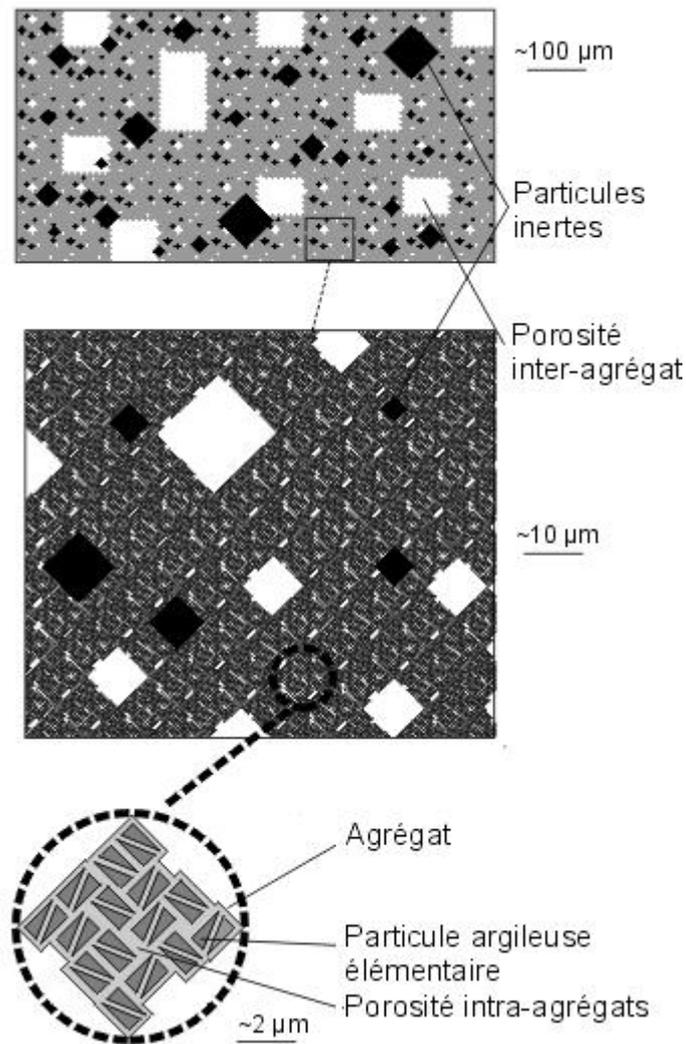


Figure 1.9 : Modèle d'un sol argileux constitué d'agrégats, de vides inter-agrégats et de vides intra-agrégats (Ferber, 2005).

Au cours du compactage d'un sol fin à teneur en eau constante, la masse volumique sèche augmente (i.e. le volume de vide diminue). Cependant, seul le volume des plus gros pores diminue, alors que les plus petits pores ne semblent pas affectés (Diamond, 1969 ; Sridharan et al., 1971 ; Delage and Lefebvre, 1983 ; Wan et al., 1995 ; Ferber, 2005 ; Ferber et al., 2008). La figure 1.10 illustre l'effet du compactage sur le volume de vides d'un limon à teneur en eau constante : entre deux états de compactage, une diminution de la macroporosité (i.e. environ 100 μm de diamètre des pores) est observable lorsque la masse volumique sèche augmente alors que la microporosité (environ 0,01 μm de diamètre des pores) ne semble pas être affectée par le compactage. Ferber (2005) observe des tendances similaires, grâce à des mesures de porosimétrie au mercure et à l'observation au microscope

électronique à balayage (MEB) environnemental sur des échantillons de limon et d'argile compactés.

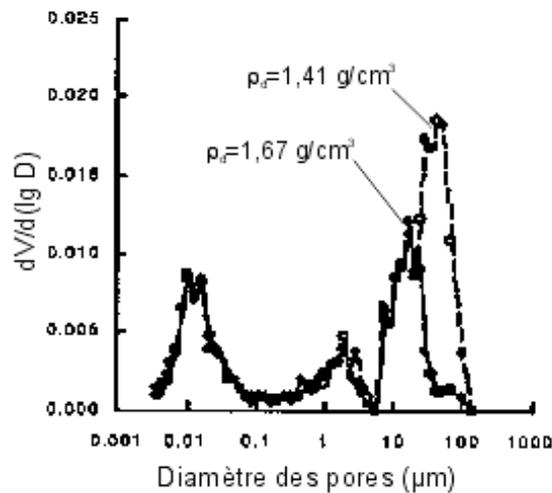


Figure 1.10 : Distributions des tailles de pores dans un limon compacté à deux densités (d'après Wan et al., 1995).

D'après ces notions de vides inter- et intra-agrégats, l'indice des vides global du sol peut être défini comme la somme des indices des vides intra-agrégats e_{ag} et inter-agrégats e_{i-ag} :

$$e = e_{ag} + e_{i-ag} \quad (1.12)$$

Dans l'hypothèse où les agrégats sont saturés, Ferber (2005) a proposé de définir l'indice des vides intra-agrégats comme étant proportionnel à la teneur en eau :

$$e_{ag} = \frac{V_w}{V_s} = \frac{w\rho_s}{\rho_w} \quad (1.13)$$

Aux états très secs du sol (i.e. en-dessous d'une teneur en eau w_0), l'indice des vides intra-agrégats serait constant et indépendant de la teneur en eau (Ferber, 2005).

Si $w_i < w_0$,

$$e_{ag} = \frac{w_0\rho_s}{\rho_w} \quad (1.14)$$

Pour un échantillon de sol à une teneur en eau supérieure à w_0 , l'indice des vides intra-agrégats augmente avec la teneur en eau du sol : il est proportionnel au volume d'eau liée

présent dans les agrégats (fig. 1.11). Ce modèle de comportement des agrégats reprend, à l'échelle des agrégats, la notion de limite de retrait utilisée en géotechnique.

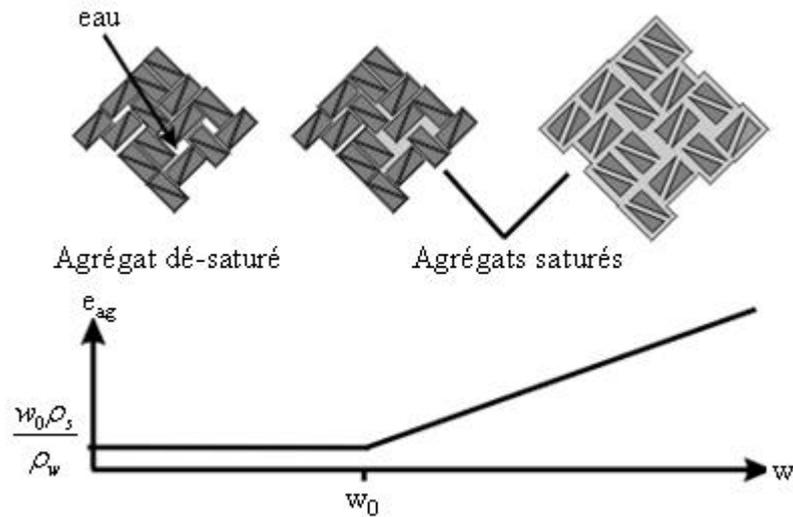


Figure 1.11 : Relation entre teneur en eau et indice des vides intra-agrégats pour un sol argileux (d'après Ferber, 2005).

IV.3 Localisation de l'eau dans un sol argileux

Les constituants « inertes » du sol sont appelés ainsi du fait qu'ils ont des propriétés physico-chimiques négligeables par rapport à celles des minéraux argileux, ce qui limite la complexité de leurs interactions avec l'eau et la transmission du courant. En effet, la capacité à attirer l'eau des particules inertes est négligeable devant la succion générée par les agrégats argileux. La succion des argiles est due aux phénomènes d'adsorption liés à la quantité, à l'activité physico-chimique de la fraction argileuse et aux phénomènes capillaires liés à la taille des pores, dont la distribution dépend entre autre de la distribution des tailles des particules (Fredlund et al., 2002). Ce pouvoir de succion des argiles conduit certains auteurs à supposer que l'eau est préférentiellement contenue dans les vides intra-agrégats, correspondant à la microporosité du sol. Le processus de remplissage des vides intra- et inter-agrégats a été observé par Ferber (2005) par MEB environnemental sur des échantillons compactés de quatre sols argileux différents en géant les variations de l'état hydrique de la chambre d'observation. La figure 1.12 illustre, par exemple, le remplissage des vides microstructuraux d'un sable argileux au cours d'un cycle d'humidification. En partant d'un état sec, lorsque la teneur en eau augmente, un film d'eau apparaît, dans un premier temps, à la surface des agrégats argileux et, dans un deuxième temps seulement, les plus gros pores se remplissent d'eau. Le séchage du matériau présente le processus inverse :

l'eau contenue dans les macropores disparaît avant l'eau située à la surface des agrégats. Ainsi, l'eau d'un sol fin compacté non saturé est localisée préférentiellement dans la fraction argileuse et plus précisément au sein des agrégats argileux. Les macropores ne sont remplis que dans un second temps si la teneur en eau augmente (Mironov et al., 2004 ; Ferber, 2005 ; Logsdon, 2006).

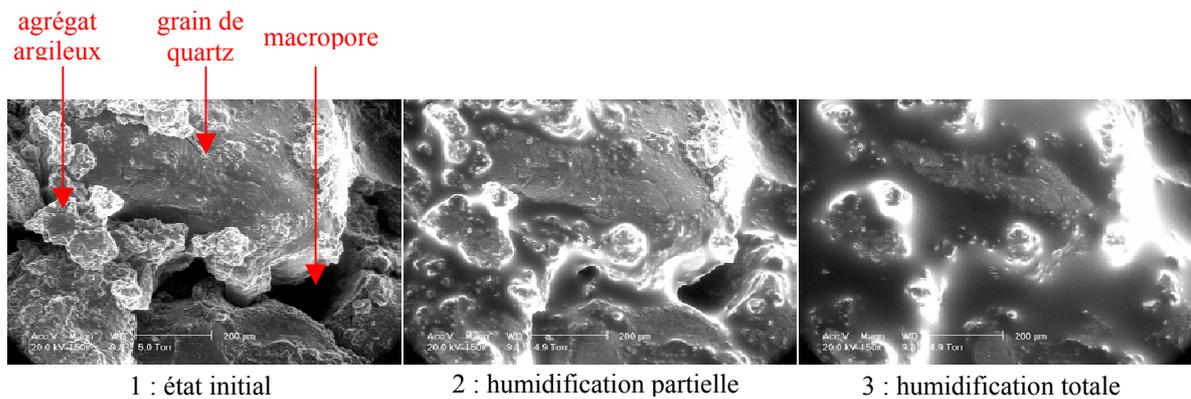


Figure 1.12 : Effets de l'humidification d'un sable argileux observés de surface au MEB Environnemental (d'après Ferber, 2005).

IV.4 Conclusion

Dans un sol, les particules argileuses se regroupent sous forme d'agrégats. La structure d'un sol en agrégats induit alors deux types de vides : les vides intra- et les vides inter-agrégats. A cause du pouvoir de succion important de ces agrégats, l'eau est répartie préférentiellement dans les vides intra-agrégats. En effet, lorsque le sol est à un état sec, l'eau semble se situer dans les agrégats alors que les vides inter-agrégats sont remplis d'air. Au cours de l'humidification du matériau, les vides intra-agrégats se remplissent dans un premier temps, puis, l'eau remplit les vides inter-agrégats dans un deuxième temps.

V. Conclusion du chapitre

Un sol est constitué de trois phases distinctes : l'eau, l'air et la phase solide. L'arrangement de ces trois phases et les interactions entre elles régissent le comportement mécanique des sols fins.

Un certain nombre d'essais de caractérisation est utilisé en géotechnique afin d'évaluer le comportement du sol sur le terrain. L'indice des vides, inversement lié au compactage, et l'état hydrique constituent des paramètres qui influent notablement sur la microstructure des sols et la stabilité d'un ouvrage. La mesure de l'humidité et de l'état de compactage d'un sol se fait habituellement par prélèvements ou par mesures ponctuelles (ex. par méthodes nucléaires) qui présentent le désavantage d'être destructives et de proposer une faible spatialisation de la mesure.

L'alternative pouvant être envisagée est l'utilisation de méthodes géophysiques sensibles aux paramètres d'état des sols.

CHAPITRE II :

PROPRIÉTÉS ÉLECTRIQUES ET DIÉLECTRIQUES D'UN SOL

La géophysique, et plus particulièrement des méthodes électriques et électromagnétiques sont souvent utilisées en géotechnique pour la caractérisation et le suivi de sites et d'ouvrages en terre (ex. remblai, digue, couche de forme) ou pour la caractérisation d'échantillons de sols (carottes de sols ou échantillons remaniés). Cependant, peu de chercheurs relient les mesures géophysiques aux propriétés des sols utiles pour les études géotechniques (i.e. la teneur en eau massique, la masse volumique sèche ou l'argilosité) et ce, dans des gammes de teneur en eau et de masse volumique très limitées, définies par les applications (Pellerin, 2002 ; Yu and Drnevich, 2004 ; Fratta et al., 2005).

L'objectif de ce chapitre est de présenter dans un premier temps un état de l'art des paramètres d'influence (ex. humidité du sol, salinité du fluide poral, température, teneur en argile, taille et forme des grains, fréquence de mesure) sur les propriétés électriques ou électromagnétiques d'un sol. Ensuite, les relations existantes exprimant les propriétés géophysiques mesurées, la résistivité en courant continu et la permittivité, en fonction des paramètres d'état des sols utiles pour des études géotechniques, i.e. la masse volumique sèche et la teneur en eau massique seront abordées.

I. Généralités

Les méthodes électriques et électromagnétiques en géophysique appliquée permettent d'évaluer des propriétés physiques intrinsèques du milieu investigué. Ces paramètres qui caractérisent les matériaux sont :

- la résistivité électrique ρ_e , mesurée en Ohm-mètre ($\Omega.m$). Elle quantifie l'aptitude du matériau à s'opposer au passage du courant électrique ; son inverse, la conductivité électrique σ_e , exprimée en Siemens par mètre (S/m) ou en mho/m ;

$$\rho_e = \frac{1}{\sigma_e} \quad (2.1)$$

- la permittivité diélectrique, exprimée en Farad par mètre (F/m). On utilise le plus souvent la permittivité diélectrique relative (ou constante diélectrique) ϵ_r (sans dimension) qui correspond à la permittivité diélectrique ϵ rapportée sur la permittivité en l'absence de matière ϵ_0 (qui vaut $10^{-9}/36\pi$ F/m) :

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (2.2)$$

La constante diélectrique relative est une quantité qui est utilisée pour évaluer la capacité de polarisation du matériau qui dépend de la capacité des constituants microscopiques d'un matériau à réagir et à s'orienter dans un champ électromagnétique imposé (Flinn and Trojan, 1990).

Les techniques géophysiques sont des méthodes indirectes de caractérisation des sols : elles donnent accès aux valeurs « effectives » de propriétés physiques, qui dépendent des paramètres d'état ou de structure des sols. Les méthodes de prospection électrique et électromagnétique ont été sélectionnées pour leur grande sensibilité aux paramètres des sols, en particulier l'humidité des sols, leur état de compactage, leur nature, leur structure et leur homogénéité. Des études approfondies tentent couramment de relier les variables géophysiques mesurées aux paramètres d'état des sols. Dans ce chapitre, un état de l'art bibliographique des relations d'influence de ces paramètres sur les propriétés géophysiques est présenté.

II. La résistivité électrique en courant continu

Le passage du courant électrique dans un sol se fait selon deux types de conceptions (Waxman and Smits, 1968; Rhoades et al., 1976; Clavier et al., 1977; Bussian, 1983; Rinaldi and Cuestas, 2002 ; Michot, 2003 ; Friedman, 2005; Bryson, 2005; Tabbagh and Cosenza, 2007) : la conduction électrolytique, i.e. la conduction basée sur le déplacement des ions à

travers le fluide électrolytique contenu dans les pores, et la conduction de surface, i.e. la conduction provenant des mouvements des cations au niveau de la couche électrique externe de la surface des particules argileuses. Cette conduction bimodale et le contraste important de résistivité entre les phases constituant le sol (eau, air et particules solides) contrôlent la conductivité électrique macroscopique du sol.

Les facteurs influant sur la résistivité électrique d'un sol sont largement décrits dans la littérature (Keller and Frischknecht, 1966 ; Parkhomenko, 1967 ; Arulanandan and Muraleetharan, 1988 ; Keller, 1988 ; Ward, 1990 ; Thevanayagam, 1993 ; Abu-Hassanein et al., 1996 a et b ; Michot, 2003 ; Bryson, 2005) : pour les sols, la résistivité électrique dépend de la porosité (la taille et la forme des pores, la forme et la taille des connections existantes entre les pores), de la concentration ionique du fluide contenu dans les pores, de la composition de la phase solide (la teneur et la composition du sol en argile), du degré de saturation du milieu poreux, de la forme, la taille et l'orientation des particules, de la température et de l'état de l'eau (eau libre, eau liée, glace, vapeur). Une description de ces influences est proposée dans la partie suivante.

II.1 Facteurs influençant la résistivité électrique

II.1.1 Conductivité du fluide poral

La conduction électrique dans un sol, principalement de nature électrolytique, dépend fortement de la conductivité du fluide poral. Cette conductivité du fluide dépend de la température et de la quantité d'ions présents dans la phase liquide. Par conséquent, les facteurs climatiques, les précipitations ou la température, jouent un rôle important sur les propriétés électriques du sol (Kalinski and Kelly, 1993 ; Morat et al., 1992 ; Abu-Hassanein et al., 1996 ; Johansson et Dahlin, 1996 ; Michot, 2003 ; Besson, 2007).

II.1.1.1 Salinité du fluide interstitiel

Il est largement établi que la résistivité électrique est influencée par la concentration en ions du fluide contenu dans les pores mais aussi par le type de fluide et par le type d'ions présents dans ce fluide. Les chlorures, par exemple, gouvernent de façon importante la résistivité du système. La figure 2.1 illustre l'influence de la concentration en chlorure de sodium d'une solution sur sa conductivité électrique.

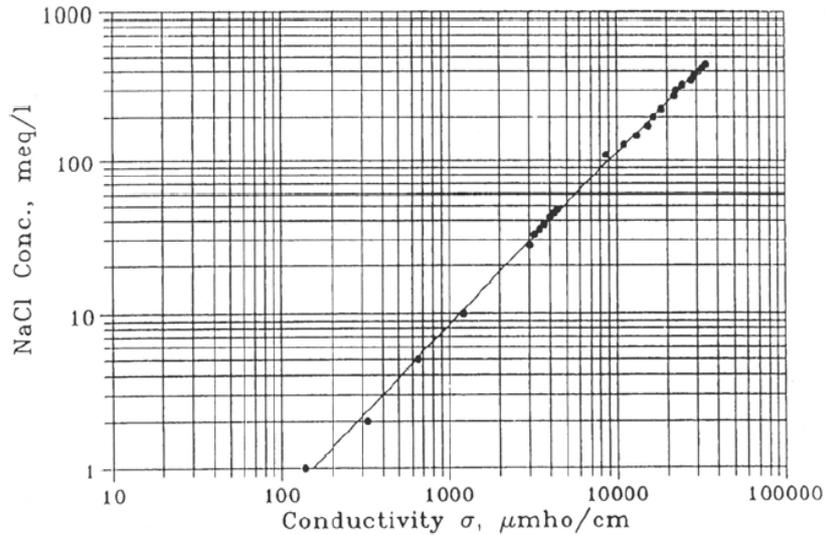


Figure 2.1 : Concentration en chlorure de sodium NaCl en fonction de la conductivité de la solution à 22°C (d'après Archie, 1942).

D'après la figure 2.2, une augmentation de la salinité du fluide poral (i.e. une augmentation de la conductivité électrique du fluide) entraîne une diminution proportionnelle de la résistivité électrique du sol et entraîne un changement de sensibilité de la courbe d'influence de la teneur en eau sur la résistivité (Rhoades et al., 1976 ; Rhoades et al., 1989 ; Kalinski and Kelly, 1993 ; Rinaldi and Cuestas, 2002).

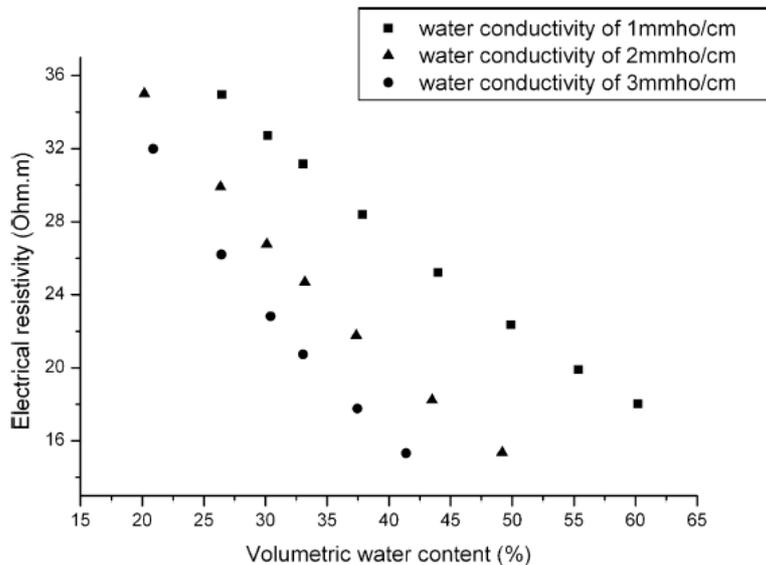


Figure 2.2 : Relation entre la résistivité électrique et la teneur en eau volumique pour des fluides contenus dans la porosité d'un sol sans argile à différentes conductivités. Données issues de Kalinski and Kelly (1993) reprises par Samouelian et al. (2005).

II.1.1.2 Température

L'influence de la température sur la résistivité électrique de l'électrolyte est principalement due à son effet sur la viscosité des liquides, qui affecte directement la mobilité ionique. De plus, l'augmentation de la température a pour conséquence une augmentation du degré de dissociation des sels minéraux présents dans la solution entraînant une augmentation de la salinité. La résistivité électrique des sols diminue donc avec l'augmentation de la température. L'influence de la température sur la résistivité a fait l'objet de nombreuses études et certaines lois ont été appliquées pour des sols compactés utilisés en géotechnique (ex. Kalinski and Kelly, 1993 ; Abu-Hassanein et al., 1996 ; Desmottiers, 2007).

Pour pouvoir être comparées entre elles (ex. suivi temporel des variations de résistivité électrique d'un site) et avec les données obtenues en conditions contrôlées en laboratoire, les résistivités mesurées *in situ* doivent être rapportées à une température de référence, 18°C par exemple (Keller and Frischknecht, 1966 ; Kalinski and Kelly, 1991 ; Morat et al., 1992 ; Sheets and Hendrikx, 1995 ; Abu-Hassanein et al., 1996 ; Michot, 2003 ; Besson, 2007). Une loi de décroissance de la résistivité électrique du sol d'environ 2 % par degré Celsius apparaît régulièrement dans la bibliographie. Keller and Frischknecht (1966) proposent une loi empirique reliant la résistivité électrique à la température (éq. 2.3).

$$\rho_T = \frac{\rho_{18^\circ\text{C}}}{1 + \alpha(T - 18)} \quad (2.3)$$

avec ρ_T , la résistivité électrique à la température T (en degrés Celsius), $\rho_{18^\circ\text{C}}$, la résistivité électrique à 18°C et α est le coefficient de correction de la température en $\text{Ohm.m.}^\circ\text{C}^{-1}$. Ce coefficient empirique α prend différentes valeurs selon les auteurs ; avec une température de référence de 18°C, la valeur du coefficient α peut varier entre 0,02 et 0,025, respectivement d'après Campbell et al. (1948) et Keller and Frischknecht (1966) (fig. 2.3).

Une loi a été spécialement établie pour des sols argileux, dans les gammes d'état des sols rencontrées en géotechnique, par (Abu-Hassanein et al., 1996) :

$$\rho_T = \rho_{25} 10^{-C_{TE}(T-25)} \quad (2.4)$$

où T est la température du sol, C_{TE} est la constante de l'eau égale à 0.008°C^{-1} , pour une température de 25°C. Notons que les lois de correction de l'effet de température dépendent du type de sol (i.e. de leur coefficient de transfert de chaleur) mais aussi de leur état d'humidité, puisque l'eau possède ses propres propriétés de transfert de chaleur.

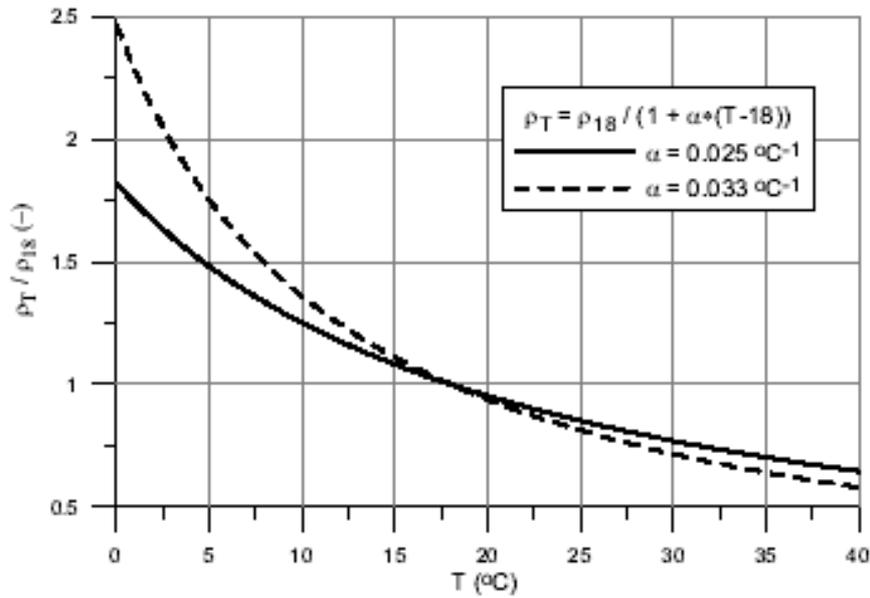


Figure 2.3 : Influence de la température sur la résistivité de l'eau, en fonction de la valeur du coefficient α (Sjödhal, 2006).

II.1.1.3 Etat hydrique

L'état hydrique d'un sol affecte significativement la résistivité électrique. De nombreux auteurs relient l'état hydrique (i.e. teneur en eau volumique, degré de saturation, teneur en eau massique) à la résistivité électrique d'un sol en géotechnique (ex. McCarter, 1984 ; Kalinski and Kelly, 1991 ; Abu-Hassanein et al., 1996 ; Bryson, 2005). Lorsque le degré de saturation (i.e. le pourcentage de vides remplis par l'eau) augmente, la résistivité du sol diminue. Notons que le degré de saturation intègre à la fois la teneur en eau massique et la masse volumique sèche (et donc la fraction d'air contenu dans le sol) tel que :

$$S_r = \frac{w}{\left(\frac{1}{\rho_d} - \frac{1}{\rho_s}\right) \rho_w} \quad (2.5)$$

MacCarter (1984) décrit l'influence du degré de saturation sur la résistivité électrique pour différentes teneurs en eau (fig. 2.4).

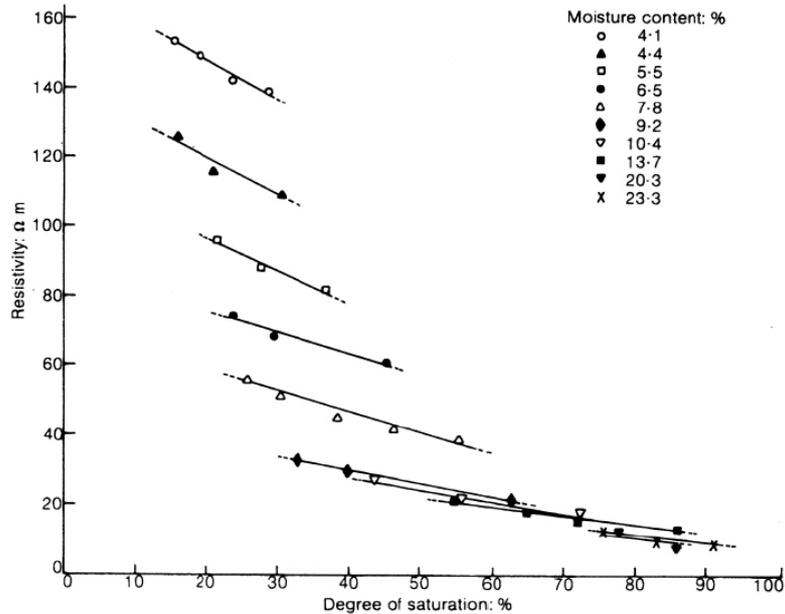


Figure 2.4 : Résistivité en fonction du degré de saturation à différentes teneurs en eau pour l'argile de Cheshire (McCarter, 1984).

Pour une même teneur en eau, la résistivité diminue linéairement lorsque le degré de saturation augmente. L'air (non conducteur) contenu dans les pores est remplacé par un fluide électrolytique, ce qui entraîne une diminution proportionnelle de la résistivité électrique. A faible degré de saturation, la résistivité électrique est très sensible aux variations de teneur en eau alors qu'à forte saturation, cette sensibilité est très faible (fig. 2.4).

Cette relation entre le degré de saturation et la résistivité est valable seulement lorsque la saturation est au-dessus d'une valeur limite qui correspond à la quantité minimum d'eau requise pour maintenir un film d'eau continu autour des particules (Bryson, 2005).

Abu-Hassanein et al. (1996) suggèrent que l'évolution du degré de saturation ne reflète pas seulement une évolution du volume d'eau remplissant les pores mais doit aussi correspondre à un changement fondamental de la micro et de la macro-structure des argiles. Fukue et al. (1999) proposent un modèle très simplifié de la répartition de l'eau à l'échelle des particules argileuses (fig. 2.5) et mettent en relation, comme McCarter (1984), la résistivité, la teneur en eau et le volume des vides.

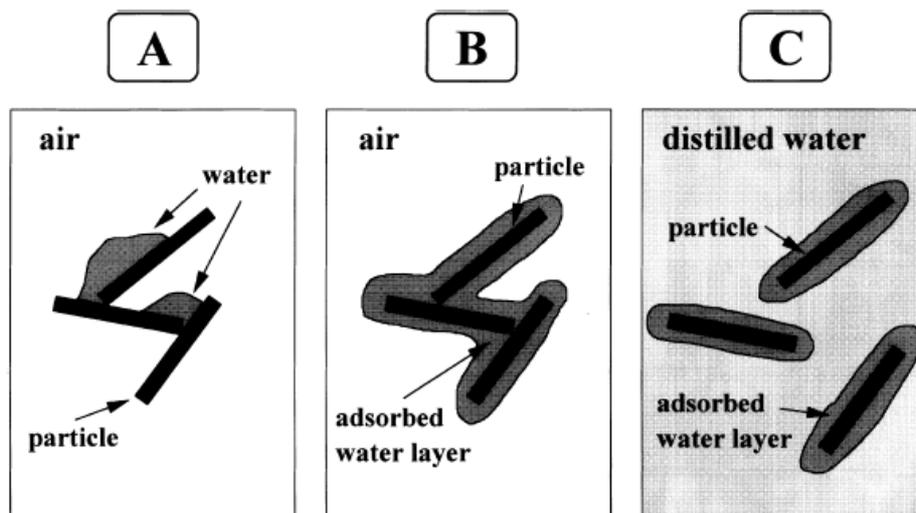


Figure 2.5 : Représentation schématique des trois stades structuraux d'une argile (A, B et C) en relation avec la teneur en eau, supposés expliquer le comportement électrique du sol (Fukue et al., 1999). Les stades A, B et C correspondent respectivement à un état sec, intermédiaire (film d'eau continu adsorbé à la surface des particules) et saturé du sol.

II.1.2 Etat de compactage

L'évaluation de l'état de compactage des sols par mesure de résistivité électrique est étudiée pour des applications agricoles (ex. Richard et al., 2005) ou géotechniques (McCarter, 1984 ; Kalinski and Kelly, 1993 and 1994 ; Abu-Hassanein et al., 1994 and 1996b ; Rinaldi and Cuestas, 2002 ; Giao et al., 2003 ; Kalinski and Vermuri, 2005). En général, une bonne corrélation entre le pourcentage de vides ou de la masse volumique du sol et la résistivité électrique a été observée pour différents types de sols (sables, limons et argiles). De façon générale, la résistivité du sol diminue lorsque l'état de compactage augmente, à teneur en eau constante (fig. 2.6). L'influence de l'énergie de compactage est d'autant plus significative lorsque le compactage est effectué à l'état sec du sol. Lorsque le sol est compacté à l'état humide, la résistivité électrique n'est quasiment plus sensible à l'énergie de compactage.

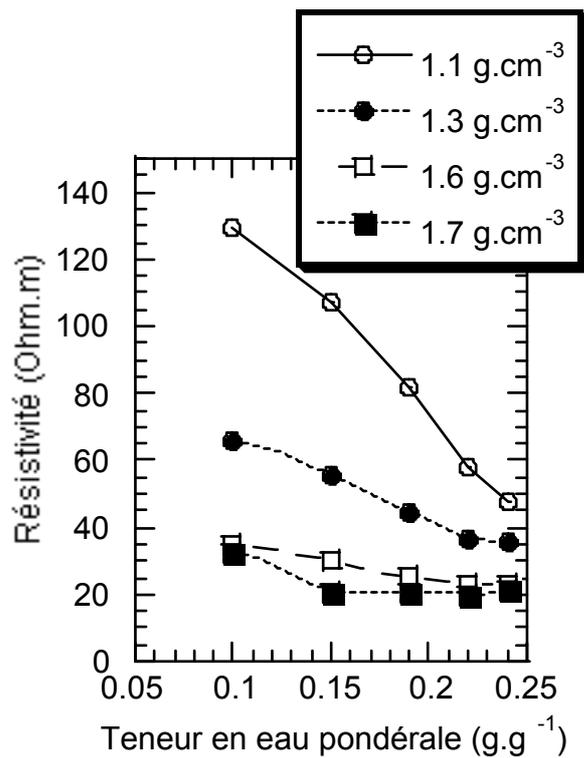


Figure 2.6 : Evolution de la résistivité en fonction de la teneur en eau volumique d'un sol limoneux pour différentes masses volumiques (Richard et al., 2005).

Abu-Hassanein et al. (1996b) comparent leurs mesures de résistivité sur des échantillons de sols compactés à l'optimum Proctor de chaque sol (fig. 2.7). Ils observent que lorsque le sol est compacté à son optimum à état sec, la résistivité électrique est élevée alors qu'elle est basse lorsque le sol est compacté à son optimum à état humide. De plus, la résistivité est très sensible à la teneur en eau et à l'état de compactage du sol à l'état sec ; alors que lorsque la teneur en eau est supérieure à la teneur en eau de l'optimum Proctor (OMC), la résistivité électrique semble très peu sensible à l'augmentation de la teneur en eau et à l'état de compactage du sol. La mesure de résistivité électrique pourrait donc être utilisée pour déterminer si un sol à teneur en eau connue a atteint son optimum de compactage, par exemple.

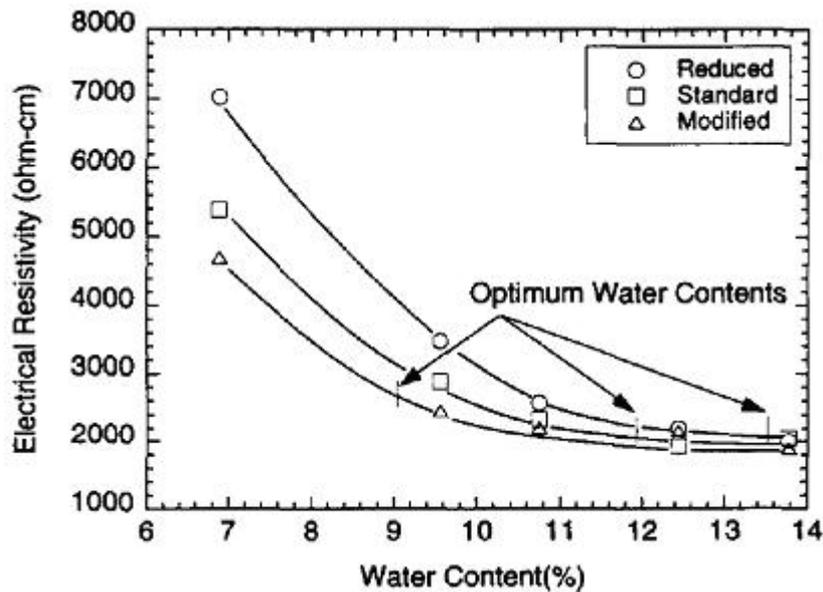


Figure 2.7 : Relation entre la résistivité électrique et la teneur en eau d'une argile peu plastique ($w_l=24\%$, $I_p=11\%$) compactée à énergie faible, Proctor normal et à forte énergie (i.e. Proctor réduit, standard et modifié), d'après Abu-Hassanein et al. (1996b).

II.1.3 Nature minéralogique

Les effets de la composition minéralogique du sol sur la résistivité électrique affectent la conduction globale du sol. Pour les sables « propres » (i.e. sans argile) et les graviers, la conduction électrique se fait quasiment exclusivement par le fluide contenu dans les pores, puisque le sable, composé de quartz, est un matériau isolant. Dans les argiles et les sols fortement argileux, la conduction électrique a lieu dans les pores mais aussi à la surface des minéraux argileux chargés électriquement (Rhoades et al., 1976 ; Mitchell, 1993). Pour ces sols, la conductivité de surface, située à l'interface eau/surface des particules, devient un facteur prépondérant affectant la résistivité du sol. Cette conduction surfacique est contrôlée par les propriétés électriques de l'eau à la surface des particules. Cette conduction dépend de la teneur en argile, du type d'argile et de la nature des cations adsorbés. De nombreux auteurs (Waxman and Smits, 1968 ; McCarter, 1984 ; Abu-Hassanein et al., 1996 ; Revil et al., 1998 ; Fukue et al., 1999 ; Jung et al., 2005 ; Tabbagh and Cosenza, 2006) observent qu'une forte capacité d'échange cationique (ou une forte surface spécifique), proportionnelle à l'argilosité du sol (i.e. quantité et type d'argile présent dans un sol), entraîne une diminution de la résistivité, particulièrement à forte teneur en eau. L'effet de la conductivité de surface est amplifié lorsque la conductivité de l'eau des pores est faible. Certains auteurs (ex. Clavier et

al., 1977) proposent de séparer l'eau qui contribue aux échanges cationiques de l'eau qui est adsorbée à la surface des particules argileuses (i.e. eau « liée ») et l'eau libre du sol. Par conséquent, on parle de modèle à deux eaux, rappelant l'hypothèse d'une double couche ionique à la surface des particules argileuses. Puisque la résistivité électrique est sensible à l'argilosité et à la teneur en eau, certains auteurs relient aussi l'indice de plasticité ou la limite de retrait d'un sol à la résistivité mesurée (ex. Abu-Hassanein et al., 1996 ; Fukue et al., 1999) (fig. 2.8).

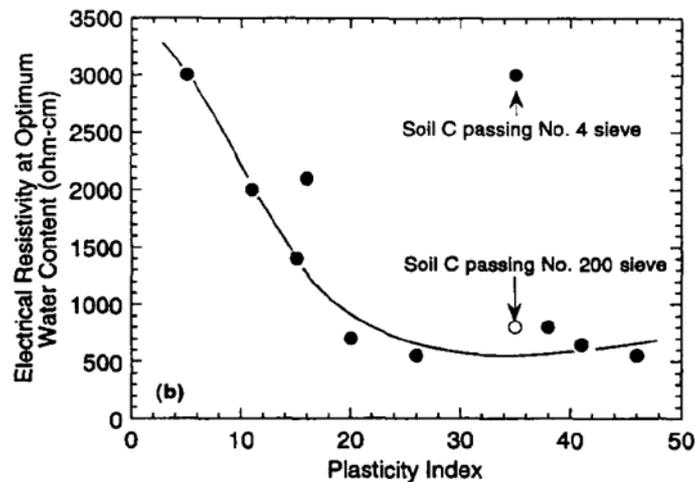


Figure 2.8 : Relation de la résistivité électrique à teneur en eau optimum en fonction de l'indice de plasticité (d'après Abu-Hassanein et al., 1996b).

II.1.4 Taille des grains

Dans un sol, la fraction argileuse est contenue exclusivement dans la fraction fine : on considère alors dans cette étude que tous les minéraux argileux sont contenus dans la fraction inférieure à 2mm. D'un autre côté, la résistivité électrique diminue lorsque le pourcentage de particules argileuses conductrices augmente (i.e. le pourcentage de fines augmente). La fraction grossière d'un sol (i.e. >2mm) est constituée principalement de minéraux à très forte résistivité électrique (ex. quartz, feldspath, calcite) par rapport aux argiles (Telford et al., 1990). A cause de son comportement très peu conducteur, l'ajout de la fraction grossière entraîne une augmentation de la résistivité électrique comme l'illustre la figure 2.9 (Abu-Hassanein et al., 1996b ; Rey, 2005). Cependant, l'influence de la taille granulométrique des grains isolants, pour un même volume d'éléments isolants, dans une matrice plus conductrice est moins connue.

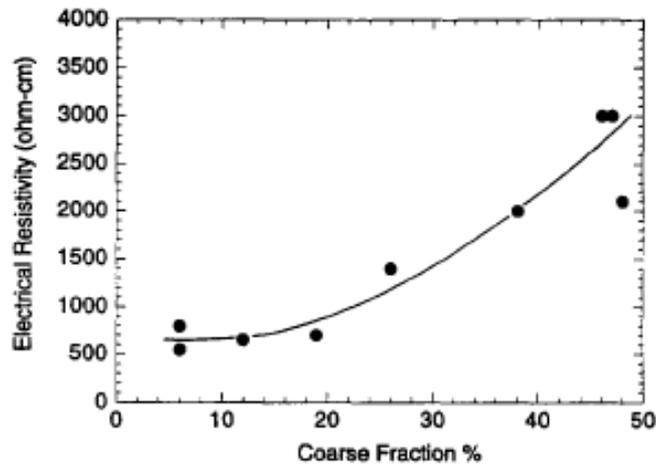


Figure 2.9 : Influence de la fraction granulométrique grossière sur la résistivité électrique d'échantillons d'un sol argileux ($w_f=24\%$, $I_p=11\%$) compactés à l'optimum Proctor (Abu-Hassanein et al., 1996b).

II.1.5 Anisotropie du sol

La présence d'éléments allongés et orientés selon une direction préférentielle introduit une anisotropie de propriété électrique dans le milieu. Pour les sols compactés, cette anisotropie peut être liée à la forme des particules argileuses et à l'orientation des particules après compactage. Rey (2005) simule numériquement en 2D l'influence d'inclusions ovales résistives, d'allongement et d'orientations variables, sur les mesures de résistivité électrique effectuées sur un milieu hétérogène. L'effet sur le dispositif de mesure a aussi été discuté. Globalement, la résistivité apparente est plus faible lorsque les inclusions sont alignées parallèlement aux lignes de champs que lorsqu'elles sont orientées perpendiculairement. D'après Rey (2005), l'application de modèles à particules sphériques semble surestimer légèrement la résistivité du milieu lorsque les inclusions allongées sont dans la direction du champ et sous-estime significativement la résistivité lorsque les inclusions sont disposées perpendiculairement au champ. Tabbagh and Cosenza (2007) observent des résultats concordant en modélisant l'orientation des particules et des agrégats argileux, secs ou saturés en eau : lorsque les particules sont allongées, le rapport d'anisotropie augmente.

II.2 Modèles de résistivité

II.2.1 Lois empiriques et semi-empiriques

De nombreuses relations empiriques ou semi-empiriques entre l'état hydrique du sol (i.e. le degré de saturation et la teneur en eau du sol) et la résistivité électrique ont été établies pour différents types de sol, des relations linéaires simples à des relations plus sophistiquées prenant en compte la structure et/ou les réactions électrochimiques du sol (ex. Archie, 1942 ; Waxman and Smits, 1968 ; Rhoades et al., 1976 ; Worthington, 1982 ; Mualem and Friedman, 1991 ; Kalinski and Kelly, 1993 ; Benderitter and Schott, 1999 ; Shah and Singh, 2005).

Dans un sol sans argile, dit « propre », on observe une proportionnalité directe entre la résistivité totale d'un échantillon, ρ_e , et la résistivité de l'eau qu'il contient, ρ_w , définissant le facteur de formation F.

$$F = \frac{\rho_e}{\rho_w} \quad (2.5)$$

Archie (1942) propose une loi empirique simple, très utilisée dans le domaine pétrolier, reliant le facteur de formation à la porosité ϕ , pour des sols « propres » saturés en eau:

$$F = \frac{\rho_e}{\rho_w} = a\phi^{-m} \quad (2.6)$$

où a est un coefficient empirique (sans dimension), et m , l'exposant de cimentation (sans dimension). La constante m , déterminée empiriquement, aide à incorporer l'influence de la tortuosité et de l'interconnectivité du réseau poreux et rend la loi d'Archie plus sensible à la nature du matériau. Sen et al. (1981) montrent que la loi d'Archie est cohérente avec le travail de Bruggeman (1935) et d'Hanai (1960-1961) en considérant des particules non-conductrices dispersées dans une phase d'eau saline. Keller and Frischknecht (1966) ont étendu la loi d'Archie à un milieu poreux partiellement saturé :

$$F = \frac{\rho_e}{\rho_w} = a\phi^{-m} S_w^{-p} \quad (2.7)$$

avec S_w , le degré de saturation (rapport du volume des vides remplis par l'eau au volume total des vides, sans dimension), et p , l'exposant de saturation (sans dimension). Les valeurs des paramètres a , m et p sont issues d'analyses par régression (Dannowski and Yaramanci, 1999 ; Rinaldi and Custas, 2002 ; Bryson, 2005).

La loi d'Archie considère la conduction comme étant diffusive dans le matériau alors que la conduction de surface est supposée négligeable. En effet, le modèle d'Archie est une simplification des mécanismes influençant les mesures électriques dans les sols, mais semble rester valide pour les sols ayant une faible argilosité et pour les fluides à faible conductivité. La loi d'Archie n'est donc pas applicable aux sols qui contiennent de l'argile en quantité car ces argiles sont conductrices et donc perturbent ce modèle, bien que certains auteurs tentent d'adapter la loi d'Archie à tout type de sol (ex. Rinaldi and Cuestas, 2002 ; Shah and Singh, 2005).

Pour les cas où la conductivité de surface n'est pas négligeable, Waxman and Smits (1968) ont développé un modèle basé sur des résistances en parallèle (éq. 2.8). Ils suggèrent que les particules d'argile contribuent aux échanges de cations avec l'électrolyte contenu dans l'espace poral, ce qui fait diminuer la résistivité du sol.

$$\rho = \frac{\alpha \rho_w \phi^{-m} S^{1-p}}{S + \rho_w BQ} \quad (2.8)$$

où B est la conductivité équivalente des ions dont les charges sont opposées à la charge de surface dans l'eau adsorbée, Q est la capacité d'échange cationique par unité de volume de pore des argiles. Le terme B est obtenu à partir des données expérimentales. Le terme BQ décrit la conductivité de surface de la double couche (Siemens par mètre).

Gunzel (1994) propose une loi semi-empirique, basée sur les travaux de Sen et al (1988), qui prend en compte la conduction de surface, l'argilosité, la teneur en eau et l'état de compactage du sol (éq. 2.9) :

$$\sigma = \theta^d \left[\sigma_w + \sigma_w \frac{0.193d \rho_d CEC}{(1000\sigma_w + 0.7)\theta} \right], \quad (2.9)$$

où la conduction de surface est prise en compte par la conductivité surfacique σ_s , ρ_d est la masse volumique sèche (g/cm^3), CEC est la capacité d'échange cationique du sol (en meq/100g) et d est le facteur de cimentation qui peut être obtenu grâce à la formule $d = 1.67 + 0.1953\sqrt{CEC}$.

Ces modèles empiriques ont l'avantage de suivre fidèlement le comportement d'un sol et de relier ce dernier aux différents paramètres d'état du sol qui sont utiles en géotechnique. Néanmoins, ces modèles ne sont valables que pour les sols à partir desquels ils ont été établis (i.e. gamme de sols restreinte) et ne renseignent pas sur la structure ou sur les phénomènes de conduction dans les sols.

II.2.2 Modèles de mélanges

Dans des sols riches en argiles, la conductivité de surface σ_s (théorie de la « double couche » de Gouy-Chapman) contribue à la conductivité du sol (Mitchell, 1993 ; Shang et al, 1995 ; Fukue et al., 1999, Shah et al., 2005). La conductivité électrique d'un sol est alors influencée par la contribution de la conductivité des particules σ_p (souvent estimée nulle), la conductivité de la solution contenue dans les pores σ_f , et la conductivité de surface des particules argileuses σ_s . Des modèles de mélanges ont été proposés pour prédire la conductivité électrique σ d'un milieu poreux (Rhoades et al., 1976 ; Kalinski and Kelly, 1993 ; Shang et al., 1995 ; Glover et al., 2000). Les lois de mélanges proposées sont généralement les solutions des combinaisons des phases conductrices en présence, en parallèle ou en série. Pour un milieu poreux (ex. un sol) constitué de particules non conductrices, d'une solution électrolytique pouvant conduire un courant électrique par mouvement des ions libre et des ions adsorbés à la surface de la matrice solide, le modèle en parallèle (Rhoades et al., 1976 ; Kalinski and Kelly, 1993) le plus utilisé est :

$$\sigma_0 = \sigma_w(a\theta^2 + b\theta) + \sigma_s, \quad (2.10)$$

où θ est la teneur en eau volumique ; σ_w , la conductivité électrique de l'eau contenue dans les pores ; σ_s , la conductivité apparente des grains de sols ; a et b sont constantes du matériau, sans dimensions (Rhoades et al. 1976). Les constantes du matériau sont décrites quantitativement comme tenant compte de la tortuosité du chemin qu'emprunte le courant électrique à travers le sol. A forte concentration de la solution, σ_s devient négligeable et donc l'équation 2.10 devient une fonction linéaire de σ_w . Puisque la teneur en eau volumique intègre à la fois la teneur en eau massique et la masse volumique sèche, cette équation suggère aussi qu'un sol faiblement compacté et/ou à faible teneur en eau entraîne une faible conductivité du sol (Muallem and Friedman, 1991).

Pour les cas où la conductivité de surface n'est pas négligeable, Waxman and Smits (1968) ont développé un modèle basé sur des résistances en parallèle. Ils proposent que les particules d'argile contribuent aux échanges de cations avec l'électrolyte qui fait augmenter la conductivité de la formation (fig. 2.10a) :

$$\sigma_0 = (\sigma_r + \sigma_f)\phi^m, \quad (2.11)$$

où σ_0 est la conductivité électrique du mélange, σ_r et σ_f , respectivement celles de la phase solide (ici, le milieu argileux), et du fluide contenu dans les pores et m , un facteur géométrique qui caractérise la formation.

En 1977, Clavier et al. suggèrent un modèle basé sur l'hypothèse que l'eau qui contribue aux échanges cationiques est séparable de l'eau du sol. Par conséquent, on parle de modèle à deux eaux, en différenciant l'eau dite « libre » et l'eau « liée » (fig. 2.10b et 2.10c).

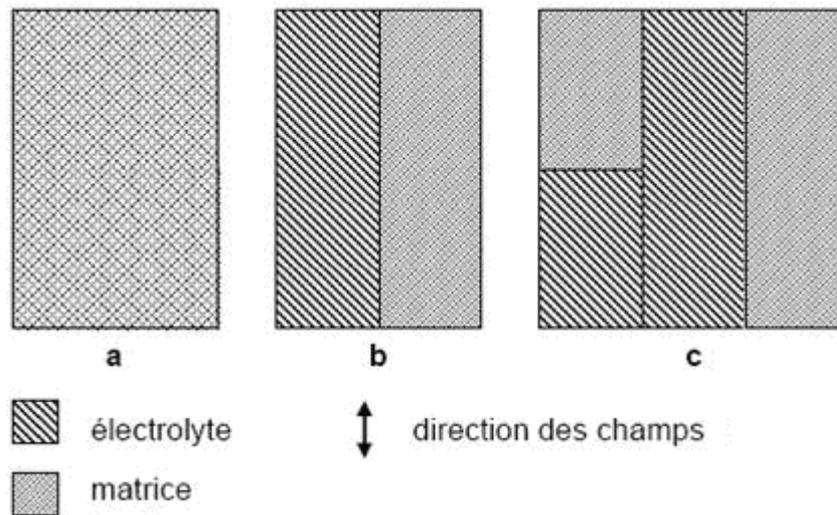


Figure 2.10 : Schéma de la géométrie des modèles décrits : a, le modèle de Waxman et Smits qui suppose que la conductivité de la matrice et de l'électrolyte sont identiques ; b, le modèle à deux eaux qui suppose que la conductivité de la matrice et celle de l'électrolyte sont séparés spatialement (Clavier et al., 1977) ; c, un modèle à trois résistances identique à b mais inclut une phase électrolyte-matrice en série.

De nombreux auteurs tentent aussi d'approcher les propriétés physiques de milieux composites ou hétérogènes grâce aux théories des milieux effectifs. Par exemple, les approximations peuvent permettre d'approcher la résistivité électrique d'un sol constitué d'inclusions plongées dans une matrice. Ces théories permettent d'établir une relation entre une propriété macroscopique d'un matériau, mesurable expérimentalement, et les propriétés physiques des constituants de ce matériau. Dans la pratique, les propriétés microscopiques des constituants d'un volume élémentaire représentatif (VER) qui intègre un certain nombre d'hétérogénéités vont être moyennées afin de définir les propriétés effectives du VER. Pour un sol, ces hétérogénéités peuvent être les particules élémentaires (ex. argiles, quartz), les phases des constituants (ex. solide, eau, air), la porosité (ex. micro et macro-porosité), les agrégats argileux ou des blocs dans une matrice fine. Cela permet donc de remplacer le milieu réel discontinu et hétérogène par un milieu effectif continu (i.e. milieu homogène équivalent) :

on parle d'« homogénéisation » du milieu. Il existe de nombreuses approximations dans la théorie des milieux effectifs, selon la propriété de base de la matrice vis-à-vis des inclusions (ex. plus conductrice ou plus isolante) ou selon les interactions entre les particules. On peut trouver une synthèse de ces modèles dans différents travaux (ex. Sen, 1997). Par exemple, l'approximation du milieu dilué (Robinson and Friedman, 2002) se limite à diluer quelques inclusions sphériques qui n'ont aucune interaction entre elles dans une matrice. Bruggeman (1935) propose que l'inclusion ne soit plus baignée dans la matrice mais dans le milieu effectif lui-même ; on parle de l'approximation auto-cohérente, ou auto-consistante. Afin de s'approcher du comportement d'un sol, l'approche différentielle auto-cohérente a été proposée par Sen (1981). L'approche différentielle auto-cohérente considère un processus itératif de milieux effectifs où chaque milieu est dérivé du précédent en ajoutant une fraction infinitésimale d'inclusions. A chaque stade, le mélange précédent est traité comme le matériau hôte (fig. 2.11). Ce processus induit une certaine invariance d'échelle et, est répété jusqu'à l'obtention de la fraction volumique voulue. Si on considère le matériau hôte d'origine comme étant le matériau 1, de conductivité électrique σ_1 , et le matériau en inclusion, le matériau 2, de conductivité σ_2 et de fraction volumique totale f_2 , la conductivité effective σ_{eff} du matériau peut être déterminée par l'équation suivante :

$$\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_{eff}}{\sigma_2 - \sigma_1} \right)^3 \frac{\sigma_1}{\sigma_{eff}} = (1 - f_2)^3 \quad (2.12)$$

Si les inclusions sont isolantes (i.e. $\sigma_2=0$) et que les inclusions sont considérées comme sphériques, on obtient :

$$\sigma_{eff} = \sigma_1(1 - f_2)^m \quad (2.13)$$

où le facteur m dépend de la distribution de la forme des grains (Sen, 1981) ; m vaut 3/2 pour les grains sphériques.

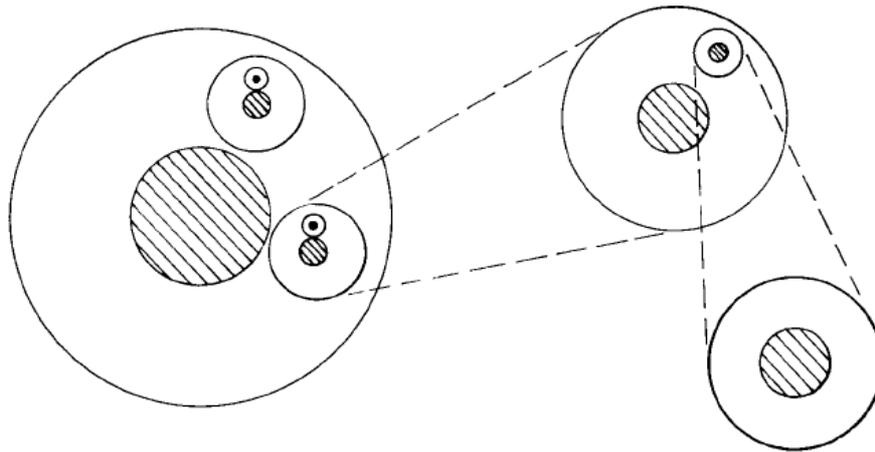


Figure 2.11 : Représentation schématique de l'approche différentielle auto-cohérente (théorie des milieux effectifs). Chaque unité du sol est représentée comme étant un grain sphérique recouvert d'une autre sphère et peut avoir une taille différente (d'après Sen et al. (1981)).

Des modèles de mélanges plus sophistiqués reliant la conductivité diélectrique à la teneur en eau ont été développés, prenant en compte la géométrie des constituants (ex. Friedman, 2005) en investiguant la forme et la taille des particules. Un certain nombre de travaux récents (Cosenza and Tabbagh, 2004 ; Rey, 2005 ; Seladji, 2006) utilisent les théories de milieux effectifs pour déterminer la conductivité électrique d'un milieu hétérogène (ex. un sol) constitué de particules sphériques ou disquaires dispersées dans une matrice. Ces études permettent aussi bien d'étudier l'effet microstructural du sol sur la résistivité (ex. Tabbagh and Cosenza, 2006) que d'interpréter les mesures in situ sur un sol homogène comportant des éléments grossiers (ex. Rey, 2005).

Ce type d'approches entraîne une simplification du sol et semble être limité en ce qui concerne les paramètres pris en compte. Ces lois nécessitent trop souvent un calage aux données expérimentales par un facteur empirique propre à chaque sol (ex. Rhoades et al., 1976 ; Kalinski and Kelly, 1993).

III. La permittivité diélectrique

Nous présentons dans ce chapitre une synthèse bibliographique des connaissances actuelles sur l'influence des paramètres d'état sur la mesure de permittivité d'un sol. Les études

existantes ont bien souvent été effectuées sur une gamme de fréquences limitées, sur des types de sols limités et en faisant varier un ou plusieurs paramètres (teneur en eau, densité, salinité du fluide, teneur en argile, fréquence...). De nombreuses lois empiriques, phénoménologiques ou de mélanges, reliant les paramètres des sols et la permittivité ont été proposées et validées expérimentalement.

III.1 Paramètres d'influence sur la permittivité

Dans les sols humides, les propriétés diélectriques d'un matériau sont fonction de nombreux paramètres d'état du sol comme la teneur en eau, la taille des particules, la densité, la composition minéralogie, la teneur en matière organique, la salinité du fluide contenu dans les pores, la température et la structure du sol. L'influence de la teneur en eau sur la valeur de permittivité prédomine. La permittivité complexe de matériaux contenant de l'eau est aussi fonction de la fréquence d'auscultation. L'étude de l'influence de chacun de ces paramètres est présentée dans cette partie.

III.1.1 Etat hydrique du sol

La variation de teneur en eau d'un sol est le facteur intrinsèque qui prédomine sur les variations de permittivité diélectrique mesurées. Cela est dû à la constante diélectrique de l'eau (80.1 à 20°C) qui est vingt fois plus élevée que celle de la plupart des constituants du sol (ex. Topp et al., 1980). De nombreuses études ont été menées pour déterminer l'influence de la teneur en eau volumique ou du degré de saturation sur la constante diélectrique d'un sol (Topp et al., 1980 ; Hallikainen, et al. , 1985 ; Peplinski et al., 19995 ; Heimovaara et al., 1996 ; Friedman, 1998 ; Shang et al., 1999 ; Jones and Friedman, 2000 ; Curtis, 2001 ; Robinson and Friedman, 2001 ; West et al., 2003). Pour tous types de sols, les auteurs observent une tendance analogue entre la constante diélectrique et la teneur en eau volumique du sol : une augmentation de la teneur en eau volumique entraîne une augmentation de la constante diélectrique. Cependant cette tendance peut varier en fonction de la structure du sol et de la répartition de la phase aqueuse dans le sol (Hallikainen et al., 1985 ; Schotle et al., 2002 ; Myamoto et al., 2003 ; Mironov et al., 2004 ; Logsdon et al., 2006). Pour un sable,

l'augmentation de la constante diélectrique est proportionnelle à l'augmentation du volume d'eau présent dans le sol (fig. 2.12).

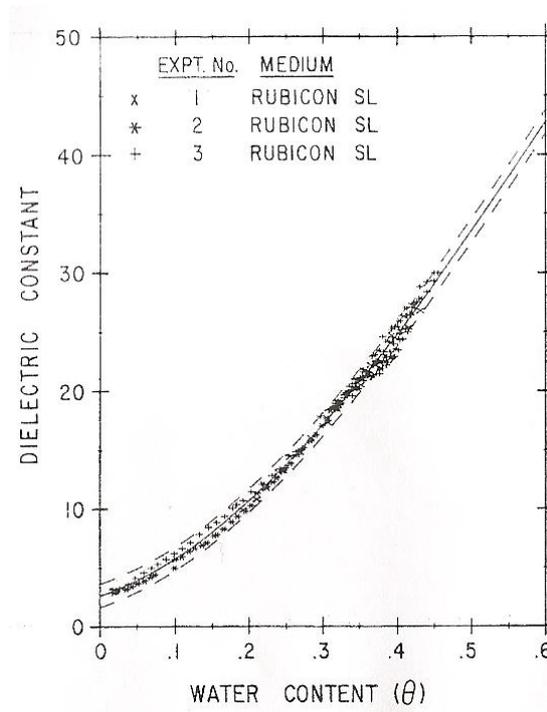


Figure 2.12 : Relation entre la constante diélectrique et la teneur en eau volumique pour trois échantillons d'un même sol sableux très peu argileux (Topp et al., 1980).

D'après l'étude de Miyamoto et al. (2003) sur des sols volcaniques avec une structure en agrégats, la pente de la courbe de la permittivité en fonction de la teneur en eau volumique change à une teneur en eau volumique critique (fig. 2.13). Ce changement de comportement pourrait provenir de la distribution de taille de pore, du processus de remplissage des pores inter et intra-agrégats et la faible valeur de permittivité de l'eau liée adsorbée à la surface des particules solides. En effet, lorsque la teneur eau du sol augmente, en dessous de la teneur en eau critique, les pores intra-agrégats se remplissent préférentiellement et la permittivité du sol augmente lentement. Dans les états plus humides que la teneur en eau critique, les pores intra-agrégats sont saturés et une augmentation de la teneur en eau entraîne un remplissage progressif des pores inter-agrégats et une augmentation plus rapide de la permittivité du sol. Ce comportement bimodal de la permittivité du sol lors de l'augmentation de la teneur en eau disparaît lorsque la structure en agrégats est détruite (en cassant mécaniquement les agrégats). Pour distinguer deux régions de teneur en eau, Mironov et al. (2004) introduisent un paramètre : la fraction d'eau liée maximum.

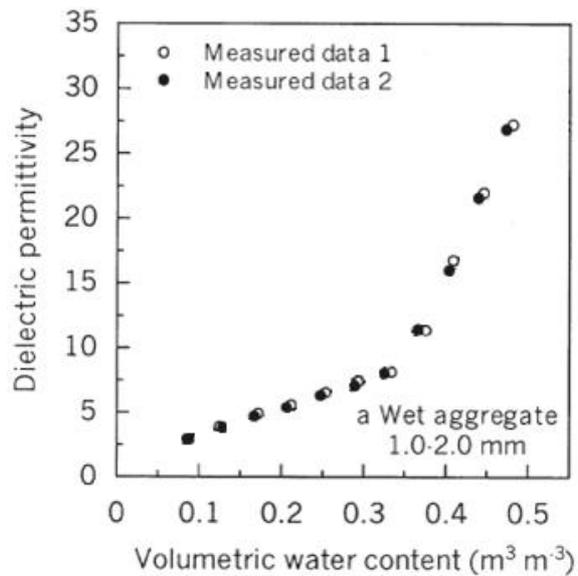


Figure 2.13 : Evolution de la permittivité diélectrique d'un sol à agrégats, mesurée à deux reprises, en fonction de la teneur en eau volumique (d'après Miyamoto et al., 2005).

III.1.2 Type d'eau

L'eau présente dans le sol peut être sous deux formes : l'eau dite « libre » et l'eau dite « liée ». L'expression eau liée se réfère à l'eau qui est combinée chimiquement avec d'autres molécules ou adsorbée à la surface des minéraux et l'eau libre se définit comme étant l'eau dont les ions sont libres de mouvement sous la sollicitation d'un champ électrique. Lorsqu'une molécule d'eau est liée aux particules du sol, elle nécessite plus d'énergie pour se mettre en rotation ou en mouvement dans un champ électromagnétique et le système sol-eau présente donc une faible valeur de permittivité relative réelle. Il est établi que la valeur de permittivité de l'eau libre est d'environ 80 (à 20°C). Celle de l'eau liée est moins connue et varie selon ce qu'englobe le terme « eau liée » et selon le type de sol. En effet, la permittivité de l'eau liée varie en fonction de la distance séparant les molécules d'eau de la surface des particules argileuses, allant de la valeur de permittivité de la glace (3,2), pour l'eau proche des particules du sol (i.e. les ions contenus dans l'eau liée sont ici considérés comme strictement fixes et ne peuvent se mettre en mouvement sous la sollicitation d'un champ électrique ou électromagnétique externe) à la valeur de permittivité de l'eau libre distante de la surface du solide (Dobson et al., 1985 ; Friedman, 1998 ; Or and Wraith, 1999 ; Cosenza and Tabbagh, 2004). La permittivité de l'eau liée peut être estimée en utilisant une approche tenant compte de l'épaisseur de la couche d'eau autour des particules solides où la permittivité diélectrique

de la phase aqueuse y est représentée par une fonction exponentielle en s'éloignant de la surface des particules argileuses (Wang and Schmutge, 1990 ; Dobson et al., 1985 ; Friedman, 1998 ; West et al., 2003). Dobson et al. (1985) tentent de relier cette fonction exponentielle au modèle de double couche d'un sol argileux. A partir de mesures électromagnétiques sur quatre sols argileux à différentes masses volumiques et à différentes teneurs en eau, Saarenketo (1998) propose de distinguer, au sein du terme d'eau liée, l'eau hygroscopique, ou l'eau d'adsorption (i.e. la première couche monomoléculaire d'eau adsorbée à la surface des particules argileuses, ayant une permittivité proche de celle de la glace), et l'eau de capillarité (i.e. l'eau soumise aux forces engendrées par la surface chargée des particules argileuses, qui ne répond pas à la gravité, ayant une permittivité comprise entre celle de la glace et celle de l'eau libre). La figure 2.14 montre la différence de comportement diélectrique entre deux sols argileux associé à la présence d'un type d'eau lors de l'humidification, d'après Saarenketo (1998).

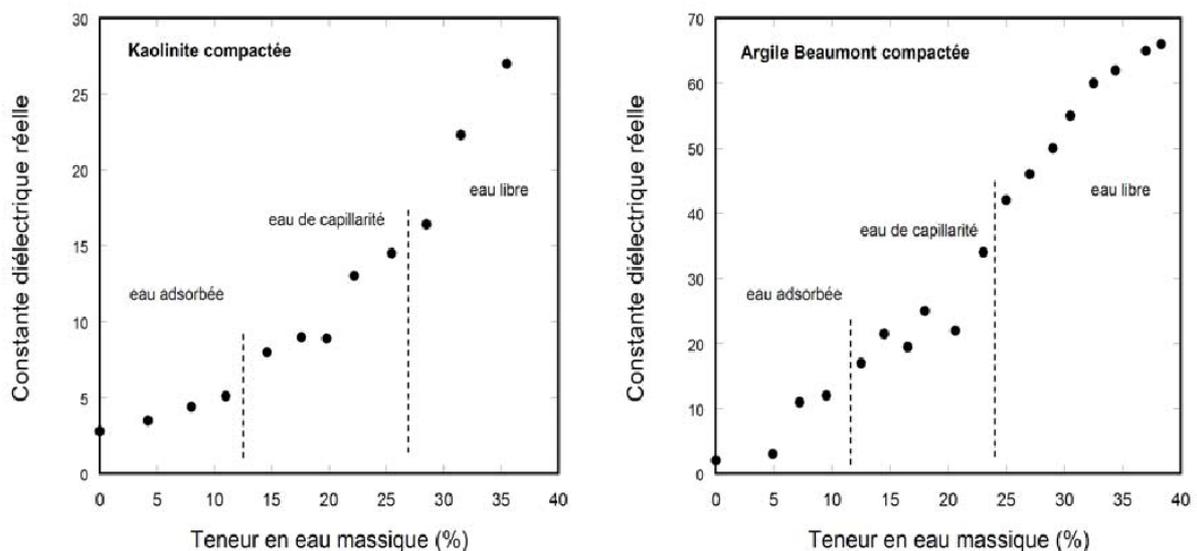


Figure 2.14 : Effet de la teneur en eau sur la permittivité diélectrique relative pour deux argiles : une kaolinite (à gauche) et une smectite (à droite). Données expérimentales de Saarenketo (1998) reprises par Comparon (2005).

Saarenketo (1998) montre aussi que la couche d'eau d'absorption peut être divisée en couche interne et en couche externe, en concordance avec la théorie de la double couche.

Retenons que la principale difficulté dans le fractionnement de la phase aqueuse du sol réside dans le fait que la transition entre chaque type d'eau est un critère mal déterminé. La transition entre ces deux types de comportement de l'eau dans le sol doit certainement se faire progressivement et, est donc plus difficilement détectable à partir des mesures diélectriques.

Saarenketo tente d'évaluer la permittivité de l'eau contenue dans le sol (fig. 2.14). Selon cette étude, à cause de la faible concentration en cations, la structure moléculaire de l'eau autour des particules de la kaolinite et de l'argile Eddy (deux argiles à faible CEC) est mieux « arrangée » et la permittivité diélectrique de l'eau liée est de 18 pour la kaolinite et de 27 pour l'argile Eddy. Pour les argiles plus actives (argile de Beaumont et argile noire d'Houston), la permittivité de l'eau d'adsorption varie entre 20 et 70 mais semble plus difficile à mesurer.

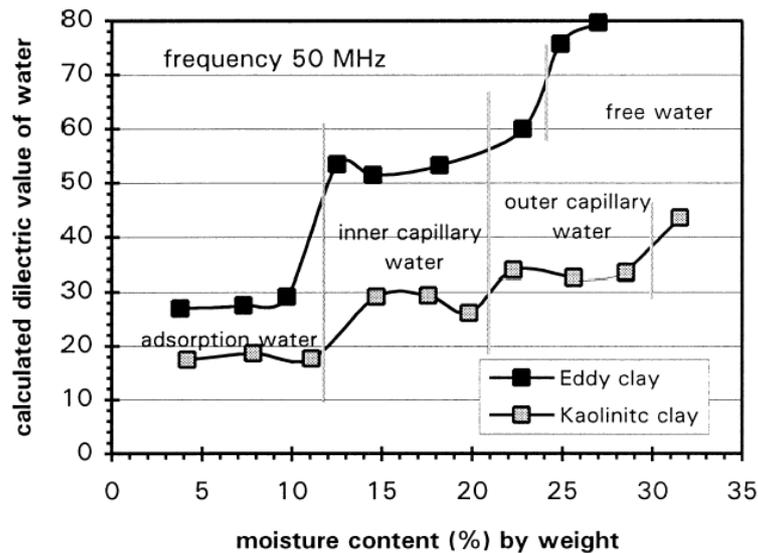


Figure 2.15 : Permittivité de l'eau liée calculée à partir de mesures en fonction de la teneur en eau massique du sol pour l'argile Eddy et une kaolinite (d'après Saarenketo, 1998).

III.1.3 Compactage

De nombreuses études relient la masse volumique ou la porosité du sol à la réponse diélectrique de ce sol (Friedman, 1998 ; ...). Quelques études ont permis de déterminer l'influence de la masse volumique sèche sur la mesure de permittivité pour une teneur en eau donnée (Perdok et al., 1996 ; Yu and Drnevich, 2002 ; Schotle et al., 2002). On observe qu'une augmentation du degré de compactage du sol génère une augmentation de la permittivité diélectrique mesurée (Schotle et al., 2002) comme, par exemple, sur la figure 2.16.

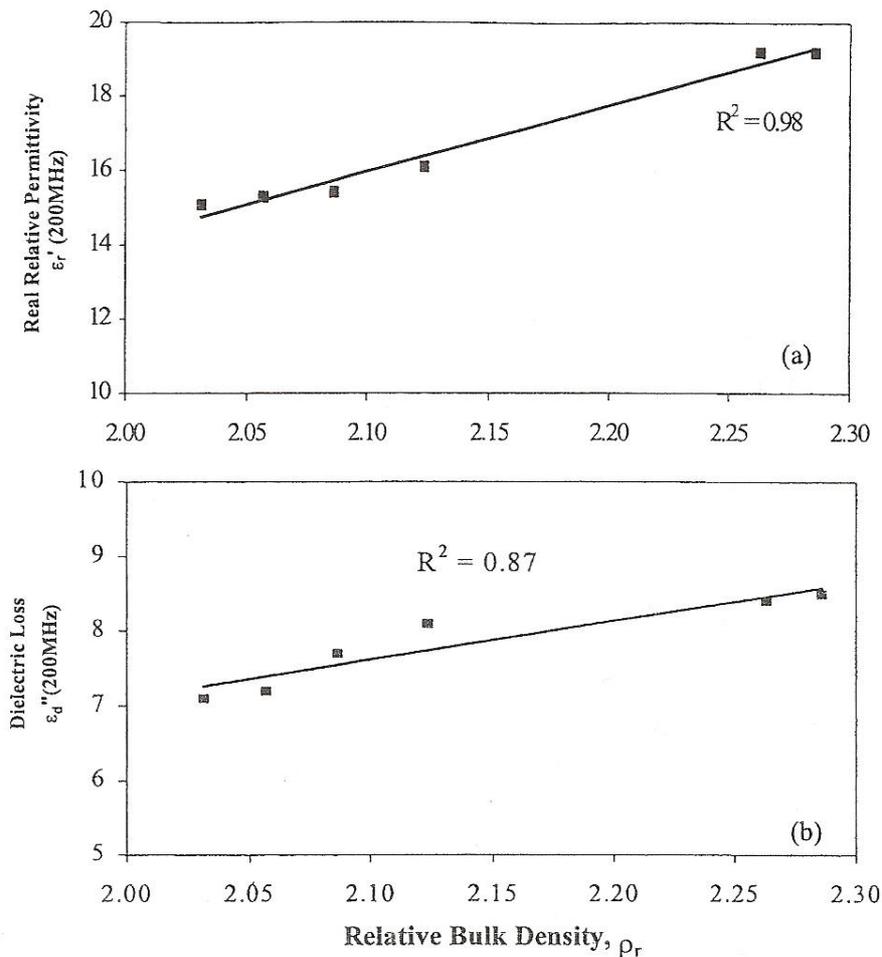


Figure 2.16 : Influence linéaire de la masse volumique humide d'un sol sur les parties réelles et imaginaires de la permittivité diélectrique à 200MHz (d'après Schotle et al., 2002).

Une tendance linéaire entre la racine carrée de la permittivité et la teneur en eau volumique a été proposée (Logsdon, 2006) pour des sols différents.

D'après les mesures effectuées par Perdok et al. (1996) qui relie la permittivité réelle relative à la teneur en eau massique et à la masse volumique humide pour trois sols (un sable, un sable limoneux et une argile), l'influence de la masse volumique du sol sur la permittivité semble être plus forte à l'état sec du sol qu'à son état humide (fig. 2.17).

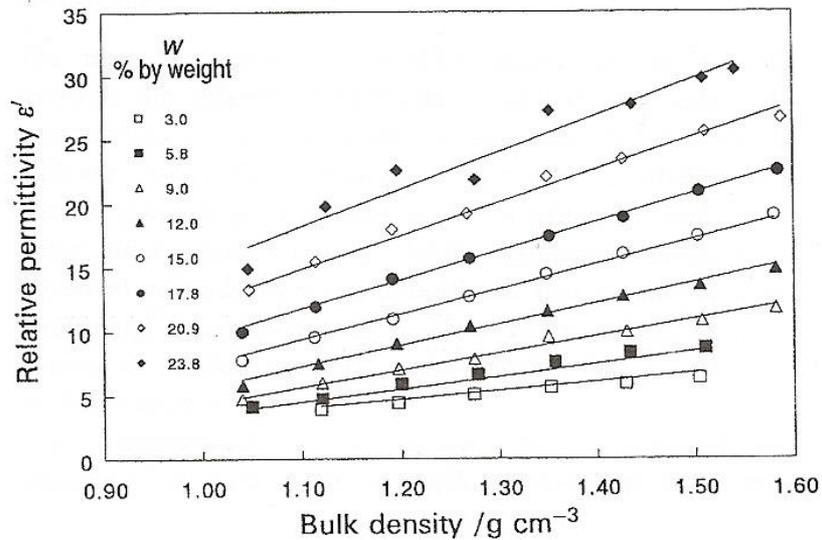


Figure 2.17 : Influence de la masse volumique humide d'un sol limoneux (en agriculture) sur la permittivité diélectrique mesurée pour différentes teneurs en eau massiques (d'après Perdok et al., 1996).

III.1.4 Nature minéralogique

La composition du sol (le pourcentage de sable, de silt et d'argile) influence la permittivité réelle et imaginaire. Cette influence est principalement liée à l'interaction eau/sol. En effet, le type et la quantité de minéraux argileux dans le sol (i.e. la CEC) jouent un rôle significatif sur la présence et la quantité d'eau liée (ex. Hallikainen et al., 1985 ; Peplinski et al., 1995). La partie imaginaire de la constante diélectrique liée aux pertes diélectriques (dissipation d'énergies) est généralement plus élevée pour les sols argileux que pour les sables. Saarenketo (1998) observe une bonne corrélation entre la CEC et les mesures de la partie imaginaire de la constante diélectrique à 120MHz. Cela confirme que le rôle physique de la partie imaginaire de la permittivité du sol est liée à la conductivité ionique (Campbell , 1990).

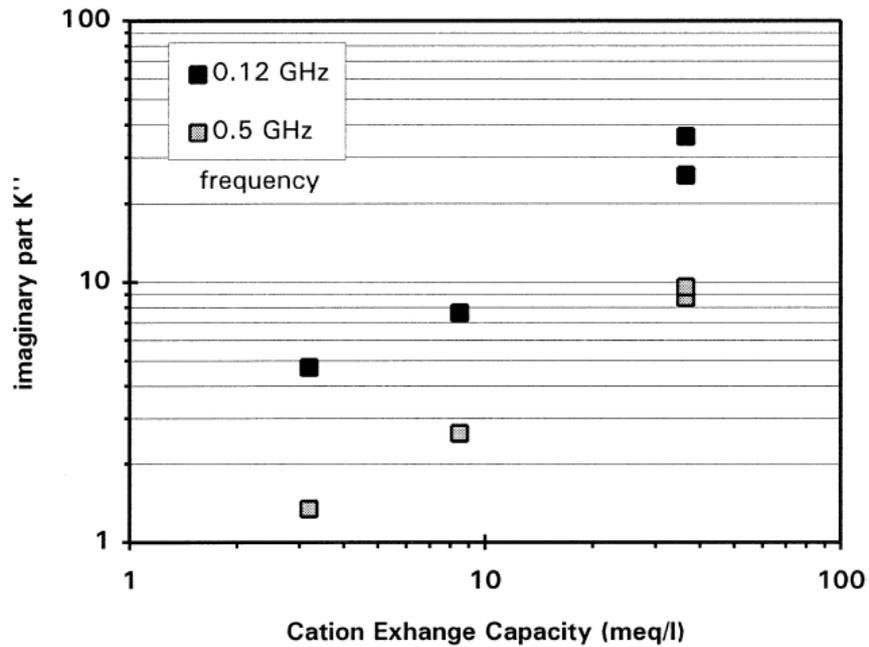


Figure 2.18 : Corrélation entre la capacité d'échange cationique (CEC) et la partie imaginaire de la permittivité relative (K'') de sols argileux (d'après Saarenketo, 1998).

III.1.5 Granulométrie

Robinson and Friedman (2001) montrent que la permittivité effective d'un matériau poreux saturé et non consolidé n'est pas seulement fonction des permittivités des constituants mais aussi de la distribution de la taille des grains dans le sol. Une augmentation de la taille des grains d'un matériau composé de billes de verre (ou de grains de sable propres tamisés), pour une porosité constante, entraîne une légère diminution de la permittivité effective du matériau. Cet effet, souvent négligé, pourra être pris en compte lors d'une comparaison entre des mesures sur matériau naturel et des mesures sur le même matériau tamisé en laboratoire.

De plus, certains auteurs (ex. Leroy et al., 2008) montrent que l'eau est adsorbée à la surface de tout type de particules. Cette eau adsorbée à la surface des grains solides a une permittivité significativement plus faible que celle de l'eau libre (Or and Wraith, 1999). Lorsque la taille des grains augmente, la surface spécifique augmente et ceci peut être interprété comme étant une augmentation de la fraction d'eau adsorbée par rapport à la fraction d'eau libre. Donc, une augmentation de la taille des grains, pour une même proportion de matière argileuse, pourrait entraîner une diminution de la permittivité complexe. Cependant, pour une fréquence inférieure à 1GHz, les seuls effets significatifs sur la permittivité complexe doivent provenir

de la surface spécifique des argiles (étant fonction de la nature et de la quantité d'argile dans le sol), nettement plus importante que celle des autres grains du sol (Arcone et al., 2008). De plus, l'ajout de grains solides (ex. quartz), n'interagissant pas avec l'eau contenue dans le sol, dans une matrice argileuse entraînent une diminution de permittivité du mélange. Dans le cas des sols fins utilisés en géotechnique, l'effet de la taille des grains sur la réponse diélectrique, bien que significatif, est faible par rapport à l'effet de la teneur en eau.

III.1.6 Anisotropie

La forme et l'orientation des particules solides peuvent avoir un rôle significatif sur la permittivité complexe effective. Certains auteurs (Sen, 1981, Jones and Friedman, 2000) étudient l'effet de l'anisotropie due à la forme et à l'orientation des grains sur la permittivité à partir de modèles de mélanges diélectriques.

A partir de mesures TDR selon deux directions, Jones and Friedman (2000) montrent que les constantes diélectriques mesurées dans la direction perpendiculaire à la direction de la contrainte appliquée sont systématiquement supérieures aux constantes diélectriques mesurées parallèlement à la direction de la contrainte. Comparon (2005) confirme cette tendance et met en évidence la présence d'anisotropie à partir de mesures diélectriques (à 100 kHz) sur des échantillons de kaolinite pure saturée en eau à 60%, compactés selon une direction. D'après ces mesures, l'effet de l'anisotropie sur la mesure de constante diélectrique augmente avec le degré de compactage du sol. L'auteur suggère que cet effet est dû à l'orientation croissante des particules plates de kaolinite perpendiculairement à la direction de la contrainte lorsque le compactage augmente.

III.1.7 Salinité de l'eau porale

Dans un sable, lorsque la salinité du fluide contenu dans l'espace poral du sol augmente, la constante diélectrique de l'eau diminue induisant une diminution de la constante diélectrique globale du sol ϵ_r' et une augmentation du facteur de perte diélectrique ϵ_r'' (Topp et al., 1980 ; Wensink, 1993 ; Schotle et al., 2002 ; West et al., 2003). En effet, l'augmentation de la concentration en ions libres dans l'eau réduirait la polarisabilité du système sol-eau. Une

augmentation du nombre d'ions liés aux molécules d'eau polaire entraîne une difficulté pour les molécules d'eau à se réorienter générant une augmentation des pertes d'énergies.

Cependant, pour les sols argileux peu plastiques utilisés en géotechnique, Yu and Drnevich (2005) montrent que la constante diélectrique mesurée par sonde TDR est insensible à la conductivité du fluide poral.

III.1.8 Fréquence de l'onde électromagnétique

De nombreuses études montrent une dépendance fréquentielle de la partie réelle et de la partie imaginaire de la permittivité d'un sol (Hallikainen et al., 1985 ; Dobson et al., 1985 ; Wensink, 1993 ; Thevanayagam, 1995 ; Curtis and Narayanan., 1998 ; West et al., 2003). Cette dépendance fréquentielle varie en fonction de la nature du matériau, de la teneur en eau et du type d'eau contenu dans le sol (fig. 2.19). Dans le domaine fréquentiel utilisé par les radars géologiques, certains auteurs (ex. Shang et al., 2002, West et al., 2003) observent une dispersion fréquentielle à « basse fréquence » (aux alentours de 100-300 MHz) pour les sols argileux. Cette dispersion fréquentielle n'est pas observée pour les sols sans argile.

Dans les sols contenant de l'argile, des valeurs élevées de constante diélectrique et de facteur de pertes mesurées dans les basses fréquences (inférieures à 100-300MHz) sont attribuées à la polarisation de la double couche électrique (Shang et al., 1999). A plus hautes fréquences, la constante diélectrique est beaucoup moins dépendante de la fréquence (à partir de fréquences supérieures à 350MHz).

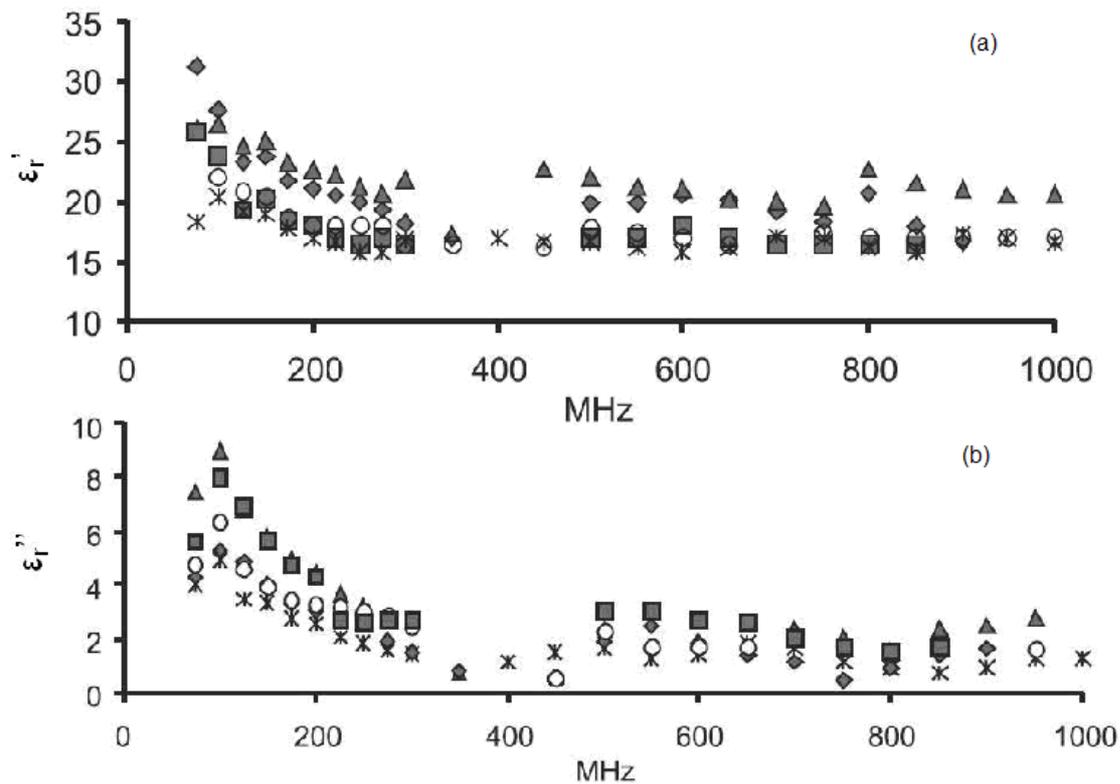


Figure 2.19 : Exemple de variation fréquentielle de la constante diélectrique et du facteur de pertes de cinq échantillons différents du sable argileux saturés en eau déionisée (d'après West et al., 2003).

La permittivité des minéraux secs et de l'air évolue très peu en fonction de la fréquence. La dépendance fréquentielle du sol peut donc être attribuée à la dépendance fréquentielle des propriétés électromagnétiques de l'eau contenue dans le sol ou du système sol-eau.

Certains modèles établis reproduisent le comportement diélectrique de l'eau en fonction de la fréquence (par exemple, le modèle de Debye et le modèle de de Loo) et sont utilisés pour évaluer la dépendance fréquentielle globale de la permittivité du sol (Dobson et al., 1985 ; Mironov et al., 2004).

De plus, cette dépendance fréquentielle de la permittivité d'un sol est plus sensible lorsque la teneur en eau est élevée. Par exemple, la figure 2.20 montre un changement progressif, en fonction de la teneur en eau, de dépendance fréquentielle de la permittivité d'une argile active (i.e. bentonite).

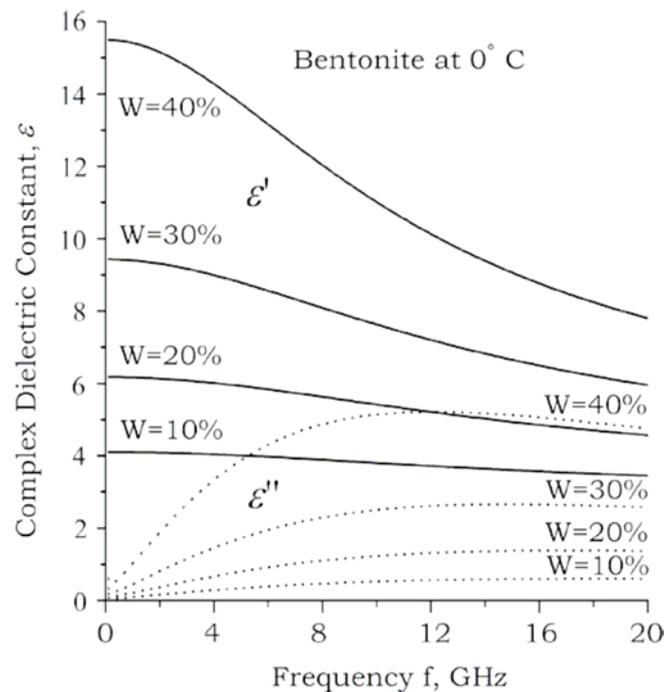


Figure 2.20 : Spectres diélectriques dans le domaine des micro-ondes pour la bentonite à 0°C et pour différents teneurs en eau volumiques (d'après Mironov et al., 2004).

III.1.9 Température

De nombreux auteurs (ex. Topp et al., 1980; Gong et al., 2003) estiment que les variations de température n'ont pas d'effet significatif sur la mesure de permittivité d'un sol humide dans une gamme de température allant de 0°C à 30°C. Cependant, si on se réfère aux données de Topp et al. (1980), une augmentation d'environ 8 % de la permittivité est observée lorsque la température augmente sur une gamme de 10°C à 35°C.

Quelques auteurs suggèrent que l'influence de température sur les constantes diélectriques de l'air et de la phase solide du sol sont négligeables mais que son influence sur la constante diélectrique de l'eau contenue dans le sol peut être significative (Hallikainen et al., 1985 ; Gueguen and Palciauskas, 1992 ; Pepin et al., 1995; Wraith and Or, 1999 ; Mironov et al., 2004 ; Blonquist et al., 2006). En effet, Wraith and Or (1999) montrent que l'effet de la variation de la température sur la permittivité diélectrique est relativement faible pour un sol sec mais peut devenir significative pour un sol très humide.

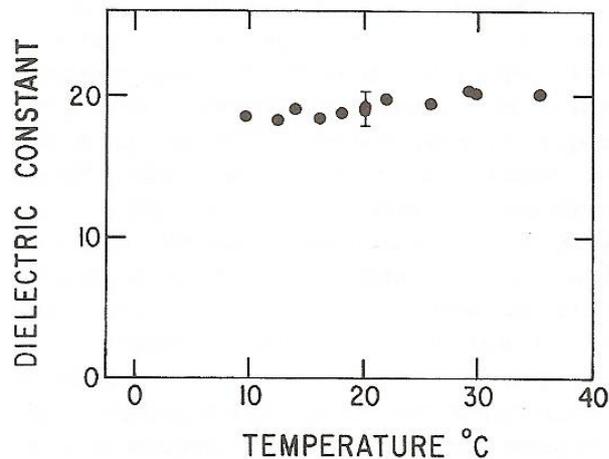


Figure 2.21 : Variation de la constante diélectrique d'un sol par mesure TDR en fonction de la température entre 10°C et 35°C (d'après Topp et al., 1980).

III.2 Modèles de permittivité

La constante diélectrique d'un mélange tel qu'un sol dépend de la proportion volumique de chaque constituant. Comme la constante diélectrique de l'eau est voisine de 81 et, est donc bien plus élevée que celle de l'air (unitaire) et des minéraux du sol à l'état sec (entre 4 et 8), de nombreuses relations générales ont été proposées pour relier le comportement diélectrique, à des fréquences comprises entre le mégahertz et quelques gigahertz, et la teneur en eau. Ces relations peuvent être divisées en différentes familles de relations : les modèles purement empiriques, les modèles semi-empiriques, les modèles phénoménologiques, les modèles de mélanges volumiques et les modèles de mélange plus sophistiqués qui tiennent compte de la répartition géométrique des constituants les uns par rapport aux autres, de la microstructure du sol et des processus de relaxation des polarisations induites par les ondes électromagnétiques. Bien souvent, la fraction d'eau liée devient un paramètre essentiel pour ajuster les modèles. Dans cette partie, une revue de ces modèles va être présentée en tenant compte du besoin géotechnique qui est d'évaluer la teneur en eau massique et la masse volumique sèche d'un sol fin par mesures électriques et électromagnétiques.

III.2.1 Relations empiriques

Les relations empiriques ou semi-empiriques sont souvent établies pour une gamme de sols restreinte et ne sont pas physiquement expliquées. Un grand nombre de relations empiriques (ex. Topp et al., 1980 ; Hallikainen et al., 1985 ; Jacobsen and Schjonning, 1993 ; Wen sink, 1993 ; Perdok et al., 1996 ; Malicki et al., 1996 ; Yu et al., 1997 ; Curtis, 2001 ; Yu and Drnevich, 2004) ou semi-empiriques (ex. Dobson et al., 1985 ; Dirksen and Dasberg, 1993 ; Friedman, 1998 ; Or and Wraith, 1999) sont proposées dans la littérature pour relier la constante diélectrique ϵ_r et la teneur en eau volumique θ des sols. Parmi ces relations, la loi polynomiale de troisième ordre, proposée par Topp et al. (1980) est la plus utilisée (éq. 2.14) :

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \epsilon_r - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_r^3 \quad (2.14)$$

Bien que mathématiquement simple, cette loi permet de prédire les mesures de permittivité pour une grande partie des sols naturels et, est devenue une référence pour beaucoup d'auteurs (fig. 2.12). Cependant, une déviation de la courbe de calibration empirique de Topp (1980) a été démontrée pour les sols argileux (Dobson et al., 1985 ; Dirksen and Dasberg, 1993 ; Bridge et al., 1996 ; Heimovaara et al., 1996 ; Perdok et al., 1996 ; Miyamoto et al., 2003 ; West et al., 2003). Ce comportement est généralement relié à la présence d'eau liée (Dobson et al., 1985 ; Dirksen and Dasberg, 1993 ; Wraith and Or, 1999 ; Blonquist et al., 2006) ou à l'eau retenue par les surfaces des particules solides du fait des interactions de forces interfaciales. L'équation de Topp et al. ne prend pas en compte la composition minéralogique de la phase solide, la granulométrie, la texture et la structure du sol. De plus, cette loi est basée sur des mesures TDR à une fréquence effective de l'ordre du GHz et ne prend donc pas en compte des effets de dispersion fréquentielle.

A partir de mesures par sonde TDR sur différents sols, Jacobsen and Schjønning (1993) étendent l'équation polynomiale du troisième ordre en fonction de la teneur en eau volumique à un modèle empirique prenant en compte de nombreuses variables telles que la masse volumique humide, le pourcentage en argile et le pourcentage en matière organique du sol (éq. 2.15) :

$$\theta = \left[\begin{array}{l} -3.41 \times 10^{-2} + 3.45 \times 10^{-2} \epsilon_r - 11.4 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 17.1 \times 10^{-6} \epsilon_r^3 \\ -3.70 \times 10^{-2} \rho_h + 7.36 \times 10^{-4} \%ARG + 47.7 \times 10^{-4} \%MO \end{array} \right] \quad (2.15)$$

où %ARG et %MO correspondent respectivement à la fraction volumique du sol en argile et en matière organique.

Ce modèle, bien qu'empirique, apporte de l'information sur l'effet de chacun des paramètres du sol sur la permittivité (fig. 2.22).

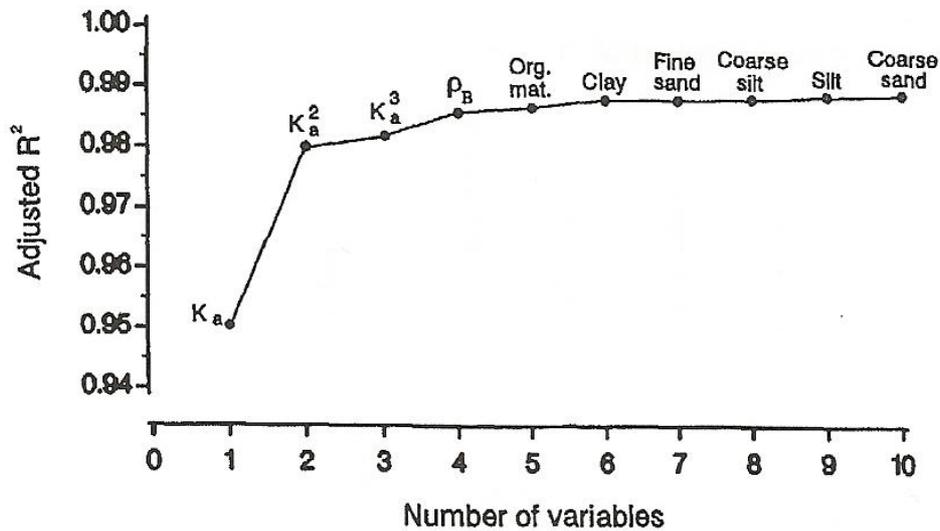


Figure 2.22 : Effet du nombre et du type de variables intégrées dans le modèle empirique sur le critère d'ajustement aux données expérimentales (d'après Jacobsen and Schjønning, 1993).

Depuis plus d'une quinzaine d'années, certains auteurs tentent d'établir des lois reliant la permittivité diélectrique à la teneur en eau et à la masse volumique du sol, principalement pour des applications agricoles (i.e. agriculture de précision) ou géotechniques. En effet, Jacobsen and Schjønning (1993) intègrent la masse volumique sèche dans la relation entre la teneur en eau et la constante diélectrique. Malicki et al. (1996) proposent une relation linéaire empirique entre la constante diélectrique et la teneur en eau volumique et la masse volumique sèche du sol. Nous retiendrons la relation semi-empirique de Siddiqui and Drnevich (1995) reprise ensuite par Yu and Drnevich (2004) qui permet de déterminer la teneur en eau massique w et la masse volumique sèche ρ_d , après calibration spécifique au type de sol, par découplage de la conductivité σ_b et de la constante diélectrique ϵ_r' par TDR dans le cadre d'études géotechniques (éq. 2.16 et 2.17) :

$$\rho_d = \frac{d\sqrt{\epsilon_r'} - b\sqrt{\sigma_b}}{ad - cb} \rho_w \quad (2.16)$$

$$w = \frac{c\sqrt{\epsilon_r'} - a\sqrt{\sigma_b}}{b\sqrt{\sigma_b} - d\sqrt{\epsilon_r'}} \quad (2.17)$$

avec a et b , deux constantes de calibration spécifiques au type de sol, à la masse volumique sèche et à la masse volumique de l'eau, c , une constante qui relie la masse volumique sèche à

la conductance de surface normalisée et d est une constante incluant les effets du type de sol et des propriétés du fluide poral, tels que :

- si le sol est totalement sec (i.e. à teneur en eau volumique $\theta=0$), alors : $a = \sqrt{\varepsilon_s'} \left(\frac{\rho_w}{\rho_d} \right)$
avec a compris entre 0.7 et 1.85, et ε_s correspondant à la permittivité du sol sec
- si $\theta=100\%$ (eau pure), alors $b = \sqrt{\varepsilon_w'}$ avec la permittivité de l'eau $\varepsilon_w = 81$ à 20°C et $b=9$ (Drnevich et al., 2002)
- $d = \sqrt{a' \sigma_w}$
- $c = \frac{\rho_w}{\rho_d} \sqrt{\sigma_s}$

L'avantage de cette relation empirique est d'exprimer directement les deux paramètres géotechniques et de considérer la conductivité de l'eau σ_w et celle de surface σ_s . D'après les résultats expérimentaux obtenus sur 25 sols de nature différente (Yu and Drnevich, 2004), l'erreur d'estimation de la teneur en eau massique est aux alentours de $\pm 1\%$ et celle de la masse volumique sèche, de l'ordre de $\pm 3\%$. Cette méthode semble applicable pour des sols et des gammes d'état de sol rencontrés en géotechnique mais nécessite une calibration préalable dans un moule de large diamètre.

Cette méthode ne semble pas être applicable pour les sols très conducteurs (i.e. matériaux atténuants), c'est-à-dire composés d'argiles actives et à fortes teneurs en eau (Drnevich et al., 2005).

III.2.2 Relations phénoménologiques

De façon générale, les spectres fréquentiels de la permittivité diélectrique complexe d'un matériau sont modélisés grâce à des modèles de relaxation (ex. Debye ou Cole-Cole) ou par comparaison avec un circuit électrique équivalent. Ces modèles sont largement décrits dans la littérature (Telford et al., 1990, Guéguen and Palciauskas, 1992).

III.2.2.1 Relations analytiques

Les modèles phénoménologiques de forme analytique de type Debye (1929), Cole-Cole (1941) ou Davidson-Cole (1951) relient le comportement diélectrique modélisé de l'eau contenu dans le sol (i.e. les temps de relaxation caractéristiques du matériau) à la fréquence (Dobson et al., 1985 ; Heimovaara et al., 1994 ; Mironov et al., 2004 ; Van Dam et al., 2005 juin). En effet, la permittivité de l'eau libre ε à une fréquence f donnée est définie par l'équation de Debye :

$$\varepsilon(f) = \varepsilon'(f) - i\varepsilon''(f) = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 + 2\pi f\tau} \quad (2.18)$$

D'où :

$$\varepsilon' = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 + (2\pi f\tau)^2} \quad (2.19)$$

$$\varepsilon'' = \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 + (2\pi f\tau)^2} 2\pi f\tau \quad (2.20)$$

avec ε_0 et ε_∞ étant la constante diélectrique dans les limites basses et hautes fréquences. ε_∞ ne dépend pas de la teneur en eau ni de la température et vaut approximativement 4,9 (Mironov et al., 2004). ε_0 est due aux composantes polaires du matériau et dépend de la température (Gueguen and Palciauskas, 1992). Certains modèles de sol (ex. Dobson et al., 1985 ; Mironov et al., 2004) utilisent la formule de relaxation de Debye pour déterminer la constante diélectrique de l'eau contenue dans le sol (i.e. un liquide dipolaire). L'équation 2.20 peut être modifiée pour tenir compte des pertes de conductivité ioniques, telle que :

$$\varepsilon'' = \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 + (2\pi f\tau)^2} 2\pi f\tau + \frac{\sigma}{2\pi f\tau\varepsilon_r} \quad (2.21)$$

Dans ce cas, la conductivité a un effet sur la permittivité diélectrique imaginaire. Le modèle de Cole-Cole décrit les effets de polarisation induite en fonction de la fréquence et donc l'existence d'un ensemble de processus de relaxation (éq. 2.22).

$$\varepsilon(f) = \varepsilon'(f) - i\varepsilon''(f) = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 + 2\pi f\tau^{1-\alpha}} \quad (2.22)$$

où α est un paramètre qui varie entre 0 et 1. Quand $\alpha=1$, le modèle correspond au modèle de Debye (éq. 2.18).

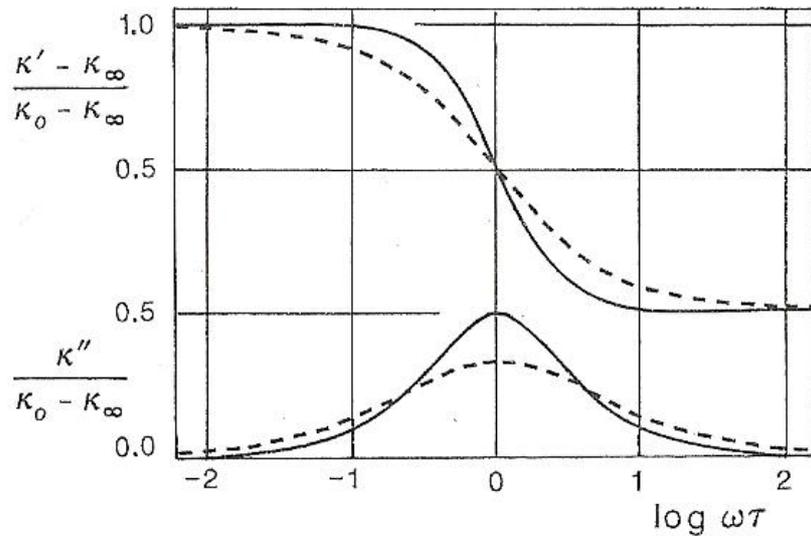


Figure 2.23 : Parties réelles et imaginaires de la constante diélectrique modélisées par l'équation de Debye (en trait plein) et par l'équation Cole-Cole (en tiret). D'après Gueguen and Palciauskas, 1992).

Cependant, ces modèles phénoménologiques nécessitent une calibration pour chaque matériau, ce qui rend l'utilisation de ces modèles difficile pour décrire un sol polyphasique ou différents types de sols. Ces modèles s'appliquent surtout aux diélectriques uniformes, comme l'eau (l'uniformité de taille des particules entraînant une uniformité des processus de relaxation). Il est montré que les paramètres de relaxation de Debye peuvent être retrouvés à partir des constantes diélectriques complexes mesurées de l'eau du sol à seulement deux fréquences (Mironov et al., 2004).

III.2.2.2 Circuits électriques équivalents

Le comportement diélectrique d'un matériau peut être décrit par un circuit électrique équivalent constitué d'un arrangement, en série ou en parallèle, de résistances, de capacités et de condensateurs.

Les modèles analytiques évoqués précédemment peuvent être représentés par des circuits équivalents. Ainsi, le modèle de Debye est modélisé par deux capacités et une résistance en série et le modèle de Cole-Cole correspond à deux capacités et à un condensateur en série (fig. 2.24).

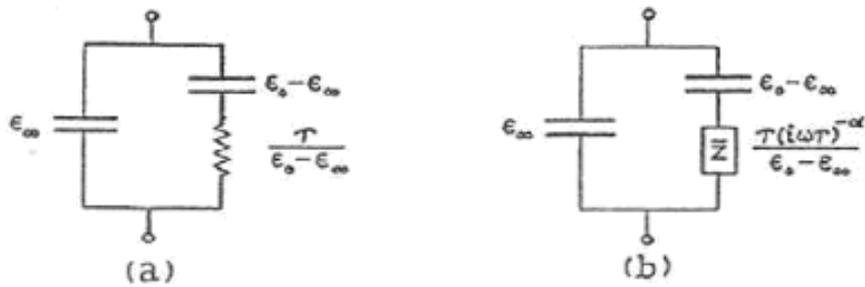


Figure 2.24: Circuits équivalents correspondant aux modèles de Debye (a) et Cole-Cole (b) (d'après Cole et Cole, 1941).

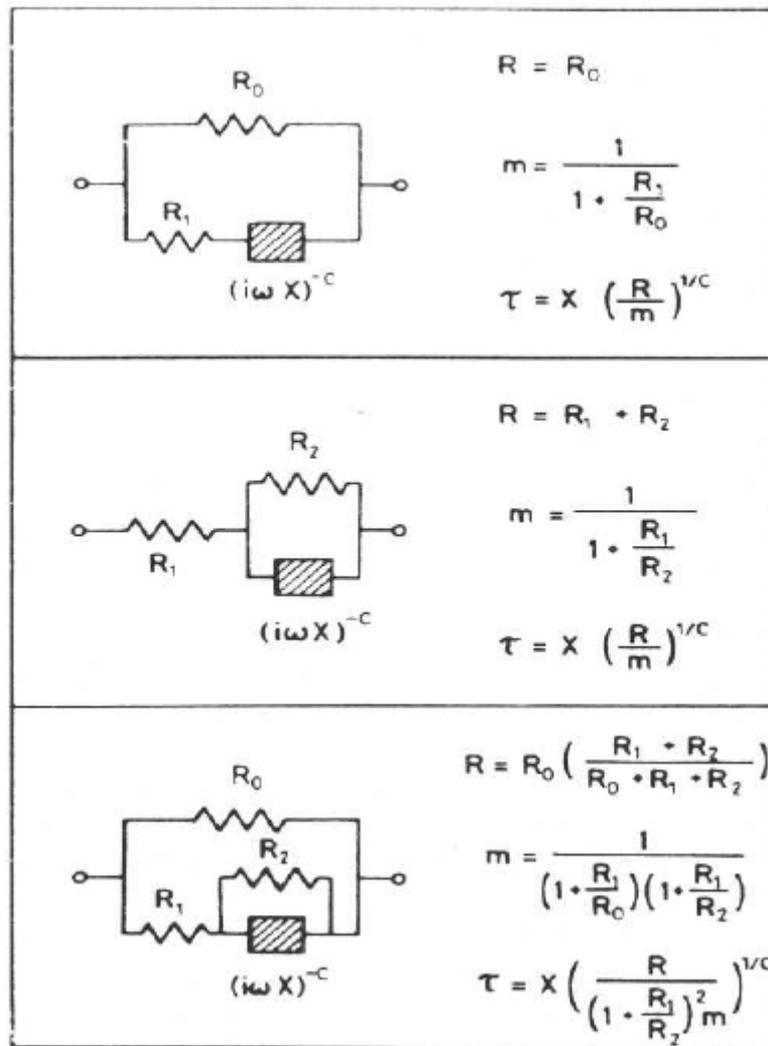


Figure 2.25 : Trois circuits électriques équivalents au modèle de Cole-Cole (d'après Comparon, 2005).

Un sol se comporte électriquement comme un réseau de résistances complexes (i.e. minéraux non-conducteurs) associées au réseau poreux partiellement ou complètement saturé en eau. Pour un sol donné dans un état donné, plusieurs circuits équivalents peuvent être proposés. La

figure 2.25 illustre trois propositions de circuits équivalents pour représenter le modèle de Cole-Cole. Ces modèles de circuits équivalents sont limités car ils permettent de représenter la réponse diélectrique d'un matériau en fonction de la fréquence, mais uniquement dans un état donné du matériau.

III.2.3 Modèles de mélanges volumiques

Les propriétés électromagnétiques des sols composés de plusieurs phases de propriétés physiques différentes dépendent de la fraction volumique et de la permittivité diélectrique de chaque constituant. Des lois de mélanges des permittivités des constituants du sol pondérées par leurs fractions volumiques sont largement utilisées dans la littérature (ex. Dobson et al., 1985 ; Peplinski et al., 1995 ; Brandelik and Huebner, 1999 ; Robinson et al., 2002 ; West et al., 2003 ; Ajo-Franklin et al., 2004 ; Van Dam et al., June 2005). Généralement, les modèles de mélange sont utilisés pour comprendre l'influence de la teneur en eau et des propriétés physiques du sol sur la permittivité diélectrique (Dirksen and Dasberg, 1993). Cette partie illustre la variété des modèles de mélanges pouvant être appliqués aux sols rencontrés en géotechnique.

III.2.3.1 Modèle de mélange de type « alpha »

Le modèle de mélange volumétrique le plus utilisé pour estimer la constante diélectrique d'un matériau composite est le modèle « alpha » (Lichtenecker, 1926 ; Birchak et al., 1974) qui prend la forme générale :

$$\varepsilon_r^\alpha = \sum_i V_i \varepsilon_i^\alpha \quad (2.23)$$

où ε_r est la constante diélectrique du matériau composite, V_i et ε_i représentent respectivement la fraction volumique et la constante diélectrique de chaque constituant i et α est une constante qui dépend de l'arrangement géométrique des constituants. Le matériau composite (i.e. le sol) y est considéré comme un milieu à différentes couches parallèles, chaque couche correspondant à un constituant, de volume et de permittivité définis. Le paramètre α présente deux valeurs limites. Lorsque les couches de constituants sont parallèles à la direction de

propagation du champ électrique, alors $\alpha = -1$ et lorsque les constituants sont alignés perpendiculairement au champ électrique, alors $\alpha = 1$ (Knoll, 1996 ; Chan and Knight, 1999).

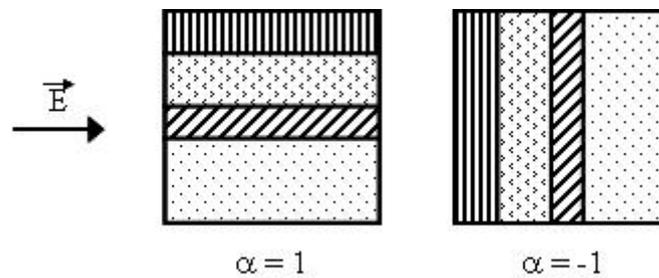


Figure 2.26 : Représentation schématique du modèle de mélange volumétrique « alpha » d'un matériau à quatre phases par rapport à la direction du champ électrique.

Théoriquement, l'exposant α peut avoir toute valeur comprise entre -1 et +1. Dans la pratique, pour les sols, la valeur du paramètre α varie entre 0,33 et 0,46 selon le type de sol pour les modèles à trois phases et peut atteindre 0,65 pour un modèle à quatre phases (Dobson et al., 1985). De façon à simplifier le modèle « alpha », de nombreux auteurs utilisent le cas particulier de ce modèle en utilisant $\alpha = 0,5$ (ex. Roth et al., 1990 ; Whalley, 1993 ; Greaves et al., 1996 ; West et al., 2003 ; Mironov et al., 2004 ; Van Dam et al., 2005) où la racine carrée de la permittivité diélectrique correspond à l'indice de réfraction du sol : on parle de la formule CRIM (Complex Refractive Index Model). La figure 2.27 montre l'évolution de la permittivité diélectrique en fonction de la teneur en eau volumique d'un mélange de trois phases (eau, air et solide) pour $\alpha = -1$, $\alpha = 0,5$ et $\alpha = 1$.

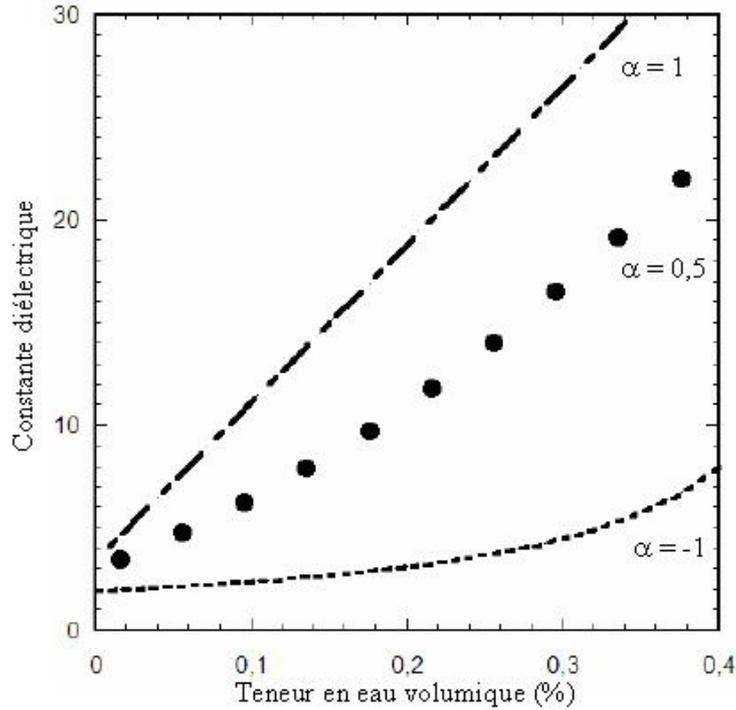


Figure 2.27 : Constante diélectrique d'un mélange à trois phases (solide/eau/air) en fonction de la teneur volumique en eau moyenne (d'après Comparon, 2005).

Le modèle « alpha » le plus souvent employé pour les sols peu argileux est un modèle à trois phases (i.e. solide, air, eau) :

$$\varepsilon_r^\alpha = V_s \varepsilon_s^\alpha + V_a \varepsilon_a^\alpha + V_w \varepsilon_w^\alpha \quad (2.24)$$

où les indices s, a et w correspondent respectivement aux phases solide, gaz et liquide du sol. Pour les sols argileux, l'eau liée devient une composante essentielle pour affiner le modèle. L'intérêt de ce type de modèle de mélange est de permettre l'étude de l'influence de la teneur en eau volumique θ (la fraction volumique d'eau V_w) et des paramètres d'état des sols (i.e. la masse volumique des grains ρ_s et la masse volumique humide du sol ρ_h) sur la permittivité diélectrique. Whalley (1993) propose ainsi une formulation de la loi CRIM en fonction des paramètres du sol (éq. 2.25) :

$$\sqrt{\varepsilon_r} = \theta (\sqrt{\varepsilon_w} - 1) + \frac{\rho_h}{\rho_s} (\sqrt{\varepsilon_s} - 1) + 1 \quad (2.25)$$

Dobson et al. (1985) proposent de différencier l'eau liée de l'eau libre, ce qui entraîne un modèle de mélange à quatre constituants exprimé sous la forme de l'équation 2.26 :

$$\varepsilon^\alpha = V_s \varepsilon_s^\alpha + V_a \varepsilon_a^\alpha + V_{fw} \varepsilon_{fw}^\alpha + V_{bw} \varepsilon_{bw}^\alpha \quad (2.26)$$

où les indices s, a, fw et bw correspondent respectivement à l'air, aux particules solides, à l'eau libre et à l'eau liée. Dobson et al. (1985) utilisent $\alpha=0,65$. La permittivité de l'eau libre

peut être calculée à partir de la relation de Debye modifiée. Cependant, la fraction volumique et la permittivité de l'eau liée de chaque sol sont mal connues. Pour appliquer le modèle de mélange diélectrique, la fraction volumique et la permittivité de l'eau liée doivent donc être estimées. Dirksen and Dasberg (1993) quantifient la fraction volumique de l'eau liée à partir de la teneur en eau « hygroscopique » (séchage à l'air) et supposent que sa permittivité diélectrique est égale à celle de la glace (3,2). Robinson et al. (2002) décrivent une fonction décroissante de la permittivité relative en fonction de la distance par rapport à la surface des particules du sol (fig. 2.28).

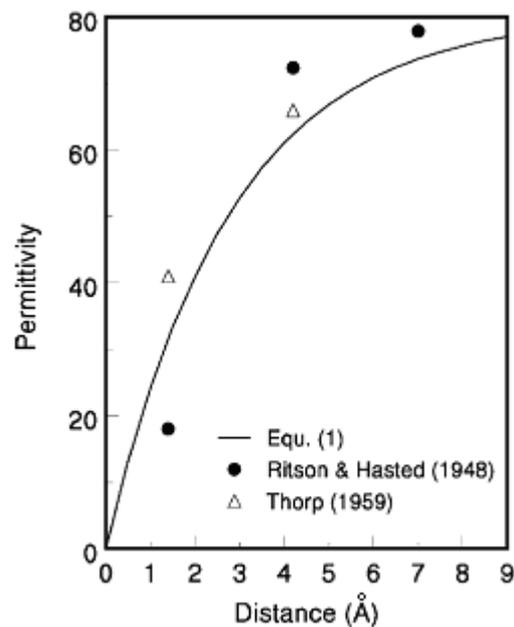


Figure 2.28 : Prédiction de la permittivité de l'eau liée par rapport à la distance de la surface chargée des particules argileuses (d'après Robinson et al., 2002).

Dobson et al. (1985) trouvent une bonne concordance entre le modèle théorique et les mesures, pour une permittivité de l'eau liée comprise entre 20 et 40 et pour un volume d'eau liée considéré bien supérieur au volume d'eau liée caractérisant la couche d'eau monomoléculaire située à la surface des particules solides. Cette valeur de permittivité de l'eau liée varie donc en fonction de la nature du matériau (i.e. du type d'argile contenu dans le sol) et de la quantité d'eau qu'englobe le terme « eau liée ».

Le modèle de mélange de type « alpha » et plus particulièrement la formulation CRIM, semblent prédire avec succès le comportement diélectrique des sols en fonction de la teneur en eau volumique, bien que la géométrie en couches simples du modèle ne corresponde pas à la structure des sols. De plus, ce modèle diélectrique macroscopique est basé sur l'hypothèse que le sol est composé de différents constituants indépendants avec des permittivités

diélectriques propres à chacun alors que la limite entre l'eau libre et la notion d'eau liée reste abstraite et, est certainement progressive. Certains auteurs tentent de relier ce modèle de mélange, prenant en compte l'eau liée et l'eau libre, à la microstructure d'un sol constitué d'agrégats. Mironov et al. (2004) introduisent, par exemple, un nouveau paramètre qui est la teneur en eau volumique d'eau liée maximale θ_{\max} d'un sol argileux, séparant ainsi la fraction volumique de l'eau liée $\theta_{\text{eau-liée}} (\leq \theta_{\max})$ et la fraction volumique de l'eau libre $\theta_{\text{eau-libre}} (= \theta - \theta_{\max})$. D'autres auteurs (Miyamoto et al., 2003 ; Blonquist et al., 2006 ; Logsdon et al., 2006) supposent que la distribution de l'eau dans le sol, le processus de remplissage des pores intra et inter-agrégats et la faible permittivité de l'eau contenue dans l'eau intra-agrégats affectent la valeur de permittivité diélectrique du sol.

III.2.3.2 Modèle de sphère composite

Un milieu poreux non saturé peut être décrit par un réseau d'éléments sphériques plongés dans une matrice fine homogène infinie. La teneur en eau de ce milieu détermine la permittivité diélectrique (Friedman, 1998). Les inclusions individuelles ont toutes la même forme et peuvent être représentées comme de simples sphères en termes de caractéristiques électriques. Chaque sphère est composée de différentes couches d'épaisseurs définies correspondant au nombre de phases présentes dans le milieu (Sen et al., 1981 ; Shivola, 1997 ; Friedman, 1998 ; Miyamoto et al., 2005).

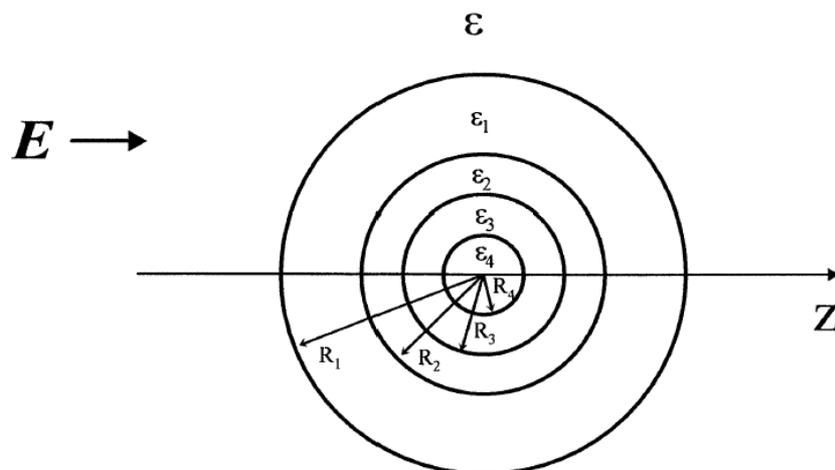


Figure 2.29 : Modèle d'une sphère composite à quatre couches de permittivité ϵ_i et de rayon R_i soumise à un champ électrique E (d'après Miyamoto et al., 2005) plongé dans un milieu de permittivité ϵ .

D'après les études de modélisation de la permittivité diélectrique des sols non saturés, la distribution de la phase aqueuse joue un rôle important sur la permittivité macroscopique du sol (Friedman, 1998 ; Jones and Or, 2003 ; Miyamoto et al., 2005). Le modèle de sphère composite, plutôt intuitif, permet par exemple, de représenter la phase solide entourée d'eau qui est aussi entourée d'air (Friedman, 1998 ; Sihvola, 1999). Cette configuration simple, entraînant la continuité entre l'air et l'eau et entre le solide et l'eau, a été proposée par Friedman (1998) avec un modèle diélectrique de sphères composites pour les sols (éq. 2.27) :

$$\varepsilon_{SWA} = \varepsilon_a + \left(\left\{ 3\varepsilon_a \left[(f_s + f_w)(\varepsilon_w - \varepsilon_a)(2\varepsilon_w + \varepsilon_s) - f_s(\varepsilon_w + \varepsilon_s)(2\varepsilon_w + \varepsilon_a) \right] \right\} \cdot \left[\begin{array}{l} 2(\varepsilon_a + \varepsilon_w)(2\varepsilon_w + \varepsilon_s) - 2\left(\frac{f_s}{f_s + f_w}\right)(\varepsilon_w - \varepsilon_a)(\varepsilon_w - \varepsilon_s) - (f_s + f_w) \\ (\varepsilon_w - \varepsilon_a)(2\varepsilon_w + \varepsilon_s) + f_s(\varepsilon_w - \varepsilon_s)(2\varepsilon_w + \varepsilon_a) \end{array} \right]^{-1} \right) \quad (2.27)$$

où la couche extérieure de chaque sphère a une permittivité ε_a (air), la couche du milieu ε_w (eau), la couche interne ε_s (solide) et f_s et f_w sont respectivement les fractions volumiques de la phase solide et de l'eau. Lorsque l'eau disparaît, ce modèle est réduit au modèle de Maxwell-Garnett avec l'air entourant la phase solide. La continuité de la phase aqueuse du sol est nécessaire pour modéliser la permittivité diélectrique d'un sol non saturé (Friedman, 1998 ; Tabbagh et al., 2000). Cependant, la distribution de l'eau dans un sol non saturé est souvent hétérogène. Friedman (1998) a trouvé que la combinaison de deux sphères composites à trois phases était suffisante pour décrire la permittivité diélectrique d'un sol naturel non saturé. Ce modèle comprend deux types d'arrangement de sphères composites : solide-eau-air (SWA) et air-solide-eau (ASW). Notons que SWA, par exemple, signifie que la sphère est composée, du centre de la sphère vers la couche externe, de solide, d'eau et d'air. Pour mélanger les systèmes SWA-ASW, la permittivité est estimée par approximation des milieux effectifs symétriques (Friedman, 1998). Ce modèle à trois phases semble donner des résultats en accord avec les mesures effectuées sur des sols sableux. Cependant, la structure en agrégats composée de deux types de pores, intra et inter-agrégats, entraîne une distribution de l'eau plus compliquée dans le sol. Miyamoto et al. (2003) étudient l'effet de la structure en agrégats des Andisols (sols volcaniques) sur la permittivité diélectrique. Ils trouvent que la relation entre la teneur en eau volumique et la permittivité suit deux comportements différents selon la teneur en eau. Il est supposé que la configuration de l'eau dans les agrégats, le processus de remplissage des pores intra et inter-agrégats et la faible valeur de permittivité de

l'eau liée adsorbée à la surface des agrégats engendrent les propriétés diélectriques des agrégats du sol.

Pour décrire le comportement des sols à agrégats, Miyamoto et al. (2005) ajustent le modèle de sphère composite en augmentant le nombre de phases. Les auteurs proposent tout d'abord un modèle de sphères composites à 5 couches (AWSWA). Nos supposons que l'eau est contenue principalement dans les agrégats, pour un sol à faible teneur en eau, et dans les pores inter-agrégats pour un sol à plus forte teneur en eau. Ensuite, les auteurs réduisent le nombre de couches à quatre pour décrire la permittivité diélectrique des agrégats (fig. 2.30). Une combinaison air-eau-solide-eau (AWSA) et une autre eau-solide-eau-air (WSWA) sont respectivement utilisées pour décrire les effets structuraux des agrégats pour des teneurs en eau inférieures et supérieures à la teneur en eau critique. Dans ce modèle, l'arrangement AWSW décrit l'eau adsorbée à la surface des agrégats et localisée autour des points de contact entre les agrégats pour les faibles teneurs en eau, et l'air piégé à forte teneur en eau. L'extension du modèle de Friedman (1998) (sphères composites avec 4 couches sphériques) présenté par Miyamoto et al. (2005) semble pouvoir décrire assez fidèlement le comportement diélectrique du matériau Andisol.

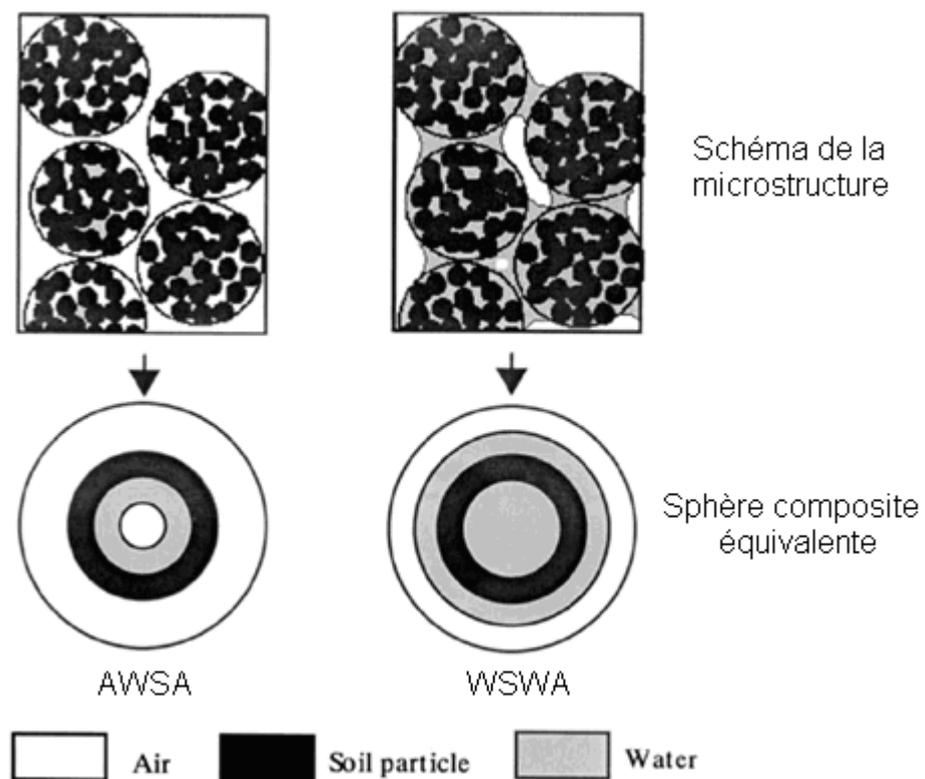


Figure 2.30 : Description schématique d'un modèle de sphère composite à quatre phases décrivant le comportement diélectrique d'un sol avec une structure en agrégats (d'après Miyamoto et al., 2005).

III.2.3.3 *Modèles ou approche des milieux effectifs*

Comme pour la conductivité électrique, la théorie des milieux effectifs permet de calculer la permittivité diélectrique d'un milieu poreux vu comme une matrice contenant des inclusions aléatoirement distribuées, représentant soit des pores individuels, soit des grains solides (ex. Sen et al., 1981 ; Alharthi and Lange, 1987). Une des expressions les plus utilisées est celle de Bruggeman-Hanaï-Sen (formule BHS, selon Sen et al., 1981) :

$$\left(\frac{\varepsilon_1 - \varepsilon}{\varepsilon_1 - \varepsilon_2} \right) \left(\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon} \right)^d = 1 - f_1 \quad (2.28)$$

où ε est la constante diélectrique du milieu composite, f_1 , la fraction volumique de la phase matricielle, ε_1 et ε_2 , les constantes diélectriques de la phase matricielle et de la phase en inclusion, respectivement, et d , le facteur de dépolarisation, compris entre 0 et 1. Lorsque $d=1/3$, les inclusions sont de forme sphérique.

La forme et l'orientation des inclusions peuvent être prises en compte dans ces modèles en utilisant des inclusions ellipsoïdales. Les modèles issus de la théorie des milieux effectifs introduisent généralement des paramètres de la structure du milieu. Cosenza and Tabbagh (2004) montrent par exemple que dans les sols fortement argileux, il existe une combinaison entre deux phénomènes : la diminution de la permittivité effective due à la présence d'eau liée à la surface des particules argileuses et l'augmentation de la permittivité effective associée à la forme plate des particules argileuses élémentaires.

Les approches des milieux effectifs ou les modèles de sphères composites ne sont valables que pour des géométries connues et sont difficiles à utiliser pour des matériaux hétérogènes ou à nombreuses phases. De plus, les espaces poreux sont supposés interconnectés, ce qui n'est pas forcément le cas dans les sols.

IV. Conclusion du chapitre

La résistivité électrique et de la permittivité diélectrique sont sensibles à un grand nombre de paramètres d'état des sols. L'influence la plus significative est celle de la teneur en eau volumique. Cet effet a été largement étudié sur de nombreux sols pour diverses applications. La phase argileuse et sa structure modifient significativement l'allure des

tendances observées sur des sols « propres ». Certains travaux tentent d'expliquer ces tendances à partir d'une interprétation physico-chimique (eau liée/eau libre) ou de la répartition de l'eau dans les différentes porosités du sol à agrégats.

De nombreux modèles empiriques, semi-empiriques ou phénoménologiques ont été proposés pour évaluer la teneur en eau d'un sol à partir de la mesure de résistivité ou permittivité mais ne sont bien souvent valables que pour une gamme de sols restreinte et pour un domaine d'application bien défini.

La teneur en eau volumique intègre à la fois la teneur en eau massique et la masse volumique sèche du sol. La discrimination de ces deux paramètres et leurs influences séparées sur la résistivité ou de permittivité sont rarement étudiées.

CHAPITRE III :

MÉTHODES ÉLECTROMAGNÉTIQUES UTILISÉES :

PRINCIPES FONDAMENTAUX

Le travail de la thèse repose sur l'utilisation des méthodes électromagnétiques (en courant continu, à basses et à hautes fréquences) pour évaluer l'état des sols. Ces méthodes permettent de définir deux propriétés intrinsèques du matériau caractérisé, la conductivité et la permittivité. Les principes fondamentaux de ces méthodes ont été traités dans de nombreux ouvrages (ex. Parasnis, 1986 ; Telford et al., 1990 ; Guéguen and Palciauskas, 1992 ; Zhdanov and Keller, 1994 ; Reynolds, 1997). Le chapitre suivant aborde tout d'abord quelques concepts introduisant la théorie en électromagnétisme, décrivant les phénomènes de conduction et de polarisation dans le matériau. Les méthodes de mesure électromagnétique utilisées au cours de cette étude seront ensuite introduites en décrivant les observables et les principes de mises en œuvre.

I. Phénomènes électriques dans un sol

Dans la plupart des sols utilisés en géotechnique, la perméabilité magnétique μ est estimée égale à la perméabilité magnétique du vide μ_0 (qui vaut $4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m) : la perméabilité magnétique relative μ_r (sans dimension), décrivant l'aimantation du matériau et définie par le rapport μ / μ_0 , est ainsi négligeable. En réponse à une excitation électromagnétique, deux types de phénomènes physiques peuvent alors avoir lieu dans le matériau : des phénomènes de conduction et des phénomènes de polarisation.

1.1 La conduction électrique

La conduction électrique concerne le déplacement de charges libres sous l'action d'un champ électrique. Elle dépend en particulier de la quantité et de la salinité du fluide contenu dans le réseau poreux, ainsi que de la géométrie du réseau. Les processus de transport peuvent se faire par migration, par diffusion ou par convection d'électrons et d'ions (i.e. conduction électronique, ionique et électrolytique).

Dans des matériaux poreux comme un sol, la conduction électrolytique à travers la solution (i.e. la circulation de charges électriques portées par les ions qui se déplacent dans l'électrolyte) présente dans l'espace poral prédomine, puisque la phase solide a une conductivité très faible devant celle de la solution, l'air étant considéré comme isolant. Généralement, le déplacement de charges induit une accumulation, qui implique à son tour un phénomène de polarisation.

Par ailleurs, pour une excitation qui varie très rapidement dans le temps (à plus haute fréquence), les courants de conduction peuvent montrer un retard et une dissipation induisant une forme complexe de la conduction. Ces phénomènes associés sont observables en polarisation induite.

1.2 La polarisation diélectrique

L'action d'un champ électrique provoque une redistribution des charges liées (i.e. les charges qui ne peuvent se déplacer librement dans le sol) en se réorientant et en se déplaçant sur de très courtes distances, ce qui entraîne la polarisation du matériau. La polarisation dépend de la fréquence du champ électrique. Cette dépendance est due au fait que plus la fréquence est élevée, plus les charges génèrent d'énergie pour suivre les variations du champ. La polarisation totale du sol est la contribution de plusieurs phénomènes de polarisation distincts, dus à différents types de charge, qui se mettent en place sur des gammes de fréquence différentes. A chaque processus de polarisation correspond un temps de relaxation. Les propriétés électromagnétiques du matériau, dépendant de la fréquence, permettent de mettre en évidence des pertes d'énergies dues aux mécanismes de relaxation, qui apparaissent à différentes fréquences. Les relaxations sont dues à différentes résonances à l'échelle atomique et moléculaire.

Pour les sols humides, les phénomènes prédominants sont la polarisation électronique, ionique, dipolaire et d'interface (fig. 3.1). La polarisation électronique est due à une distorsion des couches électroniques par rapport au noyau atomique, provoquée par l'application d'un champ électrique sur un matériau. La polarisation ionique est due au déplacement relatif des ions chargés, les uns par rapport aux autres, à l'intérieur même d'une molécule, sous l'effet d'un champ électrique externe. La polarisation dipolaire provient de l'orientation des molécules dipolaires, c'est-à-dire porteuses d'un moment électrique permanent et une orientation aléatoire (ex. les molécules d'eau contenues dans le sol), dans la direction du champ électrique. La température influence ce processus de polarisation. La polarisation d'interface, ou effet Maxwell-Wagner, correspond à la migration et à l'accumulation des charges aux interfaces rencontrées dans le matériau (ex. interfaces eau/solide, air/eau, eau liée/eau libre). Ces effets de polarisation d'interface dépendent de la microstructure et des minéraux constitutifs, et deviennent importants à des fréquences relativement faibles, de l'ordre du kilohertz. Par exemple, si un milieu poreux contenant une solution d'électrolytes est placé dans un champ électrique, les ions de charges opposées se déplacent dans des directions opposées et s'accumulent aux interfaces grains/fluide où ils restent bloqués.

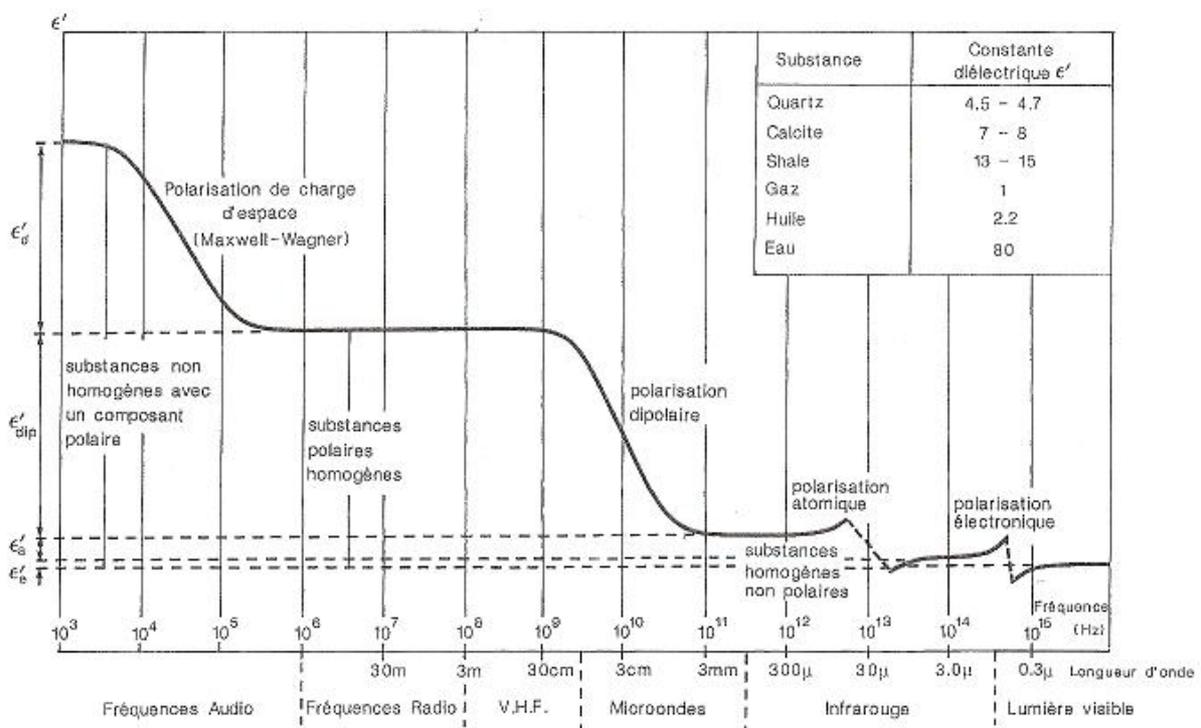


Figure 3.1 : Dispersion diélectrique associée aux différents processus de polarisation induite dans un sol humide. D'après Guéguen et Palciauskas, 1992.

1.3 Notion de permittivité et de conductivité

L'interaction entre un champ électrique externe et un matériau s'exprime par les phénomènes de conduction et de polarisation. Les charges électriques libres de se déplacer à travers le sol entraînent le terme de conduction. Si leur mouvement est limité, la réponse apparaît comme étant la polarisation. La capacité du matériau à conduire et à se polariser est décrite par la conduction et la polarisation exprimées par la permittivité complexe ε^* (F/m).

$$\varepsilon^* = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (3.1)$$

avec ε' , la partie réelle de la permittivité complexe représentant la capacité du matériau à accumuler de l'énergie électrique, $j^2 = (-1)$ et ε'' , la partie imaginaire (ou facteur de perte) de la permittivité complexe qui décrit les pertes d'énergie au sein du matériau.

La permittivité complexe des matériaux est souvent normalisée par la permittivité du vide et représente alors la permittivité relative ε_r^* (sans dimension) :

$$\varepsilon_r^* = \frac{\varepsilon^*}{\varepsilon_0} = \frac{\varepsilon'}{\varepsilon_0} - j \frac{\varepsilon''}{\varepsilon_0} \quad (3.2)$$

où $\varepsilon_0 = 8,854 \times 10^{-12}$ F/m, la permittivité du vide.

La conductivité est caractéristique des milieux contenant des charges libres qui se déplacent sous l'action d'un champ électrique et engendrent un courant de conduction. Dans un champ électrique variable dans le temps, elle prend aussi une forme complexe σ^* (S/m) telle que :

$$\sigma^* = \sigma' - j\sigma'' \quad (3.3)$$

avec σ' et σ'' respectivement la partie réelle et imaginaire de la conductivité complexe. En courant dans le domaine fréquentiel, quand on cherche à mesurer la permittivité diélectrique et la conductivité d'un matériau, on ne peut distinguer ε' de σ'' , ni σ' de ε'' . Les deux paramètres macroscopiques « effectifs » obtenus expérimentalement, i.e. la permittivité complexe mesurée ε_{eff} (ou permittivité complexe effective) et la conductivité complexe mesurée σ_{eff} (ou effective), sont alors définis par :

$$\varepsilon_{eff}^* = \varepsilon_{eff}' - j\varepsilon_{eff}'' \quad (3.4)$$

$$\varepsilon_{eff}^* = \left(\varepsilon' + \frac{\sigma''}{\omega} \right) - j \left(\frac{\sigma'}{\omega} + \varepsilon'' \right) \quad (3.5)$$

$$\sigma_{eff}^* = \sigma_{eff}' - j\sigma_{eff}'' \quad (3.6)$$

$$\sigma_{eff}^* = (\sigma' + \omega\varepsilon'') + j(\omega\varepsilon' + \sigma'') \quad (3.7)$$

avec ω , la pulsation de l'onde. Nous remarquons que la partie réelle de la conductivité électrique et la partie imaginaire de la permittivité diélectrique agissent de la même manière. Parallèlement, la permittivité réelle et la conductivité imaginaire ont des influences similaires. Il est impossible, dans le cas général, et sans autre hypothèse, de séparer les effets de la conduction de ceux de la polarisation diélectrique, et donc de connaître la conductivité et la permittivité diélectrique microscopiques. Toutefois, dans le cas de sols simples et sans argiles (ex. sables), à hautes fréquences, on fait souvent l'approximation que la conductivité est réelle et constante, égale à la conductivité basse fréquence, en « courant continu » σ_{DC} (i.e. direct current) (Guéguen et Palciauskas, 1992).

II. Rappels théoriques d'électromagnétisme

II.1 Equations (dites) de Maxwell

Les équations de Maxwell-Lorentz dans un milieu continu polarisable, en présence de charges libres et de courants (de conduction et de déplacement) mettent en relation le champ électrique et le champ magnétique telles que :

$$\overline{\text{rot}}\vec{E} = -\frac{\partial\vec{B}}{\partial t} \quad \text{Loi de l'induction de Faraday} \quad (3.8)$$

$$\overline{\text{rot}}\vec{H} = -\frac{\partial\vec{D}}{\partial t} + \vec{J} \quad \text{Loi d'Ampère-Maxwell} \quad (3.9)$$

(généralisation au cas de champs variables dans le temps)

où \vec{E} (V/m) le champ électrique, \vec{B} (T) l'induction magnétique, \vec{H} (A/m) le champ magnétique, \vec{D} (C/m²) est le déplacement diélectrique (induction électrique) et \vec{J} (A/m²) la densité de courant électrique due au déplacement des charges libres. L'équation 3.8 montre que la passage d'un flux magnétique dans un milieu crée un champ électrique et l'équation 3.9 montre qu'inversement, un champ magnétique est généré par le passage d'un courant électrique (déplacement de charges) comme l'illustre la figure 3.2.

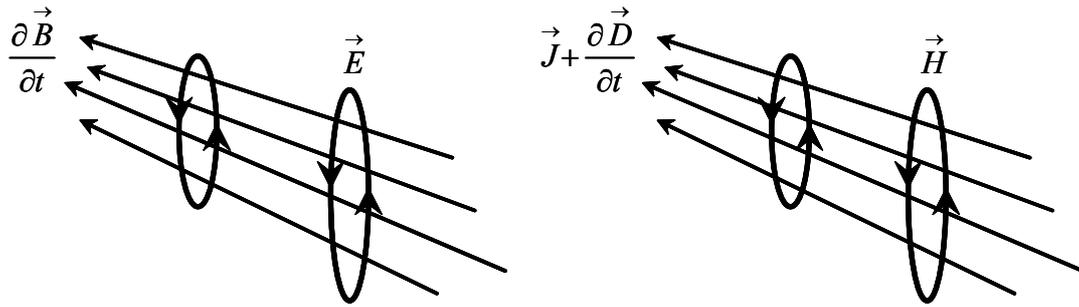


Figure 3.2 : Champs électrique et magnétique des équations 3.8 et 3.9, d'après Telford et al., 1992.

En prenant la divergence des deux membres de l'équation 3.9, et en tenant compte du fait que la divergence d'un rotationnel est identiquement nulle, on obtient :

$$\operatorname{div} \vec{J} = -\frac{d(\operatorname{div} \vec{D})}{dt} \quad (3.10)$$

or, l'équation locale de conservation de la charge électrique indique que :

$$\operatorname{div} \vec{J} = -\frac{dq_v}{dt} \quad (3.11)$$

où q_v (C/m^3) est la densité volumique de charges. Par conséquent la troisième équation de Maxwell est équivalente à :

$$\operatorname{div} \vec{D} = q_v \quad \text{Loi de Gauss} \quad (3.12)$$

$$\operatorname{div} \vec{B} = 0 \quad (3.13)$$

La quatrième loi (éq. 3.13) exprime le fait qu'il n'existe pas de sources magnétiques ponctuelles (il n'existe pas de monopôles magnétiques, les sources élémentaires de champs magnétiques sont des dipôles magnétiques).

Il s'agit ici de la forme locale ou différentielle des équations de Maxwell qui permettent de décrire l'évolution d'un champ électromagnétique dans un milieu continu quelconque. Bien que locales, elles ne sont néanmoins valables qu'à l'échelle macroscopique (définie ici comme l'échelle à laquelle le milieu peut être considéré comme continu, ce qui n'est plus le cas à l'échelle de l'atome par exemple).

II.2 Relations constitutives

Dans la matière, caractérisée par sa conductivité électrique σ (S/m), sa permittivité diélectrique ε (F/m) et sa perméabilité magnétique μ (H/m), ces équations de Maxwell sont complétées par des relations constitutives qui traduisent les propriétés électromagnétiques d'un matériau. Si on fait l'hypothèse d'un milieu linéaire (les relations constitutives sont alors exclusivement des relations de linéarité entre les champs) et « local » (les champs induits en un point ne dépendent que des propriétés du milieu et des champs d'induction en ce même point) :

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (3.14)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (3.15)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \frac{\vec{E}}{\rho} \quad (\text{Loi d'Ohm}) \quad (3.16)$$

Dans les sols utilisés en géotechnique (milieux non magnétiques), la perméabilité est identique à celle qui prévaut en l'absence de matière, soit : $\mu = \mu_0$ perméabilité magnétique du vide. Dans le cas général, ε et σ peuvent être des tenseurs. Dans le cas de milieux isotropes (propriétés électromagnétiques indépendantes de la direction d'observation) ce sont des scalaires.

II.3 Conditions aux frontières entre milieux

On considère deux milieux (1 et 2) à l'interface desquels au moins une des propriétés électromagnétiques varie (contraste) de façon abrupte (discontinuité). A partir des équations de Maxwell et des relations de constitution des milieux, on peut alors montrer que les champs doivent respecter les conditions suivantes (\vec{n} étant le vecteur unitaire normal à l'interface, orienté du milieu 1 vers le milieu 2) :

$$\vec{n} \times (\vec{E}_1 - \vec{E}_2) = \vec{0} \quad : \text{continuité de la composante tangentielle du champ électrique} \quad (3.17)$$

$$\vec{n} \times (\vec{H}_1 - \vec{H}_2) = \vec{0} \quad : \text{ continuité de la composante tangentielle du champ magnétique} \quad (3.18)$$

$$\vec{n} \cdot (\varepsilon_1 \vec{E}_1 - \varepsilon_2 \vec{E}_2) = 0 \quad : \text{ continuité de la composante normale de l'induction électrique} \quad (3.19)$$

$$\vec{n} \cdot (\sigma_1 \vec{E}_1 - \sigma_2 \vec{E}_2) = 0 \quad : \text{ continuité de la composante normale de la densité de courant} \quad (3.20)$$

$$\vec{n} \cdot (\mu_1 \vec{E}_1 - \mu_2 \vec{E}_2) = 0 \quad : \text{ continuité de la composante normale de l'induction magnétique} \quad (3.21)$$

Ces conditions sont valables dans l'hypothèse où l'interface ne présente aucune densité superficielle de charges ou de courant. Dans ce cas particulier, le potentiel électrique (défini plus loin) est également continu à la frontière.

II.4 Equation de propagation d'un champ électromagnétique

On prend ici l'hypothèse d'un milieu homogène, c'est-à-dire dont les propriétés électromagnétiques (conductivité, permittivité, perméabilité) ne dépendent pas des coordonnées d'espace et de temps à l'intérieur de ce milieu (ou tout au moins homogène par région, la transition entre régions étant alors régie par les conditions aux interfaces données précédemment) et isotrope.

En tenant compte des relations constitutives (en remplaçant le champ \vec{B} par le champ \vec{H} par exemple), des deux dernières équations de Maxwell (éq. 3.12 et 3.13) et en prenant le rotationnel des deux premières équations de Maxwell (éq. 3.8 et 3.9), on obtient :

$$\Delta \vec{E} - \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} - \mu_0 \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} = \vec{0} \quad (3.22)$$

$$\Delta \vec{H} - \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} - \mu_0 \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} = \vec{0} \quad (3.23)$$

avec l'opérateur Laplacien Δ , tel que $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$, et l'identité sur le rotationnel de rotationnel quelque soit le champ vectoriel \vec{A} , tel que $\overrightarrow{rot} \times \overrightarrow{rot} \times \vec{A} \equiv \overrightarrow{grad}(\text{div} \vec{A}) - \Delta \vec{A}$.

Les deux équations différentielles obtenues, pour décrire respectivement l'évolution des champs électriques et magnétiques dans un milieu continu (homogène et isotrope), sont

identiques. On voit ici la symétrie entre ces deux champs qui sont en fait deux composantes indissociables d'une seule entité physique : le champ électromagnétique, qui, en dehors de toute source, continue à progresser dans l'espace et le temps.

II.5 Atténuation des champs électromagnétiques et régimes de fonctionnement

Pour mettre en évidence les différents régimes de comportement de ce champ électromagnétique dans la matière, on peut se baser sur le cas simple d'une onde plane monofréquentielle. Soit une onde plane, polarisée selon l'axe Ox, se propageant selon la direction Oz (fig. 3.3).

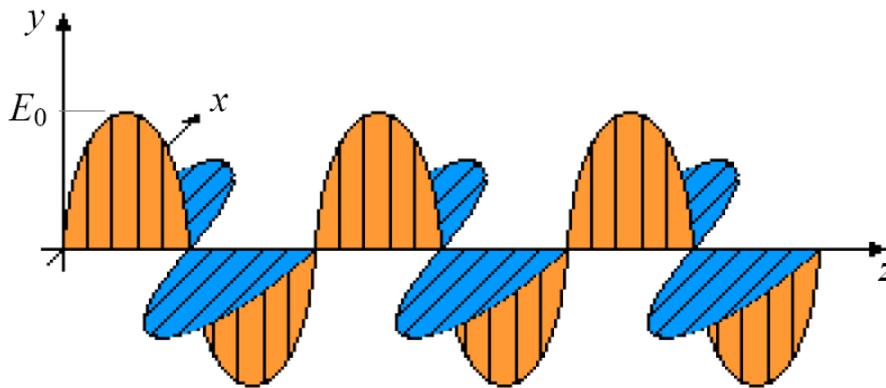


Figure 3.3 : Représentation d'une onde électromagnétique plane, d'après Pereira Dos Santos, 1998.

La composante suivant x du champ électrique prend alors la forme :

$$E_x(z, t) = E_0 e^{i\omega t} e^{-\gamma z} \quad (3.24)$$

où γ est le paramètre de propagation complexe qui s'écrit :

$$\gamma^2 = i\omega\mu(\sigma + i\omega\varepsilon) \quad (3.25)$$

Si $\sigma \gg \omega\varepsilon$, on peut considérer que $\gamma^2 \approx i\omega\mu\sigma$, donc $\gamma = (1+i)\sqrt{\frac{\omega\sigma\mu}{2}}$, d'où :

$$E_x \approx E_0 e^{i\left(\omega t - \sqrt{\frac{\omega\sigma\mu}{2}}z\right)} e^{-\sqrt{\frac{\omega\sigma\mu}{2}}z} \quad (3.26)$$

avec $e^{i\left(\omega t - \sqrt{\frac{\omega\sigma\mu}{2}}z\right)}$ correspondant au terme de propagation (sinusoïdale) et $e^{-\sqrt{\frac{\omega\sigma\mu}{2}}z}$, au terme d'atténuation avec la distance parcourue dans la matière. Il s'agit du régime de diffusion lié aux phénomènes de conduction apparaissant à basses fréquences et dans les milieux conducteurs.

Dans ce cas, l'amplitude du signal est divisée par e après avoir parcouru une longueur p, que l'on appelle l'épaisseur de peau :

$$p = \sqrt{\frac{2}{\omega\sigma\mu}} \quad (3.27)$$

Si on considère $\omega=2\pi f$ (avec f, la fréquence en Hertz) et $\mu=\mu_0=4\pi.10^{-7}$ H/m, cette profondeur de peau est communément définie par la relation simplifiée suivante :

$$p \approx \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (3.28)$$

Si $\sigma \ll \omega\epsilon$, on peut considérer que $\gamma^2 \approx -\omega\epsilon\mu$, donc $\gamma = \pm i\omega\sqrt{\epsilon\mu}$, d'où :

$$E_x \approx E_0 e^{i(\omega t \pm \omega\sqrt{\epsilon\mu}z)} \quad (3.29)$$

L'équation 3.29 correspond alors à une propagation sans atténuation : on parle alors de régime de propagation (pure) lié aux phénomènes de polarisation à très haute fréquence et dans des milieux diélectriques.

Kraus (1984) propose de caractériser un milieu donné selon l'échelle suivante :

$$\begin{aligned} \frac{\sigma}{\omega\epsilon} < \frac{1}{100} & \quad : \text{milieu diélectrique,} \\ \frac{1}{100} < \frac{\sigma}{\omega\epsilon} < 100 & \quad : \text{milieu quasi-conducteur,} \\ 100 < \frac{\sigma}{\omega\epsilon} & \quad : \text{milieu conducteur.} \end{aligned}$$

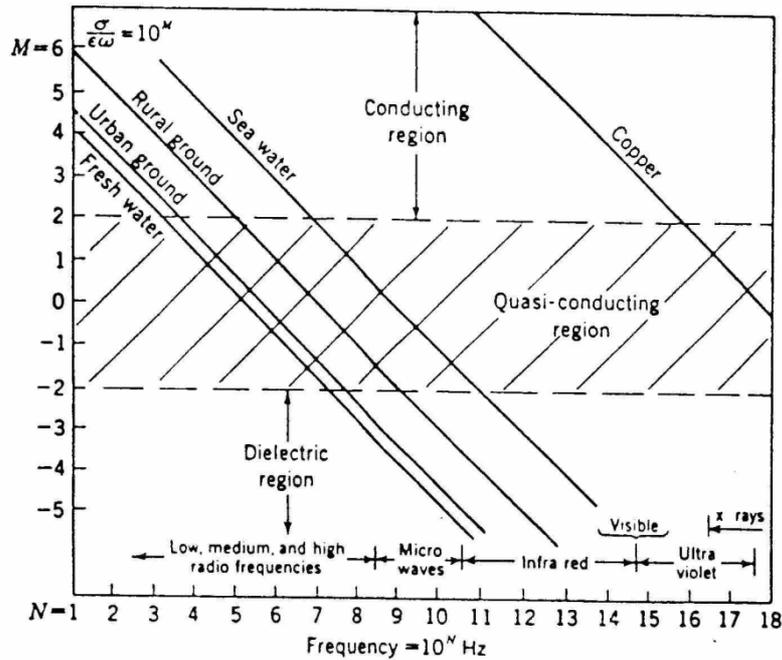


Figure 3.4 : Comportement diélectrique de quelques milieux naturels typiques en fonction de la fréquence de mesure. (Daniels, 1990).

Notons que la plupart des sols investigués par radar géologique sont des quasi-conducteurs, i.e. des milieux diélectriques à pertes ohmiques : l'atténuation de l'onde électromagnétique propagée est plus ou moins importante suivant la conductivité du milieu et la fréquence d'émission. On définit alors la fréquence caractéristique f_c (en Hz), dépendant des propriétés du sol, comme étant la limite en dessous de laquelle les phénomènes de conduction dominant et au-dessus de laquelle les phénomènes de polarisation dominant :

$$f_c = \frac{1}{2\pi} \frac{\sigma}{\varepsilon} \quad (3.30)$$

Pour la plupart des matériaux géologiques, cette fréquence caractéristique se situe entre 10 et 20 MHz.

II.6 Cas du courant continu : régime statique

Dans le cas particulier de la prospection en courant continu, les courants utilisés sont des courants à fréquences suffisamment faibles pour que la polarisation du matériau n'interfère pas avec la mesure. Les signaux sont alors supposés stationnaires, ce qui simplifie

considérablement les équations de Maxwell car les dérivées par rapport au temps disparaissent :

$$\overline{rot \vec{E}} = \vec{0} \quad (3.31)$$

$$\overline{rot \vec{H}} = \vec{J} \quad (3.32)$$

$$div \vec{J} = 0 \quad (3.33)$$

$$div \vec{B} = 0 \quad (3.34)$$

On remarque qu'en champ statique ou quasi-statique, le champ magnétique \vec{H} et le champ électrique \vec{E} peuvent être dissociés.

Le champ \vec{E} peut être défini par le champ scalaire V à une constante près :

$$\vec{E} = -\overline{grad} V \quad (3.35)$$

Les différences de potentiel peuvent être exprimées comme la circulation du champ \vec{E} entre deux points de l'espace. La combinaison de la loi d'Ohm (éq. 3.16) et l'équation 3.35 permet d'obtenir :

$$div(\sigma \overline{grad} V) = 0 \quad (3.36)$$

Lorsque le milieu est homogène et que la conductivité est la même dans tout l'espace, on obtient :

$$\Delta V = 0 \quad (3.37)$$

avec l'opérateur laplacien Δ . Le potentiel électrique est donc un champ scalaire harmonique. Cette équation est valable dans un milieu homogène en l'absence de sources de courant. Dans le cas où une source de courant d'intensité I au point r_s , l'équation 3.37 prend la forme suivante :

$$\Delta V = -I \delta(\vec{r} - \vec{r}_s) \quad (3.38)$$

Où δ est la distribution de Dirac à trois dimensions et r la position d'un point quelconque de l'espace. L'équation 3.36 devient alors l'équation de Poisson :

$$\operatorname{div}(\sigma \overline{\operatorname{grad} V}) = -I \delta(\vec{r} - \vec{r}_s) \quad (3.39)$$

III. Les méthodes électromagnétiques utilisées : observables et principes de mise en œuvre

III.1 Les méthodes électromagnétiques existantes

Les méthodes électromagnétiques incluent une grande variété de techniques de mesures, définies selon les fréquences utilisées pour la prospection et du mode de propagation (quasi-statique, basse ou haute fréquence), selon la distance séparant le récepteur de la source (champ proche ou champ lointain), selon la nature du champ utilisé (méthodes actives ou passives) et selon le mode de mesure envisagé (fréquentiel ou temporel) (Fauchard et Pothérat, 2004). Ces méthodes peuvent être aussi ponctuelles ou intégrantes. Malheureusement, la meilleure méthode de mesure en électromagnétisme n'existe pas. Le choix des techniques électromagnétiques dépend de l'application, de la profondeur d'investigation souhaitée, de la résolution spatiale recherchée, de la nature du sol investigué (conducteur ou résistif) et du bruit électrique environnant. Parmi les méthodes électromagnétiques existantes, on distingue :

- les méthodes à basses fréquences ou à très basses fréquences (quasi-statiques) qui sont basées sur la diffusion des champs. Elles sont sensibles uniquement aux contrastes de conductivité électrique ou de son inverse, la résistivité électrique.
- les méthodes à hautes fréquences qui sont basées sur la propagation des champs (avec atténuation lorsque le milieu est conducteur) sont principalement sensibles aux contrastes de permittivité.

Les méthodes dites « électriques » mesurent un potentiel électrique. Les propriétés électriques peuvent être mesurées de plusieurs façons : par polarisation spontanée (liée à l'activité

électrochimique du sol), par méthodes à conduction de courant continu (injection d'un courant continu) et par polarisation provoquée (mesure du potentiel de courant alternatif injecté).

Les méthodes basse fréquence en champ lointain mesurent aussi une résistivité électrique. La radiomagnétotellurique (RMT) et la méthode VLF (Very Low Frequencies) sont les deux méthodes d'usage courant relevant de cette catégorie. La première méthode mesure le champ électrique et le champ magnétique pour des fréquences correspondant à celles des émetteurs de radiodiffusion (entre 8 kHz et 1 MHz) alors que la deuxième mesure l'inclinaison du champ magnétique par rapport à la verticale pour des fréquences comprises entre 8 et 25 kHz).

Les méthodes basse fréquence en champ proche (ou méthodes Slingram), opérant à environ une dizaine de kilohertz, utilisent deux dipôles magnétiques (boucles de courant) séparées pour mesurer une résistivité apparente du terrain (ex. MaxMin, conductivimètre de basse induction de type EM38, EM31 ou EM34). La profondeur d'investigation de ces méthodes dépend de l'espacement inter-boucles et de la position horizontale ou verticale des boucles par rapport au sol. La technique TDEM (méthode électromagnétique dans le domaine temporel) est constituée d'une grande boucle émettrice où circule un courant continu interrompu brutalement. Au centre de cette boucle une petite bobine en position verticale mesure la décroissance du courant induit, permettant d'obtenir un profil vertical de résistivité.

Les méthodes électromagnétiques haute fréquence (ex. radar géologique, TDR) sont basées sur l'étude de la propagation des ondes dans le sol à partir d'une impulsion électromagnétique brève (quelques nanosecondes) émise par une antenne ou un guide d'onde. La méthode radar mesure un temps de réflexion du signal à partir d'une même antenne (mode monostatique) ou d'une deuxième antenne (mode bistatique). Dans les cas les plus courants, la profondeur d'investigation, dépendant de la durée de l'impulsion et des propriétés intrinsèques du matériau, peut varier de zéro à quelques mètres. Dans le cas des sondes TDR (Time Domain Reflectometry), la mesure correspond à une vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans un ou plusieurs guides d'ondes au contact du sol caractérisé.

Les techniques géophysiques sont des méthodes indirectes de caractérisation des sols : elles donnent accès aux valeurs « effectives » de propriétés physiques, qui dépendent des paramètres d'état ou de structure des sols. Parmi toutes les méthodes électromagnétiques existantes, les méthodes utilisées au cours de notre étude ont été sélectionnées pour leur grande sensibilité aux paramètres des sols, en particulier l'humidité des sols, leur état de

densité, leur nature, leur structure et leur homogénéité. Ces méthodes sont décrites à la suite en fonction de leur régime de fonctionnement (phénomènes de conduction et de polarisation).

III.2 Méthodes électromagnétiques à basses et à très basses fréquences

L'interaction entre un champ électromagnétique et un sol est régi par les équations de Maxwell (ex. Wait, 1982). A basses fréquences (0 Hz à 1 MHz environ), les phénomènes de conduction sont prédominants : c'est le régime de diffusion. Les techniques qui opèrent dans ce régime permettent la mesure in situ de la conductivité électrique (ou de la résistivité).

III.2.1 Prospection électrique à courant continu

Le courant électrique résulte du déplacement de particules chargées, électrons ou ions, en réponse au champ électrique. La conductivité σ (S/m) ou son inverse, la résistivité ρ (Ohm.m), est une propriété intrinsèque du matériau, indépendante de la géométrie du milieu caractérisé.

En prospection électrique, deux méthodes suffisent théoriquement pour mesurer la résistivité du sol. En pratique, une mesure de résistivité électrique du sol s'effectue au moyen d'un quadripôle d'électrodes et d'un résistivimètre qui permet d'effectuer l'injection et la mesure. Il a été vu précédemment qu'un courant électrique continu I est injecté dans le sous-sol. La circulation de ce courant dans le milieu induit des différences de potentiel ΔV . La mesure de I et de ΔV , qui est une quantité intégrante dans le volume d'investigation du quadripôle, ne donne alors pas accès à la résistivité (variable dans le milieu, mais à une résistivité apparente ρ_a , soit :

$$\rho_a = \rho_0 \frac{\Delta V}{\Delta V_0} \quad (3.40)$$

où ΔV_0 correspond à la différence de potentiel obtenu dans les mêmes conditions (même géométrie du dispositif, même intensité de courant) sur un milieu homogène de résistivité arbitraire ρ_0 (Marescot et al., 2006). La résistivité apparente devient la résistivité réelle si le milieu investigué est homogène.

Dans le cas d'un demi-milieu avec les électrodes en surface, l'équation 3.40 prend alors la forme :

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (3.41)$$

où $k = \frac{\rho_0 I}{\Delta V_0}$ est le facteur géométrique qui dépend la configuration du quadripôle.

Dans un demi-espace infini, homogène et isotrope, les surfaces équipotentiels sont hémisphériques lorsque la source est ponctuelle et placée en surface (fig. 3.5). La densité de courant J (A/m²) peut être calculée pour toute direction radiale (éq. 3.40).

$$I = \int_S \vec{J} \cdot d\vec{S} = JS = 2\pi r^2 J \quad (3.42)$$

où $S=2\pi r^2$ est la surface de la demi-sphère de rayon r . Dans ce cas, le potentiel V peut donc être exprimé selon :

$$E = -\frac{\partial V}{\partial r} \quad (3.43)$$

Si $V = 0$ à ∞ ,

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (3.44)$$

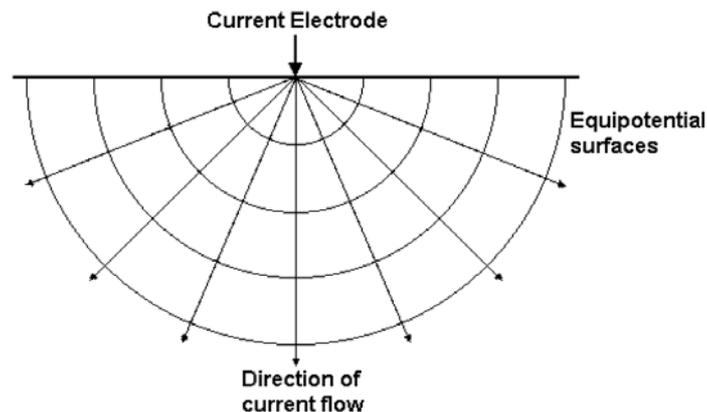


Figure 3.5 : Distribution des lignes de courant et des équipotentiels à partir d'un point d'injection dans un demi-espace infini et homogène (Loke, 1997-2004).

La mesure de résistivité électrique utilise souvent un dispositif à quatre électrodes. Deux électrodes, C_1 et C_2 , permettent d'injecter le courant, appelées électrodes de courant ou d'injection, et deux autres électrodes, P_1 et P_2 , sont utilisées pour mesurer la différence de potentiel entre les électrodes, appelées électrodes de potentiel. On considérera, dans ce cas

présent, C_1 et C_2 comme respectivement source et comme puits de courant. Dans un demi-espace infini, homogène et isotrope et avec une configuration à quatre électrodes de surface (fig. 3.6), le potentiel au niveau des électrodes P_1 et P_2 s'exprime selon :

$$V_{P_1} = \frac{\rho_0 I}{2\pi} \left(\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} \right) \quad (3.46)$$

$$V_{P_2} = \frac{\rho_0 I}{2\pi} \left(\frac{1}{P_2 C_1} - \frac{1}{P_2 C_2} \right) \quad (3.47)$$

La différence de potentiel ΔV entre P_1 et P_2 s'exprime alors :

$$\Delta V_0 = V_{P_1} - V_{P_2} = \frac{\rho_0 I}{2\pi} \left(\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} - \frac{1}{P_2 C_1} + \frac{1}{P_2 C_2} \right) \quad (3.48)$$

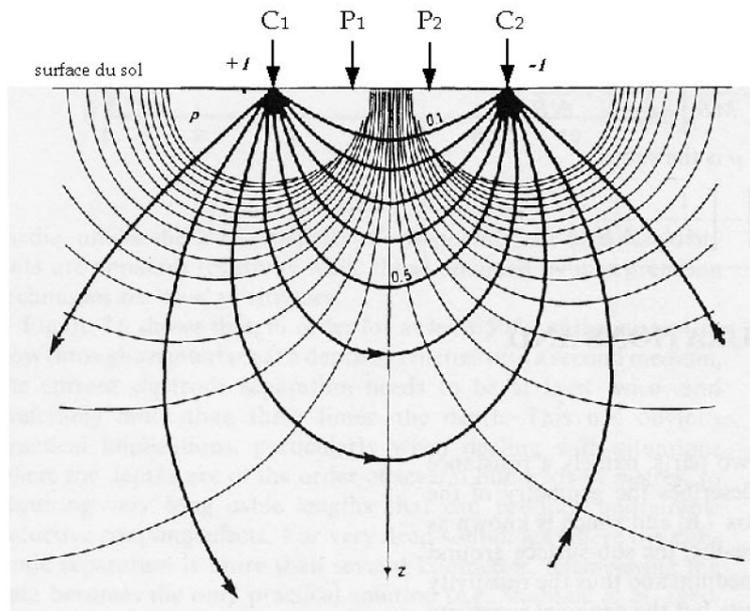


Figure 3.6 : Lignes de courant (en gras) et surfaces équipotentielles (en fin) induites par deux électrodes de courant C_1 et C_2 . Les flèches verticales en surface représentent les quatre électrodes (d'après Rey, 2005).

La résistivité apparente dépendant alors de l'arrangement des quatre électrodes P_1 , P_2 , C_1 et C_2 , dans le cas d'un demi-milieu avec les électrodes en surface, peut s'écrire tel que :

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} = \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} - \frac{1}{P_2 C_1} + \frac{1}{P_2 C_2}} \right) \frac{\Delta V}{I} \quad (3.49)$$

Dans le cas du Wenner α , par exemple, où $a=C_1 P_1 = P_1 P_2 = P_2 C_2$, le facteur géométrique k vaut :

$$k = \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a}} \right) = 2\pi a \quad (3.50)$$

Le tableau 3.I présente plusieurs dispositifs de mesure à quatre électrodes couramment utilisés en prospection électrique et leur facteur géométrique associé (ex. Loke, 1997-2004 ; Lataste et al., 2002 ; Samouelian et al., 2005).

		Electrodes array	K
2D	Wenner		$2\pi a$
	Wenner-Schlumberger		$\pi n(n+1)a$
	Dipole-Dipole		$\pi n(n+1)(n+2)a$
	Pole-Pole		$2\pi a$
	Pole-Dipole <i>Forward</i>		$2\pi n(n+1)a$
	<i>Reversed</i>		
3D	Square		$\frac{2\pi a}{2 - \sqrt{2}}$

Tableau 3.I : Différentes configurations à quatre électrodes couramment utilisées en prospection électrique avec n, un facteur d'espacement (d'après Samouélian et al., 2005).

Selon sa configuration, le dispositif électrique aura une sensibilité adaptée à des contrastes verticaux ou latéraux de résistivité (ex. Loke, 1997-2004). La profondeur d'investigation d'un dispositif donné (Edwards, 1977 ; Barker, 1989) dépend de sa taille et des contrastes électriques dans le terrain. Elle est généralement de l'ordre ou inférieure au cinquième de la taille du quadripôle. La résolution spatiale dépend de l'échantillonnage spatial et se dégrade avec la profondeur. La méthode électrique peut s'adapter à des échelles allant de la dizaine de centimètres au kilomètre.

Notons qu'en augmentant la taille d'un dispositif de quatre électrodes, on augmente le volume investigué et l'on accède donc à de l'information correspondant à des profondeurs plus éloignées. Par ailleurs, si l'on déplace un quadripôle d'électrodes parallèlement à la surface, à taille constante, la profondeur investiguée varie peu tandis que l'on accède aux variations

latérales de résistivité du terrain. Une tomographie de résistivité électrique résulte de la combinaison de ces deux techniques : en faisant varier à la fois la longueur des quadripôles et leur position latérale, on cumule des informations selon les deux directions de la section auscultée (fig. 3.7). Les mesures peuvent alors être organisées pour imaginer une coupe (i.e. pseudo-section) ou un volume de la sub-surface. L'acquisition se fait avec un résistivimètre programmable qui interroge toutes les combinaisons de quatre électrodes souhaitées.

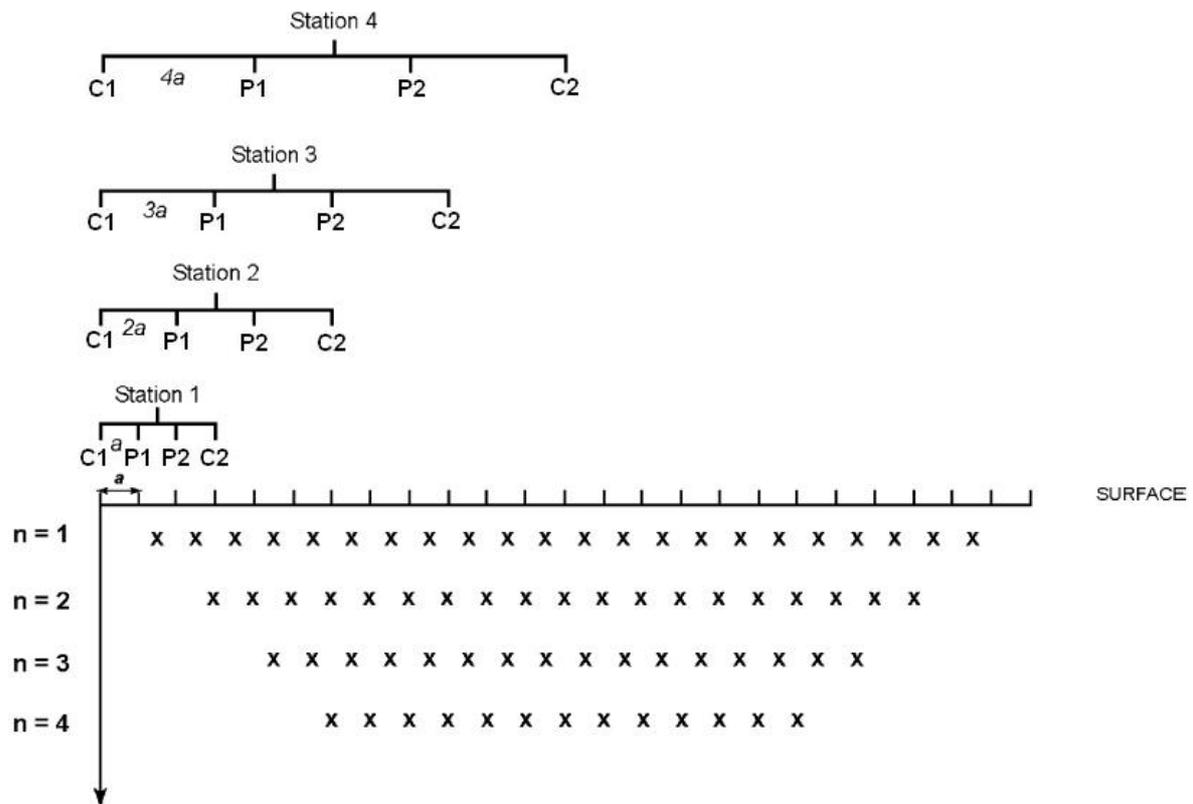


Figure 3.7 : Séquence de mesure permettant d'obtenir une pseudo-section de résistivité apparente avec le dispositif Wenner α , d'après Samouelian et al. (2005).

Cependant, les représentations graphiques conventionnelles des mesures brutes de tomographie (« pseudo sections » de résistivité apparente) ne donnent en aucun cas une image correcte de la subsurface. L'inversion des résistivités apparentes est nécessaire afin d'obtenir une coupe de résistivité réelle du sol en fonction de la profondeur, représentation susceptible d'expliquer la structure ou la nature du sous-sol (Reynolds, 1997). Le principe de l'inversion consiste à ajuster des modèles de sol (distribution de résistivité réelle) permettant d'expliquer au mieux les résistivités apparentes mesurées (pseudo-section). Cette inversion des données est réalisée suivant un processus itératif qui tente de minimiser l'écart entre la

pseudo-section mesurée et une pseudo-section recalculée à partir du modèle. Ce modèle est modifié itérativement jusqu'à ce que l'écart entre les données mesurées et calculées atteigne un pourcentage d'erreur acceptable.

Des logiciels d'inversion sont disponibles pour interpréter quantitativement ces séquences (Loke, 1997-2004 ; Marescot, 2004). Il est important de préciser qu'il existe une non unicité de solutions et l'inversion est donc une source potentielle d'erreur. Le logiciel RES2DINV (Loke and Barker, 1996) effectue des itérations jusqu'à obtenir une erreur entre le modèle et la réalité proche avec un pourcentage de similitude défini. Il faut être attentif au nombre d'itérations car le modèle peut avoir tendance à diverger donnant un résultat final aberrant. Notons que le logiciel permet l'ajustement de certains paramètres d'inversion par l'utilisateur. En particulier, on peut introduire des informations a priori sur les structures dans telle ou telle région de la coupe étudiée. L'objectif est clairement d'orienter le processus de convergence vers des solutions compatibles, à un certain degré, avec ces informations.

III.2.2 Méthode inductive à basse fréquence et source dipolaire proche

Il s'agit des méthodes Slingram (terme suédois), ayant pour émetteur et récepteur des dipôles magnétiques verticaux ou horizontaux (boucles d'induction de courant). La source (bobine émettrice) génère un champ magnétique primaire à une fréquence donnée (autour de la dizaine de kilohertz) via une bobine d'induction reliée à une source oscillante (McNeill, 1980a et 1980b). Lorsque le champ primaire rencontre une hétérogénéité conductrice dans le sol, des courants sont induits par la composante magnétique du champ primaire dans le corps conducteur. Les circulations de ces courants induits créent un champ secondaire dans le sol qui est mesuré au niveau de la bobine réceptrice (Fauchard et Pothérat, 2004).

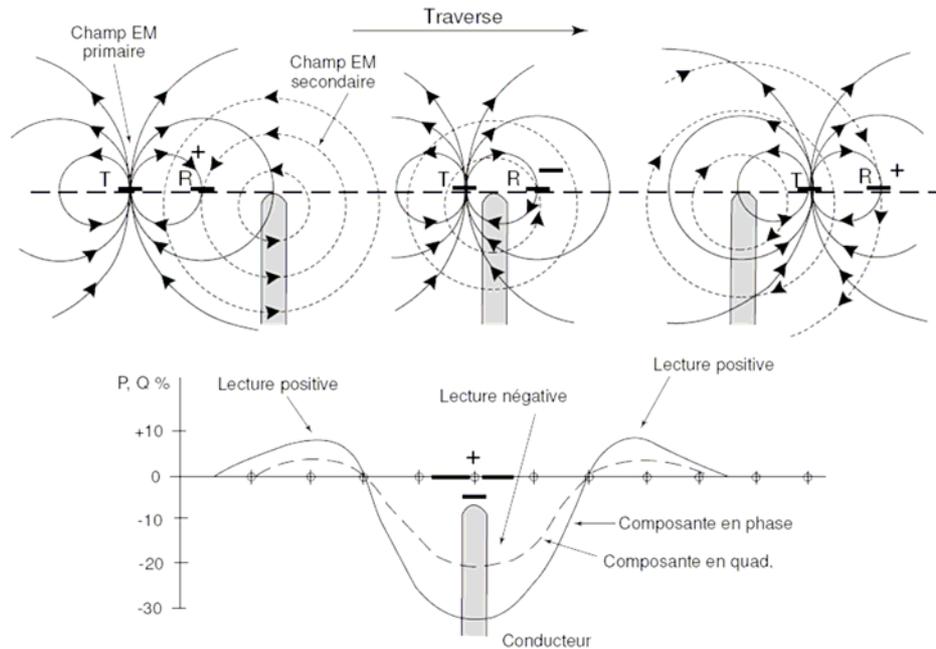


Figure 3.8 : Principe de la méthode Slingram, cas d'un système à dipôles magnétiques verticaux (deux boucles posées sur le sol ; Chouteau, 2001).

La mesure du rapport de la composante du champ secondaire en quadrature par rapport au champ primaire permet de décrire les hétérogénéités conductrices du sous-sol en termes de conductivité apparente ou de résistivité apparente. La relation permettant d'obtenir cette conductivité apparente dépend de l'orientation des dipôles magnétiques (entre eux et par rapport au sol) (McNeill, 1980a).

La résistivité apparente mesurée par ce système (Reynolds, 1997) est proportionnelle au rapport de l'amplitude du champ secondaire sur l'amplitude du champ primaire (éq. 3.51).

$$\sigma_a = \frac{1}{\rho_a} = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \left(\frac{H_S}{H_P} \right) \quad (3.51)$$

où ρ_a est la résistivité apparente (Ohm.m) et son inverse, σ_a la conductivité apparente (S/m), s est la distance séparant les boucles (m), H_P et H_S sont respectivement les amplitudes des champs magnétiques primaires et secondaires, $\omega=2\pi f$, f étant la fréquence des ondes électromagnétiques (Hz) et μ_0 est la perméabilité magnétique du vide.

Ces méthodes sont essentiellement utilisées en profilage et en cartographie et permettent un bon rendement d'acquisition. La profondeur d'investigation de la technique (caractérisant le volume de subsurface influant sur la mesure) est gouvernée par cette distance entre émetteur

et récepteur, comme en prospection électrique à courant continu. Les orientations des bobines influent également sur la profondeur d'investigation.

La panoplie des systèmes disponibles est importante (EM31, EM34, EM38, MaxMin,...) : elles sont de maniabilité, encombrement, et profondeur d'investigation différentes (Frischknecht et al., 1991). La technique EM38 a un espacement inter-boucles d'émission/réception d'environ un mètre et opère à une fréquence de 13.2 kHz. Il est manœuvré par un seul opérateur. Cet outil de mesure offre une profondeur d'investigation effective qui contribue à environ 75 % au signal mesuré, de 1,5 m ou 0,75 m environ (profondeur théorique pour un sol homogène), respectivement en modes dipôles verticaux et horizontaux. La sensibilité de la mesure variant avec la profondeur est représentée sur la figure 3.9 pour la configuration horizontale et verticale des boucles. Son rendement est important (3000 points de mesure par heure), et sa résolution latérale est très bonne. Cependant, la mesure est surtout sensible aux hétérogénéités conductrices (ex. zones plus humides). Rappelons enfin que cette technique permet de réaliser des cartographies de conductivité apparente, mais pas des coupes verticales (deux profondeurs d'investigation seulement), à moins d'envisager des développements de matériel (distance variable entre bobines).

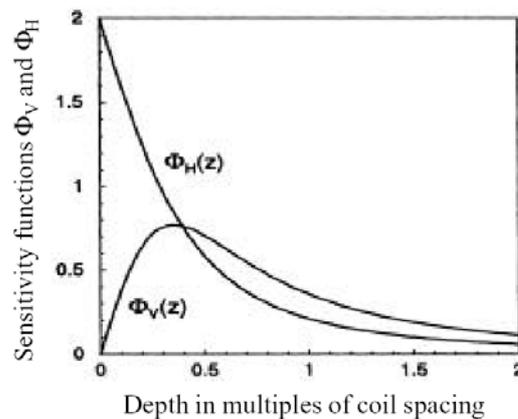


Figure 3.9 : Fonctions de sensibilité de la mesure par méthode Slingram en fonction de la profondeur normalisée à la distance inter-boucles en Mode Vertical/Mode Horizontal (McNeill, 1980a).

III.3 Méthodes électromagnétiques à hautes fréquences

A hautes fréquences (au-delà de 100 MHz environ), ce sont les phénomènes de polarisation qui prédominent : c'est le régime de propagation avec plus ou moins d'atténuation (Reynolds,

1997 ; Daniels, 2004). Les techniques correspondantes sont sensibles à la mesure in situ de la permittivité diélectrique.

III.3.1 Radar géologique

La méthode radar en géophysique utilise la propagation des ondes électromagnétiques régies par les équations de Maxwell dans le sol dans un domaine des hautes fréquences variant de quelques dizaines de mégahertz à quelques gigahertz (Von Hippel, 1964 ; Olhoeft...). Cette technique trouve de plus en plus d'applications dans le génie civil (ex. Dérobert, 2003) ou dans la mesure d'humidité en science du sol (ex. Dannowski and Yaramanci, 1999 ; Huisman et al., 2003 ; Grote et al., 2003 ; Turesson, 2006).

Les ondes électromagnétiques sont émises sous forme de courtes impulsions temporelles, en un point de la surface du sol, par une antenne émettrice. Elles interagissent avec la matière en créant des phénomènes de conduction et de polarisation qui dépendent de la permittivité complexe ε^* des matériaux rencontrés, définie d'après l'équation 3.5 (Fauchard et Pothérat, 2004).

Dans les milieux très conducteurs, les phénomènes de conduction (σ') dominent, les ondes ne pénètrent plus dans le milieu (atténuation). Les ondes réfléchies par chaque interface de contraste de permittivité (selon la loi de Snell-Descartes) sont alors enregistrées en fonction du temps par une antenne réceptrice. En mode monostatique, une antenne fait office de récepteur et d'émetteur. En mode bistatique, il y a une antenne émettrice et une antenne réceptrice distincte l'une de l'autre.

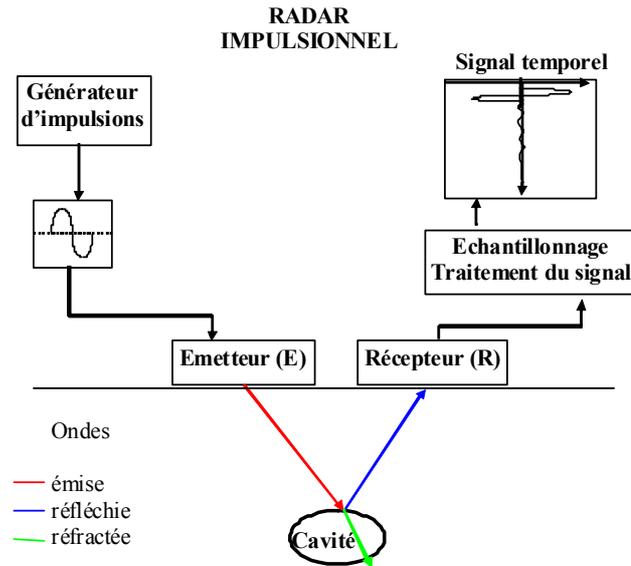


Figure 3.10 : Principe de la méthode radar (d'après Fauchard et Pothérat, 2004).

A la surface, une antenne mesure l'onde réfléchi. Le résultat brut obtenu (i.e. un radargramme brut ou coupe temps) représente l'amplitude du signal en fonction du temps de propagation (ns). Afin d'obtenir une coupe du sous-sol, tous les signaux mesurés sont juxtaposés selon le profil de surface. Après traitement des données, ce résultat peut être interprété en fonction de la profondeur à partir de la connaissance des vitesses dans le milieu. La section obtenue, un radargramme interprété, représente des variations d'amplitudes des signaux réfléchis en fonction de la profondeur des interfaces rencontrées. Pour connaître les vitesses dans le milieu, il faut évaluer ou connaître la permittivité et la conductivité des matériaux considérés généralement à faibles pertes. La grandeur traduisant les pertes du matériau est notée $\tan\delta$ et, est définie par :

$$\tan \delta = \frac{\sigma'}{\omega \epsilon_r'} \approx \frac{\epsilon''}{\epsilon'} \quad (3.52)$$

Aux fréquences d'utilisation du radar, les milieux à faibles pertes sont tels que $\tan\delta \ll 1$. La vitesse de propagation des ondes électromagnétiques v (m/s) dans le matériau est définie par l'équation suivante :

$$v = \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu \epsilon'}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon''}{\epsilon'} \right)^2} + 1 \right)}} \quad (3.53)$$

Cependant, si on considère le milieu comme non-magnétique (i.e. $\mu = \mu_0$) et à faibles pertes (i.e. $\tan\delta \ll 1$), l'équation 3.53 peut être simplifiée telle que :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r'}} \quad (3.54)$$

où c correspond à la vitesse de la lumière dans le vide ($c=3.10^8$ m/s).

A partir de la vitesse et du pointé des temps de trajet sur le radargramme, les épaisseurs sont alors déduites.

La profondeur d'investigation dépend principalement de la fréquence et de l'atténuation des impulsions due au milieu (liée à sa conductivité), ainsi que des caractéristiques du système radar utilisé (Dérobert, 2003). La présence d'argiles dans le sol peut sérieusement limiter l'utilisation de cette technique, voire la rendre inopérante, car l'atténuation de l'amplitude avec la profondeur est alors très importante. Plus les fréquences des ondes électromagnétiques seront élevées, meilleure sera la résolution et moins grande sera la profondeur de pénétration des ondes. A l'opposé, plus basses seront les fréquences utilisées, plus grande sera la profondeur de pénétration mais moins bonne sera la résolution. La profondeur de pénétration de l'onde dépend du facteur de perte du matériau investigué :

$$d = \frac{2}{\sigma'} \sqrt{\frac{\epsilon_r'}{\mu_0}} \quad (3.55)$$

III.3.2 Réflectométrie dans le domaine temporel

Plusieurs types de sondes « Time Domain Reflectometry » ou sondes TDR (ex. sondes à deux ou à trois guides d'onde, sondes enfouies ou à enfoncer depuis à surface) sont utilisés pour mesurer la permittivité d'un sol (Zegelin et al., 1989 ; Whalley, 1993 ; Siddiqui and Drnevich, 1995 ; dos Santos, 1997 ; Noborio, 2001 ; Drnevich et al., 2002 ; Robinson et al., 2003 ; Yu and Drnevich, 2004). La figure 3.11 illustre la variété de sondes TDR disponibles dans la littérature et leur sensibilité respective.

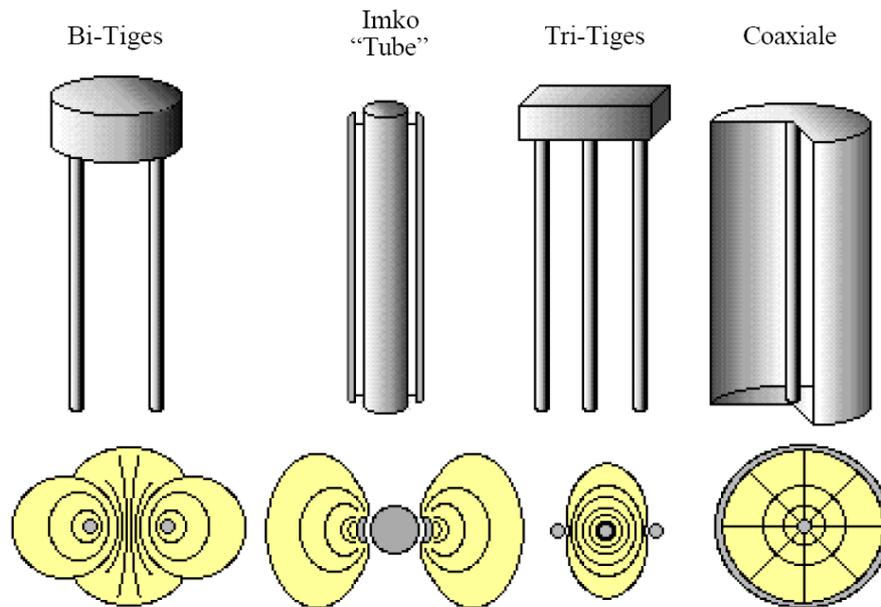


Figure 3.11 : Différents types de sonde TDR et allure des distributions de potentiel autour des guides d'ondes associées (d'après dos Santos, 1997).

Les réflectomètres sont constitués d'un générateur de signal, d'un oscilloscope, d'un échantillonneur (qui permet à l'oscilloscope d'atteindre des fréquences d'échantillonnage de l'ordre de quelques GHz) et de guides d'ondes (souvent 2 à 3 tiges métalliques parallèles que l'on enfonce dans le sol) jouant le rôle de sonde. Le générateur de signal émet une tension en échelon, de temps de montée d'environ 200 ps (correspondant à une fréquence de quelques GHz) qui se propage, via un câble coaxial, dans les guides d'ondes. Arrivé à l'extrémité finale des guides, le signal est réfléchi vers l'oscilloscope qui enregistre les variations d'amplitude de l'onde en fonction du temps. De nombreux travaux rappellent la théorie physique de cette méthode (ex. Topp et al., 1980 ; Zegelin et al., 1989 ; dos Santos, 1997 ; Noborio, 2001 ; Robinson et al., 2003).

Pour ce travail, nous disposons d'un appareil de mesure TRASE avec sa sonde de surface « connector » connectée à des guides d'onde parallèles de 15 cm de longueur, séparées de 5cm (fig. 3.12). Ce dispositif permet d'estimer la permittivité sur les premiers 20 cm d'épaisseur environ en enfonçant la sonde dans le sol à l'aide d'un guide d'enfoncement, afin de maintenir les deux guides d'onde parallèles dans le sol. Ce dispositif mesure la réponse impulsionnelle de l'onde électromagnétique depuis le boîtier générateur-oscilloscope (i.e. à travers le câble et la sonde enfoncée dans le sol). Le signal de sortie TDR correspond à une fonction temporelle du signal réfléchi sur chaque discontinuité de la chaîne d'acquisition (i.e.

interface câble/sonde et sonde/câble) donnant le coefficient de réflexion du système en fonction du milieu.

En effet, la vitesse de propagation v de l'impulsion, délivrée par le générateur, traversant le sol est donnée par l'équation 3.54.

En pratique, on détermine v en mesurant le temps de propagation Δt entre le début et la fin de la sonde de longueur L placée dans le sol (fig. 3.13) et finalement, on calcule la permittivité relative du sol, tel que :

$$\varepsilon_r = \left(\frac{c\Delta t}{2L} \right)^2 \quad (3.56)$$

Sur la figure 3.13, le signal avant le début de la sonde correspond au temps de propagation dans le câble. Le pointage entre le début et la fin du temps de parcours de la sonde peut se faire manuellement ou automatiquement sur l'appareil TRASE. Avant mesure, la calibration dans l'air du dispositif intégrant le câble et tête de sonde est nécessaire.



Figure 3.12 : Exemple de dispositif TDR de surface : appareil TRASE 6050X1 (Soilmoisture Equipment Corp.) reliée à sa sonde « Connector » (à gauche).

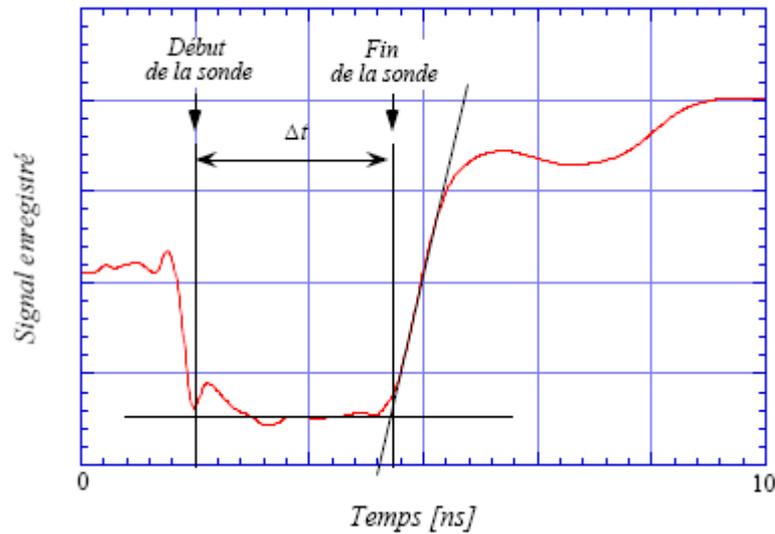


Figure 3.13 : Allure générale d'un signal TDR (d'après Pereira Dos Santos, 1998).

IV. Conclusion du chapitre

L'utilisation des méthodes électromagnétiques en géophysique appliquée consiste à étudier les propriétés des ondes électromagnétiques et leur interaction avec le terrain. La propagation de ces ondes est décrite par les équations de Maxwell. Leur comportement diffère en fonction des propriétés du milieu caractérisé et de la fréquence de mesure et présente deux régimes : le régime de diffusion lié aux phénomènes de conduction et celui de propagation lié aux phénomènes de polarisation.

Une large gamme de méthodes électromagnétiques est disponible en géophysique appliquée. Parmi les méthodes existantes permettant de mesurer la conductivité électrique et la permittivité du sol, quatre d'entre elles ont été choisies pour leurs caractéristiques (observables, profondeur d'investigation) et pour leur sensibilité à l'état hydrique et à l'état de compactage du sol (chapitre II). On retiendra alors la méthode électrique à courant continu, la méthode inductive à basse fréquence et source dipolaire proche (Slingram), le radar géologique et la sonde TDR (Time Domain Reflectometry).

DEUXIÈME PARTIE :

EXPÉRIMENTATIONS
SUR UN SOL FIN :
DU LABORATOIRE AU SITE
CONTRÔLÉ

CHAPITRE IV :

DESCRIPTION DU SOL ÉTUDIÉ

I. Un sol fin : fil conducteur de l'étude

Dans le cadre de cette étude, la caractérisation géophysique pour l'évaluation des propriétés géotechniques d'un sol a été effectuée sur un même matériau, sur échantillons et sur sites. Ce sol, provenant d'une carrière de Normandie proche de Rouen, est représentatif d'une grande partie des sols rencontrés dans les projets de terrassements. Un même stock a servi à la réalisation de planches d'expérimentation à l'échelle réelle ainsi qu'à la caractérisation d'échantillons en laboratoire.

Ce chapitre a pour objectif de présenter les caractéristiques géotechniques, minéralogiques et physico-chimiques du sol étudié.

II. Répartition granulométrique des particules solides

D'après la répartition granulométrique des particules solides du sol (fig. 4.1), ce matériau est considéré comme étant un sol limoneux. En effet, la fraction inférieure à 2mm est de 86,2 % et la fraction inférieure à 2 μm (c'est-à-dire la fraction argileuse) est égale à 21,8 %. Les mesures réalisées en laboratoire présentées par la suite (chapitres V et VII) sont réalisées sur la fraction inférieure à 2mm du limon présenté, dans le but d'obtenir des échantillons considérés comme homogènes vis-à-vis des grandeurs effectives observées en laboratoire.

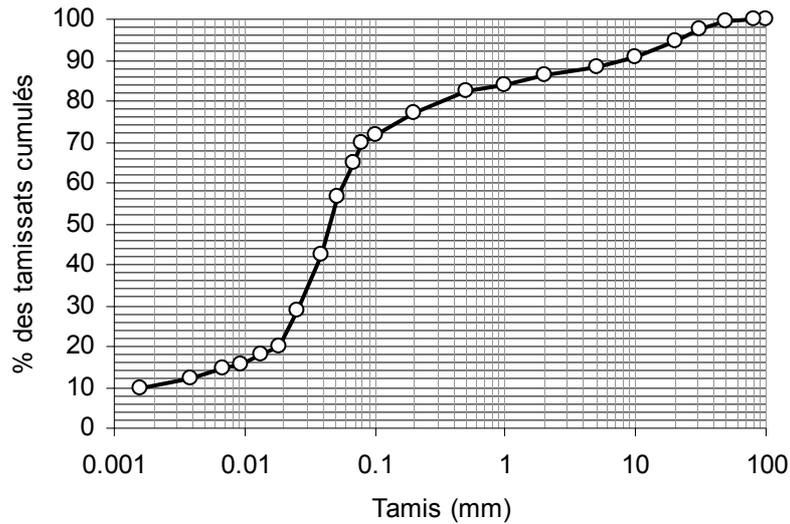


Figure 4.1 : Courbe granulométrique du limon étudié (échantillon prélevé sur la planche d'essai n° 1).

III. Comportement du matériau au compactage

La figure 4.2 représente la courbe de l'essai Proctor Normal réalisé sur le limon : la teneur en eau à l'optimum Proctor standard (w_{OPN}) est de 12,4 % et la masse volumique sèche à l'optimum ($\rho_{d\,OPN}$) de 1,93 g/cm³.

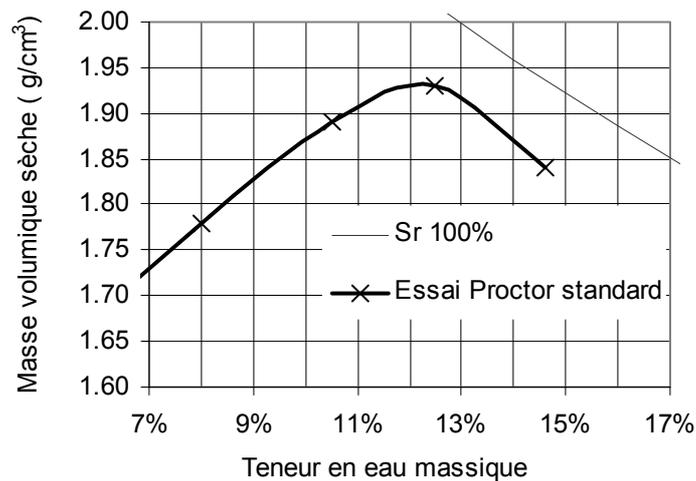


Figure 4.2 : Courbe de compactage Proctor Normal du limon étudié (essai réalisé sur un échantillon prélevé sur la planche d'essai n° 1 et tamisé à 20 mm).

IV. Caractéristiques physico-chimiques du sol

Les caractéristiques géotechniques et les propriétés physico-chimiques du limon étudié sont présentées dans le tableau 4.I. Son argilosité est significative ($VBS \approx 2 \text{ g}/100\text{g}$) et son indice de plasticité indique que ce matériau est peu plastique. Des analyses thermiques ATG/ATD (i.e. analyses thermogravimétriques et analyses thermiques différentielles) de ce sol ont permis d'estimer la composition suivante pour ce limon : 50 % de quartz (phase principale), 13 % de calcite, 4 % d'argile et 2 % d'eau hygroscopique. Des analyses de diffraction par rayon X de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ ont été menées afin de déterminer la composition semi-qualitative de la partie argileuse contenue dans le sol, exprimée pour 100% de minéraux argileux. On constate que la part argileuse de ce sol est constituée exclusivement d'illite (70 %) et de kaolinite (30 %), deux argiles peu actives (Tableau 4.I).

D'après ces caractéristiques, ce sol est un sol limoneux de type A1 selon la classification GTR (SETRA-LCPC, 1992). La gamme de teneur en eau massique et de masse volumique sèche correspondant au domaine d'utilisation en travaux de terrassement a été définie à partir de w_{OPN} et $\rho_{d,OPN}$ de ce sol, (Tableau 4.II). Cette gamme de teneur en eau et de masse volumique sèche sera prise en compte pour tester la validité de modèles existants présentés dans le chapitre II mais aussi définir la gamme d'étude en laboratoire (chapitres V et VI) et sur site (chapitre VII).

$C_{400\mu\text{m}}$ (%)	80.5
$C_{80\mu\text{m}}$ (%)	69.8
$C_{2\mu\text{m}}$ (%)	21.8
Limite de liquidité, w_L (%)	24
Limite de plasticité, w_P (%)	18
Indice de plasticité, I_p	6
Valeur d'absorption de bleu de méthylène (g/100g)	2.1
Densité des particules, ρ_s (g/cm ³)	2.7
Teneur en eau massique à l'OPN Std (%)	12.4
Masse volumique sèche à l'OPN Std (g/cm ³)	1.93
Smectites (%)	-
Illite (%)	70
Kaolinite (%)	30
Autres minéraux d'argile (%)	-
Capacité d'échange cationique, CEC (cmol+/kg)	7.69
Cations échangeables (cmol+/kg) :	
Calcium (Ca)	10.1
Magnesium (Mg)	0.381
Potassium (K)	0.101
Sodium (Na)	0.071

Tableau 4.I : Caractéristiques géotechniques et physico-chimiques du limon utilisé pour la caractérisation en laboratoire.

Classe de sol du GTR			% argile < 2 μm	% limon 2-60 μm	% sable 60 μm - 2mm	1,3w _{OPN} w _{OPN} 0,7w _{OPN}	$\rho_{d,OPN}$ 0,95 $\rho_{d,OPN}$ 0,85 $\rho_{d,OPN}$
A	A1	0 < I _p < 12	15	18	65	16	1,92
Sols fins		30 < w _L < 35				12,5	1,82
		V _{bs} < 2,5				9	1,63

Tableau 4.II : Classe du sol étudié et gamme de teneur en eau et de masse volumique sèche calculée correspondant au domaine d'application en terrassements.

V. Synthèse du chapitre

Nous retiendrons principalement de cette description du sol étudié qu'il s'agit d'un sol limoneux faiblement argileux largement utilisé en terrassement. L'argile contenue dans ce sol est peu active, i.e. interagit peu avec l'eau.

Les gammes de masse volumique sèche et de teneur en eau massique retenues pour les essais à petite ou à grande échelle, basées sur les valeurs à l'optimum, sont : $w = 9 - 16 \%$ et $\rho_d = 1,63 - 1,92 \text{ g/cm}^3$.

Bien que la fraction argileuse soit faible et peu active, celle-ci aura a priori un rôle important sur le comportement électrique et diélectrique du sol (ex. conductivité élevées et fortes pertes diélectriques).

Il est à noter que ces essais géotechniques possèdent une part d'incertitude qui pourra être prise en compte dans l'interprétation des résultats obtenus ultérieurement. Par exemple, la valeur de l'optimum Proctor est définie par un essai réalisé sur la fraction granulométrique du sol inférieure à 20 μm , alors que certains essais seront réalisés sur la fraction inférieure à 2 mm, dont les caractéristiques à l'optimum sont probablement différentes.

CHAPITRE V :

MESURE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE EN LABORATOIRE

I. Introduction

Depuis des dizaines d'années, la caractérisation en laboratoire des propriétés électriques de sols remaniés ou non a été effectuée pour des applications pétrolières, agricoles, environnementales, géotechniques ou du génie civil. L'objectif de ces investigations est bien souvent la détermination indirecte des propriétés intrinsèques du matériau (ex. état hydrique, porosité, conductivité hydraulique, altération, présence d'eau saline ou d'hydrocarbure, pollution du sol).

D'après les études précédentes, il a été montré dans le chapitre III que la mesure de résistivité électrique dépend de l'état hydrique et de l'état de compactage du sol. Cependant, la distinction entre l'effet du compactage et celui de l'état hydrique sur la mesure électrique a été rarement établie.

Les sols, dans le domaine des terrassements, présentent une faible gamme de variation de teneur en eau et de masse volumique, en comparaison aux domaines d'applications agricoles (ex. Seladji, 2006 ; Besson, 2007), par exemple. La question qui se pose alors est la suivante : est-il possible de distinguer l'influence de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique sur la mesure de résistivité électrique sur des échantillons de sols compactés en géotechnique ?

Le chapitre présente le développement d'une cellule de mesure permettant d'obtenir une valeur de résistivité fiable d'un échantillon de sol fin. Les résultats expérimentaux sont interprétés pour étudier l'effet de la masse volumique et de la teneur en eau du sol sur la mesure électrique. Cette interprétation des mesures se fait à la lumière d'un modèle de microstructure du sol.

Le chapitre est composé de deux parties. La première est rédigée en anglais sous la forme d'un article scientifique qui va être soumis à la revue *Geotechnical Testing Journal*¹ et la seconde partie correspond à un travail de développement de la cellule, à la description du protocole de mesure en laboratoire et à la critique des données mesurées, en prenant en compte l'erreur de mesure et l'anisotropie du matériau.

II. Article “Influences of water content and dry density on the DC-electrical resistivity of a compacted fine-grained soil for geotechnical applications”

Abstract

In geotechnical engineering, there is a need for an in-situ technique able to measure in density and water content of soil quickly, accurately, and preferably, in a non-destructive manner. Electrical measurement is one of the methods which could address this geotechnical need. In order to better understand the influence of these two geotechnical parameters on electrical measurements, a developed procedure based on soil specimen representative resistivity is described. These laboratory studies show that electrical resistivity of compacted silty specimens decreases with the dry density increase and with gravimetric water content increase but the influence of water content is the most significant. These measurements are analysed in the light of a soil micro-fabric model which distinguishes water, air phase, assumed “inert” particles and clayey aggregates. Two types of conduction can explain these results: a conduction occurring in the intra-aggregate voids, controlled by the charge density on the clayey particle surface and an inter-aggregate conduction controlled by the interstitial water resistivity. The latter appearing beyond the standard Proctor optimum moisture content (OMC) for the tested soil, the relative importance of each of these conduction phenomena depends on the water content (dry and humid).

¹ Beck Y-L., Palma-Lopes S., Ferber V. and Côte P., Influences of water content and dry density on the DC-electrical resistivity of a compacted fine-grained soil for geotechnical applications, *Geotechnical Testing Journal*, in submission

Introduction

In geotechnical engineering, there is a need for efficient techniques which could measure soil density and moisture content, volume integrating and in a non-destructive manner. These two geotechnical parameters enable to evaluate the stability and the durability of earthworks, embankments and dykes. Due to the low electrical resistivity of water, compared to solid particles, electrical methods are highly sensitive to water content. The high resistivity of air also contributes to an influence of dry density on resistivity. Electrical DC-resistivity has been shown to be influenced, among other parameters, by these two soil parameters (McCarter, 1984; Kalinski and Kelly, 1993 and 1994; Abu-Hassanein et al., 1996b, Rinaldi and Cuestas, 2002; Tezel and Ozcep, 2003; Giao et al., 2003; Rohini and Singh, 2004; Kalinski and Vermuri, 2005; Bryson, 2005; Shah and Singh, 2005) and it is hoped that these properties could help addressing this geotechnical issue.

On the other hand, nuclear methods are commonly used to measure in situ dry density and gravimetric water content in compacted fine-grained soils. Nuclear methods use radioactive sources, which implies significant drawbacks such as personal, maintenance of gauge, treatment of nuclear waste and is limited to point measured values. Contrarily to nuclear methods, geoelectrical methods would permit to assess soil parameters (e.g. water content or density) variations with a non-destructive tool, volume-integrating.

After a brief review of the general principles of electrical methods and a description of the studied soil, the first objective of this paper is to present the development of a device for laboratory soil DC-resistivity measurement. The second part will deal with electrical resistivity of a silt which is measured in laboratory and then correlated with other geotechnical parameters such as water content, dry density or air index. The third part of this paper discusses the results thanks to a soil micro-fabric model.

Background

The electrical resistivity ρ (Ohm.m) is the material ability to resist to the flow of an electric current, i.e. to oppose to the displacement of the free electrical charges in the material. This soil property is well known by geophysicists and often used in geophysical investigation.

Basically, in a commonly used four-electrode method, a measurement consists in injecting direct current into the material through two current electrodes (C1 and C2), and measuring a difference of the resulting electrical potential between two potential electrodes (P1 and P2). An apparent resistivity value (ρ_a) can then be calculated from the current (I) and potential drop (ΔV) values measured for each four-electrode array (Equation 1).

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} = kR \quad (1)$$

where k is the geometric factor (m) that depends on the cell geometry and the arrangement of the four electrodes (Telford et al., 1991; Herman, 2001 ; Marescot et al., 2006), and R, is the measured resistance, $R = \Delta V / I$ (Ohm).

This measuring technique is volume integrating. Therefore, if the medium is not homogenous, the apparent resistivity does not lead to an intrinsic resistivity (which is spatially variable in that case) but rather to some complex average. On the other hand, if the medium may be considered as homogeneous at the scale of the electrode array, then the apparent resistivity represents the effective resistivity of the medium.

In fact, a direct-current (DC) flow in a soil results in two types of conduction (Waxman and Smits, 1968; Rhoades et al., 1976; Bussian, 1983; Rinaldi and Cuestas, 2002 ; Friedman, 2005; Bryson, 2005; Tabbagh and Cosenza, 2007): the electrolytic conduction (i.e. conduction based on the displacement of ions through the pore filled by electrolytic water) proportional to the salinity of pore water, and the surface conduction (i.e. conduction resulting in the movement of cations on the external layer at the surface of clay particles) proportional to the soil cationic exchange capacity.

Electrical resistivity is influenced by various soil parameters, some of them being possibly coupled (Friedman, 2005; Samouelian et al., 2005). It is also sensitive to various hydraulic properties (including water content, ionic concentration and pore water cation composition and soil temperature), the soil structure (i.e. density, porosity, shape and size of particles, particle-size distribution) and the soil composition (i.e. clay content, soil cationic exchange capacity). Indeed, an increase of water content or of pore water salinity leads to a global decrease of resistivity (Rhoades et al., 1976; Rhoades et al., 1989; Kalinski and Kelly, 1993; Rinaldi and Cuestas, 2002). Moreover, an increase of density, i.e. a decrease of porosity, leads to a decrease of resistivity (Archie et al., 1942; McCarter, 1984; Kalinski and Kelly, 1994; Abu-Hassanein et al., 1996b; Fukue et al., 1999; Rinaldi and Cuestas, 2002; Rohini and Singh, 2004). Some authors (Waxman and Smits, 1968; McCarter, 1984; Abu-Hassanein et

al., 1994 and 1996b; Fukue et al., 1999; Jung et al., 2005; Tabbagh and Cosenza, 2007) observed that a high cationic exchange capacity, proportional to clay content, leads to a decrease of resistivity, especially at high water content.

Geoelectrical methods have been applied in geotechnical applications to monitor wetting variations (Kalinski and Kelly, 1993; Jackson et al., 2002; Rohini and Singh, 2004), to evaluate soil compaction (McCarter, 1984; Kalinski and Kelly, 1993 and 1994; Abu-Hassanein et al., 1994 and 1996b; Rinaldi and Cuestas, 2002; Giao et al., 2003; Kalinski and Vermuri, 2005) or to study correlations with other geotechnical parameters such as salinity, organic content, plasticity, particle-size distribution or soil hydraulic conductivity (Rhoades et al., 1989; Abu-Hassanein et al., 1996a and 1996b; Rinaldi and Cuestas, 2002; Giao et al., 2003; Bryson, 2005; Shah and Singh, 2005).

Moreover, the relationship between dry density, gravimetric water content and the engineering properties of compacted fine-grained soils such as soil stability (e.g. shrinkage and swelling) or trafficability, is well understood. The relationship between soil electrical resistivity and water content is often expressed in function of volumetric water content (or water saturation). Two well used geotechnical parameters, i.e. gravimetric water content and dry density, have rarely been discriminated and their separate influence on electrical resistivity has not been clearly described yet. Indeed volumetric water content θ (%) integrates both gravimetric water content w (%) and dry density ρ_d ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$):

$$\theta = \rho_d \cdot w \quad (2)$$

with $w = \frac{m_w}{m_s}$, the gravimetric water content and $\rho_d = \frac{m_s}{V_T}$, the dry density,

where m_w and m_s are the mass of water and solid particles respectively and V_T , the total volume of soil. Moreover, a confusing parameter, i.e. bulk density ρ_H , is often used in the literature to discriminate the influence of soil density on geophysical parameter. However, bulk density is a mix of dry density and water content (Equation 3).

$$\rho_H = \frac{m_s + m_w}{V_T} = \rho_d \cdot (1 + w) \quad (3)$$

In this study, we propose to distinguish dry density and water content and to express their influence on measured DC-resistivity in controlled conditions.

Materials and methods

Soil description

All the tests were performed on the same natural soil, sampled in the Normandy region (France), which geotechnical and physico-chemical characteristics are summarized in Table I. According to these characteristics, this soil is a silt, characterized by a low plasticity resulting, in particular, from a low clay content. Silty soils constitute an important part of the soils used in civil engineering (e.g. for embankments or liners).

C _{400μm} (%)	80.5
C _{80μm} (%)	69.8
C _{2μm} (%)	21.8
Liquid limit, w _L (%)	24
Plastic limit, w _P (%)	18
Plasticity Index, I _P	6
Methylene blue absorption value (g/100g)	2.1
Density of solid particles, ρ _s (g/cm ³)	2.7
Std Proctor optimum Water Content (%)	12.4
Std Proctor optimum Dry density (g/cm ³)	1.93
Smectites (%)	-
Illite (%)	70
Kaolinite (%)	30
Other clay minerals	-
Cation Exchange Capacity, CEC (meq/100g)	7.69
Exchangeable cations (cmol+/kg) :	
Calcium (Ca)	10.1
Magnesium (Mg)	0.381
Potassium (K)	0.101
Sodium (Na)	0.071

Table I. Geotechnical and physico-chemical characteristics of soils

Compaction procedure and specimen preparation

After sampling, the soil was air-dried, passed through a 2-mm sieve and homogenised. The soil was remoistened with tap water (of resistivity around 30 Ohm.m) in order to obtain different water contents ranging from 80 % to 120 % of the standard Proctor optimum moisture content (OMC).

A curing period in sealed bags of 24 hours at least was observed before preparing specimens. All specimens were directly compacted in PVC cylindrical moulds thanks to an adapted dynamic compaction rammer (Fig. 1). This tool gives the possibility to apply various

compaction energies, depending on the number of blows. Each specimen was compacted in four identical beds in order to minimize the vertical gradient of density in the specimen. The standard Proctor energy was obtained with approximately 70 blows (Fig. 1-B) per layer of material. The soil was prepared at eight different gravimetric water contents ranging from 7.7% to 15.5% and the dry density ranges approximately from 1.62 to 1.93 g.cm⁻³. Water content and dry density were determined by weighing the samples before and after oven-drying at 105°C during 24 hours, after electrical measurements.

Figure 2 shows the physical state of specimens which were studied. At each water content specimens were compacted with seven different compaction energies leading to seven different dry densities. Two sets of data were reproduced at a gravimetric water content of 13.7%. All specimens were unsaturated.

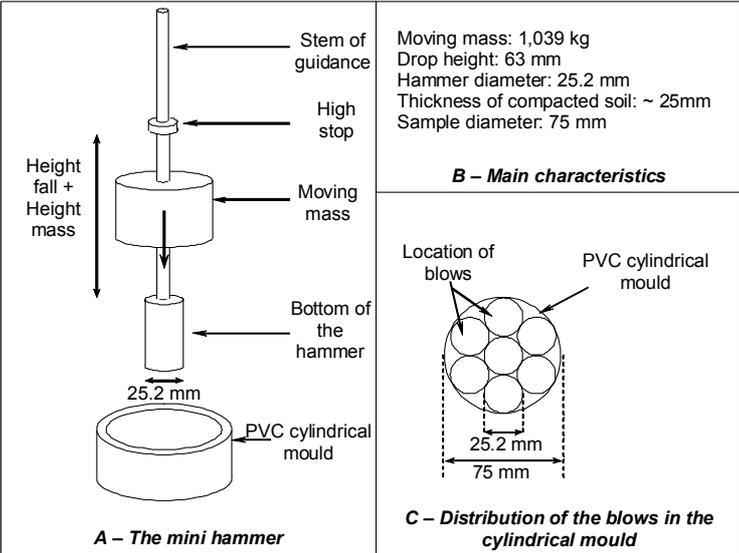


Fig. 1 . Characteristics of the miniaturized Proctor rammer.

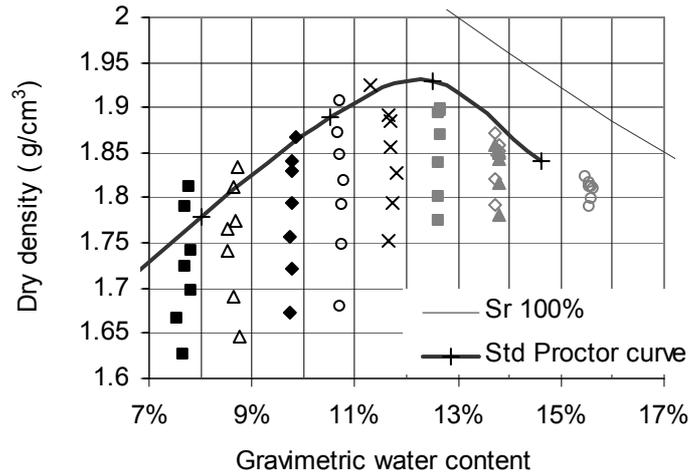


Fig. 2 . Standard Proctor curve with soil specimens characteristics

Water content and density in heterogeneous soil specimens

The compaction procedure and specimen preparation aimed at reducing the moisture and density heterogeneities in the compacted soil specimens. In order to evaluate this procedure, the gravimetric water content profile (Fig. 3) was determined at two gravimetric water contents: one at a relatively low water content, at the dry side of the OMC and an other one at a relatively high water content, at the wet side of the OMC (Fig. 2). Each value of gravimetric water content represents a cylindrical slice of one centimetre of height. For all gravimetric water content, the variation of moisture in the specimen seems to be negligible, except at the bottom of the dry specimen.

The vertical variations of soil dry density were studied by gamma-densitometer measurements at two limit gravimetric water contents (i.e. $w \sim 8$ and 14 %) and one other approximately at the standard Proctor optimum water content (i.e. $w \sim 12$ %). Three compaction energies were analysed for each moisture state shown in figure 4. This apparatus uses the material absorption of gamma ray. This characterization device could not give a representative value of density at the extremity of sample (i.e. on the first and the last 5mm height of each specimen). That explains the lack of data at the extremity of the specimens. It seems that the vertical variations of dry density in soil specimen correspond to the four compacted soil layers. These variations are higher for the dry specimens. Moreover, the standard deviations

of the dry density variation ranges between 0.015 and 0.05g/cm³ and seems to be lower for the wettest specimens (w=14.03%).

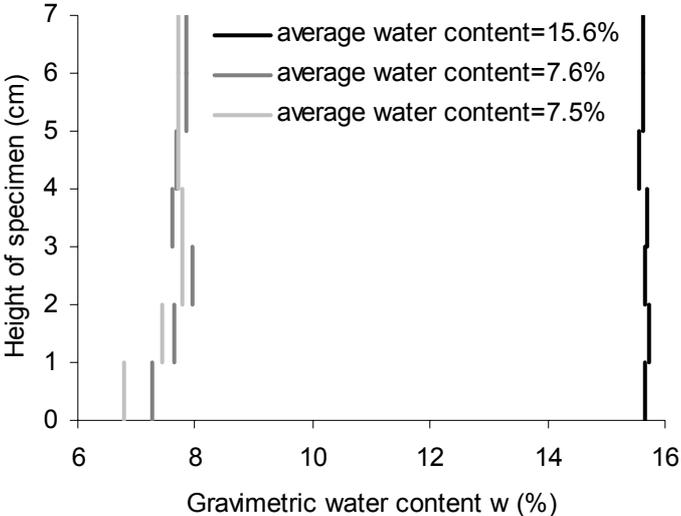


Fig. 3 . Vertical variations of gravimetric water content in three soil specimens

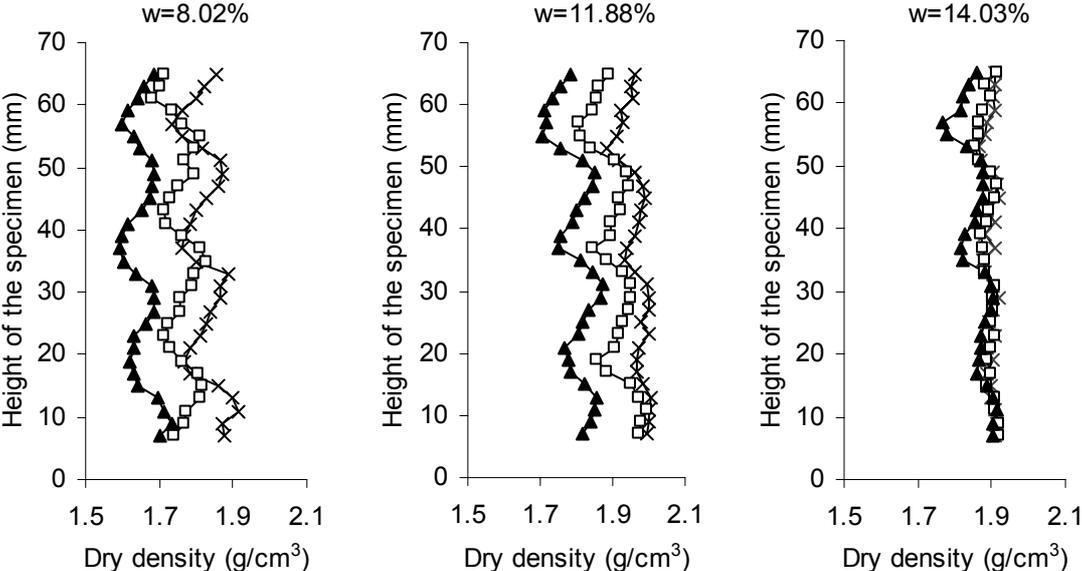


Fig. 4. Influence of soil moisture on vertical variations of dry density measured by gamma-densitometer in soil specimens for three different gravimetric water content and three compaction energies (high compaction energy = cross, medium = empty square and low = filled triangle).

Temperature effect

It is well established that an increase of temperature leads to an increase of mobility of ions and perhaps an increase of ion dissolution in the electrolytic solution and consequently, to a

decrease of electrical resistivity. For an increase of one degree Celsius, the DC-resistivity decreases of about 2%. Thus, when studying the influence of geotechnical parameters on the resistivity, temperature has to be taken into account. This can be done in a straightforward way by converting electrical resistivity values to a given reference temperature (Campbell et al., 1948; Keller and Fricknecht, 1966; Sen and Goode, 1992; Abu-Hassanein et al., 1996b; Johansson et Dahlin, 1996; Rinaldi and Cuestas, 2002; Besson et al., submitted). In order to avoid a temperature correction, all measurements in this study were performed in a stabilized temperature room at $20\pm 0.5^{\circ}\text{C}$.

DC-resistivity measurement procedure

The results presented in this paper are part of a more extended laboratory study in which the electrical resistivity and the dielectric permittivity were systematically measured for different states of the soil described from figure 2. The permittivity measurements were carried out using an existing dielectric permittivity device (Adous et al., 2006) which volume and geometry were imposed. Since preparation and compaction conditions are of great importance for geotechnical applications, the resistivity measurements had to be carried out on soil samples of the same size and shape, in order to be representative of the same scale and conditions as the permittivity measurement. Therefore, a new and specific DC-resistivity cell was developed for this study. A DC-resistivity experimental procedure was defined to establish the relation between DC-resistivity and soil parameters (i.e. dry density and gravimetric water content).

DC-resistivity cell description

Various methods exist for performing soil resistivity or resistance measurements in laboratory. The most simple and well known devices include two plate electrodes in which electrical current is injected and potential drop is measured with the same electrodes (Fukue et al., 1999; Rinaldi and Cuestas, 2002; Sheffer et al., 2007). Basically, this “transparency” type of configuration (Fig. 5a) measures the electrical resistance of a sample. The cell constant (i.e. the geometrical factor from equation 1) can be calculated easily with an analytical equation. Although it is straightforward and theoretically allowed to integrate the volume of the sample,

it often brings strong noisy effects mostly due to galvanic contact problems and electrode polarization phenomena.

Another method (Fig. 5b) consists in using two plate electrodes for current injection and two distinct potential electrodes to reduce the polarization phenomenon (ASTM G57, 2001; Telford et al., 1991; Abu-Hassanein et al., 1996b; Giao et al., 2003; Ulrich and Slater, 2004). The advantages of plate electrode devices is that they obtain an integrating resistivity measurement and provide an easily calculated analytical cell constant between measured resistance and resistivity (e.g. ASTM G57, 2001). Nevertheless, the difficulty to apply a proper electrical contact between the plate electrodes and the material still remains, particularly for unsaturated soils. Moreover, it is most probable that this configuration only fully characterizes the region between the potential electrodes and not the entire volume of the sample. The existing devices with plate electrodes presented experimentally some problems of polarization at the contact point between the current electrodes and the material. The electrode polarization corresponds to charge accumulations at the surface of electrodes and leads to heavy noise on the signal (Li and Oldenburg, 1991; Dahlin, 2000; Rinaldi and Cuestas, 2002). The use of a low-frequency alternating current for laboratory measurements reduces the electrode polarization phenomenon (McCarter, 1984; McCarter and Desmazes, 1997; Rinaldi and Cuestas, 2002; Friedman, 2005).

To reduce the polarization phenomenon, this latter device has been modified. Indeed, some non-polarized electrodes corresponding to reversible metal-metal chloride (e.g. Ag-AgCl or Pb-PbCl) electrodes (Fig.5c) were used to measure the electrical resistivity of fully saturated specimens (e.g. Taylor and Barker, 2002) but this device could not be used to characterize unsaturated specimens without soil moisture or pore water salinity changes.

Another alternative has been to use a four-point-electrode resistivity cell (Fig. 5d) as the well-known circular four-point-electrode cell (Rhoades et al., 1976; Rhoades et al., 1977; Kalinski et Kelly, 1993 and 1994; Borsic et al., 2005; Sreedreep et al., 2004 and 2005).

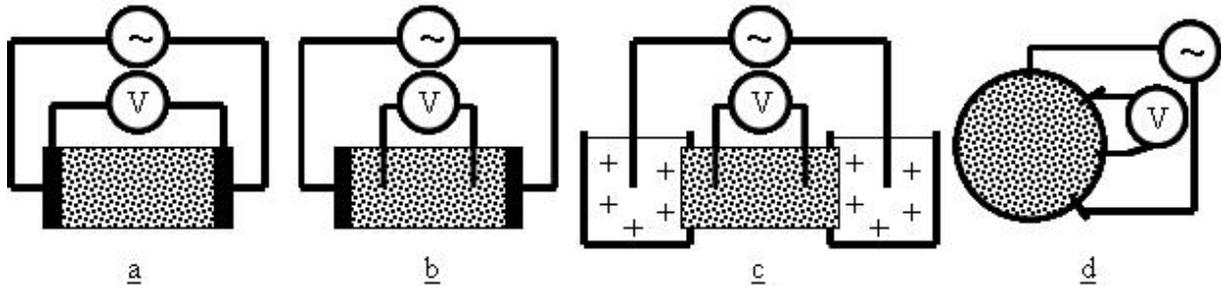


Fig 5. Various type of existing DC-resistivity cell(a, a “transparency” type with two plate electrodes; b, a well used device with two plate electrodes for current injection and two distinct potential electrodes; c, an evolution of b where the plate electrodes evolve to non-polarized electrodes; and d, a circular four-point-electrode cell)

This last device was adapted to this study. Indeed, in comparison to the existing four-point-electrode resistivity cell, the number of electrodes was increased and the acquisition sequence was defined in consequence in order to integrate all the volume of the specimen. The DC resistivity of soil specimen was measured in a cylindrical cell equipped with forty-eight point electrodes. The cylindrical mould (internal diameter of 75 ± 0.1 mm, height of 70 ± 0.1 mm and wall thickness of 5 ± 0.1 mm) is made of an insulating material (e.g. polyvinylchloride, i.e. PVC). The shape and the size of this cell were compatible with the dimension of the mini-hammer compaction procedure. The problem of electrodes polarization remained. However, non-polarized electrodes are difficult to use at that size of specimen and present the inconvenient to be invasive. The geometrical device inspired by existing devices (Rhoades et al., 1976; Rhoades et al., 1977; Kalinski et Kelly, 1993, 1994; Chambers et al., 2004) was composed of six circles of eight electrodes installed at different heights of the mould as shown in Fig. 6. The eight electrodes of each circle are inserted into the soil at 45-degree intervals through the sides. The electrodes (diameter of 1 mm and length of 15 mm) are gold plated and the current transmission duration is limited to reduce the electrode corrosion and the polarization phenomena occurring on current electrodes. LaBrecque and Daily (2008) have tested other types of electrode material and estimated experimentally the induced errors in resistivity measurements. An electrode maximum penetration depth should be determined in function of the electrodes spacing and the soil granulometry (i.e. to have a correct contact between soil particles and electrode). The penetration depth of the electrodes into soil specimen was fixed to 2 mm in order to enable a sufficient galvanic contact with the material while still considering the electrodes as point electrodes.

A resistivity meter (Syscal R1 plus from Iris Instrument) which contains a switching unit was used for resistance acquisitions. The electrodes connected to a connecting unit and to a multi-

core cable were used to scan automatically the electrode arrays using various four-electrode configurations (Fig. 6). This resistivimeter, commonly used for geoelectrical prospecting, permitted to control the acquisition parameters (duration, measurement cumul, injected current intensity), to carry out the measurement at low frequency (i.e. 2Hz) and to eliminate part of the polarization phenomenon.

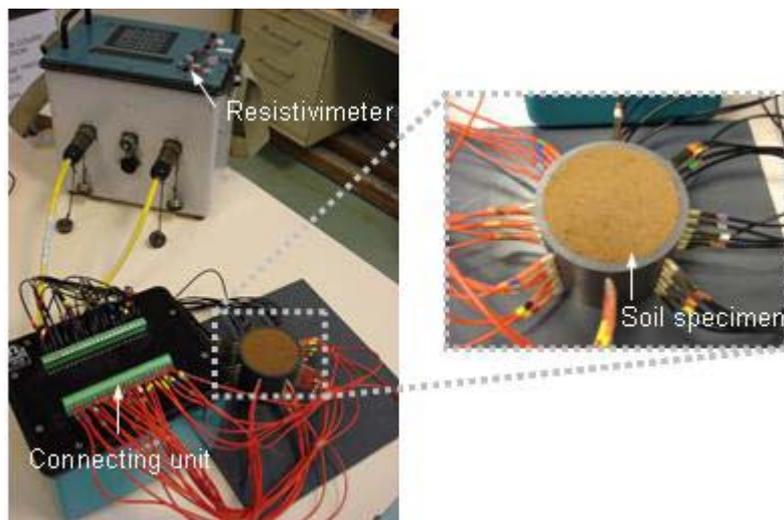


Fig 6. Soil DC-resistivity device with a close-up on 48-electrodes cell.

DC-electrical measurement sequence

Many electrical arrays of four point electrodes are then used to measure soil resistances. One particular measurement uses two current injection electrodes and two other electrodes for a potential drop measurement, which leads to an electrical resistance. In order to adapt the device to an existing specimen volume (i.e. imposed by an existing dielectric device from Adous et al. (2006)) and to integrate the maximum volume and the heterogeneities of the specimen (small-scale cracks, density or water content variations in the specimen), forty-eight electrodes are used to measure DC-resistivity thanks to various four-electrode array combinations, around the sample and at various specimen height. The sequence of resistance measurements on this cell consists in two types of four-electrode arrays. The azimuthal spacing between adjacent electrodes is called “a”.

- “Wenner” type azimuthal measurements:

As for the Rhoades et al. (1976) and the Kalinski and Kelly (1993) sequences, each circle of eight electrodes are considered separately: any four adjacent electrodes with a spacing of $1a$ correspond to a “Wenner” type array with the outer two used as current electrodes, i.e. C1 and

C2, and the inner two as potential electrodes, i.e. P1 and P2 (Fig. 7a). By rotating the connections from one set of four neighbouring electrodes to the next and so on, we obtained eight measurements for each circle and repeated for all six circles. The average of the 48 resistances (eight resistances per circle) is used to calculate the resistivity of the specimen with the “Wenner azimuthal sequence”. The chosen electrode interval permits that the measurement investigates deeper properties of the specimen (Zhou, 2007). It is expected that the “Wenner” measurements have a better signal/noise ratio than the “Dipole-Dipole” ones.

- “Dipole-Dipole” type azimuthal measurements:

As previously, each circle of eight electrodes is considered separately. The sequence starts with a fixed spacing of “1a” between the C1-C2 and also the P1-P2 electrodes (Fig. 7b). The spacing between C1 and P1 is defined by “na” where the “n” factor is varied between 1 to a maximum value of about 5, in this cell. At first, C1-C2 dipole pair is fixed and P1-P2 is rotated around the specimen with an increase of “n”. The second step of the sequence was to shift both dipole pairs to “1a” and to repeat the first step. This procedure ended after eight shifts. To integrate a larger volume of soil in the specimen, the spacing between the C1-C2 dipole pair (and also P1-P2) is increased to “2a”, and another series of measurements with different values of “n” is performed. The advantage of this sequence is the highest sensitivity of these measurements to local resistivity variation than in the “Wenner” sequence and the large number of four-electrode combinations (i.e. 264 measurements).

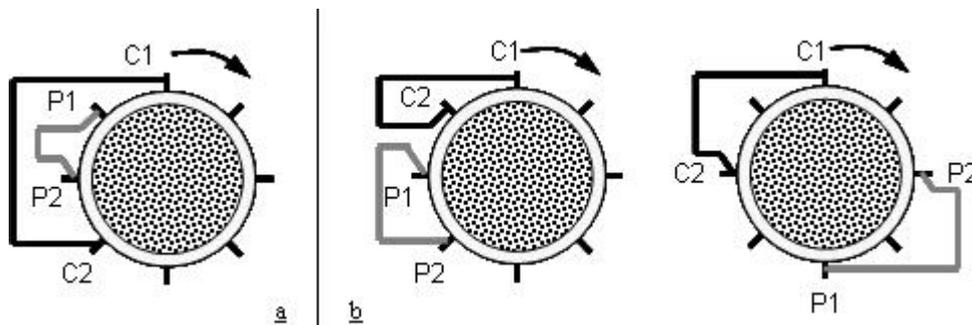


Fig. 7. Examples of four-electrode configurations in the resistance acquisition sequence (a, “Wenner” type azimuthal sequence and b, the Dipole-Dipole azimuthal sequence).

Cell geometrical factor modelling

In this study, we need as many geometrical factors as electrical-configurations in the acquisition sequence according to equation 1.

For each quadrupole configuration, the effect of the cell geometry can be quantified and the geometrical factor k can be evaluated thanks to the finite element code CESAR-LCPC (Marescot et al., 2006). This code presents the advantage to consider the real shape of 3-dimensional objects with arbitrary shape (i.e. a cylindrical mould) and to be mesh-independent electrode location (Fig. 8).

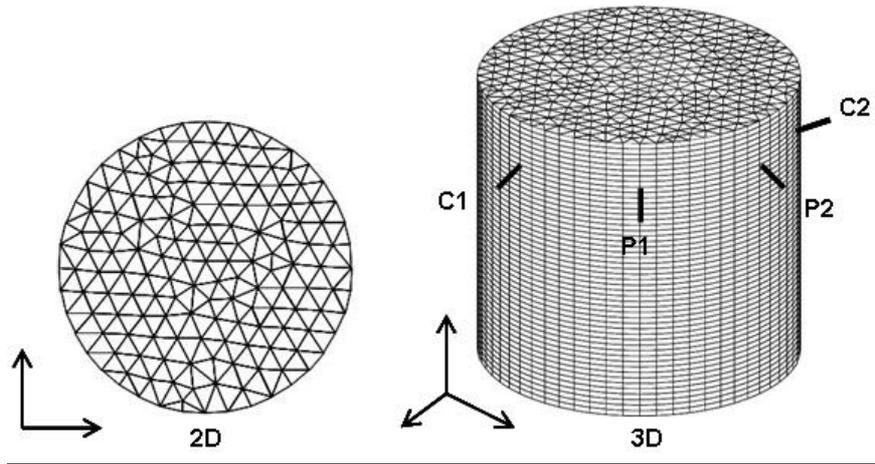


Fig. 8. Numerical model of a 3D cylindrical specimen made from a vertical translation of a 2D meshed disc.

Marescot et al. (2006) expressed the geometrical factor k from equation 1 as the ratio of the resistances obtained from measurements to the resistances induced in a medium with unitary resistivity considering the same object geometry and electrode set-up:

$$k = \frac{\rho_0}{R_0} \quad (5)$$

where R_0 is the resistance calculated for the homogenous medium with resistivity ρ_0 and the same electrode set-up. As suggested by various authors (e.g. Kalinski and Kelly, 1993) the geometrical factor k can be determined experimentally too. In our case, a simpler eight-electrode resistivity cell measurement of controlled electrolytes at various salinities is compared to the DC-resistivity measured from a conductivimeter CDM210 (from Radiometer Analytical SA) in order to evaluate the validity of the numerical geometrical factor (Fig. 9). Each conductivimeter value corresponds to an average of measurements on saline solution before and after the eight-electrode cell measurement. This “simple” eight-electrode resistivity cell corresponds to a PVC oedometric mould with eight radial penetrating electrodes as proposed Rhoades et al. (1976). Numerical geometrical factor and means of four different “Wenner” type configurations permit to assess the effective DC-resistivity value. The authors’ choice to use a “simple” cell is aims at reducing the duration of data acquisition

and to simplify the experimental procedure in terms of cell waterproofness. As expected an increase of the salinity leads to a decrease of the DC-resistivity of the electrolyte following a trend. The results show an agreement between both methods. In figure 9, the eight-electrode device resistivity seems to be slightly lower than the conductivitymeter measurements: this resistivity error could be understood by the experimental error on the water volume estimation due to the water menisci on the surface of the cell.

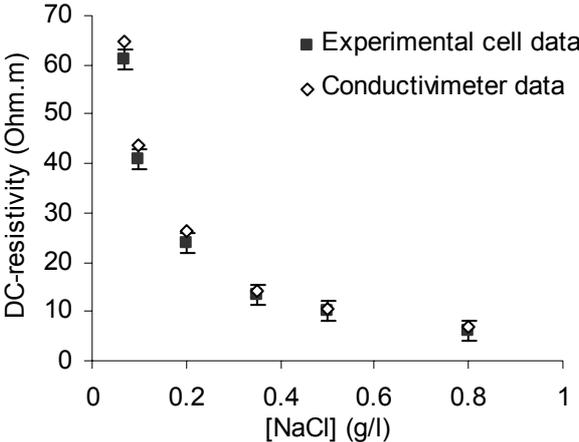


Fig. 9. DC-resistivity of electrolyte at various salinity measured with the experimental device and a conductivitymeter (corrected temperature: 25°C).

In this case, it is assumed that the media (i.e. compacted soil) is homogeneous and isotropic because the material was sieved at 2mm, homogenised and the variations of water content and dry density in specimens were negligible (Fig. 3 and 4). Thanks to the forty-eight-electrode cell and to this assumption, the average apparent resistivity is a good estimation of the effective resistivity of a soil specimen.

Experimental results

The data presented hereafter are the average of the DC-resistivity measurements made on all the compacted specimens (Fig. 2) by azimuthal four-electrode arrays (200 measurements). The uncertainty bars correspond to the standard deviation of these measurements.

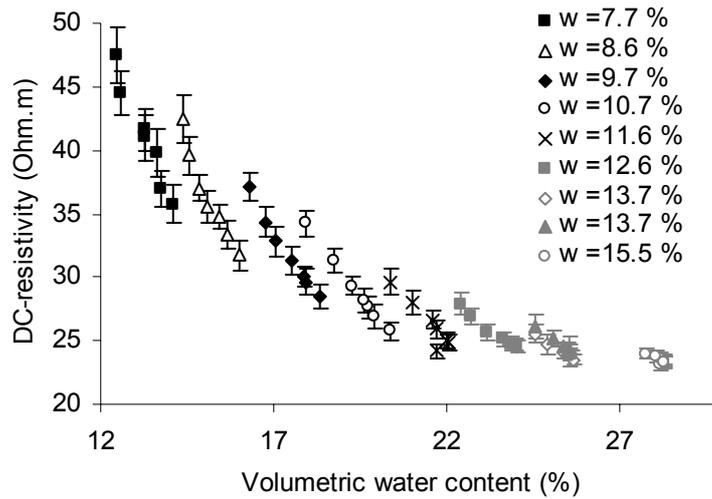


Fig. 10. Influence of volumetric water content on electrical resistivity at different gravimetric water content w for silt measured with the 48 electrodes cell.

It can be seen in figure 10 that the soil electrical resistivity globally decreases with an increase of volumetric water content as previously known (Rhoades et al., 1976; Bottraud and Rhoades, 1985; Kalinski and Kelly, 1993; Jackson et al., 2002; Michot et al., 2003; Kalinski and Vermuri, 2005). In this graph, various populations of data can be distinguished, corresponding to the various gravimetric water contents. That characteristic trend could be explained by the various degrees of compaction for each gravimetric water content. The drawback of this representation of the resistivity is that it does not show the individual influence of water content and dry density which are the interesting parameters in geotechnics. According to equation 1, the volumetric water content integrates both gravimetric water content and dry density. Consequently, the influence of dry density on DC-resistivity can be plotted for each gravimetric water content (Fig .11).

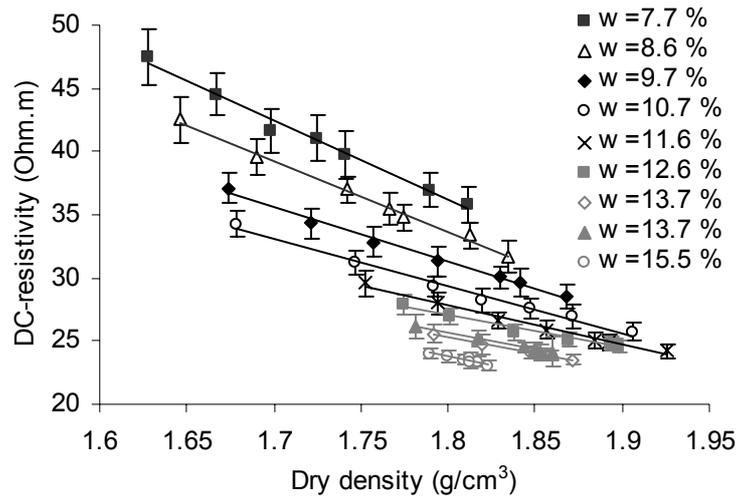


Fig. 11. Influence of dry density on electrical resistivity at various gravimetric water content w for silt measured with the 48 electrodes cell.

This representation shows that the relationship between electrical resistivity and dry density seems to be linear for each gravimetric water content in this range of density. The slope gets less steep with increasing water content. Above a given water content (i.e. $w \sim 12\%$), the slope of the linear trends seems to stabilize. It can be seen that, at a given dry density, the electrical resistivity increases when water content decreases. Moreover, the comparison between the two sets of data measured at various compactive efforts and at a gravimetric water content of 13.7% indicates that the resistivity measurement method leads to stable trends.

Thanks to linear regressions on these data, the influence of gravimetric water content on DC-resistivity can be calculated at constant dry densities (fig. 12). It shows that electrical resistivity decreases with an increase of gravimetric water content at a given dry density. However, electrical resistivity is more influenced by water content at low water content than at high water content.

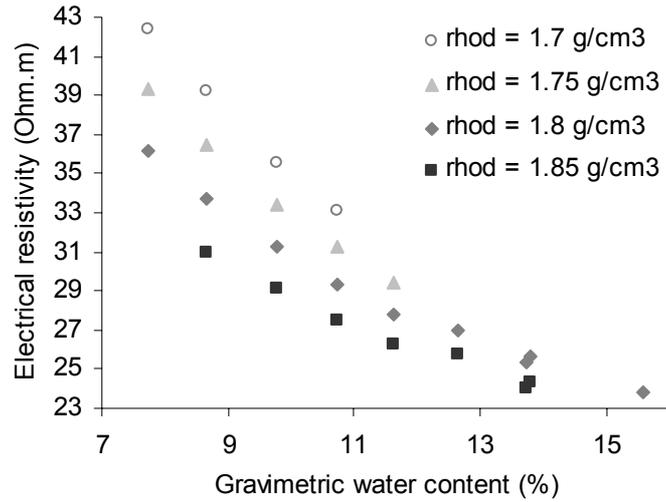


Fig. 12. Influence of gravimetric water content on electrical resistivity at various dry densities for silt according to calculated value from figure 11 linear regression equation

Since the air phase of the soil is an electrical insulator and the air volume evolves with the compaction rate, the resistivity was plotted (Fig.13) versus the air index, noted e_{air} (Eq. 5).

$$e_{air} = \frac{V_{air}}{V_s} = e - \rho_s \cdot \frac{w}{\rho_w} \quad (5)$$

where V_{air} is the air volume, V_s the solid particles volume, e the void index, ρ_s the specific density of particles, ρ_w the density of water and w the gravimetric water content of the soil.

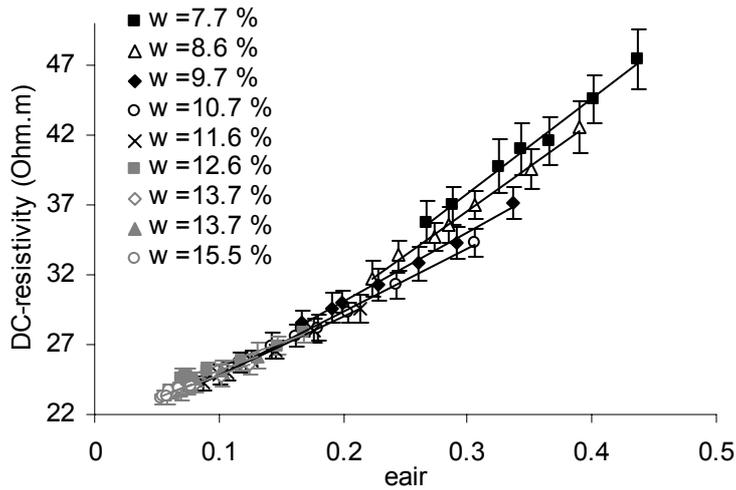


Fig. 13. Influence of air index on electrical resistivity at various gravimetric water content w for silt measured with the 48 electrodes cell.

This graph shows that the DC-resistivity increases with the air index. For each gravimetric water content, the relation between electrical resistivity and air index appears linear. Moreover the influence of air index on electrical resistivity seems to be more significant when the soil is compacted at a dry state.

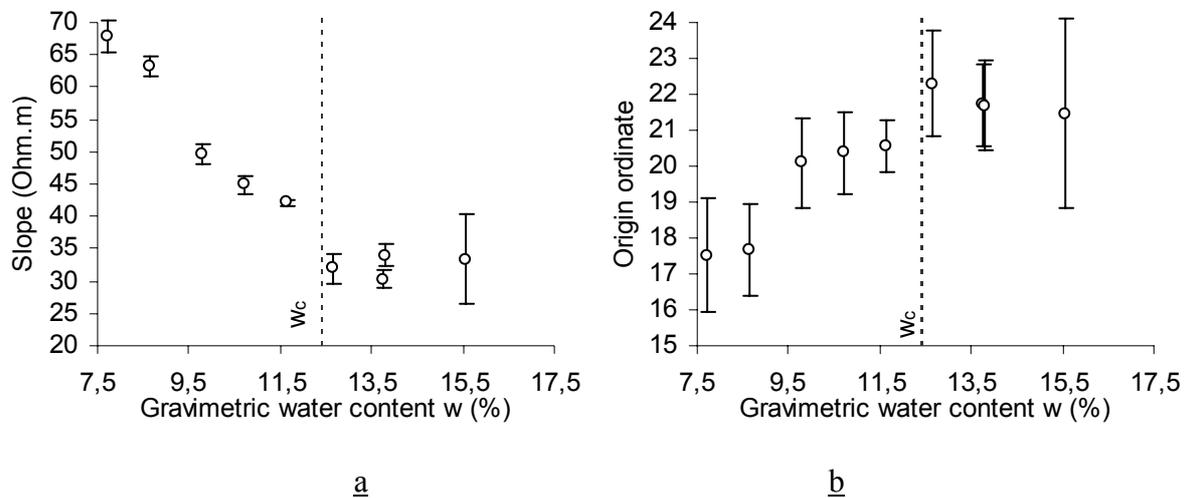


Fig. 14. Influence of water content on the slope (a) and the origin ordinate (b) from the equations of the regression line of resistivity versus air index (Fig. 13). The uncertainty bars correspond to the standard deviation of the sensitivity (a) and the origin gap (b).

Figure 14 shows the influence of gravimetric water content on the slope and on the origin ordinate of the regression line calculated on the data plotted on figure 13. For an increase of gravimetric water content, the slope decreases and the origin ordinate increases but the two parameters seem to remain approximately constant at higher water content. This indicates a change in the influence of water content on resistivity above a certain level of the water content (w_c).

Discussions

In this section, the data will be discussed and an analysis of the observed trends will be proposed on the basis of a soil microfabric model.

Consequences of the linear relationships

According to figures 11 and 12, it is convenient to distinguish the influence of gravimetric water content and of dry density on electrical resistivity (i.e. volumetric water

content integrates both these parameters). These resistivity measurements show that the influence of water content on resistivity is more significant than the one of dry density. If we refer to the influence of dry density on soil DC-resistivity (Fig. 11), linear trends could be associated with two characteristic groups separated by a critical water content w_c (i.e.~12%): below this critical gravimetric water content, the slope of the regression lines decreases with an increase of water content and, above this critical water content, the slope remains appreciatively constant. The authors remark that the critical water content is close to the optimum moisture content (Fig. 14).

The influence of air index on resistivity (Fig. 13) follows a similar trend: the resistivity increases with the air index at a constant water content and this trend is more significant at dry states. For this discussion, it is assumed that the trends from figure 13 are linear and the origin ordinate will be considered as the virtual resistivity of zero air void specimens, i.e. specimens saturated (i.e. $S_r = 100\%$) by compaction without adding water (i.e. a specimen without air). In the graph which expresses the influence of water content on the origin ordinate of the regression lines (Fig. 14), we can observe that the resistivity at $e_{air}=0$ increases when water content increases. However, at the macroscopic scale and at a constant dry density, the opposite trend is observed in figure 12: an increase of the water content leads to a decrease of the resistivity at a given dry density.

These observations lead to the following questions:

- (1) How can be explained the physical behaviour of the two groups of hydric states separated by a critical water content value?
- (2) What is the physical meaning of this critical water content?
- (3) How can the observed trend at zero air voids be explained?

Description of soil microfabric model

Soils are characterized by three phase-components: solid, liquid (i.e. water) and gas (i.e. air). The water phase is assumed to be continuous in all porosities at the studied water contents and the salinity of the water added to moisten the soil is considered to be constant. Soil particles can be “inert” constituents or clay particles (conventionally, particles smaller than $2\mu\text{m}$). The so-called “inert” constituents (e.g., non clayey silicates, quartz, carbonates) are defined by their negligible interactions with water and electrical current conduction compared to clay minerals (e.g. Fukue et al., 1999). According to various authors (Tessier, 1984; Perrier, 1999, Alonso et al., 1999, Ferber et al., 2008), clay particles gather in

elementary small structures, called charged aggregates, where water penetrates under the forces of suction. This leads to distinguish at least two kinds of voids in clayey soils: intra-aggregate voids, located in aggregates, and inter-aggregate voids (or macroporosity volume), located between aggregates (Fig. 15). At low water contents, the total aggregate volume is higher or equal to the sum of clay particles and water volume. Aggregates can be saturated or unsaturated (i.e. aggregate voids contain water and air), depending mainly on the water content. In unsaturated compacted clayey soils, the authors assume that all clay particles are localised in aggregates and, consequently, any conduction phenomena at the surface of clay particles occur in aggregates. Thanks to the aggregate suction, water fills preferentially the intra-aggregate voids (i.e. the inter-aggregate volume is totally constituted by air) and free water fills the inter-aggregate voids afterwards. Some authors (Diamond, 1969; Sridharan et al., 1971; Delage and Lefebvre, 1983) observed that the compactive effort closes the inter-aggregate voids. Moreover, an increase of soil density leads to an increase of dry unit content and a better particle-particle contact (Abu-Hassanein et al., 1996b).

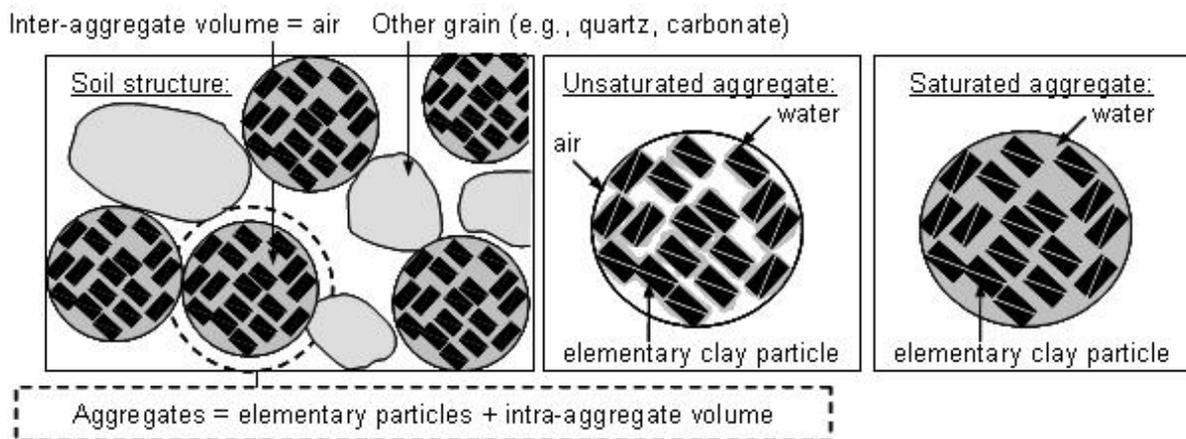


Fig. 15. Sketch of soil aggregated microfabric model.

Soil Conduction

According to various authors, in clayey soils, electrical conduction occurs:

- through the pore water, mainly controlled by its salinity,
- at the interface between the soil particles and the pore water, mainly controlled by the exchangeable ions at the solid/liquid interface (Rhoades et al., 1976; Rhoades et al., 1989; Revil and Glover, 1997; Fukue et al., 1999; Bryson, 2005; Shah and Singh, 2005; Tabbagh and Cosenza, 2007).

At dry states, the intra-aggregate volume is assumed to contain water and the current path is controlled by a conduction occurring at the surface of charged particles called “surface conduction”. The change of the trend at a critical water content w_c is also observed in figure 14 where the slope at the origin ordinate stabilizes above w_c . It would mean that the added water above OMC could correspond to free water which should only fill the inter-aggregate voids. This assumption should be verified on other soils. To sum up, the observed critical water content would correspond to the limit beyond which the fully intra-aggregate volume is saturated and the inter-aggregate volume begins to be filled by water. Above the critical water content, the intra-aggregate volume is fully saturated by water and water fills progressively inter-aggregate voids until saturation. As the water content increases, the dominant electrical current path shifts from surface conduction at the clayey particles water interface to volume conduction through the macropore water volume, which leads to an electrical resistivity decrease (Fig. 11).

Extrapolation at zero air voids

The study of the influence of air index on electrical resistivity (Fig. 13) gives some clues to understand the intra-aggregate conduction. At $e_{air}=0$, the soil would correspond only to the “aggregate + intra-aggregate water” system and the origin ordinate (Fig. 14) would correspond to the DC-resistivity of this system. The increase of soil resistivity at $e_{air}=0$ with an increase of water content indicates that the resistivity of the “aggregate + intra-aggregate water” system increases with an increase of the water content. Similar trends are observed between the influence of electrolyte cation concentration on resistivity (Fig. 9) and the influence of water content on the origin ordinate (i.e. intra-aggregate water content on clayey aggregate resistivity) (Fig. 14). This trend could be explained by the dilution of intra-aggregate water cations. The cations concentrations of adsorbed water could be evaluated thanks to equation 6.

$$[cation] = \frac{m_{cation}}{V_w} = \frac{\frac{CEC}{v} M_{cation}}{w} \quad (6)$$

where m_{cation} is the mass of cation, V_w , the volume of water, CEC, the cation exchange capacity, v , the valency number of the cation, M_{cation} , the molar mass of the cation and w , the gravimetric water content. Indeed, the cations concentrations of added tap water to moisten the soil are negligible compared to the intra-aggregate (Fig.16).

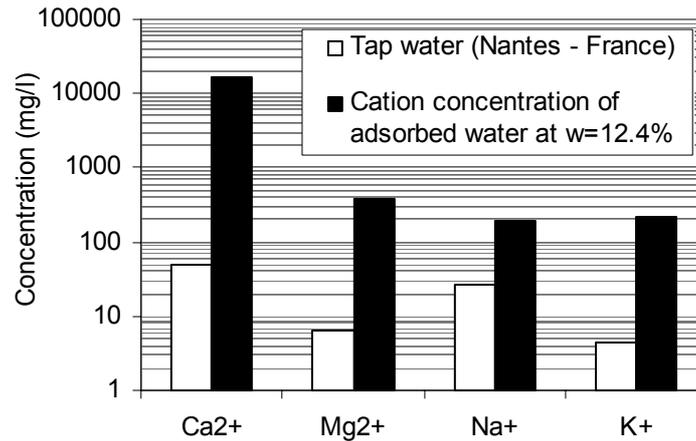


Fig. 16. Comparison between the concentration of exchangeable cation of adsorbed water (fixed by CEC) and the composition tap water added to moistening the soil.

Moreover, the soil cationic exchange capacity leads to a constant cation mass adsorbed at the surface of clayey particles. If the adsorbed cation quantity is constant, an increase of water content can lead to a decrease of adsorbed cation concentration in bound water (i.e. in intra-aggregate voids). This idea has already been suggested by other authors (Revil et al. 2007) who suggested therefore the existence of an electrokinetic equilibrium of the charged microporous media. Basically, the electrical negative charge of clay particles is balanced by the microporous positive charged density water. They proposed then that, at high water saturation of intra-aggregate voids, the excess charge density of the intra-aggregate water is relatively low. However, at low water saturation of intra-aggregate voids, the counterions are packed in a smaller volume and therefore the effective charge density of the intra-aggregate water is higher, leading to a lower electrical resistivity.

Combined phenomenon

Both trends observed imply different phenomena at various scales of the soil structure (Fig. 17):

1. Below w_c : the intra-aggregate volume is assumed to contain all the water. The figure 13 shows that, the air index controls the soil specimen resistivity at constant water content. Indeed, at a given water content, the resistivity increases when the air index increases (i.e. when the number of aggregate-to-aggregate contacts increases due to an increase of dry density). Moreover, an increase of water content leads to an increase of the resistivity of an “intra-aggregate water + aggregate” system (Fig. 14b). However,

the global resistivity of soil specimens decreases with an increase of the water content, at a constant dry density (Fig.12). In fact, the magnitude of the variation of resistivity of the “intra-aggregate water + aggregate” system from figure 14b is lower than the specimen ones (Fig.12) and has an opposite sign. This implies that, when the soil water content increases, the influence of the conduction through the “intra-aggregate water + aggregate” system is hidden by another macroscale phenomenon which controls the decrease of the soil resistivity. This macroscale resistivity increase might be due to an expansion of a water film in the aggregate which leads to an increase of the number of aggregate-to-aggregate contacts (i.e. a decrease of soil resistivity) due to an increase of the water content. The increase of the number of contacts would improve the continuity of electrical current paths and leads to the observed decrease of soil resistivity.

2. Above w_c : The intra-aggregate voids are fully saturated by water. As a consequence, the intra-aggregate volume does not evolve and the resistivity of the system “intra-aggregate water + aggregate” remains constant (Fig. 14b). The electrical current path is therefore mainly controlled by the transport of free electrical charges through the connected inter-aggregate porous medium (i.e. electrolytic conduction) and the soil specimen resistivity is slightly controlled by the air index at a constant water content (Fig. 13). The soil macropore resistivity (i.e. inter-aggregate volume) is directly linked to the water content at a constant pore water salinity: the slope of linear trends (Fig. 11) is constant beyond $w \sim 12\%$ but the origin ordinate decreases noticeably. Indeed, an increase of the water content leads to an increase of the surface of the electrical current path and an increase of electrical conduction.

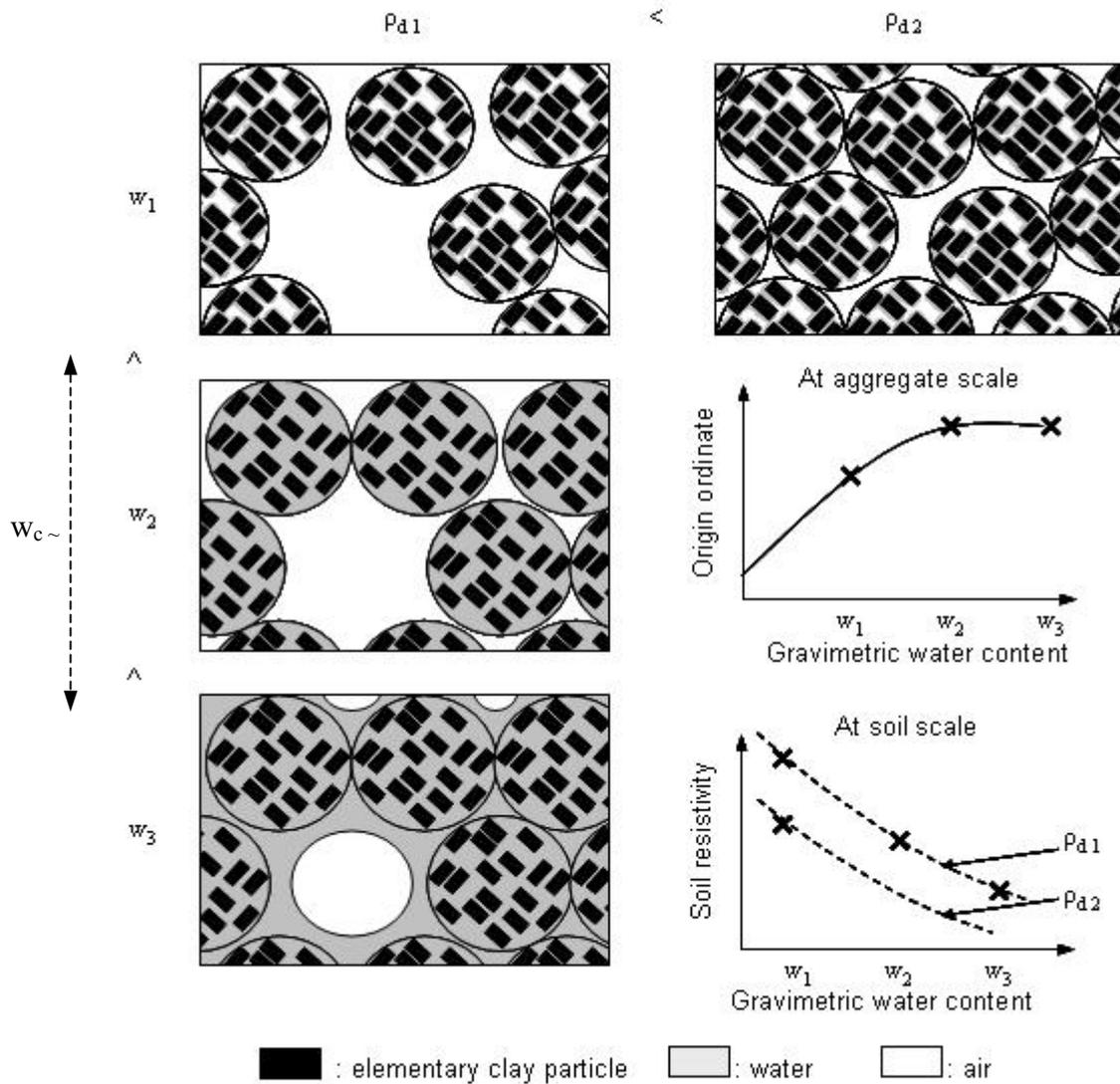


Fig. 17: Schematic illustration of the microfabric interpretation of the influence of water content and dry density in DC-resistivity

Conclusions

In order to evaluate the interest of geoelectrical methods for water content and dry density measurements, the influence of two of these parameters on electrical resistivity has been tested in laboratory.

A rigorous soil specimen preparation procedure and an adapted electrical resistivity device were developed to measure effective resistivity values of a fine-grained soil. A good accuracy and reproducibility of measurements was achieved.

Electrical resistivity has shown to be clearly dependent on two distinct parameters, water content and dry density, within a range of moisture and densities which were compatible with earthworks applications. The relationship between electrical resistivity and dry density appears to be linear at a given gravimetric water content, but the sensitivity decreases with an increasing water content until it remains constant above a critical water content. Moreover, the influence of dry density on electrical resistivity seems to be more significant when the soil is compacted at dry state.

The influence of the air index on electrical resistivity has been studied. The resistivity increases linearly with the air index at a constant water content and globally increases slightly with the increase of the water content at a given air index. However, above the critical water content, the slope and the origin ordinate of this linear trend remain approximately constant. This critical water content seems to be close to the Standard Proctor Optimum Moisture Content of this soil.

The analysis of our results has permitted to develop a structural model of the soil. This model is based on the various conduction types occurring inside and outside of the clayey aggregates and on the distinction between inter- and intra-aggregate voids in soil. Indeed, below the critical water content, the conduction occurs through the “intra-aggregate water + aggregate” system where conduction partly occurs on the surface of clayey particles. The influence of water content on the resistivity of the “intra-aggregate water + aggregate” system might be estimated indirectly thanks to an extrapolation of the results at zero air voids. In this case, the resistivity of this system is governed by the counterions concentration of intra-aggregate water. However, the soil resistivity is mainly controlled by the aggregate to aggregate contacts which can be improved by an increase of dry density or water content. Above the critical water content the electrical conduction is mainly governed by the electrolytic conduction (i.e. the electrolytic conduction dominates on the surface conduction). Indeed, the surface of the electrical current path increases when water content increases (i.e. the air index decreases). That leads to a decrease of soil resistivity.

In perspectives, other natures of soil should be investigated and the assumption of extrapolation of data at zero air void might be verified thanks to heavy compactive effort. Moreover, to estimate both dry density and water content, by a non-destructive method, the DC resistivity method could be combining with another geophysical method which is sensitive to both interesting parameters (e.g. high frequency methods). The characterization of a real scale controlled site is currently being carried out to link the specimen measurements to

the in-situ ones in order to verify the possibility to apply such combined measurements to earthworks issues.

III. Discussions complémentaires sur la mesure de résistivité sur échantillons

III.1 Description et analyse de la séquence complète de mesure

Les résultats expérimentaux de l'article présenté précédemment correspondent à des séquences de mesures azimutales de configurations à quatre électrodes (i.e. quadripôle) de type Wenner ou Dipôle-Dipôle. Cependant, d'autres types de configuration d'électrodes ont été testés pour mesurer la résistivité électrique sur les mêmes échantillons afin de définir les configurations d'électrodes les plus fiables et d'étudier l'anisotropie électrique du matériau. En effet, aux deux cent mesures présentées précédemment viennent s'ajouter trois autres types de quadripôle : un dispositif de type tomographie à travers le cylindre (appelé dans cette étude « cross-cylinder »), le type Wenner longitudinal et le Dipôle-Dipôle longitudinal. Le facteur géométrique a été calculé pour chaque configuration de quadripôle par la méthode des éléments finis grâce à un module spécifiquement développé pour la tomographie de résistivité électrique dans le progiciel CESAR-LCPC (Marescot, 2004) afin d'obtenir la résistivité apparente du matériau à partir des mesures de résistances. Dans les séquences de mesure présentées par la suite, l'espacement longitudinal entre les électrodes varie dans le but d'investiguer un volume de sol différent et de caractériser les variations longitudinales de la résistivité électrique. On appellera « b » l'espacement longitudinal minimum inter-électrodes.

III.1.1 Description des séquences de mesures

Trois types de configurations à quatre électrodes ont été testés en plus de celles présentées dans l'article pour mesurer la résistivité électrique des échantillons de sol.

III.1.1.1 Rappel

Les électrodes sont disposées sur la cellule cylindrique suivant huit génératrices, régulièrement espacées tous les 45° autour du cylindre. Soit Oz l'axe des coordonnées longitudinales sur ce cylindre, de sorte que $z=0$ mm sur la première face et $z=70$ mm sur l'autre face (la longueur de la cellule est de 70 mm). Sur chacune des génératrices, les électrodes sont placées aux positions $z=10, 20, 30, 40, 50$ et 60 mm. La position des électrodes est rappelée sur la figure 5.1.

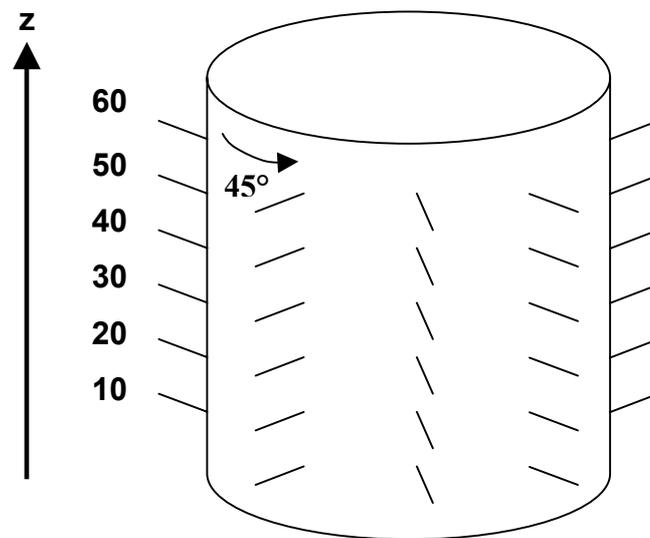


Figure 5.1 : Position des électrodes sur la cellule électrique (8 génératrices longitudinales à 6 électrodes).

III.1.1.2 Dispositif tomographique longitudinal en « transparence »

Cette séquence de mesure inspirée des mesures « cross-hole » (i.e. entre deux forages) utilise des couples d'électrodes, estimées comme ponctuelles. Le couple C1P1 est sur une génératrice, le couple C2P2 est sur la génératrice diamétralement opposée comme l'indique la figure 5.2a.

Les deux électrodes d'injection C1 et C2 sont à la même coordonnée longitudinale z_c , tandis que les deux électrodes de potentiel P1 et P2 sont à la même coordonnée longitudinale z_p . Cette configuration s'apparente à un dispositif « cross-hole » utilisé parfois pour les mesures de résistivité entre deux forages. On pourrait également faire une analogie géométrique avec un dipôle équatorial (Loke, 1997-2004). L'espacement minimum utilisé correspond à la

distance $D = 2b = C1P1 = C2P2 = 20$ mm, puis l'espacement prend successivement les valeurs : $D = 20, 30, 40, 50$ et 60 . Le choix du plus petit espacement inter-électrodes, de $2b$ et non de b , s'explique par le rapport entre l'enfoncement des électrodes (2mm) et l'espacement inter-électrodes ($b=10\text{mm}$). En effet, il est admis en prospection électrique que les électrodes peuvent être considérées comme ponctuelles à partir d'un rapport enfoncement sur espacement de l'ordre d'un dixième. Pour un espacement donné, on démarre au plus près de la première face du cylindre (i.r. $z_{C1} = z_{C2} = 10$), puis on translate le quadripôle de 10 selon z , jusqu'à ce qu'on soit au plus près de la face opposée (soit $z_{P1} = z_{P2} = 60$). Cette sous-séquence est alors constituée de dix mesures. Après rotation de 45° autour de l'axe du cylindre Oz , ce protocole de dix mesures est répété. Au total, quatre rotations suffisent pour obtenir toutes les configurations possibles de ce dispositif selon le principe de réciprocité en électrique décrit dans le chapitre 1. Il est noté que les mesures réciproques auraient pu permettre d'estimer l'erreur sur la mesure. Ces mesures réciproques n'ont pas été effectuées afin de limiter le temps de mesure pour chaque échantillon (et donc le temps de sollicitation de l'échantillon). Au final, quarante mesures permettent de caractériser la résistivité de l'échantillon étudié. Cette méthode de mesure permet de donner quelques informations sur les variations de résistivité et d'intégrer un large volume de sol dans l'échantillon grâce à la position éloignée du couple d'électrodes $C1P1$ par rapport au couple $C2P2$. Les mesures effectuées présentent également un bon rapport signal sur bruit (Zhou, 2007). En effet, puisque les électrodes de potentiel sont proches des sources de courant par rapport à l'espacement entre les électrodes de potentiel, le potentiel électrique mesuré est fort.

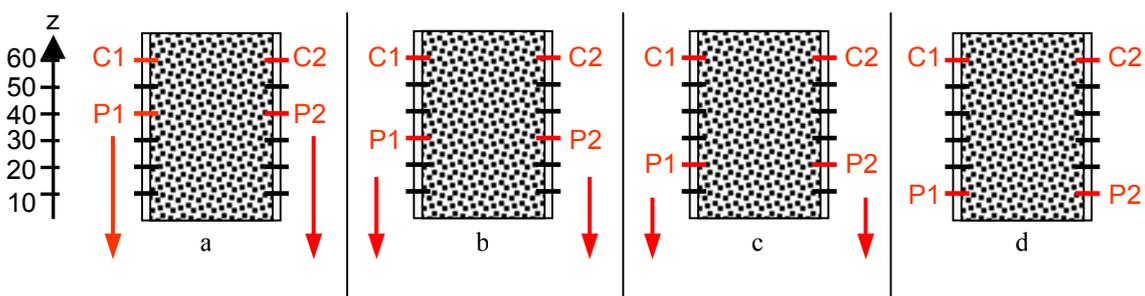


Figure 5.2 : Schéma de la position du quadripôle avec le dispositif tomographique longitudinal par « transparence » lors de la mesure de résistance avec la cellule à 48 électrodes : **a**, **b**, **c** et **d** correspondent respectivement à l'espacement inter-électrodes $2b$, $3b$ et $5b$. La flèche représente la translation du quadripôle de **b**.

III.1.1.3 Dispositif de type Dipôle-Dipôle longitudinal

Cette partie de la séquence utilise séparément chaque génératrice comprenant six électrodes alignées suivant l'axe $0z$ du cylindre. La mesure débute avec z_{C1} , z_{C2} , z_{P1} et z_{P2} étant égales à 20, 10, 30 et 40, respectivement (fig. 5.3a). L'espacement entre C1 et P1 est défini par nb où n est un entier variant entre 1 et 3 pour cette cellule. Premièrement, le dipôle d'injection C1-C2 est fixe, au plus près de la première face du cylindre (i.e. $z_{C1} = 10$ et $z_{C2} = 20$) alors que le dipôle P1-P2 est translaté le long de l'échantillon entre chaque mesure en augmentant le facteur n (i.e. augmentation de l'espacement entre les dipôles) comme le montre la figure 5.3a. La seconde étape de la séquence est de déplacer l'ensemble des dipôles de b ($z_{C1} = 30$ et $z_{C2} = 20$) et d'effectuer à nouveau la translation du dipôle P1-P2 comme le décrit la figure 5.2b. Après cette seconde étape, l'ensemble du quadripôle peut encore être décalé de b ($z_{C1} = 40$ et $z_{C2} = 30$) (fig. 5.2c). Au total, sept mesures sont obtenues par rang longitudinal d'électrodes. Ensuite, on place $z_{C1} = 30$, $z_{C2} = 10$, $z_{P1} = 40$ et $z_{P2} = 60$ afin d'augmenter la taille des dipôles et d'obtenir ainsi une mesure plus intégrante (fig. 5.3d). Ce protocole de mesure de type Dipôle-Dipôle longitudinal est répété pour chacun des huit rangs d'électrodes (i.e. rotation du dispositif tout les 45° de l'échantillon) afin d'obtenir à terme 56 mesures de résistivité électrique avec ce type de dispositif.

Les avantages de cette séquence sont principalement sa plus forte sensibilité aux variations locales et longitudinales de résistivité par rapport au dispositif de type Wenner et son nombre relativement important de configurations (i.e. 56 mesures).

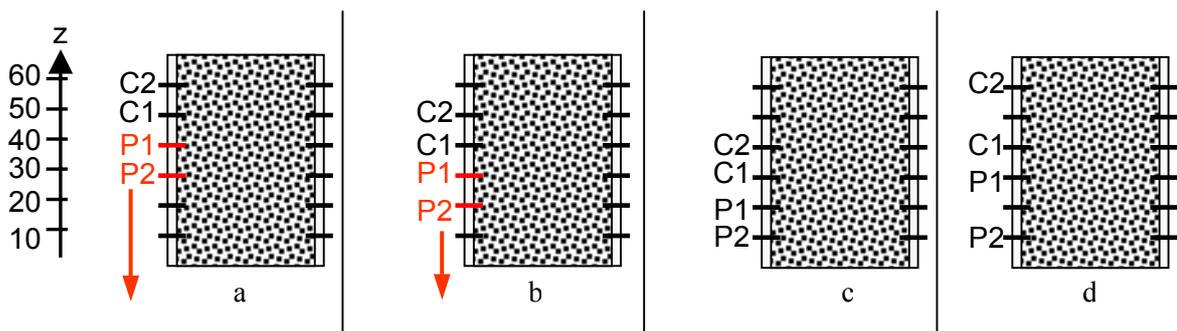


Figure 5.3 : Schéma de la séquence de type Dipôle-Dipôle longitudinal pour la mesure de résistance avec la cellule à 48 électrodes. La flèche représente la translation du dipôle P1P2 de

b.

III.1.1.4 Dispositif de type Wenner longitudinal

Cette partie de la séquence utilise aussi séparément chaque génératrice de six électrodes indépendamment. La première série de mesures correspond à la mesure de résistivité avec quatre électrodes adjacentes espacées de b correspondant à un dispositif quadripôle aligné et symétrique (i.e. proche du dispositif Wenner) où les deux électrodes extérieures sont C1 et C2 et les deux électrodes intérieures sont P1 et P2 (fig. 5.4a). On démarre au plus près de la première face du cylindre, sur une même génératrice (i.e. $z_{C1} = 10$, $z_{C2} = 40$, $z_{P1} = 20$ et $z_{P2} = 30$), à espacement inter-électrodes fixe, puis on translate le quadripôle de 10 selon z . Afin d'intégrer le volume de l'échantillon, l'espacement inter-électrodes est augmenté jusqu'à $2b$ (fig. 5.4b). A la fin de cette sous-séquence, cinq mesures ont été effectuées sur un côté de la cellule cylindrique. Cette procédure est réutilisée pour chaque génératrice à six électrodes, tout les 45° par rapport à l'axe du cylindre $0z$.

L'intérêt de cette mesure est son bon rapport signal sur bruit et de pouvoir étudier la distribution de résistivité le long de l'axe du cylindre mais présente le désavantage de ne présenter que très peu de mesures (i.e. 32, au total).

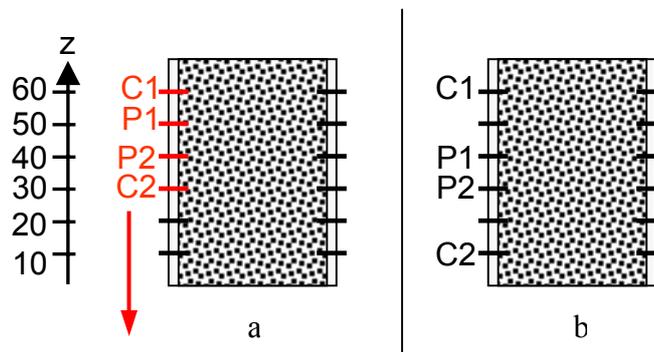


Figure 5.4 : Schéma de la séquence de type Wenner longitudinal pour la mesure de résistance avec la cellule à 48 électrodes. La flèche représente la translation du quadripôle de b .

L'ensemble de la séquence de mesure (dispositifs longitudinal par « transparence », de type Wenner et Dipôle-Dipôle azimutaux et de type Wenner et Dipôle-Dipôle longitudinaux) est présentée en annexe 1.

III.1.2 Comparaison des résistivités mesurées à partir des différents types de quadripôles

En comparant les résistivités électriques moyennes de chaque dispositif et leurs écarts-types respectifs (fig. 5.5), l'influence de la masse volumique sèche sur la résistivité à teneur en eau massique constante semble être sensiblement la même. Les mesures de résistivité mesurées avec les deux types de dispositifs azimutaux semblent converger vers les mêmes valeurs de résistivité et présentent de faibles erreurs moyennes de $\pm 0,47$ ohm.m et de $\pm 0,61$ ohm.m pour le dispositif azimutal de type Wenner et celui de type Dipôle-Dipôle, respectivement. D'un autre côté, les valeurs mesurées avec les dispositifs longitudinaux sont systématiquement inférieures aux mesures azimutales (environ 20% de moins) et leurs écarts-types, largement plus élevés. En ce qui concerne la séquence « cross-cylinder », les mesures semblent avoir des valeurs intermédiaires entre les mesures longitudinales et les azimutales et présentent la plus faible dispersion des données. Il faut tout de même rappeler que le nombre de mesures diffère entre chaque séquence, comme l'indique la légende de la figure 5.5 : pour une même erreur de mesure, plus le nombre de mesures est important, plus l'écart-type sera réduit. Néanmoins, les mesures qui présentent une erreur plus importante sont les mesures longitudinales. Cette erreur prend aussi bien en compte la forme non ponctuelle des électrodes (surtout pour les faibles espacements inter-électrodes), le bruit de mesure, le contact électrode/matériau mais aussi l'hétérogénéité et l'anisotropie au sein de l'échantillon de sol.

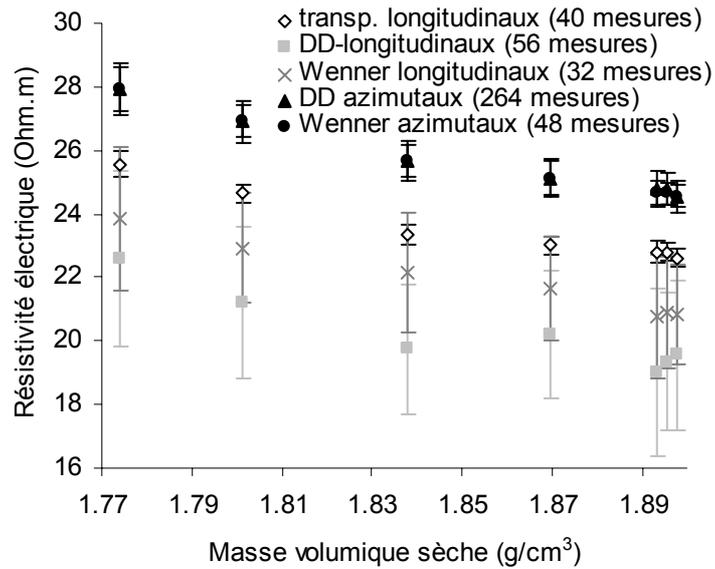


Figure 5.5 : Comparaison des résistivités apparentes moyennes obtenues par chaque séquence pour des échantillons compactés à différentes énergies de compactage mais à teneur en eau identique ($w=12,64\%$). Les barres d'erreurs correspondent à plus ou moins une fois l'écart-type des mesures pour chaque type de dispositif.

III.1.3 Variations observées de la mesure de résistivité sur un échantillon

III.1.3.1 Test de répétitivité de chaque séquence

III.1.3.1.1 Détermination de la durée d'injection

Le générateur de courant, intégré dans le résistivimètre utilisé (Syscal), injecte un signal périodique de forme carrée plus ou moins symétrique sur zéro dont la demi-période peut varier de 250 ms à 2000 ms. Or, il a été précisé précédemment que, dans le cas de la cellule à 48 électrodes, la durée d'injection du courant doit être réduite afin de diminuer le phénomène de polarisation des électrodes. L'influence de cette durée d'injection sur la mesure de résistivité électrique est présentée dans la figure 5.6 pour deux types de séquences : le Dipôle-Dipôle longitudinal et le Dipôle-Dipôle azimutal. D'après la figure 5.6, on observe que les variations de la résistivité électrique en fonction de la durée d'injection sont négligeables pour l'ensemble des quadripôles azimutaux (avec une variation de $\pm 2\%$ de la mesure) mais sont significatives pour les dispositifs de type longitudinal, avec une variation sur la mesure atteignant la dizaine de pourcents autour de la mesure (fig. 5.7). Ceci pourrait s'expliquer par

le faible espacement inter-électrodes longitudinal qui entrainerait une plus forte sensibilité à la polarisation par rapport à l'espacement inter-électrodes azimutal. Cependant, les mesures avec le dispositif de type Dipôle-Dipôle longitudinal sont placées systématiquement au début de la séquence et donc sont les premières à être réalisées. On peut se questionner sur l'effet des premières injections de courant sur l'état ionique du sol et sur la mesure de résistivité (i.e. polarisation du matériau).

Quelques essais de mesure de résistivité sur des solutions salines ont été effectués avec la cellule. Un phénomène attribué à de l'électrolyse apparaît au niveau des électrodes d'injection (i.e. observation de bulles et de corrosion au niveau des électrodes). Ce phénomène ne s'observe plus lorsque le courant n'est plus injecté. Des mesures de conductivité sur une solution (0,2g/l de NaCl) grâce à un pH-mètre/conductivimètre avant (41,4 mS/m) et après mesures (35,3 mS/m) dans la cellule permettent d'observer que l'effet de l'électrolyse sur la nature de la solution entraine une baisse de la conductivité de la solution et que la durée d'injection augmente ce phénomène.

On suppose que ce phénomène d'électrolyse apparait aussi dans l'eau contenue dans le sol. Par conséquent, on propose d'utiliser la durée d'injection la plus faible (250 ms) afin perturber le moins possible l'échantillon de sol et donc de réduire l'évolution de son comportement électrique au cours du temps.

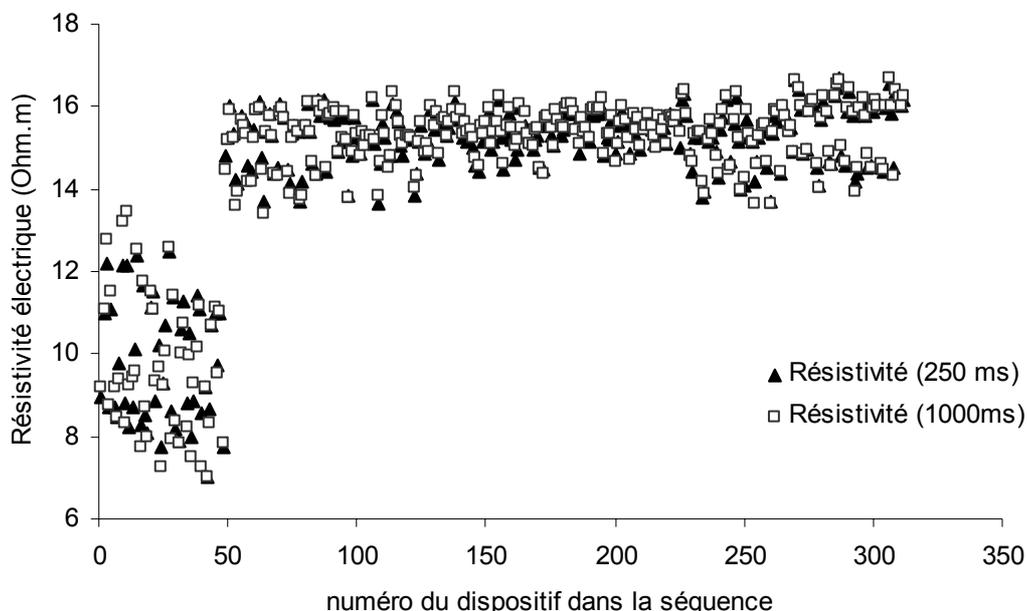


Figure 5.6 : Effet de la durée de la mesure sur la valeur de la résistivité pour chaque quadripôle de la séquence (échantillon de limon à $w=11,54\%$ et $\rho_d=1,90\text{g/cm}^3$).

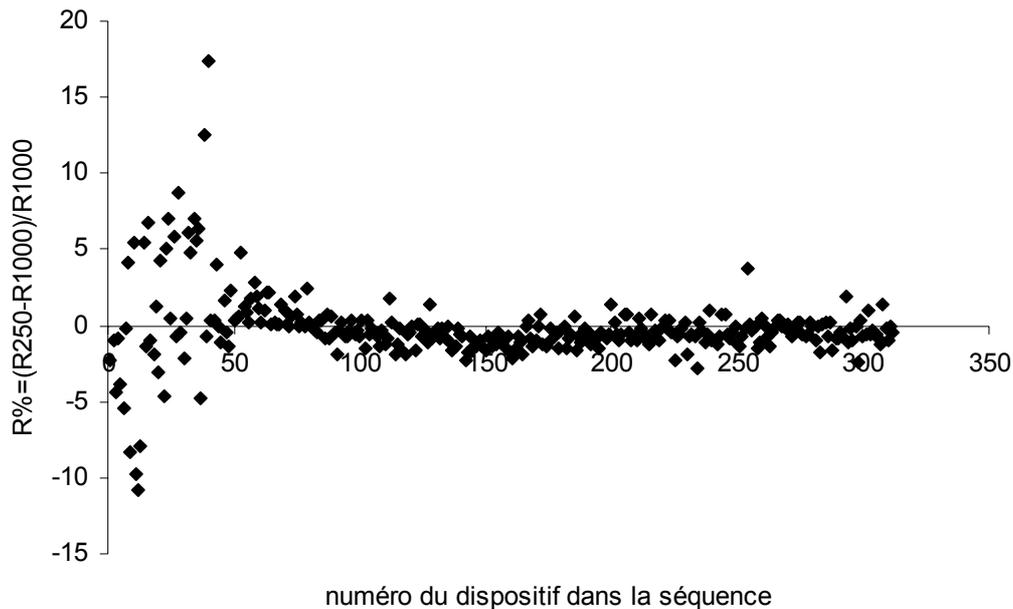


Figure 5.7 : Variation de la mesure de résistivité en fonction de la durée d'injection pour chaque quadripôle de la séquence (échantillon de limon à $w=11,54\%$ et $\rho_d=1,90\text{g/cm}^3$).

III.1.3.1.2 Evolution de la mesure avec la durée de la sollicitation

Afin de répondre aux interrogations sur l'effet des premières injections de courant et d'étudier la répétitivité de la mesure de la résistivité sur un même échantillon, quatre séries de mesures (Dipôle-Dipôle longitudinaux + Dipôle-Dipôle azimutaux) ont été compilées l'une derrière l'autre en une séquence totale (fig. 5.8). Les résultats des mesures de résistivité électrique sur un échantillon de limon ($w=13,53\%$ et $\rho_d=1,80\text{g/cm}^3$) sont présentées dans la figure 5.9. Globalement, les résistivités mesurées avec les dispositifs azimutaux sont plus élevées mais aussi moins dispersées que les mesures effectuées longitudinalement. Cependant, les valeurs de résistivité moyennes entre les quatre séries de mesures répétées semblent ne pas évoluer au cours du temps, aussi bien pour les mesures azimutales que longitudinales. Ceci permet de conclure que l'écart entre les données longitudinales et les données azimutales n'est pas dû à la sensibilité des dispositifs aux phénomènes de polarisation.

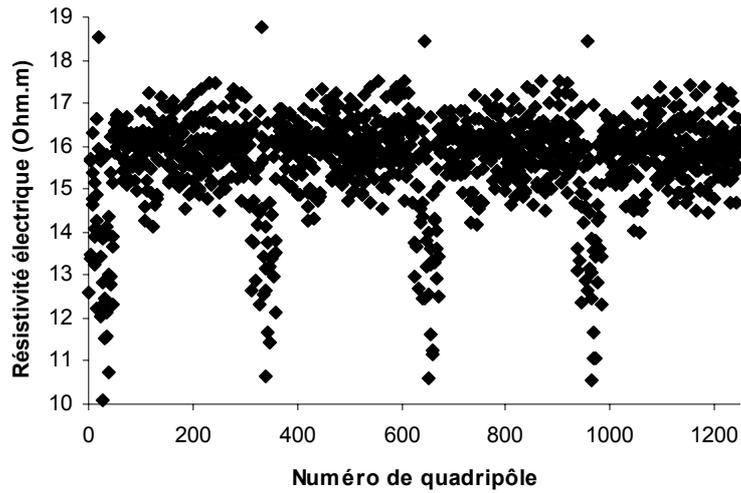


Figure 5.8 : Etude de la variabilité de la mesure de résistivité apparente en fonction de la durée de sollicitation pour 4 séries de mesures (Dipôle-Dipôle longitudinaux + Dipôle-Dipôle azimutaux) effectuées à la suite avec la cellule à 48 électrodes.

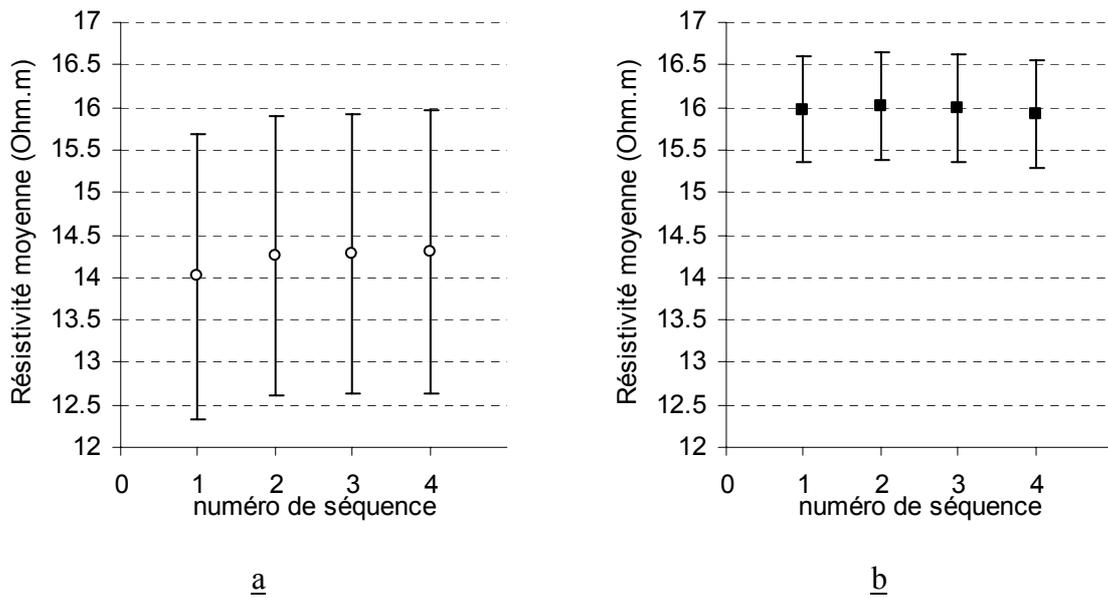


Figure 5.9 : Résistivité apparente moyenne mesurée avec le Dipôle-Dipôle longitudinal (a) et avec le Dipôle-Dipôle azimutal (b) pour chacune des quatre séries de mesures. Les barres d'erreurs correspondent à plus ou moins une fois l'écart-type.

III.1.3.2 Effet de l'anisotropie de l'échantillon

La présence d'anisotropie dans les échantillons de limon due aux formes des particules argileuses et/ou aux orientations des grains engendrées par le compactage appliqué au matériau pourrait expliquer l'écart entre les mesures longitudinales et les mesures azimutales observées entre les figures 5.9a et 5.9b. Ceci implique que la résistivité du matériau n'est pas la même dans toutes les directions au sein de l'échantillon. Si l'on considère l'échantillon de limon compacté selon une direction de compactage comme étant un modèle cylindrique à quatre couches distinctes ayant chacune une conductivité électrique intrinsèque (fig. 5.10), la valeur de résistivité mesurée perpendiculairement aux couches est différente de celle mesurée parallèlement (Parasnis, 1986 ; Lagabrielle, 1977; Yin and Weidelt, 1999 ; Chapelier et al., 2000 ; Comparon, 2005 ; Schmutz et al., 2006). La question est : que représente la valeur de résistivité obtenue avec chaque orientation du dispositif ? La réponse à cette question se trouve dans le principe du paradoxe de l'anisotropie décrit par divers auteurs (Parasnis, 1986 ; Lagabrielle, 1977; Yin and Weidelt, 1999 ; Schmutz et al., 2006). En effet, dans les situations rencontrées sur le terrain où l'anisotropie est significative (ex. dans un sol composé de différentes couches de matériaux ayant des conductivités électriques différentes ou dans un sol où les particules ont une orientation préférentielle), deux types de résistivité prédominent : la résistivité longitudinale, ρ_l , parallèle aux couches (ou parallèle à l'orientation des particules), et la résistivité transversale, ρ_t , perpendiculaire aux couches. Le coefficient d'anisotropie du milieu λ est défini comme suit :

$$\lambda = \left(\frac{\rho_t}{\rho_l} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

Ce coefficient d'anisotropie est toujours supérieur à 1, ce qui signifie que $\rho_t > \rho_l$ (Parasnis, 1986 ; Lagabrielle, 1977). Si l'on considère un sol à stratification verticale, on peut calculer deux résistivités apparentes en fonction de l'orientation du profil électrique de surface par rapport aux strates. En effet, si l'on utilise un profil orienté en surface longitudinalement aux strates (i.e. les dispositifs de mesures azimutales, dans le cas du modèle de la figure 5.10), c'est-à-dire dans la direction de la résistivité longitudinale, on montre que la résistivité apparente mesurée correspondant à :

$$\rho_a^{longitudinale} = \sqrt{\rho_t \cdot \rho_l} \quad (2)$$

D'un autre coté, si l'on utilise un profil en surface qui est orienté dans la direction perpendiculaire aux strates (i.e. les dispositifs de mesures verticales, dans le cas du modèle de la figure 5.10), c'est-à-dire dans la direction de la résistivité transversale, on mesure la résistivité longitudinale comme résistivité apparente. Cette résistivité apparente mesurée perpendiculairement aux strates est toujours plus faible que celle mesurée parallèlement aux strates :

$$\rho_a^{perpendiculaire} = \rho_l < \rho_a^{longitudinale} \quad (3)$$

Ceci constitue ce que l'on appelle le paradoxe de l'anisotropie.

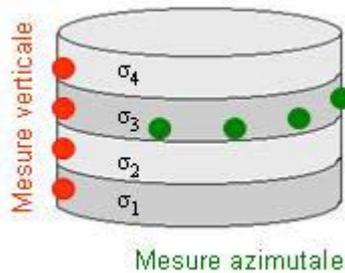


Figure 5.10 : Modèle anisotrope d'un échantillon de sol compacté en 4 couches.

Prenons l'exemple de la cellule à 48 électrodes et les résultats présentés figure 5.9. Si l'on se réfère au paradoxe de l'anisotropie, la moyenne des mesures verticales de la figure 5.9a ($\rho_{verticale} = 14,21 \text{ ohm.m}$) correspond à ρ_l et la moyenne des mesures azimutales de la figure 5.9b ($\rho_{azimutale} = 15,97 \text{ ohm.m}$) correspond à $\sqrt{\rho_t \cdot \rho_l}$. Ces deux mesures permettent de retrouver $\rho_t (= 17,96 \text{ ohm.m})$ et de calculer le coefficient d'anisotropie $\lambda = 1.12$. Il existe donc bien une anisotropie électrique due au compactage des échantillons (i.e. orientation préférentielle des particules dans le sol) et celle-ci peut être quantifiée grâce à la combinaison des mesures azimutales et longitudinales.

Cependant, dans les applications géotechniques (ex. compactage de couches de formes ou de remblais), la mesure in situ de surface s'effectue le plus souvent dans le cas d'un demi-milieu infini à stratification horizontale où il est impossible de s'apercevoir que le milieu est anisotrope depuis la surface. Les mesures sont alors interprétées comme caractérisant un milieu isotrope de résistivité $\sqrt{\rho_t \cdot \rho_l}$ (Lagabrielle, 1977; Parasnis, 1986). Il est donc important de noter que pour comparer les mesures en laboratoire et les mesures in situ, les mesures azimutales seront les plus pertinentes selon notre interprétation en terme d'anisotropie électrique du milieu.

III.1.4 Etude de l'effet de l'enfoncement des électrodes

Il a été vu dans l'article précédent que l'application du facteur géométrique à la mesure de résistance permet d'obtenir la résistivité apparente pour chaque quadripôle. Ce facteur géométrique est basé sur l'hypothèse que les électrodes sont ponctuelles or les électrodes enfoncées dans le sol s'apparentent à des pointes de 10 mm de long et de 1 mm de diamètre. Il a été étudié qu'un enfoncement des électrodes de 2mm (Beck, 2004) permet de satisfaire le compromis entre l'obtention d'un contact correct entre l'électrode et le matériau et de pouvoir considérer l'électrode comme électriquement ponctuelle. Cependant, il est intéressant d'évaluer l'erreur sur la mesure de résistivité apparente qu'entraîne celle de l'enfoncement des électrodes. L'effet de l'enfoncement des électrodes a été étudié selon deux profondeurs d'enfoncements (i.e. 2mm et 10mm) sur le même échantillon avec les dispositifs de type Dipôle-Dipôle longitudinaux et azimutaux, comme le montre la figure 5.11. L'enfoncement des électrodes entraîne globalement une diminution de la valeur de résistivité mesurée.

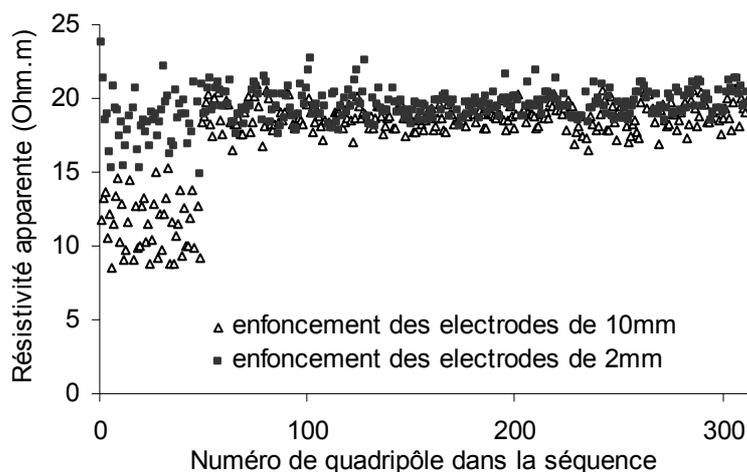


Figure 5.11 : Effet de la profondeur d'enfoncement des électrodes sur la valeur de résistivité électrique mesurée au cours d'une séquence d'acquisition sur un échantillon de limon à $w=11.7\%$ et $\rho_d=1.73\text{g/cm}^3$.

Cette diminution de résistivité est significative dans les 48 premières configurations de la séquence de mesures (i.e. variation de la mesure allant du simple au double), ce qui correspond aux dispositifs longitudinaux. Pour le reste de la séquence (i.e. les Dipôle-Dipôle azimutaux), la résistivité diminue plus légèrement avec la profondeur de pénétration des électrodes (la mesure de résistivité varie de quelques pourcents à 15%) d'après la figure 5.12.

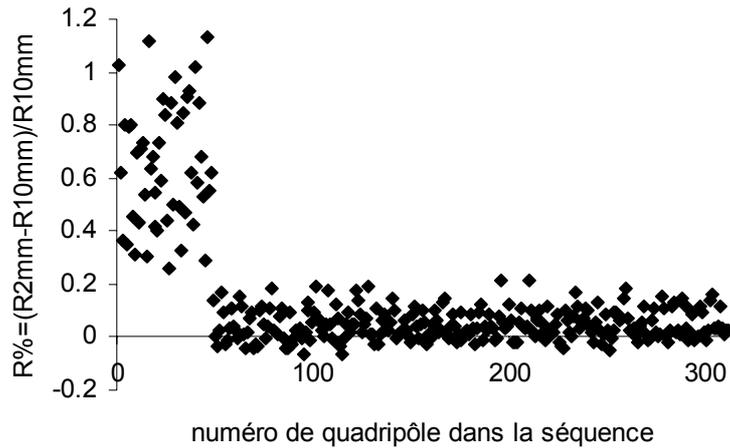


Figure 5.12 : Variation de la mesure de résistivité en fonction de la profondeur de pénétration des électrodes au cours d'une séquence d'acquisition sur un échantillon de limon à $w=11,7\%$ et $\rho_d=1,73\text{g/cm}^3$.

Le dispositif longitudinal présente alors le désavantage d'être très sensible à l'enfoncement des électrodes, phénomène qui peut être expliqué par son faible espacement inter-électrodes qui accentue l'effet de l'enfoncement des électrodes (i.e. augmentation proportionnelle de l'erreur sur le facteur géométrique due à la non ponctualité des électrodes).

Au cours de la thèse, l'enfoncement des électrodes à 2mm a donc été adopté pour toutes les mesures avec la cellule à électrodes ponctuelles. En pratique, l'enfoncement des électrodes n'excède pas 4 mm et donc l'erreur induite sur la résistivité apparente est réduite à quelques pourcents.

III.1.5 Effet de la température

La température du sol est un paramètre pouvant varier lors d'une campagne de mesure. Or, il est établi que l'augmentation de la température entraîne une décroissance de la viscosité de l'eau contenue dans l'espace poral du sol et ainsi entraîne une augmentation de la mobilité des ions en solution. Donc, la résistivité électrique diminue avec une augmentation de la température du sol. Dans cette étude, l'effet de la température sur la résistivité doit donc être prise en compte en contrôlant la température du sol. De nombreux auteurs (Campbell et al., 1948; Keller and Fricknecht, 1966; Sen and Goode, 1992; Abu-Hassanein et al., 1996b; Johansson et Dahlin, 1996; Rinaldi and Cuestas, 2002; Besson, 2007) proposent des lois

permettant de rapporter les valeurs de résistivité électrique, mesurées à une température T , à une température de référence $T_{réf}$. Le comportement de la résistivité d'un sol en fonction de la température est fonction de paramètres comme la nature du sol, l'état hydrique ou la salinité du fluide.

Afin d'estimer l'effet de la température sur la résistivité électrique pour le limon étudié au cours de la thèse, une étude en laboratoire a été réalisée au cours d'un stage de Master 1 (Desmortier, 2007). En effet, un échantillon de sol limoneux (tamisé à 2mm) a été compacté, à teneur en eau massique ($w = 11,9\%$), masse volumique sèche ($\rho_d = 1,88 \text{ g/cm}^3$) et à concentration du fluide poral (eau du réseau de distribution) constant, dans un moule cylindrique. Une cellule de résistivité à quatre électrodes correspondant à un moule oedométrique en PVC avec huit électrodes radiales pénétrant dans le sol (cellule proposée par Rhoades et al., 1976) a été utilisée. Le facteur numérique calculé sous CESAR-LCPC pour la configuration d'électrodes de type « Wenner » permet d'accéder aux différentes valeurs de résistivité électrique effective (Beck, 2004).

L'échantillon de sol a été entièrement recouvert de paraffine afin de maintenir l'échantillon à teneur en eau constante. La température a été augmentée étape par étape, après stabilisation de la température du sol, tous les 2°C entre 0 et 40°C grâce à une chambre climatique contrôlée. L'évolution en temps réel de la température du sol a été enregistrée à partir un échantillon témoin du même sol dans lequel une sonde de température, reliée à un enregistreur, a été implantée. Les résultats de cette étude (fig. 5.13) montrent que pour une augmentation de un degré Celsius, la résistivité décroît de 2% . D'après Desmortier (2007), la loi de correction de l'effet de température la plus adaptée pour ce sol est celle de Keller and Frischknecht (1966). Notons que cette loi est une adaptation de la loi de Campbell et al. (1948) pour un matériau homogène et isotrope, souvent utilisée dans la littérature pour les sols, tel que :

$$\rho_{18} = \rho_T \cdot (1 + \alpha \cdot (T - T_{réf})) \quad (4)$$

où α est le facteur de correction, égal à $0,025^\circ\text{C}^{-1}$ lorsque $T_{réf}=18^\circ\text{C}$, ρ_T et $\rho_{réf}$ sont la résistivité électrique mesurée à la température T et rapportée à la température de référence, respectivement.

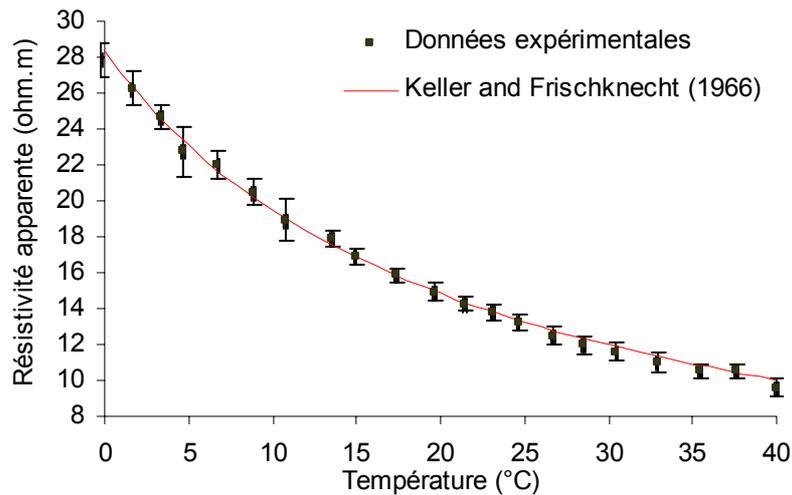


Figure 5.13 : Influence de la température du sol sur la mesure de résistivité électrique sur un échantillon reconstitué de sol limoneux, confrontée à la loi de comportement de Keller and Frichknecht (1966).

III.2 Autres dispositifs de mesure en laboratoire et matériel

III.2.1 Mesure dans un porte-échantillon métallique

D'autres dispositifs de mesure de résistivité électrique ont été testés en laboratoire au cours de la thèse. Un premier dispositif de mesure de résistivité a été adapté au porte-échantillon de la cellule cylindrique utilisé pour la caractérisation électromagnétique du matériau décrit dans le chapitre suivant afin de mesurer la résistivité électrique directement à la surface des échantillons de sols compactés (fig. 5.14).

Ce dispositif est un dispositif classique à quatre électrodes en configuration carrée (Aboubacar Sani, 2004 ; Lataste, 2002 ; Samouelian et al., 2005). Deux tailles de carré permettent d'obtenir deux profondeurs d'investigation. Les valeurs de résistivité apparente obtenues sur un autre sol limoneux (utilisé par Beck, 2004) avec deux tailles de dispositifs carrés (1,75 cm et 1,4 cm de côté, respectivement) sont présentées dans la figure 5.15. La présence du moule métallique semble faire augmenter la valeur de résistivité de l'échantillon. Cette observation est plus prononcée lorsque les électrodes se rapprochent des bords métalliques et lorsque le volume d'investigations du quadripôle est élevé (i.e. plus le carré est grand).



Figure 5.14 : Dispositif expérimental de mesure de résistivité du sol placé à la surface du porte-échantillon métallique de la sonde électromagnétique.

Ce dispositif n'a pas été retenu à cause de la non-intégration volumique de l'échantillon par la mesure, du nombre très réduit de mesures et de la trop forte incertitude sur l'interprétation des résistivités apparentes qui contiennent non seulement les propriétés électriques du sol mais aussi celle du moule en métal (très conducteur : $\sigma_{\text{aluminium}} = 37,7 \times 10^6 \text{ S/m}$); bien qu'il présentait l'avantage de permettre la mesure de la permittivité et de la résistivité d'un même échantillon (i.e. de même état hydrique et de même état de compactage).

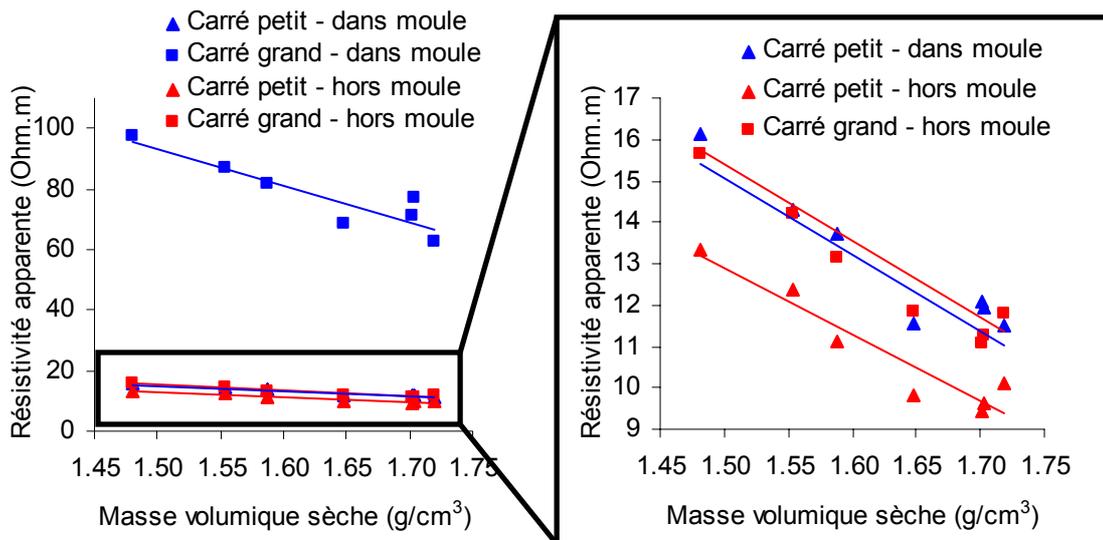


Figure 5.15 : Mesure de la résistivité apparente d'un sol limoneux ($w = 13,1\%$) à différentes masses volumiques sèches à l'intérieur et hors du porte-échantillon métallique, avec deux tailles de dispositif carré.

III.2.2 Dispositif par transparence

Un second dispositif, bien connu, a été aussi testé : la mesure de résistivité par transparence en utilisant deux électrodes d'injection superficiques et des électrodes de mesure de potentiel insérées dans le sol dans l'axe longitudinal de l'échantillon (fig. 5.16). Ce dispositif présente le grand intérêt d'intégrer tout le volume de l'échantillon et d'avoir un facteur géométrique k simple (chapitre III).

Ce dispositif a été adapté à la géométrie des échantillons utilisés pour la caractérisation électromagnétique (i.e. un cylindre de 75 mm de diamètre et de 70 mm de hauteur). Différentes positions des électrodes de potentiel ont été utilisées afin d'étudier la variabilité de la mesure sur 2x200 mesures en une séquence d'acquisition (fig. 5.17). Le principe de la séquence de mesure utilisée est présenté dans le tableau 5.I.

P1	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	1	2	1
P2	2	3	4	5	6	3	4	5	6	4	5	6	5	6	6
P1	7	8	9	10	11	7	8	9	10	7	8	9	7	8	7
P2	8	9	10	11	12	9	10	11	12	10	11	12	11	12	12
P1	13	14	...												
P2	14	15	...												
P1	19	...													
P2	20	...													
P1	25	...													
P2	26	...													
P1	31	...													
P2	32	...													
P1	37	...													
P2	38	...													
P1	43	...													
P2	44	...													

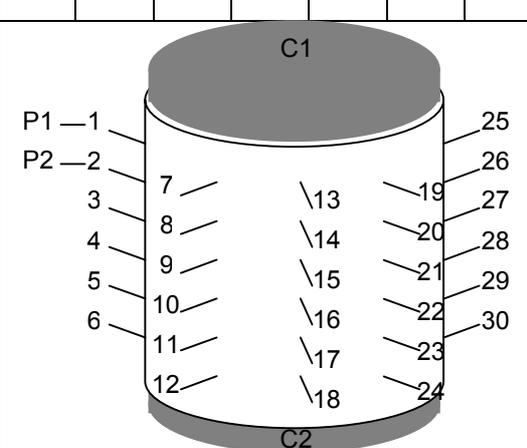


Tableau 5.I : Séquence d'acquisition de la cellule de mesure de résistivité électrique par transparence, avec 48 électrodes, implantées dans le sol, utilisées comme électrodes de potentiel P1 et P2 et deux électrodes superficiques d'injection, C1 et C2, placées aux extrémités du cylindre.

L'un des désavantages de cette cellule est la variabilité du contact entre les électrodes surfaciques et le matériau, due à la granulométrie du matériau, et l'effet de polarisation au niveau de l'interface entre le matériau et les électrodes d'injection, accrue par la surface de celles-ci. D'après la figure 5.18 qui représente la séquence de mesures de la cellule par transparence répétée quatre fois, la valeur de résistance mesurée semble évoluer en fonction de la durée et du nombre d'injections. Tout d'abord, la résistance augmente significativement en début de la première séquence (passant de $\Delta V/I = 58,5$ ohm à 61.5 ohm) pour stabiliser ensuite (à 61,5 ohm environ). Cela pourrait s'expliquer par un changement d'état du matériau entre l'état naturel du matériau (i.e. non sollicité électriquement) et un état obtenu après quelques cycles d'injection. Cette observation a déjà été faite sur le terrain (Peter-Borie et al., 2007). La difficulté est de savoir quelle est la valeur de résistivité qui représente vraiment le matériau : la première mesure de résistivité lorsque le matériau est encore à un stade « non-sollicité » ou après stabilisation de la valeur de résistivité. La seconde variation de résistance observée (fig. 5.18) correspond à une dérive temporelle de la mesure entre les trois dernières séquences où chaque séquence qui suit semble avoir une résistance moyenne plus basse et plus dispersée que la précédente (mis à part la première séquence). Ces variations observées pourraient être expliquées par la polarisation aux interfaces électrodes/sol, à la chargeabilité complexe du sol dans le temps et/ou à la perturbation de l'état électrique et électrochimique des constituants du sol sous la sollicitation électrique prolongée du sol.

En comparant les mesures de résistivité électrique obtenues avec cette cellule de mesure par transparence et celles obtenues avec la cellule de mesure à 48 électrodes ponctuelles (figures 5.19a et 5.19b, respectivement), on observe très nettement que la cellule à électrodes surfaciques entraîne beaucoup plus de dispersions des données que la cellule à 48 électrodes. Cette dispersion est certainement due aux phénomènes de polarisation à l'interface sol/électrode. De nombreux auteurs (ex. Taylor and Barker, 2002) proposent de s'affranchir des problèmes associés aux résistances de contact des électrodes et de polarisation des électrodes, sans modifier la géométrie de l'échantillon, en utilisant des électrodes d'injection impolarisables similaires aux électrodes utilisées en prospection électrique à potentiel spontané. Ces électrodes impolarisables sont constituées d'une partie métallique (ex. en argent) qui est immergée dans une solution saturée en sel contenant les ions du même métal (ex. AgCl). Cette solution est directement en contact avec l'extrémité de l'échantillon (fig. 5 de l'article précédent). Cette méthode est analogue aux mesures par transparence puisque le champ électrique se fait par injection au niveau de deux surfaces opposées de l'échantillon.

Cependant, ces électrodes ne peuvent être utilisées dans cette étude car, connaissant le pouvoir de succion des argiles contenues dans l'échantillon, la solution saline des électrodes perturberait la teneur en eau et la salinité du fluide poral de nos échantillons non saturés. L'utilisation d'un gélifiant, de type gel d'Agar (i.e. un mélange complexe de polymères dérivés de différentes espèces d'algues rouges) comme le proposent Taylor and Barker (2002), ne répondrait certainement pas à ce problème vu le pouvoir de succion des argiles et la faible gamme de teneur en eau des limons en géotechnique. N'ayant pas les moyens matériels de résoudre ces problèmes de polarisation d'électrodes surfaciques, notre choix a été d'utiliser la cellule à 48 électrodes ponctuelles intégrant au mieux le volume de l'échantillon de sol. En effet, on compense l'intégration de l'échantillon de la méthode par « transparence » par le nombre d'électrodes tout autour du moule et le nombre de séquences de mesures.



Figure 5.16 : Cellule de mesure de résistivité par transparence avec deux électrodes surfaciques d'injection du courant et deux électrodes de potentiel implantées dans le matériau.



Figure 5.17 : Cellule de mesure de résistivité par transparence à 48 électrodes adaptée à la géométrie des échantillons utilisés pour la mesure de permittivité.

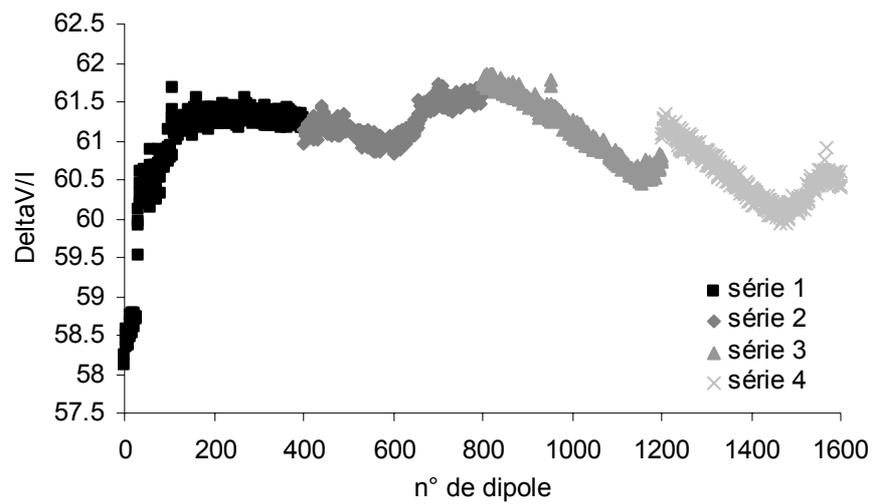


Figure 5.18 : Etude de la variabilité de la mesure de résistance en fonction du temps pour 4 séries de mesures effectuées à la suite avec la cellule de mesure par transparence.

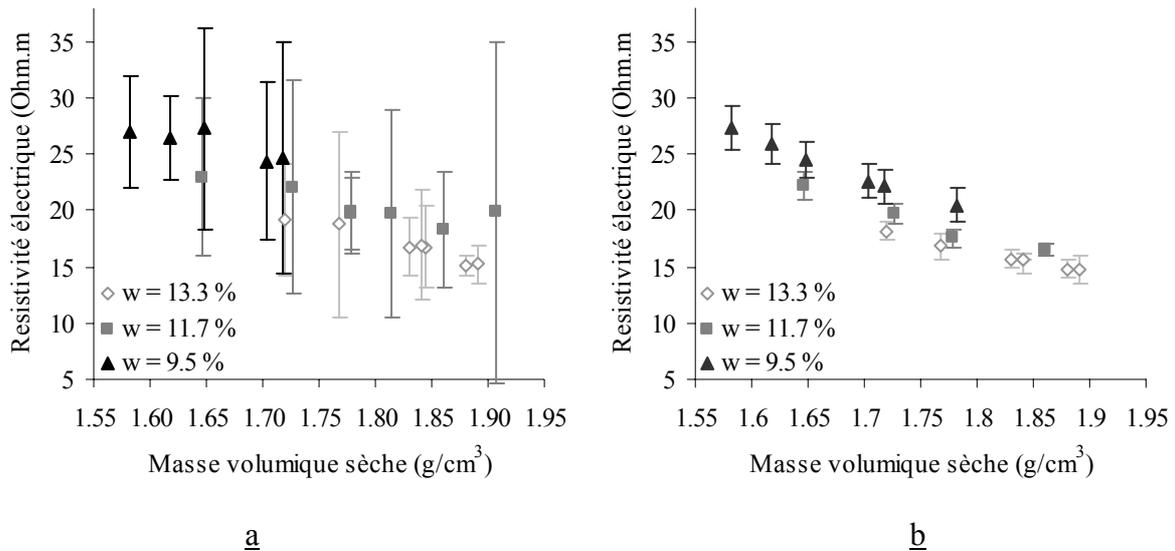


Figure 5.19 : Influence de la masse volumique sèche sur la résistivité électrique du limon à différentes teneurs en eau massique, a : mesures obtenues avec la cellule de mesure par transparence et b, mesures azimutales obtenues avec la cellule de mesure à 48 électrodes ponctuelles.

III.2.3 Choix du matériel de mesure

Le résistivimètre utilisé au cours des travaux de thèse est un résistivimètre Syscal R1+ de chez Iris Instrument. Notre choix s'est porté sur cet appareil pour les mesures en laboratoire car l'appareil permet de contrôler la différence de potentiel mesurée. En effet, le résistivimètre ajuste, pour chaque quadripôle de la cellule, l'injection du courant nécessaire pour obtenir un signal de réception de l'ordre de ce que l'utilisateur lui a demandé (ex., 50 mV). Cela permet d'obtenir un rapport signal/bruit optimisé étant bien au dessus de la précision de mesure de l'appareil.

IV. Conclusion du chapitre

Dans le but d'étudier l'intérêt des méthodes géoélectriques pour l'évaluation de l'état hydrique et de l'état de compactage d'un sol fin en géotechnique, des essais sur des échantillons remaniés ont été menés en laboratoire.

Un protocole adapté de mise en œuvre de l'échantillon a été utilisé afin de réduire les variations hydriques et de masse volumique du matériau au sein d'un même échantillon.

Plusieurs dispositifs de mesure de résistivité électrique en laboratoire ont été développés, testés et comparés. Une cellule cylindrique, de même taille que le porte-échantillon de la cellule électromagnétique utilisée au cours de la thèse (chapitre VII), comprenant 48 électrodes enfoncées dans l'échantillon de sol a été retenue pour cette étude. La nature et la forme des électrodes permettent de réduire l'effet de la polarisation au niveau de l'interface matériau/électrode par rapport à d'autres dispositifs utilisant des électrodes surfaciques. De plus, le protocole de mesure établi permet d'optimiser la qualité de la mesure et d'intégrer au maximum le volume de l'échantillon. La résistivité apparaît clairement dépendante de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche, et ce dans des états du sol compatibles avec les applications de terrassement. En effet, d'après les résultats obtenus en laboratoire sur le limon, lorsque la teneur en eau augmente, la résistivité diminue significativement. A teneur en eau constante, la résistivité diminue linéairement avec l'augmentation de la masse volumique sèche. Lorsque la teneur en eau augmente, une diminution de la sensibilité de la résistivité à la masse volumique sèche est observée jusqu'à une teneur en eau critique (w_c) à partir de laquelle les pentes des tendances linéaires semblent se stabiliser.

L'influence de l'indice d'air sur la résistivité a été étudiée. La résistivité augmente linéairement avec l'indice d'air à une teneur en eau donnée et augmente globalement lorsque la teneur en eau augmente à un indice d'air donné. Cependant, au dessus de la teneur en eau critique, la pente et l'ordonnée à l'origine des tendances linéaires deviennent approximativement constantes.

Notons que, pour ce sol, la teneur en eau critique semble aussi correspondre à la teneur en eau massique à l'optimum Proctor (OMC). Cependant, cette dernière observation reste à vérifier sur d'autres sols.

Un modèle de microstructure à agrégats des sols argileux permet d'interpréter les résultats expérimentaux par l'intervention de différents types de conduction, dans et hors des agrégats argileux, ainsi que par la distribution de l'eau dans les vides intra- et inter-agrégats du sol. En effet, la conduction en dessous la teneur en eau critique se ferait à travers le système « agrégats + eau intra-agrégats » où la conduction se fait en partie à la surface des particules argileuses. L'influence de la teneur en eau sur la résistivité du système « agrégats + eau intra-agrégats » pourrait être estimée indirectement par extrapolation des résultats à zéro vide d'air. Dans ce cas, la résistivité de ce système est gouvernée par la concentration en ions

compensateurs dans l'eau intra-agrégats. Cependant, la résistivité macroscopique du sol est principalement gouvernée par la conduction électrolytique (c'est-à-dire la conduction électrolytique domine la conduction surfacique). En effet, la surface du chemin du courant électrique augmente lorsque la teneur en eau augmente (c'est-à-dire l'indice d'air diminue). Cela entraîne une diminution de la résistivité du sol.

En perspectives, d'autres natures de sols doivent être étudiées pour vérifier les tendances observées dans cette étude et l'hypothèse faite sur l'extrapolation des données à zéro vide d'air doit être vérifiée en appliquant une très forte énergie de compactage. De plus, pour pouvoir estimer à la fois la teneur en eau massique et la masse volumique sèche, par mesure non destructive, la méthode géoélectrique devra être combinée à une autre méthode géophysique qui serait aussi sensible à ces deux paramètres géotechniques, les méthodes électromagnétiques hautes fréquences, par exemple.

CHAPITRE VI :

CARACTÉRISATION ÉLECTROMAGNÉTIQUE D'ÉCHANTILLONS DE SOL COMPACTÉ

I. Introduction

Du fait des forts contrastes entre la permittivité diélectrique relative de l'eau (81), celle de l'air (1) et celle des particules du sol (3-8), la mesure de permittivité pourrait être une alternative à la mesure d'humidité et d'état de compactage d'un sol en géotechnique. Les méthodes de mesure électromagnétique couramment utilisées en géophysique appliquée présentent l'avantage d'être non destructives et, bien souvent, à grand rendement (ex. radar géologique, méthodes SLINGRAM). Chaque méthode permet d'évaluer la permittivité diélectrique d'un sol sur une gamme de fréquence qui lui est propre. Cependant, il est établi que l'argilosité du sol limite grandement l'utilisation de ces méthodes dans le domaine d'étude des sols. Cela est dû au caractère fortement atténuant de l'argile (i.e. milieu à fortes pertes diélectriques). Plus le matériau est atténuant, plus le domaine fréquentiel de mesure diélectrique se réduit et se décale vers un spectre à basse fréquence. La connaissance a priori de la valeur de permittivité diélectrique relative et du facteur de pertes d'un matériau est intéressante, voire nécessaire, dans le choix de l'outil de mesure in-situ, puisque dépendant de la fréquence.

A cause de la complexité structurale et minéralogique et de la diversité des types d'argile présents dans les sols naturels utilisés en terrassement, il est très difficile d'établir une valeur de permittivité réelle et imaginaire du sol sans l'avoir caractérisé au préalable.

Parmi les méthodes de mesure diélectrique sur échantillon existantes, deux méthodes ont été retenues selon leur disponibilité, leurs contraintes en termes de volume d'investigation et de

réalisation d'échantillons et selon leur précision de mesure, pour caractériser en laboratoire les propriétés diélectriques du limon étudié :

- une sonde TDR (i.e. Time Domain Reflectometry) de surface à deux guides d'ondes parallèles,
- une cellule à transition entre une ligne coaxiale et un guide cylindrique, développée à l'origine pour la caractérisation d'échantillons de bitumes (ou de bétons) sur une gamme de fréquence utile en radar (i.e. de 50 MHz à 1,6 GHz).

Pour chacun de ces outils de mesure, une taille d'échantillon et un protocole de mise en place a été établi. Les mesures de permittivité diélectrique effectuées sur les échantillons de limon reconstitués sont présentées dans ce chapitre afin de déterminer l'influence de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche du sol sur la mesure diélectrique. Les tendances observées sont ensuite comparées à un modèle théorique de mélange diélectrique et sont discutées à la lueur d'un modèle microstructural du sol constitué d'agrégat. Le chapitre est rédigé en anglais et correspond à un article scientifique qui va être soumis à la revue *Canadian Geotechnical Journal*¹.

II. Article : “Influence of gravimetric water content and dry density of a fine-grained soil on dielectrical permittivity measurement”

Abstract

Dielectrical methods are of great interest in civil engineering investigations to monitor, with non-destructive techniques, the durability and the stability of earthworks, embankments and dykes, which are linked to the dry density and the gravimetric water content of soil. In

¹ Beck Y. L., Ferber V., Palma-Lopes S., Dérobert X. and Côte P., Influence of gravimetric water content and dry density of a fine-grained soil on dielectrical permittivity measurement, *Canadian Geotechnical Journal*, Submitted.

order to evaluate this possibility, the influence of water content and dry density of a compacted fine-grained soil on its dielectric constant was studied by Time Domain Reflectometry and coaxial-cylindrical line measurements. The results show that dielectric constant increases with dry density and gravimetric water content, because of the contrast of permittivity between air, soil particle and water phase and because of the water distribution in the soil microfabric. These results are consistent with the trends given by previously published models and show that a change of trend appears above a critical water content, close to the optimum moisture content.

Introduction

In geotechnics, water content and dry density measurements are often of great interest, since the mechanical behaviour of soils is highly dependent on these two parameters. Historically, the in situ measurement of these parameters has been performed by nuclear probes but these methods are progressively abandoned because of their cost and the limitation of nuclear sources use. In this context, the development of non nuclear methods is of great importance, and much research has already been done in order to evaluate the dielectric constant as a useful parameter for water content and/or dry density measurement. However, the previous approaches were often carried out by comparing the dielectric constant with the volumetric water content, whereas the parameters of interest in geotechnics are the gravimetric water content and the dry density.

Soils are often considered as a volumetric mixing of three phases (i.e. water, air and solid). Because of the high dielectric constant of water (81) compared to non-magnetic soil minerals (3-8) and air (1), the influence of volumetric water content on dielectric constant has been widely studied in geophysics. Various experimental or phenomenological models have been proposed to describe or explain this relationship (e.g. Topp et al., 1980; Wang et al., 1980 ; Halikainen et al., 1985; Dobson et al., 1985). However, volumetric water content θ (%) integrates both gravimetric water content w (%) and dry density ρ_d (g.cm⁻³), which are generally the relevant geotechnics parameters:

$$\theta = \rho_d \cdot w \tag{1}$$

with $w = \frac{m_w}{m_s}$, the gravimetric water content and $\rho_d = \frac{m_s}{V_T}$, the dry density,

where m_w and m_s are the masses of water and solid particles respectively and V_T , the total volume of soil.

Both geotechnical parameters, i.e. gravimetric water content and dry density, have rarely been discriminated by geophysical methods and their separate influence on dielectric constant has not been clearly described yet.

Moreover, a confusing parameter, i.e. bulk density ρ_H , is often used in the literature to discriminate the influence of soil density on geophysical parameter. However, bulk density is also a combination of dry density and water content (Eq. 2).

$$\rho_H = \frac{m_s + m_w}{V_T} = \rho_d \cdot (1 + w) \quad (2)$$

In this study, it is proposed to distinguish dry density and gravimetric water content and to determine their influence on measured dielectric constant in controlled conditions. After a brief review of the relationship between dielectrical permittivity and soil density and water content, a rigorous soil specimen preparation, inspired from a standard compaction procedure used in geotechnics, is presented. The non-destructive dielectrical technics used to characterize the soil specimen are described in the second section of this paper. The influence of water content and dry density on the dielectric constant is studied in the third section and discussed in the fourth section on the basis of existing models.

Principles

Soil dielectrical properties

In response to an external electrical field applied to a soil, conduction and polarization phenomena occur. The conduction term results from the movement of free electric charges through the media and if their motion is blocked, polarization occurs. The complex dielectrical permittivity ε^* (F/m) is the material ability to polarize and to conduct in response to an electrical field and is composed of a real part, ε' , which represents the ability of a material to store electric energy, and an imaginary part, ε'' (or loss factor), which describes the loss of electric field energy in the material,

$$\varepsilon^* = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (3)$$

The dielectric constant ϵ_r^* is a dimensionless quantity obtained by the ratio of the absolute permittivity of material on that of free space ($\epsilon_0=8.854187 \times 10^{-12}$ F/m).

$$\epsilon_r^* = \frac{\epsilon^*}{\epsilon_0} = \frac{\epsilon_r'}{\epsilon_0} - j \frac{\epsilon_r''}{\epsilon_0} = \epsilon_r' - j\epsilon_r'' \quad (4)$$

In the following of the text, ϵ_r' is declared as dielectric constant and ϵ_r'' as loss factor.

Soil microfabric model

Soils are often characterized by aggregate structure containing four phase-components: solid, air, bound water and free water (Halikainen et al., 1985; Dobson et al., 1985; Ulaby et al., 1986). Indeed, in clayey soils, water does not only exist as free water (i.e. soil water where ions in solution are free to move) but exists as bound water too (i.e. water adsorbed at the clay particle surface where the ion motion is reduced). These two types of water phase lead to biphasic electromagnetic properties.

Moreover, according to different authors (Tessier, 1984; Perrier, 1999, Alonso et al., 1999, Logsdon, 2006; Ferber et al., 2008), clay particles gather in elementary small structures, called “aggregates”, where water is linked by the adsorption and capillary components of suction. This leads to distinguish at least two kinds of voids in clayey soils: intra-aggregate voids, located in aggregates, and inter-aggregate voids (or macroporosity volume), located between aggregates (Fig. 1). Aggregates can be saturated or unsaturated (i.e. aggregate voids contain water and air), depending mainly on the water content.

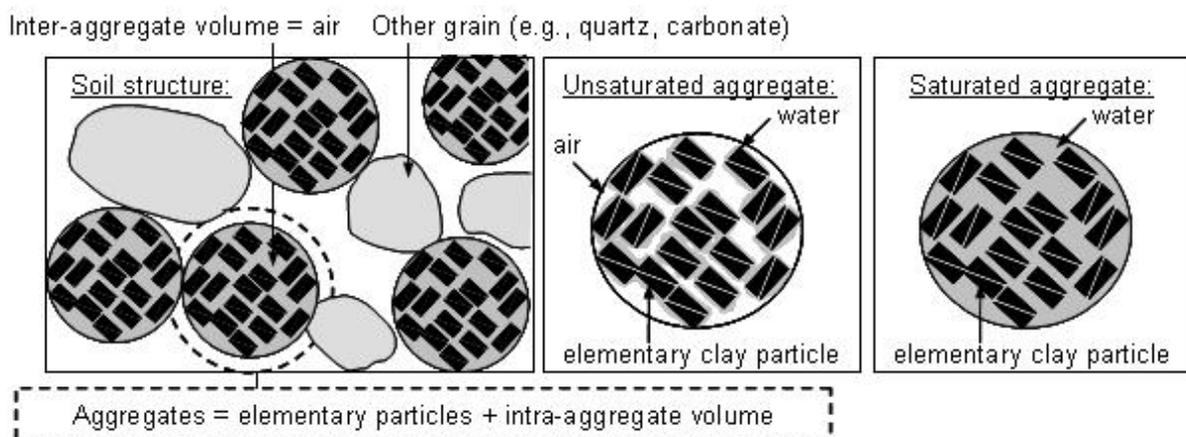


Fig. 1. Sketch of soil aggregated microfabric model.

Various authors (e.g. Friedman et al., 1998; Miyamoto et al., 2005) suggested that the distribution of water and the processes of water filling of intra-aggregate porosity influence the dielectrical properties of soil. Environmental Scanning Electron Microscopic (ESEM) observations showed that, thanks to the high intra-aggregate suction, water fills preferentially the intra-aggregate voids (i.e. the inter-aggregate volume is totally constituted by air) and free water fills the inter-aggregate voids afterwards (Fig. 2).

In further experimental investigations on unsaturated clayey soils (Saarenketo, 1998; Miyamoto et al., 2003; Mironov et al., 2004), it was observed that, at a dry state, the measured permittivity increases with an increase of volumetric water content. Above a critical water content described by Miyamoto et al. (2003) and Mironov et al. (2004), the permittivity increases more quickly as water content increases. This critical water content seems to depend on soil type and is suggested to be the maximal water content which could be contained in aggregates. Above this water content, water begins to fill inter-aggregates voids. Logsdon (2006) suggested that the water would start filling inter-aggregate voids even before the aggregates are completely saturated, which leads to a gradual change around critical water content value between the two mechanisms. The microfabric model based on electromagnetic properties is consistent for aggregated soils such as silty soils while this critical water content was not observed on soils without clay (Miyamoto et al., 2003). In terms of bound water, Saarenketo (1998) even proposed to distinguish hygroscopic water (i.e. the first monomolecular layer of water adsorbed on the surface of clay particles with a suggested permittivity around ice permittivity) and capillary water (i.e. the water controlled by surface tensional and colloidal forces which does not respond to gravity with a suggested permittivity between ice and free water value).

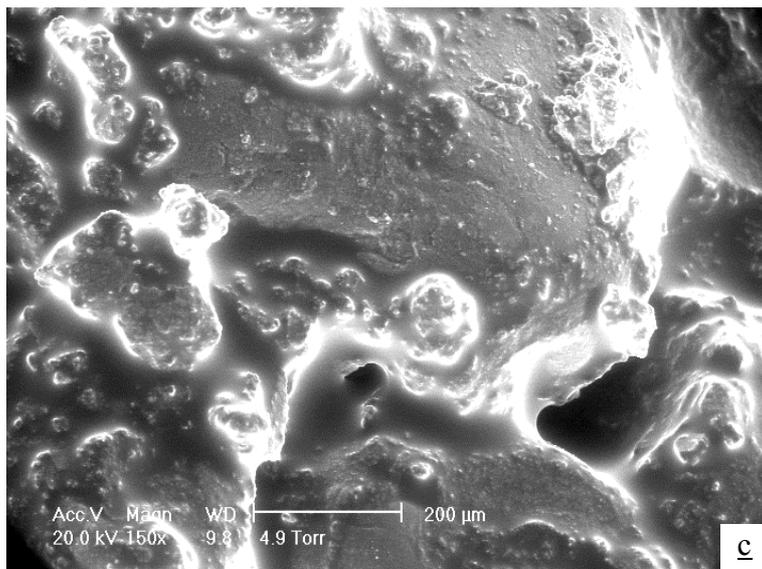
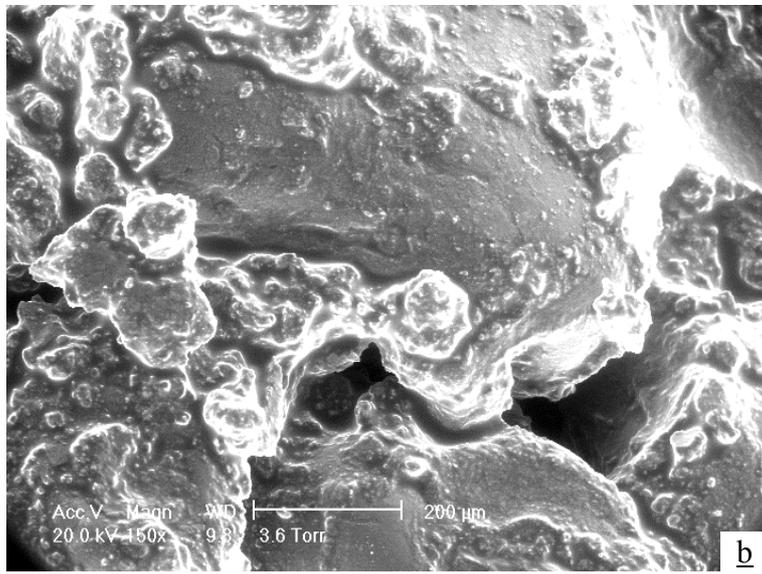
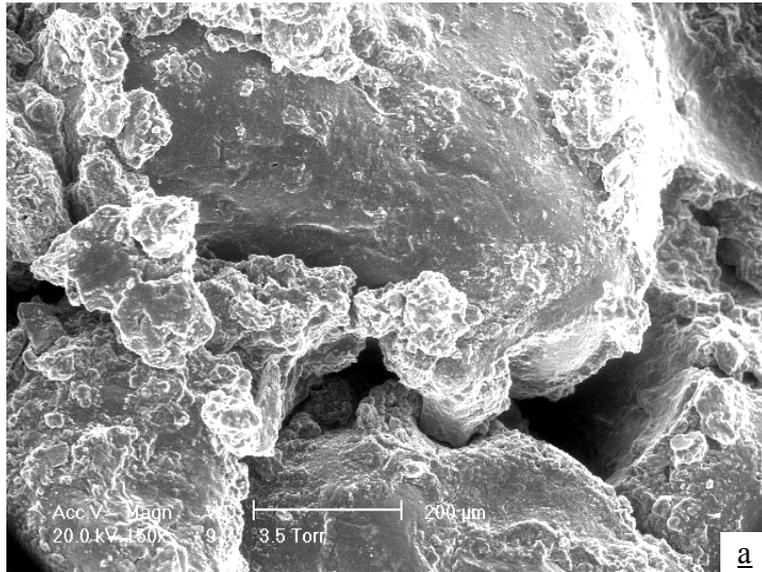


Fig. 2. ESEM observation at three different stages of wetting (a : dry, b : water enters clay aggregates, c : almost saturated) of a silty sand (after Ferber, 2005).

Existing ε - θ relationships

Many authors used different methods to model the relationship between dielectric constant and soil hydric state. These include effective medium theories (e.g. Sen et al., 1981), volumetric averaging models (e.g. Halikainein et al., 1985) and empirical relationships (e.g. Topp et al., 1980; Jacobsen and Schjonning, 1993; Perdok et al., 1996; Yu and Drnevich, 2004). The commonly used relationship between dielectric constant ε_r and volumetric water content θ of soil proposed by Topp et al. (1980) is described by an empirical third-order polynomial equation (Eq. 5).

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \varepsilon_r - 5.5 \times 10^{-4} \varepsilon_r^2 + 4.3 \times 10^{-6} \varepsilon_r^3 \quad (5)$$

Unfortunately, this empirical model did not take account all types of soil water and did not give an accurate estimation of experimental results for clayey soils (Dobson et al., 1985; Dirksen and Dasberg, 1993; Miyamoto et al., 2003; West et al., 2003).

In another hand, a further semi-empirical mixing law is also widely used to estimate the dielectric constant of a multi phase system. One commonly used semi-empirical volumetric averaging model takes the general form (Birchak et al., 1974):

$$\varepsilon_r^\alpha = \sum_i V_i \varepsilon_i^\alpha \quad (6)$$

where ε_r is the average dielectric constant, V_i is the volume fraction of a component i , ε_i is the dielectric constant of that component and α is a constant to describe the geometrical arrangement of the components.*

This model takes into account the volumetric fraction and dielectric constant of each soil component and is physically simple : when α is -1, the components lie in layers parallel to the propagation direction of the electromagnetic wave ; when α is 1, the components lie in layers perpendicular to the propagation direction of the electromagnetic wave (Chan and Knight, 1999). Generally, α ranges between 0.33 to 0.5 for soils without clay and could reach 0.65 for clays (e.g. Dobson et al., 1985; Whalley, 1993; Hiemovaara et al., 1994; Mironov et al., 2004; Van Dam et al., 2005). Dobson et al. (1985) proposed a four-component formulation for clayey soils (Eq. 7) which integrates both types of water.

$$\varepsilon_r^\alpha = V_{bw} \varepsilon_{bw}^\alpha + V_{fw} \varepsilon_{fw}^\alpha + V_s \varepsilon_s^\alpha + V_{air} \varepsilon_{air}^\alpha \quad (7)$$

This model accounts for volumetric content (V_{air} , V_s , V_{bw} and V_{fw}) and dielectric constant (ε_{air} , ε_s , ε_{bw} and ε_{fw}) of air, solid phase, bound water and free water respectively. According to literature (Dobson et al, 1985; Friedman, 1998; Or and Wraith, 1999), bound water

permittivity ranges between ice values (about 3.2) and free water value (about 81 at 20°C) depending on the clay type and content, and the distance from the surface of clay particles (Wang et al., 1980; Dobson et al., 1985; Friedman, 1998; Or and Wraith, 1999; Robinson et al., 2002). From equation 7 the dielectric constant could be easily explained as a function of soil parameters, as following:

$$\varepsilon_r^\alpha = \varepsilon_{air}^\alpha + \rho_d \left[w_{fw} (\varepsilon_{fw}^\alpha - \varepsilon_{air}^\alpha) + w_{bw} (\varepsilon_{bw}^\alpha - \varepsilon_{air}^\alpha) + \frac{1}{\rho_s} (\varepsilon_s^\alpha - \varepsilon_{air}^\alpha) \right] \quad (8)$$

where ρ_d is the dry density of soil, ρ_s is the density of particle and w is the gravimetric water content.

Materials and methods

Soil characteristics

All the tests were performed on the same natural clayey silt sampled in the Normandy region in France, and characterized by a relatively low plasticity (Table I). Its Standard Proctor optimum moisture content (OMC) is 12.4% and its dry density is 1.93 g/cm³. This soil is representative of typical low plasticity clayey soils commonly used in geotechnical applications (e.g. embankment or liner construction).

$C_{400\mu\text{m}}$ (%)	80.5
$C_{80\mu\text{m}}$ (%)	69.8
$C_{2\mu\text{m}}$ (%)	21.8
Liquid limit, w_L (%)	24
Plastic limit, w_P (%)	18
Plasticity Index, I_P	6
Methylene blue absorption value (g/100g)	2.1
Density of solid particles, ρ_s (g/cm ³)	2.7
Std Proctor optimum Water Content (%)	12.4
Std Proctor optimum Dry density (g/cm ³)	1.93
Smectites (%)	-
Illite (%)	70
Kaolinite (%)	30
Other clay minerals	-
Cation Exchange Capacity, CEC (cmol+/kg)	7.69

Table I. Geotechnical and physico-chemical characteristics of soils

Compaction procedure and specimen preparation

After sampling, the soil was air-dried, passed through a 2-mm sieve and homogenised. The soil was remoistened with tap water in order to obtain different water contents ranging from 80% to 120% of the OMC, and corresponding to geotechnical application values (see Table I). A curing period in sealed bags of 24 hours at least was observed before preparing specimens.

All specimens were directly compacted in two types of cylindrical moulds used for dielectrical measurement thanks to an adapted dynamic compaction rammer (Fig. 3). Indeed, soil was compacted in a first cylinder mould, 152 mm in diameter and 204 mm in length, for specimens used to Time Domain Reflectometry (TDR) measurements and in a second cylinder mould, 75mm in diameter and 70mm in length for specimens used for coaxial-cylindrical line measurements. This dynamic compaction rammer gives the possibility to apply various compaction energies, depending on the number of blows. Each specimen was compacted in four identical layers in order to minimize the vertical gradient of density. The standard Proctor energy can be obtained with approximately 70 blows (Fig. 3B and 3C) per layer of material. After compaction, the specimen was rigorously levelled in order to obtain a plane surface. For each water-content, different specimens were compacted with different compaction energies leading to different dry densities. Thus, the dry density ranged

approximately from 1.66 to 1.94 g.cm⁻³. At the end of the electromagnetical measurements, water content and dry density were determined by weighing the samples before and after oven-drying during 24 hours at 105°C.

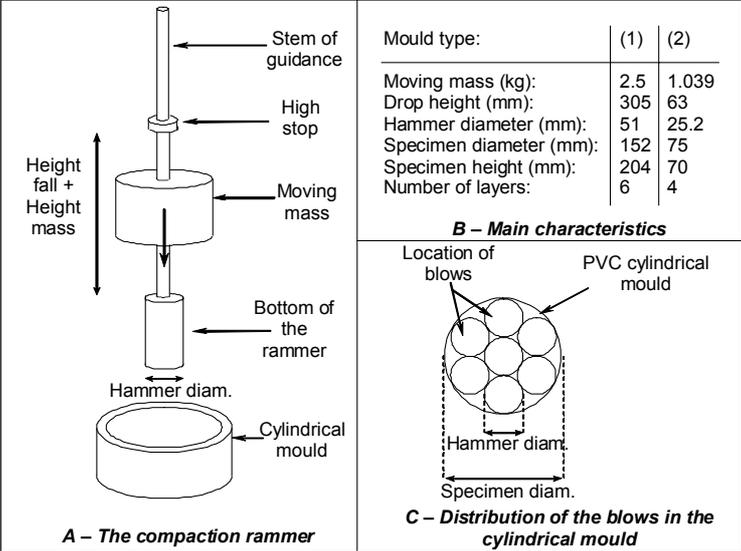


Fig. 3. Characteristics of the adapted dynamic compaction rammer.

Figures 4a and 4b show the physical state of specimens which were studied. The soil was prepared at five different gravimetric water contents ranging from 7.8% to 14.5% for the first series (TDR measurements) and at six different gravimetric water content ranging from 7.8% to 13.8% respectively for the first and the second series of specimens (coaxial-cylindrical line measurements).

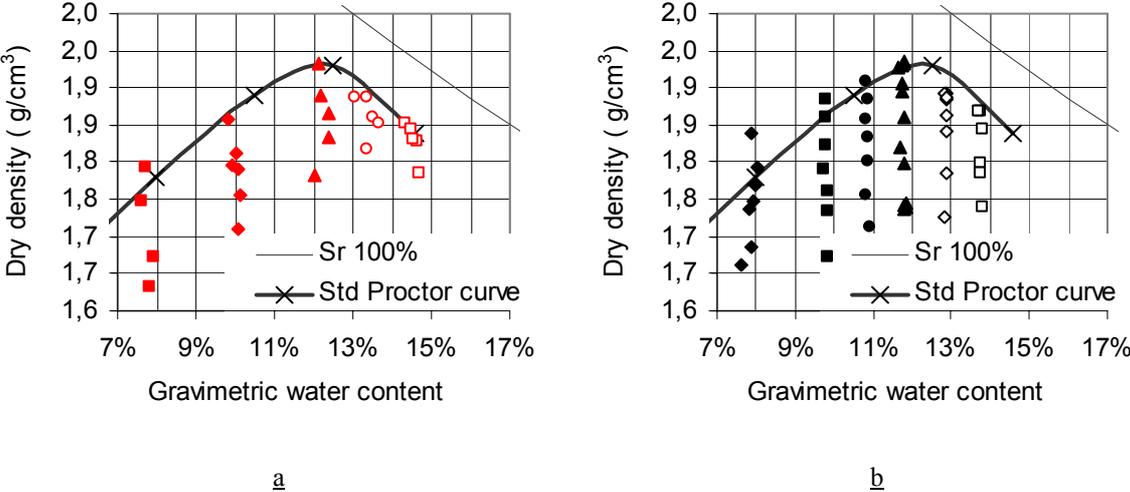


Fig. 4. Standard Proctor curve with soil specimens characteristics of the first (a) and the second (b) specimen series used respectively for TDR and coaxial-cylindrical lime measurements.

Variations of water content and density in soil specimen

The compaction procedure and specimens preparation were defined in order to reduce the moisture and density heterogeneities in the compacted soil specimens. Beck et al. (submitted) showed the vertical variations of gravimetric water content and dry density in compacted soil specimens (prepared for coaxial-cylindrical line measurements). The vertical variations of water content were obtained by sampling every centimetre in the specimen and oven-drying during 24 hours at 105°C. For all gravimetric water contents, the variation of moisture in the specimen seems to be negligible. The vertical variations of soil dry density were studied by gammadensitometer measurements. It was observed that the standard deviation of dry density in soil specimens was higher for dryer soil specimens but was acceptable in all cases. Moreover, a check of the specimen weight before and after testing showed that moisture loss was negligible.

Dielectrical permittivity measurement procedures

Various methods existing for performing dielectrical permittivity measurement in laboratory include penetrated devices such as TDR (Whalley, 1993; Heimovaara, 1994; Noborio, 2001; Gong et al., 2003; Robinson and Friedman, 2003; Yu and Drnevich, 2004) and non invasive techniques such as capacitance probe (e.g. Dérobert and Iaquina, 2005) or coaxial line (Halikainen et al., 1985; Scott and Smits, 1992; Shang et al., 1999 ; Scholte et al., 2002; West et al., 2003). In this study, two techniques were used and tested to measure the electromagnetic properties of soil specimen.

First, a TDR Trase System I (manufactured by Soilmoisture Equipment Corp.) was used in this experiment to characterize electromagnetic properties of compacted soil specimens (Fig. 5). The TDR tester is connected to a standard waveguide connector by a 50Ω coaxial cable. Two parallel rods are inserted on the top of soil specimen and fixed at the head of probe. The probe used in this experiment consists of two 150 mm stainless-steel rods separated by 50 mm. The soil specimen size was defined to reduce its geometrical shape effect on TDR measured results. In order to avoid a common cause of permittivity under-estimating which is annular air gap around the waveguide (Miyamoto et al., 2003), the rods were placed by static

loading. It is noted that the TDR measurements are carried out perpendicularly to soil layers in order to integrate the bulk density and water content variation inside of each specimen.

Thanks to this system, an electromagnetic wave is sent along a transmission line inserted in the soil and the electromagnetic wave is reflected back at the end of the transmission line. The dielectric constant is determined by measuring the velocity v of the electromagnetic wave propagating in the soil along the rods. The velocity v (m/s) of the electromagnetic wave propagating in a material is defined by:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu \varepsilon_r'}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon_r''}{\varepsilon_r'} \right)^2} + 1 \right)}} \quad (9)$$

where μ is the magnetic permeability (H/m), assuming equal to the void magnetic permeability $\mu_0 = 1.26 \times 10^{-6}$ H/m for non-magnetic soils.

However, if the loss factor of material are negligible, i.e. $\tan \delta = \frac{\varepsilon_r''}{\varepsilon_r'} \ll 1$, equation 9 could be

simplified in the following formulation:

$$v \approx \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r'}} \quad (10)$$

where c is the velocity of light ($c=3 \cdot 10^8$ m/s).

It is noted that the dielectric constant value given by the used TDR device is based on this approximation. This assumption has to be taken into account in the interpretation of data hereafter. In practice, the velocity v of the electromagnetic wave propagating was determined by the measurement of the propagating time ΔT between the beginning and the end of the transmission line inserted in soil:

$$\varepsilon_r' = \left(\frac{c \Delta T}{2L} \right)^2 \quad (11)$$

where L is the length of the transmission line (in meter). The TDR measured-value corresponds to frequencies in the low gigahertz range for this TDR system (i.e. around 1.2 GHz).

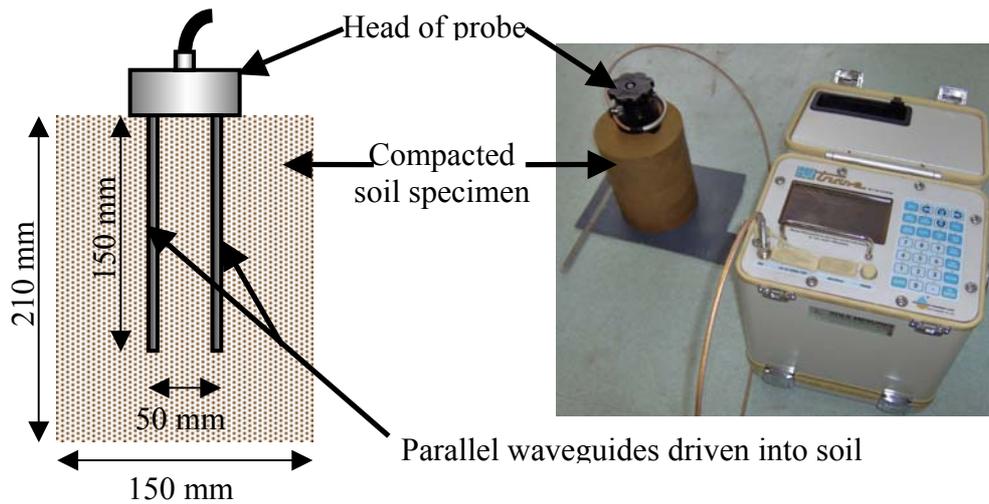


Fig. 5: TDR probe inserted in a soil compacted specimen

The second method is a cell developed by Adous et al. (2006) to characterize the dielectrical properties of bituminous materials (i.e. a material with large aggregate around 20 mm). This cell is a one-port coaxial-cylindrical transition line which is considered for the reflection coefficient measurement of civil engineering materials between frequencies of 50 MHz and 1.6 GHz. Adous et al. (2006) modelled the measured reflection coefficient as a function of the propagation equation in the coaxial-cylindrical transition line and the permittivity of the tested material. Their model enables to calculate the material complex permittivity. Basically, the experimental device consists in a vector network analyser (VNA) linked to a conical coaxial-transition zone and a coaxial line (with an inner radius of 16.1mm, outer radius of 37.5mm and length of 250mm) filled with air and Teflon and a shorted circuit cylindrical waveguide of 75mm diameter and of 70mm length (Fig. 6). The soil specimen was directly compacted in the cylindrical waveguide holder and was connected after compaction and levelling to the coaxial line. The VNA generates an electromagnetic signal in the defined frequency range and measures the reflecting signal from the soil specimen localised in the cylindrical holder. The air gap thickness between the outer conductor and material influences the measurement precision. Indeed, it was observed that the permittivity determination is very sensitive to the quality of the soil surface levelling. The VNA and the coaxial/cylindrical transition line are calibrated by placing a calibration kit of three materials (i.e. a metallic short disc and two cylindrical sample holders filled, respectively, with air and Teflon) at the coaxial line termination. The most advantage of the used coaxial/cylindrical line device is the adaptation simplicity of the soil specimen compaction procedure which leads to low density variations, and no air gap.

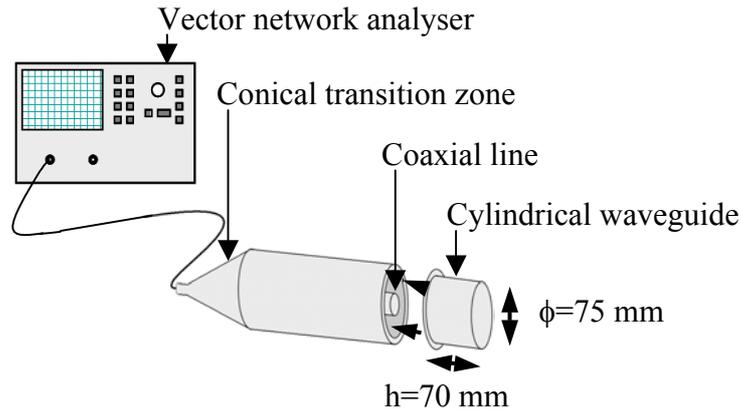


Fig. 6: Coaxial-cylindrical transition line with a sample of compacted soil in the cylindrical specimen holder (i.e. cylindrical waveguide).

Temperature effect on measured permittivity

According to various authors (e.g. Topp et al., 1980; Gong et al., 2003), the temperature variation has no significant effect on dielectric constant for a wet clayed soil in the temperature range of 0°C to 30°C. However, some authors suggested that the dependence of dielectric constant of soil solids and air on temperature variations are negligible but the dielectric constant of pore water could be influenced by temperature (Pepin et al., 1995; Wraith and Or, 1999). Indeed, Wraith and Or (1999) showed that the influence of temperature on dielectric constant of wet soil is relatively low at low water content but could be significant at high water content. Moreover, measurements tools, and consequently measured dielectric constant value, could be sensitive to temperature (Colpitts, 1993). In order to avoid a possible variation of temperature effect on measured dielectric constant values, all measurements were performed in a stabilized temperature room of $20 \pm 0.5^\circ\text{C}$ and the temperature had to be monitored.

Experimental results

Figures 7a and 7b present the measured results from the coaxial-cylindrical cell for five soil specimens at different water contents. These graphs show the dielectric constant and the loss factor, respectively, as functions of the frequency. The dielectric constant and the loss factor are independent from frequency except at the lowest frequencies measured ($f < \sim 250$

MHz). A slightly decrease of dielectric constant occurs when frequency increases in the frequency range between 50 MHz to 250 MHz (Fig. 7a). Above ~250 MHz, the dielectric constant reaches a constant value. In spite of its moderate clay fraction and its low active clay type, this dielectric material presents a high loss in the range of frequency from 50 MHz to 850 MHz (Fig. 7b). The figure 7b shows that the loss factor presents high values (e.g. $\epsilon_r'' \geq 20$ at $w=24.2\%$) in the low-frequency range ($f < \sim 250$ MHz). The loss factor decreases significantly from 50 MHz to 250 MHz and above 250 MHz, decreases slightly and reach a constant value (e.g. around $\epsilon_r'' = 5$ at $w=24.2\%$). This frequency dependence of complex permittivity in the low- and high-frequency range is consistent with previous works reported in the literature for wet fine-grained soils (Peplinski et al., 1995; Shang et al., 1999; West et al., 2003; Kelleners et al., 2005).

In this study, conversion of scattering parameter to permittivity is obtained thanks to only the first superior order mode in the reflection measurement (Adous et al., 2006). The cutting frequency f_c of the first superior order mode is given by:

$$f_c = \frac{c}{(a+b)\pi\sqrt{\epsilon_r'}} \quad (12)$$

where c is the speed of light ($3 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$), a and b the inner and outer radius of the coaxial-cylindrical line (here, $a=15.1 \text{ mm}$ and $b=37.5 \text{ mm}$), respectively, and ϵ_r is the dielectric constant of investigated soil. It is known that while the dielectric constant increases with an increase of water content, the cutting frequency decreases when water content increases. For example, for $\epsilon_r' = 9$ and $\epsilon_r' = 17$, the cutting frequency is 845 MHz and 615 MHz, respectively.

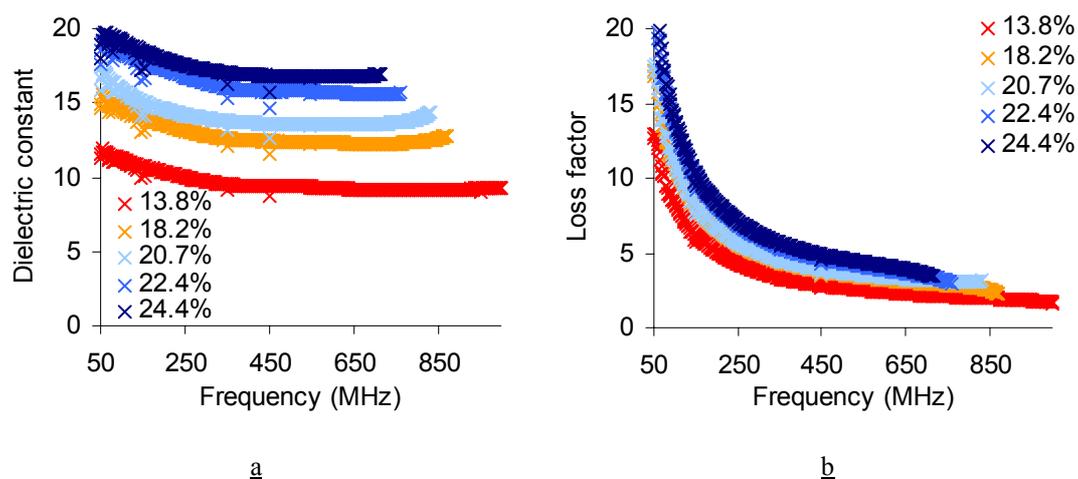


Fig. 7: Comparison of dielectric constant (a) and of loss factor (b) of the silty soil versus frequency for five volumetric water contents (measured by coaxial-cylindrical cell)

Although it is presented high values at 500 MHz, the loss factor is assumed to be negligible because $\tan\delta$ of this soil ranges from around 0.29 to 0.27 at volumetric water content respectively from 13.8% to 24.4% (i.e. $\tan\delta \ll 1$). Moreover, since the dielectric constant seems to reach a constant value in the frequency range from approximately 250 MHz to 1 GHz, it is assumed that the dielectric constant values measured at 500 MHz with the coaxial-cylindrical line could be compared to the values measured with the TDR probe (which used a frequency around 1 GHz).

The measured dielectric constant is plotted against the volumetric water content of the studied soil in figure 8. The commonly used relationship from Topp et al. (1980), expressed by equation 5, is plotted as a reference. Figure 8 shows that, from both measuring methods (i.e. coaxial-cylindrical line and TDR), the dielectric constant increases when volumetric water content increases and follows the same trend. It is observed that the dispersion of dielectric constant increases with water content, which suggests that the volume of soil water dominates the dielectric constant. Moreover, the dispersion is lower for TDR measurements than for coaxial-cylindrical line ones. However, different populations of data can be distinguished in this graph, corresponding to the different gravimetric water contents: a specific trend characterizes each gravimetric water content. In the other hand, this representation of data does not discriminate the most interesting geotechnical parameters: indeed, the volumetric water content θ integrates both gravimetric water content w and dry density ρ_d (Eq. 1).

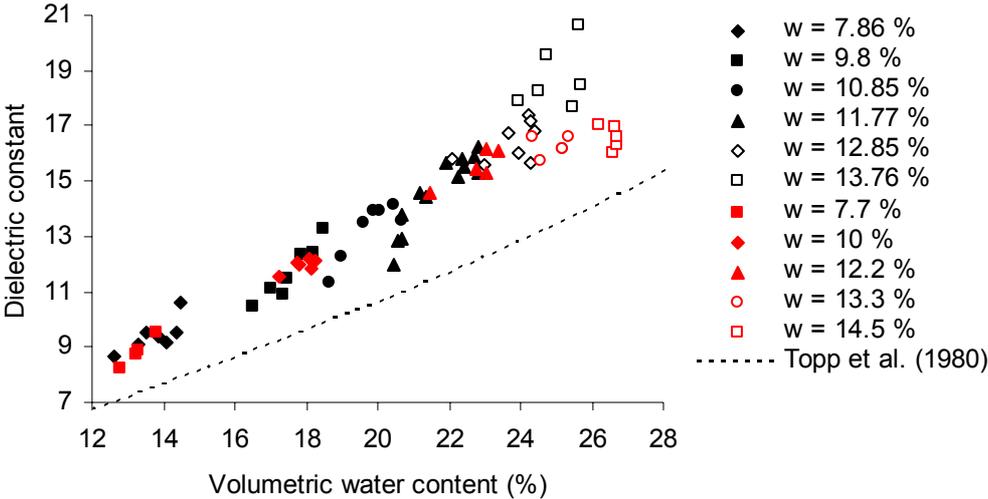


Fig. 8. Influence of volumetric water content on dielectric constant at different gravimetric water content w for compacted soil specimens (coaxial-cylindrical line measurements at 500MHz in black and TDR measurements in red).

Consequently, on the basis of equation 8 (with $\alpha=0.5$), the square root of dielectric constant from TDR probes (Fig. 9a) and from coaxial-cylindrical line (Fig. 9b) measurements is plotted versus dry density at each gravimetric water content. It is observed that the square root of dielectric constant globally increases with an increase of dry density for each gravimetric water content. For each measuring method, the relationship between the square root of dielectric constant and dry density seems to be linear for each gravimetric water content and the origin ordinate of these linear trends globally increases with increasing water content. Two groups of trends are separated by a water content around 12.5%: below $w=12.5\%$, the square root of dielectric constant increases significantly with dry density for each water content and, above $w=12.5\%$, the data seems to be significantly dispersive around the linear trend, which slope is close to zero (Fig. 9b) or negative (Fig. 9a).

Above a given water content (i.e. $w\sim 12.5\%$), the dispersion of data increases significantly and the slope of the linear trends seems to remain constant.

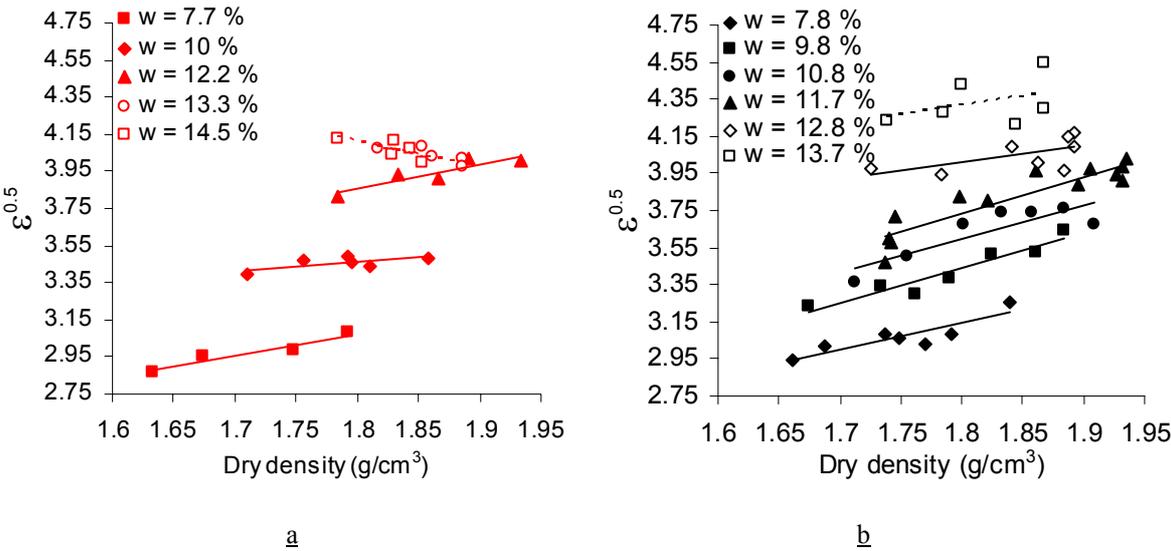


Fig. 9. Influence of dry density on dielectric constant at different gravimetric water content w for compacted soil specimens from TDR (a) and coaxial-cylindrical line (b) measurements.

Thanks to the linear regression equations of each water content trend in the studied range of density from figures 9a and 9b, the influence of gravimetric water content on dielectric constant can be determined for constant dry densities (Fig. 10). As expected, the square root of dielectric constant increases with an increase of gravimetric water content at a constant dry density. In figure 10b, it is observed that, at a constant dry density, the dielectric constant moderately increases with gravimetric water content to a water content of around 12.5% where a change of the trend is observed, with a significant increase of the slope. This bimodal trend is in accordance with published results from Miyamoto et al. (2003) and Mironov et al.

(2004). On the contrary, the slope decreases beyond the critical water content of 12.5 % for TDR measurements.

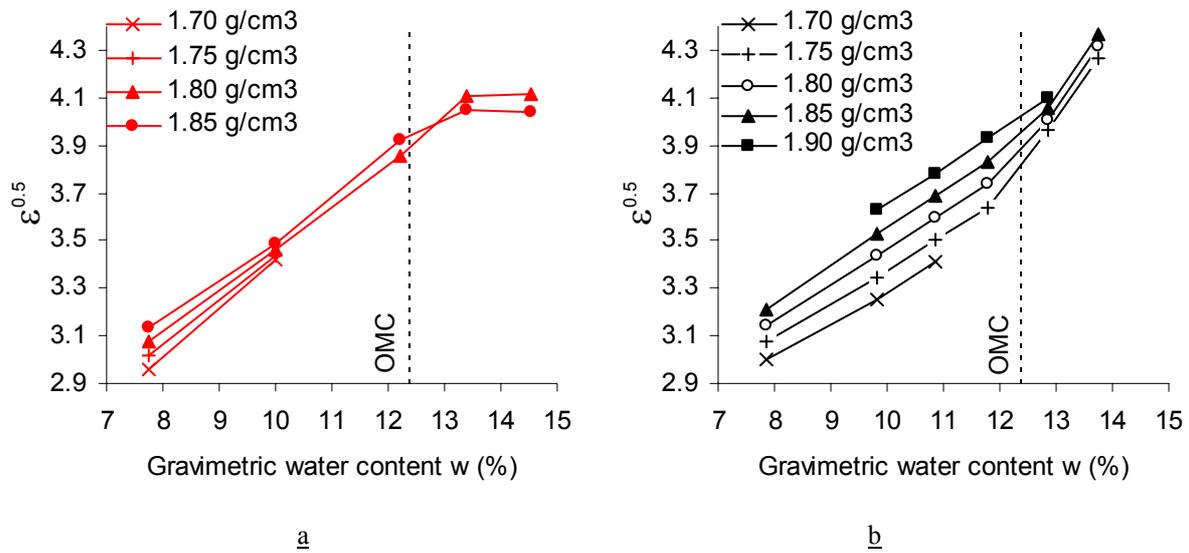


Fig. 10. Influence of gravimetric water content on dielectric constant at different dry density for silt according to calculated value from figure 7 linear regression equations for TDR probe (a) and coaxial-cylindrical line (b), respectively.

Discussions

The experimental results presented in this paper show that gravimetric content and dry density have a specific influence on the dielectric constant:

- at a given water content, the square root of the dielectric constant clearly increases linearly with the dry density (Fig. 9). Moreover, it is observed that the origin ordinate of this relationship increases with the water content, whereas the evolution of the slope does not seem to follow any clear rule. However, a major change occurs beyond a critical water content, noted w_c , illustrated by a null or negative slope. This change is observed for both measurement methods (TDR or coaxial-cylindrical line);
- at a given dry density, the square root of the dielectric constant increases linearly with water content, for water content lower than the critical water content w_c (Fig. 10). Beyond this value, the influence of the water content changes but two different behaviours are observed, depending on the measurement method: with TDR, the dielectric constant tends to remain approximately constant, whereas with the coaxial-

cylindrical line, the square root of the dielectric constant still increases with the water content and the slope of this trend increases.

It can be noted that similar results are obtained by the two different methods, which means that these trends reveal a fundamental feature of the electro-magnetic response of the soil. The fact that the dielectric constant increases with the dry density and/or with the water content can be explained by the water volumetric proportion increase: since the dielectric constant of water is very large compared to the dielectric constant of the other constituents, the global dielectric constant of the soil increases when the proportion of water increases (Eq. 6), either by a dry density increase or by a water content increase. But the main point in this behaviour is the change of behaviour at the critical water content, which is close to the optimum moisture content, and the origin of this phenomenon has to be discussed.

For this discussion, the experimental data were compared to the dielectrical volumetric mixing model described by equation 8 with (Fig. 11a and 11b), taking into account two types of water: a “bound water” and a “free water”. For low water contents, all the water would be absorbed in the clayey aggregates and is supposed to be bound water. When water content increases, the aggregates get saturated and the water fills the inter-aggregate pores. The water in inter-aggregate pores is supposed to be free water, since it is only submitted to the gravitational or the capillary forces. In other words, if the water content is lower than a critical water content, the water is considered as bound water (if $w \leq w_c$ then $w = w_{bw}$ and $w_{fw} = 0$). Beyond this critical water content, the water is considered as free water (if $w > w_c$ then $w_{bw} = w_c$ and $w_{fw} = w - w_c$). The specific density of the solid phase ($\rho_s = 2.7 \text{g.cm}^{-3}$) and traditional values of air and free water ($\epsilon_{fw} = 81$ and $\epsilon_a = 1$) are used in the equation. The dielectric constant of the solid phase ϵ_s was determined by measuring the dielectric constant of dry soils specimens ϵ_d using the coaxial-cylindrical line (i.e. the soil was over-dried at 105°C during 48 hours). In this case, the equation 7 could be simplified in this case as following:

$$\epsilon_d^\alpha = V_s \epsilon_s^\alpha + V_{air} \epsilon_{air}^\alpha \quad (13)$$

According to equation 13, thanks to the volume and the dry mass of soil specimen, the dielectric constant of solid phase ϵ_s can be calculated with the following formulation:

$$\epsilon_s = \left(1 + \frac{\rho_s}{\rho_d} (\epsilon_d^\alpha - 1) \right)^{\frac{1}{\alpha}} \quad (14)$$

The results of measurements from four dry samples led to a dielectric constant of the solid phase of 5.4. Finally, the dielectric constant of bound water ϵ_{bw} , which can not be directly determined, was used as a fitting parameter.

The results of these simulations are plotted with experimental data from TDR device (Fig. 11a) and from coaxial-cylindrical line (Fig. 11b), using a dielectric constant of the bound water (ϵ_{bw}) of 56 and $\alpha = 0.55$. However, it can be noted that other couples of parameters gave a reasonably good fit, for example with as $\epsilon_{bw} = 38$ and $\alpha = 0.59$.

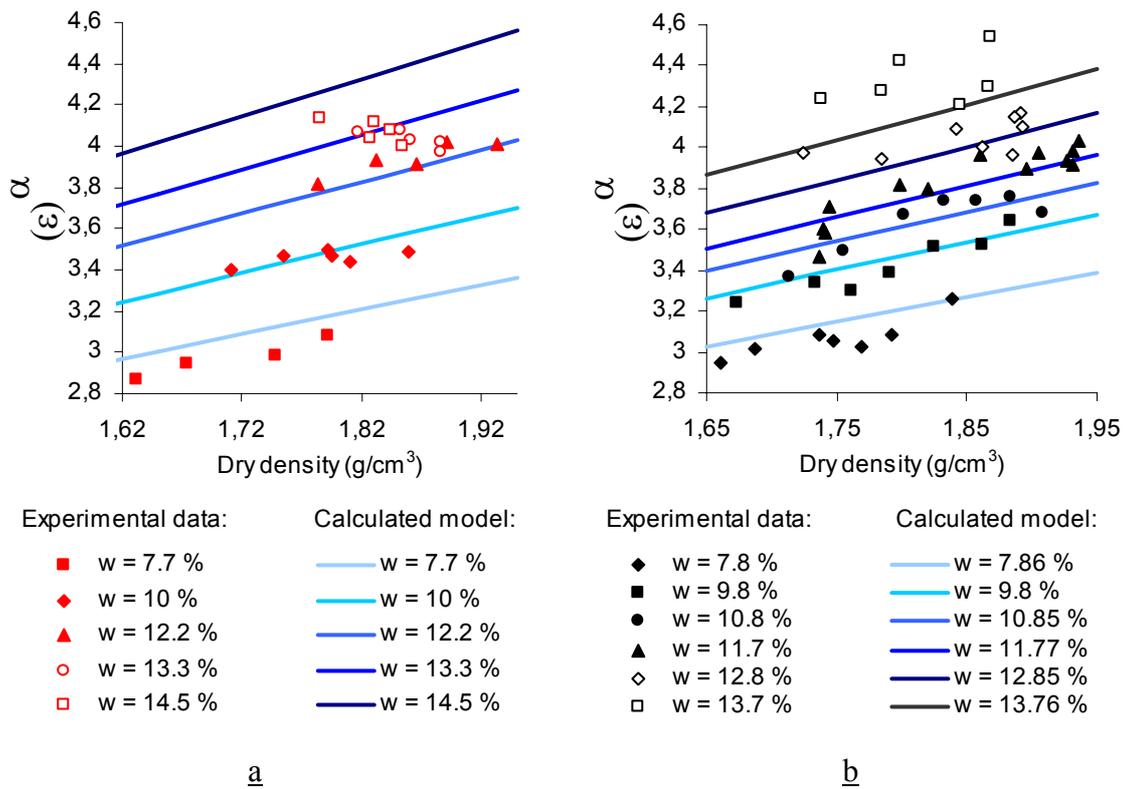


Fig. 11: Comparison of the 3 phases dielectric mixing model from equation 8 with experimental results from TDR (a) and coaxial-cylindrical line (b).

For this silty soil, the dielectric mixing model matches quite well with the experimental data below $w=12.5\%$. It can be seen that calculated dielectric constant increases with dry density and of water content, as observed in the experimental results.

Above $w=12.5\%$, the model suggests that the slope of the trend should increase with water content which is absolutely not the trend of the experimental results. Moreover, this model underestimates the soil dielectric constant at higher water content.

In other words, the model is able to simulate the trends at low water contents, but when the water content reaches high values with a probable large quantity of free water in the

inter-aggregate pores, it seems that the electro-magnetic behaviour of the soil is controlled by a phenomenon which can not be described by a simple volumetric model. Moreover, it can be noted that the high value of the fitting parameter, which is the dielectric constant of the bound water, suggests that the so-called “bound water” is more probably a mixture of bound water and free water. This is consistent with the nature of the tested soil, which aggregates are probably themselves a mixture of low activity clay particles and silty particles. Consequently, only a small fraction of the so-called “bound water” is probably really adsorbed on clay particles which modify its dielectrical properties.

Geotechnical interest

According to the accuracy of dielectrical measurements showed in figures 9 and 10 for a silty soil, both geotechnical parameters, i.e. gravimetric water content and dry density, could be determined at an hydric state below w_c (i.e. $\sim 12.5\%$). Above w_c , the used methods did not determine precisely the soil dielectric constant value. However, a bimodal trend, separated by w_c , is clearly observed between the square root of dielectric constant and gravimetric water content at constant dry density and could permit to determine well w_c .

From a geotechnical point of view, it is interesting to note that the change of trend at critical water content is closed to the Standard Optimum Moisture Content (OMC) of the soil (Fig. 10). This observation leads to a great geotechnical interest: at a given dry density, dielectrical measurements could be used to evaluate indirectly the OMC during soil remoistening, during earthworks construction for example. The assumption where w_c is assimilated to OMC should be verified on other soils.

Conclusions

The dielectrical permittivity of a silty soil was measured in laboratory with two devices, a TDR probe and a coaxial-cylindrical line, in order to evaluate the interest of electromagnetical methods for water content and dry density determination for geotechnical applications.

The size and compaction procedure of soil specimens were adapted to both electromagnetical devices in order to improve homogeneity of soil specimens and also the accuracy of experimental results.

The results of the dielectrical permittivity measurement given by the two methods were consistent and confirm previous works results. The dielectric constant was correlated with both key parameters in geotechnics, i.e. gravimetric water content and dry density, within ranges of moisture and dry density which are typical of earthworks applications.

It is observed that the square root of dielectric constant increases linearly with an increase of dry density at constant water content, and increases in two regimes with an increase of water content at constant dry density. A critical water content value, close to the Standard Optimum Moisture Content of the soil, separates these two regimes.

A four-components dielectric mixing model, which integrates a bound water phase and a free water phase, was compared to measured data, which showed a good agreement with the resulting dielectric measurements below the critical water content. However, this model does not seem to be appropriate for the simulation of permittivity above a critical water content, which suggests that the electromagnetic behaviour of the soil in this state of moisture is not only governed by volumetric laws.

From a practical point of view, these results show that the commonly used relationship between permittivity and volumetric water content (Topp et al. 1980) does not reflect the real coupled influence of water content and dry density (Fig. 8) which is not only a consequence of the relationship between volumetric water content and these two parameters. Consequently, it means that the rigorous monitoring or the in situ determination of water content thanks to dielectric constant measurements would require another method enabling the monitoring or the determination of dry density.

This study would need to be performed on other kinds of soils, from sandy to clayey soils, in order to know if the trends observed with this silty soil are general trends. In particular, it would be interesting to see whether the critical water content is systematically observed and if this value is systematically close to the optimum moisture content, which would be an important practical result. Moreover, an application of this approach on a real-scale site would have to be carried out.

III. Discussions complémentaires

III.1 Dépendance fréquentielle

La dépendance fréquentielle de la permittivité diélectrique du sol (fig. 7) présente deux tendances distinctes : pour des fréquences inférieures à 250 MHz environ, de fortes valeurs à la fois de la constante diélectrique ϵ_r' et du facteur de perte ϵ_r'' sont mesurées alors que pour des fréquences supérieures à 250 MHz, la constante diélectrique semble tendre vers une valeur constante et le facteur de perte décroît légèrement lorsque la fréquence augmente.

La signification des fortes valeurs de constante diélectrique et de facteur de perte observées à des fréquences comprises entre 50 MHz et 250 MHz peuvent être attribuées à la conduction et à la polarisation de l'eau adsorbée à la surface des particules argileuses et la dépendance fréquentielle observée pourrait être due aux différents phénomènes de polarisation présents dans le sol. A plus fortes fréquences (au-dessus de 250 MHz), les ions de l'eau adsorbée à la surface des particules argileuses n'arrivent plus à suivre les variations du champ alternatif électrique induit : la polarisation et la conduction à travers l'eau libre et la phase solide commencent à prédominer (Shang et al., 1999). Plusieurs auteurs (Peplinski et al., 1995 ; Shang et al., 1999) estiment que la valeur de constante diélectrique doit être déterminée à partir des mesures diélectriques effectuées dans la gamme fréquentielle où la constante diélectrique semble indépendante de la fréquence (dans le cas de notre étude, entre 250 MHz et 1 GHz).

III.2 Vérification de l'approximation de la vitesse d'onde

Afin de vérifier la pertinence de la comparaison entre les deux méthodes de mesures, l'erreur due à l'approximation faite par l'appareil TDR sur la détermination de la permittivité a été étudiée. En effet, la constante diélectrique obtenue par la mesure avec la sonde TDR néglige la partie imaginaire de la permittivité (i.e. le facteur de perte) (éq. 10) alors que par la mesure avec la cellule coaxiale à transition cylindrique, ce facteur de perte est pris en compte (éq. 9). Dans cette étude, l'argile contenue dans le sol entraîne de fortes valeurs de ϵ_r'' (fig. 7b). A partir de la mesure de la constante diélectrique par TDR, des pertes diélectriques obtenues par la sonde coaxiale à transition cylindrique et des équations 9 et 10, l'erreur sur la constante

diélectrique entre chacune des deux méthodes est estimée. La procédure de mesure TDR semble légèrement sous-estimer la constante diélectrique du sol, en comparaison à la procédure de la cellule coaxiale à transition cylindrique. En effet, l'erreur calculée varie entre 2,15% et 1,94% lorsque la teneur en eau volumique des échantillons de sol varie respectivement entre 13,8% et 24,4%. Cette erreur semble donc négligeable : la comparaison des permittivités obtenues avec les deux outils de mesure est alors possible pour le sol étudié.

IV. Conclusion du chapitre

Afin d'évaluer la capacité et la sensibilité de la mesure de permittivité diélectrique à déterminer l'état hydrique et celui de compactage d'un sol fin en géotechnique, des échantillons de sols compactés à différents états ont été caractérisés. Cette étude expérimentale a été menée avec une sonde TDR de surface et une cellule de mesure à transition entre une ligne coaxiale et un guide cylindrique sur des échantillons de sol remanié à différentes teneurs en eau et à différentes masses volumiques.

Un protocole rigoureux de mise en œuvre des échantillons a été adapté à chaque outil de mesure afin de réduire les variations hydriques et de masse volumique du matériau au sein d'un même échantillon.

Les résultats obtenus permettent de distinguer l'influence de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche sur la mesure de permittivité. Lorsque la masse volumique sèche augmente, à teneur en eau constante, la racine carrée de la permittivité augmente linéairement. De plus, une augmentation de la teneur en eau massique entraîne une augmentation de la racine carrée de la permittivité selon deux phases séparées par une teneur en eau critique, proche de la valeur de l'optimum Proctor de ce sol. L'augmentation de la racine carrée liée à l'augmentation de la teneur en eau est plus importante au-dessus de cette teneur en eau critique qu'en dessous.

Une comparaison entre les données expérimentales et un modèle diélectrique de mélange volumique à quatre phases intégrant la masse volumique sèche et la teneur en eau a permis de valider l'utilisation du modèle seulement pour des teneurs en eau inférieures à la teneur en eau critique mais aussi de différencier deux comportements diélectriques du sol séparés par la teneur en eau critique.

Une relation entre les données diélectriques mesurées et un modèle de microstructure d'un sol constitué d'agrégats argileux a été établie.

Ce modèle de sol argileux est basé sur la distribution des particules d'argiles en agrégats et sur le processus de remplissage des vides intra- et inter-agrégats. Il est supposé dans ce modèle qu'en dessous de la teneur en eau critique, toute l'eau est contenue dans les vides intra-agrégats alors qu'au-dessus de la teneur en eau critique, l'eau commence à remplir les vides inter-agrégats par de l'eau libre. Cette eau inter-agrégats doit certainement réduire le potentiel de compactage du sol et entraîner un changement significatif de permittivité lorsque la masse volumique sèche augmente.

Comme le suggère le modèle diélectrique de mélange volumique utilisé, les variations de la permittivité d'un sol semblent dépendre principalement de la valeur de permittivité et de la fraction volumique de chaque constituant.

Il est intéressant de noter que les comportements électriques en courant continu et électromagnétiques ont été interprétés avec le même modèle de microstructure de sol à agrégats.

Les résultats expérimentaux de ces deux derniers chapitres permettent de suggérer qu'il serait possible de déterminer la teneur en eau massique et la masse volumique sèche du sol par la mesure combinée de la résistivité électrique et de la permittivité diélectrique. De plus, il serait intéressant d'étudier la précision de chacune des méthodes de mesures géophysiques conventionnelles in-situ pour la détermination de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche et d'utiliser les relations définies en laboratoire aux mesures de terrain.

CHAPITRE VII :

CARACTÉRISATION EN CONDITIONS RÉELLES

ET DISCUSSION

I. Introduction

L'objectif de cette thèse est d'étudier la possibilité de déterminer, de façon précise et si possible non destructive, l'état hydrique et la compacité d'un sol limoneux en géotechnique. Il est important de souligner que la connaissance de la teneur en eau massique w et de la masse volumique sèche ρ_d du sol est nécessaire pour évaluer la durabilité et la stabilité des ouvrages en terre et d'aider à la réalisation de chantiers dans le domaine des terrassements.

Il a été montré, dans les chapitres précédents, que les mesures de la résistivité électrique ρ_e et de la constante diélectrique ϵ_r sont sensibles aux variations d'humidité du sol et de densité observées en géotechnique. Une première phase de cette étude consiste en effet à étudier, sur des échantillons de sol limoneux reconstitués en laboratoire, l'influence des propriétés hydriques et de l'état des sols sur la résistivité électrique (chapitre V) et la permittivité diélectrique (chapitre VI). Il en résulte que la mesure combinée de ces paramètres physiques (i.e. ρ_e et ϵ_r) pourrait permettre de déterminer à la fois la teneur en eau massique et la masse volumique d'un sol, sur un volume de sol voulu et de manière non-destructive.

La seconde phase des travaux est d'étudier, de valider ou d'établir ces mêmes relations à partir de mesures combinées en électrique et en électromagnétique sur le même limon mais sur site expérimental en conditions quasi-réelles. Le début de cette seconde phase correspond à la conception et à la mise en œuvre, de façon maîtrisée, de plusieurs sites expérimentaux, appelés planches d'essai, à différents degrés de compactage et à différentes teneurs en eau massiques. Ces planches d'essai sont ensuite contrôlées et auscultées par des méthodes

géotechniques de mesures in-situ et par des méthodes géophysiques conventionnelles (Tomographie de résistivité électrique, EM38, TDR et radar géologique).

Une comparaison entre les mesures en laboratoire et les mesures in-situ, prenant en compte les différences d'échelle et les conditions de mise en place, est effectuée et permet d'évaluer l'applicabilité de mesures géophysiques combinées pour la détermination de l'état hydrique et de l'état de compactage d'un sol limoneux.

La première partie du chapitre abordera la mise en œuvre de trois planches d'essai, chacune à une teneur en eau donnée mais présentant trois zones distinctes par leur niveau de compactage, le protocole de mesure et les résultats obtenus. Une discussion permettra de poser quelques questions d'applicabilité de ces méthodes et des questions sur l'estimation de l'homogénéité du matériau. Quelques essais en laboratoire seront ensuite présentés afin d'expliquer en partie des anomalies de résistivité observées sur site.

Dans un deuxième temps, une quatrième planche d'essai, élaborée après le retour d'expérience des trois premières, est présentée, décrivant la mise en œuvre du site, la réalisation des mesures et l'analyse des résultats. Enfin, une discussion est proposée afin d'appliquer sur site à terme les lois obtenues en laboratoire.

II. Présentation du site expérimental

II.1 Préparation du matériau

Le matériau utilisé pour la mise en place du site expérimental en conditions quasi-réelles est le même sol que celui qui a été caractérisé en laboratoire (chapitres V et VI), à la différence que le matériau des échantillons avait été préalablement tamisé à 2 mm. Il s'agit d'un limon naturel provenant de la même carrière de Normandie, faiblement argileux (15% de la fraction $<2 \mu\text{m}$) et de classe A1 selon la norme NFP11-300. La description géotechnique du matériau est présentée dans le chapitre IV.

Le matériau, en quantité suffisante pour les expérimentations décrites par la suite, a été stocké sous hangar aéré permettant de le sécher et d'empêcher les précipitations météorologiques de l'humidifier. Il a été déposé sur une couche de 1,0 m d'épaisseur sur une surface d'environ 150 m². Des opérations de malaxage du matériau sur toute sa hauteur ont été effectuées par des engins de chantier (fig. 7.1) afin d'homogénéiser le matériau en terme d'état hydrique (i.e. la surface sèche plus vite qu'en profondeur). Ces opérations successives

de malaxage et de séchage à l'air libre ont aussi permis de faire diminuer la teneur en eau moyenne du sol afin d'atteindre une teneur en eau voulue pour la réalisation de chaque planche d'essai.



Figure 7.1 : Malaxage du matériau avec deux types de « rotavateur ».



Figure 7.2 : Vue de la fosse d'essai décamétrique vide reposant sur le terrain naturel.



Figure 7.3 : Réalisation de la tranchée dans l'encaissant.



Figure 7.4 : Mise en œuvre d'une couche de limon (à gauche) et compacteur utilisé (à droite).

II.2 Mise en œuvre des planches d'essai

Le Centre d'Expérimentation Routière de Rouen dispose de fosses d'essai décamétriques (fig. 7.2). Les bords de ces fosses sont en béton armé et le fond de fosse repose sur le terrain naturel du site (i.e. un limon sableux à silex). L'une d'entre elles, de 8 x 25 mètres et de 1,8 m de profondeur, a été remplie par un sable compacté à son optimum de compactage (de type B2, selon la norme NFP11-300). Une tranchée de 1 m de profondeur et de 2,5 m de largeur a été effectuée dans la longueur de la fosse afin de pouvoir ensuite y monter les planches d'essais, en considérant le sable B2 comme le matériau encaissant (fig. 7.3). Dans cette excavation, le limon a été placé puis compacté en trois couches successives (épaisseur totale compactée d'environ 1 m) avec un compacteur monocylindre de 2,18 m de large (i.e. compacteur de type VM4) afin de limiter le gradient de densité en fonction de la profondeur du plot et d'obtenir un matériau le plus homogène et isotrope possible (fig. 7.4). Dans cette étude, six étapes de réalisation d'une planche sont considérées comme l'indique la figure 7.5.

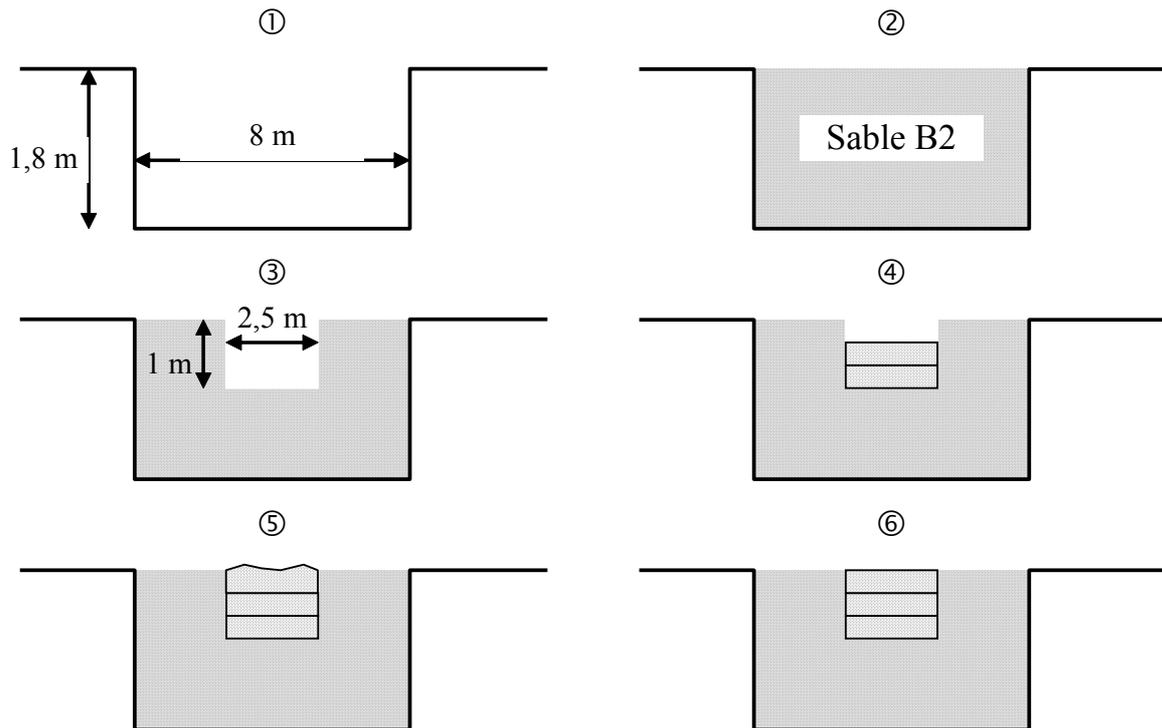


Figure 7.5 : Phases de réalisation des planches. Profils en travers.

① : Fosse vide dont le fond est le terrain naturel dont les bords sont en béton.

② : Fosse remplie du matériau encaissant.

③ : Excavation de la tranchée dans l'encaissant.

④ : Réalisation des 2 premières couches de limon compacté.

⑤ : Réalisation de la troisième et dernière couche de limon.

⑥ : Fin de réalisation de la planche d'essai avec obtention d'une plateforme finale.

L'objectif de cette expérimentation est d'étudier l'effet de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique sur les observables géophysiques. Dans cette optique, trois planches de limon A1, chacune à une teneur en eau différente ($0,8w_{OPN}$; w_{OPN} ; $1,2w_{OPN}$), ont été mises en place successivement. Chaque planche comporte trois plots dont l'énergie de compactage varie entre chaque plot afin de couvrir des valeurs de masse volumique différentes comme l'indique la figure 7.6. Le plan d'expérience comprend donc 9 modalités : 3 valeurs de ρ_d x 3 valeurs de w . Les valeurs des paramètres de chaque plot ont été choisies selon la gamme de teneurs en eau massiques et de masses volumiques sèches pouvant être rencontrées en géotechnique.

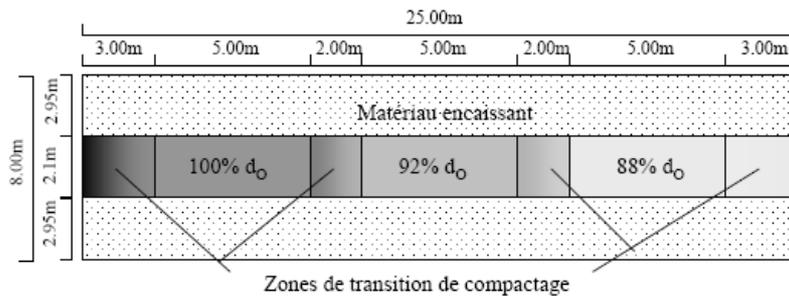


Figure 7.6 : Vue de dessus d'une des planches d'essai constituée de trois plots à teneur en eau massique identique mais à énergie de compactage différente (d_o , densité optimum du matériau compacté).

On distingue deux types d'interventions (i.e. mesures géotechniques de contrôle et mesures géophysiques) sur les planches :

- le suivi de l'augmentation de la masse volumique sèche du matériau, pour trois teneurs en eau fixes, par mesures dites « ponctuelles » ;
- les relevés de variations spatiales en teneur en eau et en masse volumique, après la réalisation de chaque planche, correspondant à des profils de mesures.

II.3 Mesures de contrôle des planches

Des mesures de contrôle ponctuelles de l'état hydrique, de l'état de compactage et de la température des planches ont été réalisées pendant et après la mise en place des planches. Ces mesures avaient pour but de vérifier l'homogénéité de l'état hydrique et de l'état de compactage des planches, mais aussi de relier les mesures géophysiques aux variables mesurées au niveau des points de contrôle. Ainsi, quatre observables ont été mesurées sur les planches : l'épaisseur de chaque couche point par point, la température de l'air et du matériau ainsi que la teneur en eau et la masse volumique du limon. Les points de mesure ont été replacés sur la figure 7.7.

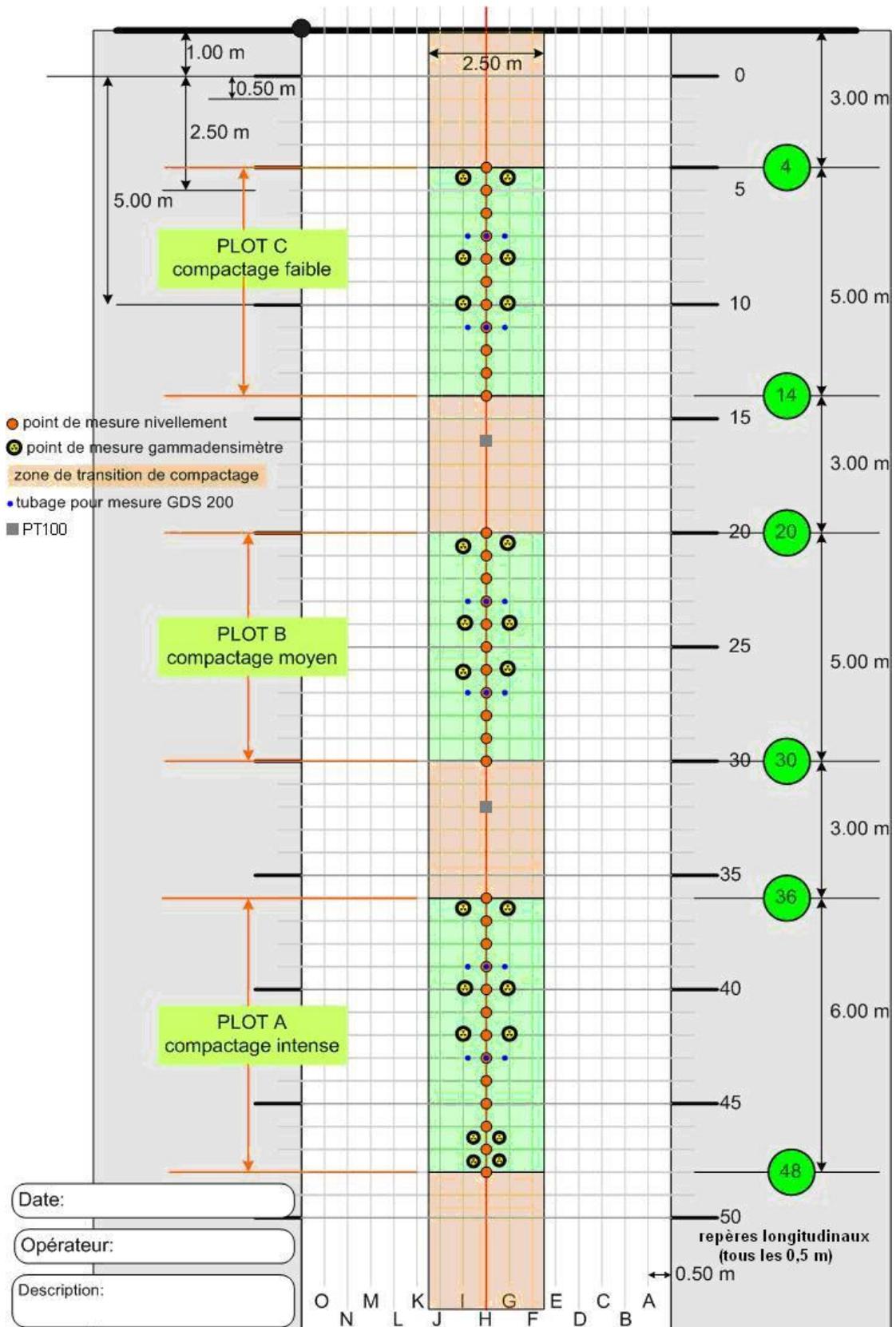


Figure 7.7 : Positions des points de mesures de contrôle reportées sur le plan d'une planche d'essai constituée de trois plots à teneur en eau masse identique mais à énergie de compactage croissante (de A vers C).

- Mesures de nivellement

Des mesures de nivellement ont été effectuées à toutes les phases de réalisation de chaque planche, tous les 0,5 m sur le profil en long central de la planche (profil H de la figure 7.7). Cette mesure permet de déterminer précisément la profondeur de la tranchée (i.e. la profondeur exacte de l'interface sable/limon), l'épaisseur de chaque couche et éventuellement d'estimer les variations de masse volumique au cours du compactage de la même couche de matériau.

- Mesures de température

Pour un profil de suivi de température, cinq capteurs de température (i.e. sondes PT100, fig. 7.8) sont implantés verticalement dans le limon (une sonde de surface et cinq sondes placées à 10, 20, 30, 60 et 100 cm de profondeur environ), de la surface jusqu'au fond de tranchée, au cours de la mise en œuvre afin d'obtenir un profil vertical de température. Afin de vérifier la possible variation latérale de température dans les planches, deux profils de suivi de température ont été placés au niveau des zones de transitions centrales entre les plots de chaque planche (fig. 7.7). Un enregistreur a permis de vérifier l'évolution des profils de température en fonction du temps (avec un pas de temps de 15 minutes). Ce suivi de l'évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps est utile à la correction de l'effet de la température sur les mesures géophysiques.

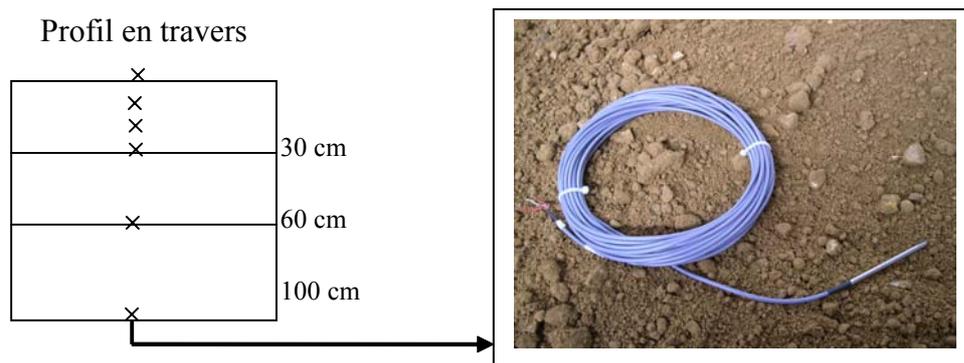


Figure 7.8 : Position verticale des sondes de température PT100 dans une planche de limon.

- Mesures de teneur en eau

La mesure de la teneur en eau du sol a été effectuée par prélèvement mécanique puis pesage avant et après séchage à l'étuve (24h minimum à 105°C). Ce type de mesure (destructive) a été effectué avant, pendant et après la mise en œuvre des planches d'essais. En effet, des mesures de teneur en eau par prélèvement ont permis de suivre l'évolution du stock de matériau au cours des épisodes de séchage-malaxage. Ensuite, au moment de la mise en œuvre de chaque couche de limon (phase ④), plusieurs teneurs en eau ont été déterminées dans le but de vérifier l'homogénéité de la planche. Enfin, des mesures de teneur en eau ont été effectuées après les mesures géophysiques (fin de la phase ⑥) à l'emplacement des points de mesures reportées sur la figure 7.7. Ces dernières mesures ont été réalisées à deux profondeurs différentes, dépendant de la méthode de prélèvement employée (fig. 7.9) : l'une par forage (profil de teneur en eau de 1.0 m de profondeur avec un pas de mesure tous les 0,2 m) et l'autre par extraction manuelle à la tarière (mesure sur les trente premiers centimètres). L'objectif de ces mesures était de mesurer la variabilité de la teneur en eau dans les planches et de les utiliser a posteriori avec les observables géophysiques.



Figure 7.9 : Prélèvement de limon (par foreuse, à gauche, et par tarière à main, à droite) pour les mesures de teneur en eau

- Mesures de masse volumique

Des mesures ponctuelles de masse volumique du limon en place ont été effectuées au niveau de chaque plot (voir implantation des points de mesures sur la figure 7.7) après compactage de chaque couche ainsi qu'au cours du compactage de la dernière couche de chaque planche (i.e. 4 points de mesure compris entre le repère 46 et le repère 49 de la figure 7.7). Ces mesures ont été effectuées avec un Gammadensimètre à pointe à profondeur variable, i.e.

GPV (fig. 7.10) disponible au CER de Rouen (NFP94-061-1), selon la disposition des points de mesure reportés sur la figure 7.7. Il s'agit d'une méthode de mesure de la masse volumique humide adapté pour les matériaux meubles liés aux terrassements : un flux de photons gamma émis par une source radioactive introduite dans le matériau à une profondeur donnée (30 cm dans cette étude) est recueilli à la surface par des détecteurs et est directement relié à la masse volumique du matériau traversé.

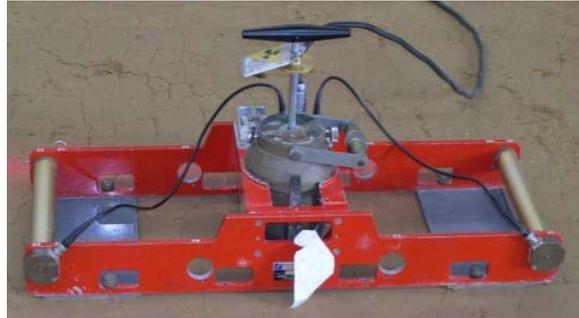


Figure 7.10 : GPV en place pour une mesure de masse volumique humide

Une seconde méthode de mesure en place de la masse volumique a été effectuée pour mesurer, après compactage de la dernière couche, le gradient de masse volumique en fonction de la profondeur dans les trois couches. La méthode de mesure utilisée est la diagraphie à la double sonde gamma (fig. 7.11) (NFP94-062) qui utilise une source radioactive dans un premier forage distant d'un détecteur situé dans un second forage parallèle au premier (distant de 50 cm). Le couple source-détecteur est situé à la même profondeur et se déplace dans les forages avec un pas déterminé (ici $\Delta z = 2\text{cm}$). Le flux de photons gamma reçu est directement fonction de la masse volumique humide du milieu et de la distance inter-forage définie préalablement. La position des « forages » est représentée sur la figure 7.7 (voir légende « tubage pour mesure GDS 200 »).



Figure 7.11 : Mise en place (à gauche) et mesure (à droite) par double sonde gamma

II.4 Mesures géophysiques

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

L'objectif de cette étude est de déterminer l'influence de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche sur la mesure de permittivité, d'une part, et de la résistivité électrique, d'autre part, obtenues par les méthodes conventionnelles de la géophysique de subsurface. Le volume d'investigation de chaque méthode de mesure géophysique a été prépondérant dans le choix du dispositif utilisé (ex. l'espacement inter-électrodes ou la fréquence d'émission) en vue d'application dans le domaine des terrassements.

Afin d'obtenir les valeurs de permittivité diélectrique et/ou de conductivité électrique du limon de chaque plot, il est nécessaire de caractériser les propriétés physiques du matériau encaissant, du sol naturel en fond de fosse et de prendre en compte la géométrie des planches d'essai. Dans cette optique, des mesures sont effectuées au préalable à chaque stade de mise en œuvre décrites dans la figure 7.5.

La figure 7.12 positionne les points et les profils de mesures effectuées par méthodes géophysiques.

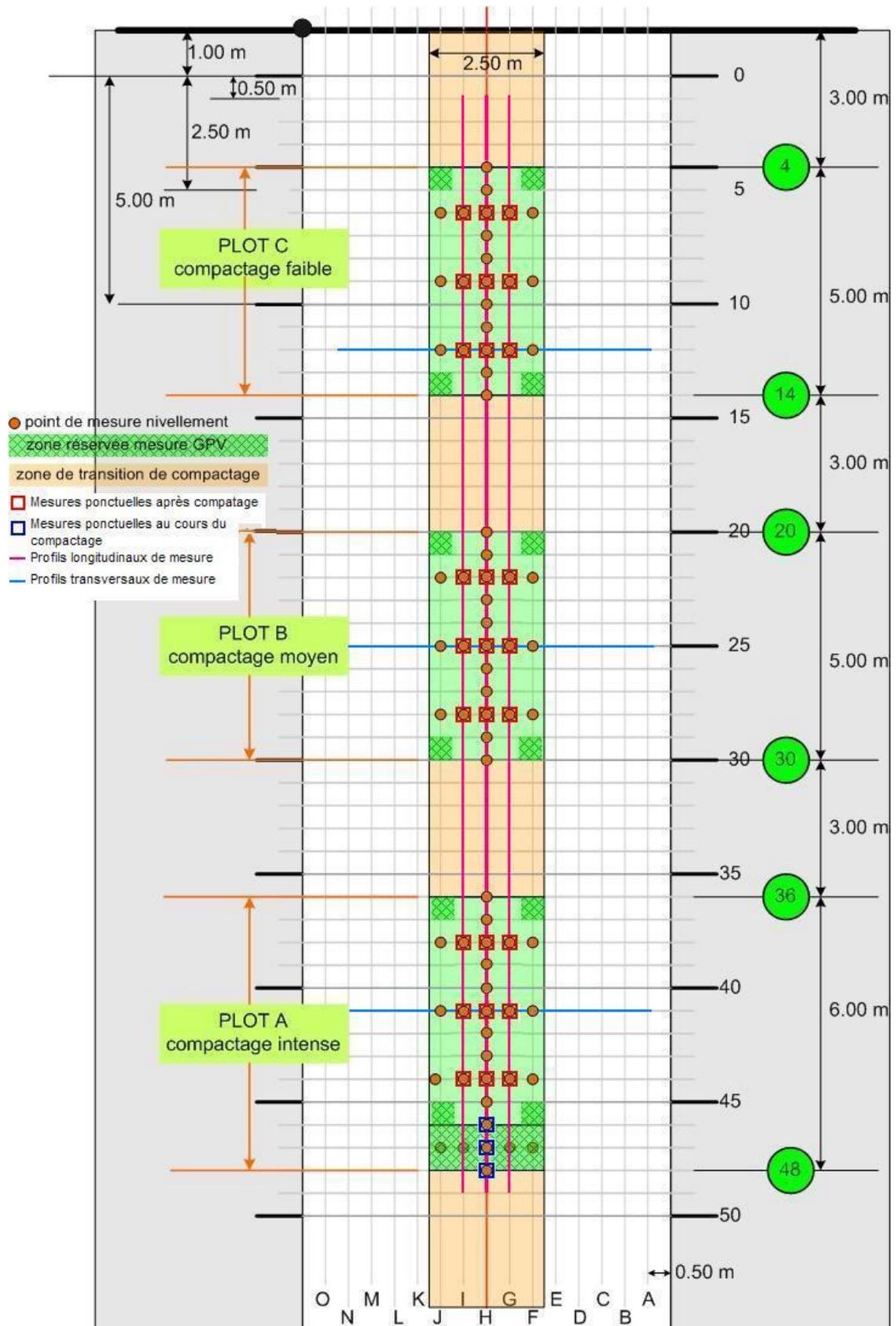


Figure 7.12 : Position des points et des profils de mesures par méthodes géophysiques reportés sur le plan d'une planche d'essai constitué de trois plots à teneur en eau masse identique mais à énergie de compactage croissante (de A vers C).

Les différents outils de mesure et les dispositifs utilisés pour la caractérisation électrique et électromagnétique des planches d'essais sont présentés à la suite.

II.4.1 Mesure de permittivité

II.4.1.1 Sonde TDR de surface

Le matériel de mesure par réflectométrie dans le domaine temporel (TDR) est le même que celui utilisé pour la caractérisation des échantillons en laboratoire (chapitre VI). En effet, il s'agit d'un dispositif TRASE 6050X1 de Soilmoisture Equipment Corp. relié à une sonde de surface bi-tige de type « Connector » (fig. 7.13). La longueur des deux guides d'ondes utilisée est de 15 cm, permettant une mesure « ponctuelle » investiguant une profondeur d'environ 20 cm. Nous utilisons ce dispositif directement comme outil de mesure de constante diélectrique avec l'étalonnage et le traitement de signal standard proposés par l'appareil.

Des mesures de constante diélectrique par TDR ont été effectuées à deux stades de conception des planches :

- lors des différentes étapes de compactage (i.e. entre les passes du compacteur) en trois points fixes de chaque planche (points H46, H47 et H48 de la figure 7.12) ;
- après compactage de chaque planche (fin de la phase ©) : 9 points de mesures par plots d'essais (fig. 7.12).

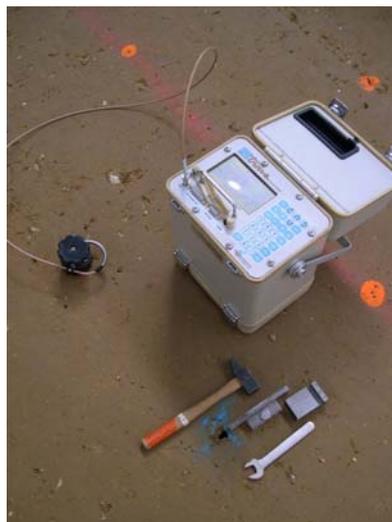


Figure 7.13 : Dispositif TRASE 6050X1 relié à sa sonde de surface « Connector » implantée dans le sol (à gauche) et le « kit d'enfoncement » des guides d'onde (en bas).

II.4.1.2 Radar géologique

Les trois planches d'essais ont été auscultées à l'aide d'un radar impulsif classique associé à une antenne en mode monostatique (notons qu'en réalité, les antennes d'émission et de réception sont implantées dans le même boîtier). Les mesures radar et leur traitement ont été réalisées par l'équipe géophysique de la section « Physique des rayonnements » E.R.A.23 du Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Rouen (Guilbert V. et Fauchard C., 2007).

Deux types de radar développés par la société GSSI ont été utilisés au cours de l'expérimentation : le modèle SIR 10 et le modèle SIR 3000. Deux antennes ont aussi été utilisées (de fréquences centrales de 400 MHz et de 900 MHz) sachant que plus les fréquences des ondes électromagnétiques seront élevées, meilleure sera la résolution et moins grande sera la profondeur de pénétration des ondes (chapitre III). Chaque planche d'essai a été caractérisée par radar (fig. 7.14) selon trois profils longitudinaux de chaque planche (profils G, H et I) et par quelques profils transversaux (fig. 7.12).



Figure 7.14 : Réalisation d'un profil radar sur une planche d'essai avec une antenne de 900 MHz.

II.4.2 Mesure de conductivité électrique

La conductivité électrique a été déterminée grâce à trois méthodes de mesure : par un dispositif « ponctuel » constitué d'un quadripôle électrique en configuration carrée, par tomographie de résistivité électrique (TRE ou panneaux) et par profil EM38.

II.4.2.1 Quadripôle électrique en configuration carrée

Ce dispositif, inspiré du dispositif utilisé par Lataste et al. (2002) pour la caractérisation des bétons, consiste en un dispositif à quatre électrodes en configuration carrée reliées à un résistivimètre simple (Syscal Junior) utilisé en prospection électrique (fig. 7.15). Deux électrodes mitoyennes sont utilisées comme électrodes d'injection (C_1 et C_2) et les deux autres électrodes sont utilisées pour la mesure de différence de potentiel (P_1 et P_2). Pour une même implantation des électrodes, deux mesures de résistance ont été effectuées, différenciées par l'orientation du vecteur C_1C_2 , perpendiculaire l'une de l'autre, afin de mettre en évidence les effets d'anisotropie du matériau liée au compactage (fig. 7.15). Le volume d'investigation, légèrement inférieur de celui de la sonde TDR, est défini par la distance inter-électrodes (i.e. 15 cm). L'enfoncement des électrodes est de 1,5 cm environ (un dixième de l'espacement inter-électrodes) afin de considérer ces électrodes comme ponctuelles. Par souci de précision en terme d'espacement inter-électrodes et d'enfoncement des électrodes, les quatre électrodes sont implantées grâce à un guide d'implantation en PVC.

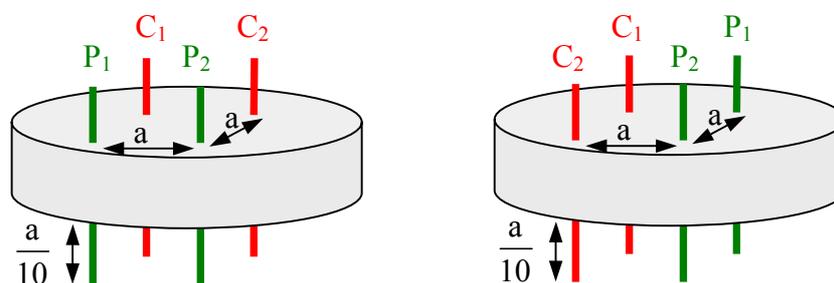


Figure 7.15 : Schéma du dispositif « carré électrique » avec les deux orientations de mesure effectuées ($a=15\text{cm}$, diamètre du cylindre en PVC= 25cm , enfoncement des électrodes dans le matériau= $1,5\text{cm}$)

La résistivité apparente obtenue avec le « carré électrique » ρ_a (ohm.m) est calculée à partir de la mesure de résistance $\Delta V/I$ (ohm) en prenant en compte le facteur géométrique k (m) calculé analytiquement, tel que :

$$\rho_a = \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{P_1C_1} - \frac{1}{P_1C_2} - \frac{1}{P_2C_1} + \frac{1}{P_2C_2}} \right) \frac{\Delta V}{I} \quad (7.1)$$

où P_1C_1 , P_1C_2 , P_2C_1 et P_2C_2 sont les distances entre électrodes (m). Des mesures par quadripôle en configuration carrée ont été effectuées au cours du compactage de la dernière couche (points de mesures H46, H47 et H48 de la figure 7.3) ainsi qu'une fois la planche compactée (phase ©) : 9 points de mesures par plot (fig. 7.12).

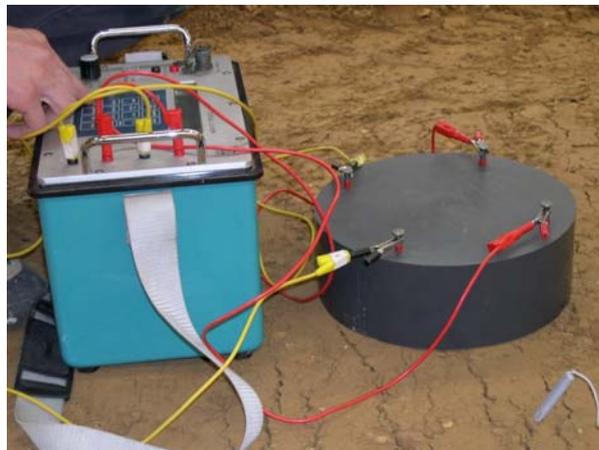


Figure 7.16 : Mesure par « carré électrique » (à gauche, le résistivimètre et à droite, le quadripôle en configuration carrée).

II.4.2.2 Tomographie de résistivité électrique (TRE)

La tomographie de résistivité électrique (TRE) est largement utilisée en prospection géophysique pour établir des coupes de résistivité. La profondeur d'investigation et la résolution de la mesure sont liées à l'espacement inter-électrode et au type de dispositif utilisé. Dans cette expérimentation, un profil de 20 électrodes espacées de 25 cm a été choisi pour caractériser chaque plot. La profondeur d'enfoncement de chaque électrode (<2,5cm) et l'espacement inter-électrodes ont été contrôlés en utilisant un guide en PVC. Le résistivimètre utilisé correspond au modèle SAS4000 de ABEM France. Le type de configuration d'acquisition utilisé est un Wenner-Schlumberger (chapitre III). Des profils longitudinaux de

TRE ont été effectués sur les planches selon le profil H, avec un pas tous les 0,25 m, pour caractériser la planche de limon compacté (fig. 7.17). D'autres profils, transversaux (au niveau des repères 8, 25 et 41), ont été effectués entre chaque mesure (avec un pas de 0,5m) afin d'évaluer l'effet de bord et de l'encaissant sur la mesure (fig. 7.12).



Figure 7.17 : Dispositif de mesure par TRE sur les trois plots d'une planche de limon compacté (3 profils de 20 électrodes).

II.4.2.3 Conductivimètre EM38

La conductivité électrique du limon compacté est aussi déterminée par EM38. Il s'agit d'une méthode électromagnétique à basse fréquence (14,6 kHz) et à faible nombre d'induction. Il s'agit d'une méthode utilisant deux bobines coplanaires espacées d'un mètre et caractérisant un volume de sol en très proche surface. Notons que l'épaisseur de peau des ondes électromagnétiques, qui dépend de la fréquence et de la conductivité du milieu, est très supérieure à l'espacement entre les boucles d'induction. Après un étalonnage assez sensible, cette méthode présente l'intérêt d'être une méthode de mesure en grand rendement et d'avoir une profondeur d'investigation estimée, soit de 1 m, soit de 1,5 m, en fonction de la position horizontale (fig. 7.18a) ou verticale (fig. 7.18b) des bobines (chapitre III). Un profil en long a été effectué sur chaque planche, selon le profil H (fig. 7.12) avec un pas tous les 0,25 m pour caractériser la planche de limon compacté et trois profils transversaux (au niveau des repères

8, 25 et 41) avec un pas de 0,5 m entre chaque mesure afin d'évaluer l'effet de bord et de l'encaissant sur la mesure.



a

b

Figure 7.18 : Conductivimètre EM38 (Geonics) en position horizontale (a), avec les boucles perpendiculaires à la surface du sol (dipôles magnétiques horizontaux : mode HD), et en position verticale (b), avec les boucles parallèles à la surface du sol (dipôles magnétiques verticaux : mode VD).

III. Résultats des mesures

III.1 Mesures de contrôle de l'état des planches de limon

III.1.1 Etats hydriques et de densité des planches

Un grand nombre de prélèvements a été effectué au cours de la mise en œuvre, de la réalisation et lors de la destruction des planches d'essai. Néanmoins, les points de contrôles (fig. 7.7) n'ont pas été réalisés au niveau des points de mesure géophysique (fig. 7.12) par souci d'intégrité de la mesure (i.e. le milieu peut être perturbé lorsque les électrodes ou guides d'ondes sont enfoncés puis retirés). A partir des points de contrôle voisins, les valeurs de teneur en eau et de masse volumique sont alors extrapolées au niveau des points de mesure géophysique. Cette extrapolation entraîne bien entendu une erreur sur la vraie valeur de masse volumique et de teneur en eau du sol caractérisé. La figure 7.19 montre l'état sur les 30 premiers centimètres de limon (soit uniquement la couche de compactage la plus superficielle) des 27 points de mesure de chaque planche reportés figure 7.12. Globalement,

l'état des planches recouvre bien la gamme de teneur en eau et de masse volumique qui pourrait être rencontrée sur ce sol lors de travaux de terrassement. Bien que les variations hydriques latérales pour une même planche semblent importantes, les planches 1, 2 et 3 se distinguent par leur teneur en eau respective, $w_1 = 13,1 \% \pm 1,0 \%$, $w_2 = 10,8 \% \pm 0,6 \%$ et $w_3 = 8,9 \% \pm 0,7 \%$ (i.e. teneurs en eau moyennes de chaque planche), et présentent une large gamme de masses volumiques sèches allant de l'état faiblement compacté jusqu'à l'optimum de compactage. Il est aussi possible de distinguer les trois plots à énergies de compactage croissantes de chaque planche (sauf pour la planche 3 où les points des deux plots moins compactés semblent se superposer).

Notons que la planche 3 présente systématiquement une masse volumique sèche significativement plus importante que celle prédite par l'essai Proctor que nous n'expliquons pas à ce stade de l'étude.

Des gammes de variation similaires, en teneur en eau et en masse volumique du sol, sont observées sur les autres couches de limon compacté. Les figures 7.20 et 7.21 illustrent les variations respectives de la masse volumique humide et de la teneur en eau massique à travers les trois couches de limon. Globalement, la masse volumique est plus faible en surface qu'en profondeur. De plus, chaque couche de sol présente des variations verticales de masse volumique qui augmente lorsque le sol est sec, ce qui est dû à la difficulté de compactage à cet état. Le profil vertical en teneur en eau montre une variation du même ordre que celle rencontrée latéralement.

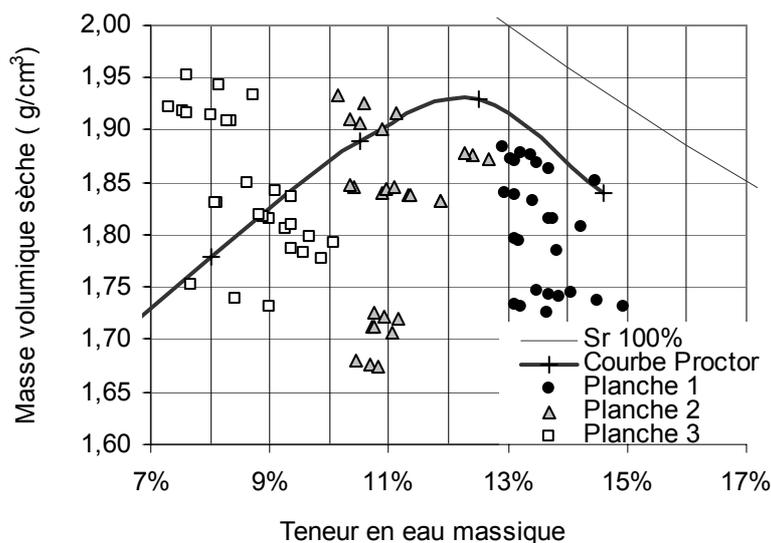


Figure 7.19 : Etat de teneur en eau et de masse volumique sèche au niveau des points de mesures des trois planches d'essais (seulement sur 30 cm de profondeur) avec la courbe Proctor standard du sol limoneux étudié.

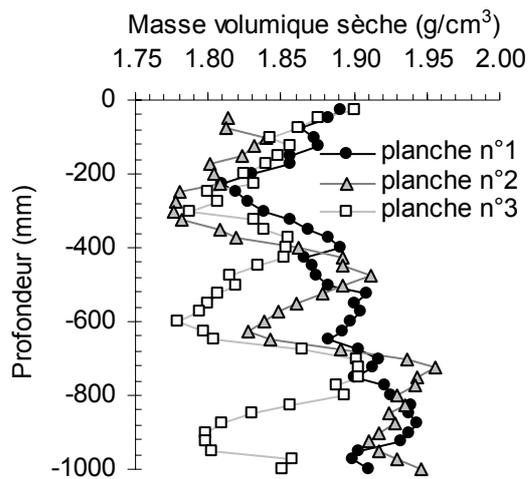


Figure 7.20 : Variation de la masse volumique sèche avec la profondeur mesurée avec le GDS200 entre les points I23 et H23 des planches 1, 2 et 3.

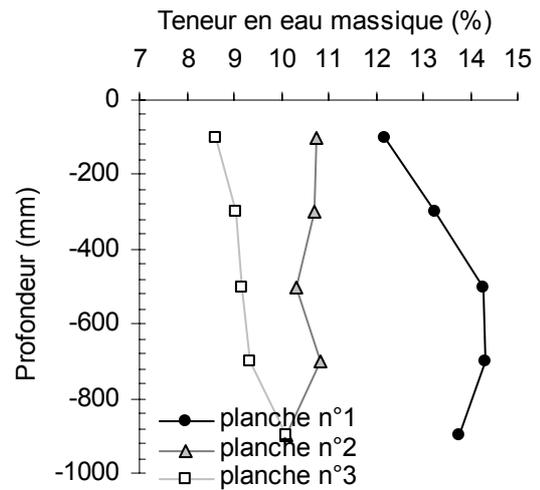


Figure 7.21 : Variation de la teneur en eau massique avec la profondeur mesurée par prélèvement en forage au niveau du point H21 des planches 1, 2 et 3.

III.1.2 Variations de température au sein des planches

Les températures enregistrées au niveau des sondes PT100 enfouies ne présentent pas de variations spatiales significatives entre les deux profils, ni temporelles au cours de chaque campagne de mesures géophysiques. Cependant, les planches d'essai ayant été réalisées à plusieurs mois d'intervalles (entre mars et juillet 2007), la température varie entre les planches, principalement entre les planches 1-2 et la troisième planche (fig. 7.22). Par exemple, la variation de température enregistrée par la sonde positionnée à 15 cm de profondeur est d'environ +4,4°C. Cette différence de température entre les planches devra être prise en compte lors de l'interprétation et la comparaison des mesures électriques qui restent sensibles à la température.

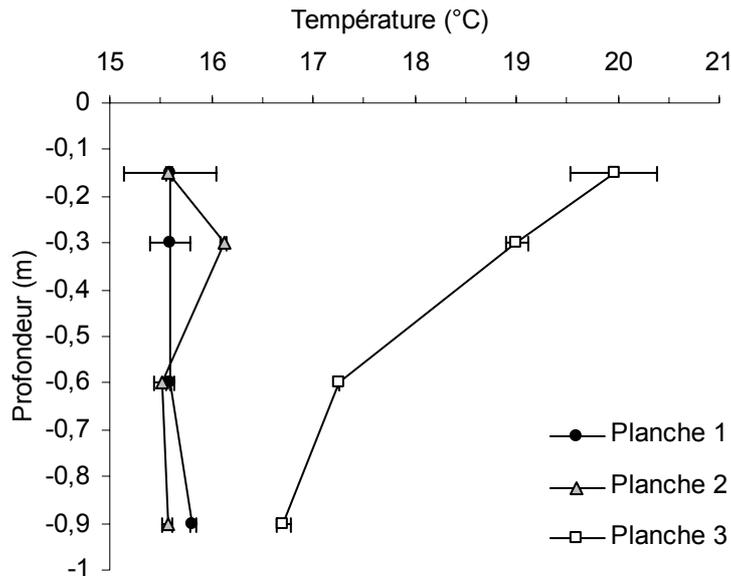


Figure 7.22 : Variation de la température moyenne temporelle au sein du limon de chaque planche en fonction de la profondeur.

III.2 Caractérisation géophysique

III.2.1 Caractérisation de l'encaissant sableux

La teneur en eau massique du sable du fond de tranchée a été déterminée par une douzaine de prélèvements avant la mise en œuvre de chaque planche. La valeur moyenne des 36 prélèvements est de $w = 8,3 \% \pm 0,5 \%$. L'homogénéité électrique de l'encaissant a été vérifiée dans le fond de tranchée avant la mise en œuvre du limon pour chaque planche par TRE à 16 électrodes (Wenner-Schlumberger, espacement inter-électrodes de 1,5 m). La valeur de la résistivité moyenne du sable encaissant vaut environ 100 ohm.m (valeurs de résistivité entre 80 et 120 ohm.m) et semble ne pas varier entre les trois planches.

Afin de contrôler le contraste de résistivité et de permittivité entre l'encaissant et le limon étudié, des profils transversaux recoupant le sable et la tranchée, ont été systématiquement réalisés. L'image radar transversale (fig. 7.23) permet de distinguer le contraste du comportement diélectrique entre l'encaissant rempli de sable et le limon compacté dans la tranchée (la tranchée est située approximativement entre les abscisses 2m et 4 m sur le profil). De même, sur la figure 7.24, la coupe inversée obtenue par TRE transversale montre que la valeur moyenne de résistivité du sable est deux fois plus importante que celle du limon. La mesure de conductivité apparente par EM38 en mode horizontal (fig. 7.25) est aussi sensible à

ce contraste : la conductivité du sable sec est plus faible que celle du limon humide. Remarquons que le profil par EM38 en mode vertical, investiguant un plus grand volume qu'en mode horizontal, montre que la conductivité apparente augmente lorsque l'on s'éloigne du limon plus humide : cette tendance, contraire à ce que l'on peut attendre, est due à la forte sensibilité de l'outil de mesure à l'armature métallique du béton du bord de fosse. Bien entendu, le contraste des propriétés électriques et électromagnétiques entre le sable et le limon diminue lorsque le limon est plus sec, mais reste notable (ex. fig. 7.25 a et b).

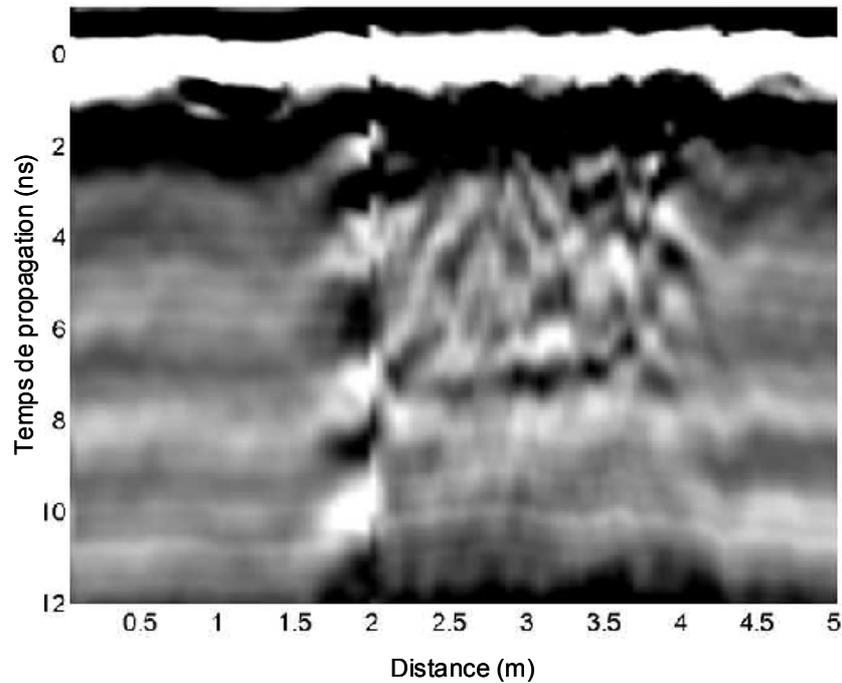


Figure 7.23 : Radargramme d'un profil transversal acquis avec une antenne de fréquence centrale de 900 MHz.

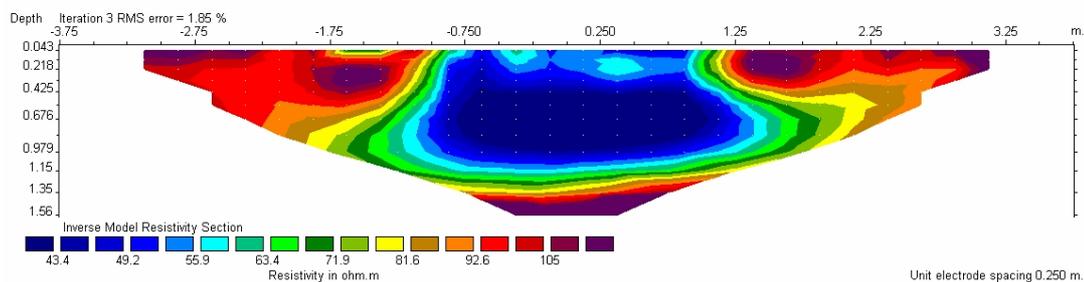


Figure 7.24 : Profil transversal (L25) de résistivité inversée, obtenu par tomographie électrique (Wenner-Schlumberger, 16 électrodes, espacement 0.5 m).

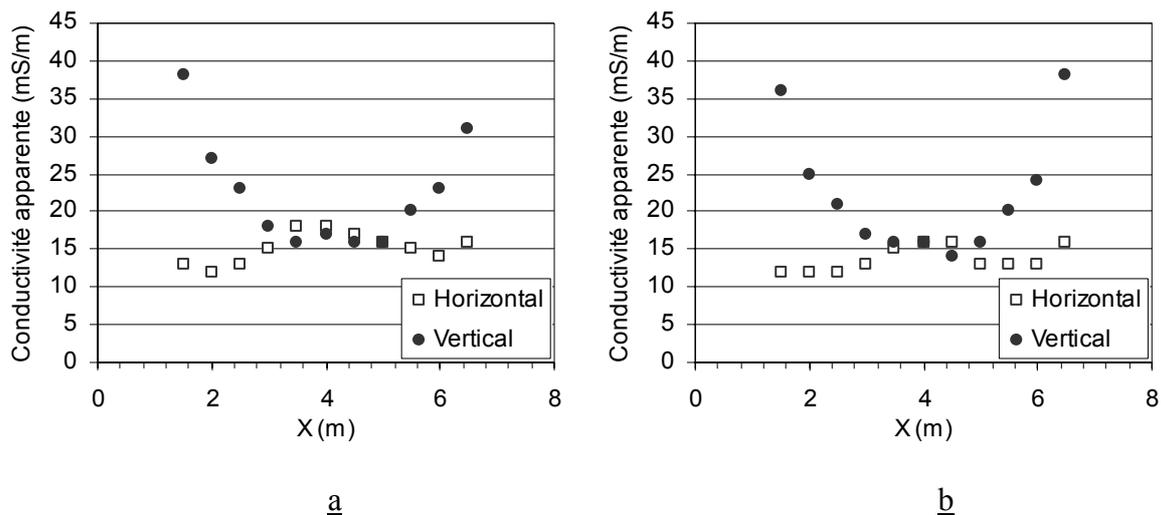


Figure 7.25 : Profils transversaux (L28) de conductivité apparente obtenus par profilage EM38 avec un pas de 0,5 m sur la planche 1 (a) et la planche 2 (b).

III.2.2 Caractérisation du limon étudié

III.2.3 Mesures ponctuelles

III.2.3.1 Pendant le compactage de la troisième couche de limon de chaque planche

La sonde TDR de surface et le quadripôle électrique en configuration carrée ont été utilisés pour caractériser la dernière couche au cours du compactage au niveau des mêmes points (H46, H47 et H48, fig. 7.12) entre chaque passe de compacteur pour chacune des trois planches. La teneur en eau moyenne obtenue par prélèvement (i.e. moyenne des teneurs en eau des trois points de mesure par planche) pour les planches 1, 2 et 3 sont respectivement : $w_1 = 13,7 \% \pm 0,5 \%$, $w_2 = 11,3 \% \pm 0,4 \%$ et $w_3 = 7,6 \% \pm 0,2 \%$.

Un « feuilletage » du matériau en surface de chaque planche a été observé sur environ 5 cm de profondeur. Ce feuilletage correspond à un décollement en plan de plusieurs couches fines, de l'ordre de quelques centimètres, en surface du matériau dû au passage du compacteur. Le feuilletage observé sur les planches apparaît systématiquement perpendiculairement à l'axe du compacteur (i.e. perpendiculairement à l'axe longitudinal de la planche).

- **Mesures par sonde TDR de surface**

Les permittivités obtenues par mesures TDR augmentent lorsque la teneur en eau volumique du sol augmente (fig. 7.26). Comme pour les mesures sur échantillon (chapitre VI), la loi de Topp et al. (1981) sous-estime les valeurs de permittivité du limon. De plus, les données de chaque planche semblent suivre une tendance propre suggérant que l'influence de la teneur en eau volumique sur la permittivité du sol englobe deux facteurs d'influence : la teneur en eau massique et la masse volumique sèche.

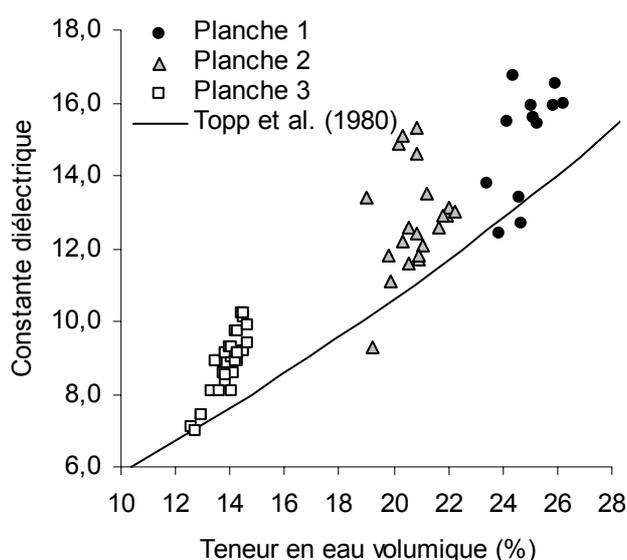


Figure 7.26 : Influence de la teneur en eau volumique sur la constante diélectrique mesurée par TDR au niveau des points H46, H47 et H48 au cours du compactage de chaque planche d'essai. La tendance décrite par la loi de Topp et al. (1980) est représentée comme référence (ligne continue).

D'après la figure 7.27, on observe qu'à une teneur en eau donnée (i.e. pour chaque planche d'essai), la constante diélectrique semble augmenter linéairement lorsque la masse volumique augmente. De plus, à masse volumique constante, l'augmentation de la teneur en eau massique entraîne une augmentation de la constante diélectrique. Notons que malgré la difficulté rencontrée lors de l'enfoncement des guides d'ondes dans le sol (dureté du sol et présence de cailloux) et la présence du feuilletage en surface pouvant affecter la mesure, les tendances observées sur les planches sont similaires à celles observées en laboratoire (chapitre VI) et les valeurs mesurées sont du même ordre de grandeur. Cependant, la mesure de la constante diélectrique par TDR est considérée comme « ponctuelle ». D'après la variabilité de teneur en eau et de masse volumique sèche au sein d'un même plot d'essai, cela peut poser un

problème de représentativité de la mesure (comme pour les prélèvements ponctuels). Notons cependant, que la précision de l'évaluation d'une valeur moyenne de permittivité du matériau pour un état du sol moyen (i.e. pour un plot donné) augmente avec le nombre de mesures.

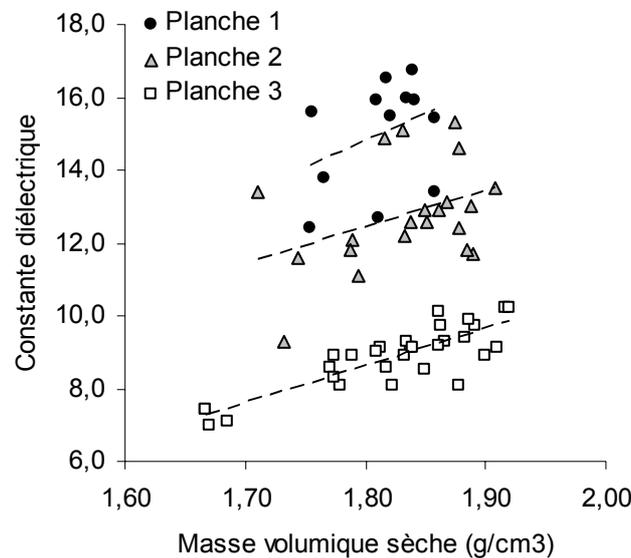


Figure 7.27 : Influence de la masse volumique sèche sur la constante diélectrique mesurée par TDR au niveau des points H46, H47 et H48 au cours du compactage de chaque planche d'essai à teneur en eau considérée comme homogène (dans l'espace).

- **Mesures par quadripôle électrique**

Deux orientations du dispositif carré ont été utilisées dans cette expérimentation pour déterminer la résistivité apparente de la première couche de limon : lorsque le dipôle C_1C_2 est parallèle (i.e. position longitudinale) et lorsqu'il est perpendiculaire (i.e. position transversale) à l'axe longitudinal de la planche.

On observe systématiquement entre les figures 7.28a et 7.27b que la résistivité apparente mesurée en configuration longitudinale est plus élevée que celle mesurée en configuration latérale. Cela signifie que le milieu est anisotrope en surface. Ce dispositif a été choisi pour caractériser une faible profondeur de sol et la zone feuilletée du matériau recouvre une bonne partie de la zone d'investigation du dispositif. Le fait que la mesure soit très perturbée par ce feuilletage entraîne une très forte erreur de mesure (pouvant aller du simple au double) entre les différents points de mesures (répartition aléatoire du feuilletage).

A partir de la confrontation des différents points de mesures (fig. 7.29), on observe tout de même une tendance, avec très forte dispersion, où la résistivité apparente semble diminuer

lorsque la masse volumique sèche augmente. Cependant, cette méthode n'est pas adaptée pour corréler différents points de mesures entre deux variations spatiales (fig. 7.29). Néanmoins, le suivi en relatif d'un point de mesure (i.e. variations « temporelles ») permet d'obtenir des résultats acceptables illustrés par une certaine organisation du nuage de points (fig. 7.28). En effet, à teneur en eau massique constante (au niveau d'un point de mesure), l'augmentation de la masse volumique sèche sur la mesure de résistivité apparente avec le quadripôle selon les deux configurations (fig. 7.28) semble entraîner une diminution de la résistivité apparente. Cette observation semble plus significative lorsque le sol est plus sec.

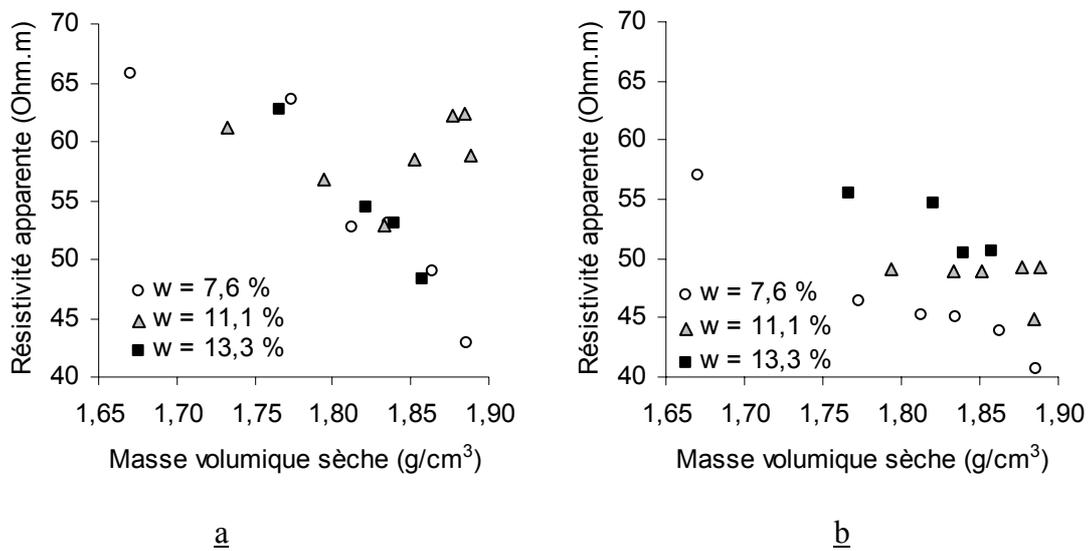


Figure 7.28 : Influence de la masse volumique sèche sur la résistivité apparente pour deux orientations différentes du quadripôle électrique en configuration carrée (point H47 des planches 1, 2 et 3). Les données présentées en a sont les données acquises pour l'orientation longitudinale et en b, pour l'orientation transversale.

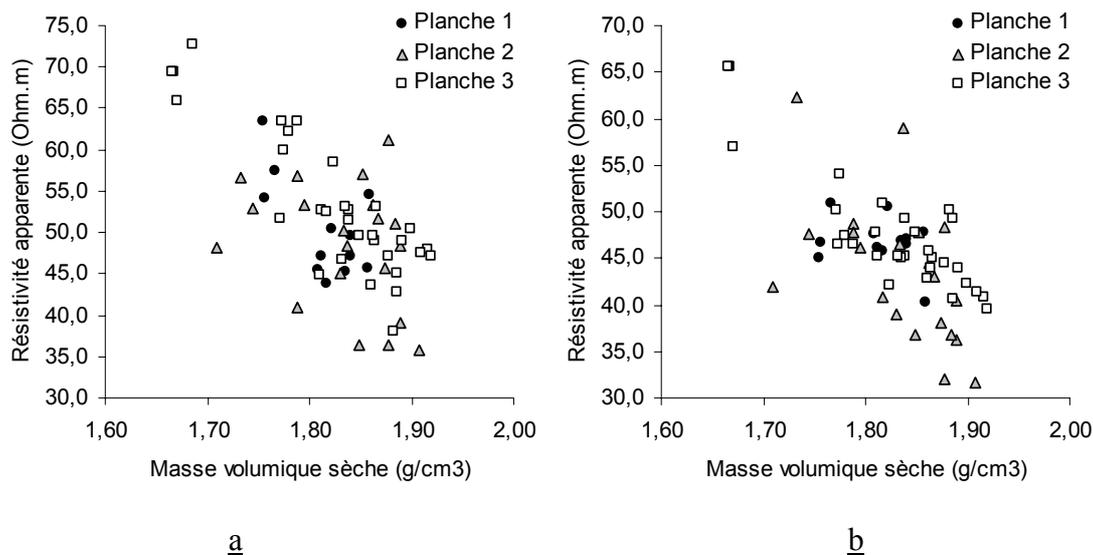


Figure 7.29 : Influence de la masse volumique sèche sur la résistivité apparente pour deux orientations différentes du quadripôle électrique en configuration carrée (points H46, H47 et H48 des planches 1, 2 et 3). Les données présentées en a sont les données acquises pour l'orientation longitudinale et en b, pour l'orientation transversale.

III.2.3.2 Après la réalisation de chaque planche

Les résultats présentés proviennent des mesures de TDR et de quadripôle électrique carré effectuées au niveau des différents plots de chaque planche (fig. 7.12). On observe sur la figure 7.30 que la constante diélectrique augmente lorsque la teneur en eau volumique augmente. Cette augmentation suit la loi de Topp et al. (1980) bien que la dispersion des données reste importante au niveau de chaque planche. La variabilité de l'état hydrique et de l'état de compactage du sol au sein d'un même plot après réalisation entraîne obligatoirement une variabilité de la mesure de permittivité et de résistivité. La figure 7.31 montre l'évolution des résistivités apparentes mesurées avec l'augmentation de la teneur en eau volumique. On remarque que les données des deux premières planches (i.e. planches 1 et 2) suivent la tendance observée en laboratoire (chapitre V) : la résistivité apparente diminue lorsque la teneur en eau volumique augmente. Cependant, les mesures de la planche 3 ne vérifient pas cette tendance.

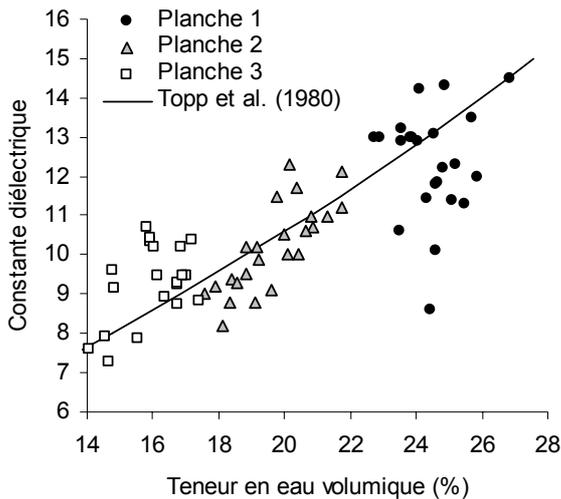


Figure 7.30 : Influence de la teneur en eau volumique sur la constante diélectrique mesurée par TDR au niveau des 27 points après réalisation de chaque planche d'essais. La tendance décrite par la loi de Topp et al. (1980) est représentée comme référence (ligne continue).

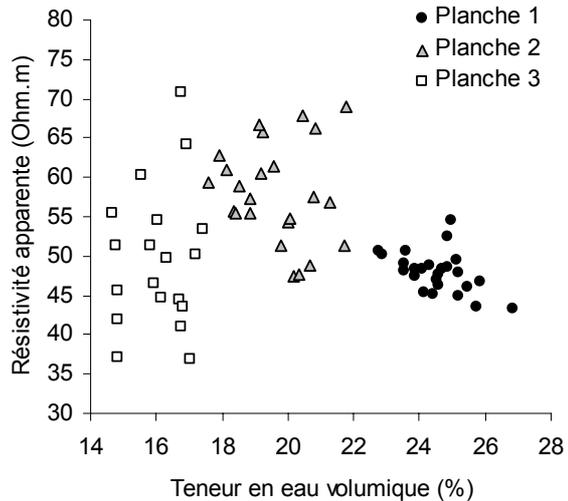


Figure 7.31 : Influence de la teneur en eau volumique sur la résistivité apparente moyenne des deux orientations du quadripôle carré au niveau des 27 points après réalisation de chaque planche d'essais.

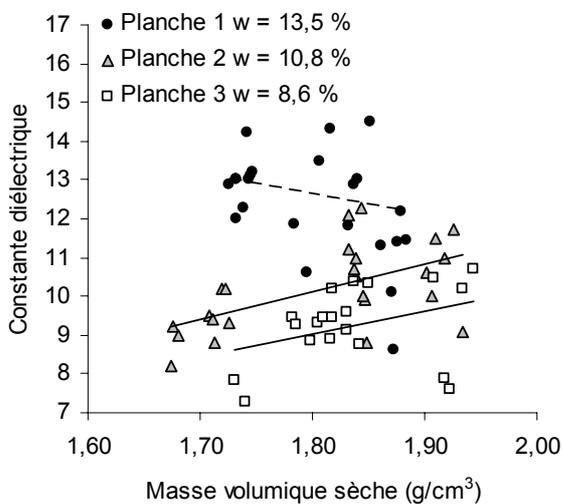


Figure 7.32 : Influence de la masse volumique sèche sur la constante diélectrique mesurée par TDR au niveau des 27 points après réalisation de chaque planche d'essais, à teneur en eau massique considérée comme homogène spatialement.

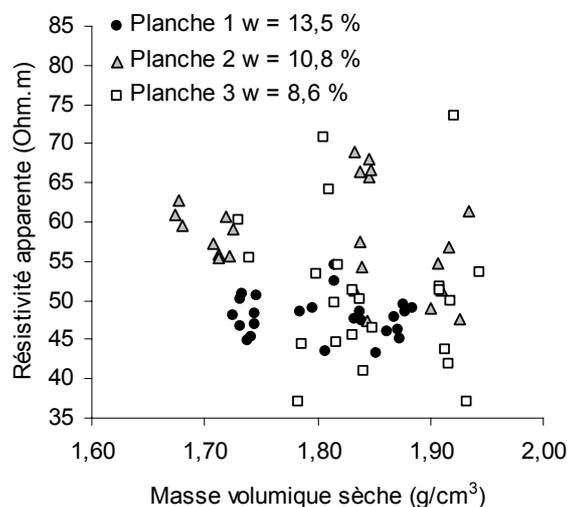


Figure 7.33 : Influence de la masse volumique sèche sur la résistivité apparente moyenne des deux orientations du quadripôle carré au niveau des 27 points après réalisation de chaque planche d'essais, à teneur en eau massique considérée comme homogène.

D'après la figure 7.32, les mesures TDR permettent à nouveau de distinguer l'influence de la teneur en eau massique et celle de la masse volumique sèche sur la constante diélectrique : la constante diélectrique augmente lorsque la teneur en eau augmente à masse volumique sèche constante ainsi que lorsque la masse volumique sèche augmente, à humidité constante. Cependant, à cause de la forte dispersion des données, cette dernière tendance n'est pas observée sur la planche 3, à forte teneur en eau.

Le dispositif électrique carré ne permet pas de distinguer ces influences (fig. 7.33) à cause de la forte dispersion due à la variabilité spatiale de l'état du sol et à la faible profondeur d'investigation perturbée par l'effet de feuilletage de surface.

III.2.4 Mesures intégrantes

III.2.4.1 Radar géologique

Un profil radar longitudinal (selon la ligne H de la figure 7.12) a été effectué sur chaque planche d'essais avec deux types d'antennes (fréquences centrales de 600 MHz et de 900 MHz). La détermination de la permittivité du milieu investigué nécessite le pointage des signaux réfléchis aux interfaces qui séparent deux milieux de propriétés diélectriques différentes (ex. interface entre le limon humide et le sable sec) afin de déterminer la vitesse de l'onde à travers le milieu investigué.

Malgré différents traitements testés, l'utilisation du radar ne permet pas d'imager convenablement l'épaisseur de limon : la distinction de l'interface du fond de tranchée (interface limon/sable) semble impossible. Néanmoins, le signal semble se réfléchir au niveau de l'interface entre la première et la deuxième couche superficielle de limon compacté (fig. 7.34). Notons que plus les fréquences des ondes électromagnétiques sont élevées, meilleure est la résolution et moins grande est la profondeur de pénétration, et inversement. Cependant, les mesures radar apparaissent limitées dans le limon quelle que soit l'antenne utilisée et ne permettent qu'au mieux d'évaluer l'interface entre les deux premières couches de compactage rencontrée depuis la surface. Dans cette étude, le système SIR10 semble mieux adapté à la mesure sur le limon par rapport au SIR 3000. La limite de la méthode est principalement due à l'atténuation du signal par le matériau limoneux. Cette atténuation semble plus faible lorsque le sol est plus sec (planche 3). La méthode radar n'est donc pas adaptée pour

l'évaluation de l'état hydrique d'un sol conducteur sur un mètre de profondeur. De plus, la méthode radar mériterait d'être testée sur le même matériau mais d'épaisseur plus réduite (ex. 30 cm), avec un contraste élevé entre le matériau étudié et l'encaissant.

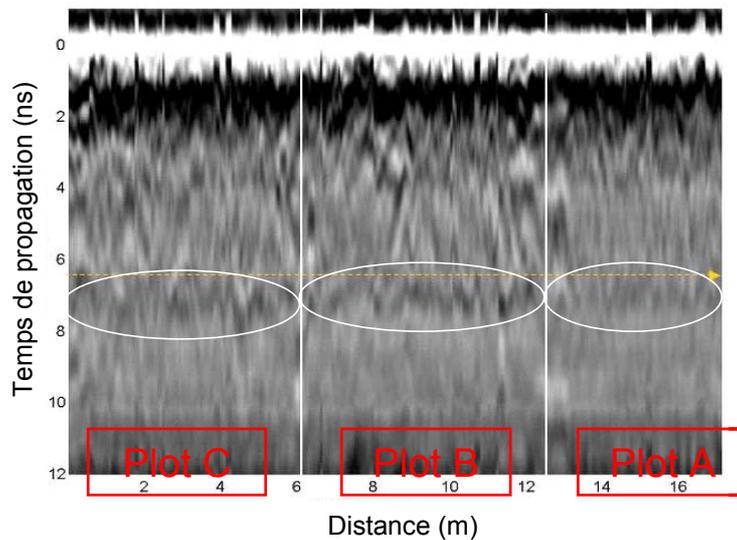


Figure 7.34 : Radargramme du profil longitudinal de la planche 1 avec l'antenne de 900 MHz.

La position relative de chaque plot est reportée en rouge et celle de l'interface supposée à 30 cm (bas de la première couche superficielle) est entourée en blanc. D'après Guilbert et Fauchard, 2007.

III.2.4.2 Tomographie de résistivité électrique

Les trois plots de chaque planche ont été caractérisés par TRE (dispositif de type Wenner-Schlumberger à 20 électrodes espacées de 0,25 m) selon le profil H de la figure 7.12. Les figures 7.35, 7.36 et 7.37 montrent les résultats d'inversion des TRE obtenues sur les trois plots des planches 1, 2 et 3, respectivement. Ces résultats sont obtenus après inversion des données brutes à l'aide du logiciel Res2Dinv (Loke and Barker, 1996), en utilisant les mêmes réglages pour toutes les inversions. Ces réglages incluent notamment l'utilisation d'une norme L1 (« Robust constrain ») pour contraindre le modèle pendant le processus itératif, et un lissage latéral du modèle fortement favorisé par rapport au lissage vertical. La première option permet d'obtenir des modèles à interfaces plus franches entre des zones contrastées du modèle (Loke et al., 2003 ; Leroux and Dahlin, 2006). Son utilisation est motivée par la connaissance a priori de la structure du modèle vrai : existence d'une interface franche entre le limon et l'encaissant. La seconde option vise à minimiser l'effet des variations latérales d'état du

limon, afin de pouvoir raisonner sur des valeurs moyennes pour chaque plot. Les résistivités présentées ont été ramenées à une température de référence de 18°C à partir des profils verticaux moyens de températures enregistrées, et ceci à l'aide du code de correction de l'effet de température sur les résistivités électriques développé au LCPC au cours d'un stage de Master (Kurdyka, 2007 ; Kurdyka et al., 2007). Ce code fait appel à une loi de dépendance classique (Keller and Frischnecht, 1966) après calage de cette loi sur le limon étudié ici (Desmortiers, 2007).

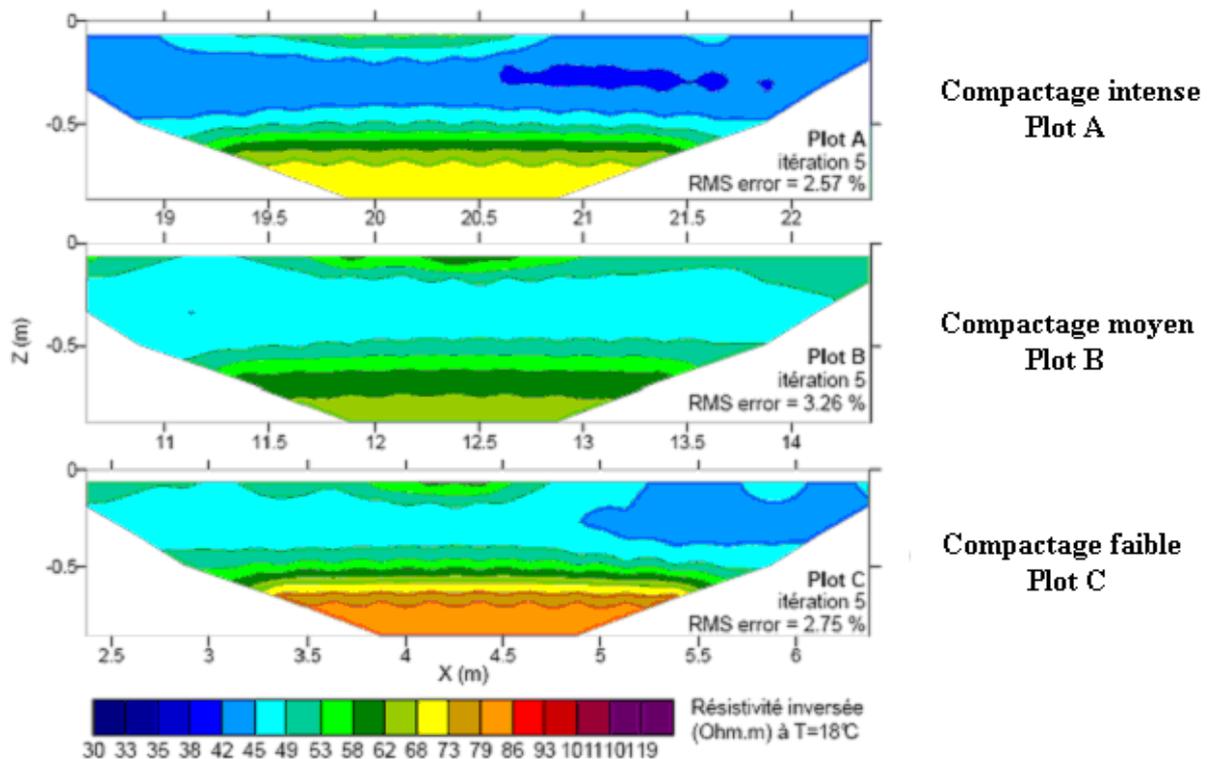


Figure 7.35 : Tomographies de résistivité inversées, rapportées à une température de référence de 18°C, correspondant au profil longitudinal de chacun des trois plots de la planche 1 ($w_1 = 13,1 \% \pm 1,0 \%$).

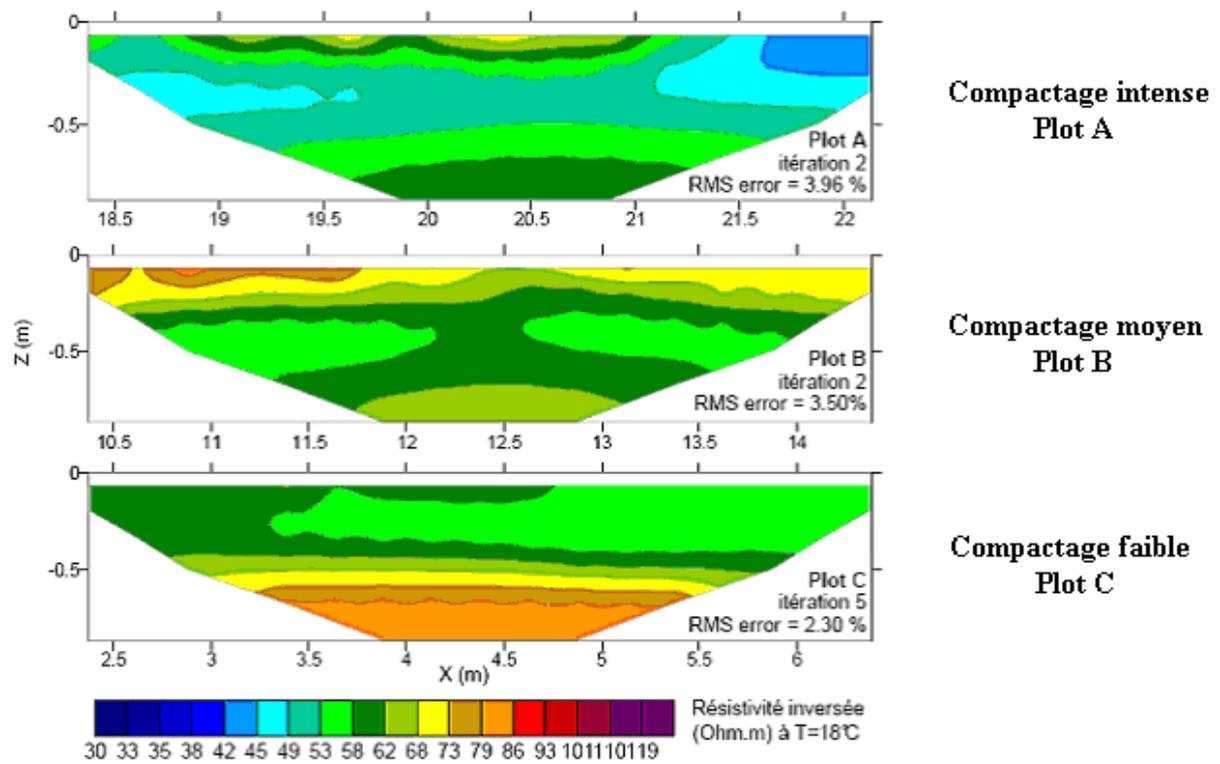


Figure 7.36 : Tomographies de résistivité inversées, rapportées à une température de référence de 18°C, correspondant au profil longitudinal de chacun des trois plots de la planche 2 ($w_2 = 10,8 \% \pm 0,6 \%$).

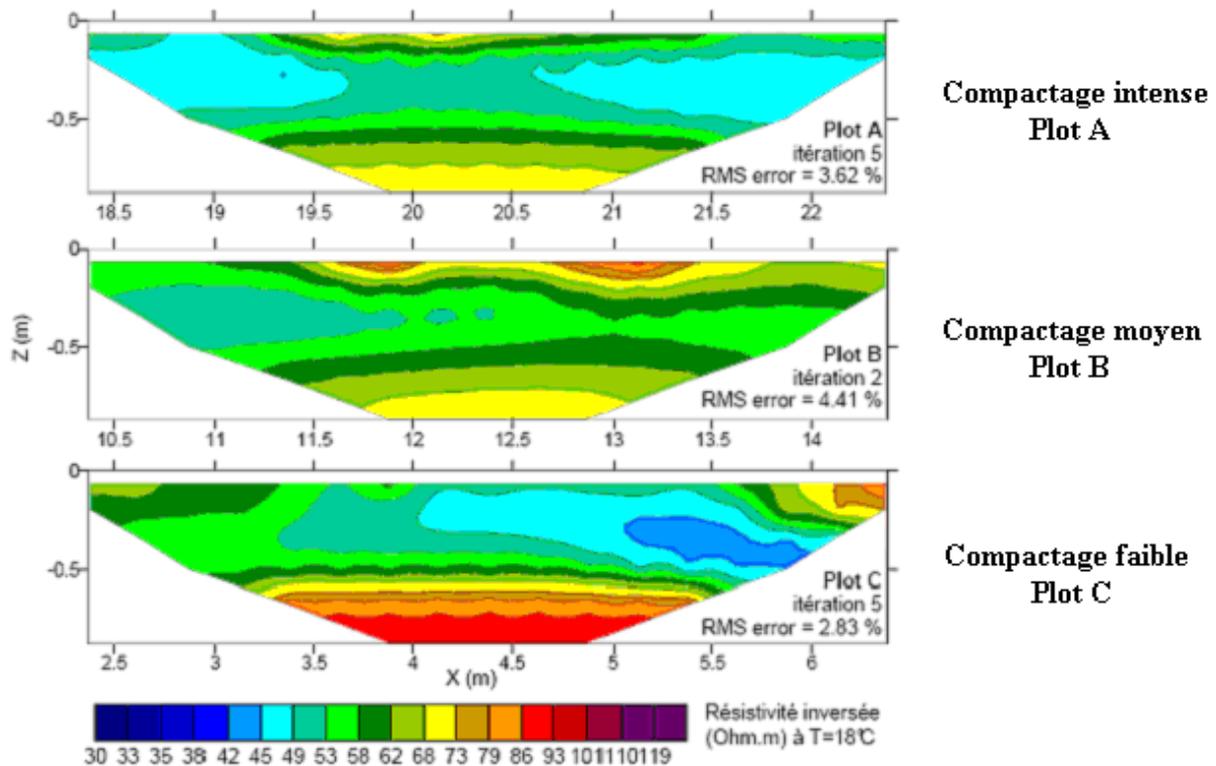


Figure 7.37 : Tomographies de résistivité inversées, rapportées à une température de référence de 18°C, correspondant au profil longitudinal de chacun des trois plots de la planche 3 ($w_3 = 8,9 \% \pm 0,7 \%$).

On observe une forte variation quasi-systématique de la résistivité en surface surplombant une zone conductrice et plus homogène, le tout reposant sur une zone plus résistante (de l'ordre d'une centaine d'ohm-mètre) en profondeur. Ces hétérogénéités de résistivité observées en surface sont probablement dues au feuillement du matériau limoneux et au séchage du matériau en surface au cours de la campagne de mesure (une semaine environ par planche). La zone intermédiaire conductrice correspond à l'épaisseur de limon pouvant être considérée comme homogène, tandis que la zone plus résistante en profondeur correspond à l'encaissant sableux, plus sec et moins argileux.

Pour chaque planche, la résistivité électrique semble globalement diminuer lorsque que l'on passe d'un état faiblement compacté (plot C) à un état fortement compacté (plot A). Notons cependant que les états les plus compactés des planches 1 et 2 ne vérifient pas cette tendance. De plus, lorsque l'on compare les résultats de la planche 1 (fig. 7.35) avec ceux obtenus sur la planche 2 (fig. 7.36), la résistivité augmente globalement lorsque le sol est plus sec. Cependant, cette observation n'est pas vérifiée lorsque l'on compare les résistivités inversées

de la planche 2 avec celles de la planche 3 (fig. 7.37). Afin de pouvoir comparer quantitativement l'influence du compactage et de l'humidité du limon sur sa résistivité électrique, les résistivités inversées sont moyennées puis comparées à l'état moyen du sol au niveau de chaque plot. Pour obtenir une valeur de résistivité moyenne représentative des propriétés du sol, il paraît évident que cette moyenne ne doit pas intégrer les trois zones décrites précédemment pour chaque coupe inversée. On propose donc tout d'abord de ne pas intégrer les valeurs de résistivité obtenues en surface de chaque plot (i.e. zone hétérogène). On propose ensuite de fixer une limite inférieure à la zone à moyennner, pour ne pas prendre en compte des valeurs de résistivités influencées par le fond de tranchée lors de l'inversion. Concernant ce dernier point, il est important de souligner que les profils électriques sont obtenus grâce à un outil d'inversion 2D, c'est-à-dire qui cherche à reconstruire des modèles dont les propriétés électriques ne varient pas suivant la direction perpendiculaire au plan du profil inversé. Cependant, dans le cas de ces mesures, les profils sont effectués parallèlement à la tranchée et non perpendiculairement, et la présence des parois verticales de la tranchée, à seulement 1,25 m de part et d'autre du plan du profil, fait que l'hypothèse d'un modèle 2D n'est pas rigoureusement respectée. On peut donc s'attendre à ce que l'effet de cette structure devienne significatif sur les données les plus intégrantes et induise des artefacts, probablement dans le bas des coupes inversées. Les parois de la tranchée étant environ à la même distance des électrodes que le fond de tranchée, les effets pourraient être du même ordre, et difficiles à dissocier.

L'effet de cette structure sur un profil électrique a été testé numériquement, d'une part sur les résistivités apparentes et d'autre part sur les résistivités inversées par le logiciel Res2Dinv.

Les résistivités apparentes sont simulées à l'aide du logiciel de calcul par éléments finis COMSOL Multiphysics 3.4. Deux modèles, homogènes par régions et isotropes, sont réalisés afin de comparer les résistivités apparentes obtenues dans chaque cas :

- un modèle tabulaire (1D) à deux couches horizontales : une couche de limon d'1 m d'épaisseur reposant sur un substrat de sable d'épaisseur très grande (par rapport aux distances maximales entre électrodes) ; les données électriques simulées contiennent alors l'effet du fond de tranchée (présence d'un encaissant différent du limon en dessous de celui-ci) (fig. 7.38a) ;
- un modèle 2D comprenant un encaissant de sable (épaisseur très grande), dans lequel est aménagée une tranchée en surface (hauteur 1 m, largeur 2,5 m) remplie de limon :

les données électriques simulées contiennent toujours l'effet du fond de tranchée, mais cette fois-ci, combiné à l'effet des parois latérales (présence de l'encaissant latéralement) (fig. 7.38b).

La comparaison des deux modélisations permet donc d'évaluer l'effet supplémentaire apporté par la présence de l'encaissant latéralement, par rapport à une situation de référence dans laquelle l'encaissant n'est présent que sous le limon (modèle tabulaire).

Remarques concernant la réalisation de ces modélisations :

- la distribution du potentiel électrique dans le modèle 1D admet une solution analytique (Stefanescu, 1970) ;
- bien que le second modèle soit a priori bi-dimensionnel, seul un panneau électrique implanté perpendiculairement à la tranchée permettrait une inversion 2D, ce qui n'est pas le cas ici ;
- les données correspondant aux deux modèles ont été simulées avec un outil 3D, en raison de la facilité de réalisation des calculs et de la prise en compte des sources de courant qui, quant à elles, sont bien tri-dimensionnelles puisque ponctuelles. En outre, les résistivités apparentes des deux modèles ayant été synthétisées à partir du même outil et en conditions identiques de maillage, on peut supposer que leur comparaison s'affranchit, au moins partiellement, des erreurs numériques résiduelles ;
- les deux modèles ont été discrétisés avec le maillage présenté dans la figure 7.39 (environ 100000 éléments finis quadratiques de type « Lagrange ») ; la validité de la solution numérique a été assurée en imposant un maillage nettement plus fin là où le gradient du potentiel électrique est le plus fort (au voisinage des électrodes d'injection) et également (mais dans une moindre mesure) aux interfaces de contraste de résistivité. On a ainsi au minimum dix mailles entre toute électrode d'injection et la plus proche électrode d'évaluation du potentiel (fig. 7.39) (Marescot, 2004 ; Rücker et al., 2006). Ce maillage a par ailleurs été utilisé pour calculer la réponse d'un modèle homogène et celle d'un modèle tabulaire à deux couches afin de comparer les solutions numériques aux solutions analytiques correspondantes : la comparaison a montré des écarts résiduels inférieurs à 1% ;
- les dimensions des modèles, dans les trois directions, sont cinq à dix fois supérieures à la distance maximale entre une électrode d'injection et une électrode de mesure afin de

s'approcher au mieux à un demi-milieu infini (Marescot, 2004) ; cependant, là encore, les deux modèles numériques ayant les mêmes dimensions finies (et le même maillage), leur comparaison est très peu sensible aux effets de bord de ces limites finies. Les conditions aux limites imposées sont simples : condition d'isolation électrique à l'interface avec l'air (la composante de la densité de courant normale à l'interface est nulle : aucun courant ne circule dans l'air), et condition de « mise à la terre » sur toutes les autres frontières extérieures (potentiel nul à l'infini)

- les électrodes sont disposées en ligne, en surface, selon l'axe longitudinal de la tranchée comme dans la réalité ;
- les données ont été simulées en pôle-pôle, pour différentes distances C_1P_1 . C'est la recombinaison de ces données synthétiques de base qui permet la construction des jeux complets de résistivités apparentes correspondant à la séquence d'acquisition Wenner-Schlumberger utilisée sur les planches d'essais.

Le tableau 7.I résume les résultats de comparaison pour tous les espacements entre électrodes présents dans la séquence Wenner-Schlumberger utilisée, entre la situation tenant compte que du fond de la tranchée (le sable est une couche substrat) et celle tenant compte du fond et des parois de la tranchée (le sable est un encaissant présent verticalement et latéralement). La résistivité du sable est fixée à 100 ohm.m d'après la valeur moyenne obtenue sur site, tandis que l'on a fait varier celle du limon (entre 100 et 10 ohm.m). Comme on pouvait s'y attendre, les écarts relatifs entre les deux situations dépendent à la fois des espacements entre électrodes et du contraste de résistivité entre le limon et le sable. Ainsi l'effet latéral de l'encaissant n'excède jamais 10 % si la résistivité du limon est comprise entre 60 et 100 ohm.m, tandis qu'il peut devenir très significatif pour une résistivité du limon inférieure ou égale à 40 ohm.m (écarts non négligeables pour les faibles espacements et pouvant dépasser 30 %, voire 50 %, pour les plus grands espacements entre électrodes).

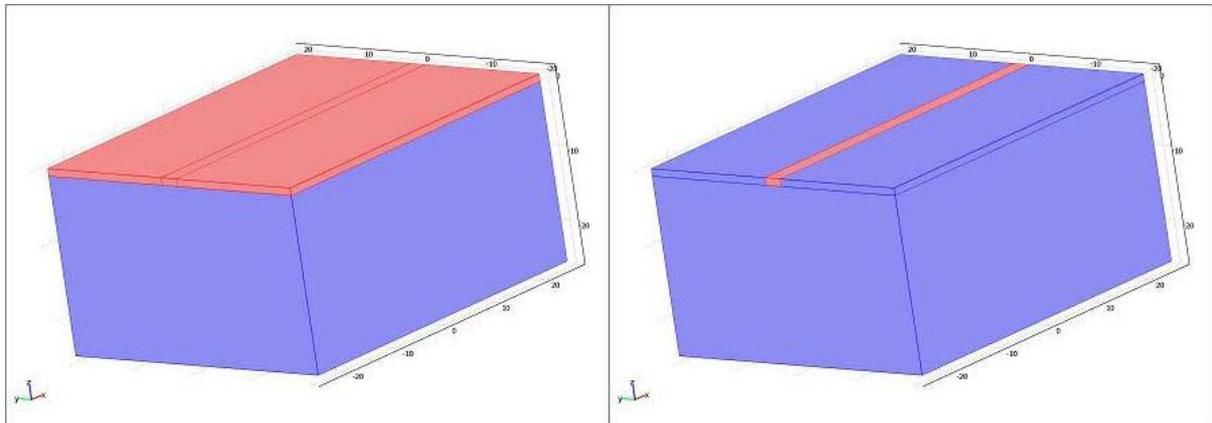
espacement des électrodes		résistivité du limon (ohm.m)							
a (m)	n	100	80	60	50	40	30	20	10
0.25	1	0.0%	0.0%	0.1%	0.2%	0.3%	0.4%	0.6%	1.0%
0.25	2	0.0%	0.2%	0.6%	0.9%	1.3%	1.8%	2.8%	4.5%
0.25	3	0.0%	0.6%	1.5%	2.2%	3.2%	4.6%	6.9%	11.1%
0.25	4	0.0%	1.1%	2.8%	4.1%	5.9%	8.4%	12.5%	20.2%
0.25	5	0.0%	1.7%	4.4%	6.3%	9.0%	12.9%	19.1%	30.6%
0.25	6	0.0%	2.4%	6.0%	8.7%	12.4%	17.6%	26.0%	41.5%
0.50	1	0.0%	0.3%	0.9%	1.3%	1.9%	2.8%	4.2%	6.8%
0.50	2	0.0%	1.3%	3.4%	5.0%	7.2%	10.3%	15.3%	24.6%
0.50	3	0.0%	2.7%	6.7%	9.7%	13.8%	19.7%	28.9%	46.3%
0.50	4	0.0%	3.9%	9.8%	14.1%	19.9%	28.2%	41.4%	66.5%
0.75	1	0.0%	1.0%	2.5%	3.6%	5.2%	7.6%	11.3%	18.3%
0.75	2	0.0%	2.9%	7.4%	10.6%	15.1%	21.5%	31.7%	50.7%
1.00	1	0.0%	1.8%	4.6%	6.7%	9.6%	13.7%	20.4%	32.9%
1.25	1	0.0%	2.7%	6.8%	9.8%	14.0%	20.1%	29.7%	47.9%
1.50	1	0.0%	3.5%	8.8%	12.8%	18.1%	25.9%	38.3%	61.9%

Tableau 7. I : Ecart relatif entre les résistivités apparentes simulées sur le modèle avec tranchée (fond et parois) et celles simulées sur le modèle tabulaire à deux couches (avec fond de tranchée uniquement, modèle de référence).

Lorsque l'on inverse ces profils synthétiques de résistivités apparentes (Wenner-Schlumberger à 20 électrodes) (fig. 7.40), on constate que les résistivités inversées avec le logiciel Res2Dinv sont insensibles à la présence (verticale et latérale) de l'encaissant pour les quatre premières rangées (les plus superficielles) de cellules du modèle reconstruit, et y deviennent au contraire très sensibles au-delà. La limite entre ces deux zones correspond à une profondeur d'environ 0,5 m. Ainsi, pour un limon de résistivité de 50 ohm.m, par exemple, les résistivités inversées sont très proches de 50 ohm.m jusqu'à 50 cm de profondeur, puis augmentent rapidement pour atteindre (voire dépasser) 100 ohm.m. Notons que le réglage des paramètres d'inversion utilisé ici est le même que celui évoqué précédemment. Il est intéressant d'observer que cette zone de transition de résistivité du modèle inverse débute toujours à 0,5 m, indépendamment du contraste entre le limon et le sable. La figure 7.40 montre un exemple de résultat d'inversion de données synthétiques lorsque la résistivité du limon vaut 50 ohm.m et que le sable encaissant est présent verticalement et latéralement.

Ainsi, ces observations permettent de déterminer la zone de résistivités inversées du modèle qui ne sont pas influencées par la présence de l'encaissant et qui, par conséquent, sont représentatives d'une couche de limon homogène. Seules les résistivités inversées de cette zone sont donc prises en compte dans la valeur moyenne de résistivité du limon de chaque

plot d'essai (fig. 7.40) : entre les profondeurs $z = 0,1$ m et $z = 0,5$ m environ de la coupe inversée.



a

b

Figure 7.38 : Modèles utilisés pour la simulation numérique de l'effet sur les résistivités apparentes d'un encaissant sableux : (a) présent uniquement sous le limon et (b) présent également latéralement. La zone rose correspond au limon et la zone bleue au sable encaissant. L'épaisseur de la couche de limon est de 1 m et la largeur de la tranchée est de 2,5 m.

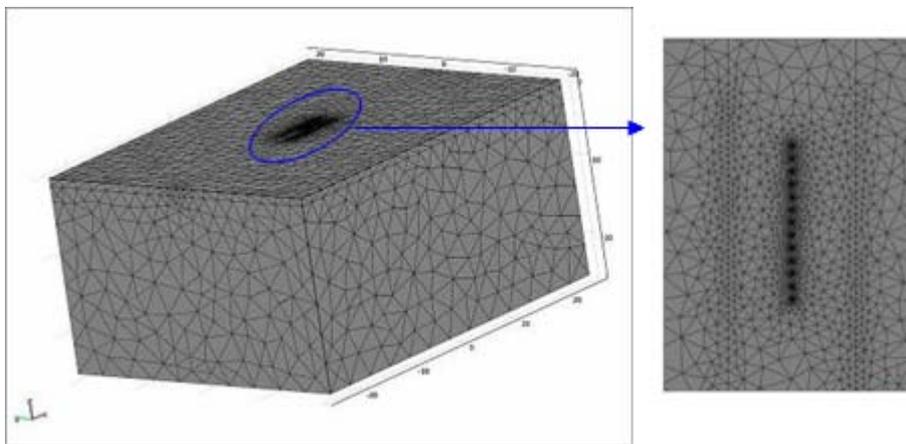


Figure 7.39 : Vue globale du maillage 3D en éléments finis utilisée pour discrétiser les modèles de la figure 40 (à gauche) et vue rapprochée en plan de la zone finement maillée autour des électrodes ponctuelles alignées en surface dans l'axe longitudinal de la tranchée (à droite).

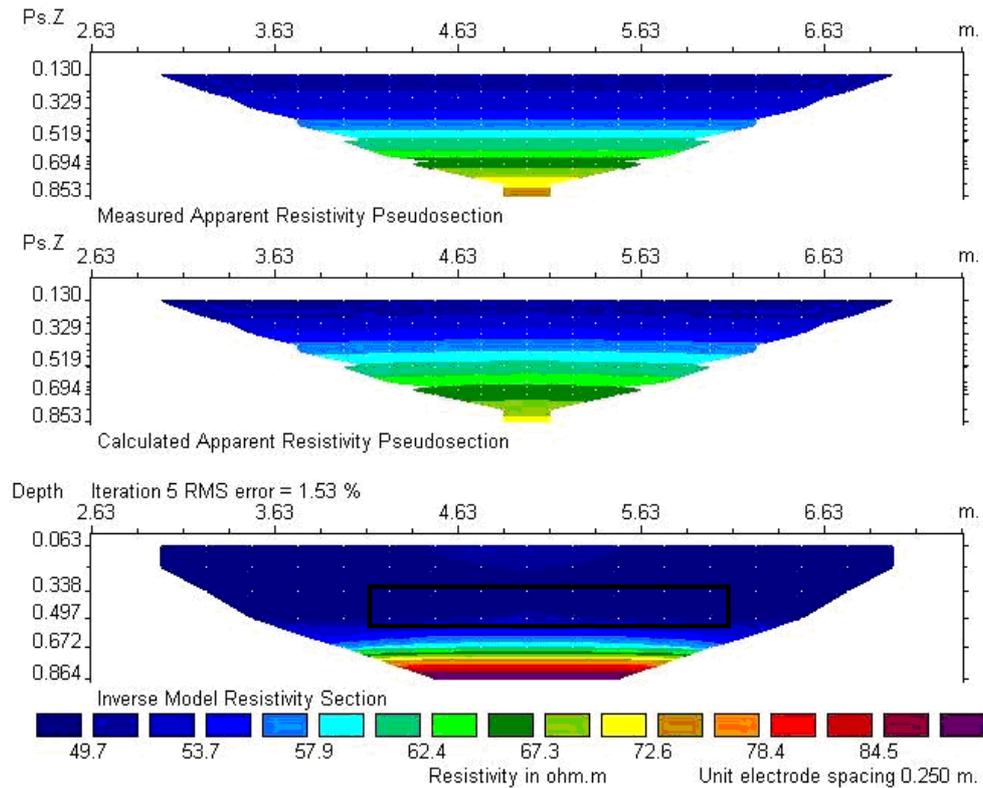


Figure 7.40 : Résultat d'inversion sous Res2Dinv de la TRE synthétique sur le modèle incluant la présence latérale de l'encaissant (à 100 ohm.m) autour d'une tranchée remplie de limon (50 ohm.m) (en haut, la pseudo-section de résistivités apparentes synthétiques, au milieu, la pseudo-section de résistivités apparentes calculées à partir du modèle de sol reconstruit, et en bas, la coupe de résistivité inversée du modèle reconstruit). Le rectangle noir délimite la zone de résistivités inversées à moyenner pour la détermination de la valeur de résistivité du limon de chaque plot d'essai.

Les moyennes des résistivités inversées ainsi obtenues pour chaque plot de chaque planche sont représentées sur la figure 7.41. Celle-ci montre que lorsque la masse volumique sèche augmente, la résistivité diminue globalement, conformément aux attentes. Les résistivités moyennes de la première planche, la plus humide, sont inférieures à celles de la planche 2, de teneur en eau intermédiaire. La planche 3 ne vérifie pas cette logique : elle apparaît comme étant plus conductrice que la planche 2 alors qu'elle est plus sèche.

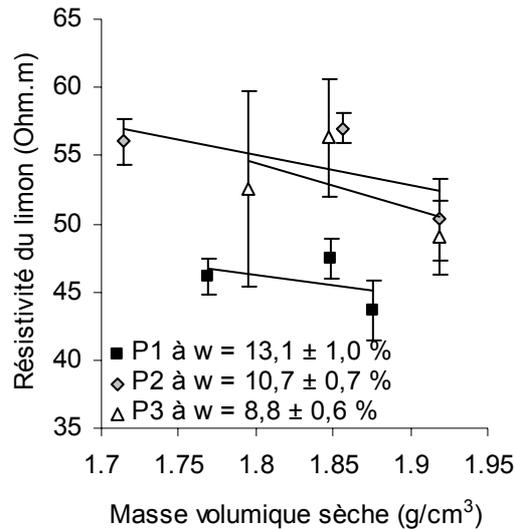


Figure 7.41 : Influence de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique sur la résistivité inversée du limon (valeurs moyennes de chaque plot), rapportées à une température de référence de 18°C.

III.2.4.3 EM38

Deux profils longitudinaux de conductivité apparente par méthode EM38 (selon la ligne H) ont été réalisés sur chaque planche : un profil en mode VD, pour « Vertical Dipole » (les bobines sont horizontales et coplanaires, le dipôle magnétique source est vertical) et un autre en mode HD, pour « Horizontal Dipole » (les bobines sont verticales et coplanaires, le dipôle magnétique source est horizontal). Le mode VD présente une profondeur d'investigation théorique (environ 1,5 m) environ double de celle du mode HD (environ 0,75 m). Les mesures ont été réalisées avec l'appareil directement en contact avec le sol. La conductivité apparente moyenne en mode VD, $\sigma_a(\text{VD})$, est inférieure à celle en mode HD, $\sigma_a(\text{HD})$ (fig. 7.42). Les réponses électromagnétiques d'un sol obtenues par méthodes Slingram peuvent être complexes, ne permettant pas toujours une interprétation intuitive à partir de la conductivité apparente telle qu'elle est définie habituellement (Frischknecht et al., 1991). Cependant, dans le cas des planches d'essais, l'EM38 étant aligné parallèlement dans l'axe central de la tranchée, la mesure est théoriquement peu sensible aux interfaces verticales limon/sable (distantes de 1,25 m de part et d'autre du profil central, pour un espacement inter-bobines de 1 m). On peut donc, en première approximation, raisonner comme si l'on était en présence d'un milieu tabulaire à deux couches. Dans ces conditions, l'interprétation (qu'elle soit

qualitative ou quantitative) est plus simple. Ainsi, les observations faites sur la figure 7.42 ($\sigma_a(\text{VD}) < \sigma_a(\text{HD})$) impliquent que la couche de sol immédiatement sous la surface est plus conductrice que le sol en profondeur. En effet, lorsque la profondeur d'investigation est plus importante (dipôle vertical), la mesure est plus sensible au sable encaissant qu'en mode horizontal (VD intègre plus le sable résistant). Pour chaque planche et chaque plot, on observe que la conductivité apparente augmente avec l'augmentation du taux de compactage du sol. La comparaison entre les planches permet d'observer les mêmes tendances qu'en TRE : la planche 1 (plus humide) est plus conductrice que la planche 2, mais la planche 3 apparaît plus conductrice que la planche 2 alors qu'elle est plus sèche.

Le nombre d'induction NI , qui dépend à la fois de la fréquence d'émission, de l'espacement entre boucles d'induction et de la conductivité du milieu, est calculé selon l'équation suivante :

$$NI = \frac{s}{p} \quad (7.2)$$

où s est l'espacement inter-bobines (soit $s = 1$ m pour l'EM38) et p correspond à l'épaisseur de peau définie par l'équation 3.27. En prenant la fréquence d'émission de l'EM38 (soit $f = 13.2$ kHz) et des valeurs de conductivité du sol comprises entre 10 mS/m et 50 mS/m (conductivités caractéristiques d'un sable sec et d'une argile très humide), les valeurs calculées de NI varient respectivement entre 0,023 et 0,051. On a donc toujours $NI \ll 1$ à cette fréquence, ce qui permet de vérifier l'hypothèse que cette méthode de mesure est à faible nombre d'induction (McNeill, 1980a).

Dans le cas d'une investigation à faible nombre d'induction, et d'un milieu tabulaire à deux couches horizontales, la conductivité apparente se présente comme la somme des contributions de chacune des couches (McNeill, 1980a) :

$$\sigma_a = (1 - R(e_1))\sigma_1 + R(e_1)\sigma_2 \quad (7.3)$$

où σ_1 et σ_2 sont respectivement les conductivités de la couche 1, d'épaisseur e_1 , et de la couche 2. $R(z)$ est la contribution cumulative du sol en dessous de la profondeur z . Dans notre cas, en supposant que les couches de limon et de sable sont homogènes, on peut alors déduire les valeurs « effectives » de σ_1 , connaissant σ_2 et e_1 :

$$\sigma_1 = \frac{\sigma_a - \sigma_2 R(e_1)}{1 - R(e_1)} \quad (7.4)$$

L'équation 7.3 est valable pour chacun des deux modes VD et HD dont les fonctions $R(z)$ ont des expressions analytiques simples, pour l'EM38 (espacement inter-bobines de 1 m)

(McNeill, 1980a). D'après la TRE réalisée fond en tranchée sur le sable encaissant, σ_2 vaut environ 10 mS/m ($\rho_a = 1/\sigma_a = 100 \text{ ohm.m}$) et la profondeur de la tranchée est estimée à 1 m. Ce calcul permet de retrouver une conductivité « vraie » de l'épaisseur de limon qui, comme attendu, est supérieure à la résistivité apparente mesurée (fig. 7.43). Les valeurs moyennes de conductivité « vraie » sont ensuite reportées en fonction des valeurs moyennes de teneur en eau et de masse volumique sèche des différents plots de chaque planche sur la figure 7.44. On observe que la conductivité du matériau semble augmenter linéairement lorsque la masse volumique augmente. Lorsque la teneur en eau diminue, en passant de la planche 1 à la planche 2, la conductivité diminue. Cependant, comme en électricité à courant continu, le comportement de la planche 3 va à l'encontre de cette tendance et présente une conductivité plus élevée alors que le sol est plus sec.

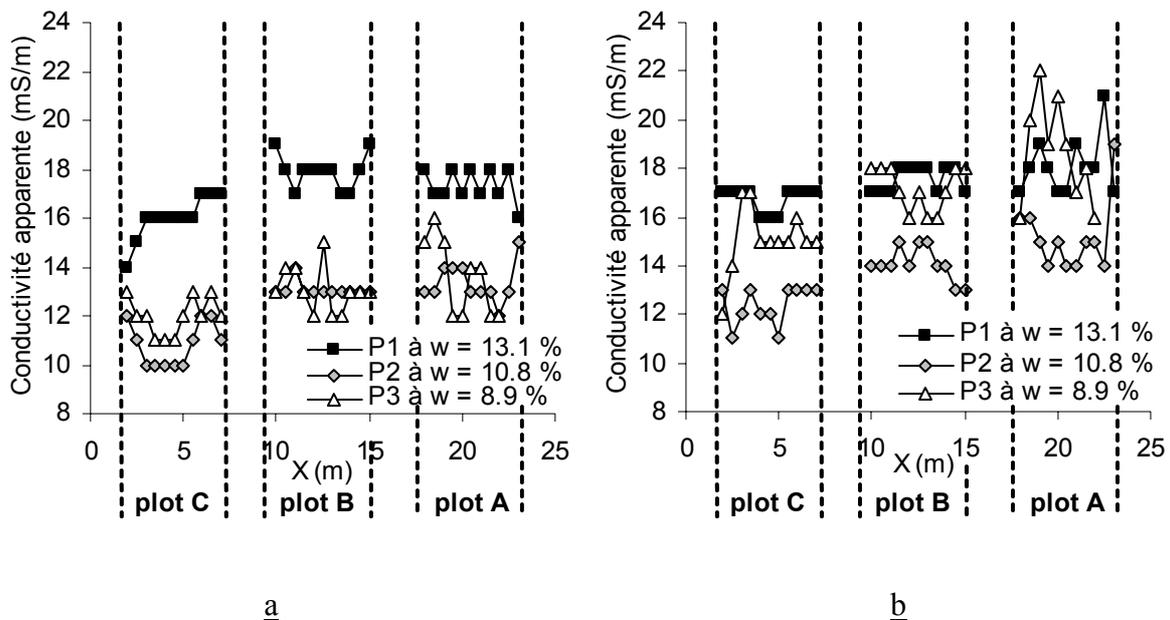


Figure 7.42 : Profils longitudinaux de conductivité apparente (EM38) mesurés sur les trois planches d'essais en modes vertical (VD) (a) et horizontal (HD) (b).

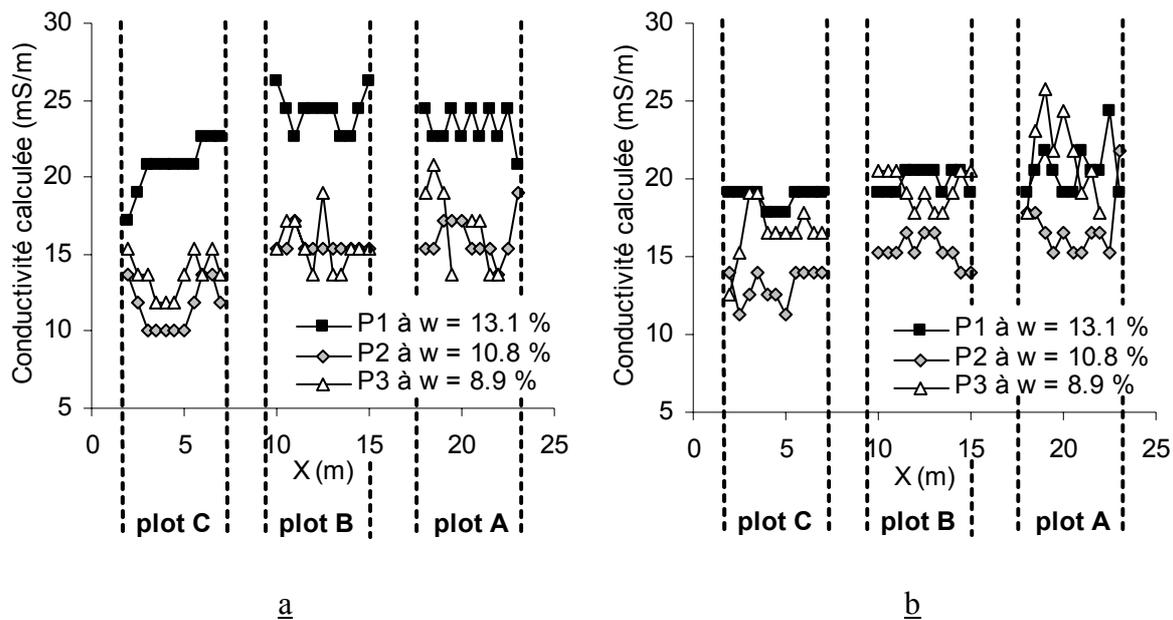


Figure 7.43 : Profils longitudinaux de conductivité calculée de la couche de limon (EM38) mesurés sur les trois planches d'essais en modes vertical (VD) (a) et horizontal (HD) (b).

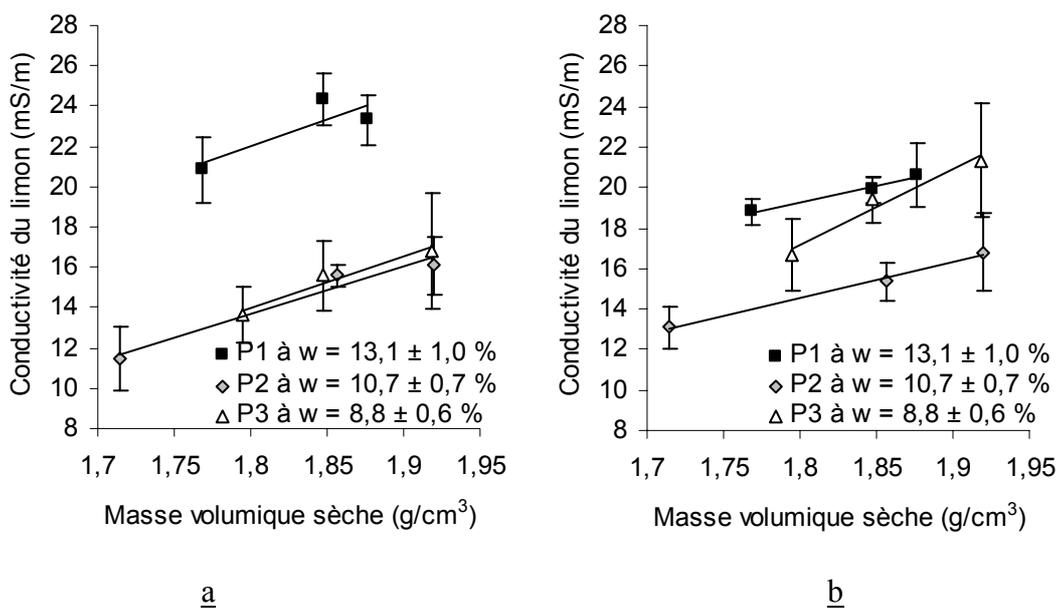


Figure 7.44 : Influence de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique sur la conductivité « vraie » du limon (EM38) mesurée sur les trois planches d'essais en modes vertical (VD) (a) et horizontal (HD) (b).

III.3 Synthèse des observations

Les différents états du sol limoneux obtenus à partir de trois planches d'essais permettent de couvrir la gamme d'humidité et de compacité du sol pouvant être rencontrée dans des applications géotechniques (ex. terrassements).

L'encaissant, électriquement plus résistant que le limon, présente une valeur moyenne de résistivité de 100 ohm.m environ.

Parmi les outils de mesures géophysiques « ponctuels », les observations sont les suivantes :

- la sonde TDR de surface, bien que difficile à mettre en place à cause des cailloux et de la dureté du sol compacté, présente des résultats cohérents avec les mesures réalisées en laboratoire et permet de distinguer l'influence de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique sur la mesure de constante diélectrique. Notons que la variabilité de la mesure en fonction de la masse volumique sèche est réduite lorsque la mesure est effectuée sur un même point entre les passes de compacteur ;

- le quadripôle électrique en configuration carrée met en évidence l'anisotropie du matériau en surface (feuilletage, cailloux, ...). Sa forte sensibilité à l'anisotropie et sa faible profondeur d'investigation ne permettent pas d'obtenir une mesure fiable sensible à la masse volumique ou à la teneur en eau du sol sur le terrain.

En ce qui concerne les mesures intégrantes, trois méthodes ont été testées :

- le radar géologique, dont l'utilisation apparaît très limitée pour ce volume et ce type de sol présentant une certaine atténuation et une forte dispersion du signal. Notons néanmoins que l'interface entre la première et la deuxième couche de limon depuis la surface semble être distinguée par cette méthode, mais l'atténuation du signal par le matériau ne permet pas de déterminer la constante diélectrique du milieu ;

- la tomographie de résistivité électrique permet, après avoir moyenné les données inversées et rapporté les valeurs de résistivité à une température de référence, de déterminer la résistivité électrique du limon à un état donné. Cette méthode a permis de retrouver, en relatif, les tendances observées en laboratoire en fonction des paramètres d'état des sols (i.e. teneur en eau massique et masse volumique sèche). Cependant, la confrontation entre les valeurs de résistivités mesurées sur échantillons (chapitre V) et celles sur les planches d'essai de taille réelle montre qu'il existe un décalage systématique des données entre les deux échelles de mesures : le limon testé en laboratoire apparaît toujours plus conducteur que celui sur site.

Notons aussi qu'à partir des mesures de TRE, la planche 3 apparaît plus conductrice que les deux autres planches alors que son état hydrique est plus sec ;

- la méthode à faible nombre d'induction EM38 permet de suivre les mêmes tendances que les mesures par TRE. On remarque que la planche 3 semble aussi plus conductrice que les deux planches pourtant plus humides. L'interprétation de la conductivité apparente mesurée par un modèle simple de sol à deux couches horizontales permet d'évaluer la valeur de conductivité « vraie » du limon. Ces valeurs sont compatibles avec celles observées par TRE. Le contrôle de l'état des planches est effectué par mesures ponctuelles destructives a posteriori. La forte variabilité spatiale en teneur en eau et en masse volumique de chaque planche présente une difficulté supplémentaire dans la comparaison entre les observables géophysiques mesurées et l'état du sol caractérisé.

IV. Retour d'expérience

IV.1 Introduction

A partir de l'analyse des résultats obtenus sur les trois planches précédemment décrites, trois axes de réflexions sont proposés :

1. Le limon de la planche 3 présente un « décalage » de conductivité, observé à la fois par mesure électrique ponctuelle (quadripôle en configuration carrée), par TRE et par EM38, apparaissant plus élevée par rapport à celles observées sur les planches plus humides, laissant suggérer qu'il s'agit d'un sol différent. Cependant les valeurs de permittivité mesurées par TDR sur la planche 3, par rapport à celles des planches 1 et 2, suivent la tendance décrite en laboratoire, sans anomalie.

Comment peut-on expliquer ce comportement électrique (courant continu et basses fréquences) et que le comportement diélectrique (hautes fréquences) ne reproduit pas ?

2. La mesure de permittivité par TDR est fortement sensible aux variations de teneur en eau et de masse volumique du sol sur terrain. La mesure radar, sensible à la même observable, présente l'avantage d'être une méthode plus intégrante, rapide à mettre en œuvre et permettant d'obtenir des profils continus.

Que donnerait la mesure radar sur une épaisseur réduite du même limon ?

3. Des lois de comportement de la résistivité et de la permittivité en fonction de l'état hydrique et de la masse volumique du sol ont été déterminées sous conditions contrôlées (chapitres V et VI). Or, le facteur d'échelle et les conditions de terrain diffèrent forcément des conditions de mesures en laboratoire.

A terme, peut-on appliquer les lois obtenues en laboratoire sur le terrain ?

IV.2 Effet de la réutilisation du matériau : cas de la planche 3

Il est important de rappeler que le matériau limoneux des planches 1 et 2 provient du même stock de sol alors que le matériau de la planche 3 provient de la réutilisation du matériau de la planche 2 après homogénéisation mécanique (malaxage).

De plus, d'après la figure 7.19, les points de contrôle de l'état du sol montrent un comportement du limon de la planche 3 différent au compactage par rapport aux deux planches précédentes : le sol est compacté à une masse volumique sèche bien plus élevée que celle prédite par la courbe Proctor. Cela signifie que le comportement au compactage du limon a été modifié lors de la réutilisation du matériau entre la planche 2 et la planche 3.

Notons aussi que la phase d'homogénéisation mécanique entraîne systématiquement une diminution difficilement quantifiable de la taille des cailloux et des blocs.

Bien que la planche 3 présente l'état le plus sec du sol, a priori électriquement plus résistant, les valeurs de résistivité mesurées, par TRE et par EM38, sont inférieures aux mesures effectuées sur les planches 1 et 2. Cette tendance, opposée à celle attendue, pourrait être expliquée par un changement de la répartition granulométrique du sol, principalement au niveau de grains grossiers, dû à l'homogénéisation mécanique appliquée.

IV.2.1 Etude de l'effet de la taille des grains sur la résistivité électrique

Un essai en laboratoire a été conduit afin d'estimer l'influence de la taille des grains isolants sur la valeur de résistivité du sol.

Dans le but d'isoler cet effet, deux échantillons de sol compactés dans un moule cylindrique en PVC (146 mm de diamètre et 79 mm de hauteur) sont reconstitués à partir d'un mélange d'une fraction massique donnée de grains de silex (10% de la masse sèche de l'échantillon)

avec la fraction inférieure à 2 mm du limon provenant de la planche 3. Les deux échantillons diffèrent par la taille des grains de silex (diamètres des grains compris entre 2 et 5 mm pour le premier échantillon et entre 10 à et 20 mm pour le second. La fraction inférieure à 2 mm a été préparée à la même teneur en eau et à partir de la même eau (eau du réseau de distribution). Le compactage se fait en deux couches, avec un protocole de compactage dynamique inspiré des essais Proctor (fig. 7.45).

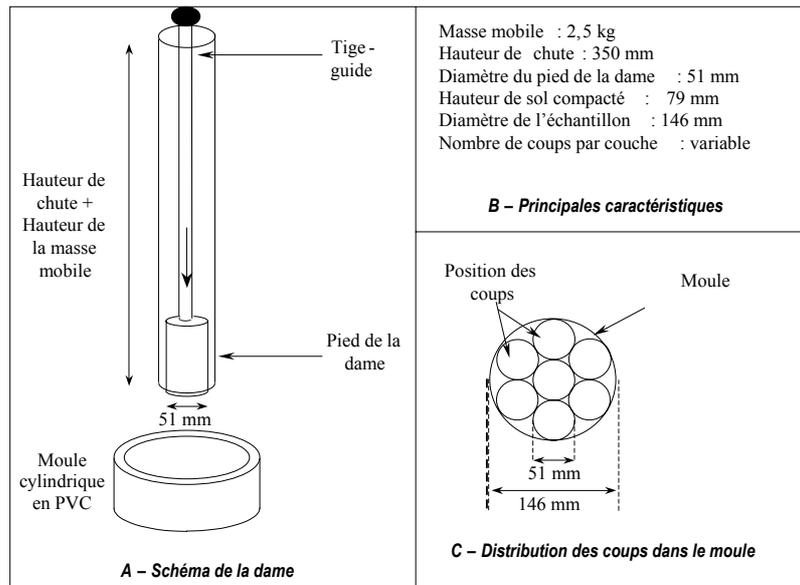


Figure 7.45 : Protocole de compactage dynamique des échantillons dans un moule cylindrique avec des énergies de compactage variable.

La mesure de résistivité électrique est effectuée dans une salle à température constante (20°C) grâce à un dispositif de huit électrodes enfoncées de 4 mm dans l'échantillon et situées radialement tous les 45° à mi-hauteur (Beck, 2004). La mesure électrique s'est faite grâce à un dispositif électrique à quatre électrodes voisines reliées à un résistivimètre Syscal Junior (IRIS Instrument). Le tour de l'échantillon a été effectué par huit mesures électriques successives qui permettent d'intégrer le volume de l'échantillon et de moyennner la mesure de l'échantillon (fig. 7.46). Le facteur géométrique k de ce dispositif est déterminé numériquement grâce au logiciel en éléments finis CESAR-LCPC : $k = 4,472 \text{ m}$ (chapitre V).

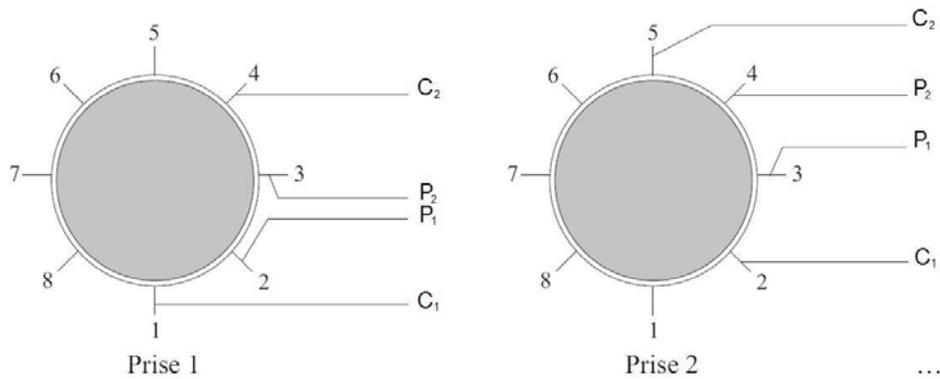


Figure 7.46 : Représentation schématique de la prise de mesure. Le dispositif à quatre électrodes est décalé de 45° autour du moule à chaque mesure.

La masse volumique sèche et la teneur en eau massique sont déterminées pour chaque échantillon à la fin des mesures électriques par pesées et par séchage à 105°C pendant 24 heures.

La figure 7.47 montre que lorsque la taille des grains isolants augmente, pour une même proportion massique de grains isolants, la résistivité électrique augmente significativement : on observe une augmentation d'environ de 15 % de la valeur de résistivité lorsque la taille de grains isolants augmente de 400 % environ. Cette augmentation, bien que faible, contribuerait à expliquer que la planche 3 présente une résistivité plus faible que les planches 1 et 2 à cause de la répartition de la taille des grains du sol qui a été modifiée lors de la réutilisation du matériau (diminution de la taille des grains due au malaxage mécanique).

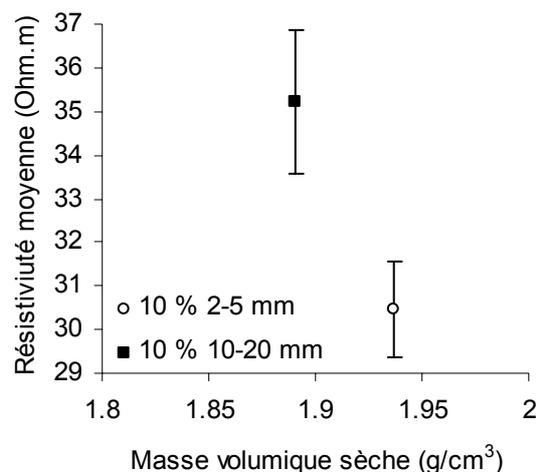


Figure 7.47 : Influence de la taille des grains isolants ajoutés dans une matrice de sol tamisé à 2 mm ($w = 9.4\%$, $\rho_d = 1,91 \pm 0,3 \text{ g/cm}^3$, ajout massique de 10 % de grains isolants).

IV.2.2 Effet de la réutilisation du matériau sur la mesure diélectrique

La mesure de permittivité par TDR ne semble pas être sensible à la possible diminution de la taille des grains engendrée par le malaxage du matériau (rotavitage), contrairement aux mesures électriques.

Cette observation pourrait s'expliquer par le régime de fonctionnement qui diffère entre les méthodes : le régime de diffusion (EM38 et TRE) et le régime de propagation (TDR). L'influence des constituants du sol diffère entre ces deux régimes. En effet, en régime de propagation, le modèle CRIM (chapitre VI), permettant d'estimer la permittivité globale du sol, prend en compte la fraction volumique de chaque constituant alors qu'en régime de diffusion, les lois semblent plus complexes. Or l'homogénéisation mécanique entraîne seulement une réduction de la taille des grains de silex mais ne modifie pas leur fraction volumique. La mesure TDR (ou toute autre méthode mesurant la permittivité dans le régime de propagation) apparaît donc insensible à la diminution de la taille des grains, à densité et humidité données.

IV.3 Mise en œuvre et caractérisation d'une quatrième planche

Afin de tester la méthode radar sur un volume de sol adapté et de vérifier l'influence de la teneur en eau et de la masse volumique sèche du limon à des états secs (proches de l'état du sol de la planche 3), une quatrième planche d'essais a été réalisée. Le matériau utilisé provient de la réutilisation du matériau de la planche 3. Son optimum Proctor se situe à $w_{OPN} = 9,9 \%$ et $\rho_d = 1,98 \text{ g/cm}^3$. On constate que l'optimum Proctor du matériau a sensiblement changé par rapport à celui effectué sur le limon de la planche 1. Ce changement est probablement dû à une modification de l'état du matériau (microstructure, différence de la répartition granulométrique) mais peut aussi être exagéré par l'imprécision de l'essai Proctor standard (i.e. extrapolation entre les points de mesures).

IV.3.1 Préparation du sol

Environ 80 m³ de matériau limoneux ont été mélangés et séchés à l'air libre de la même manière que pour les planches précédentes (malaxages successifs du matériau), afin d'obtenir un matériau homogène, de teneur en eau à $w = 6,8 \%$. A partir de cette teneur en eau initiale, chaque tiers du stock de matériau a été humidifié avec de l'eau du réseau de distribution puis malaxé dans le but d'obtenir trois états d'humidité allant de l'état initial à celui de l'optimum Proctor du matériau. Afin de limiter la variation de la répartition granulométrique pouvant apparaître au sein de la planche, un protocole identique de malaxage du matériau a été respecté pour les trois tiers de stock préparés à différentes humidités.

IV.3.2 Mise en œuvre de la planche d'essais n°4

Comme précédemment, une fosse d'essais (1 m de profondeur, 8 m de large et 25 m de long) a été remplie du même sable compacté considéré comme homogène. Dans l'axe du site, une tranchée de 0,4 m de hauteur est excavée grâce à un chargeur de chantier. Ensuite, la tranchée est remplie entièrement de limon décrivant trois plots d'états hydriques différents (fig. 7.48). Le sable est considéré comme étant l'encaissant. D'après la caractérisation électrique réalisée au préalable en fond de tranchée, la résistivité électrique moyenne du sable est d'environ 110 ohm.m. Plus tard, la couche limoneuse de 0,4 m de hauteur est compactée grâce à un compacteur vibrant monocylindre (de classe VM4) avec une énergie progressive. Quatre états de compactage ont été successivement caractérisés.

L'état de compactage et l'état hydrique du sol de chaque plot d'essais ont été déterminés sur toute la hauteur du matériau par 6 mesures de GPV depuis la surface, à chaque passe de compacteur et par 5 points de prélèvement, en fin d'expérimentation (fig. 7.48). Deux sondes PT100 enfouies à 0,15 m et 0,30 m de profondeur permettent de mesurer en continu les variations de température. Les valeurs de masse volumique mesurées sont extrapolées au niveau des points de mesures de teneur en eau. La figure 7.49 résume l'état du sol de chaque plot dans chacun des quatre états de compactage. Retenons que le limon de la planche 4 est à un état sec par rapport à la valeur de l'optimum Proctor et que les plots 1 et 3 ont un état hydrique très proche : la teneur en eau moyenne des plots 1, 2 et 3 sont respectivement $w_1 = 7,1 \% \pm 0,5 \%$, $w_2 = 8,7 \% \pm 0,2 \%$ et $w_3 = 6,8 \% \pm 0,7 \%$. La température du sol n'évolue ni temporellement ni spatialement au cours de l'expérimentation (i.e. une semaine). La valeur de

température moyenne du limon est de $8,5^{\circ}\text{C} \pm 0,7^{\circ}\text{C}$. Dans le but d'avoir un réflecteur parfait pour les ondes électromagnétiques, trois plaques métalliques carrées (50 cm x 50 cm) sont placées à l'interface entre l'encaissant et le limon, au fond de la tranchée. La position de ces plaques est présentée sur la figure 7.48. Les méthodes radar et EM38 sont, en principe, très sensibles à la présence de ces plaques si celles-ci se trouvent dans leur rayon d'investigation. Par contre, l'effet de ces plaques sur les TRE a été minimisé en les isolant électriquement du sol par une feuille plastique. Par ailleurs, les plaques sont en dehors des zones d'investigations par TRE.

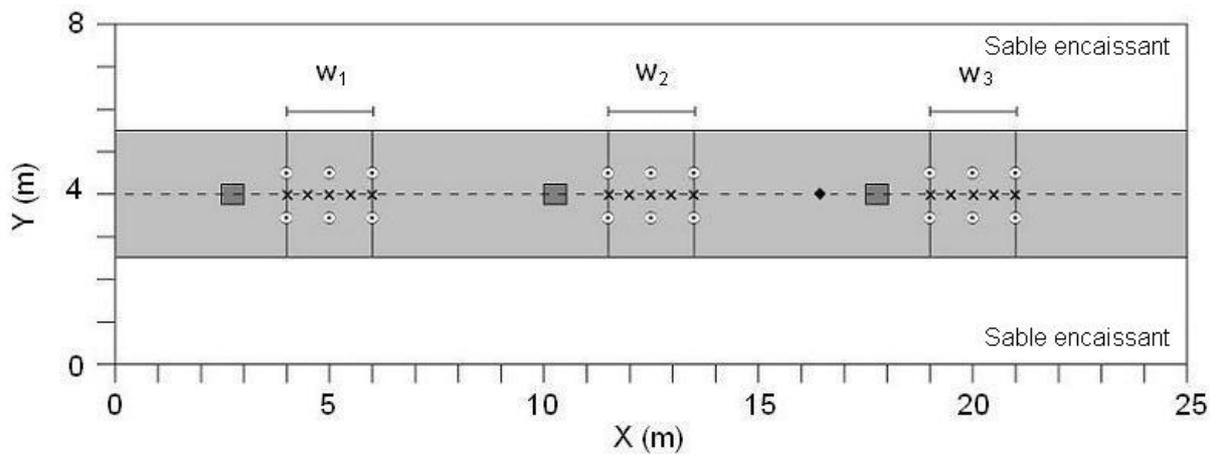


Figure 7.48 : Schéma de la planche d'essai constituée de trois plots d'essai à énergies de compactage identiques mais à teneurs en eau massiques différentes (w_1 , w_2 et w_3). Les symboles \odot localisent les points de mesure de GPV ; \blacklozenge , le profil de sondes de température et \times , les points de prélèvement pour la mesure de teneur en eau. Les carrés gris représentent les plaques métalliques et la ligne en pointillés correspond aux profils géophysiques longitudinaux.

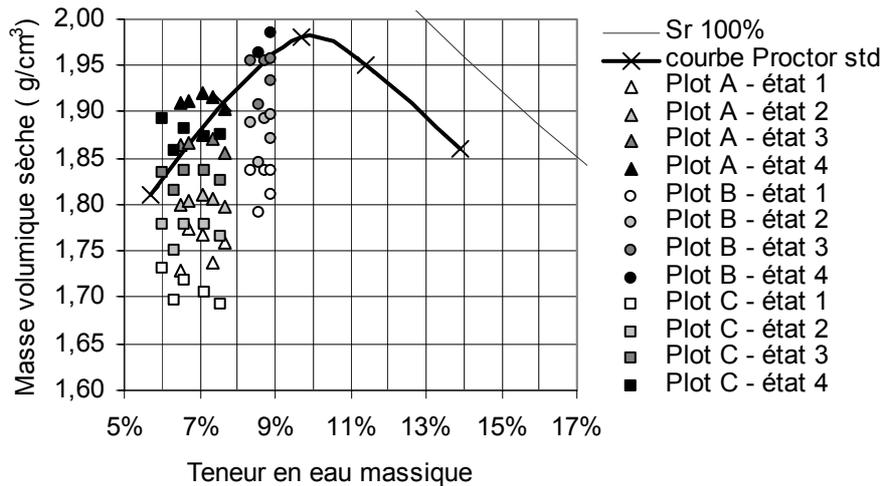


Figure 7.49 : Etats de teneur en eau et de masse volumique sèche obtenus au niveau des points de mesures des trois plots d'essais dans les 4 états de compactage de la planche 4, avec la courbe Proctor standard du limon.

IV.3.3 Mesures géophysiques

IV.3.3.1 Mesures de résistivité électrique

Les deux méthodes intégrantes de mesure de résistivité présentées précédemment pour la caractérisation des planches 1, 2 et 3 ont été utilisées pour la quatrième planche.

IV.3.3.1.1 Mesures par TRE

Un profil longitudinal de 16 électrodes espacées de 0,25 m sur l'axe central de la planche, au milieu de chaque plot, permet de caractériser par TRE chaque état de compactage des trois plots. La TRE est effectuée grâce à un résistivimètre SAS4000 de chez ABEM et une séquence de 80 quadripôles de type Wenner-Schlumberger a été utilisée. Les figures 7.50, 7.51 et 7.52 présentent les résultats d'inversion des TRE, à chaque énergie de compactage, respectivement des plots 1, 2 et 3. Ces résultats sont obtenus après inversion des données brutes à l'aide du logiciel Res2Dinv (Loke and Barker, 1996), en utilisant les mêmes réglages pour toutes les inversions (utilisation d'une norme L1 (« Robust constrain ») et un lissage latéral du modèle fortement favorisé par rapport au lissage vertical).

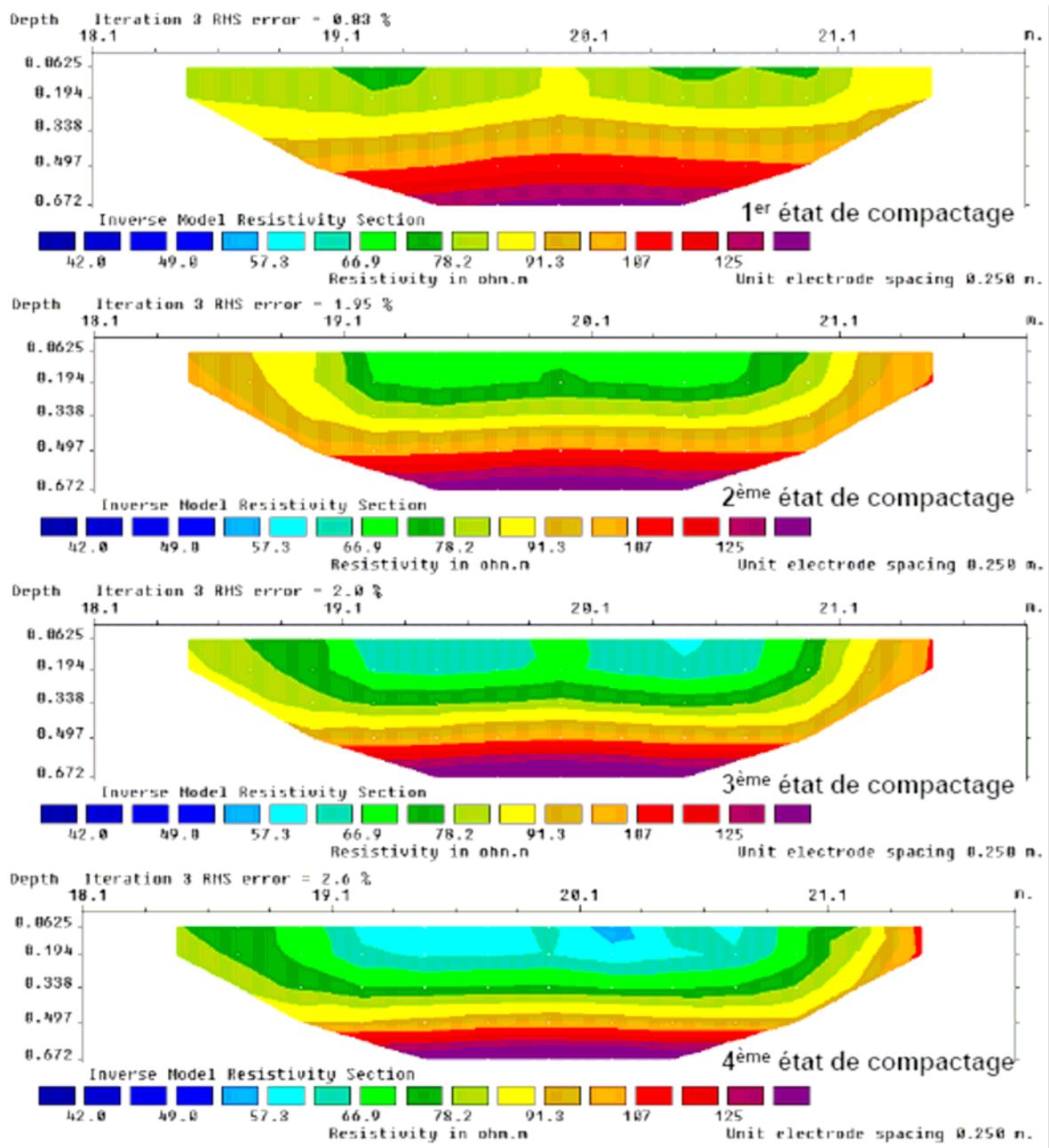


Figure 7.50 : Tomographies de résistivité inversées correspondant aux profils longitudinaux du plot 1 de la planche 4 ($w_1 = 7,1 \% \pm 0,5 \%$) à énergie de compactage croissante (état 1 à 4).

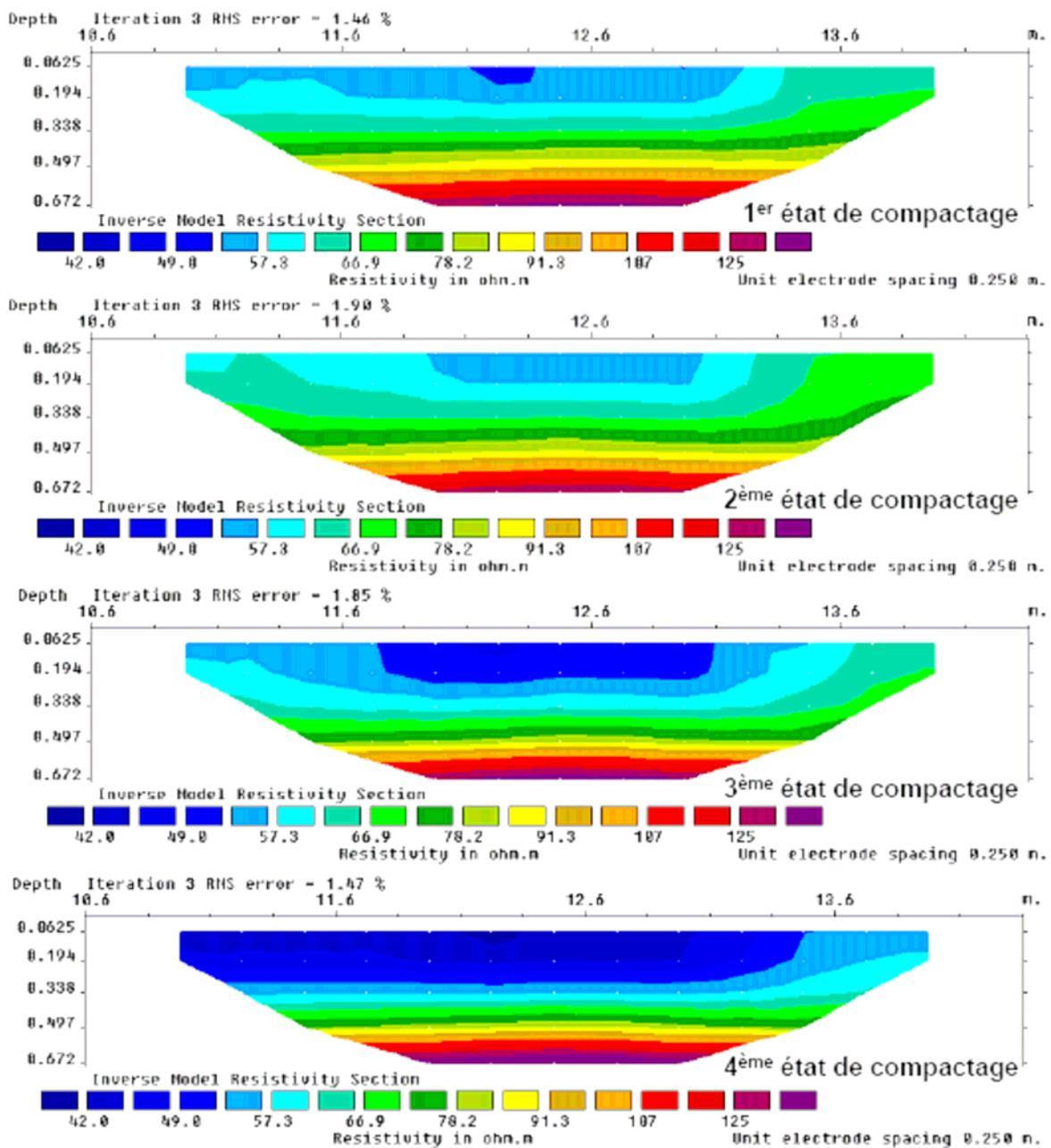


Figure 7.51 : Tomographies de résistivité inversées correspondant aux profils longitudinaux du plot 2 de la planche 4 ($w_2 = 8,7 \% \pm 0,2 \%$) à énergie de compactage croissante (état 1 à 4).

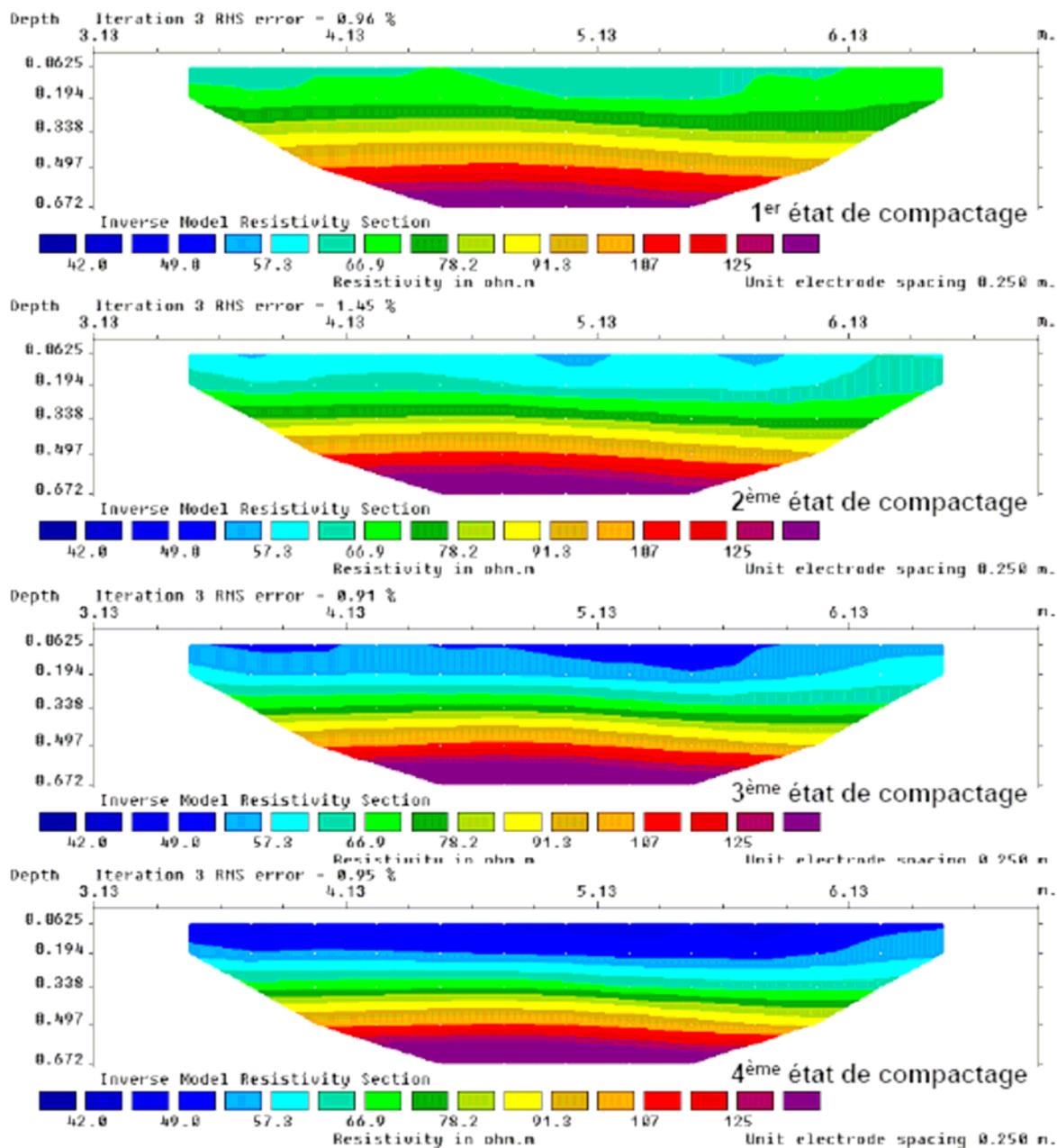


Figure 7.52 : Tomographies de résistivité inversées correspondant aux profils longitudinaux du plot 3 de la planche 4 ($w_3 = 6,8 \% \pm 0,7 \%$) à énergie de compactage croissante (état 1 à 4).

Sur chaque profil (fig. 7.50, 7.51 et 7.52), on observe une zone plus résistive, à partir de 0,4 m de profondeur, correspondant au sable encaissant ainsi qu'une zone en surface représentant des variations locales de résistivités probablement liées aux hétérogénéités en surface, comme le feuilletage du matériau par exemple. La zone intermédiaire conductrice correspond à l'épaisseur du limon que l'on considère comme homogène. A chaque état hydrique, la résistivité de cette zone intermédiaire diminue globalement lorsque le compactage du matériau augmente. De plus, lorsque l'on compare les TRE du plot 1 à celles du plot 2, plus

humide, la résistivité est plus faible lorsque le sol est plus humide. Cette observation est plus difficilement vérifiable lorsque l'on compare les résistivités inversées du plot 2 avec celles du plot 3.

Le modèle numérique de la tranchée présenté précédemment (obtenu à l'aide du logiciel de calcul par éléments finis COMSOL Multiphysics 3.4) a été adapté à la géométrie de la planche 4 (i.e. 0,4 m de profondeur de tranchée, résistivité de l'encaissant fixé à 110 ohm.m) afin d'étudier l'effet de la structure de la planche 4 sur les résistivités apparentes ainsi que sur les résistivités inversées par le logiciel Res2Dinv. Deux modèles, homogènes par région et isotropes, sont réalisés, comme pour les trois premières planches :

- un modèle tabulaire (1D) à deux couches horizontales : une première couche de limon de 0,4 m d'épaisseur reposant sur un substrat de sable d'épaisseur très grande ;
- un modèle 2D comprenant un encaissant de sable (épaisseur très grande), dans lequel une tranchée est aménagée en surface (hauteur 0,4 m, largeur 2,5 m) remplie de limon (fig. 7.53) ;

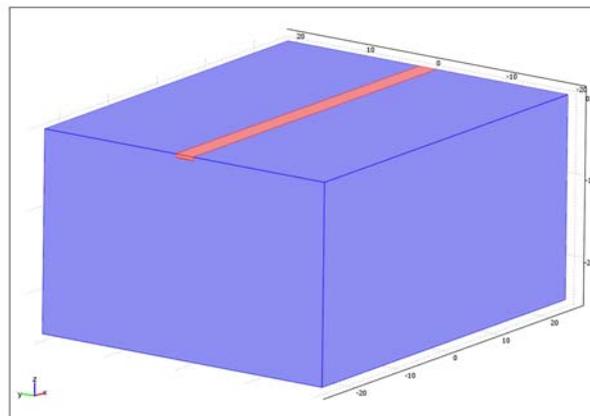


Figure 7.53 : Modèle utilisé pour la simulation numérique de l'effet sur les résistivités apparentes d'un encaissant sableux présent sous le limon et latéralement. La zone rose correspond au limon et la zone bleue au sable encaissant. La profondeur de la tranchée remplie de limon est de 0,4 m et sa largeur de 2,5 m.

Comme précédemment, la comparaison des deux modélisations permet donc d'évaluer l'effet de l'encaissant présent latéralement, par rapport à un modèle tabulaire simple de référence à deux couches. Le tableau 7.II résume les résultats de comparaison, pour chaque espacement entre électrodes présents dans la séquence d'acquisition, entre les deux situations modélisées (i.e. avec et sans effets de bords latéraux).

En faisant varier la résistivité du limon (entre 110 et 20 ohm.m), on constate que l'écart relatif entre les deux situations, dépendant à la fois des espacements entre électrodes et du contraste de résistivité entre le limon et le sable, n'excède jamais 10 % si la résistivité du limon est comprise entre 40 et 110 ohm.m (cas probable sur le terrain), tandis que cet écart peut devenir plus significatif pour une résistivité du limon inférieure ou égale à 20 ohm.m (écarts pouvant dépasser 22% pour les plus grands espacements entre électrodes).

espacement des électrodes		résistivité du limon (ohm.m)				
a (m)	n	110	80	60	40	20
0.25	1	0.0%	0.0%	0.1%	0.3%	0.7%
0.25	2	0.0%	0.2%	0.5%	1.1%	2.9%
0.25	3	0.0%	0.5%	1.1%	2.5%	6.0%
0.25	4	0.0%	0.8%	2.0%	4.2%	9.8%
0.25	5	0.0%	1.3%	2.9%	6.1%	14.1%
0.25	6	0.1%	1.8%	4.0%	8.1%	18.4%
0.25	7	0.0%	2.2%	4.9%	10.0%	22.6%
0.50	1	0.0%	0.3%	0.7%	1.6%	4.1%
0.50	2	0.0%	1.0%	2.4%	5.0%	11.7%
0.50	3	0.0%	2.0%	4.4%	9.0%	20.3%
0.75	1	0.0%	0.8%	1.8%	3.8%	9.2%
0.75	2	0.0%	2.1%	4.7%	9.7%	22.0%
1.00	1	0.0%	1.4%	3.1%	6.4%	15.0%

Tableau 7. II : Ecart relatif entre les résistivités apparentes simulées sur le modèle avec tranchée (fond et parois) et celles simulées sur le modèle tabulaire à deux couches (avec fond de tranchée uniquement, modèle de référence). Le fond de tranchée et le mur de la première couche sont fixés à 0,4 m de profondeur depuis la surface.

L'inversion de ces profils synthétiques de résistivités apparentes (Wenner-Schlumberger à 16 électrodes, mêmes réglages d'inversion que précédemment) montre que les résistivités inversées avec le logiciel Res2Dinv sont insensibles à la présence de l'encaissant plus résistant pour les trois premières rangées (les plus superficielles) de cellules du modèle inversé (correspondant à une profondeur de 0,4 m), et y deviennent au contraire très sensibles au-delà. A partir de cette observation et à cause du feuilletage du matériau visible en surface, la zone de résistivités inversées du modèle représentatives de la couche de limon homogène, peut donc être alors définie (entre les profondeurs $z = 0,125$ m et $z = 0,41$ m de la coupe inversée) afin de calculer la valeur moyenne de résistivité du limon de chaque plot d'essai, à chaque état de compactage. Les moyennes de résistivités inversées ainsi obtenues sont représentées sur la figure 7.54. A teneur en eau constante, la résistivité électrique diminue

linéairement lorsque la masse volumique sèche augmente. Les résistivités moyennes du plot 1 ($w_1 = 7,1 \% \pm 0,5 \%$) sont inférieures à celles du plot 3 ($w_3 = 6,8 \% \pm 0,7 \%$), légèrement plus sec. Cependant, les résistivités moyennes du plot le plus humide ($w_2 = 8,7 \% \pm 0,2 \%$), dans les quatre états de compactage, sont trop élevées par rapport à celles des deux autres plots et ce malgré des conditions d'expérimentation comparables.

Toutefois, si les données ne sont pas inversées, la moyenne des résistivités apparentes, obtenues avec une configuration Wenner alpha, dont l'espacement entre deux électrodes voisines est fixé à 0,75 m, suivent, en relatif, les lois définies en laboratoire (fig. 7.55). En effet, la résistivité diminue linéairement avec une augmentation de la masse volumique sèche et diminue lorsque le sol est humidifié. Rappelons que dans un milieu non homogène, la résistivité apparente n'est pas la résistivité intrinsèque mais correspond à une résistivité « moyenne » d'un certain volume de sol situé sous le point d'observation (i.e. sous le quadripôle). De plus, la profondeur d'investigation médiane (Edwards, 1977 ; Barker, 1989) est définie pour un demi-milieu homogène comme représentant l'épaisseur superficielle du terrain dont l'influence compte pour 50 % dans la mesure totale (sensibilité cumulée). Elle est proportionnelle à l'espacement entre électrodes et dépend de la configuration géométrique du quadripôle. Pour un dispositif Wenner, la profondeur d'investigation médiane vaut environ 0,519 fois l'espacement inter-électrode. Ainsi, dans le cas de cette planche d'essais et toujours pour un dispositif Wenner avec un espacement entre électrodes de 0,75 m, la profondeur d'investigation médiane « théorique » est de 0,39 m, ce qui correspond à l'épaisseur du limon à investiguer. Notons ici que le milieu n'est pas homogène mais plutôt tabulaire à deux couches, et que la profondeur d'investigation effective diffère donc de la profondeur théorique. Néanmoins, on peut dire que ces dispositifs particuliers (espacement 0,75 m) intègrent complètement la couche de limon dans leur mesure d'une part et subissent une influence significative de l'encaissant d'autre part.

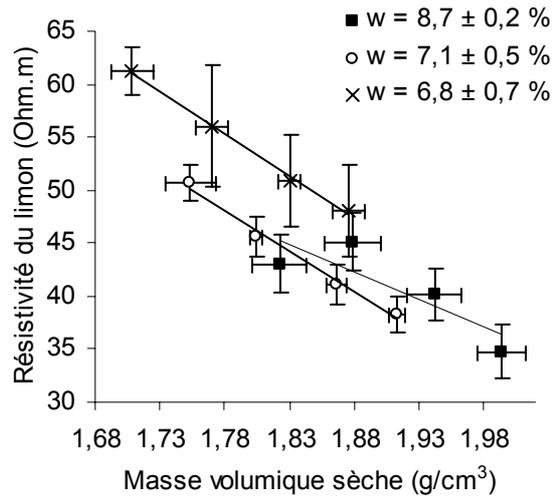


Figure 7.54 : Influence de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique sur la résistivité inversée du limon (valeurs moyennes de chaque plot).

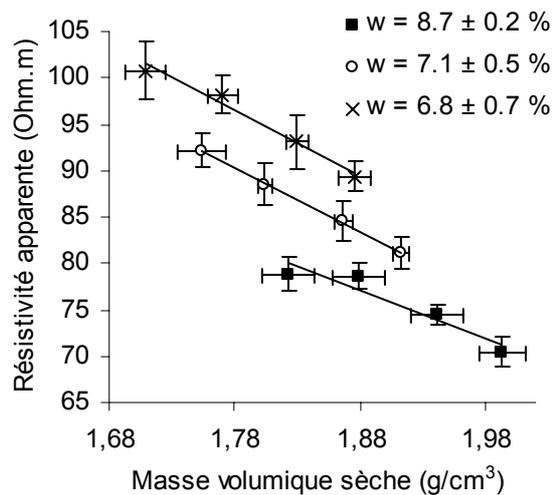


Figure 7.55 : Influence de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique sur la résistivité apparente du limon (valeurs moyennes de chaque plot) mesurée uniquement avec les quadripôles ayant un espacement inter-électrode de 0,75 m (Wenner alpha).

IV.3.3.1.2 Mesure par EM38

Un profil longitudinal de conductivité apparente mesurée par EM38, avec un pas de 0,5m a été effectué sur le profil central de la planche 4, recoupant l'axe central de chaque plot (fig. 7.56). A chaque point de mesure, l'appareil est posé au sol en mode vertical (VD) puis horizontal (HD). La mesure en mode vertical présente des valeurs de conductivité apparente

systématiquement plus élevées et une variabilité des données plus importante que les mesures effectuées en mode horizontal. La forte variabilité des mesures en mode vertical au niveau de chaque plot semble être due à la présence des plaques métalliques. En effet, le rayon d'investigation en mode VD étant plus élevé qu'en mode HD, la mesure en mode VD est plus sensible à la plaque métallique située en bordure de chaque plot investigué. De plus, si on se réfère à la fonction de sensibilité de chaque mode, HD et VD (fig. 3.9), la première couche depuis la surface, de 0,4 m d'épaisseur, contribue seulement à 22 % de la mesure de conductivité apparente en mode vertical VD alors qu'elle contribue à 52 % de la mesure en mode horizontal HD. Notons aussi que la structure métallique de la toiture du hangar abritant la planche 4 est plus proche du sol (3 mètres environ) que celle des planches 1, 2 et 3 (7 mètres environ).

On propose alors d'analyser seulement les mesures en mode horizontal (fig. 7.57). Le choix de conserver uniquement les mesures en mode HD repose sur :

- la plus forte sensibilité à la première couche de 0,4 m d'épaisseur, depuis la surface, par rapport au mode VD ;

- la plus faible sensibilité à la présence de plaque métallique située en bordure de chaque plot (et probablement aussi à la structure métallique de la toiture du hangar) par rapport au mode VD.

La conductivité apparente du sol augmente linéairement lorsque la masse volumique sèche augmente ainsi que lorsque la teneur en eau massique augmente (fig. 7.57). Les deux plots les plus secs (plot 1 et 3) présentent une conductivité apparente similaire. Puisque ces deux plots sont à état hydrique très proche, la différence de conductivité apparente entre ces deux plots peut être assimilée à l'erreur de reproductibilité de la mesure.

Avec la géométrie de la tranchée de la planche 4, plus large (2,5 m) que profonde (0,4 m), on peut raisonner, en première approximation, comme si l'on était en présence d'un milieu tabulaire à deux couches (comme précédemment pour les planches 1, 2 et 3). Puisqu'il s'agit d'une investigation à faible nombre d'induction et que l'on considère la planche comme un milieu tabulaire à deux couches horizontales, la conductivité apparente se présente comme la somme des contributions de chacune des couches (éq. 7.3). Cela permet de déduire les valeurs « effectives » de la couche de limon, considérée comme homogène (éq. 7.4). La figure 7.58 montre ainsi l'influence de la masse volumique sèche moyenne pour chacun des

trois plots de la planche 4 sur la conductivité « vraie » calculée moyenne à partir des mesures d'EM38 en mode HD. Comme attendu, la conductivité moyenne du matériau limoneux est élevée et augmente linéairement lorsque la masse volumique augmente, à teneur en eau massique constante. Les deux plots les plus secs (à teneur en eau très proches) présentent des valeurs de conductivités similaires. La mesure de conductivité permet de distinguer les deux plots plus secs du plot le plus humide ($w = 8,7\%$).

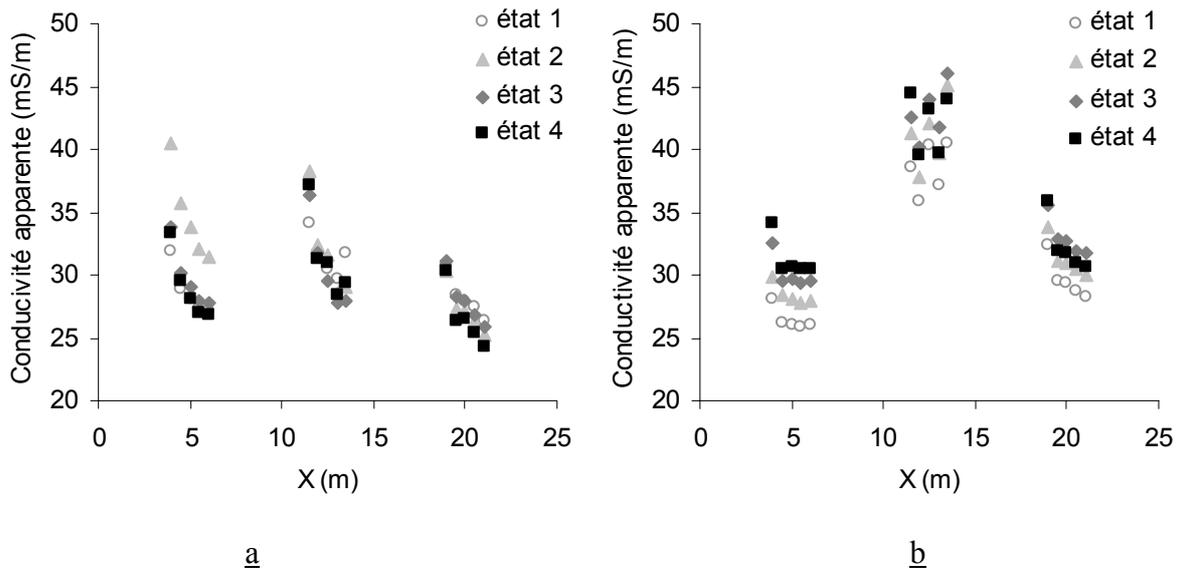


Figure 7.56 : Profil de conductivité apparente mesurée par EM38 en mode vertical (VD) (a) et en mode horizontal (HD) (b).

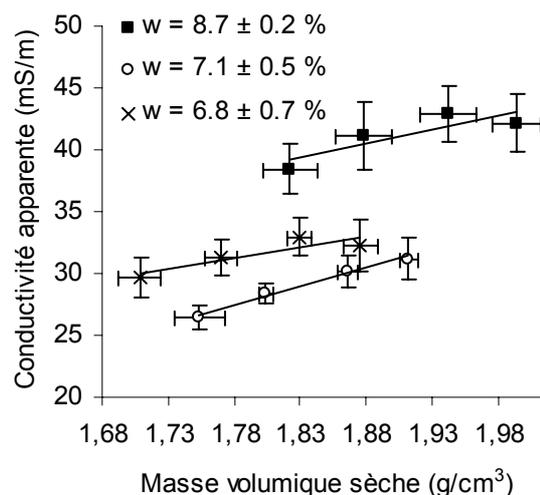


Figure 7.57 : Influence de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique sur la conductivité apparente moyenne mesurée par EM38 en mode horizontal (HD).

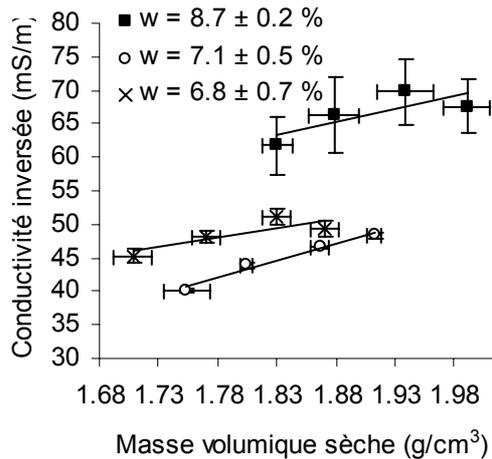


Figure 7.58 : Influence de la masse volumique sèche et de la teneur en eau massique sur la conductivité calculée moyenne mesurée par EM38 en mode horizontal (HD).

IV.3.3.2 Mesures de permittivité

Un profil radar longitudinal a été réalisé dans l'axe central de chaque plot, pour chaque état de compactage (fig. 7.59). Grâce au contraste de propriété diélectrique entre l'encaissant et le limon ainsi qu'à la faible épaisseur de limon, le signal radar permet de pointer convenablement l'interface entre le limon et le sable sur les radargrammes et d'en déduire la vitesse aller-retour de l'onde électromagnétique (fig. 7.60). A partir de cette vitesse, la constante diélectrique du milieu traversé peut être calculée (chapitre III). La figure 7.61 montre l'influence de l'état de compactage sur la permittivité relative. Celle-ci permet de distinguer chaque plot à une teneur en eau donnée et augmente lorsque l'état de compactage augmente. Comme précédemment, on propose de moyenner les mesures faites sur chaque plot à un état de compactage donné (fig. 7.62). La racine carrée de la constante diélectrique augmente linéairement avec une augmentation de la masse volumique sèche, comme observé précédemment en laboratoire. Les données des deux plots les plus secs, aux teneurs en eau très proches, paraissent avoir le même ordre de grandeur et sont bien séparées de celles du plot le plus humide.

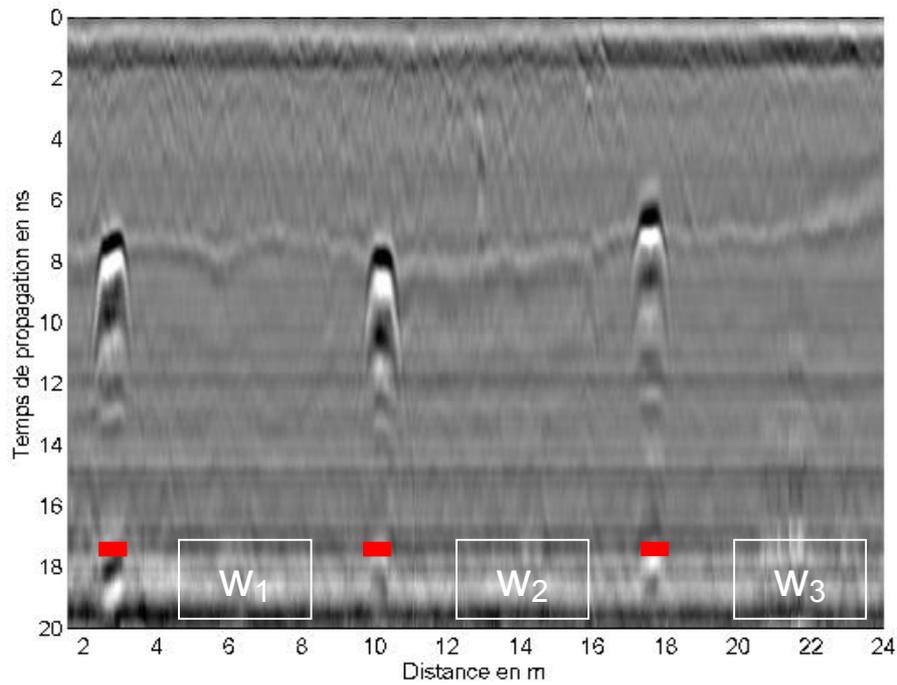


Figure 7.59 : Radargramme du profil longitudinal de la planche 4 après le troisième état de compactage, avec l'antenne de 900 MHz. Les positions horizontales relatives des trois plots (w_1 , w_2 et w_3) sont représentées en blanc et celles des plaques métalliques, en rouge.

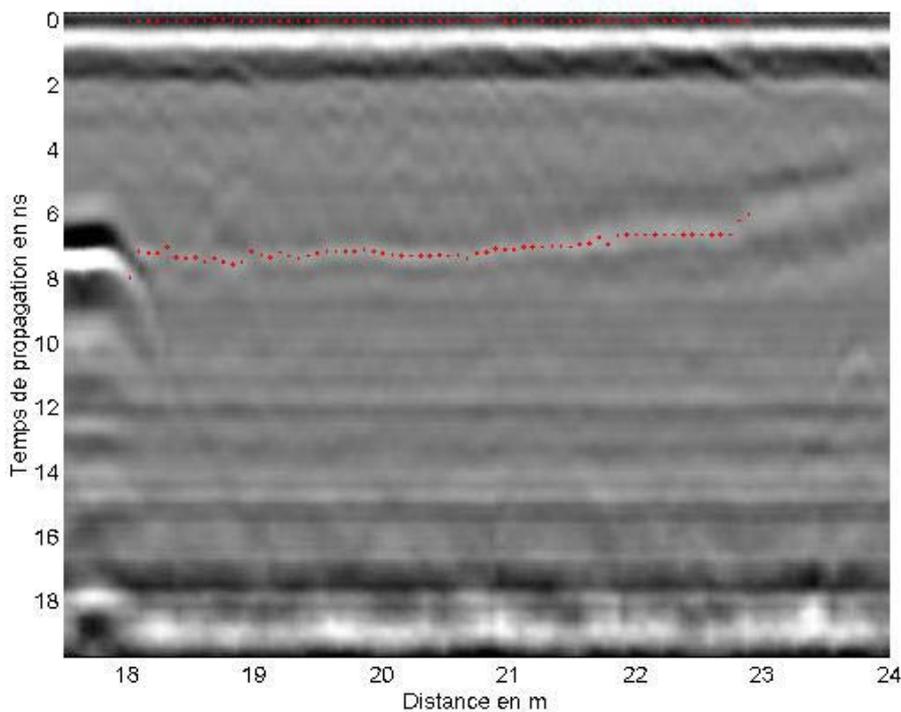


Figure 7.60 : Pointé des temps de trajet (en rouge) de l'interface entre le limon et le sable encaissant (à 0,4 m) sur le radargramme du plot à $w_3 = 6,8$ % de la planche 4 après le deuxième état de compactage, avec l'antenne de 900 MHz.

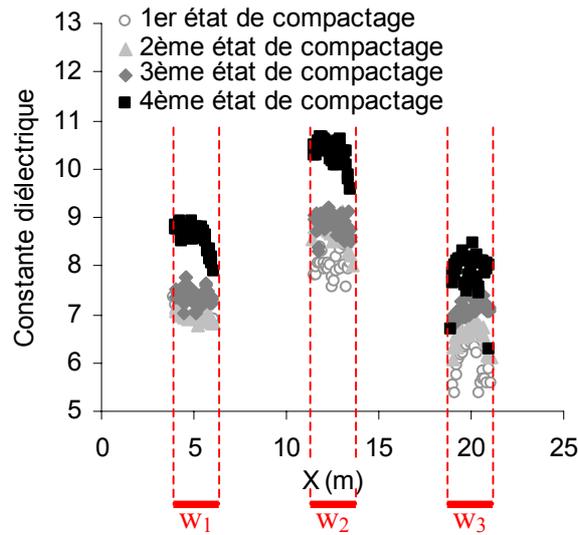


Figure 7.61 : Profil longitudinal des valeurs de constante diélectrique du limon (0,4 m d'épaisseur) obtenues par mesure radar (fréquence centrale de 900 MHz) le long de l'axe central de chaque plot à quatre états de compactage.

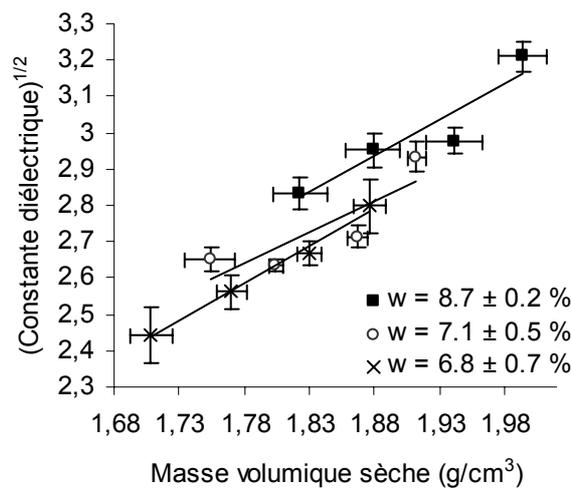


Figure 7.62 : Influence de la masse volumique sèche du limon sur la constante diélectrique moyenne de chaque plot obtenue par mesure radar (fréquence centrale de 900 MHz).

IV.3.3.3 Synthèse des observations

Une quatrième planche, issue du retour d'expérience des trois premières planches, permet une meilleure compréhension des phénomènes à l'échelle du site réel. Les apports supplémentaires de la planche 4 par rapport aux trois planches précédentes sont :

- un malaxage strictement identique du matériau, permettant de s'affranchir de l'effet de la modification du matériau lors de sa réutilisation, supposé sur les mesures géophysiques (cas de la planche 3) ;

- des plots d'essais limoneux compactés en une seule couche (0,4 m d'épaisseur) considérés comme étant moins hétérogènes que ceux des planches 1, 2 et 3 (d'1 m d'épaisseur, compactés en trois couches successives) : de plus faibles variations verticales de masse volumique sont alors obtenues ;

- une meilleure densité de points de contrôle de l'état des planches par rapport aux trois planches précédentes, permettant de relier plus facilement chaque observable géophysique avec l'état du sol investigué, et ce, sur toute la hauteur du matériau ;

- la présence d'un contraste diélectrique à plus faible profondeur (0,4 m) entre le limon et le sable encaissant induisant une meilleure identification de l'interface située au fond de la tranchée (entre le limon et le sable) par imagerie radar ;

- une tranchée, remplie du limon étudié, ayant une géométrie (plus large que profonde) qui favorise l'interprétation 1D des mesures géophysiques (réalisées en surface selon un profil central dans l'axe longitudinal de la tranchée).

Les mesures effectuées sur la planche 4 vérifient globalement que l'influence de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche sur la mesure de résistivité électrique et celle de constante diélectrique, pour un sol à l'état sec, suit les mêmes tendances que celles observées en laboratoire (chapitre V et VI). En effet, on observe qu'à teneur en eau constante, la résistivité diminue linéairement et la racine carrée de la constante diélectrique augmente linéairement lorsque la masse volumique du sol augmente. De plus, à masse volumique donnée, l'augmentation de la teneur en eau entraîne une diminution de la résistivité et une augmentation de la permittivité. On note qu'à la fois en EM38 et en TRE, la résistivité apparente, bien qu'intégrant le limon et l'encaissant sableux, permet de distinguer chaque teneur en eau moyenne, propre à chacun des trois plots : une variation de l'état hydrique du sol de 2 points de teneur en eau massique (entre $w = 8,7 \%$ et $w = 6,8 \%$) entraîne une variation de 30 à 40 % de la résistivité apparente mesurée en EM38 et de 15 à 20 % en TRE.

Les résistivités inversées moyennes, obtenues par TRE, semblent plus difficilement distinguer chaque teneur en eau. Remarquons aussi que la sensibilité de la méthode radar permet de distinguer une variation hydrique de 2 points de la teneur en eau massique (entraînant une variation de 15 % de la constante diélectrique mesurée à une fréquence centrale de 900 MHz). Ces méthodes (TRE, EM38 et radar géologique) présentent l'intérêt d'intégrer tout le volume du sol (0,4 m), contrairement aux mesures ponctuelles, et d'autoriser une meilleure spatialisation des propriétés électromagnétiques du sol (i.e. réalisation de profils horizontaux longs ou en continu)

Néanmoins, il existe un écart significatif entre les valeurs de résistivité et de permittivité mesurées sur site (planches 1, 2, 3 et 4) et celles obtenues en laboratoire (chapitre V et VI).

IV.4 Rapprochement entre mesures en laboratoire et mesures in-situ

L'objectif de cette partie est de comparer les résultats obtenus en laboratoire avec ceux du site et de tenter d'expliquer l'écart des valeurs de résistivité et de permittivité observé entre les deux échelles de mesure (différence de granulométrie, différence de salinité...). Cette étude a pour but de permettre, à terme, d'appliquer les lois déterminées en laboratoire sur site.

IV.4.1 Comparaison directe des résultats

La mesure de résistivité et celle de permittivité sont sensibles aux variations de masse volumique sèche et de teneur en eau massique, aussi bien en laboratoire que sur le terrain. En se basant sur les lois établies en laboratoire, l'évaluation de l'état hydrique et de l'état de compactage d'un sol pourrait être obtenue par combinaison des méthodes électriques avec des méthodes électromagnétiques. Or d'après la dernière planche, la méthode radar et la TRE peuvent être utilisées pour caractériser un même volume d'investigation (ex. 0,4 m). Nous proposons alors de comparer les résultats obtenus par ces deux méthodes avec les mesures sur échantillons présentées dans les chapitres V et VI (fig. 7.63 et 7.64). Les tendances générales décrites en laboratoire se retrouvent sur site de taille réelle. Remarquons, par exemple, que les tendances linéaires des observables géophysiques ont sensiblement les mêmes pentes que celles obtenues sur échantillons en laboratoire. Cependant, on observe un décalage entre les

données obtenues en laboratoire et celles mesurées sur la planche 4. Ce décalage se décompose suivant les deux axes comme suit :

- un premier décalage est observé selon l'axe des abscisses, où les points de mesures obtenues en laboratoire se situent dans des gammes de masses volumiques sèches plus faibles que celles obtenues sur site. Ce décalage est systématique (et toujours dans le même sens), ce qui laisse supposer qu'il ne s'agit pas d'un « bruit » d'évaluation de la masse volumique sèche mais plutôt d'un décalage des propriétés mécaniques du sol entre le limon utilisé en laboratoire et celui utilisé sur la planche 4, illustré par le décalage entre les deux valeurs d'optimum Proctor ;

- un second décalage, selon l'axe des ordonnées, correspondant à une surestimation des valeurs de conductivité et de permittivité mesurées en laboratoire par rapport aux données acquises sur site. Ce décalage, en propriétés électrique et électromagnétique, peut être lié à la différence de granulométrie du sol entre les échantillons, constitués uniquement de la fraction inférieure à 2 mm, et les planches d'essais.

Nous proposons, à la suite, d'expliquer ces décalages des données observés entre les mesures en laboratoire et celles sur site.

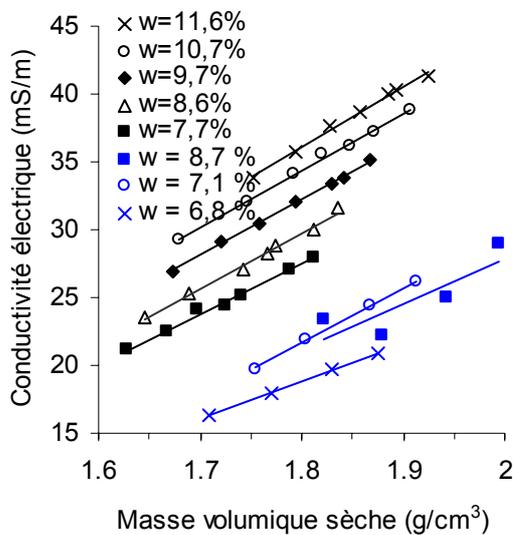


Figure 7.63 : Comparaison des valeurs de conductivité du limon mesurées en laboratoire avec la cellule à 48 électrodes (en noir) et sur la planche 4 par TRE (en bleu). Les conductivités sont rapportées à une température de référence de 18°C.

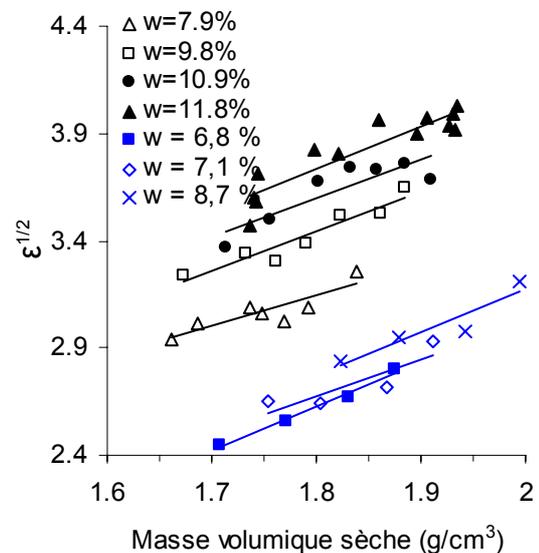


Figure 7.64 : Comparaison des valeurs de constante diélectrique du limon mesurées en laboratoire avec la cellule coaxiale (en noir) et sur la planche 4 par radar (en bleu).

IV.4.2 Masse volumique sèche normalisée

Bien que provenant du même stock, le sol utilisé en laboratoire et celui utilisé pour la réalisation de la planche 4 présentent un optimum Proctor différent (fig. 7.65). Cette différence pourrait être expliquée par l'histoire du matériau (ex. malaxage, différence de taille de grains, modification de la microstructure du sol lors de la réutilisation). Afin de pouvoir comparer les résultats obtenus sur deux matériaux de comportements différents au compactage, on propose de normaliser la masse volumique sèche du sol lors de la mesure (ρ_d) par la masse volumique sèche à l'optimum Proctor du matériau (ρ_{dOPN}). Ce paramètre normalisé correspond au taux de compactage (%) du matériau (éq. 7.5) :

$$\text{Taux de compactage} = 100 \frac{\rho_d}{\rho_{dOPN}} \quad (7.5)$$

Ainsi, le taux de compactage est une observable qui, du point de vue du comportement géotechnique d'un sol, caractérise mieux l'état de compactage d'un sol que l'observable ρ_d non normalisée. Dans la suite, cette normalisation est prise en compte pour tenter de relier les mesures effectuées sur échantillons en laboratoire aux mesures effectuées sur la planche 4 (ayant une valeur d'optimum Proctor différent).

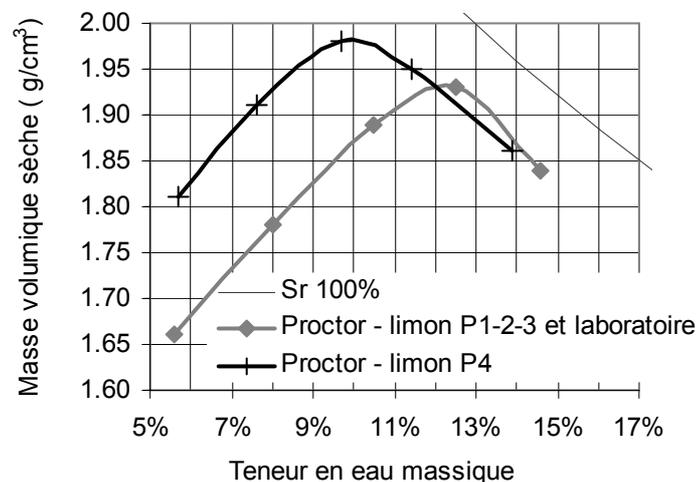


Figure 7.65 : Comparaison entre les essais Proctor standard effectués sur le matériau prélevé sur les planches 1, 2, 3 et utilisé en laboratoire, et le matériau prélevé sur la planche 4.

Notons aussi que le décalage, au niveau de l'axe des abscisses des figures 7.63 et 7.64, pourrait être aussi expliqué par les volumes représentatifs respectifs (et les erreurs de mesure induites) des méthodes de détermination de la masse volumique en laboratoire et in-situ (erreurs de mesures, erreur due à l'échantillonnage).

IV.4.3 Effet de la différence de granulométrie sur la conductivité

Le sol utilisé en laboratoire provient du même stock de matériau que celui utilisé sur les planches d'essais (i.e. même nature). Cependant, le matériau utilisé pour la caractérisation des échantillons a été préalablement tamisé et correspond à la fraction <2mm du matériau de départ. Toute la fraction argileuse du sol est incluse dans cette fraction et le « reliquat » (i.e. fraction >2mm) est constitué essentiellement de silex et de quelques cailloux calcaires. La fraction grossière est supposée électriquement isolante vis-à-vis de la fraction <2mm caractérisée en laboratoire dans le chapitre V. D'après la courbe granulométrique du matériau (fig. 7.66), la fraction <2mm correspond à environ 81 % de la masse du matériau (et environ le même rapport en volume si la masse volumique des particules est estimée indépendante de la nature des grains). Dans ce cas, on peut considérer la fraction >2mm comme étant une fraction isolante en inclusion (19 %) dans une matrice conductrice (i.e. fraction <2mm) (81 %).

La quantité et la taille de ces grains isolants dans le sol peuvent-elles expliquer le décalage entre les mesures de conductivité en laboratoire et les mesures de conductivité sur planche (conductivités plus faibles) ?

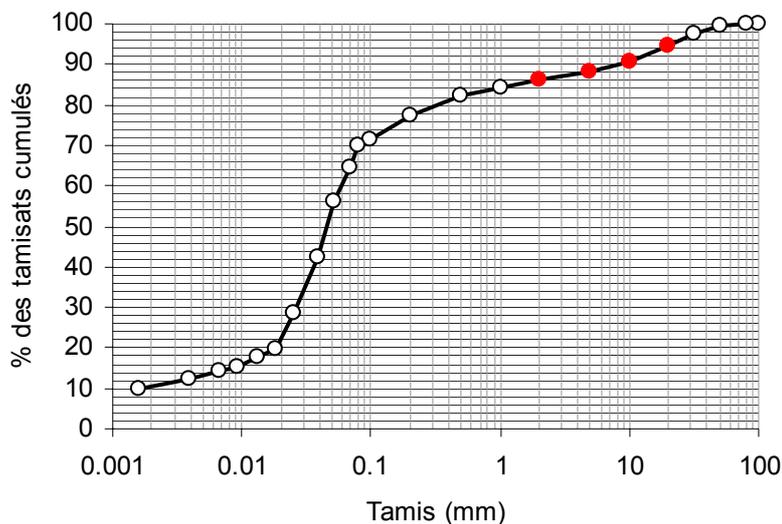


Figure 7.66 : Courbe cumulative de la répartition massique de la taille des grains du sol limoneux. Les points rouges représentent les échantillons reconstitués pour étudier l'effet de cette répartition sur la résistivité électrique.

IV.4.3.1 Approche expérimentale

Le but de cette expérimentation est d'estimer à partir des mesures en laboratoire, l'influence du tamisage du sol sur la résistivité électrique pour une teneur en eau et une masse volumique sèche qui sont fixes. Cette expérimentation a fait l'objet d'une série de mesures menée lors d'un stage de Master (Ech-Charhal, 2008).

Le limon est tamisé avec une série de tamis comprenant les mailles suivantes : 2, 5, 10 et 20 mm. Une fois les différentes fractions de taille de grains du sol séparées (fig. 7.67), la fraction du sol inférieure à 2 mm est humidifiée avec de l'eau du réseau de distribution afin d'obtenir une teneur en eau massique $w_{2\text{mm}}$ de 10,1 %. Cette quantité de matériau est mise en repos durant 48 h dans un sac en plastique fermé. Le matériau tamisé à 2 mm, préalablement caractérisé électriquement en laboratoire (chapitre IV), est considéré comme une matrice conductrice dans laquelle des inclusions isolantes, principalement constituées de grains de silex, sont ajoutées.



Figure 7.67 : Séparation des cinq fractions granulométriques du sol limoneux de diamètre D.

Ensuite, des séries d'échantillons cylindriques de sol (146 mm de diamètre et 79 mm de hauteur) à quantité d'inclusions isolantes (silex) croissante sont reconstituées afin de reproduire les points rouges de la courbe de répartition granulométrique du sol représentés dans la figure 7.66. Cette expérimentation cumule ainsi deux effets :

- l'ajout d'une quantité volumique de grains isolants dans une matrice conductrice ;
- l'effet de la taille des grains de la fraction isolante.

La mise en œuvre de chaque échantillon et la réalisation de la mesure de résistivité électrique sont identiques à l'expérimentation sur l'étude de la taille des grains sur la résistivité présentée dans le paragraphe IV.1.1 (fig. 7.45). Trois à quatre échantillons sont préparés à des masses volumiques sèches différentes pour chaque état granulométrique en faisant varier l'énergie de compactage. Les résultats obtenus (fig. 7.68) vérifient les tendances décrites dans le chapitre IV : à teneur en eau et à état granulométrique constants, la résistivité électrique

diminue linéairement avec l'augmentation de la masse volumique sèche. De plus, la résistivité augmente avec l'augmentation du pourcentage des grains de silex dans la matrice conductrice.

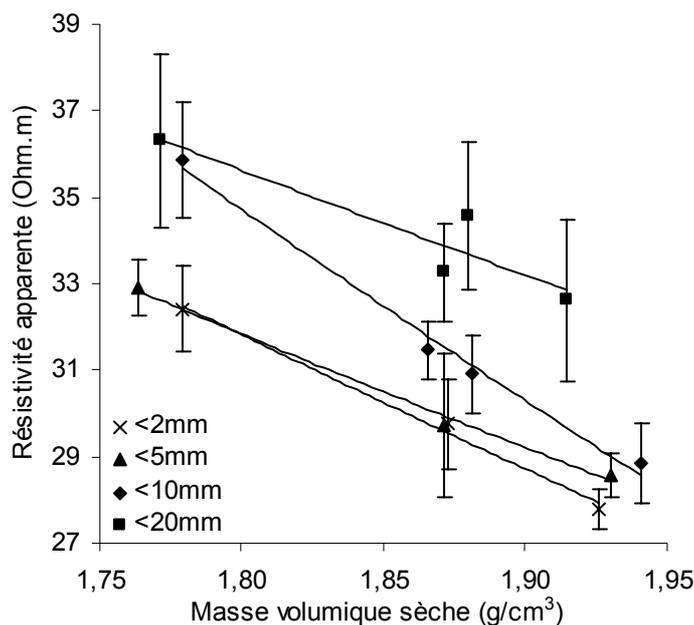


Figure 7.68 : Variation de la résistivité en fonction de la masse volumique sèche pour les différentes quantités cumulées et différentes tailles des grains de sol ($w_{2mm}=10,1\%$).

À partir des équations des droites de régression linéaires de la figure 7.68, la résistivité électrique est recalculée à une masse volumique sèche donnée ($\rho_d = 1.87 \text{ g/cm}^3$) afin de représenter la dépendance de la résistivité à la quantité cumulée des grains de silex dans la matrice conductrice (fig. 7.69) où la teneur en eau massique w_{2mm} et la masse volumique sèche sont constantes.

D'après la figure 7.69, la résistivité électrique du sol augmente d'environ 15 % lorsque le pourcentage massique des grains de silex dans la matrice conductrice passe de 0 % à 12,5 %. La prise en compte de l'effet des grains isolants de taille supérieure à 2 mm sur la résistivité électrique permettrait de comparer et de rapprocher les mesures effectuées en laboratoire (diamètre des grains inférieur à 2 mm) avec celles effectuées sur des planches d'essais, par exemple.

Notons tout de même que l'augmentation de la quantité de grains de silex dans la matrice conductrice pour un même volume d'échantillon entraîne une diminution proportionnelle de la teneur en eau massique de l'échantillon, ce qui induit alors une augmentation de la résistivité. Par ailleurs, une partie de l'effet observé doit être dû, d'après la figure 7.47, à

l'effet de l'augmentation de la taille des grains. Enfin, il existe une taille limite de grains au-delà de laquelle le volume de la cellule utilisée ne permet plus d'obtenir une bonne estimation de la résistivité effective d'un tel milieu à inclusions isolantes ; cette question du volume représentatif nécessiterait à elle seule une étude complète. Retenons qu'un certain biais peut exister dans les résultats de cette expérimentation.

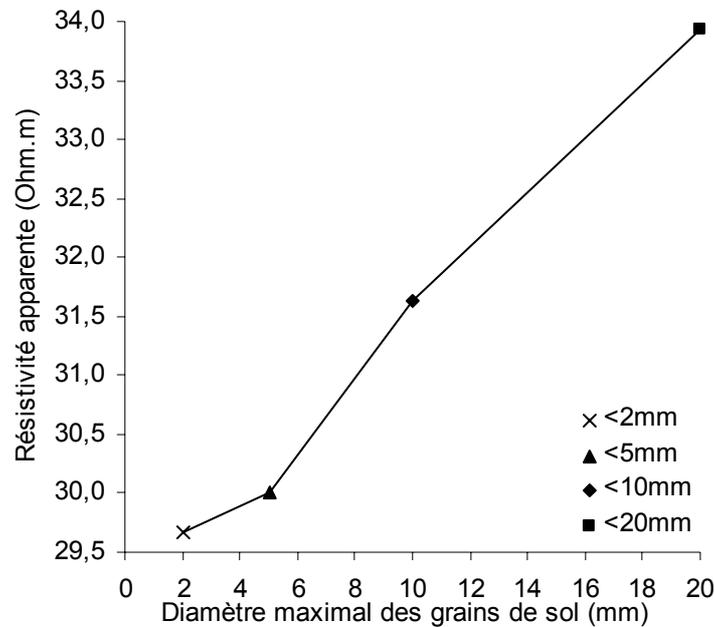


Figure 7.69 : Variation de la résistivité électrique en fonction de la granulométrie du limon ($w_{2mm}=10.1\%$, $\rho_d=1.87 \text{ g/cm}^3$).

IV.4.3.2 Approche théorique

A partir des lois d'homogénéisation théoriques en électrique (ex. Rey, 2007), si l'on se place à une échelle suffisamment large par rapport aux hétérogénéités du milieu (i.e. inclusions), les propriétés effectives du milieu hétérogène peuvent être approchées par la théorie des milieux effectifs différentiels (chapitre II). Cela nécessite la connaissance des caractéristiques individuelles de chacun des constituants du milieu, en considérant la fraction volumique totale f_2 des inclusions isolantes (conductivité nulle) répartie de façon aléatoire dans une matrice conductrice continue de conductivité électrique σ_1 . La conductivité effective σ_{eff} du mélange peut alors être déterminée par l'équation suivante, si les inclusions sont considérées comme sphériques :

$$\sigma_{eff} = \sigma_1(1 - f_2)^{3/2} \quad (7.6)$$

On considère ici que la matrice correspond au sol tamisé à 2 mm dont la conductivité σ_1 a été déterminée en laboratoire.

On observe sur la figure 7.70 que la prédiction obtenue par la théorie des milieux effectifs semble surestimer l'écart entre la conductivité d'un milieu de conductivité σ_1 , sans inclusions isolantes (i.e. le matériau caractérisé en laboratoire), et la conductivité du même milieu avec environ 18 % d'inclusions isolantes (i.e. le matériau caractérisé sur site) par rapport aux données expérimentales.

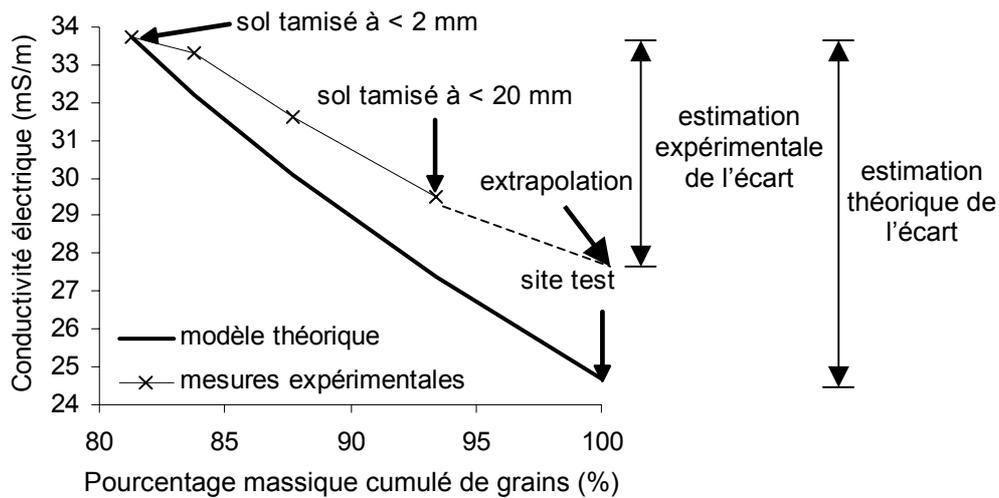


Figure 7.70 : Variation de la conductivité électrique en fonction de la granulométrie du limon : comparaison entre les données expérimentales et le modèle de mélange issu de la théorie des milieux effectifs ($w_{2mm} = 9.8 \%$, $\rho_d = 1.87 \text{ g/cm}^3$).

IV.4.3.3 Ecart estimé

D'après la figure 7.70, il est possible d'estimer l'écart de conductivité entre les mesures en laboratoire et les mesures sur site, grâce à deux méthodes : l'approche des milieux effectifs (approche théorique utilisant l'équation 7.6) et l'approche expérimentale. En effet, dans le cas de notre étude, afin d'extrapoler les lois obtenues en laboratoire sur les mesures effectuées sur la planche d'essais n°4, il semble, d'après l'approche théorique, que la conductivité mesurée en laboratoire doit être minorée de 18 % et que, d'après l'approche expérimentale, elle doit être minorée de 27 %. Notons que la représentativité du volume de la cellule électrique utilisée, lors de l'approche expérimentale, n'a pas été vérifiée et évolue certainement lorsque la taille de grains ajoutés augmente : ceci pourrait expliquer en partie l'écart entre le résultat de l'approche expérimentale et celui l'approche théorique.

IV.4.4 Effet de la différence de granulométrie sur la permittivité

Le modèle semi-empirique CRIM (Complex Refractive Index Model) est largement utilisé pour estimer la constante diélectrique d'un système à plusieurs constituants (Roth et al., 1990 ; Whalley, 1993 ; Greaves et al., 1996 ; West et al., 2003). Ce modèle a été validé sur ce sol en laboratoire dans le chapitre VI et prend la forme générale suivante :

$$\sqrt{\varepsilon_r} = \sum_i V_i \sqrt{\varepsilon_i} \quad (7.7)$$

où ε_r est la constante diélectrique du milieu, V_i et ε_i sont respectivement la fraction volumique et la constante diélectrique du constituant i .

Dans le but d'extrapoler les valeurs de constantes diélectriques obtenues en laboratoire aux conditions du site expérimental, on propose de prendre en compte la quantité de grains diélectriques (i.e. silex) à ajouter pour passer de l'échantillon tamisé à 2 mm au sol caractérisé sur les planches d'essais. Cela correspond simplement à considérer l'équation 7.7 pour un modèle à deux phases (la première phase correspondant aux grains de silex, de diamètre supérieur à 2 mm, plongés dans une seconde phase, le sol tamisé à 2 mm utilisé pour la réalisation des échantillons en laboratoire) tel que :

$$\sqrt{\varepsilon_r} = V_{>2mm} \sqrt{\varepsilon_{>2mm}} + V_{<2mm} \sqrt{\varepsilon_{<2mm}} \quad (7.8)$$

où les indices $>2mm$ et $<2mm$ correspondent aux fractions du sol avec respectivement une taille de grains inférieure (i.e. le matériau étudié en laboratoire) et supérieure à 2 mm (i.e. silex). Par conséquent, les valeurs de $\varepsilon_{<2mm}$ sont obtenues par les mesures effectuées en laboratoire sur échantillons à teneur en eau massique et masse volumique données (chapitre VI). La valeur de la constante diélectrique $\varepsilon_{>2mm}$ est estimée comme étant égale à celle du silex, soit $\varepsilon_{>2mm}=2$. A partir de la courbe de répartition granulométrique, on fixe les fractions $V_{>2mm}$ et $V_{<2mm}$ comme étant respectivement égales à 0,19 et 0,81. L'ajout de grains de silex entraîne alors une diminution significative de la permittivité globale du sol (fig.7.71).

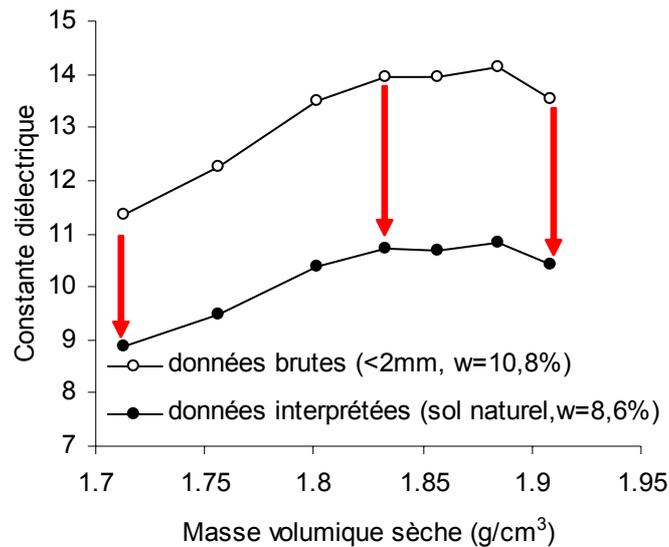


Figure 7.71 : Comparaison entre la constante diélectrique mesurée en laboratoire sur une série d'échantillons (fraction de sol inférieure à 2 mm) et la constante diélectrique calculée (éq.7.8), correspondant au sol de la planche 4, en fonction de la masse volumique sèche.

IV.4.5 Autre facteur d'influence : la salinité du fluide poral

Tout d'abord, notons que l'eau du réseau de distribution (ayant une conductivité d'environ 35 mS/m, déterminée par conductivité-pH-mètre) a été utilisée pour humidifier le limon, à la fois en laboratoire et lors de la réalisation de la planche 4. Cependant, l'eau contenue dans le sol à son état initial, avant humidification, n'est pas maîtrisée. Une expérimentation a alors été menée afin d'évaluer l'effet de la salinité de l'eau contenue dans le sol limoneux sur la résistivité électrique mesurée. Deux échantillons de sol limoneux (tamisés à 2 mm) ont été compactés dans un moule cylindrique à teneur en eau massique et à masse volumique sèche identique ($w = 11,5 \pm 2 \%$ et $\rho_d = 1,70 \pm 0,1 \text{ g/cm}^3$) mais humidifiés avec deux eaux différentes (i.e. eau du réseau de distribution, de résistivité d'environ 24 ohm.m et eau de pluie, de résistivité d'environ 240 ohm.m). Une cellule de résistivité correspondant à un moule oedométrique en PVC avec huit électrodes radiales insérées dans le sol (cellule proposée par Rhoades et al., 1976) a été utilisée. Chaque mesure électrique nécessite quatre électrodes voisines en configuration de type « Wenner ». Huit positions de quadripôle autour de l'échantillon sont utilisées. Le facteur géométrique k calculé sous CESAR-LCPC pour la configuration d'électrodes utilisée ($k = 15,7 \text{ m}$) permet d'accéder à la valeur de résistivité

électrique effective (Beck, 2004). Au total, deux tours de chaque échantillon sont réalisés (16 mesures) pour caractériser un échantillon. La valeur moyenne de résistivité de l'échantillon limoneux humidifié avec de l'eau de pluie ($23,6 \pm 0,8$ ohm.m) est très légèrement supérieure à celle de l'échantillon humidifié avec de l'eau du réseau ($22,7 \pm 1,0$ ohm.m). Cette différence n'expliquerait pas le facteur d'échelle entre les mesures en laboratoire et celles de terrain. De plus, la faible variation de résistivité électrique du sol engendrée par la variation de la salinité de l'eau contenue dans les pores (variation temporelle de la salinité de l'eau du réseau de distribution, par exemple) est probablement masquée par le nombre important d'échanges cationiques dû à la forte activité des particules argileuses contenues dans le sol. Ces échanges cationiques pourraient aussi expliquer qu'en régime de propagation, la constante diélectrique d'un sol argileux peu plastique (ex. le limon étudié) est insensible à la salinité du fluide interstitiel (Yu and Drnevich, 2005).

On considère alors dans cette étude que l'effet de la salinité du fluide interstitiel est négligeable.

IV.4.6 Comparaison des résultats après la prise en compte des divers facteurs abordés

Nous avons tenté d'expliquer l'écart entre les données électriques et diélectriques obtenues en laboratoire et celles obtenues sur site expérimental (planche 4), en tenant en compte essentiellement de :

- la différence d'optimum Proctor entre le limon caractérisé en laboratoire et celui utilisé pour la réalisation de la planche 4 : en normalisant la masse volumique sèche mesurée par la masse volumique sèche à l'optimum Proctor, le taux de compactage semble plus adapté pour la comparaison entre les deux sols de comportement au compactage différent ;

- la différence de répartition granulométrique du sol : une approche expérimentale (en électrique en courant continu) et l'utilisation de lois de mélanges appropriées (l'approche des milieux effectifs en électrique et la loi de CRIM en électromagnétisme) permettent une prise en compte de l'ajout de grains de silex dans une matrice de sol tamisé à 2 mm, cette dernière correspondant au sol utilisé en laboratoire. Bien entendu, l'ajout de grains isolants entraîne aussi une diminution de la teneur en eau massique mesurée en laboratoire, qui doit donc être recalculée.

D'après la figure 7.72, l'approche expérimentale de la prise en compte de la granulométrie sur la conductivité électrique semble ne pas être suffisante pour expliquer l'écart observé initialement : les données mesurées sur échantillons puis corrigées sont systématiquement supérieures aux données de terrain. Cependant, la figure 7.73 montre que l'approche théorique (i.e. approche des milieux effectifs) de correction des conductivités, provenant des mesures en laboratoire, permet de retrouver les mêmes ordres de grandeur (et des tendances très proches) que les valeurs mesurées sur la planche 4. Remarquons par exemple que les tendances linéaires des observables géophysiques ont sensiblement les mêmes pentes que celles obtenues sur échantillons en laboratoire. Néanmoins, un léger écart entre les deux échelles persiste.

Concernant les mesures diélectriques (fig. 7.74), les données obtenues en cellule en laboratoire, corrigées de l'effet de la granulométrie, surestiment systématiquement les données mesures sur site par radar. Néanmoins, les tendances générales décrites en laboratoire se retrouvent sur site de taille réelle.

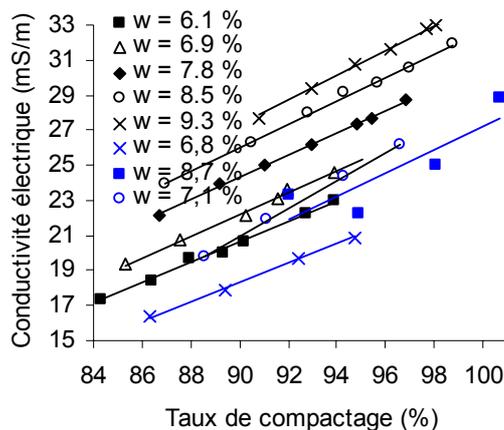


Figure 7.72 : Comparaison des valeurs de conductivité du limon mesurées en laboratoire (en noir) après extrapolation (selon l'approche expérimentale) et sur la planche 4 (en bleu) en fonction du taux de compactage. Les conductivités sont rapportées à une température de référence de 18°C.

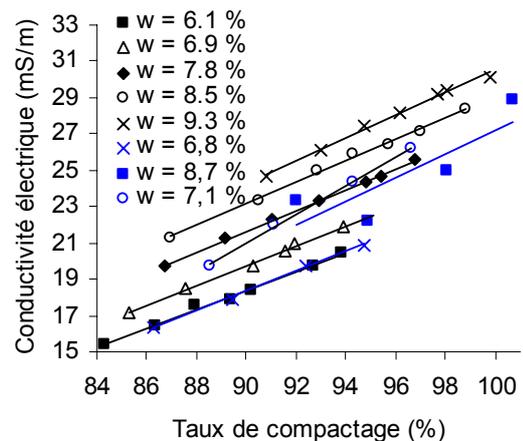


Figure 7.73 : Comparaison des valeurs de conductivité du limon mesurées en laboratoire (en noir) après extrapolation (selon l'approche théorique) et sur la planche 4 (en bleu) en fonction du taux de compactage. Les conductivités sont rapportées à une température de référence de 18°C.

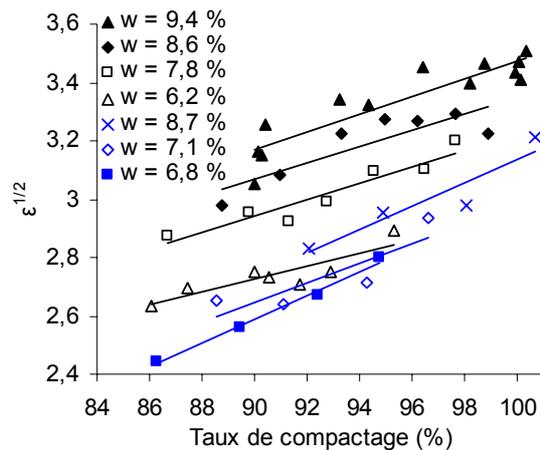


Figure 7.74 : Comparaison des valeurs de constante diélectrique du limon mesurées en laboratoire extrapolé (en noir) et sur la planche 4 (en bleu) en fonction du taux de compactage.

V. Discussion

On observe un « décalage » entre les observables géophysiques mesurées (conductivité et permittivité) en laboratoire et celles mesurées sur planches expérimentales (fig. 7.63 et 7.64) : la compréhension d'un certain nombre de phénomènes permet (moyennant certaines hypothèses) d'expliquer et de rattraper une partie des « décalages ». Néanmoins, la prise en compte de la différence de granulométrie du matériau et de son comportement au compactage ne suffisent pas à expliquer entièrement l'écart initialement observé : on observe toujours un léger décalage, que l'on qualifiera de résiduel (fig. 7.72, 7.73 et 7.74). Nous proposons de considérer ces décalages résiduels comme source d'information et non uniquement comme un défaut de l'étude. En effet, ils peuvent indiquer un certain nombre de facteurs ou de phénomènes à prendre en compte avant de pouvoir appliquer rigoureusement les lois obtenues en laboratoire sur site, par exemple :

- les techniques d'évaluation de la masse volumique sèche sur site et en laboratoire couramment utilisées en géotechnique semblent, en apparence, simples à l'emploi et précises (ex : on prélève, on sèche, on pèse). En réalité, on peut se demander quel est le biais apporté par l'échantillonnage (qui diffère entre le laboratoire et sur site), par la différence de granulométrie (où des gros blocs et des macro-vides sont observés au

sein du matériau sur site mais pas en laboratoire) et quelle est l'erreur de la transposition de l'essai Proctor, réalisé en laboratoire, à l'échelle du site réel ;

- la validité de la comparaison entre des valeurs mesurées de résistivité et de permittivité sur site et celles obtenues en laboratoire a été supposée tout au long de cette étude (volume représentatif, différence de qualité du contact entre les électrodes et le matériau, précision de la technique de mesure, ...)
- l'influence de l'histoire subie par un sol sur sa granulométrie, sa microstructure, certaines propriétés géophysiques comme la conductivité ;
- l'influence de l'« histoire hydrique » du matériau (nature de l'eau contenue dans l'espace poral du matériau, cycles de séchage et de réhumidification du matériau), bien que la salinité influence peu les propriétés électriques du matériau tant qu'elle est négligeable vis-à-vis de l'apport cationique des minéraux argileux.

Tous ces points sont instructifs car ils permettent de réfléchir sur le choix des techniques à utiliser en fonction des besoins en géotechnique et dans le domaine des terrassements. En effet, le volume d'intérêt diffère en fonction du type d'application, par exemple :

- au cours de la réalisation d'un grand remblai, une mesure ponctuelle de teneur en eau par prélèvement est effectuée en moyenne tous les 1000 m³ de matériau (une mesure tous les 10 m linéaires de l'ouvrage), ce qui induit une erreur considérable sur l'estimation de la réelle variation spatiale de la teneur en eau au sein du matériau ;
- au cours de la réalisation d'une couche de forme d'environ 0,3 m d'épaisseur, une mesure est réalisée tous les 20 m² (tous les 120 m³), ce qui implique un besoin de mesure avec un pas inférieur à 20 m, sur une faible épaisseur ;
- lors du suivi de vie des ouvrages (ex. digues ou remblai), l'évaluation de la stabilité de l'ouvrage, de zones d'érosion interne ou de variations hydriques importantes, nécessite une résolution beaucoup plus fine, de l'ordre de 1 m³, puisque l'on recherche des désordres pouvant être assez localisés.

Remarquons que les techniques d'échantillonnage actuellement utilisées sur chantier (ex : prélèvements, GPV, ...) sont locales (volume d'investigation de l'ordre du litre) et sont estimées représenter (par interpolation) l'état du sol de l'ensemble du volume d'intérêt allant de 1 m^3 à 1000 m^3 , comme on vient de le voir. L'apport des méthodes géophysiques pour ces applications pourrait permettre une meilleure résolution spatiale de la teneur en eau et de la masse volumique sèche et ce, de manière non-destructive. Notons tout de même que les méthodes géophysiques existantes, mis à part la TDR, ne permettent pas actuellement de donner instantanément une valeur de teneur en eau ou de masse volumique mais nécessitent un traitement de la mesure par l'utilisateur. Néanmoins, le développement d'outils de mesures, avec traitement intégré, est envisageable.

Le choix du type de techniques géophysiques à utiliser en fonction de l'application recherchée est déterminé selon leur volume d'investigation, selon leur résolution spatiale et selon leur sensibilité à la teneur en eau et à la masse volumique sèche. En effet, il est important d'estimer la résolution latérale et verticale de chaque technique géophysique qui dépend généralement des paramètres d'acquisition et de mise en œuvre de la mesure (ex : configuration des électrodes et espacement inter-électrodes pour la TRE, orientation des dipôles et espacement inter-boucles pour l'EM38, longueur des guides d'onde en TDR, fréquence de mesure en radar). Chaque méthode présente une spatialisation latérale et verticale propre. Par exemple, parmi les techniques utilisées au cours de cette étude :

- l'EM38 seul ne fournit que deux profondeurs d'investigation lié à l'orientation des dipôles (de 1 à 2 m³); mais notons que les divers dispositifs Slingram disponibles sur le marché sont couramment utilisés conjointement sur un même site, afin de disposer d'une plus large gamme de profondeurs d'investigation ;

- la TRE apporte une information riche et présente une résolution spatiale ajustable (en fonction du nombre d'électrodes, de l'espacement inter-électrodes et du nombre de quadripôles interrogés) permettant d'investiguer une profondeur qui peut varier de quelques décimètres à quelques centaines de mètres. Cependant, cette technique présente le désavantage de n'être pas ou peu mobile (moindre rendement) ;

- le radar a une résolution spatiale très fine, une profondeur d'investigation variant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres et a l'avantage d'être mobile mais

présente parfois une trop forte atténuation du signal en profondeur (ex : au-delà de 0,4 m dans le cas des planches d'essais, à cause de l'argilosité du sol) ;

- la TDR est une mesure précise mais qui reste ponctuelle.

Ainsi, ces techniques géophysiques pourraient compléter, voire remplacer, certaines techniques classiques d'évaluation de la teneur en eau et de la masse volumique du sol utilisées en géotechnique. Par exemple, il est tout à fait envisageable d'effectuer un suivi électrique sur un même matériau pour estimer les variations de teneur en eau, à partir d'un calage de la mesure par prélèvement.

Néanmoins, indépendamment de la résolution des méthodes, il est important d'évaluer la sensibilité des observables géophysiques par rapport aux propriétés géotechniques. Notons tout d'abord qu'en géotechnique, on estime, d'après le retour d'expérience issu des entreprises de terrassement, qu'il serait nécessaire de pouvoir évaluer la teneur en eau massique du sol avec une erreur de ± 1 point (soit une erreur d'environ ± 8 % lorsque le sol est à l'optimum Proctor), et de déterminer la masse volumique sèche avec une erreur de l'ordre de $\pm 0,02$ g/cm³ (soit une erreur d'environ $\pm 1,1$ % lorsque le sol est à l'optimum Proctor). En géophysique, d'après les mesures effectuées en laboratoire et sur site expérimental, la sensibilité aux variations de teneur en eau et de masse volumique de chaque technique a été estimée et synthétisée dans le tableau 7.III.

		Sensibilité à w (%)	Sensibilité à ρ_d (g/cm ³)
Mesure de la conductivité électrique	Cellule à 48 électrodes	+ 5 à 10 %	+ 3 %
	TRE (planches 1, 2, 4)	+ 8 à 10 %	+ 1 à 3 %
	EM38 HD (planches 1, 2)	+ 10 %	+ 1 à 3 %
Mesure de la constante diélectrique	Cellule coaxiale/guide d'onde cylindrique	+ 10 %	+ 2 %
	TDR (échantillons)	+ 10 %	+ 2 à 3 %
	TDR (planches 1, 2, 3)	+ 8 à 10 %	+ 2 à 3 %
	Radar (900MHz, planche 4)	+ 6 %	+ 1 à 2 %

Tableau 7.III : Sensibilités estimées de la mesure de conductivité électrique et celle de constante diélectrique à une augmentation de 8 % de teneur en eau massique et à une augmentation de masse volumique sèche de 1,1 % (sur le sol limoneux étudié à l'optimum Proctor).

Précisons que les valeurs présentées dans le tableau 7.III sont des valeurs estimées moyennes et peuvent évoluer en fonction de l'état hydrique du matériau (sec ou humide). Globalement, l'ensemble des techniques utilisées a une sensibilité à la teneur en eau acceptable (supérieure à l'erreur de la mesure) qui permettrait de mesurer des variations de teneur en eau pour des applications géotechniques. Cependant, la précision dans la détermination de la masse volumique sèche du sol requise en géotechnique semble trop élevée par rapport à la sensibilité de l'ensemble des méthodes géophysiques testées (précision attendue à la limite de l'erreur de mesure sur le terrain). En effet, les méthodes géophysiques ne pourraient permettre d'évaluer, au minimum, qu'une variation de masse volumique sèche de l'ordre de $\pm 0,05$ g/cm³, voire $\pm 0,1$ g/cm³. Néanmoins, la précision de la mesure de la masse volumique attendue en géotechnique sur un volume de sol pourrait certainement être moins fine que celle actuellement atteinte par les techniques ponctuelles utilisées sur chantier. En effet, la forte variabilité du sol sur site (en nature, en teneur en eau et en masse volumique) et le nombre limité de points de mesure entraînent une mauvaise représentativité des variations spatiales des paramètres mesurés (ex. les planches d'essais présentées ne sont pas homogènes, bien que la mise en œuvre ait été maîtrisée). Cela nous amène à nous demander si la précision absolue de la mesure de masse volumique, exigée par les géotechniciens, a un sens par rapport à

l'ouvrage global. La réponse à cette question permettrait certainement de valider l'intérêt des outils géophysiques pour la détermination de la masse volumique d'un sol en géotechnique. Précisons aussi que seule une moyenne d'un ensemble de mesures, de permittivité ou de conductivité, peut permettre la détermination précise de l'état du sol caractérisé. Une moyenne globale d'une série de mesures sur un plot d'essais pluri-métrique peut donc être justifiée pour les applications géotechniques citées précédemment. L'utilisation de méthodes géophysiques combinées permet a priori de déterminer à la fois la teneur en eau massique et la masse volumique sèche du sol caractérisé. La détermination d'une valeur absolue de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche par méthodes géophysiques pourrait être envisageable si l'homogénéité du sol est vérifiée et si un calage préalable de la mesure sur le sol à caractériser est effectué en laboratoire. Ce calage pourrait correspondre, à partir d'un protocole adapté, à la caractérisation d'une série d'échantillons de sol reconstitués. Dans la pratique, le protocole et le nombre d'échantillons définissent le temps de réalisation du calage. Notons tout de même que les tendances linéaires observées en laboratoire et vérifiées sur site ainsi que l'évaluation des gammes de compactage et d'état hydrique du sol investigué permettent de réduire considérablement le nombre d'échantillon à réaliser (on peut imaginer une expérimentation durant quelques heures, par exemple). Autrement, l'utilisation des méthodes géophysiques comme outils d'évaluation de variations relatives de teneur en eau et de masse volumique, dans les conditions d'humidité et de compactage rencontrées dans le domaine des terrassements, semble applicable à court terme sur site. De plus, les méthodes géophysiques actuelles permettraient aussi d'établir un zonage extensif de l'ouvrage investigué (Fauchard et Pothérat, 2004). Une fois ce zonage obtenu, des mesures ponctuelles plus précises ciblées, géotechniques (ex. prélèvements, sondes nucléaires) ou géophysiques (ex. TDR), pourraient être alors utilisées (ex. Hauck and Scheuermann, 2005).

VI. Conclusion du chapitre

Des mesures combinées en électrique et en électromagnétisme ont été effectuées sur un site expérimental, de taille et en conditions réelles afin d'évaluer la capacité et la sensibilité de ces méthodes à déterminer l'état hydrique et l'état de compactage d'un sol fin. Plusieurs dispositifs de mesures, de profondeurs d'investigation différentes, ont été testés (i.e. dispositif électrique carré, TRE, EM38, TDR, radar). Le site test mis en œuvre est constitué de quatre

fosses d'essais pluri-décimétrique remplies du limon à étudier, appelées planches d'essais, à différentes teneurs en eau et soumises à différentes énergies de compactage pouvant être rencontrées dans le domaine des terrassements. Pour chaque planche d'essais, la géométrie des planches, l'homogénéité du matériau, la température, le degré de compactage et la teneur en eau sont contrôlés, permettant de relier les mesures de résistivité et de permittivité à l'état du sol.

Cette expérimentation à échelle réelle a permis de mettre en évidence :

- la variabilité de la teneur en eau et de la masse volumique au sein d'un même matériau considéré comme « homogène » en géotechnique ;
- la dispersion de chaque technique géophysique utilisée, leur forte sensibilité aux variations de la teneur en eau et leur plus faible dépendance à la masse volumique ;
- la bonne cohérence (en relatif) entre les méthodes et entre les échelles d'observation (i.e. tendances similaires entre l'étude en laboratoire et les mesures sur site) ;
- l'apparent décalage entre les mesures en laboratoire (sol tamisé à 2 mm) et celles effectuées à l'échelle du chantier (sol complet) ;
- la confirmation des possibilités et des limites propres à chaque méthode géophysique pour des applications géotechniques, c'est-à-dire la capacité à déterminer l'état hydrique et l'état de compactage d'un sol avec la précision requise en géotechnique et ce, sur un volume représentatif dépendant de l'application géotechnique (remblai, couche de forme, suivi de digue).

Des expérimentations complémentaires en laboratoire et l'utilisation de lois de mélanges issues de la littérature permettent une meilleure compréhension des phénomènes et des facteurs influençant la mesure (ex : taille et quantité de grains isolants, différence de comportement au compactage, salinité de l'eau poreuse, température), ce qui a permis de rapprocher les mesures en laboratoire avec celles obtenues sur le site. Néanmoins un écart résiduel apparaît tout de même systématiquement, une fois la différence de granulométrie et le taux de compactage pris en compte, ce qui laisse supposer l'existence d'un certain nombre

d'autres facteurs (ex : erreur sur l'échantillonnage et sur les volumes représentatifs de chaque méthodes comparées).

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Afin de répondre au besoin d'outil de mesure, efficace et durable, de l'état hydrique et de l'état de compactage des sols en terrassement, ce travail de thèse avait pour objectif de décrire quantitativement et d'expliquer l'influence des paramètres géotechniques traduisant l'état des sols (teneur en eau et masse volumique) sur les paramètres électromagnétiques « effectifs » mesurés (résistivité électrique et permittivité diélectrique). Le choix de l'utilisation des méthodes électromagnétiques, comme outils de détermination indirecte de la teneur en eau et de la masse volumique, était basé sur la forte sensibilité des observables aux volumes respectifs d'air et d'eau contenus dans un sol ainsi que de la large gamme de volumes d'investigation proposée par ces méthodes.

La démarche envisagée était d'étudier en conditions contrôlées, en laboratoire puis sur site quasi-réel, les variations de résistivité et de permittivité qu'entraîneraient les variations de teneur en eau et de masse volumique du sol. Cette étude devait permettre d'améliorer la compréhension des modèles reliant les observables électromagnétiques aux paramètres géotechniques ainsi que de sélectionner, de développer et de valider ceux applicables aux sols dans des gammes d'humidité et de compactage rencontrées en géotechnique. Tout au long de ce travail, un même sol a été caractérisé, constituant le fil conducteur de l'étude : il s'agit d'un sol limoneux, communément utilisé pour la réalisation d'ouvrages en terre en génie civil (ex. digues, grands remblais, couches de forme).

Les principaux apports et résultats obtenus en laboratoire, au cours de ce travail, sont les suivants :

- un protocole adapté de mise en œuvre d'échantillons de sol a été développé afin de réduire les variations (i.e. hétérogénéités) hydriques et celles de masse volumique au sein d'un même échantillon ;

- un dispositif de mesure de résistivité électrique a été développé afin d'optimiser la qualité de la mesure et d'intégrer au maximum l'ensemble de l'échantillon. Ce dispositif de caractérisation électrique permet de définir une valeur de résistivité effective de l'échantillon et, en outre, de fournir une estimation de l'anisotropie électrique du sol compacté en laboratoire ;
- deux outils de caractérisation électromagnétique (i.e. une sonde TDR de surface et une cellule de mesure à transition entre une ligne coaxiale et un guide cylindrique) ont été adaptés puis utilisés pour la réalisation de mesures de constante diélectrique sur des échantillons de sol remanié, ce qui a permis de définir la valeur de constante diélectrique du matériau à différents états d'humidité et à différents états de compactage. Cependant, à forte teneur en eau, les résultats obtenus avec les deux outils de mesure ont présenté une variabilité importante, suggérant la limite de la méthode ;
- l'influence des deux paramètres d'état des sols utiles en géotechnique (teneur en eau massique et masse volumique sèche) sur les observables électromagnétiques (résistivité et permittivité) ont été décrits. En effet, la résistivité et la permittivité sont sensibles à la masse volumique sèche et augmentent significativement avec la teneur en eau massique du matériau. A la fois en électrique à courant continu et en électromagnétisme, cette augmentation avec la teneur en eau se décompose en deux régimes d'influence, séparés par une même teneur en eau critique. Notons que, pour ce sol, la teneur en eau critique semble aussi correspondre à la teneur en eau massique à l'optimum Proctor. Cette observation, dans le cas où elle serait renouvelée sur certains types de sols, représenterait un intérêt géotechnique important. Par exemple, les méthodes électriques ou électromagnétiques permettraient de déterminer, à masse volumique sèche constante, si la teneur en eau du sol atteint l'optimum Proctor au cours de son humidification sur chantier de terrassement ;
- l'interprétation des résultats expérimentaux a été proposée sur la base d'un modèle de microstructure d'un sol argileux, qui suppose la présence d'agrégats de particules argileuses retenant préférentiellement l'eau du sol. Les tendances observées, lors de la caractérisation électrique et diélectrique, pourraient s'expliquer par la distribution de l'eau dans les vides intra- et inter-agrégats au cours des différents stades d'humidification du sol. En effet, à une teneur en eau faible, toute l'eau du sol serait

contenue dans les vides intra-agrégats. La conduction à la surface des particules argileuses et la polarisation de l'eau adsorbée gouverneraient le système. A une teneur en eau supérieure à la teneur en eau critique, les vides intra-agrégats seraient saturés et l'eau commencerait à remplir les vides inter-agrégats. Alors, la conduction électrolytique du sol et la polarisation de l'eau libre, contenue dans ces pores inter-agrégats, prédomineraient ;

- la compréhension des phénomènes a pu être améliorée grâce à de nombreux modèles, reliant les observables aux paramètres d'état des sols. Cette approche a permis de sélectionner, de développer et de valider ceux applicables aux sols utilisés en géotechnique. L'interprétation des résultats, appuyée sur des modèles existants, a permis de distinguer deux régimes de conduction dans le sol : la conduction électrolytique, à travers le fluide contenu dans les pores, et la conduction surfacique, à la surface des particules argileuses. Comme le suggère le modèle diélectrique de mélange volumique utilisé, les variations de la permittivité d'un sol semblent dépendre principalement de la valeur de permittivité et de la fraction volumique de chaque constituant. Par exemple, le modèle de mélange volumique CRIM à quatre phases (solide, air, eau libre et eau liée) a été utilisé pour reproduire les tendances observées à partir des mesures diélectriques effectuées sur le limon. Cependant, cette approche présente quelques difficultés de calage de ces modèles dues à l'estimation de certains paramètres (ex : propriétés diélectriques de l'eau liée ou la prise en compte de la conduction de surface selon le type de sol en électrique) ;
- l'influence de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche sur la résistivité et sur la permittivité du sol laisse supposer que l'utilisation combinée des méthodes électriques et électromagnétiques pourrait permettre de découpler ces paramètres d'état des sols utiles en géotechnique. Cette hypothèse nous a conduits à tester différentes méthodes de caractérisation de façon combinée, sur un même site.

Des mesures de résistivité électrique (par tomographie et par profilage par EM38) et de permittivité (par sonde TDR et profils radar) ont été effectuées sur un site expérimental réalisé en conditions réelles, comprenant différents états hydriques et taux de compactage du sol constitué du même limon que précédemment. La géométrie du site, l'homogénéité du matériau, sa température, son degré de compactage et sa teneur en eau sont contrôlés afin

d'évaluer la sensibilité de chaque outil de mesure aux variations de teneur en eau et de masse volumique et ce, dans les gammes d'état du sol rencontrées lors des travaux de terrassement. L'intérêt de cette approche expérimentale, avec la volonté d'appliquer en conditions réelles les lois et les principes observés en laboratoire, a permis de mettre en évidence :

- la bonne cohérence (en relatif) entre les méthodes de mesure géophysique et les échelles d'observation : les tendances observées sur site sont similaires à celles observées lors de la caractérisation d'échantillons en laboratoire ;
- la dispersion de chaque technique à chaque échelle, ce qui induit des réflexions importantes sur les protocoles de mesure, ainsi que sur les possibilités et les limites propres à chaque méthode géophysique pour ces applications ;
- l'apparent décalage entre les mesures effectuées en laboratoire (sur un sol tamisé) et celles obtenues à l'échelle du chantier (avec un sol complet) ; cette constatation induit à son tour des questions à propos de la validité et de la cohérence des techniques de caractérisation, les conséquences de l'échantillonnage, de l'effet de la granulométrie du sol sur la réponse géophysique. Cela pose aussi la question de l'utilisation d'une observable plus adaptée pour décrire l'état de compactage (taux compactage) ;

La combinaison de méthodes géophysiques conventionnelles (électriques et électromagnétiques) permet alors de déterminer l'état des sols et pourrait répondre au besoin de mesures non destructives, faciles et rapides à mettre en œuvre. La faible sensibilité des observables géophysiques étudiées (i.e. la résistivité et la permittivité) à la masse volumique sèche semble être un facteur limitant pour la détermination d'une valeur absolue de la masse volumique sèche dans le domaine restreint rencontré en géotechnique. Notons que les méthodes seraient certainement applicables dans des domaines où les gammes de variation de la masse volumique du sol sont plus importantes (ex : domaine agricole ou forestier). Néanmoins, l'utilisation de méthodes géophysiques pour l'évaluation de variations relatives de la teneur en eau massique et de la masse volumique sèche pourrait être envisagée et ce, avec un pas de mesure et un volume de sol caractérisé nettement plus fins que ceux proposés par les techniques actuellement utilisées. Cet apport n'est pas négligeable et pourrait avoir des conséquences économiques importantes lors du suivi de digues ou dans le domaine des

terrassements lors de la réutilisation de matériau et lors du traitement à la chaux (SETRA-LCPC, 2000). De plus, l'utilisation des méthodes de mesure intégrant de la géophysique pourrait donc être un outil pertinent pour la géotechnique, non pour donner des valeurs absolues ou des variations de grande précision, mais pour cartographier, zoner, avec une précision suffisamment bonne pour que l'information apportée soit très utile pour l'implantation des mesures ponctuelles (géotechniques ou géophysiques), entraînant une économie en temps et une meilleure vision spatiale de l'état du sol (ex. Fauchard et Pothérat, 2004 ; Hauck and Scheuermann, 2005).

Pour finir, il serait aussi tout à fait envisageable d'adapter les dispositifs développés en laboratoire pour le suivi de l'état hydrique d'un échantillon au cours d'essais d'humidification et de séchage.

A partir de cette étude, qui constitue une base de réflexion pour orienter de futurs développements, il est souhaitable d'envisager au moins trois étapes de recherche pour des applications géotechniques :

- la première étape consiste à étendre ce travail de caractérisation électromagnétique à d'autres sols de différentes natures afin de vérifier les tendances observées et les hypothèses proposées au cours de cette étude ;
- la seconde serait d'appliquer les mesures effectuées au cours de cette étude sur sites réels, présentant des hétérogénéités (ex : nature du sol, variation de salinité de l'eau, géométrie complexe du site, ...), pour le diagnostic et le suivi d'ouvrages ;
- enfin, il serait intéressant à terme de développer les méthodes électromagnétiques pour une caractérisation fiable et non intrusive des sols et des ouvrages géotechniques, à grand rendement ou grande résolution, permettant de limiter le nombre de prélèvements ainsi que d'envisager le remplacement des techniques « nucléaires ». Ce développement technologique aurait pour objectif de rendre les outils de caractérisation plus robustes, de multiplier leurs profondeurs d'investigations (afin d'adapter l'outil au besoin), de permettre l'acquisition simultanée de la permittivité et de la résistivité, ainsi que d'intégrer un prétraitement de la mesure donnant des valeurs de masse volumique et de teneur en eau du sol caractérisé.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aboubacar Sani A., Utilisation de la mesure de résistivité électrique pour la caractérisation de la structure des sols cultivés, Mémoire de DESS « Sciences de l'Environnement », EOST, 64 p, 2004.

Abu-Hassanein Z.S., Use of electrical resistivity measurement as a quality control tool for compacted clay liners, Master thesis in Civil and Environmental Engineering, University of Wisconsin -Madison, 149p, May 1994.

Abu-Hassanein Z.S., Besson C.H., and Blotz L.R., Determining bentonite content in soil-bentonite mixtures using electrical conductivity, Journal of Geotechnical Engineering, 397-406, may 1996a.

Abu-Hassanein Z.S., Besson C.H., Wang X. and Blotz L., R. Electrical resistivity of compacted clays, Geotechnical Testing Journal, 51-57, march 1996b.

Adous M., Caractérisation Electromagnétique des Matériaux Traités du Génie Civil dans la Bande de Fréquence 50 MHz – 13 GHz, thèse de doctorat, Université de Nantes, 170p, octobre 2006.

Adous M., Quéffélec P. and Laguerre L., Coaxial/cylindrical transition line for broadband permittivity measurement of civil engineering materials, Measurement Science and Technology, 17, 2241-2246, 2006.

Ajo-Franklin J.B., Geller J.T and Harris J.M., The dielectric properties of granular media saturated with DNAPL/water mixtures, Geophysical Research Letters, 31, L17501, 4p, 2004.

Alharthi A. and Lange J., Soil water saturation: dielectric determination, Water resources research, 23 (4), 591-595, 1987.

Alonso E.E., Vaunat J. and Gens A., Modelling the mechanical behaviour of expansive clays, *Engineering Geology*, 54 (2), 173-183, 1999.

Archie G.E., The electrical resistivity logs as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. AIME*, 146, 54, 1942.

Arcone S., Grant S., Boitnott G., and Bostick B., Complex permittivity and clay mineralogy of grain-size fractions in a wet silt soil, *Geophysics*, 73 (3), J1–J13, 2008.

Arulanandan K., Muraleethanan K.K., Level ground soil-liquefaction analysis using in-situ properties, *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, 114 (7), 753–770, 1988.

Auken, E., Pellerin, L., Christensen, N. B. and Sorensen, K., A survey of current trends in near-surface electrical and electromagnetic methods, *Geophysics*, 71 (5), G249-G260, 2006.

Barker R.D., Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays, *Geophysics*, 54 (8), 1031-1037, 1989.

Beck Y.L., Influence de la nature et de l'état des sols compactés sur leur résistivité, Mémoire de DESS de géophysique de surface et subsurface, IPGP, 30p, 2004.

Benderitter Y. and Schott J.J., Short time variation of the resistivity in an unsaturated: the relationship with rainfall, *European Journal of Environmental Geophysics*, 4 (1), 37-50, 1999.

Besson A., Analyse de la variabilité spatio-temporelle de la teneur en eau des sols à l'échelle parcellaire par la méthode de résistivité électrique, thèse de doctorat de l'Université d'Orléans , 216p, 2007.

Besson A., Cousin I., Dorigny A., Dabas M. and King D., The temperature correction for the electrical resistivity measurements in undisturbed soil samples: Analysis of the existing conversion models and proposition of a new model, *Soil Science*, Submitted.

Birchak J.R., Gardner C.G., Hipp J.E. and Victor J.M., High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture, *Proceedings of the IEEE*, 62 (1), 93-98, 1974.

Blonquist J.M., Jones S.B., Lebron I. and Robinson D.A., Microstructural and phase configurational effects determining water content: Dielectric relationships of aggregated porous media, *Water Resources Research*, 42, W05424, 13p, 2006.

Borsic A., Comina C., Foti S, Lancellotta R. and Musso G., Imaging heterogeneities with electrical impedance tomography: laboratory results, *Géotechnique*, 55 (7),539-547, 2005.

Bottraud J.C. and Rhoades J.D., Referencing water content effects on soil electrical conductivity-salinity calibrations, *Soil Sciences Society of American Journal*, 49, 1579-1581, 1985.

Brandelik A. and Huebner C., Moisture monitoring with subsurface transmission lines, *Proceeding SPIE, Subsurface Sensors and Applications*, Vol. 3752, 134-145, July 1999

Bridge B.J., Sabburg J., Habash K.O., Ball J.A.R. and Hancock N.H., The dielectric behaviour of clay soils and its application to time domain reflectometry, *Australian Journal of Soil Research*, 34, 825-835, 1996.

Bryson L.S., Evaluation of Geotechnical Parameters Using Electrical Resistivity Measurements, *Earthquake Engineering and Soil Dynamics (GSP 133)*, Proceedings of the Sessions of the Geo-Frontiers 2005 Congress, Austin, Texas, USA, January 24–26, 2005.

Bussian A.E., Electrical conductance in a porous medium, *Geophysics*, Vol. 48 (9), 1258-1268, September 1983.

Caillère S., Hénin S., Rautureau M., *Minéralogie des argiles. 1. Structure et propriétés physico-chimiques*, INRA, *Actualités scientifiques et agronomiques*, 8, Ed. Masson, Paris, 2e édition, 184p, 1982.

Caillère S., Hénin S., Rautureau M., *Minéralogie des argiles. 2. Classification et nomenclature*, INRA, *Actualités scientifiques et agronomiques*, 9, Ed. Masson, Paris, 2e édition, 189p, 1982.

Campbell, R.B., Bower C.A. and Richards L.A., Change of electrical conductivity with temperature and the relation of the osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soils extracts, Soil Science Society of America Proceeding, 13, 66-69, 1948.

Campbell, J.J., Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz. American Journal of Soil Sciences, 54, 332–341, 1990.

Chambers J.E., Loke M.H., Ogilvy R.D. and Meldrum P.I., Noninvasive monitoring of DNAPL migration through a saturated porous medium using electrical impedance tomography, Journal of Contaminant Hydrology, 68, 1-22, 2004.

Chambers J.E., Wilkinson P.B., Gunn D.A., Ogilvy R.D., Pearson S.G., Kuras O., Meldrum P.I., Ghataora G. and Burrow M., Geoelectrical monitoring of seasonal moisture content changes in an earth embankment, 13th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, EAGE, Istanbul, Turkey, B21, 3-5 September 2007.

Chan C.Y. and Knight R.J., Determining water content and saturation from dielectric measurements in layered materials, Water Resources Research, 35 (1), 85-93, January 1999.

Chapellier D., Prospection électrique de surface, cours en ligne de géophysique, Université de Lausanne – Institut Français du Pétrole, 99p, 2000-2001.

Chouteau M. et Giroux B., Géophysique appliquée II - Méthodes électromagnétiques - Notes de cours, Ecole Polytechnique de Montréal, <http://geo.polymtl.ca/>, 32p, 2001.

Clavier C., Coates G. and Dumanoir J., The theoretical and experimental bases for the “Dual Water” model for the interpretation of shaly sands, 52nd Annual Fall Technical Conference and Exhibition of the Society Petroleum Engineers of AIME, Denver, USA, 1977.

Collins K. and McGown A., 1974 The form and function of microfabric features in a variety of natural soils, Géotechnique, 24 (2), 223-254.

Colpitts B.G., Temperature sensitivity of coaxial probe complex permittivity measurements: experimental approach, *IEEE Transactions on Microwave Theory and Techniques*, 41 (2), 229-233, February 1993.

Comparon L., Etude expérimentale des propriétés électriques et diélectriques des matériaux argileux consolidés, Thèse de doctorat de l'IPGP, 388p, 2005.

Corwin D.L. and Lesch S.M., Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture, *Computers and Electronics in Agriculture*, 46, 11-43, 2005.

Corwin D.L. and Lesch S.M., Application of soil electrical conductivity to precision agriculture: theory, principles, and guidelines, *Agronomy Journal*, 95, 455-471, 2003.

Cosenza P. and Tabbagh A., Electromagnetic determination of clay water content: role of the microporosity, *Applied Clay Science*, 26(1-4), 21-36, 2004.

Curtis J.O. and R. Narayanan, Effects of laboratory procedures on soil electrical property measurements. *IEEE transactions on instrumentation and measurement*, 47 (6), 1474-1480, 1998.

Curtis J.O., Moisture effects on the dielectric properties of soils, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39 (1), 125-128, January 2001.

Dahlin T., Short note on electrode charge-up effects in DC resistivity data acquisition using multi-electrode arrays, *Geophysical Prospecting*, 48, 181-187, 2000.

Daniels D. J., *Fundamentals of Ground Penetrating Radar*, SoftEarth Associates INC., 1990.

Dannowski G. and Yaramanci U., Estimation of water content and porosity using combined radar and geoelectrical measurements, *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4, 71-85, 1999.

Delage P., Audiguier M., Cui Y.J., Howat M.D., Microstructure of a compacted silt, *Canadian Geotechnical Journal*, 33 (1), 150-158, 1996.

Delage P., Lefebvre G., Study of the structure of a sensitive Champlain clay and of its evolution during consolidation, *Canadian Geotechnical Journal*, 21 (1), 21-35, 1983.

Dérobot X. and Laquinta J., Capacitive methods for SHM in civil engineering. In: *Structural health monitoring*, Balageas, Fritzen et Güemes (éd), Hermes Science, 463-490, 2005.

Dérobot X., *Techniques radar appliquées au génie civil*, Etudes et Recherches des Laboratoires des Ponts et Chaussées, SI9, 109 p, 2003.

Desmortier A.L., Influence de la température sur la résistivité, *Mémoire de Master 1*, 3GC Bordeaux 1, 43p, 2007.

Diamond S., Pore size distributions in clays, *Clays and clay minerals*, 18, 7-23, 1969.

Dirksen, C. and Dasberg, S., Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. *Soil Science Society of America Journal*, 57, 660– 667, 1993.

Dobson M.C., Ulaby F. T., Hallikainen M. T. and El-Rayes M. A. Microwave dielectric behaviour of wet soil – Part II: Dielectric mixing models, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-23 (1), 35-46, January 1985.

Drnevich V.P., Xiong Yu P. E., and Lovell J., A new method for water content and in situ density determination, *Great Lakes Geotechnical and Geoenvironmental Engineering Conference (GLGGC)*, 16p, May 2002.

Ech-Charhal Y., *Evaluation de l'état hydrique des sols par méthodes géoélectriques : application géotechnique*, rapport de stage de Master 2 GAIA, Université de Savoie, 67p, septembre 2008.

Edwards L.S., A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization, *Geophysics*, 42, 1020-1036, 1977.

Fauchard C. et Pothérat P., *Détection de cavités souterraines par methods géophysiques*, Guide technique, *Techniques et Méthodes des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 170p, octobre 2004.

Ferber V., Auriol J.C., Cui Y.J. and Magnan J.P., Dry density influence on wetting-induced deformations of compacted clays and low plasticity soils, *Canadian Geotechnical Journal*, in proof (2008).

Ferber V., Sensibilité des sols fins compactés à l'humidification – apport d'un modèle de microstructure, thèse de doctorat de l'Ecole Centrale de Nantes et de l'Université de Nantes, 227p, 30 septembre 2005.

Flinn R.A. and Trojan P.K., *Engineering materials and their application*, Houghton Mifflin Company, Boston, 1990.

Fratta D., Alshibli K.A., Tanner W.M. and Roussel L., Combined TDR and P-Wave velocity measurements for the determination of in situ soil density – experimental study, *Geotechnical Testing Journal*, 28 (6), 553-563, 2005.

Fredlund M.D., Wilson G.W., Fredlund D.G., Use of the grain-size distribution for estimation of the soil-water characteristic curve, *Canadian Geotechnical Journal*, 39 (6), 1103 -1117, 2002.

Friedman S. P. A saturation degree-dependent composite spheres model for describing the effective dielectric constant of unsaturated porous media, *Water Resources Research*, 34 (11), 2949-2961, 1998.

Friedman S.P., Soil properties influencing apparent electrical conductivity: a review, *Computers and Electronics in Agriculture*, 46, 45–70, 2005.

Friedman S.P., Robinson, D.A., Particle shape characterization using angle of repose measurements for predicting the effective permittivity and electrical conductivity of saturated granular media, *Water Resources Research*, 38, 2002.

Frischknecht, F.C., V.F. Labson, B.R. Spies, and W.L. Anderson, Profiling using small sources, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Applications, Part A and Part B*, edited by M. N. Nabighian, 105– 270, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, Okla., 1991.

Fukue M., Minato T., Horibe H. and Taya N., The micro-structures of clay given by resistivity measurements, *Engineering Geology*, 54 (1-2), 43-53, September 1999.

Giao P.H., Chung S.G., Kim D.Y. and Tanaka H., Electric imaging and laboratory resistivity testing for geotechnical investigation of Pusan clay deposits, *Journal of Applied Geophysics*, Volume 52 (4), 157-175, March 2003.

Glover P.W.J., Malcolm J.H. and Pous J., A modified Archie's law for two conducting phases, *Earth and Planetary Science Letters*, 180, 369-383, 2000.

Gong Y., Cao Q. and Sun Z., The effects of soil bulk density, clay content and temperature on soil water content measurement using time-domain reflectometry, *Hydrological Processes*, 17, 3601-3614, 2003.

Greaves, R.J., Lesmes, D.P., Lee, J.M., and Tokoz, M.N., Velocity variations and water content estimated from multi-offset ground penetrating radar, *Geophysics*, 61, 683–695, 1996.

Grim R.E., *Clay mineralogy*, Mc Graw Hill series in the geological sciences, New York, 384 p, 1953.

Guéguen Y. and Palciauskas V., *Introduction to the Physics of Rocks*, Princeton University Press, Princeton, NJ, 294 pp, 1992.

Guilbert V. et Fauchard C., Rapport d'étape de l'opération de recherche n°11N072 – « caractérisation des sols et des ouvrages linéaires par méthodes électromagnétiques (SOLEM) », Les rapports du Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Rouen, CETE Normandie Centre, 65p, septembre 2007.

Gunzel, F., Geotechnical examination of groundwater contaminations considering the influence of clay and water content on the electrical conductivity of the subsoil, Thesis dissertation, University of Munchen, Germany, 1994.

Hauck Ch. and Scheuermann A., Comparing time domain reflectometry and electrical resistivity tomography measurements for estimating soil water distribution. Proceedings of the 6th Conference

on “Electromagnetic Wave Interaction with Water and Moisture Substances”, ISEMA 2005, Weimar, Germany, May 29 – June 1, 2005.

Hallikainen M.T., Ulaby F.T., Dobson M.C., El-Rayes M.A. and WU L.K. Microwave dielectric behaviour of wet soil – Part I: Empirical models and experimental observations, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, GE-23 (1), 25-34, January 1985.

Heimovaara T.J., Bouten W. And Vertraten J.M., Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 2. A four-component complex dielectric mixing model for soils, *Water Resources Research*, 30 (2), 201-209, February 1994.

Heimovaara T.J., Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils, *Water Resources Research*, 30 (2), 189-199, February 1994.

Heimovaara, T.J., Winter E.J., Loon W.K., and Esveld D.C., Frequency-dependent dielectric permittivity from 0 to 1 GHz: Time domain reflectometry measurements compared with frequency domain network analyzer measurements, *Water Resources Research*, 32, 3603-3610, 1996.

Herman R., An introduction to electrical resistivity in geophysics, *American Journal of Physics*, 69 (9), 943-952, 2001.

Jackson P.D., Northmore K.J., Meldrum P.I., Gunn D.A., Hallam J.R., Wambure J., Wangusi B. and Ogutu G., Non-invasive moisture monitoring within an earth embankment – a precursor to failure, *NDT1E International*, 35, 107-115, 2002.

Jacobsen O.H. and Schjønning P., A laboratory calibration of time domain reflectometry for soil water measurement including effects of bulk density and texture, *Journal of Hydrology*, 151, 147-157, 1993.

Johanson S. and Dahlin T., Seepage monitoring in an earth embankment dam by repeated resistivity measurements, *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 1, 229-247, 1996.

Jones S.B. and Friedman S.P., Particle shape effects on the effective permittivity of anisotropic or isotropic media consisting of aligned or randomly oriented ellipsoidal particles, *Water Resources Research*, 36 (10), 2821-2833, 2000.

Jones, S.B., Or, D., Modeled effects on permittivity measurements of water content in high surface area porous media, *Physica*, B 338, 284–290, 2003.

Jung W.K., Kitchen N.R., Sudduth K.A., Kremer R.J. and Motavalli P.P., Relationship of apparent soil electrical conductivity of claypan soil properties, *Soil Science Society of America Journal*, 69, 883-892, 2005.

Kalinski M.E. and Vemuri S.C., A geophysical approach to construction quality assurance testing of compacted soil using electrical conductivity measurements, *Earthquake Engineering and Soil Dynamics GSP133*, Proceedings of the Sessions of the Geo-Frontiers 2005 Congress, Austin, Texas, January 24–26, 2005.

Kalinski R.J. and Kelly W.E., Electrical-resistivity measurements for evaluating compacted soil liners, *Journal Geotechnical Engineering*, ASCE, 120 (2), 451-457, 1994.

Kalinski R.J. and Kelly W.E., Estimating water content of soils from electrical resistivity, *Geotechnical Testing Journal*, GTJODJ, 16 (3), 323-329, September 1993.

Kelleners T.J., Robinson D.A., Shouse P.J., Ayars J.E. and Skaggs T.H. Frequency Dependence of the Complex Permittivity and Its Impact on Dielectric Sensor Calibration in Soils, *Soil Science Society American Journal*, 69, 67-76, 2005.

Keller, G.V., Rock and mineral properties, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Investigation Geophysics, volume 3, Theory, edited by M. N. Nabighian, 13–52, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, Okla., 13–52, 1988.

Keller G.V. and Frischknecht F.C., Electrical methods in geophysical prospecting, *International series in electromagnetic waves*, 10, 20-23, 1966.

Knoll M.D., A petrophysical basis for ground-penetrating radar and very early time electromagnetics, electrical properties of sand-clay mixtures, Ph.D. dissertation, University of British Columbia, 316p, 1996.

Kurdyka M., Suivi de l'état hydrique par tomographie de résistivité électrique : correction de l'effet de température, rapport de stage de Master 2 GAIA, Université de Savoie, 80p, septembre 2007.

Kurdyka M., Beck Y.L., Palma-Lopes S., Ferber V. et Desmortiers A-L., Suivi de l'état hydrique d'un remblai expérimental par tomographie de résistivité électrique, 6ème colloque GEOFCAN, Bondy, 4p, septembre 2007.

Kraus J.D., Electromagnetics, 3rd edition, McGraw Hill, London, 1984.

LaBrecque D. and Daily W., Assessment of measurement errors for galvanic-resistivity electrodes of different composition, Geophysics, 73 (2), F55-F64, 2008.

Lagabrielle, R., Cours de prospection électrique à courant continu, Ecole des Mines de Paris, 1977.

Lataste J.F., Evaluation non destructive de l'état d'endommagement des ouvrages en béton armé par mesures de résistivité électrique, Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 294p, 2002.

Lataste J.F., Breysse D., Sirieix C., Frappa M. et Bournazel J. P, Fissuration des ouvrages en béton armé – Auscultation par mesure de résistivité électrique, Bulletin des Laboratoire des Ponts et Chaussées, 239, 79-91, 2002.

Leroy P., Revil A., Kemma A., Cosenza P. and Ghorbani A., Complex conductivity of water-saturated packs of glass beads, Journal of Colloid and Interface Science, 321, 103-117, 2008.

Li Y.. and Oldenburg D.W., Aspects of charge accumulation in DC resistivity experiments, Geophysical Prospecting, 39, 803-826, 1991.

Lichtenecker K., Dielectric constant of natural and synthetic mixtures, Zeitschrift fur Physik, 27, 115–158, 1926.

Leroux V. and Dahlin T., Time-lapse resistivity investigations for imaging saltwater transport in glaciofluvial deposits, *Environmental Geology*, 49, 347-358, 2006.

Logsdon, S.D., Uncertainty effects on soil electrical conductivity and permittivity spectra, *Soil Science*, 171 (10), 737-746, October 2006.

Loke M.H. and Barker R.D., Practical techniques for 3D resistivity survey and data inversion, *Geophysical Prospecting*, 44, 499-523, 1996.

Loke M.H., Tutorial: 2-D and 3D electrical imaging surveys, <http://www.goelectrical.com>, 1997-2004.

Loke M.H., Acworth I. and Dahlin T., A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys, *Exploration Geophysics*, 34, 182-187, 2003.

Malicki, M.A. and Walczak, R.T., Evaluating soil salinity status from bulk electrical conductivity and permittivity, *American Journal of Soil Sciences*, 50, 505-514, 1999

Marescot, L., Modélisation directe et inverse en prospection électrique sur des structures 3D complexes par la méthode des éléments finis, mémoire de thèse de doctorat, Université de Nantes et Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne, 208p, juin 2004.

Marescot L., Rigobert S., Palma Lopes S., Lagabrielle R. and Chapellier D., A general approach for DC apparent resistivity evaluation on arbitrarily shaped 3D structures, *Journal of Applied Geophysics*, 60, 55-67, 2006.

McCarter W.J.M., and Desmazes P., Soil characterization using electrical measurements, *Géotechnique*, 47 (1), 179-183, 1997.

McCarter, W. J. M. , The electrical resistivity characteristics of compacted clays, *Géotechnique*, 36 (2), pages 263–267, 1984.

McNeill J.D., Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers, Technical Note TN-6, 15p, 1980a.

McNeill J.D., Electrical conductivity of soils and rocks, Technical Note TN-5, 20p, 1980b.

Michot D., Intérêt de la géophysique de subsurface et de la télédétection multispectrale pour la cartographie des sols et le suivi de leur fonctionnement hydrique à l'échelle intraparcellaire, Thèse de doctorat de l'Université de Paris 6, 393p, 10 février 2003.

Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoullaud B., King D. and Tabbagh A., Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography, *Water Resources Research*, 39 (5), 2003.

Millot G., Géologie des argiles, Ed. Masson, Paris, 451 p, 1964.

Mironov V.L., Dobson M.C., Kaupp V.H., Komarov S.A. and Kleshchenko V.N., Generalized refractive mixing dielectric model for moist soils, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 42 (4), 773-785, 2004.

Mitchell J.K., Fundamentals of soil behaviour, Second edition, Ed. John Wiley and Sons, New York, 437 p, 1993.

Miyamoto T., Annaka T. and Chikushi J., Extended dual composite sphere model for determining dielectric permittivity of andisol, *Soil Science Society of America Journal*, 69, 23-29, 2005.

Miyamoto T., Annaka T. and Chikushi J., Soil aggregate structure effects on dielectric permittivity of an Andisol measured by time domain reflectometry, *Vadose Zone Journal*, 2, 90-97, 2003.

Morat P., Mouël J.L.L., Nover G., et Will G., 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, *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 315(2), 1083-1090, 1992.

Mualem. Y. and Friedman, S.P., Theoretical prediction of electrical conductivity in saturated and unsaturated soil, *Water Resources Research*, 27, 2771 -2777, 1991.

Noborio K., Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: a review, *Computers and Electronics in Agriculture*, 31, 2013-237, 2001.

Norme Française AFNOR NF P 11-300, Exécution des terrassements - Classification des matériaux utilisables dans la construction des remblais et des couches de forme d'infrastructures routières, 21p, septembre 1992.

Norme Française AFNOR NF P 94-051, Sols : Reconnaissance et Essais – Détermination des limites d'Atterberg – Limite de liquidité à la coupelle – Limite de plasticité au rouleau, 15p, mars 1993.

Norme Française AFNOR NF P 94-057 Sols : Reconnaissance et Essais – Analyse granulométrique des sols – Méthode par sédimentation, 17p, mai 1992.

Norme Française AFNOR NF P 94-061-1, Sols : Reconnaissance et Essais - Détermination de la masse volumique d'un matériau en place - Partie 1 : Méthode au gammadensimètre à pointe (à transmission directe), 13p, octobre 1993.

Norme Française AFNOR NF P 94-062, Sols : Reconnaissance et Essais - Mesure de la masse volumique en place - Diagraphie à la double sonde gamma, 11p, août 1997.

Norme Française AFNOR NF P 94-068, Sols : Reconnaissance et Essais – Mesure de la quantité d'adsorption de bleu de méthylène d'un sol ou d'un matériau rocheux. Détermination de la valeur de bleu de méthylène d'un sol ou d'un matériau rocheux par l'essai à la tache, 7p, novembre 1998.

Norme Française AFNOR NF P 94-093, Sols : Reconnaissance et Essais - Détermination des références de compactage d'un matériau - Essai Proctor normal - Essai Proctor modifié, 18p, novembre 1999.

Norme Française AFNOR NF X 31-130, Qualité des sols - Méthodes chimiques - Détermination de la capacité d'échange cationique (CEC) et des cations extractibles, 15p, décembre 1999.

Norme Française AFNOR XP P 94-041, Sols : Reconnaissance et Essais – Identification granulométrique – Méthode de tamisage par voie humide, 11p, décembre 1995.

Or D. and Wraith J.M., Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: A physical model, *Water Resources Research*, 35 (2), 350-360, February 1999.

Parasnis D.S., *Principles of Applied Geophysics*, 4th Edition. Chapman & Hall, London, 402p, 1986.

Parkhomenko E.I. , *Electrical properties of rocks*, Plenum, New York, 1967.

Pellerin L., Applications of electrical and electromagnetic methods for environmental and geotechnical investigations, *Surveys in Geophysics*, 23, 101-132, 2002.

Pepin S.N., Livingston N.J. and Hook W.R., Temperature dependent measurement errors in time domain reflectometry determinations of soil water, *Soil Science Society of America Journal*, 59 , 38 -43, 1995.

Peplinski N.R., Ulaby F.T. and Dobson M.C., Dielectric properties of soils in the 0.3-1.3 GHz range, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33 (3), 803-807, 1995.

Perdok U.D., Kroesbergen B. and Hilhorst M.A., Influence of gravimetric water content and bulk density on the dielectric properties of soil, *European Journal of Soil Science*, 47, 367-371, 1996.

Pereira Dos Santos L.A., Développement d'une nouvelle méthode de détermination des profils de teneur en eau dans les sols par inversion d'un signal TDR, Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble 1, 144p, 28 novembre 1997.

Perrier E., Bird N., Rieu M., Generalizing the fractal model of soil structure : the pore-solid fractal approach, *Geoderma*, 88 (3), 137-164, 1999.

Peter-Borie M., Sirieix C., Riss J. and Naudet V., Etude de la répétabilité des mesures de tomography de résistivité électrique au cours d'une journée, 6ème colloque GEOFCAN, Bondy, France, 15-18 septembre 2007.

Revil A. and Glover P.W.J., Theory of ionic-surface electrical conduction in porous media, *Physical Review B*, 55 (3), 1757-1773, 15 January 1997.

Revil. A., Linde N., Cerepi A., D., Matthäi S. And Finsterle S., Electrokinetic coupling in unsaturated porous media, *Journal of Colloid and Interface Science*, 313, 315-327, 2007.

Rey E. Développement d'une nouvelle méthode de détermination des profils de teneur en eau dans les sols par inversion d'un signal TDR, Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble 1, 254p, 8 juin 2005.

Reynolds J., An introduction to applied and environmental geophysics, Ed. Wiley, John & Sons, Inc., 749 p, 1997.

Rhoades J.D., Manteghi N.A., Shouse P.J. and Alves W.J., Soil electrical conductivity and soil salinity: New formulations and calibrations, *Soil Science Society of America Journal*, 53, 433-439, 1989.

Rhoades, J.D., Kaddah M.T., Halvorson A.D. and Prather R.J., Establishing soil electrical conductivity-salinity calibrations using four-electrode cells containing undisturbed soil cores, *Soil Science Society American Journal*, 123 (3), 137-141, 1977.

Rhoades, J.D., P.A.C. Raats, et R.J. Prather, Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity , *Soil Science Society of America Journal* 40, 651–655, 1976.

Richard G., Cosenza P., Aboubacar A. and Tabbagh A., Etude des variations de résistivité électrique d'un sol limoneux en fonction de sa teneur en eau et de sa porosité, 5ème colloque GEOFCAN, Orléans, 4p, septembre 2005.

Rinaldi V.A. and Cuestas G.A., Ohmic Conductivity of a Compacted Silty Clay, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 128 (10), 824-835, October 2002.

Robinson D.A. and Friedman S.P., Effect of particle size distribution on the effective dielectric permittivity of saturated granular media, *Water Resources Research*, 37 (1), 33-40, January 2001.

Robinson, D.A., and Friedman S.P., The effective permittivity of dense packing of glass beads, quartz sand and their mixtures immersed in different dielectric backgrounds. *Journal of Non-Crystalline Solids*, 305, 261–267, 2002.

Robinson D.A. and Friedman S.P., A methods for measuring the solid particle permittivity or electrical conductivity of rocks, sediments, and granular materials, *Journal of Geophysical Research*, 108 (B2), ECV5-1-ECV5-9, 2003.

Robinson D.A., Cooper J.D. and Gardner C.M.K., Modelling the dielectric constant of soils using soil hygroscopic water content, *Journal of Hydrology*, 255, 39-49, 2002.

Rohini K. and Singh D.N., Methodology for determination of electrical properties of soils, *Journal of Testing and Evaluation*, 32 (1), January 2004.

Roth, K., Schulin, R., Fluhler, H., Attinger, W., Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resources Research*, 26 (10), 2267–2273, 1990.

Saarenketo T., Electrical properties of water in clay and silty soils, *Journal of Applied Geophysics*, 40, 73-88, 1998.

Samouëlian A. , Cousin I. , Tabbagh A. , Bruand A. and Richard G., Electrical resistivity survey in soil science : a review, *Soil and Tillage Research*, 83 (2), 1973-1993, September 2005.

Schmutz M., Andrieux P., Bobachev A., Montoroi J.P. and Nasri S., Azimuthal resistivity soundings over a steeply dipping anisotropic formation. A case history in central Tunisia, *Journal of Applied Geophysics*, 60, 213-224, 2006.

Schotle J.W., Shang J.Q. and Rowe R.K., Improved complex permittivity measurement and data processing technique for soil-water systems, *Geotechnical Testing Journal*, GTJODJ, 25 (2), 187-198, June 2002.

Scott W.R. and Smith G.S., Measured electrical constitutive parameters of soil as functions of frequency and moisture content, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30 (3), 621-623, May 1992.

Seladji S., Caractérisation du tassement des sols cultivés et forestiers à l'aide de méthodes géophysiques : mesure et modélisation des variations de résistivité électrique d'un sol en fonction de sa porosité et de sa teneur en eau, rapport de Master Sciences et Technologies de l'INAP-G, 51p, 2006.

Sen P.N., Resistivity of partially saturated carbonate rocks with microporosity, *Geophysics*, 62 (2), 415-425, 1997.

Sen P.N. and Goode P. A., Influence of temperature on electrical conductivity on shaly sands, *Geophysics*, 57 (1), 89-96, 1992.

Sen, P.N., Godee, P.A., and Sibbit, A., Electrical conduction in clay bearing sandstones at low and high salinities, *Journal of Applied Physics*, 63, 4832-4840, 1988.

Sen P.N., Scala C. and M.H., A self similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads, *Geophysics*, 46, 781-795, 1981.

SETRA-LCPC, Réalisation des remblais et des couches de forme (GTR), Guide technique SETRA-LCPC, 2 fascicules, 98p et 102p, 1992.

Shah P.H. and Singh D.N., Generalized Archie's law for estimation of soil electrical conductivity, *Journal of ASTM International*, 2 (5), May 2005.

Shang, J.Q., Lo, K.Y., and Inculet, I.I. , Polarization and conduction of clay-water electrolyte systems, *Journal of Geotechnical Engineering*, 121(3), 243-248, 1995.

Shang J.Q., Rowe R.K., Umana, J.A. and Scholte J.W., A complex permittivity measurement system for undisturbed/compacted soils, *Geotechnical Testing Journal*, GTJODJ, 22 (2), 159- 168, June 1999.

Sheets, K.R., Hendrickx, J.M.H., Noninvasive soil water content measurement using electromagnetic induction. *Water Resources Research*, 31 (10), 2401–2409, October 1995.

Sheffer M.R., Reppert, P. M. and Howie J. A., A laboratory apparatus for streaming potential and resistivity measurements on soil samples, *Review of Scientific Instruments*, 78, 2007.

Sihvola, A., A review of dielectric mixing models, Report 248, Helsinki University of Technology, Department of the electrical and communications engineering, 1997.

Siddiqui S.I. and Drnevich V. P., Use of time domain reflectometry for determination of water content and density of soil, Final Report, Joint Highway Research Project, Purdue University, West Lafayette, Indiana, 271p, 1995.

Sjödahl P., Resistivity investigation and monitoring for detection of internal erosion and anomalous seepage in embankment dams, Doctoral thesis, Lund University, Sweden, 2006.

Sreedeeep S., Reshma A.C. and Singh D.N., Generalized relationship for determining soil electrical resistivity from its thermal resistivity, *Experimental Thermal and Fluid Science*, 29 (2), 217-226, January 2005.

Sreedeeep S., Reshma A.C. and Singh D.N., Measuring soil electrical resistivity using a resistivity box and a resistivity probe, *Geotechnical Testing Journal*, 27 (4), 2004.

Sridharan A., Altschaeffl A.G., Diamond S., Pore size distribution studies, *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE*, SM5, 8151, 771-787, 1971.

Stefanescu S., Nouvelles applications de la théorie des milieux alpha harmoniques à la prospection électrique en courant continu, *Geophysical Prospecting*, 18, 786-799, 1970.

Tabbagh A., Camerlynck C. and Cosenza P., Numerical modelling for investigating the physical meaning of the relationship between relative dielectric permittivity and water content of soils, *Water Resources Research*, 36 (9), 2771-2776, 2000.

Tabbagh A., Panissod C., Guérin R. and Cosenza Ph., Numerical modelling of the role of water and clay content in soils' and rocks' bulk electrical conductivity, *Journal of Geophysical Research*, 107, 2002.

Tabbagh A. and Cosenza P., Effect of microstructure on the electrical conductivity of clay-rich systems, *Physics and Chemistry of the Earth*, 32, 154-160, 2007.

Taylor S. and Barker R., Resistivity of partially saturated Triassic sandstone, *Geophysical Prospecting*, 50, 603-613, 2002.

Telford W.M., Geldart, L.P., Sheriff R.E., *Applied geophysics second edition*, Cambridge University Press, 1990.

Tessier D., Étude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation, INRA, Thèse de doctorat ès sciences de l'Université de Paris VII, 362 p, 1984.

Tezel O. and Ozcep F., Relationships of electrical resistivity and geotechnical parameters, *International Conference on Earth Sciences and Electronics*, 2003.

Thevanayagam S., Electrical Response of Two-Phase Soil: Theory and Applications, *Journal of Geotechnical Engineering*, 119 (8), 1250-1275, August 1993.

Topp G.C., Davis J.L. and Annan A.P., Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, 16 (3), 574-582, 1980.

Turesson A., Water content and porosity estimated from ground-penetrating radar and resistivity, *Journal of Applied Geophysics*, 58 (2), 99-111, February 2006.

Ulaby F.T., Moore R.K. and Fung A.K., *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, vol. III, Artech House Inc., Norwood MA, Appendix E, 2017-2119, 1986.

Ulrich C. and Slater L.D., Induced polarization measurements on unsaturated, unconsolidated sands, *Geophysics*, 69 (3), 762-771, 2004.

Van Dam R.L., Borchers B.A and Hendrickx J.M.H., Methods for prediction of soil dielectric properties: a review, Proceedings of SPIE, Detection and Remediation Technologies for Mines and Minel"ike Targets X; Russell S. Harmon, J. Thomas Broach, John H. Holloway, Jr.; Eds., 5794, 188-197, June 2005.

Von Hippel A.R., Dielectric Materials and Applications, MIT Press, Cambridge, 1964.

Wait J.R., Geo-electromagnetism, Academic Press, London, 268p, 1982.

Wan A.W., Gray M.N., Graham J., On the relations of suction, moisture content and soils structure in compacted clays, Proceedings of the first international conference on unsaturated soils, UNS AT'95, Paris, France, 215-222, 6-8 September 1995.

Wang J.R. and Schmugge T.J., An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, GE-18 (4), 288-295, October 1980.

Ward S.H., Resistivity and induced polarization methods, Geotechnical and Environmental Geophysics, vol. 1, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, 147-189, 1990.

Waxman M.H., and Smits L.J.M., Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands, Society of Petroleum Engineers Journal, 243, 107-122, 1968.

Wensink W.A., Dielectric properties of wet soils in the frequency range 1-3000 MHz, Geophysical Prospecting, 41, 671-696, 1993.

West L.J., Handley K., Huang Y. and Pokar M., Radar frequency dielectric dispersion in sandstone: Implications for determination of moisture and clay content, Water Resources Research, 39 (2), 2003.

Whalley W.R., Considerations on the use of time domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content, Journal of Soil Sciences, 44 (1), 1-9, 1993.

Worthington P.F., Influence of shale effects upon the electrical resistivity of reservoir rocks, *Geophysical Prospecting*, 30, 673-687, 1982.

Wraith J.M. and Or D., Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development, *Water Resources Research*, 35 (2), 361-369, February 1999.

Yin C. and Weidelt P., Geoelectrical fields in a layered earth with arbitrary anisotropy, *Geophysics*, 64 (2), 426-434, 1999.

Yu, C., Warrick, A., Conklin, M., Young, M., and Zreda, M., Two and three parameter calibrations of time domain reflectometry for soil moisture measurements, *Water Resources Research*, 33 (10), 2417–2421, 1997.

Yu X. and Drnevich V.P., Soil water content and dry density by time domain reflectometry, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 130 (9), 922-934, 2004.

Zegelin S.J., White I., Jenkins D.R., Improved field probes for soil-water content and electrical conductivity measurement using time domain reflectometry, *Water Resources Research*, 25 (11), 2367-2376, 1989.

Zhdanov, M.S., Keller, G.V., *The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration*. Elsevier, Amsterdam, 873p, 1994.

Zhou Q.Y., A sensitivity analysis of DC resistivity prospecting on finite, homogeneous blocks and columns, *Geophysics*, 72 (6), 237-247, 2007.

ANNEXE 1 : Procédure de la conception d'échantillons de sols reconstitués en laboratoire

Préparation du sol :

- Prélèvement du sol sur le terrain puis séchage du matériau à l'air libre jusqu'à atteindre une teneur en eau minimale ne dénaturant pas la microstructure du sol mais permettant facilement son tamisage ;
- Malaxage, permettant d'homogénéiser le matériau, puis tamisage au passant de <2mm. Le matériau obtenu est ensuite mis en sac fermé et sa teneur en eau initiale W_{ini} est vérifiée par séchage en étuve (24h, 105°C) ;
- Ensuite, ajout d'un volume d'eau donné à une quantité de sol donnée à W_{ini} permet d'obtenir une quantité de sol voulu à une teneur en eau visée $W_{visée}$. Une fois le mélange eau/matériau effectué, le matériau est mis en repos dans un sac étanche et fermé pour une durée de 48h à 72h pour l'homogénéité de l'état hydrique.

Exemple de calculs permettant d'obtenir une quantité de matériau humide à $W_{visée}=12,5\%$ à partir d'1kg du même matériau à $W_{ini}=6,0\%$:

1. Calcul de la quantité de sol sec dans 1000g de sol humide à 6,0% de teneur en eau massique : $1000/1,06 = 943,4g$

2. Calcul de la masse humide d'une quantité de ce sol à une teneur en eau de 12,0 % : $943,4*1,125 = 1061,3g$

3. Calcul de la quantité d'eau à ajouter dans 1kg de sol humide à $W_{ini}=6,0\%$ pour atteindre $W_{visée}=12,0\%$: $1061,3-1000 = 61,3g$

→ Il faudra donc rajouter 61,3g d'eau à 1kg de sol à $W_{ini}=6,0\%$ pour obtenir environ 1kg de sol à $W_{visée}=12,5\%$.

- Le matériau à une même teneur en eau donnée peut être compacté différemment afin d'obtenir différentes masses volumiques sèches ρ_d . Les différentes ρ_d sont obtenues en compactant une quantité de matériau donnée pour un volume de moule identique.

Exemple de calcul de la quantité de matériau à compacter dans un moule cylindrique de 7,0 cm de hauteur et de 75,0 cm de diamètre pour obtenir la masse volumique sèche à l'Optimum Proctor Normalisé (OPN). D'après la courbe Proctor Normalisée sur le limon étudié, pour une teneur en eau massique de 12,5 %, $\rho_{d\text{OPN}}$ est de 1,92 g/cm³.

Calcul du volume V du moule : $V = \pi * R^2 * h = \pi * 3,75^2 * 7,0 = 309,25 \text{ cm}^3$

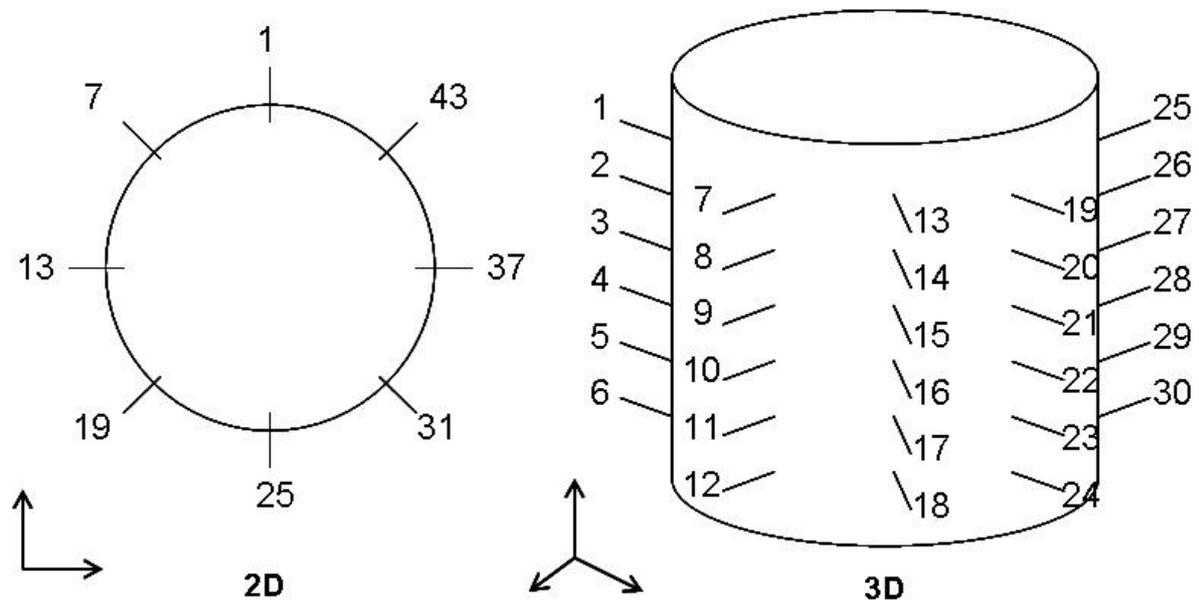
Calcul de la masse sèche de matériau à mettre dans le moule pour obtenir $\rho_{d\text{OPN}}$:

$m_s = V * 1,92 = 593,76g$

Calcul de la masse humide ($W = 12,5\%$) de matériau à mettre dans le moule pour obtenir $\rho_{d\text{OPN}}$: $m_H = m_s * (1+w) = 593,76 * 1,125 = 667,98g$

→ Il faudra donc compacter 668g de matériau à $W = 12,5\%$ dans le moule cylindrique pour obtenir une densité sèche de l'échantillon de sol de $\rho_{d\text{OPN}} = 1,92 \text{ g/cm}^3$.

ANNEXE 2 : Protocole de mesure de résistivité électrique avec la cellule à 48 électrodes développée au cours de la thèse



Numérotation des 48 électrodes de la cellule

Début de la séquence :

mesure_n°	C1	C2	P1	P2	nom de la séquence
1	1	25	3	37	cross-cylinder
2	1	25	4	28	
3	1	25	5	29	
4	1	25	6	30	
5	2	26	4	28	
6	2	26	5	29	
7	2	26	6	30	
8	3	27	5	29	
9	3	27	6	30	
10	4	28	6	30	
11	7	31	9	43	
12	7	31	10	34	
13	7	31	11	35	
14	7	31	12	36	
15	8	32	10	34	
16	8	32	11	35	
17	8	32	12	36	
18	9	33	11	35	
19	9	33	12	36	
20	10	34	12	36	
21	13	37	15	39	
22	13	37	16	40	
23	13	37	17	41	
24	13	37	18	42	
25	14	38	16	40	
26	14	38	17	41	
27	14	38	18	42	
28	15	39	17	41	
29	15	39	18	42	
30	16	40	18	42	

31	19	43	21	45
32	19	43	22	46
33	19	43	23	47
34	19	43	24	48
35	20	44	22	46
36	20	44	23	47
37	20	44	24	48
38	21	45	23	47
39	21	45	24	48
40	22	46	24	48

41	2	1	3	4	D-D longitudinaux
42	2	1	4	5	
43	2	1	5	6	
44	3	2	4	5	
45	3	2	5	6	
46	4	3	5	6	
47	3	1	4	6	
48	8	7	9	10	
49	8	7	10	11	
50	8	7	11	12	
51	9	8	10	11	
52	9	8	11	12	
53	10	9	11	12	
54	9	7	10	12	
55	14	13	15	16	
56	14	13	16	17	
57	14	13	17	18	
58	15	14	16	17	
59	15	14	17	18	
60	16	15	17	18	
61	15	13	16	18	
62	20	19	21	22	
63	20	19	22	23	
64	20	19	23	24	
65	21	20	22	23	
66	21	20	23	24	
67	22	21	23	24	
68	21	19	22	24	
69	26	25	27	28	
70	26	25	28	29	
71	26	25	29	30	
72	27	26	28	29	
73	27	26	29	30	
74	28	27	29	30	
75	27	25	28	30	
76	32	31	33	34	
77	32	31	34	35	
78	32	31	35	36	
79	33	32	34	35	
80	33	32	35	36	
81	34	33	35	36	
82	33	31	34	36	
83	38	37	39	40	
84	38	37	40	41	
85	38	37	41	42	
86	39	38	40	41	
87	39	38	41	42	
88	40	39	41	42	
89	39	37	40	42	

90	44	43	45	46
91	44	43	46	47
92	44	43	47	48
93	45	44	46	47
94	45	44	47	48
95	46	45	47	48
96	45	43	46	48

97	1	43	7	13	D-D azimutaux 45°
98	1	43	13	19	
99	1	43	19	25	
100	1	43	25	31	
101	1	43	31	37	
102	7	1	13	19	
103	7	1	19	25	
104	7	1	25	31	
105	7	1	31	37	
106	7	1	37	43	
107	13	7	19	25	
108	13	7	25	31	
109	13	7	31	37	
110	13	7	37	43	
111	13	7	43	1	
112	19	13	25	31	
113	19	13	31	37	
114	19	13	37	43	
115	19	13	43	1	
116	19	13	1	7	
117	25	19	31	37	
118	25	19	37	43	
119	25	19	43	1	
120	25	19	1	7	
121	25	19	7	13	
122	31	25	37	43	
123	31	25	43	1	
124	31	25	1	7	
125	31	25	7	13	
126	31	25	13	19	
127	37	31	43	1	
128	37	31	1	7	
129	37	31	7	13	
130	37	31	13	19	
131	37	31	19	25	
132	43	37	1	7	
133	43	37	7	13	
134	43	37	13	19	
135	43	37	19	25	
136	43	37	25	31	
137	1	37	13	25	D-D azimutaux 90°
138	7	43	19	31	
139	13	1	25	37	
140	19	7	31	43	
141	2	44	8	14	D-D azimutaux 45°
142	2	44	14	20	
143	2	44	20	26	
144	2	44	26	32	
145	2	44	32	38	
146	8	2	14	20	
147	8	2	20	26	
148	8	2	26	32	

149	8	2	32	38
150	8	2	38	44
151	14	8	20	26
152	14	8	26	32
153	14	8	32	38
154	14	8	38	44
155	14	8	44	2
156	20	14	26	32
157	20	14	32	38
158	20	14	38	44
159	20	14	44	2
160	20	14	2	8
161	26	20	32	38
162	26	20	38	44
163	26	20	44	2
164	26	20	2	8
165	26	20	8	14
166	32	26	38	44
167	32	26	44	2
168	32	26	2	8
169	32	26	8	14
170	32	26	14	20
171	38	32	44	2
172	38	32	2	8
173	38	32	8	14
174	38	32	14	20
175	38	32	20	26
176	44	38	2	8
177	44	38	8	14
178	44	38	14	20
179	44	38	20	26
180	44	38	26	32
181	2	38	14	26
182	8	44	20	32
183	14	2	26	38
184	20	8	32	44
185	3	45	9	15
186	3	45	15	21
187	3	45	21	27
188	3	45	27	33
189	3	45	33	39
190	9	3	15	21
191	9	3	21	27
192	9	3	27	33
193	9	3	33	39
194	9	3	39	45
195	15	9	21	27
196	15	9	27	33
197	15	9	33	39
198	15	9	39	45
199	15	9	45	3
200	21	15	27	33
201	21	15	33	39
202	21	15	39	45
203	21	15	45	3
204	21	15	3	9
205	27	21	33	39
206	27	21	39	45
207	27	21	45	3
208	27	21	3	9
209	27	21	9	15

D-D azimutaux 90°

D-D azimutaux 45°

210	33	27	39	45	
211	33	27	45	3	
212	33	27	3	9	
213	33	27	9	15	
214	33	27	15	21	
215	39	33	45	3	
216	39	33	3	9	
217	39	33	9	15	
218	39	33	15	21	
219	39	33	21	27	
220	45	39	3	9	
221	45	39	9	15	
222	45	39	15	21	
223	45	39	21	27	
224	45	39	27	33	
225	3	39	15	27	D-D azimutaux 90°
226	9	45	21	33	
227	15	3	27	39	
228	21	9	33	45	
229	4	46	10	16	D-D azimutaux 45°
230	4	46	16	22	
231	4	46	22	28	
232	4	46	28	34	
233	4	46	34	40	
234	10	4	16	22	
235	10	4	22	28	
236	10	4	28	34	
237	10	4	34	40	
238	10	4	40	46	
239	16	10	22	28	
240	16	10	28	34	
241	16	10	34	40	
242	16	10	40	46	
243	16	10	46	4	
244	22	16	28	34	
245	22	16	34	40	
246	22	16	40	46	
247	22	16	46	4	
248	22	16	4	10	
249	28	22	34	40	
250	28	22	40	46	
251	28	22	46	4	
252	28	22	4	10	
253	28	22	10	16	
254	34	28	40	46	
255	34	28	46	4	
256	34	28	4	10	
257	34	28	10	16	
258	34	28	16	22	
259	40	34	46	4	
260	40	34	4	10	
261	40	34	10	16	
262	40	34	16	22	
263	40	34	22	28	
264	46	40	4	10	
265	46	40	10	16	
266	46	40	16	22	
267	46	40	22	28	
268	46	40	28	34	
269	4	40	16	28	D-D azimutaux 90°
270	10	46	22	34	

271	16	4	28	40	
272	22	10	34	46	
273	5	47	11	17	D-D azimutaux 45°
274	5	47	17	23	
275	5	47	23	29	
276	5	47	29	35	
277	5	47	35	41	
278	11	5	17	23	
279	11	5	23	29	
280	11	5	29	35	
281	11	5	35	41	
282	11	5	41	47	
283	17	11	23	29	
284	17	11	29	35	
285	17	11	35	41	
286	17	11	41	47	
287	17	11	47	5	
288	23	17	29	35	
289	23	17	35	41	
290	23	17	41	47	
291	23	17	47	5	
292	23	17	5	11	
293	29	23	35	41	
294	29	23	41	47	
295	29	23	47	5	
296	29	23	5	11	
297	29	23	11	17	
298	35	29	41	47	
299	35	29	47	5	
300	35	29	5	11	
301	35	29	11	17	
302	35	29	17	23	
303	41	35	47	5	
304	41	35	5	11	
305	41	35	11	17	
306	41	35	17	23	
307	41	35	23	29	
308	47	41	5	11	
309	47	41	11	17	
310	47	41	17	23	
311	47	41	23	29	
312	47	41	29	35	
313	5	41	17	29	D-D azimutaux 90°
314	11	47	23	35	
315	17	5	29	41	
316	23	11	35	47	
317	6	48	12	18	D-D azimutaux 45°
318	6	48	18	24	
319	6	48	24	30	
320	6	48	30	36	
321	6	48	36	42	
322	12	6	18	24	
323	12	6	24	30	
324	12	6	30	36	
325	12	6	36	42	
326	12	6	42	48	
327	18	12	24	30	
328	18	12	30	36	
329	18	12	36	42	
330	18	12	42	48	
331	18	12	48	6	

332	24	18	30	36
333	24	18	36	42
334	24	18	42	48
335	24	18	48	6
336	24	18	6	12
337	30	24	36	42
338	30	24	42	48
339	30	24	48	6
340	30	24	6	12
341	30	24	12	18
342	36	30	42	48
343	36	30	48	6
344	36	30	6	12
345	36	30	12	18
346	36	30	18	24
347	42	36	48	6
348	42	36	6	12
349	42	36	12	18
350	42	36	18	24
351	42	36	24	30
352	48	42	6	12
353	48	42	12	18
354	48	42	18	24
355	48	42	24	30
356	48	42	30	36
357	6	42	18	30
358	12	48	24	36
359	18	6	30	42
360	24	12	36	48

D-D azimutaux 90°

361	1	4	2	3
362	2	5	3	4
363	3	6	4	5
364	1	6	3	4
365	7	10	8	9
366	8	11	9	10
367	9	12	10	11
368	7	12	9	10
369	13	16	14	15
370	14	17	15	16
371	15	18	16	17
372	13	18	15	16
373	19	22	20	21
374	20	23	21	22
375	21	24	22	23
376	19	24	21	22
377	25	28	26	27
378	26	29	27	28
379	27	30	28	29
380	25	30	27	28
381	31	34	32	33
382	32	35	33	34
383	33	36	34	35
384	31	36	33	34
385	37	40	38	39
386	38	41	39	40
387	39	42	40	41
388	37	42	39	40
389	43	46	44	45
390	44	47	45	46

Wenner longitudinaux

391	45	48	46	47
392	43	48	45	46

393	1	19	7	13	Wenner azimuthaux
394	7	25	13	19	
395	13	31	19	25	
396	19	37	25	31	
397	25	43	31	37	
398	31	1	37	43	
399	37	7	43	1	
400	43	13	1	7	
401	2	20	8	14	
402	8	26	14	20	
403	14	32	20	26	
404	20	38	26	32	
405	26	44	32	38	
406	32	2	38	44	
407	38	8	44	2	
408	44	14	2	8	
409	3	21	9	15	
410	9	27	15	21	
411	15	33	21	27	
412	21	39	27	33	
413	27	45	33	39	
414	33	3	39	45	
415	39	9	45	3	
416	45	15	3	9	
417	4	22	10	16	
418	10	28	16	22	
419	16	34	22	28	
420	22	40	28	34	
421	28	46	34	40	
422	34	4	40	46	
423	40	10	46	4	
424	46	16	4	10	
425	5	23	11	17	
426	11	29	17	23	
427	17	35	23	29	
428	23	41	29	35	
429	29	47	35	41	
430	35	5	41	47	
431	41	11	47	5	
432	47	17	5	11	
433	6	24	12	18	
434	12	30	18	24	
435	18	36	24	30	
436	24	42	30	36	
437	30	48	36	42	
438	36	6	42	48	
439	42	12	48	6	
440	48	18	6	12	

Fin de la séquence.