

**UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR
ECOLE ET OBSERVATOIRE DES SCIENCES DE LA TERRE
INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE**

THÈSE

présentée pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université Louis Pasteur (Strasbourg I)
Spécialité : Géophysique

par

Mickaël BÉHAEGEL

**Hydrogéophysique à l'échelle du petit bassin
versant de *La Soutte***

soutenue le 29 novembre 2006 devant le jury composé de

M. Guy MARQUIS,	Directeur de thèse	EOST
M. Pascal SAILHAC,	Co-encadrant	EOST
M. Dominique GIBERT,	Rapporteur externe	Université Rennes I
M. Alain TABBAGH,	Rapporteur externe	Université Paris VI
M. Yves BERNABÉ,	Rapporteur interne	EOST
M. Jérôme MOLENAT,	Examineur	INRA Rennes

« Tout ce qui est impossible reste à accomplir. »

« Il ne s'est jamais rien fait de grand dans le monde sans espérance exagérée. »

Jules Verne

« Savoir écouter, c'est savoir posséder outre que le sien, le cerveau des autres. »

Léonard de Vinci

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier la Région Alsace et le CNRS pour le financement BDI dont j'ai pu bénéficier pendant trois ans. Je remercie également le projet PNRH (Programme National de Recherche en Hydrologie) « WATERSCAN » ainsi que REALISE (Réseau Alsace de Laboratoires en Ingénierie et Sciences pour l'Environnement) pour le financement de capteurs et d'appareils de mesures utilisés à *La Soutte*.

Je souhaite exprimer toute ma gratitude à mes deux directeurs de thèse, Pascal Sailhac et Guy Marquis grâce auxquels cette thèse a pu se dérouler dans de parfaites conditions. Je remercie Pascal pour sa patience, ses conseils et son implication très importante dans le projet de *La Soutte*. Je remercie Guy pour ses conseils avisés, sa disponibilité et l'art avec lequel il trouve une solution aux problèmes qu'ils soient d'ordre scientifique, logistique ou administratif.

Je remercie également Yves Bernabé, Dominique Gibert, Alain Tabbagh et Jérôme Molénat d'avoir accepté de participer à mon jury de thèse et d'avoir été présent le jour de la soutenance.

Je suis reconnaissant à toutes les personnes qui m'ont permis de partager les joies et les tracas du terrain et en premier lieu Pierre-Daniel Matthey, l'ingénieur d'étude de l'équipe qui s'est occupé de la connectique et de l'électronique liées au projet. Il s'est impliqué pleinement dans le projet de *La Soutte* et m'a accompagné à maintes reprises sur le terrain lors de l'installation des centrales d'acquisition ou de la station météo et ceci, malgré le froid, la neige, les fourmis volantes, les tiques ou l'adjudicateur de chasse (à ne pas confondre avec l'adjudicataire...à vos dictionnaires...).

Je remercie également Laurence Jouniaux pour sa bonne humeur communicative et les nombreuses discussions que nous avons eues ainsi que pour les différentes mesures en laboratoire qu'elle a effectuées.

En vrac, je tiens à remercier pour leurs collaborations sur le terrain : Ester Falgàs, Juanjo Ledo qui ont eu la chance de découvrir qu'un été en Alsace n'a rien à voir avec un été à Barcelone ; Jean-François Girard, Jean Roy et Maciek Lubscynsky qui ont participé à la première campagne RMP et ont ainsi pu goûter au charme rustique mais fonctionnel du chalet du Welschbruch ; Jean-Bernard Edel pour les mesures de susceptibilité magnétique, Georges Herquel pour les mesures de tomographie sismique, Marc Munsch, Daniel Boulanger et Romaric Limacher pour les prospections magnétiques, Stéphanie Gautier et Gilles Henry pour les diagraphies, Olivier Maquaire et Jean-Philippe Mallet pour nous avoir initié au maniement du pénétromètre ; Philippe Elsass et Jean-Paul von Eller pour leurs remarques d'ordre

géologique ; Jose Ortega pour sa sympathie et son aide dans l'interprétation des forages; Martine Trautmann pour les mesures de granulométrie.

Je n'oublie pas les élèves-ingénieurs de l'EOST qui ont choisi de réaliser leur stage ouvrier à *La Soutte* : Amélie Neuville, Jimmy Klinger, Ludovic Peignard, Marina Lesnes, Jérémie Thiebaud, Mathieu Pouget et Pierre-Yves Raya.

Je remercie toute l'équipe de l'atelier de l'EOST pour leur aide lors de l'installation du mât de la station météo et pour leurs travaux de terrassement. Je voudrais remercier plus particulièrement Bernard Cantin pour sa gestion impeccable des véhicules de service.

Je remercie la ville d'Obernai ainsi que le syndicat forestier d'Obernai-Bernardswiller en les personnes de MM. Suhr et Schaal. Je salue également les gardes forestiers du secteur de *La Soutte* : MM. Reishert et Chauvin avec qui j'ai pris plaisir à discuter lors de mes nombreuses sorties sur le terrain.

Je tiens également à remercier Janine Fishbach, la bibliothécaire de l'EOST, désormais jeune retraitée, pour sa très grande gentillesse et son efficacité. Je remercie aussi Caroline Lazarus et Binta Mesmacque, secrétaires à l'EOST qui m'ont aidé à gérer missions, bons de commande et PUMA (avis de Publicité pour les Marchés à procédure Adaptée) dans la jungle administrative...

Je salue toutes les personnes que j'ai côtoyées à l'IPG et celles avec qui j'ai partagé le bureau 304, et plus particulièrement : Mathieu Darnet, Olivier Loeffler, Alexis Mainault et Juan Pi Alperin avec lesquels j'ai passés de très bon moments (« ...36...37... », « Mamouche, Tamouche et Samouche », « Gninnnnn... », « Pi...Pi.....Panne... », « Geophysics is good...it is the future of Geology » et j'en passe...). Je salue également Amine, Mourad, Audrey et Ingrid.

Je tiens également à saluer les « deux Sophies », Sana, Benoît et plus généralement l'ensemble des thésards de l'IPG.

Enfin, je remercie ma famille et Valérie qui me soutient et me supporte chaque jour.

RESUME

Cette thèse s'intéresse à l'étude hydrogéophysique d'un petit bassin versant vosgien *La Soutte* à travers des prospections géophysiques et des développements méthodologiques concernant le suivi hydrogéophysique. Un suivi du potentiel spontané sur une période de plus de deux ans met en évidence des variations importantes du potentiel qui sont cependant difficiles à interpréter actuellement en terme de dynamique d'écoulements. La mesure en continu des variations de température du sous-sol a permis de caractériser les variations du contenu en eau du sous-sol et de caractériser l'épaisseur maximale de la zone non saturée égale à 15 cm. Enfin, la tomographie de résistivité a été utilisée pour caractériser le transport d'un panache de sel dans le sous-sol (20 cm/jour) d'une zone saturée du site. Une loi d'Archie calibrée par des mesures *in situ* permet de calculer les concentrations en sel qui sont comparables à celles obtenues par modélisation hydraulique du transport du sel.

ABSTRACT

This thesis concerns the hydrogeophysical study of a small water catchment called *La Soutte* through different geophysical prospecting methods and methodological developments concerning hydrogeophysical monitoring (i.e., the time monitoring of physical parameters and properties related to underground flows). Streaming potential monitoring over a period of two years shows strong potential variations which are however difficult to interpret in term of flows dynamic. The continuous measurement of underground temperature variations allowed to characterize variations of soil water content and to characterize the maximal vadose zone thickness equal to 15 cm. Finally, resistivity tomography was used to characterize the transport of a salt plume in the ground (20 cm/day) in a saturated zone of the site. An Archie's law calibrated by in situ measurements allows to calculate salt concentrations that are comparable to those obtained by hydraulic (diffusive-advective) modelling of salt migration.

Tables des matières

Introduction.....	1
Chapitre 1: Présentation du site d'étude de La Soutte.....	7
1.1. Localisation et présentation générale	7
1.2. Géologie	11
Chapitre 2: Caractérisation des structures hydrogéologiques	15
2.1. La tomographie de résistivité	15
2.1.1. Les méthodes électriques en courant continu (DC)	15
2.1.2. La Magnétotellurique à source contrôlée (CSAMT).....	22
2.2. La sismique réfraction et les forages.....	26
2.2.1. La sismique réfraction et la tomographie sismique.....	26
2.2.2. Forages et diagraphies	31
2.3. Synthèse des données et modèle hydrogéologique	34
Chapitre 3: Caractérisation du contenu en eau par la méthode de sondages par Résonance Magnétique Protonique (RMP)	37
3.1. Principes théoriques	37
3.2. Mesures réalisées à La Soutte	40
3.3. Traitement et Interprétations	42
3.3.1. L'effet d'aquifère fantôme	42
3.3.2. Interprétation	43
3.3.3. Les gradients magnétiques	45
3.3.4. Le principe d'équivalence	46
3.3.5. Conclusions et perspectives	47
Chapitre 4: Le potentiel spontané: L'électrocinétisme et les autres sources de potentiel spontané (PS)	51
4.1. L'électrocinétisme	51
4.1.1. Les fondements : l'équation d'Helmholtz-Smoluchowski.....	51

4.1.2.	Le modèle de la double couche électrique	52
4.1.3.	Du capillaire poreux vers le milieu poreux	54
4.1.4.	Paramètres influençant le couplage électrocinétique	56
4.2.	Les autres sources de potentiels spontanés	61
 Chapitre 5: La mesure du potentiel spontané sur le terrain et du coefficient de couplage en laboratoire.....		69
5.1.	L’art de la mesure de potentiel spontané.....	69
5.1.1.	Les électrodes impolarisables.....	69
5.1.2.	Le voltmètre à haute impédance.....	71
5.1.3.	Mode opératoire et précautions sur le terrain.....	73
5.2.	La mesure du potentiel d’électrofiltration en laboratoire.....	77
5.2.1.	Dispositif expérimental	78
5.2.2.	Mesures sur des échantillons provenant de La Soutte.....	79
 Chapitre 6: La méthode de polarisation spontanée appliquée au site de La Soutte.....		83
6.1.	La polarisation spontanée appliquée au suivi temporel des variations de circulations hydriques	83
6.1.1.	La PS dans la caractérisation des écoulements naturels et artificiels.....	83
6.1.2.	Le suivi temporel des PS.....	86
6.2.	Les mesures de PS réalisées à La Soutte.....	88
6.3.	Les mesures de PS en statique.....	90
6.3.1.	Modélisation du profil principal.....	90
6.3.2.	Les cartes de PS.....	93
6.4.	Le suivi des variations PS dans le temps.....	96
6.4.1.	Les phénomènes qui peuvent affecter les variations de PS.....	98
6.4.2.	Les mesures à La Soutte.....	103
6.5.	Conclusions et perspectives	115
 Chapitre 7: Le suivi temporel de la température pour la caractérisation du contenu en eau du sol		121
7.1.	Article : On the use of surface and ground temperature data to recover soil water content information	121

Chapitre 8: Caractérisation par tomographie électrique et modélisation d'une expérience de transport de sel.....	151
8.1. La tomographie électrique et le suivi de traceur	151
8.2. L'expérience à La Soutte.....	153
8.3. Résultats	154
8.4. Calcul des concentrations en sel.....	157
8.4.1. Loi d'Archie (1942)	157
8.4.2. Détermination du facteur de formation	158
8.4.3. De la conductivité du fluide à la concentration en sel.....	160
8.5. Le transport en milieu poreux	162
8.5.1. L'équation de convection-dispersion	162
8.5.2. L'équation de Richards	165
8.6. Modélisation avec HYDRUS-2D.....	165
8.6.1. Caractéristiques générales d'HYDRUS-2D	165
8.6.2. Les paramètres requis dans la modélisation de notre expérience.....	166
8.7. Le modèle	168
8.8. Conclusion.....	169
Conclusion et perspectives.....	175
Annexes.....	177
Bibliographie générale.....	197
Liste des figures.....	209

Introduction

La proche surface (0-100 m, que nous dénoterons ici simplement *subsurface*) est le siège de nombreux processus physiques, chimiques et biologiques qui la rendent complexe et fortement hétérogène. A la transition entre troposphère et écorce terrestre, elle est le lieu de stockage et d'échange d'une grande partie de nos réserves d'eau douce. Depuis plusieurs années, la sécurité et la gestion de cette ressource naturelle sont devenues des sujets prioritaires. Le besoin croissant en eau et les pollutions associées aux activités industrielles et agricoles des pays développés et des pays émergents sont autant de facteurs qui contribuent à la volonté d'améliorer notre connaissance de la subsurface. Par conséquent, il est important de développer des méthodologies pour étudier et caractériser cette zone.

Pour comprendre la dynamique d'un aquifère ou celle d'un panache de polluant, il est nécessaire d'avoir accès aux propriétés hydrauliques du sous-sol comme par exemple la conductivité hydraulique ou la porosité. Les techniques habituelles utilisées classiquement en hydrogéologie consistent à réaliser des forages ou à prélever et analyser des échantillons d'eaux et de sols. Ces mesures ont le désavantage d'être coûteuses, invasives et de n'apporter que des informations ponctuelles sur le milieu souvent fortement hétérogène. Il est donc nécessaire de développer des outils et des approches *ad hoc* afin de caractériser, de contrôler dans le temps certains paramètres et processus hydrogéologiques, et d'apporter des informations quantitatives de manière peu invasive et ceci, à différentes échelles spatiales (de l'échelle du laboratoire à l'échelle régionale). C'est de ce besoin et de cette volonté qu'est née une nouvelle discipline : l'hydrogéophysique, terme hybride entre hydrologie, hydrogéologie et géophysique. Ainsi, les informations apportées par la géophysique peuvent être par exemple utilisées dans un modèle d'écoulement ou de transport. Pour reprendre une comparaison de Rubin et Hubbard (2005), l'hydrogéophysique est aux techniques classiques et invasives ce que l'imagerie médicale est à la chirurgie exploratrice.

Dans ce travail méthodologique, ma thèse s'attache en particulier à l'étude hydrogéophysique d'un petit bassin versant de 6 hectares, *La Soutte*, situé dans les Vosges à 950 mètres d'altitude. C'est une vaste clairière où l'Ehn, affluent de l'Ill, prend sa source. Le site présente des particularités intéressantes pour l'étude des circulations hydrauliques naturelles. En effet, c'est une succession de zones plus ou moins humides où il existe une importante dynamique saisonnière des écoulements. Sur certaines parties du site, l'eau est présente tout au long de l'année et ceci même lors d'évènements climatiques extrêmes comme la canicule de l'été

2003. De plus, *La Soutte* soulève également les questions posées par la présence d'une source à 940 mètres d'altitude soit à proximité de la ligne de crête. Le site présente également des avantages d'un point de vue géophysique ; il est relativement facile d'accès et les écoulements ont lieu à quelques mètres de profondeur ce qui est un atout lorsque l'on réalise des mesures à de petites échelles spatiales.

La première partie de mon travail de thèse est consacrée à la caractérisation hydrogéophysique et structurale du bassin versant de *La Soutte*. Après une présentation générale du site (chapitre 1), le chapitre 2 synthétise les différentes investigations géophysiques réalisées en vue de caractériser les structures hydrogéologiques du site. Nous nous intéressons à plusieurs propriétés physiques du sous-sol qui permettent chacune de caractériser la présence d'eau. La tomographie électrique et la magnétotellurique à source contrôlée ont été utilisées pour caractériser la résistivité du sous-sol jusqu'à une vingtaine de mètres pour la première méthode et sur plus de 150 mètres pour la seconde. Les propriétés mécaniques du sous-sol sont également étudiées par l'intermédiaire de la tomographie sismique. Enfin, le chapitre 3 s'intéressera à une méthode directement sensible à la teneur en eau du sous-sol, la Résonance Magnétique Protonique (RMP). Ce chapitre présente les résultats obtenus avec les sondages réalisés à *La Soutte*.

La seconde partie de mon travail s'intéresse plus particulièrement aux suivis hydrogéophysiques, c'est-à-dire au suivi dans le temps de paramètres et propriétés physiques des écoulements souterrains. J'ai réalisé trois types d'expériences sur notre site-test impliquant des échelles spatiales et temporelles différentes.

La première expérience concerne la mesure en continu des potentiels spontanés (PS). Cette méthode consiste non plus à injecter du courant dans le sol, comme c'est le cas en tomographie électrique, mais à mesurer les courants électriques naturels (de quelques millivolts à plusieurs dizaines de millivolts) qui circulent dans le sol. Ces courants peuvent notamment être créés par des écoulements de fluides : c'est le phénomène d'électrocinétisme (chapitre 4). Mesurer leurs variations spatiales et temporelles peut donc nous apporter des informations sur la dynamique des écoulements. Dans le cadre de cette thèse, je me suis intéressé au suivi des variations du potentiel spontané afin de caractériser la réponse électrique induite par des circulations d'eau naturelles qui ont des débits peu importants. Certaines mesures ont été réalisées de manière ponctuelle et d'autres en continu. Le chapitre 5 décrit des modes opératoires adaptés à chacun de ces types de mesures. Le chapitre 6 présente un modèle qui combine à la fois l'écoulement hydraulique, le couplage électrocinétique

mesuré sur échantillons et les informations apportées par la tomographie électrique, l'ensemble étant contraint par des données de potentiels spontanés de surface. Cette modélisation donne une image ponctuelle des écoulements pour une série de mesures. Les données acquises en continu sont également présentées. Les résultats en terme de dynamique d'écoulement sont encore limités. Cependant, ces données soulèvent des problèmes importants liés à certains phénomènes mal connus qui peuvent affecter les mesures de potentiels spontanés dans un site naturel comme celui de *La Soutte*. Une discussion de l'effet de ces phénomènes est présentée et illustrée avec des exemples précis issus des données enregistrées sur le site.

Je me suis également intéressé à l'étude des variations de température entre deux thermistances, la première positionnée en surface et la seconde à 60 cm de profondeur. En modélisant le transfert de chaleur dans le sol avec des modèles simples (modèle homogène et modèle à deux couches), les données, qui couvrent une période de près d'un an, sont inversées afin de mettre en évidence les variations de la saturation effective du sol ou de l'épaisseur de la zone non saturée (chapitre 7).

Le chapitre 8 présente enfin le suivi d'une expérience de transport de sel dans le sous-sol. Dans le but d'analyser la sensibilité des outils utilisés couramment en hydrogéophysique dans le suivi de traceurs, nous avons injecté du sel dans le sous-sol et suivi sa progression à l'aide de la tomographie électrique. Dans cette expérience, la tomographie électrique permet de réaliser des « clichés » de la distribution de résistivité du sous-sol et ainsi d'observer la progression du panache de sel. Les résistivités obtenues par inversion sont converties en concentration en sel grâce à l'utilisation d'une loi d'Archie calibrée par des mesures *in situ*. Les résultats obtenus sont confrontés à une modélisation 2D de l'écoulement et du transport du panache de sel.

Première partie :
Caractérisation hydrogéophysique de *La Soutte*

Chapitre 1: Présentation du site d'étude de La Soutte

1.1. Localisation et présentation générale

Le site de *La Soutte* se trouve à 40 km au Sud-Ouest de Strasbourg, dans les Vosges, plus précisément dans le massif du Champ du Feu, une entité à la fois géographique et géologique (Figure 1.1). C'est une vaste clairière d'environ 6 hectares où l'Ehn prend sa source. Au sens strict, *La Soutte* ne représente qu'une petite partie du bassin versant de l'Ehn (165 km²). Ce bassin versant est constitué de trois parties principales :

- un secteur montagneux où se trouve *La Soutte* culminant à 950 mètres d'altitude (35 km²)
- une zone de transition représentée par les collines sous-vosgiennes (30 km²)
- un secteur de plaine (une centaine de km²)

L'Ehn parcourt une quarantaine de kilomètres avant de rejoindre l'Ill à Illkirch-Graffenstaden, rivière qui se jette dans le Rhin quelques kilomètres plus loin (Figure 1.1). L'Ehn reste un cours d'eau de faible importance avec un débit à la confluence en moyenne égal à 0.5 m³/s (source : Agence de l'eau Rhin-Meuse).

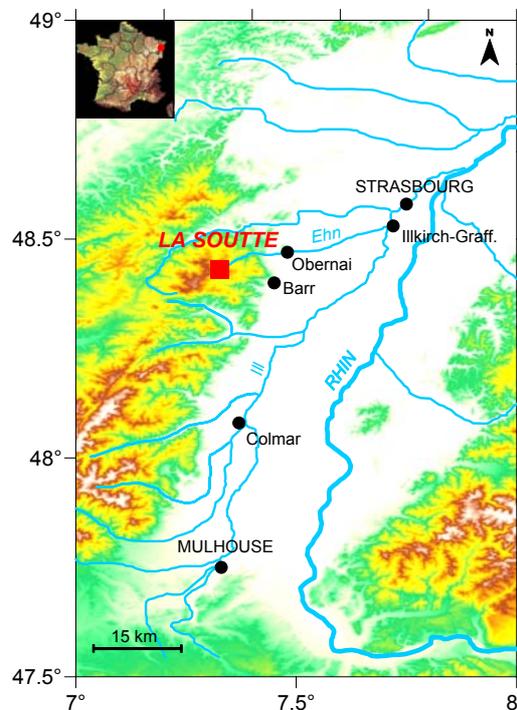


Figure 1.1 : Localisation générale du site de *La Soutte*. *La Soutte* se situe à 40 km au Sud-Ouest de Strasbourg dans les Vosges.

L'étymologie du mot *Soutte* est elle-même très révélatrice. Ce mot provient d'une germanisation des mots *struot* et *sutte* qui signifient respectivement « fourré marécageux » et « endroit marécageux » (source : Dictionnaire étymologique des lieux de France). En effet, *La Soutte* s'apparente à une vaste clairière marécageuse voire une tourbière en certaines parties (Figure 1.2, Figure 1.3). La saturation en eau du sol varie dans l'espace et dans le temps. Cependant, certaines zones restent saturées tout au long de l'année même lors d'évènements climatiques extrêmes (la canicule de l'été 2003 par exemple). Sur d'autres parties, la circulation de l'eau obéit à une dynamique temporelle différente. La présence permanente d'eau sur le site est d'autant plus surprenante que la partie supérieure du terrain culmine à 960 mètres au niveau de la ligne des crêtes. Ces éléments étayent l'hypothèse de la présence d'un ou de plusieurs aquifères perchés. Enfin, il faut rappeler que l'endroit est soumis à un climat semi-continental avec des hivers rigoureux, des étés chauds et des précipitations importantes (1200 à 1300 mm/an dont plusieurs dizaines de centimètres de neige par an, Figure 1.4).



Figure 1.2 : Vue de la clairière de *La Soutte* en été (gauche, vue NE) et en hiver (droite, vue SE).



Figure 1.3 : Vue NW-SE de *La Soutte*. La partie située au NW correspond à l'amont du bassin versant.

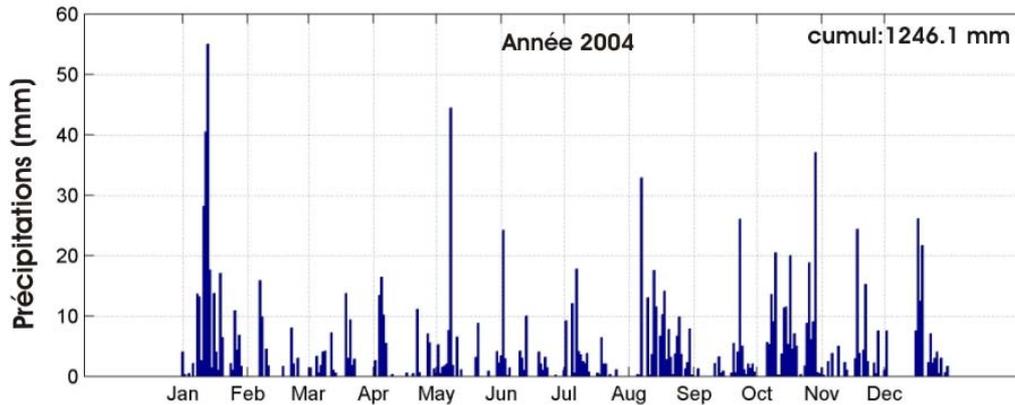


Figure 1.4 : Précipitations relevées au pluviomètre du lieu-dit « Welschbruch » pour l'année 2004. Ce pluviomètre appartenant au réseau *Météo-France* se situe à 2.5 km au S-O de *La Soutte* à 778 m d'altitude. Le cumul de précipitations pour l'année 2004 s'élève à 1246.1 mm.

En novembre 2005, une station météo a été installée sur le site. Plusieurs paramètres météorologiques (température, pluviométrie, humidité relative de l'air, pression, vitesse et direction du vent, rayonnement net, hauteur de neige) sont mesurés en continu à la fréquence d'un point par minute. La station météo est alimentée par un panneau solaire. Comme la station d'acquisition des potentiels spontanés (cf. Chapitre 6), elle est reliée directement à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS) par liaison GSM. Tous les soirs, le chargement des données s'opère de façon automatique.

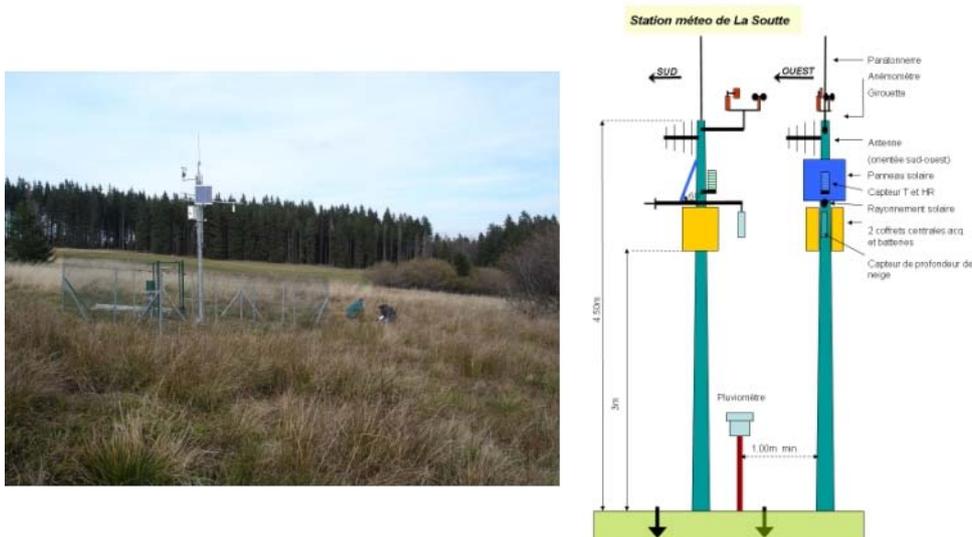


Figure 1.5 : Station météo installée à *La Soutte*. Elle permet de mesurer à la fréquence d'un point par minute la température, l'humidité relative, la pression, la vitesse et la direction du vent, le rayonnement net et la hauteur de neige. Elle est alimentée par un panneau solaire et reliée à l'IPGS par liaison GSM.

La Figure 1.6 présente le Modèle Numérique de Terrain (MNT) réalisé dès le début de l'étude du site (début 2004) sur lequel ont été superposées des prises aériennes provenant de l'IGN

prises à notre disposition par l'intermédiaire du CIGAL (Coopération pour l'Information Géographique en ALSace).

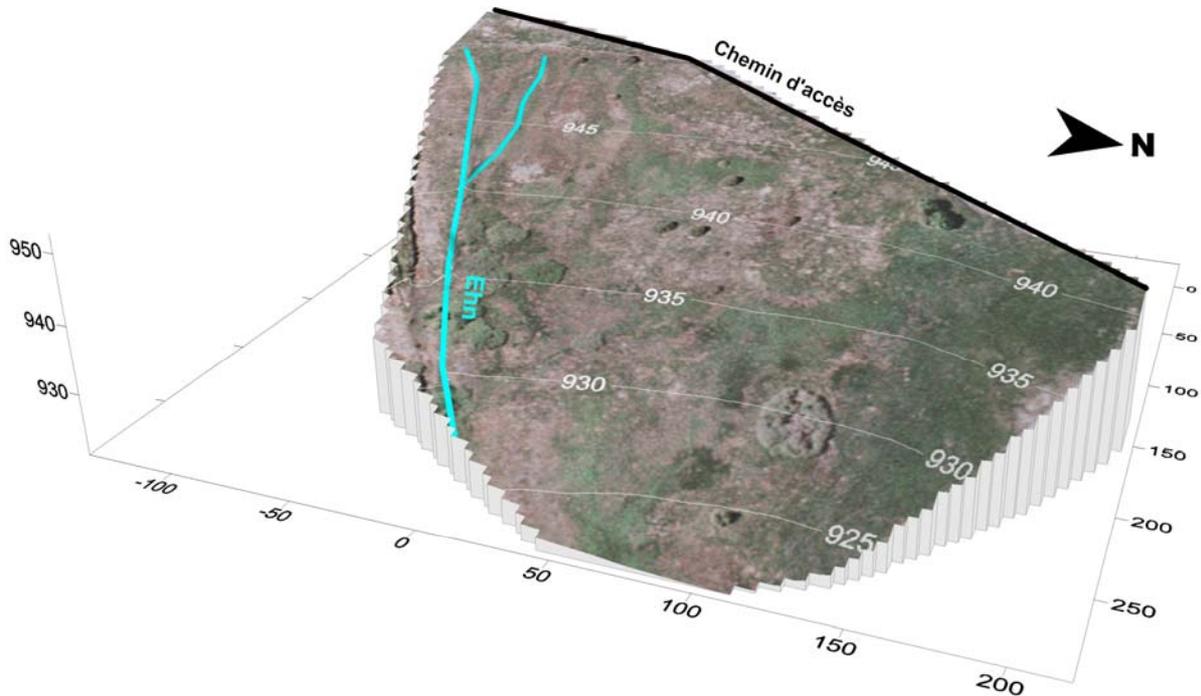


Figure 1.6 : Vue en 3D de *La Soutte*. Ce modèle a été réalisé à partir du levé DGPS et des prises aériennes IGN fournies par la Coopération pour l'Information Géographique en ALSace (CIGAL).

Le levé topographique a été réalisé par nos soins au GPS Différentiel (DGPS). Pour faciliter la localisation sur le site, des piquets en bois fixés dans du béton et dénommés par une lettre et un chiffre ont été plantés tous les 50 mètres. Un levé complémentaire réalisé durant l'été 2004 a permis de préciser également la position des principaux arbres, buissons et rochers (qui ne correspondent par forcément à des affleurements) présents sur la clairière (Figure 1.7). La Figure 1.7 fait également apparaître le ruisseau principal, l'Ehn, alimenté par un ensemble de ruisseaux secondaires en provenance du centre de la clairière. Ces ruisseaux ne sont pas représentés sur la carte car ils s'apparentent plutôt à des zones détrempées et ne sont discernables pour la plupart que lors de la fonte des neiges.

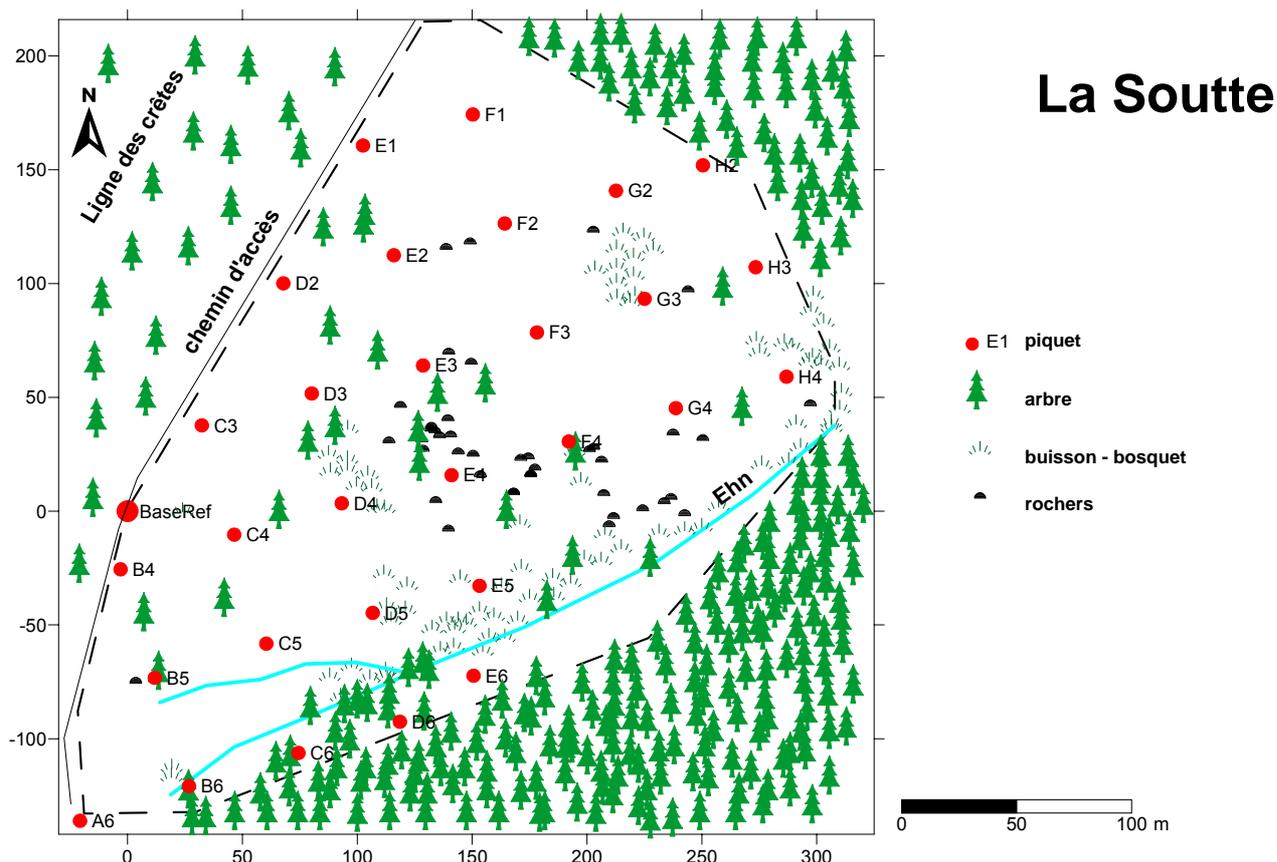


Figure 1.7 : Carte générale de *La Soutte*. Les piquets de positionnement sont repérés par une lettre et un chiffre. Les coordonnées sont exprimées dans un système local qui correspond aux coordonnées Lambert I avec la station de base GPS (« BaseRef » sur la carte) comme référence. Le chemin d'accès carrossable situé au NO (tirets noirs) est parallèle à la ligne de crête.

1.2. Géologie

Cette partie a pour but de présenter la géologie du site de manière non exhaustive afin de préciser succinctement les terrains rencontrés et de les replacer rapidement dans leur contexte géologique. La plupart des informations proviennent de communications personnelles avec J.P. von Eller qui a travaillé à l'établissement de la carte géologique régionale et au guide géologique régional Vosges-Alsace (von Eller, 1984). D'autres informations proviennent de la notice explicative de la carte géologique régionale (Ménillet *et al.*, 1969).

Pour des informations complémentaires concernant la géologie du massif du Champ du Feu, le lecteur pourra se référer aux travaux de Deschamps (1991), Rizki *et al.* (1992) et Rizki (1992).

Le massif du Champ du Feu est caractérisé par un agencement des formations géologiques en bandes parallèles d'orientation N 60° sur lesquelles se détachent deux granites intrusifs sécants (Figure 1.8).

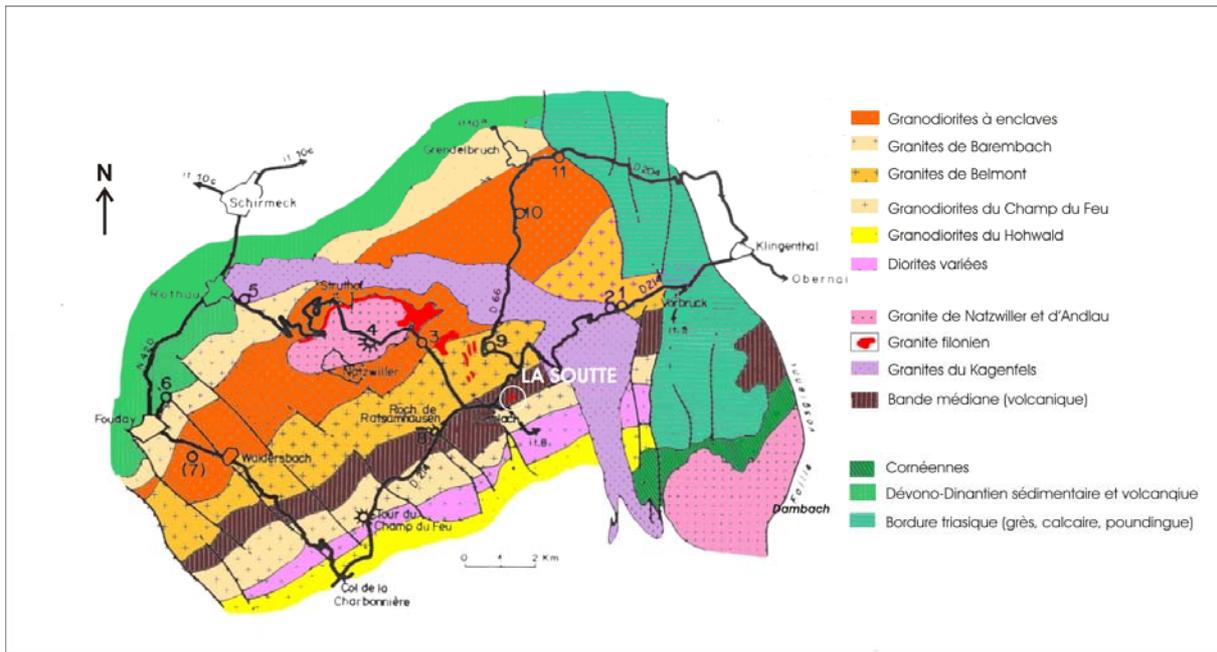


Figure 1.8 : Carte géologique simplifiée du Massif du Champ du Feu (d'après von Eller, 1984).

Sur notre site, deux types de formations sont rencontrés : un tuf volcanique et un granite filonien.

Le tuf volcanique (Figure 1.9) appartient au compartiment de la « Bande Médiane » et date du Dévonien moyen à supérieur (-385 à -360 Ma). Il provient d'un volcanisme insulaire contemporain du début de l'orogénèse hercynienne (ou varisque). C'est une roche basique, à grains fins, pouvant facilement être confondue sur le terrain avec des laves andésitiques ou basaltiques. Cette roche a été fortement tectonisée et cataclásée. Elle fournit des blocs à diaclases visibles sur le site.

Le granite filonien (Figure 1.9) est à rapprocher au niveau pétrographique à l'auréole de refroidissement du granite de Natzwiller et aux filons qui en émanent. Le granite de Natzwiller et d'Andlau sont la conséquence d'un plutonisme ayant eu lieu au Westphalien (-305 à -310 Ma). La texture à fond rose ou brunâtre dépend de l'épaisseur de la masse intrusive. Cette roche ressemble à un microgranite à gros cristaux (porphyrique) et parfois à un granite avec une texture pratiquement aphanitique pouvant s'apparenter (improprement) à une rhyolite d'origine volcanique.



Figure 1.9 : Les deux formations rencontrées à *La Soutte*. A gauche, le tuf volcanique appartenant à la « Bande Médiane » ; à droite, le granite porphyrique filonien à gros cristaux.

La différence importante entre ces deux roches est leur manière de s'altérer. Le tuf volcanique se fracture en blocs. A l'opposé, le granite s'altère pour former à terme une arène et par conséquent un excellent aquifère potentiel.

Ces deux formations sont également différenciées par une susceptibilité magnétique très différente. Des mesures de susceptibilité magnétique réalisées sur des échantillons par Jean-Bernard Edel (EOST) montrent que le tuf volcanique a une susceptibilité élevée, de l'ordre de 1×10^{-2} à 2×10^{-2} SI comparée à celle du granite qui vaut entre 1×10^{-4} à 2×10^{-4} SI.

Références relatives au chapitre 1 :

- Deschamps, M.T., 1991. Plutonisme calco-alcalin et évolution post-collision de l'orogénèse varisque dans la zone saxo-thuringienne : le Massif du Champ du Feu (Vosges septentrionales). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, série II*, **312** (3), p. 265-271.
- Ménillet, F., Théobald, N., Vogt, H., Thevenin, A.-G., Schwoerer, P. et Loughon, J., 1969. Notice explicative de la feuille de Molsheim n°37-16. *Carte géologique de la France au 1/50.000ème*. BRGM.
- Rizki, A., 1992. Le volcanisme dévono-dinantien du versant alsacien des Vosges du Nord (Massif de Schirmeck et Bande médiane du Champ du Feu). Pétrogénèse et apport à la compréhension de l'évolution géodynamique de la chaîne varisque. *Thèse de doctorat*. Université de Nancy 1, Nancy, France.
- Rizki, A., Deschamps, M., Baroz, F. et Bebien, J., 1992. Le volcanisme de la bande médiane du Champ du Feu : sa place et sa signification dans le magmatisme dévono-dinantien des Vosges septentrionales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série II*, **315** (8), p. 995-1001.
- von Eller, J.-P., 1984, Guide géologique régional Alsace-Vosges, 2^{ème} édition, *Editions Masson*, 182 p.

Chapitre 2: Caractérisation des structures hydrogéologiques

Dans notre démarche pour comprendre les circulations de fluides à *La Soutte*, il est important de localiser les différentes structures géologiques qui pourront les influencer. Ainsi, les zones de forte altération et les zones de fractures seront plus propices à l'écoulement. Au contraire, les eaux contourneront les roches cristallines saines. La présence d'argile joue également un rôle prépondérant en diminuant la conductivité hydraulique.

Pour se faire, nous allons présenter ici les résultats de campagnes géophysiques à l'échelle hectométrique, de cartographie géologique du site ainsi que les analyses lithologiques de deux forages profonds de 20 m.

2.1. La tomographie de résistivité

Tout d'abord, nous allons nous intéresser à la résistivité électrique du sous-sol en utilisant deux méthodes différentes : la tomographie électrique en courant continu et la magnétotellurique à source contrôlée. La première méthode a été utilisée pour caractériser assez précisément les vingt premiers mètres du sous-sol. La magnétotellurique a une profondeur d'investigation beaucoup plus importante (au détriment de la résolution) et a permis de caractériser la résistivité du sous-sol sur plusieurs centaines de mètres.

2.1.1. Les méthodes électriques en courant continu (DC)

2.1.1.1. Principe

Les méthodes électriques en courant continu ont été développées dès 1911 avec les travaux pionniers des frères Schlumberger. Leur principe consiste à injecter un courant électrique dans le sol à l'aide de deux électrodes métalliques dites de courant ou d'injection. Deux autres électrodes dites de potentiel ou de mesure sont utilisées pour mesurer la différence de potentiel produite par ce courant à une certaine distance des électrodes d'injection (Figure 2.1).

La Figure 2.1 présente la distribution des lignes de courant et des équipotentielles lorsqu'on injecte du courant avec deux électrodes (A et B) dans le cas d'un demi-espace homogène. M et N sont les électrodes de mesure.

Les potentiels en M et N s'écrivent respectivement :

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \text{ et } V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad [2.1]$$

avec ρ la résistivité du milieu ($\Omega.m$), I le courant injecté (A), AM, BM, AN et AM les distances qui séparent les différentes électrodes (m).

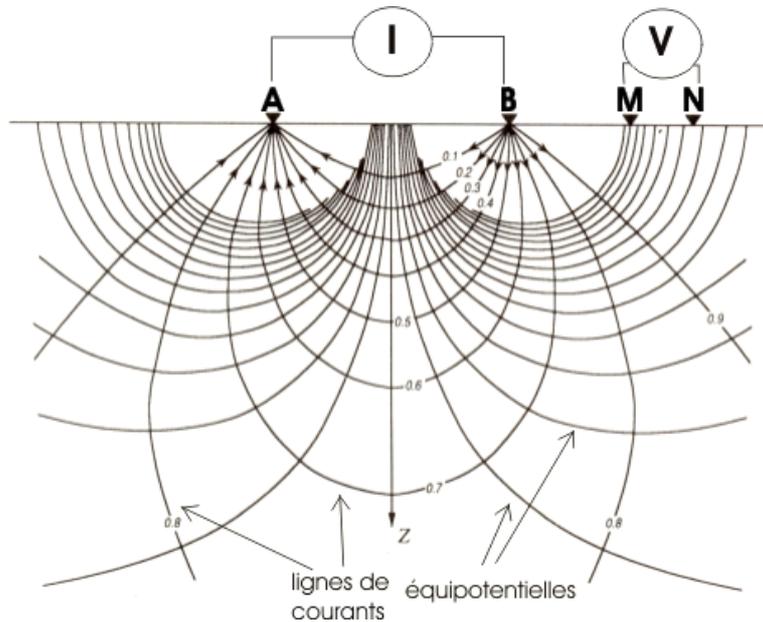


Figure 2.1 : Distribution du courant et des lignes équipotentielles lorsqu'on injecte du courant à la surface d'un demi-espace homogène. A et B sont les électrodes d'injection, M et N sont les électrodes de mesure (d'après van Nostrand et Cook, 1966).

La différence de potentiel entre les deux électrodes s'écrit alors :

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad [2.2]$$

et la résistivité du milieu vaut :

$$\rho = \frac{2\pi \Delta V}{I} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad [2.3]$$

Le sol peut rarement être considéré comme homogène et dans ce cas la résistivité mesurée est dite apparente. La résistivité apparente est une pondération des résistivités des diverses roches intéressées par la mesure. Elle dépend de la géométrie de la configuration.

La résistivité apparente s'écrit :

$$\rho_a = k \cdot \frac{\Delta V}{I} \text{ avec } k = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad [2.4]$$

k est le facteur géométrique qui dépend de la configuration des électrodes.

La Figure 2.2 présente les configurations d'électrodes les plus couramment employées et leur facteur géométrique.

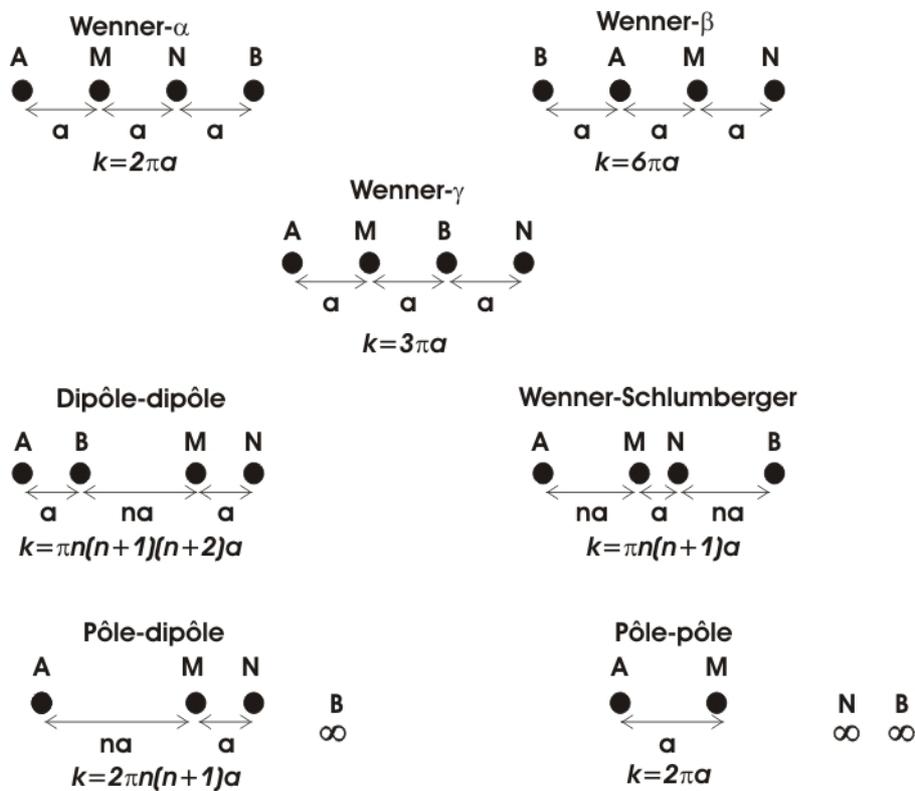


Figure 2.2 : Principales configurations d'électrodes et leur coefficient géométrique. A et B sont les électrodes d'injection, M et N sont les électrodes de mesure. Pour les configurations pôle-dipôle et pôle-pôle, certaines électrodes sont dites « à l'infini », c'est-à-dire situées à une distance relativement grande par rapport au reste du dispositif (typiquement plusieurs centaines de mètres)

2.1.1.2. La tomographie électrique en courant continu

Depuis le début des années 1990, les résistivimètres multi-électrodes ont fait leur apparition et ont permis de développer le concept de tomographie électrique 2D ou 3D. La tomographie vise à imager le sous-sol par l'intermédiaire d'une coupe verticale de résistivité (2D) ou d'un bloc de résistivité (3D). Prenons l'exemple du panneau électrique 2D très largement utilisé.

Dans ce cas, plusieurs dizaines d'électrodes métalliques sont plantées dans le sol le long d'un profil. Le résistivimètre mesure, selon une séquence prédéfinie, la résistivité apparente sur un grand nombre de quadripôles en faisant varier les électrodes d'injection et de mesure ainsi que les distances entre celles-ci. La profondeur d'investigation croît lorsqu'on augmente la distance entre les électrodes d'injection et les électrodes de mesure ou lorsqu'on augmente la longueur des dipôles. Les valeurs de résistivités apparentes obtenues pour chaque quadripôle sont reportées dans un plan vertical qu'on appelle pseudosection. Dans cette représentation, le positionnement des résistivités est arbitraire. On affecte généralement la valeur de résistivité apparente au centre du quadripôle et à une profondeur égale à la distance inter-électrode a (Figure 2.3).

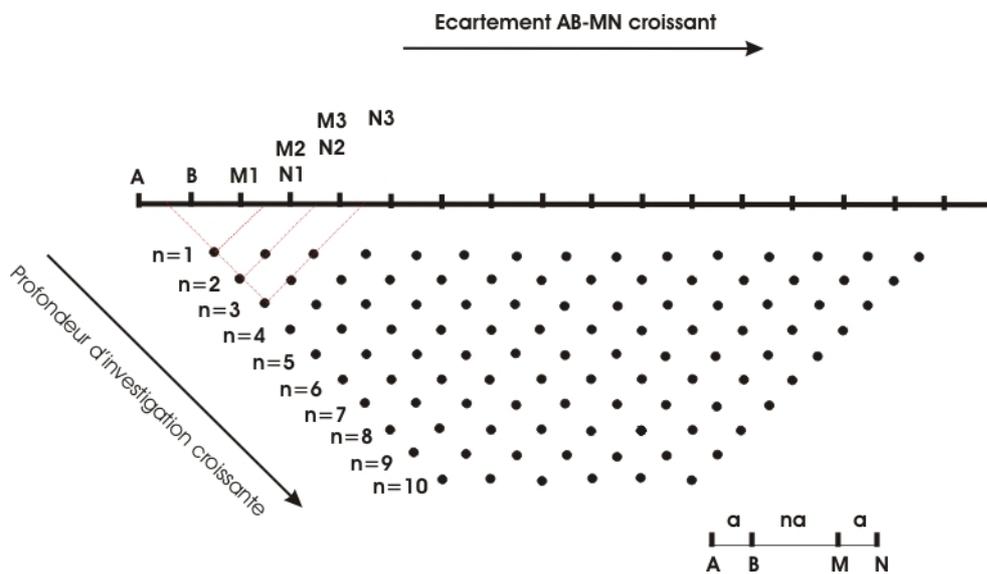


Figure 2.3 : Schéma de la procédure d'acquisition avec un résistivimètre multi-électrode dans le cas de la configuration dipôle-dipôle. Les électrodes A et B sont les électrodes d'injection, M et N sont les électrodes de mesure. Les points représentent les mesures. En augmentant l'écartement entre A-B et M-N, on augmente la profondeur d'investigation. L'ensemble des mesures constitue la pseudosection.

Ces données sont ensuite inversées afin de retrouver la résistivité réelle du sol. Le principe des inversions consiste à trouver un modèle (non unique) de résistivité permettant d'expliquer au mieux les valeurs de résistivités apparentes mesurées. Pour ce faire, on minimise l'écart entre la pseudosection calculée pour un modèle de sol et la pseudosection mesurée en utilisant généralement une norme L2 ou L1. Plusieurs algorithmes d'inversions existent. Nous avons utilisé plus particulièrement *Res2DInv* (Loke et Barker, 1996) et *DCIP2D* (Oldenburg et Li, 1994).

Le choix de la configuration d'électrode dépend de l'objet d'étude. Chaque dispositif a ses avantages et ses inconvénients liés à son diagramme de sensibilité.

Le diagramme de sensibilité représente la contribution de chaque élément du sous-sol à la mesure. La Figure 2.4 présente les diagrammes de sensibilité pour différentes configurations d'électrodes (Dahlin et Zhou, 2004). La configuration dipôle-dipôle est préférée lorsqu'on cherche à mettre en évidence des variations latérales de résistivité. Au contraire, on utilise plutôt la configuration Wenner-Schlumberger pour mettre en évidence des variations verticales de résistivité.

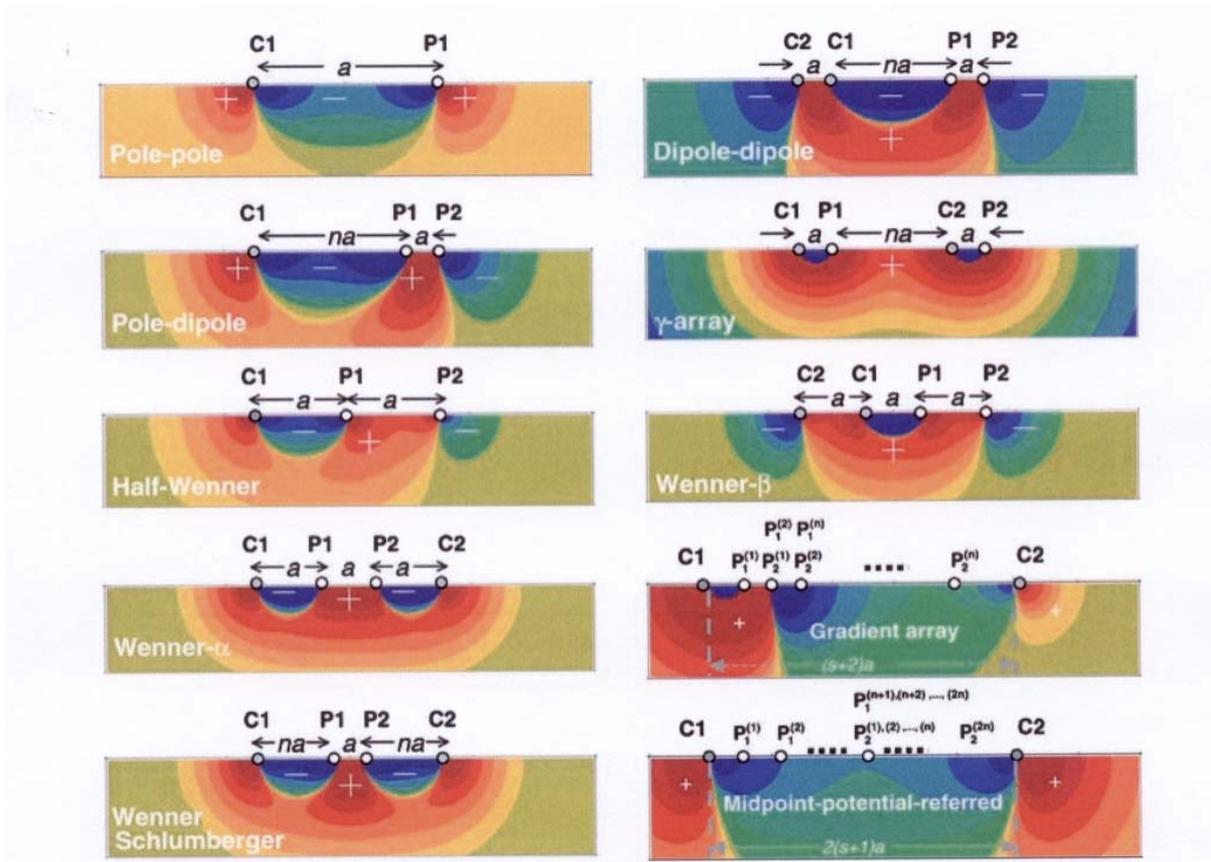


Figure 2.4 : Diagrammes de sensibilité pour différentes configurations d'électrodes. Les parties en rouges sont les parties qui contribuent le plus à la mesure. Inversement, la mesure est peu sensible aux parties bleues (d'après Dahlin et Zhou, 2004).

2.1.1.3. Les mesures à La Soutte

Nous avons réalisé de nombreux panneaux électriques sur le site en utilisant principalement les configurations dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger (Figure 2.5).

Les panneaux ont des longueurs différentes, de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. La longueur des dipôles varie entre 2 et 10 m. Le nombre d'électrodes utilisées varie selon le résistivimètre utilisé, de 48 pour le *Syscal Switch Jr* d'*Iris Instruments*, à 64 ou 128 pour le *SAS-4000* d'*ABEM* dont nous avons fait l'acquisition en juin 2004.

Nous avons à plusieurs reprises tenté de réaliser des tomographies 3D en utilisant le *SAS-4000* et ses 128 électrodes. Cependant, différents problèmes liés à l'électronique de l'appareil et à

l'anormale faiblesse des courants injectés ne nous ont pas encore permis à ce jour de réaliser des tomographies 3D satisfaisantes.

Les panneaux électriques ont été réalisés à différents moments, à des saisons différentes. Afin d'avoir une idée générale de la résistivité du site, nous avons pris le parti d'inverser indépendamment chaque panneau et de représenter ensuite les résultats pour différentes profondeurs sous forme de cartes en interpolant spatialement de manière linéaire l'ensemble des données. Cette représentation permet de mettre en évidence les principales structures de résistivité permanentes.

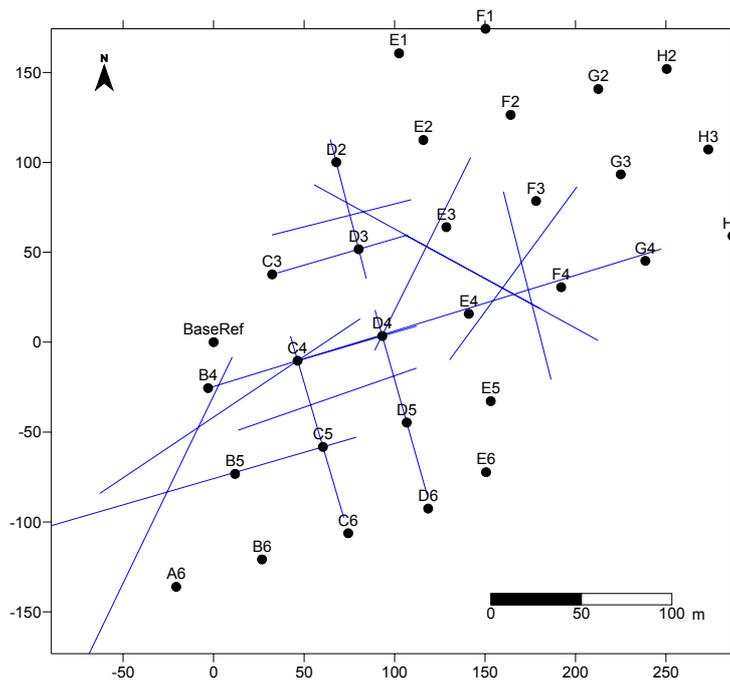


Figure 2.5 : Localisation des panneaux électriques utilisés pour l'établissement des cartes de résistivité.

La Figure 2.6 de la page suivante présente les cartes de résistivité pour des profondeurs égales à 2 m, 6 m, 12 m et 20 m.

On peut observer une forte variation de la résistivité sur l'ensemble du terrain. Elle varie entre 50 $\Omega.m$ et plus de 3000 $\Omega.m$. La zone superficielle ($z=2$ m) est caractérisée par un contraste important entre la partie amont, sèche et rocailleuse, et la partie aval, très conductrice car gorgée d'eau. En profondeur, on observe une forte variation spatiale de la résistivité qui traduit certainement une lithologie et un état d'altération différents. Une structure résistante s'étend au niveau des piquets C6-C5-C4-C3 depuis quasiment la surface jusqu'à au moins 20 m de profondeur avec des résistivités qui dépassent plusieurs milliers d' $\Omega.m$. D'autres zones au contraire apparaissent conductrices (quelques centaines d' $\Omega.m$) même à 20 m de profondeur et pourraient correspondre à des zones altérées susceptibles d'être de bons aquifères.

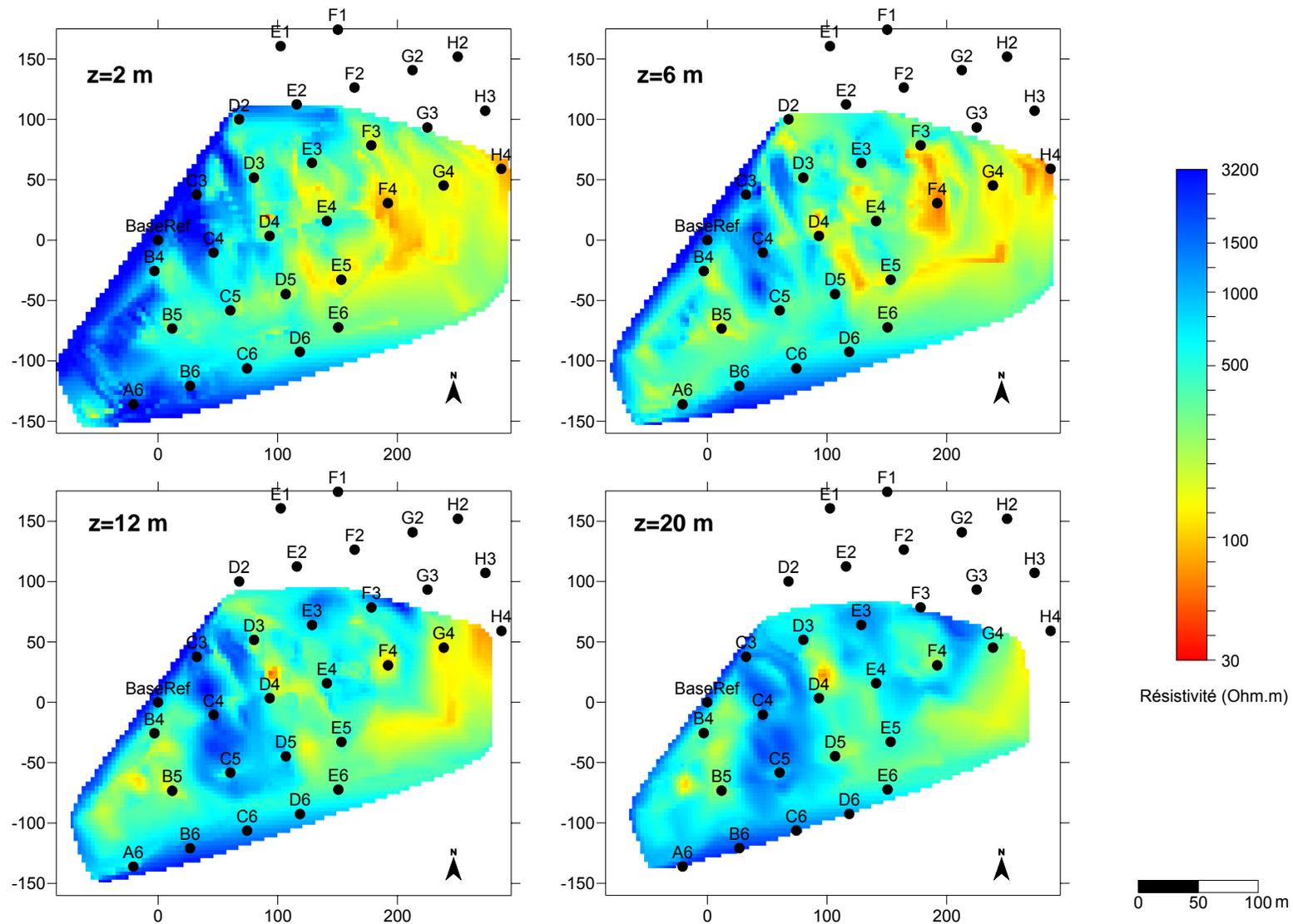


Figure 2.6 : Cartes de résistivité pour des profondeurs égales à 2 m, 6 m, 12 m et 20 m. Ces cartes sont issues de l'interpolation spatiale de l'ensemble des panneaux électriques réalisés à *La Soutte*.

2.1.2. La Magnétotellurique à source contrôlée (CSAMT)

2.1.2.1. La méthode magnétotellurique (MT) et ses variantes Audio MagnétoTellurique (AMT) et Magnétotellurique à source contrôlée (CSAMT)

La magnétotellurique (MT) est née au début des années 1950 (Cagniard, 1953). Elle consiste à exploiter les variations du champ électromagnétique (EM) terrestre qui possède un spectre de fréquences très large, de 10^{-5} Hz à 10^4 Hz. En pratique, on mesure les courants telluriques induits dans le sous-sol par les variations du champ magnétique terrestre dans le but de quantifier la résistivité du terrain. L'énergie EM naturelle provient de deux sources principales :

- les vents solaires qui induisent des courants de particules chargées dans l'ionosphère. La fréquence du signal est alors comprise entre 0.001 Hz et 1 Hz. C'est cette gamme de fréquences qui est utilisée en MT classique.
- l'activité orageuse lointaine dont la fréquence est comprise entre 1 Hz et 20 kHz. Cette gamme de fréquences est utilisée en Audio MagnétoTellurique (AMT).

Ces champs magnétiques varient dans le temps et induisent des courants électriques qui vont à leur tour générer des champs magnétiques secondaires mesurables en surface.

Lorsqu'on utilise la méthode de MT à source contrôlée ou Controlled Source Audio MagnetoTellurique (CSAMT), la source électromagnétique utilisée est artificielle. Il s'agit d'un dipôle électrique généralement de plusieurs centaines de mètres ou de quelques kilomètres alimenté par un générateur de fréquences de quelques kW ou dizaines de kW. Les problèmes inhérents à l'utilisation des champs EM naturels sont ainsi résolus. La longueur d'onde ainsi que l'azimut du champ primaire sont parfaitement contrôlés.

Le principe général des méthodes MT consiste à mesurer simultanément les variations temporelles du champ magnétique et du champ électrique. Si on considère une onde plane dans le plan horizontal (x-y), la résistivité apparente est donnée par (Cagniard, 1953) :

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z(\omega)|^2 \quad [2.5]$$

où ω est la fréquence angulaire ($\omega = 2\pi f$ en $\text{rad}\cdot\text{s}^{-1}$), μ_0 est la susceptibilité magnétique.

$Z(\omega)$ est l'impédance définie comme le rapport des modules des transformées de Fourier des composantes orthogonales des champs électrique et magnétique :

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = \frac{E_y}{H_x} \quad [2.6]$$

Pour un milieu stratifié horizontalement dans lequel la résistivité varie avec la profondeur, la formule précédente permet de calculer une résistivité apparente pour différentes fréquences.

D'une manière plus générale, le traitement complet des données de MT consiste à calculer le tenseur d'impédance (Z) qui relie les champs E et H pour une fréquence angulaire donnée:

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad [2.7]$$

Dans ce cas la résistivité apparente se calcule comme suit :

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} Z_{xy}(\omega)^2 \quad \text{et} \quad \rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu_0} Z_{yx}(\omega)^2 \quad [2.8] \text{ et } [2.9]$$

Le tenseur contient toutes les informations nécessaires à l'interprétation en une, deux ou trois dimensions, consistant à déterminer la distribution en profondeur de la résistivité électrique.

La profondeur de pénétration augmente lorsque la fréquence diminue :

$$p \approx 503 \sqrt{\frac{1}{\sigma f}} \quad [2.10]$$

avec p la profondeur de pénétration (m), σ la conductivité du milieu ($S.m^{-1}$), f la fréquence (Hz).

La profondeur d'investigation n'est pas égale à la profondeur de pénétration mais constitue dans les cas simples, une bonne approximation. A titre d'exemple, pour une gamme de résistivité comprise entre 1 et 1000 $\Omega.m$ et une gamme de fréquence variant entre 10^{-3} et 10^3 Hz, la MT a une profondeur de pénétration de quelques dizaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres.

2.1.2.2. Les mesures à La Soutte

Nous avons réalisé les mesures avec la collaboration de Juanjo Ledo et d'Ester Falgàs de l'Université de Barcelone (Département de Géodynamique et Géophysique). Ils ont également procédé au traitement des données (Falgàs *et al.*, 2004).

Les mesures ont été effectuées au niveau de chaque piquet de positionnement et de quelques points supplémentaires situés près de la ligne de crête (grille avec un pas de 50 m) soit 31 sondages réalisés sur une gamme de fréquences variant de 10 Hz à 92 kHz.

Nous avons utilisé un système d'acquisition *Stratagem* et une antenne de 400 A.m² alimentée par une batterie 12 V.

On admet généralement que l'approximation onde plane ou champ lointain est réalisée à mieux que 5% pour des rapports distance émetteur-récepteur et profondeur de pénétration égaux ou supérieurs à 5. L'antenne a par conséquent été placée de façon à satisfaire cette condition.

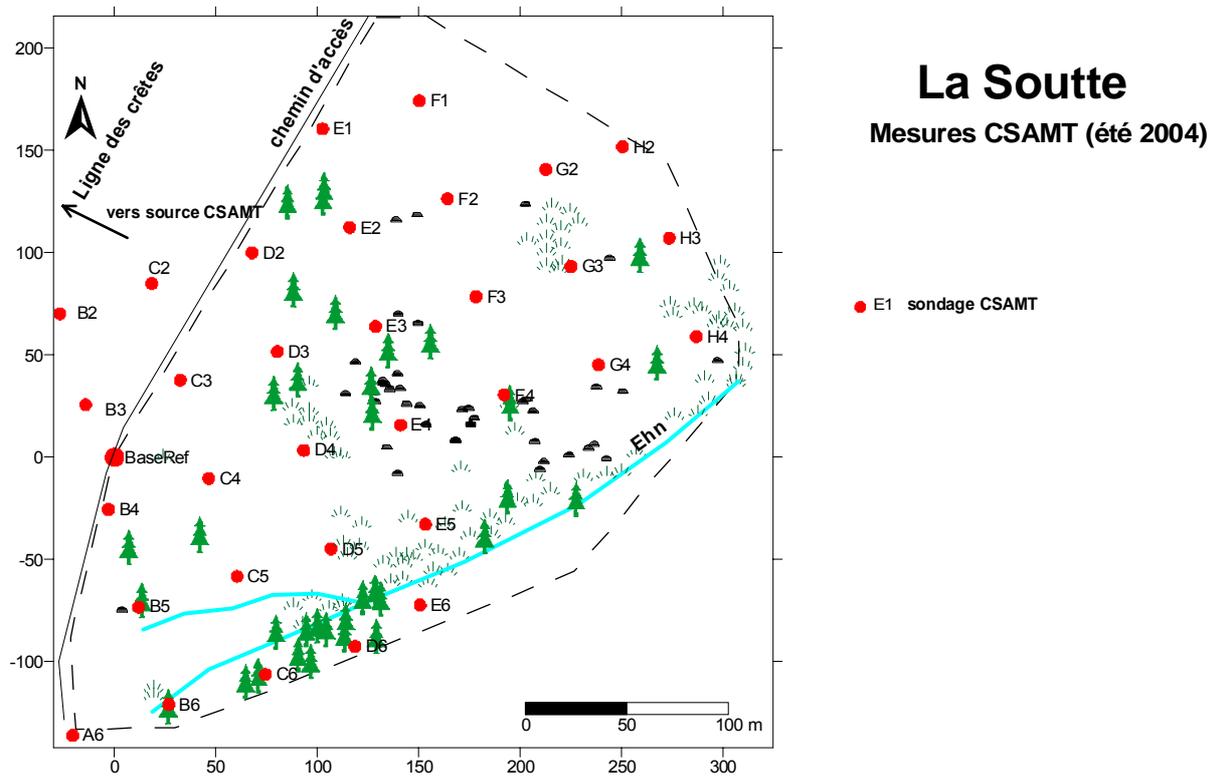


Figure 2.7 : Carte de localisation des sondages CSAMT à La Soutte. Les mesures ont été effectuées au niveau de chaque piquet de positionnement et de quelques points complémentaires (B2, C2, B3).

Une analyse des données a montré que pour la plupart des mesures, l'hypothèse 2D n'était pas vérifiée. Falgàs *et al.* (2004) ont donc développé un modèle 3D du terrain en utilisant une technique d'essais-erreurs afin d'ajuster au mieux les données. La réponse du modèle a été calculée en utilisant l'algorithme de Mackie et Madden (1993). L'erreur relative entre les données et les résistivités calculées avec le modèle final est de l'ordre de 10%.

La Figure 2.8 présente les cartes de résistivités apparentes obtenues pour différentes fréquences à partir des données et du modèle 3D. On peut remarquer qu'on retrouve une distribution de la résistivité similaire à celle observée par tomographie en courant continu, avec une zone résistante au niveau des piquets C6-C5-C4-C3.

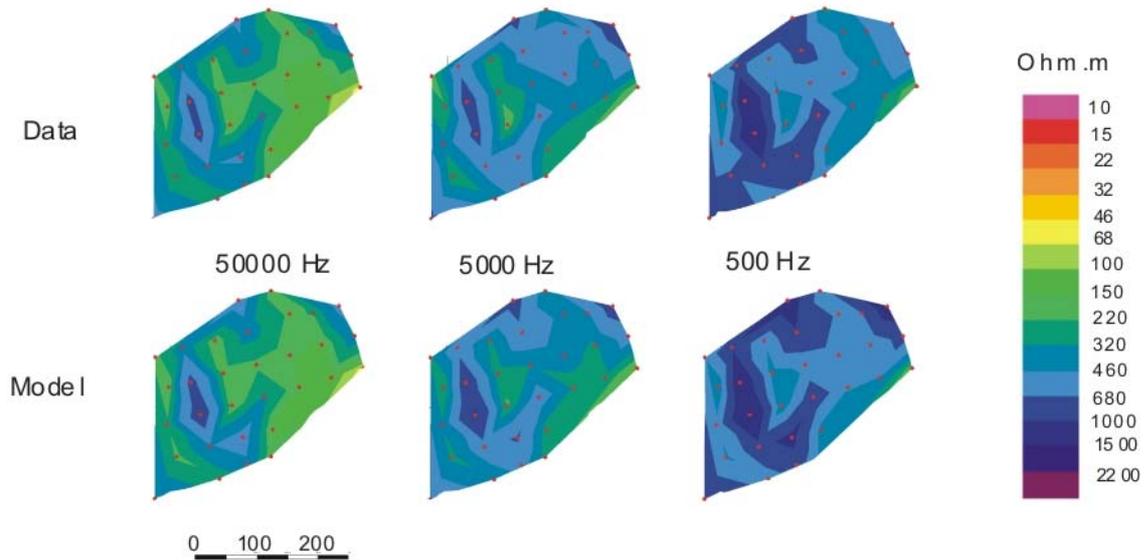


Figure 2.8 : Résistivité apparente pour différentes fréquences mesurée sur le terrain (haut) et calculée à partir du modèle 3D (bas) (d'après Falgàs *et al.*, 2004).

La Figure 2.9 présente le modèle 3D. Ce modèle donne des informations sur la distribution de la résistivité à plus grande échelle.

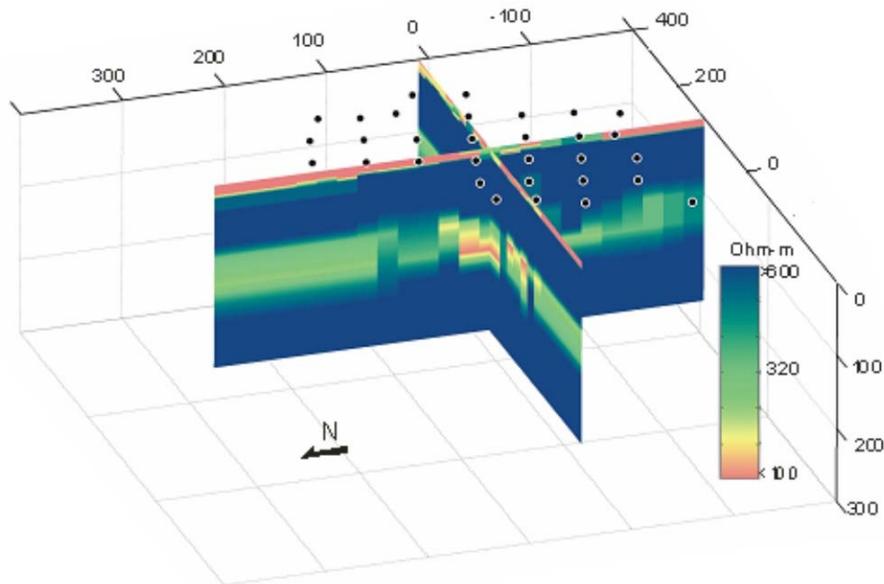


Figure 2.9 : Modèle 3D de CSAMT. On y observe les principales zones conductrices et résistantes. Les points correspondent aux mesures.

On y distingue 4 zones principales :

- une zone superficielle plutôt conductrice (100-500 $\Omega.m$) d'une dizaine de mètres d'épaisseur qui peut être associée à la zone altérée et fracturée
- une zone résistante (jusqu'à 5500 $\Omega.m$) qui s'étend jusqu'à 70 mètres de profondeur.

- une zone conductrice (100-400 $\Omega.m$) à environ 90 m de profondeur que Falgàs *et al.* (2004) interprètent comme une zone altérée où pourraient circuler des fluides. Des investigations complémentaires sont nécessaires pour confirmer l'existence de cette zone.
- une zone résistante en profondeur qui correspond au socle.

Dans la partie précédente, nous nous sommes intéressés à la résistivité électrique du sous-sol. Dans la partie qui suit, nous allons examiner une autre propriété physique du sous-sol : la vitesse sismique.

2.2. La sismique réfraction et les forages

2.2.1. La sismique réfraction et la tomographie sismique

2.2.1.1. Principe

La prospection sismique étudie les variations de la vitesse de propagation des ondes sismiques dans le sous-sol, variations qui sont en relation avec la dureté, le degré de consolidation et la porosité des roches. Avec cette méthode, on peut distinguer la roche compacte du terrain meuble, la roche compacte et la roche altérée ainsi que les zones fracturées.

Dans un milieu homogène, infini, isotrope et élastique, différents types d'ondes peuvent se propager. Les ondes P et S sont les ondes de volumes respectivement de compression et de cisaillement. On distingue aussi les ondes de surface (ondes de Rayleigh et de Love).

Il existe différentes méthodes pour déterminer la vitesse de propagation des ondes sismiques : la sismique-réflexion, la sismique-réfraction et l'inversion des ondes de surface. Le mode d'acquisition des données est similaire. Il consiste à enregistrer grâce à des géophones les signaux émis par une source artificielle (*e.g.*, marteau, explosif) et transmis dans le sol.

Dans cette partie nous allons décrire rapidement les fondements physiques de la sismique-réfraction et de la tomographie sismique. En effet, nous n'avons pas observé d'arrivées réfléchies franches dans nos enregistrements.

Pour des informations plus complètes, le lecteur pourra se référer à Lanksten (1990) ou Telford *et al.* (1990).

La sismique-réfraction est basée sur la propagation des ondes dites coniques (*i.e.* réfractées critiqueusement) le long des différentes interfaces du sous-sol. Dans le cas d'une couche homogène, les premières arrivées sur chaque géophone forment une droite dans un

diagramme temps-distance (hodochrone). Lorsque le sous-sol est constitué de plusieurs couches, on peut facilement interpréter la structure du sous-sol à partir des caractéristiques de l'hodochrone (Figure 2.10).

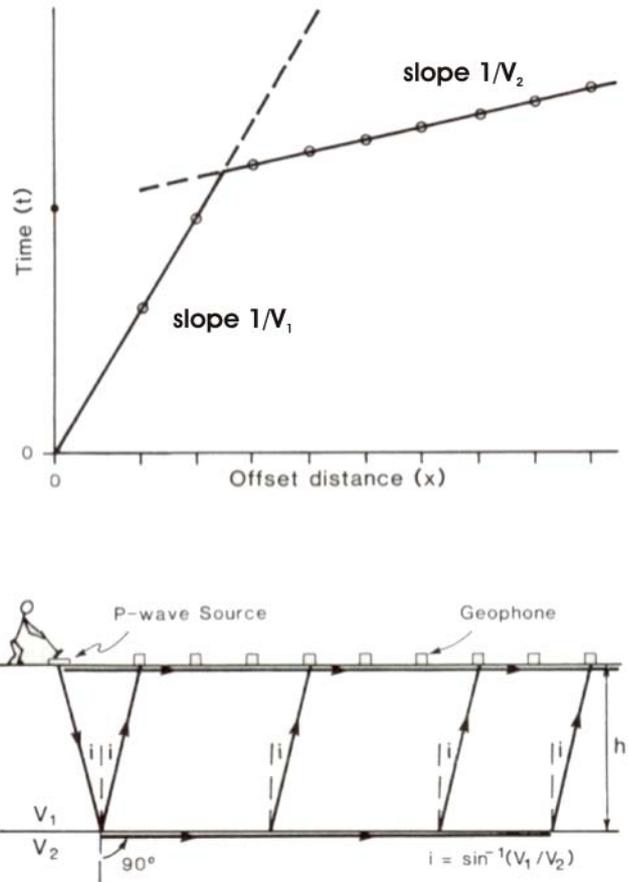


Figure 2.10 : Principe de la sismique réfraction et de l'hodochrone (d'après Ward, 1990).

La sismique réfraction s'applique bien lorsque la structure du sous-sol est horizontale ou sub-horizontale. Dans le cas contraire, l'utilisation de la tomographie sismique semble plus appropriée.

La tomographie sismique est basée sur la théorie des rais (Cerveny, 1985) et la résolution numérique de l'équation de l'eikonale le long d'un trajet donné.

Cette méthode consiste à discrétiser le sous-sol en un réseau de cellules où chacune est caractérisée par une vitesse de propagation sismique. A partir d'un modèle de vitesse initial, on ajuste les vitesses de chaque cellule par itérations successives afin d'obtenir le modèle le plus cohérent avec l'ensemble des temps de parcours source-géophone.

2.2.1.2. Les mesures à La Soutte

Plusieurs profils de sismique-réfraction ont été réalisés durant l'été 2006. L'acquisition et le traitement des données ont été réalisés avec la contribution de Georges Herquel (EOST) et de deux élèves-ingénieurs de l'EOST, Pierre-Yves Raya et Matthieu Pouget. Un système d'acquisition *Stratagem*, 48 géophones et diverses sources sismiques (explosif, fusil ou marteau) ont été utilisés. L'intertrace varie selon les profils, entre 2 m et 5 m. Les profils S1, S2, S3 et S4, S5 ont été implantés de manière à pouvoir les interpréter conjointement.

Les données ont été traitées avec le logiciel *Sardine* développé par D. Demanet (2000) à l'Université de Liège. Ce logiciel résout l'équation de l'eikonale par différences finies (Vidale, 1988, 1990)

Le modèle initial de vitesse utilisé est le même pour tous les profils. Il s'agit d'un modèle homogène avec une vitesse d'onde égale à 2750 m.s^{-1} . Cette vitesse est une moyenne déterminée à partir de l'analyse des données en sismique-réfraction.

La Figure 2.11 présente l'ensemble des profils réalisés.

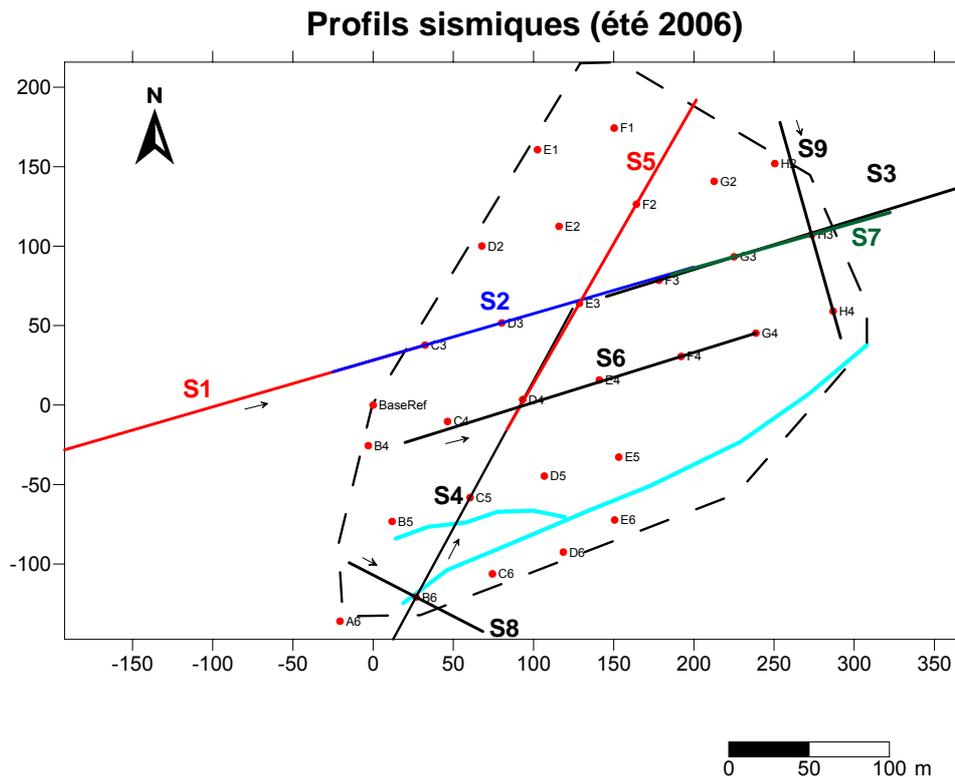


Figure 2.11 : Localisation des profils sismiques réalisés à La Soutte. Les profils S1-S2-S3 et S4-S5 possèdent une zone de recouvrement afin de les interpréter de manière jointe.

Les Figure 2.12 et Figure 2.13 présentent les résultats obtenus respectivement pour le profil S1-S2-S3 et S4-S5. L'ensemble des profils est présenté en annexe 1.

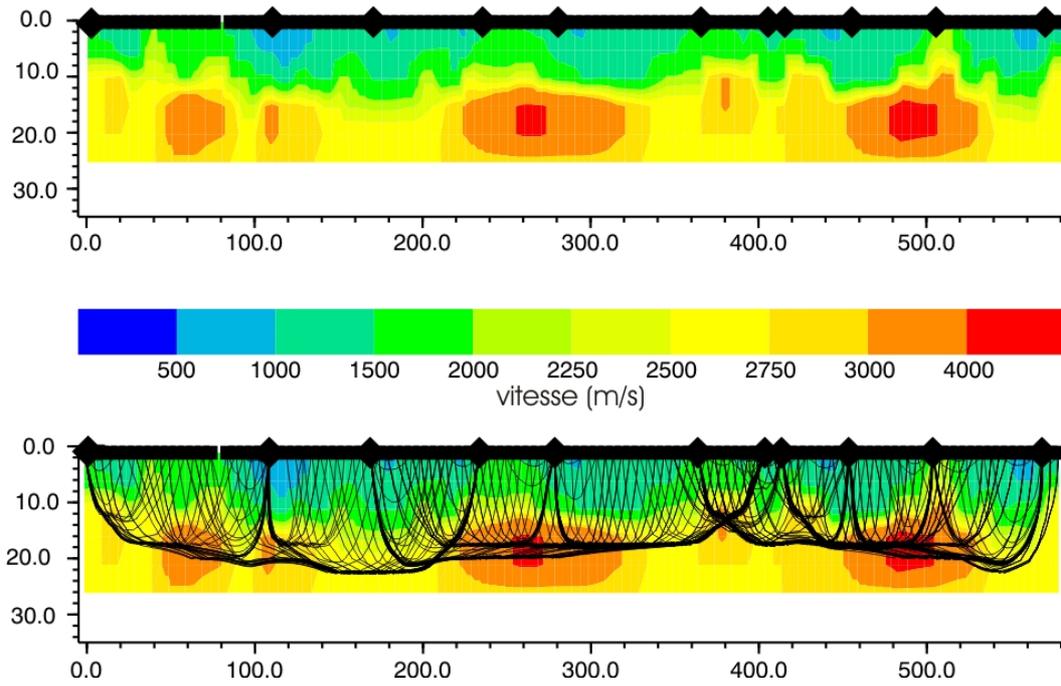


Figure 2.12 : Profil sismique S1-S2-S3 obtenu après inversion avec le logiciel Sardine. L'unité en abscisse et en ordonnée est le mètre. La distance intertrace est de 5 m, l'erreur RMS est de 2.83%. La partie inférieure présente le trajet des rais.

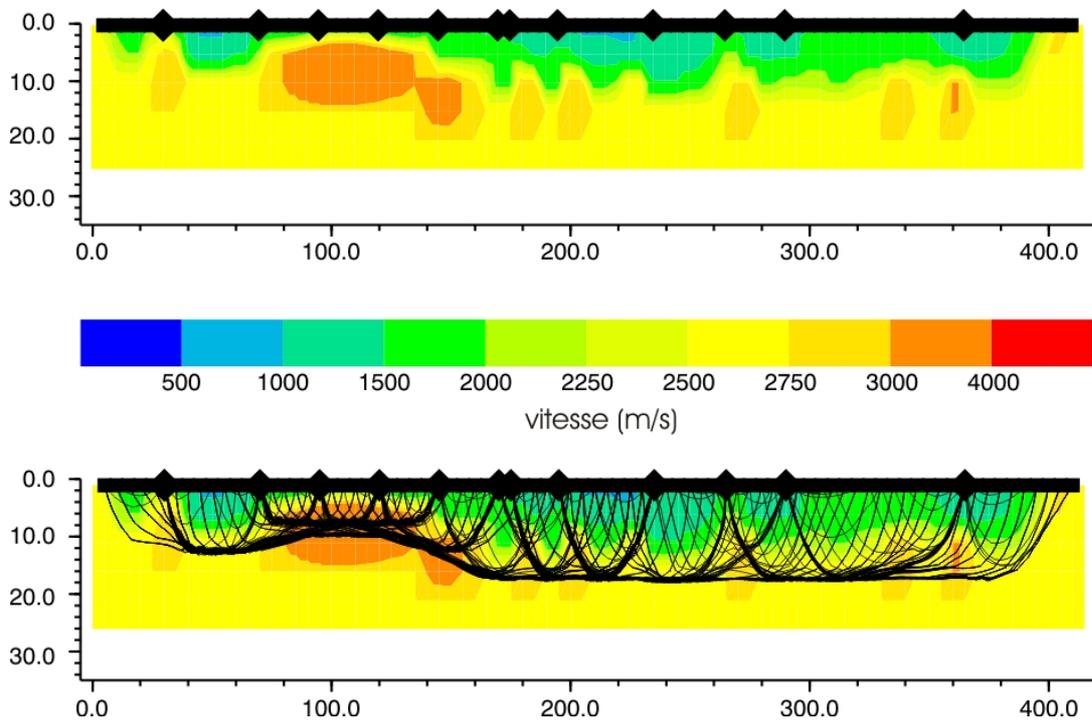


Figure 2.13 : Profil sismique S4-S5 obtenu après inversion avec le logiciel Sardine. L'unité en abscisse et en ordonnée est le mètre. La distance intertrace est de 5 m, l'erreur RMS est de 3.21%. La partie inférieure présente le trajet des rais.

La tomographie sismique possède une très bonne résolution latérale et permet donc de mettre en évidence les variations latérales de vitesse. Par contre, la résolution verticale est plus mauvaise et la localisation des anomalies en profondeur est moins précise. La profondeur

maximale d'investigation est d'une vingtaine de mètres environ pour la configuration utilisée ici.

Sur les figures précédentes, on observe des zones dont la vitesse est inférieure à 2750 m.s^{-1} et qui s'étendent jusqu'à une dizaine de mètres de profondeur selon les endroits. Ces zones correspondent à des roches très altérées ou fracturées. On remarque également des endroits où la vitesse est élevée, supérieure à 2750 m.s^{-1} et très souvent de l'ordre de 3500 à 4000 m.s^{-1} voire davantage parfois. Cette gamme de vitesses est caractéristique de roches plus saines.

La Figure 2.14 cartographie l'ensemble des zones où la vitesse est supérieure à 2750 m.s^{-1} . Comme nous le soulignerons dans la section 2.3, on peut noter une assez bonne corrélation entre ces zones et les anomalies résistances rencontrées en tomographie électrique (section 2.1.1.3).

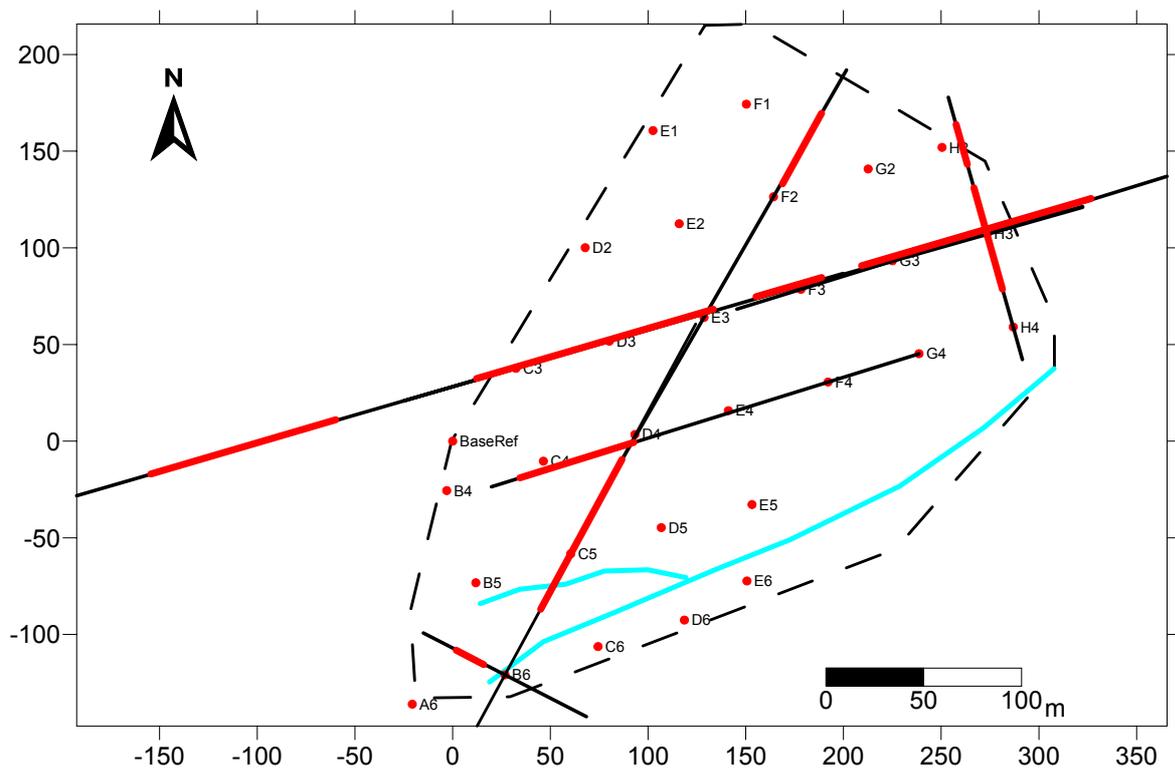


Figure 2.14 : Carte de localisation des zones où la vitesse en profondeur est supérieure à 2750 m.s^{-1} (traits rouges).

2.2.2. Forages et diagraphies

2.2.2.1. Forages

En mai 2006, nous avons fait réaliser un forage carotté de 20 m de profondeur (N02) et un forage destructif (N01) de la même profondeur (Figure 2.15). L'examen des échantillons et carottes a été réalisé avec le concours de Jose Ortega de l'Université Nationale Autonome de Mexico, chercheur invité à l'EOST.

Les forages N01 et N02 ont été tubés respectivement sur 17 m et 15 m. Ils ont été équipés sur cette longueur d'un tubage PVC de diamètre 80/90 mm crépiné 1 mm et habillé d'une chaussette en géotextile évitant ainsi le passage des fines particules.

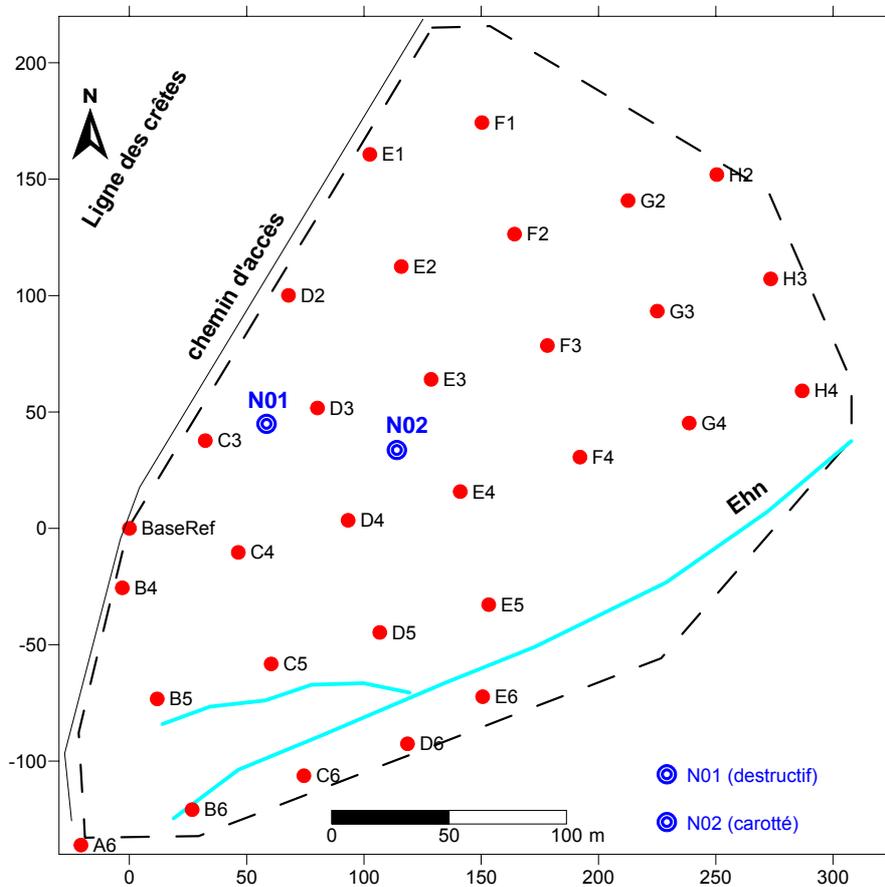


Figure 2.15 : Localisation des deux forages de 20 m de profondeur. Le forage N01 est destructif, le forage N02 est carotté.

Les deux forages apportent beaucoup d'informations car ils traversent deux structures différentes.

Les échantillons recueillis lors du sondage destructif N01 sont composés exclusivement de roches volcaniques. La nature destructive du forage rend leur interprétation limitée. La Figure 2.16 (gauche) présente une coupe simplifiée du forage. Elle est basée sur l'examen des

échantillons prélevés tous les mètres par les foreurs. On y observe un paléosol d'environ 4 mètres d'épaisseur composé de graviers et d'une matrice argilo-silteuse. La nappe phréatique a été rencontrée à une profondeur de 3.30 m lors du forage.

Le forage N02 est un forage carotté. Il traverse des structures meubles et l'équipement des foreurs n'était pas approprié pour extraire des carottes dans ce type de milieu. Ainsi, certaines informations comme le granoclassement des différents sables n'a pas toujours pu être conservé.

La Figure 2.16 (droite) présente la coupe lithologique du forage N02. La principale caractéristique est que les carottes extraites sont composées quasi-exclusivement de granite porphyrique et de ses produits d'altération (arènes granitiques).

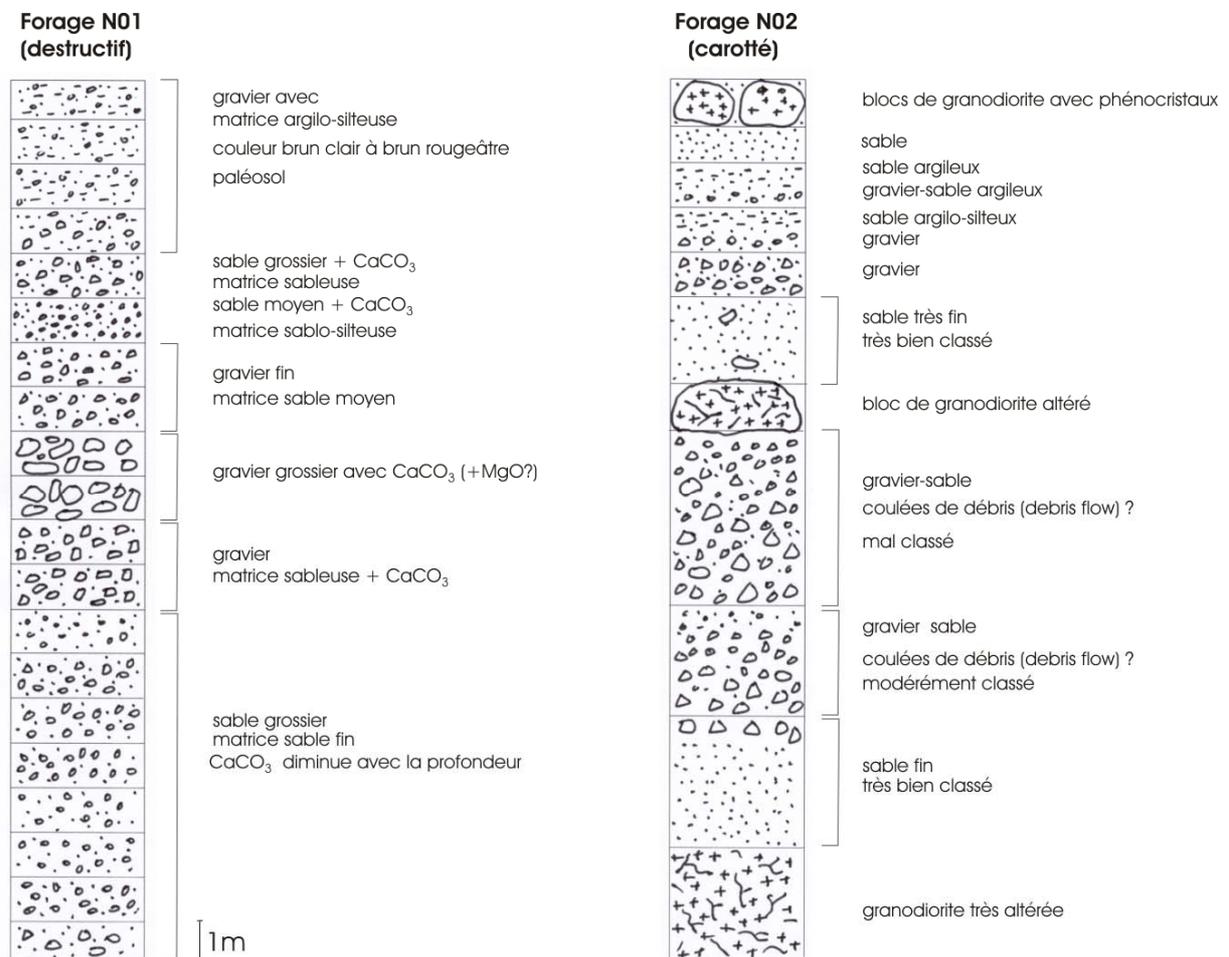


Figure 2.16 : Coupes lithologiques des forages N01 et N02. La coupe du forage N01 n'est pas exactement une coupe lithologique puisqu'elle est basée sur l'examen des produits du forage destructif. La description a été réalisée par José Ortega.

Une étude plus approfondie est cependant nécessaire pour déterminer l'origine des sables et graviers rencontrés, notamment pour savoir s'il s'agit d'une altération et arénisation *in situ* ou de dépôts de type « coulée de débris » (ou « debris flow »).

2.2.2.2. Premières diagraphies

Une première série de diagraphies a été réalisée en juin 2006 avec l'équipe de l'ISTEEM de Montpellier. Les mesures effectuées sont le log de gamma ray, la PS, la température, le pH et la conductivité du fluide. Malheureusement, les sondes permettant la mesure de la conductivité électrique du terrain et de la susceptibilité magnétique n'étaient pas opérationnelles. A titre d'illustration, je choisis ici de ne présenter que les résultats obtenus pour le gamma ray dans les deux forages (Figure 2.17). Les mesures n'ont pas été réalisées jusqu'à 20 m de profondeur car le fond des forages s'est rempli de boue. Les logs montrent des valeurs de gamma ray total assez élevées notamment pour le forage N02 pour lequel on observe une valeur constante d'environ 1100 cps. Les minéraux radioactifs comme les micas ou les feldspaths présents en grande quantité dans le granite peuvent expliquer cette valeur élevée. L'interprétation complète des diagraphies n'a pas encore été réalisée.

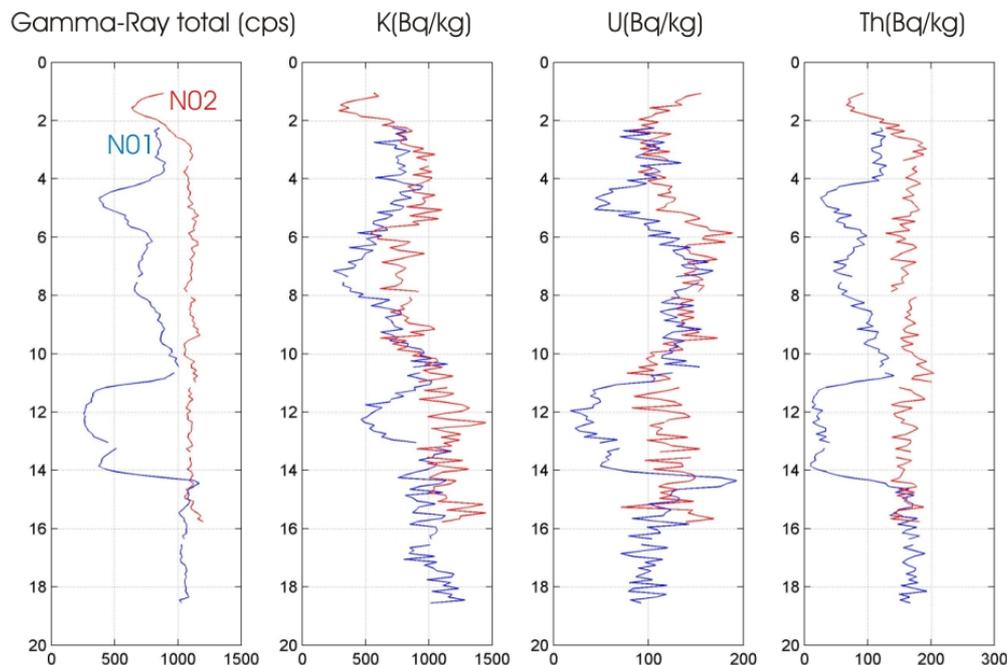


Figure 2.17 : Logs de gamma-ray spectroscopique pour les forages N01 (en bleu) et N02 (rouge). Le gamma-ray total est exprimé en cps. Le potassium (K), Uranium (U) et Thorium (Th) sont les principaux éléments qui contribuent à la radioactivité mesurée. L'unité de l'axe des ordonnées est le mètre.

2.3. Synthèse des données et modèle hydrogéologique

La Figure 2.18 présente la synthèse des résultats de ce chapitre. Sur un fond de carte représentant la résistivité à 20 m de profondeur, ont été superposées les anomalies de vitesse sismique élevée ($> 2750 \text{ m.s}^{-1}$) ainsi que la position des deux forages.

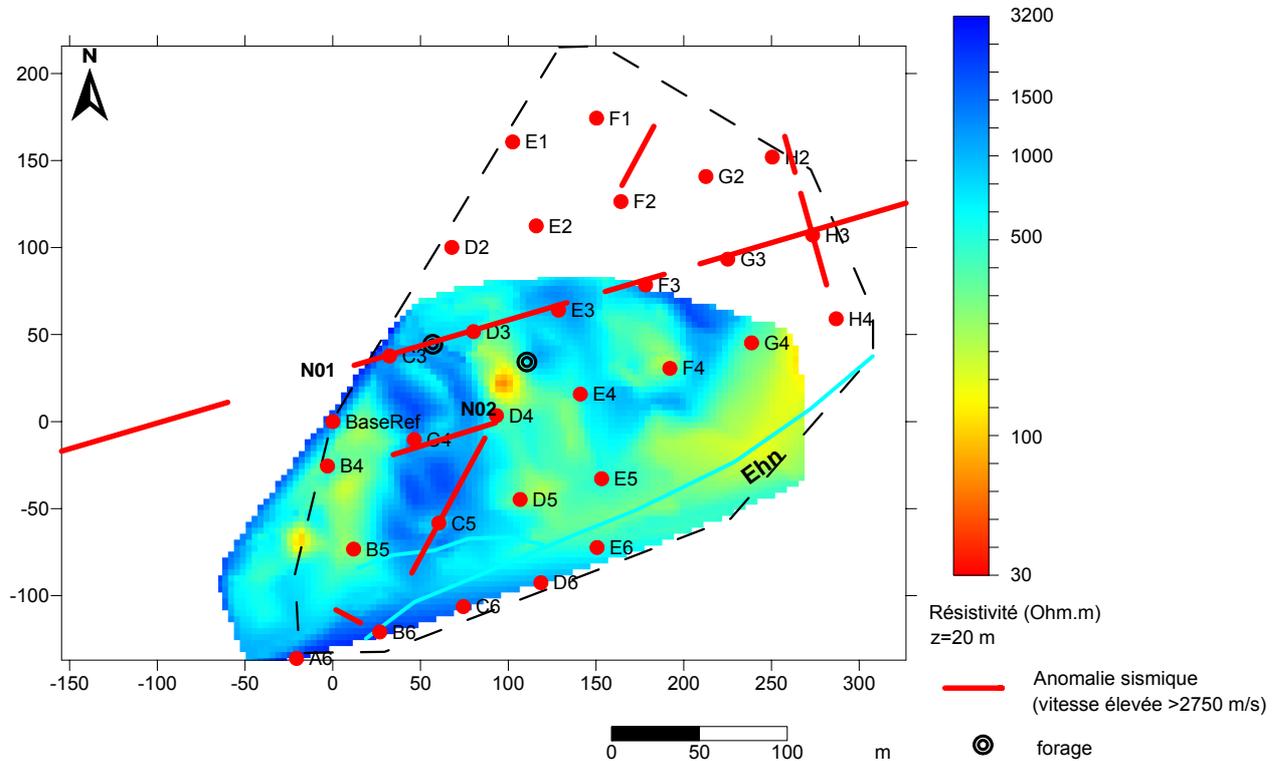


Figure 2.18 : Carte synthétique des résultats obtenus en résistivité et en tomographie sismique.

On observe une assez bonne corrélation entre les zones de vitesse sismique élevée ($>2750 \text{ m.s}^{-1}$) et les anomalies très résistantes, notamment autour des piquets C5-C4-C3. La nature des échantillons prélevés pendant le forage destructif N01 nous permet d'affirmer que cette anomalie correspond à de la roche volcanique.

Les anomalies conductrices ont des vitesses sismiques qui varient de 1500 m.s^{-1} à quelques mètres de profondeur jusqu'à 2500 m.s^{-1} à 20 m de profondeur. Le forage N02 suggère qu'elles correspondent au granite porphyrique filonien sous diverses formes d'altérations (sables, arènes). Ces formations sont très perméables et peuvent par conséquent représenter de bons aquifères. Il est difficile dans l'état actuel de déterminer avec précision l'épaisseur d'altération.

Références relatives au chapitre 2 :

- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, **18**, p. 605-635.
- Cerveny, V., 1985. The application of ray tracing to the numerical modelling of seismic wavefields in complex structures. In "Handbook of Geophysical Exploration, Section I, Seismic Exploration". *Geophysical press*, London, vol. 15A, p. 1-119.
- Dahlin, T. et Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, **52**, p. 379-398.
- Demagnet, D., 2000. Tomographie 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage, *Thèse*, Université de Liège, Belgique.
- Falgàs, E., Marquis, G., Sailhac, P., Ledo, J., Queralt, P. et Béhaegel, M., 2004. Aquifer imaging using CSAMT and ERT. EAGE Near Surface Symposium, 2005, Palerme, Italie, P037, *Extended Abstract* (4 pp.)
- Lankston, R.W., 1990. High-Resolution Refraction Seismic Data Acquisition and Interpretation, in *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Society of Exploration Geophysics, p. 45-73.
- Loke, M.H. et Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, **44**, p. 131-152.
- Mackie, R.L. et Madden, T.R., 1993. Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. *Geophysical Journal International*, **115** (1), p. 215-229.
- Oldenburg, D.W. and Li, Y., 1994. Inversion of induced polarization data. *Geophysics*, 59(9), p. 1327-1341.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. et Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, New York, p. 136-280.
- Van Nostrand, R.G. et Cook, K.L., 1966. Interpretation of resistivity data, *U.S.G.S.*, Paper 499.
- Vidale, J.E., 1988. Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **78**(6), p. 2062-2076.
- Vidale, J.E., 1990. Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions. *Geophysics*, **55**(5), p. 521-526.

Chapitre 3: Caractérisation du contenu en eau par la méthode de sondages par Résonance Magnétique Protonique (RMP)

Dans ce chapitre, nous allons nous intéresser à une méthode qui permet de mettre directement en évidence la présence d'eau dans le sous-sol. La méthode de sondage par Résonance Magnétique Protonique (RMP), en anglais *Surface Nuclear Magnetic Resonance* (SNMR) ou *Magnetic Resonance Sounding* (MRS), est une méthode géophysique qui s'est développée à la fin des années 1980 en URSS (Semenov *et al.*, 1987, 1988). Elle permet d'investiguer le sous-sol à la recherche de la présence d'un aquifère, d'en préciser son épaisseur et sa profondeur ainsi que, *via* des formules empiriques, sa teneur en eau et sa perméabilité. En 1996, avec la commercialisation du système *NUMIS* d'*Iris Instruments*, l'intérêt pour la méthode s'est accru et de nombreux développements et études ont eu lieu.

Dans ce chapitre, une première partie rappelle brièvement les principes physiques de la méthode puis les mesures réalisées à *La Soutte* sont présentées et discutées.

3.1. Principes théoriques

Le principe de la méthode de sondages par RMP est très semblable à celui de l'Imagerie par Résonance Magnétique (IRM) en médecine ou en chimie. Dans cette partie, je ne cherche pas à être exhaustif. Je renvoie le lecteur intéressé par la physique de la résonance magnétique nucléaire au très complet site internet de J.P. Hornak (<http://www.cis.rit.edu/htbooks/nmr/>). Le lecteur pourra également consulter Levitt (2001) ou Duer (2004).

Concernant plus spécifiquement la Résonance Magnétique du Proton utilisée en géophysique, on pourra pour plus d'informations consulter les articles de Legchenko et Valla (2002) et Legchenko *et al.* (2002).

Pour réaliser un sondage par RMP, on dispose sur le sol une grande boucle (plusieurs dizaines de mètres d'arête) dans laquelle on fait circuler un courant électrique important (jusqu'à plusieurs centaines d'ampères) afin de créer un champ magnétique qui va exciter les protons présents dans les molécules d'eau du sous-sol à leur fréquence de résonance. Lorsqu'on coupe ce champ magnétique, les protons vont à leur tour créer un champ magnétique (correspondant

à une différence de potentiel de quelques nanovolts) dont l'amplitude est directement proportionnelle à la quantité d'eau présente dans le sous-sol.

Les protons des molécules d'eau ont un moment magnétique μ qui est généralement aligné avec le champ magnétique terrestre local B_0 . Cet alignement est perturbé lorsqu'on applique un champ primaire B_1 . Lorsqu'on supprime ce champ, les protons génèrent un champ magnétique de relaxation (champ secondaire) jusqu'à ce qu'ils soient à nouveau alignés avec B_0 . Ils ont alors un mouvement de précession autour de B_0 à la fréquence de Larmor (Figure 3.1) :

$$f_L = \frac{\gamma B_0}{2\pi}$$

où $\gamma = 0.2675 \text{ Hz.nT}^{-1}$ est le rapport gyromagnétique du proton de l'hydrogène.

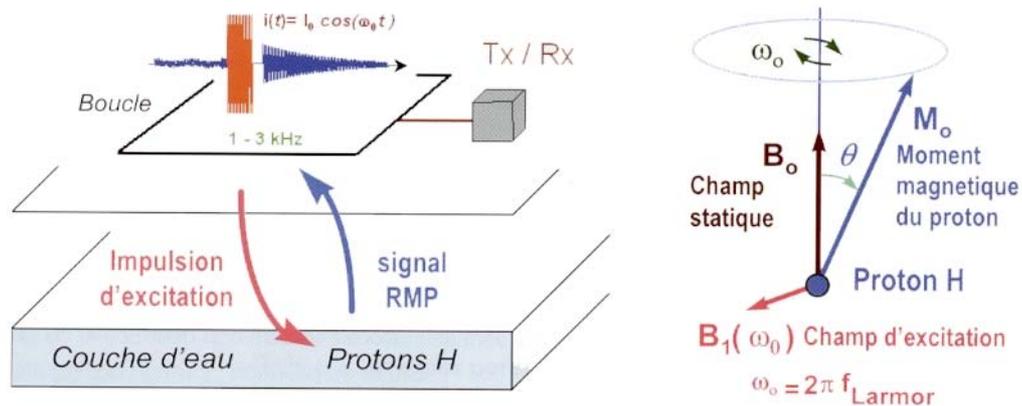


Figure 3.1: Principe d'un sondage RMP et mouvement de précession des protons. A gauche: principe d'un sondage par RMP, on crée un champ magnétique primaire en injectant un courant à la fréquence de Larmor (signal rouge) dans une boucle posée au sol. Lorsqu'on coupe ce courant, les protons de l'aquifère créent un champ magnétique secondaire enregistré par la même boucle (signal bleu) caractéristique. A droite : Lorsqu'on coupe le courant, il s'opère un mouvement de précession des protons jusqu'au retour à l'équilibre (alignés avec B_0).

Le courant injecté dans la boucle est de la forme

$$i(t) = I \cdot \cos(\omega_L t)$$

avec une fréquence angulaire de Larmor ω_L (rad.s^{-1}) et une amplitude i_0 (A).

Ce courant est injecté pendant une durée Δt . On parle généralement du moment $q = I \cdot \Delta t$ qui est le paramètre d'excitation.

Lorsqu'on coupe le courant dans la boucle, une tension $e(t)$ à la fréquence ω_L et avec une amplitude décroissante est induite dans cette même boucle par la relaxation des protons (Figure 3.2) :

$$e(t, q) = E_0(q) e^{-t/T} \cos(\omega_L t + \varphi)$$

$E_0(q)$ et φ représentent respectivement l'amplitude initiale (V) et la phase du signal RMP (rad), T_2^* le temps de relaxation transversale spin-spin (s) (Figure 3.2).

On caractérise également le signal RMP par un second temps de décroissance T_1 qui correspond à la relaxation longitudinale des protons (s).

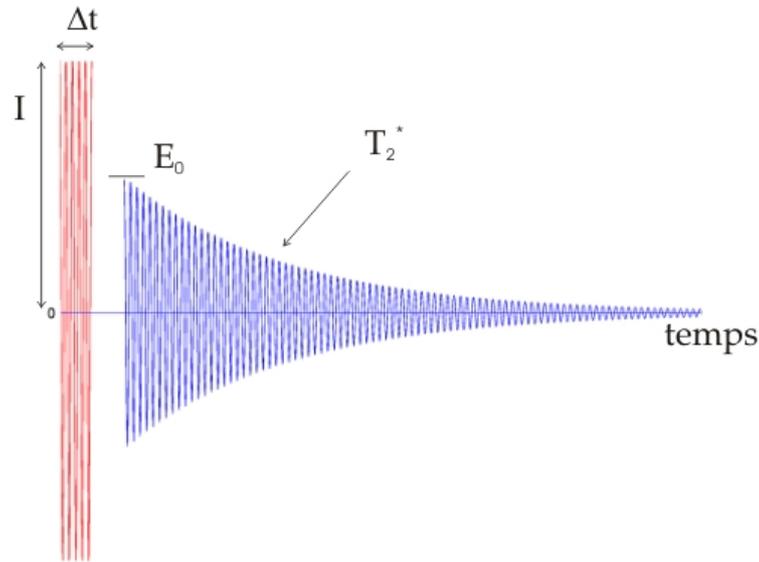


Figure 3.2: le signal RMP. La première partie (en rouge) correspond au signal injecté pendant la durée Δt . La partie en bleu correspond au signal émis par les protons avec une amplitude initiale E_0 (nV) (proportionnelle à la teneur en eau) et un temps de décroissance T_2^* (ms) (liée à la taille des pores). La quantité Δt . I correspond au paramètre d'excitation ou moment de l'impulsion d'excitation (A.ms). Entre les deux signaux, il existe un « temps mort » instrumental (40 ms pour l'appareil d'Iris Instruments).

Lors d'un sondage par RMP, on injecte à plusieurs reprises un courant dans la boucle en faisant varier le paramètre d'excitation q : on augmente progressivement l'intensité et la durée du courant injecté afin d'augmenter la profondeur d'investigation. Pour chaque injection, on détermine l'amplitude maximale E_0 et le temps de décroissance T_2^* . Pour mesurer T_1 , une adaptation technique d'« inversion recovery » (Farrar *et al.*, 1971) a été développée. En injectant deux impulsions consécutives au lieu d'une seule et en mesurant la réponse RMP après chaque impulsion, il est possible de déduire la constante de relaxation T_1 . A partir des amplitudes initiales $E_0(q)$, la teneur en eau, la localisation et l'épaisseur des aquifères en fonction de la profondeur peuvent être déduites par inversion (Legchenko et Shushakov, 1998) (Figure 3.3).

Les valeurs d'amplitude peuvent varier de quelques dizaines de nanovolts à quelques microvolts selon la teneur en eau du milieu considéré. Le seuil de détectabilité des appareils actuels étant situé autour de 4 nV. Différents facteurs peuvent influencer l'amplitude des signaux RMP tels que par exemple, l'amplitude et l'inclinaison du champ magnétique terrestre, la conductivité électrique du terrain, la taille et la géométrie de l'antenne utilisée.

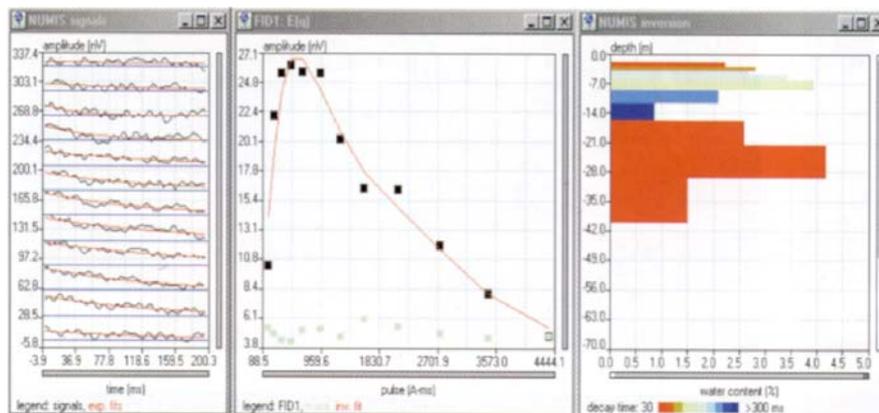


Figure 3.3 : Exemple de sondage RMP sur des gneiss altérés au Madagascar (source : BRGM). La partie de gauche représente les courbes de relaxation temporelle pour les différents paramètres d'excitation croissants du bas vers le haut. La partie centrale représente l'amplitude maximale pour chaque paramètre d'excitation, la courbe rouge est le modèle obtenu par inversion, les points verts représentent le bruit. La partie droite présente la teneur en eau en fonction de la profondeur obtenu par inversion avec le logiciel Samovar (Legchenko et Valla, 2002). La couleur de chaque niveau représente la valeur du temps de décroissance T_2^* trouvée par inversion.

Les constantes de temps de relaxation T_2^* et T_1 sont reliées dans la zone saturée à la taille moyenne des pores des formations aquifères. Plus les temps de relaxation sont courts, plus la taille moyenne des pores est petite et réciproquement.

Les appareils actuels ne permettent d'enregistrer un signal RMP qu'après un délai instrumental (« temps mort ») d'environ 40 ms (Figure 3.2), il est donc impossible de détecter un signal RMP de l'eau contenue dans les argiles pour lesquelles les temps de relaxation sont du même ordre de grandeur.

Pour des détails complémentaires et de nombreuses études de cas, le lecteur pourra par exemple se référer au numéro spécial du *Journal of Applied Geophysics* (volume 50) paru en mai 2002.

3.2. Mesures réalisées à La Soutte

Une campagne de mesure par sondages RMP a été menée en novembre 2004 avec l'aide de Jean-François Girard (Service Aménagement et Risques Naturels, BRGM, Orléans), de Jean

Roy et Maciek Lubczynski (EXG-ITC, Enschede, Pays-Bas). Un équipement NUMIS^{LITE} d'Iris Instruments a été utilisé.

La Figure 3.4 présente les 7 sondages réalisés. La position des sondages a été choisie selon les informations que nous disposions à l'époque, c'est-à-dire quelques panneaux électriques.

Après un test avec une antenne carrée de 37.5 m de côté, une antenne en forme de « 8 » de 25 m de côté a été adoptée afin d'améliorer le rapport signal sur bruit (Trushkin *et al.*, 1994). Après des tests de bruit, toutes les antennes ont été orientées quasiment parallèles à la ligne de crête (Figure 3.4).

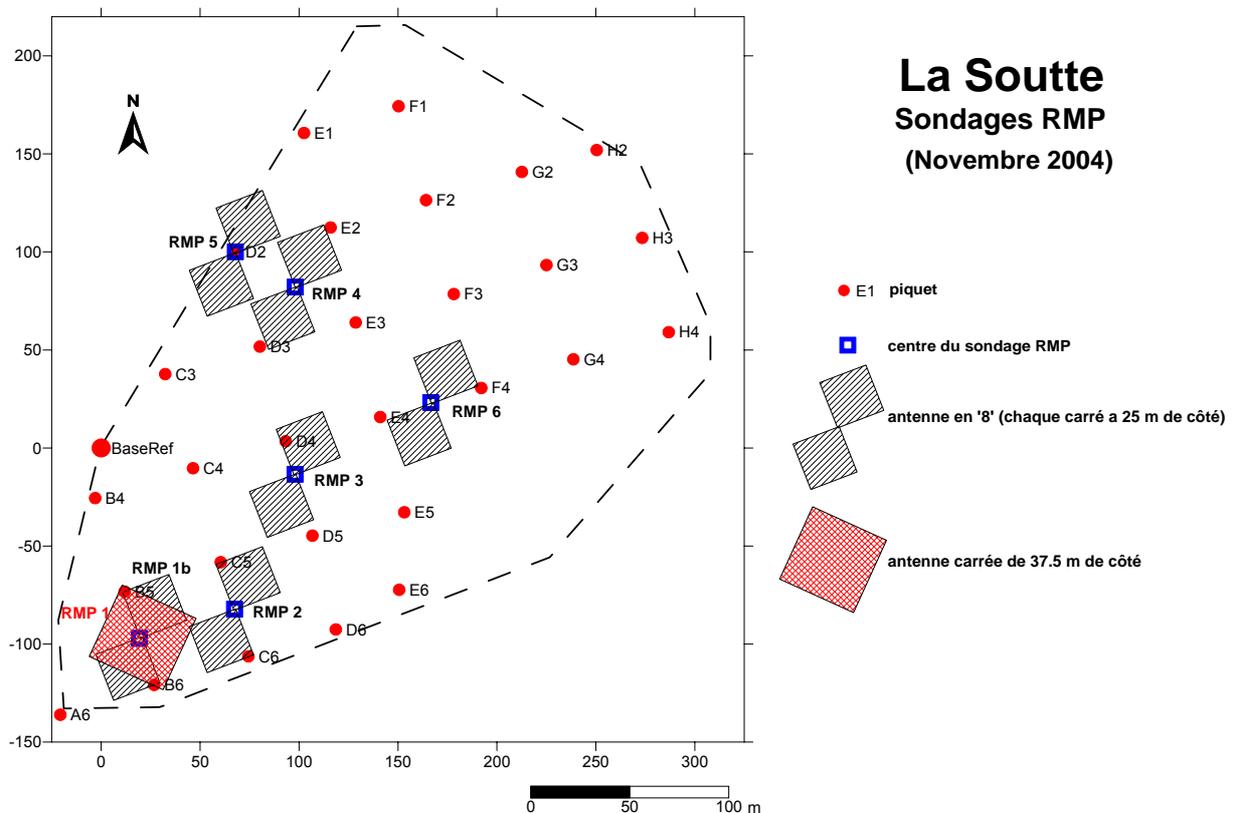


Figure 3.4 : Carte de position des 7 sondages par RMP. Pour le premier site, deux sondages avec une antenne carrée et en forme de « huit » ont été réalisés. Pour les autres sites, une antenne en forme de « huit » a été utilisée afin de réduire le bruit (Trushkin *et al.*, 1994).

Pour chaque sondage, 100 à 300 stacks ont été réalisés (Legchenko et Valla, 2002) et des filtres rejeteurs centrés sur les harmoniques du 50 Hz ont été utilisés (Legchenko et Valla, 2003). Ces derniers n'ont apporté qu'une légère amélioration du signal.

La Figure 3.5a montre la gamme de variation du niveau de bruit ambiant et l'amplitude maximale du signal pour chaque sondage. La Figure 3.5b précise la qualité des sondages en représentant le rapport entre le bruit électronique et le bruit environnemental (EN/IN) versus le rapport signal sur bruit (S/N). On peut remarquer que le bruit ambiant est assez faible, en

moyenne 100 nV. Cependant, l'amplitude du signal est, elle aussi, faible, souvent inférieure à 40 nV.

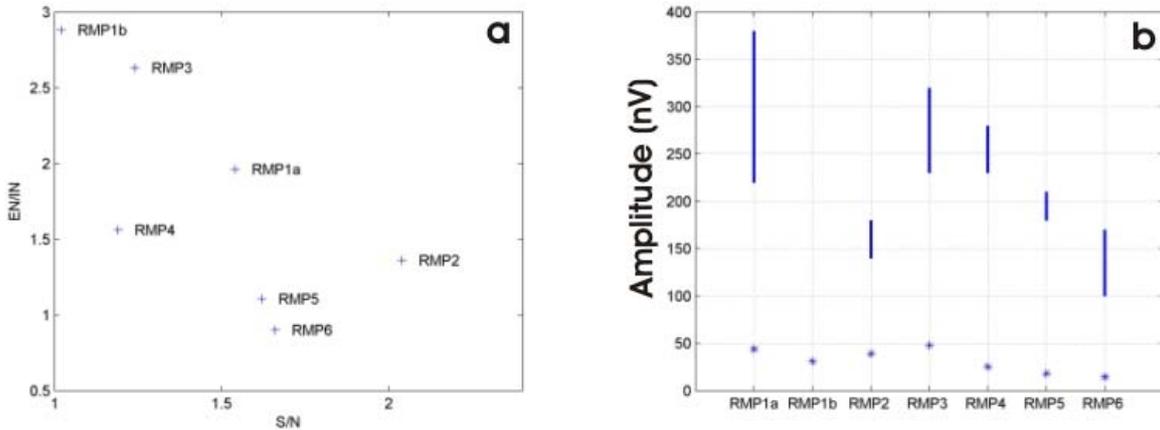


Figure 3.5 : Evaluation de la qualité des données. Evaluation basée sur le rapport signal sur bruit (S/N) vs le rapport bruit environnemental sur le bruit instrumental après stack (a) ; gamme de mesure du bruit environnemental et du signal RMP pour les 7 sondages réalisés à *La Soutte* (b).

3.3. Traitement et Interprétations

Les données ont été inversées avec le logiciel *Samovar* distribué par *Iris Instruments*. Seules les courbes de teneur en eau en fonction de la profondeur sont présentées dans cette section. Le lecteur pourra se référer à l'annexe 2 pour voir l'ensemble des données.

Dans les paragraphes qui suivent, nous allons interpréter les sondages RMP et souligner quelques effets affectant directement les données.

3.3.1. L'effet d'aquifère fantôme

Legchenko (2004, 2005) a montré que la présence d'un aquifère peu profond peut générer, pour des paramètres d'excitation q élevés, un signal comparable en amplitude à celui créé par de l'eau présente dans des aquifères plus profonds. Ce signal correspond en réalité à la deuxième harmonique du signal injecté et n'est pas tenu en compte dans la modélisation classique RMP (Legchenko et Valla, 2002). Pour éviter, lors de l'inversion des données, l'apparition d'un aquifère qui n'a aucune réalité physique (aquifère fantôme), il est donc nécessaire de prendre en compte dans la modélisation les harmoniques supérieures du signal injecté. Legchenko (2005) précise également que ce problème peut facilement être repéré par l'enregistrement de phases négatives pour des paramètres d'excitation élevés.

La conséquence de cet effet pour un milieu à deux aquifères est l'occultation complète du signal généré par le second aquifère et par conséquent une impossibilité à le détecter.

La Figure 3.6 montre les résultats de l'inversion des données du sondage RMP2 en utilisant le modèle « simple » (Legchenko et Valla, 2002) sans tenir compte des harmoniques supérieures et en utilisant le modèle « amélioré » qui en tient compte. On peut remarquer que pour des paramètres d'excitation élevés, la phase devient négative.

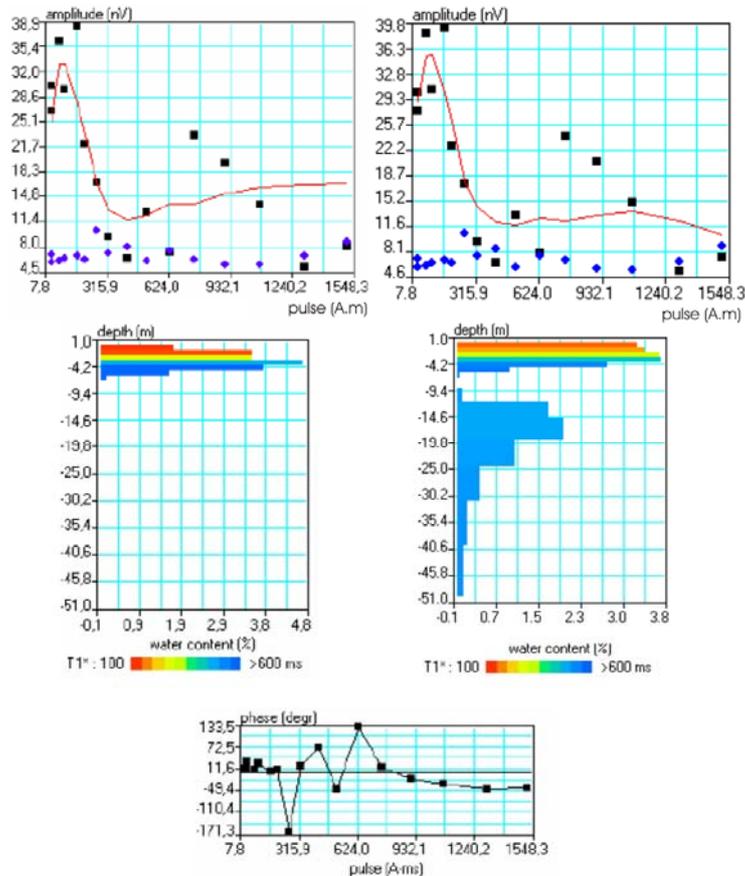


Figure 3.6 : Effet d'aquifère fantôme. Inversion du sondage RMP2 en utilisant le modèle « simple » (à droite) qui ne prend pas en compte les harmoniques supérieures du signal dans la modélisation RMP et en utilisant le modèle « amélioré » qui en tient compte. Cet effet est dû à la présence d'eau à faible profondeur. La partie supérieure présente les données (points noirs), le bruit après stack (points bleus) et le modèle (courbe rouge). La partie centrale présente la variation de la teneur en eau obtenue par inversion. La partie inférieure montre les variations de la phase. On peut remarquer que pour des valeurs de paramètres d'excitation élevées, elle devient négative.

3.3.2. Interprétation

Concernant les sondages de *La Soutte*, nous avons donc opté pour une inversion qui tient compte de l'ensemble des harmoniques du signal. La Figure 3.7 présente les résultats obtenus en terme de teneur en eau et de profondeur pour chaque sondage.

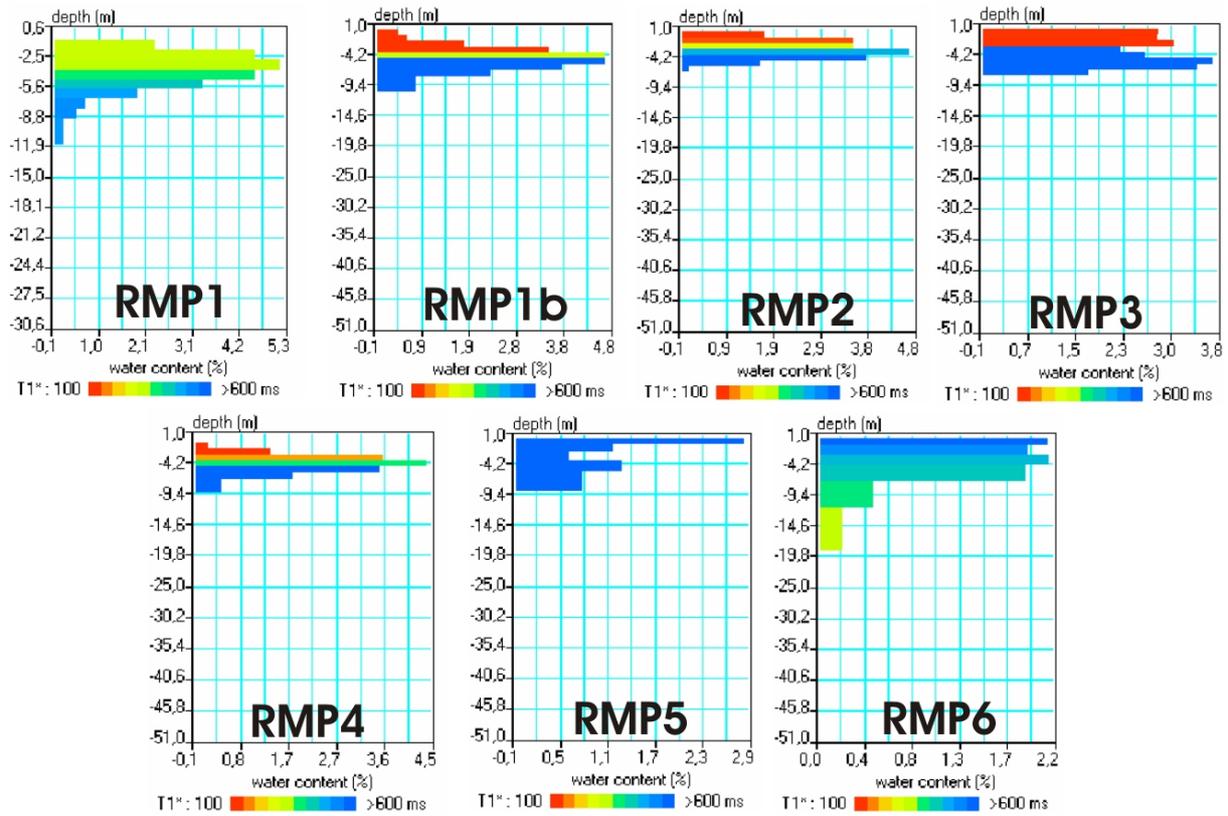


Figure 3.7 : Résultats d'inversion des 7 sondages par RMP. Les données ont été inversées en utilisant le logiciel *Samovar* en utilisant une modélisation qui prend en compte les harmoniques supérieurs du signal.

Les cinq premiers sondages (RMP1, RMP1b, RMP2, RMP3, RMP4) présentent des similitudes avec une teneur en eau maximale à 5 m de profondeur (entre 3.8% et 5.3%). Les sondages RMP5 et RMP6 sont assez semblables avec une teneur en eau maximale d'environ 2% vers 5 mètres de profondeur. Ces teneurs en eau sont du même ordre que celles obtenues sur d'autres bassins versants granitiques. Legchenko *et al.* (2004) rapportent des teneurs en eau comprises entre 2.7% et 5.5% sur des granites altérés du bassin versant de Kerbennez en Bretagne. Baltassat et Legchenko (1999) et Krishnamurthy *et al.* (2003) rapportent des teneurs en eau de l'ordre de 2 à 6% sur la partie altérée du bassin versant granitique du Maheshwaram en Inde.

L'interprétation des temps de relaxation est plus difficile compte tenu de la faiblesse des signaux et de la présence de gradients magnétiques importants sur le terrain (cf. paragraphe suivant). La diminution des temps de relaxation avec la profondeur pourrait cependant suggérer pour certains sondages (RMP1, RMP2, RMP3, RMP4) une augmentation de la perméabilité avec la profondeur.

Pour interpréter ces résultats, il faut cependant tenir compte de deux paramètres que nous allons développer dans les paragraphes suivants : l'effet des gradients magnétiques et le principe d'équivalence.

3.3.3. Les gradients magnétiques

On peut remarquer sur la partie supérieure de la Figure 3.6 que même en utilisant le modèle « amélioré », le modèle (courbe rouge) trouvé par inversion n'explique pas parfaitement les données, surtout pour des paramètres d'excitation élevés. La présence de gradients magnétiques importants peut expliquer la distorsion du signal.

Les gradients magnétiques verticaux ou latéraux ont un effet sur les mesures RMP. En effet, ils impliquent des variations dans la fréquence de Larmor des protons. A ce jour, il existe peu d'études s'intéressant aux effets des gradients magnétiques sur le signal RMP.

Hunter et Kepic (2004) ont modélisé la réponse RMP d'un aquifère théorique d'un mètre d'épaisseur (teneur en eau 100%) situé à 20 mètres de profondeur dont le temps de relaxation est pris égal à 200 ms. Ils ont placé la source de leur gradient magnétique sous l'aquifère et ont négligé le gradient vertical. Leurs résultats montrent que des gradients de l'ordre de 1 ou 2 nT.m⁻¹ ont un effet minime sur l'amplitude maximale théorique du signal. Par contre, pour de grandes valeurs du paramètre d'excitation q , le signal est complètement perturbé et diffère fortement du signal généré sans gradient magnétique (Figure 3.8). Cette distorsion affecte l'inversion des données en entraînant des erreurs importantes aussi bien sur l'amplitude initiale que sur la phase. De plus, elle entraîne en général une mauvaise estimation des temps de décroissance observés (qui sont le plus souvent sous-estimés).

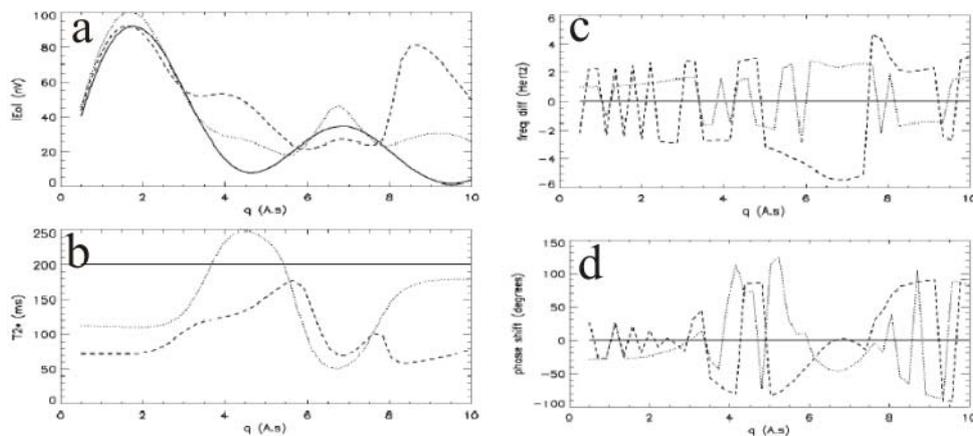


Figure 3.8: Modélisation de la réponse RMP d'un aquifère d'un mètre d'épaisseur, situé à 20 mètres de profondeur avec une teneur en eau de 100% sans gradient magnétique (trait plein), avec un gradient de 1 nT/m (points) et de 2 nT/m (tirets) (d'après Hunter et Kepic, 2004).

Schirov et Rojkowski (2002) montrent que pour des variations de fréquence de Larmor supérieures à 2 Hz (ce qui représente un gradient magnétique d'environ 60 nT.m^{-1}), la déformation du signal est très importante et il devient difficile de modéliser la décroissance du signal (pour un paramètre d'excitation donné) par une exponentielle.

A *La Soutte*, les susceptibilités magnétiques des roches sont très contrastées. Des mesures sur échantillons ont montré que la susceptibilité du granite variait entre 1×10^{-4} et 2×10^{-4} SI alors que celle des roches volcaniques est comprise entre 1×10^{-2} et 2×10^{-2} SI. Les gradients magnétiques locaux peuvent par conséquent être très importants aussi bien horizontalement que verticalement. De plus, à la différence de la situation modélisée par Hunter et Kepic (2004), les sources de ces gradients pourraient se situer dans l'aquifère.

3.3.4. Le principe d'équivalence

Comme pour beaucoup de méthodes géophysiques, l'inversion des données de RMP en terme de teneur en eau (W) et d'épaisseurs d'aquifères (e) conduit à une solution non-unique à cause du phénomène d'équivalence. Ainsi, différents aquifères saturés, situés à la même profondeur, avec des caractéristiques (W , e) satisfaisant à la relation $W.e = \text{constante}$, modélisent le même jeu de données RMP. Le volume d'eau par unité de surface, $V_w = \sum_i W_i e_i$ exprimé en m^3/m^2 ou m (Legchenko *et al.*, 2002, 2004) est déterminé avec beaucoup moins d'ambiguïté que W_i et e_i séparément même si, cependant, la méthode perd incontestablement de son intérêt. La Figure 3.9 présente les volumes par unité de surface déterminés par inversion des données.

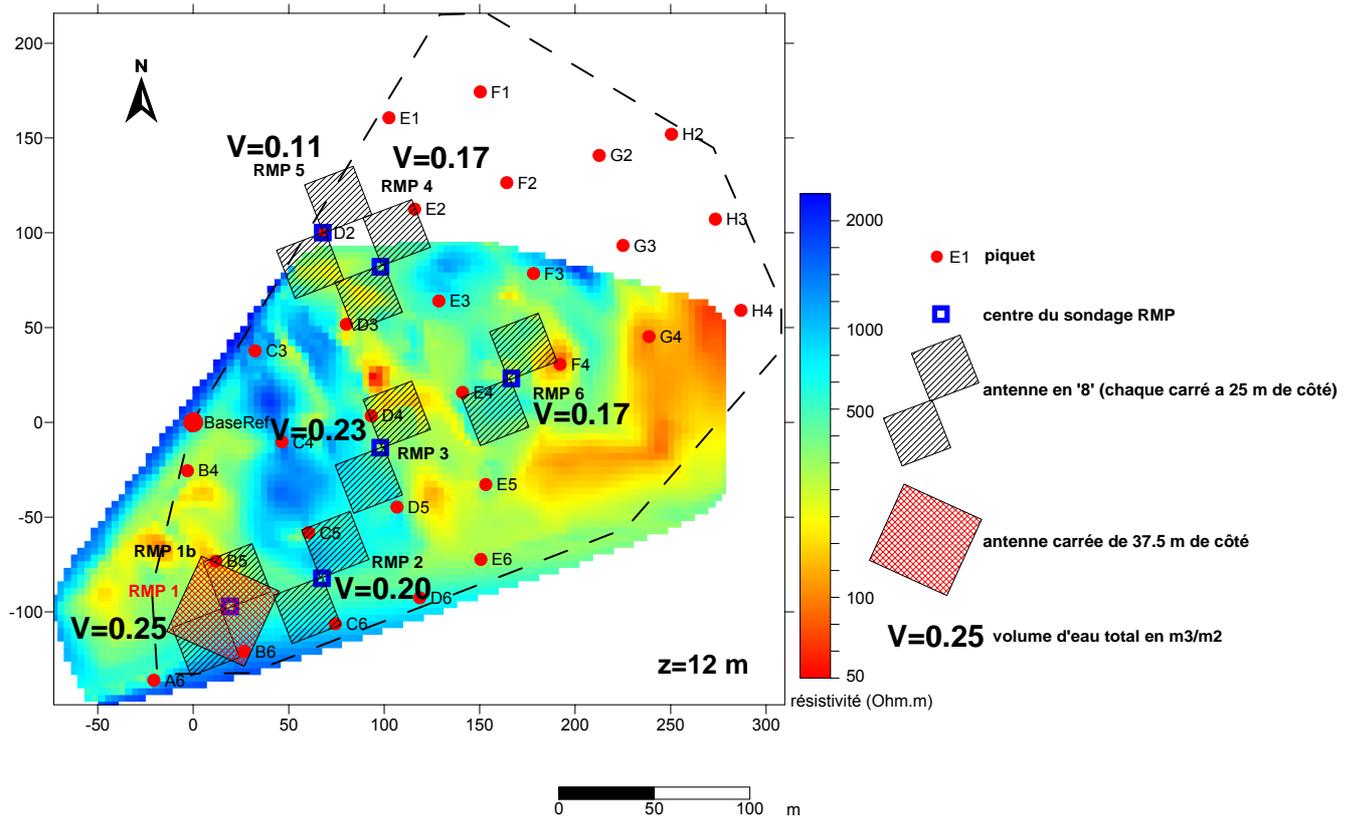


Figure 3.9 : Carte des volumes d'eau par unité de surface calculés à partir des données inversées.

3.3.5. Conclusions et perspectives

Les teneurs en eau estimées à *La Soutte* sont en accord avec les valeurs rapportées dans la littérature pour des environnements géologiques similaires (*e.g.*, Baltassat et Legchenko, 1999 ; Krishnamurthy *et al.*, 2003). Cependant, on peut supposer que les gradients magnétiques sont importants à *La Soutte* et qu'ils peuvent affecter le signal mesuré.

Il est prévu d'effectuer des logs de susceptibilité magnétique dans les forages afin d'évaluer l'amplitude de ces gradients magnétiques. D'autres sondages RMP sont également prévus au niveau des forages afin de confronter les résultats aux coupes lithologiques.

Références relatives au chapitre 3 :

- Baltassat, J.-M. et Legchenko, A., 1999. Application of the « Numis » proton magnetic resonance equipment for groundwater exploration in a fractured granite environment 30km south of Hyderabad, India. *Rapport BRGM/RP40925*.
- Duer, M.J., 2004. Introduction to solid-state NMR spectroscopy. *Blackwell Publishing*, 354 pages.
- Farrar, T.C. et Becker, E.D., 1971. Pulse and Fourier transform NMR. *Academic Press*, New York.
- Hunter, D. et Kepic, A., 2004. The effect of magnetic gradients on SNMR measurements. SEG Int'l Exposition and 74th Annual Meeting, Denver, Colorado, 10-15 October 2004, *Expanded Abstract*.
- Krishnamurthy, N.S., Baltassat, J.M., Robain, H., Legchenko, A., Descloitres, M., Lachassagne, P., Kumar, D. et Ahmed, S., 2003. MRS and electrical imagery for characterising weathered and fractured hard-rock aquifer in the Maheshwaram Watershed, Hyderabad, India. *Proceedings of the 2nd International Workshop on the Magnetic Resonance Sounding method applied to non-invasive groundwater investigations*, Orléans, France, p. 53-56.
- Legchenko, A et Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *Journal of Applied Geophysics*, **50**, 1-2, p. 3-19.
- Legchenko, A. et Shushakov, O., 1998. Inversion of surface NMR data. *Geophysics*, **63**, 1, p. 75-84.
- Legchenko, A. et Valla, P., 2003. Removal of power line harmonics from proton magnetic resonance measurements. *Journal of Applied Geophysics*, **53**, p. 103-120.
- Legchenko, A., 2004. Magnetic resonance sounding : enhanced modelling of a phase shift. *Applied Magnetic Resonance*, **25**, 621-636.
- Legchenko, A., 2005. Improved modelling of the magnetic resonance signal in the presence of shallow aquifers. *Near Surface Geophysics* **3**, 3, p. 121-130.
- Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Beauce, A. et Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics*, **50**, 1-2, p. 21-46.
- Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H. et Vouillamoz, J.-M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Journal of Ground Water*, **42**, 3, p. 363-373.
- Levitt, M.H., 2001. Basics of Nuclear Magnetic Resonance. *Wiley publisher*, 686 pages.
- Schirov, M.D. et Rojkowski, A.D., 2002. On the accuracy of parameters determination from SNMR measurements. *Journal of Applied Geophysics*, **50**, p. 207-216.
- Semenov A.G., Burshtein, A.I., Pusep A. Yu. Et Schirov, M.D., 1988. A device for measurement of underground mineral parameters. *USSR Patent 1079063* (en russe).
- Semenov, A.G., Schirov, M.D. et Legchenko, A., 1987. On the technology of subterranean water exploration founded on application of nuclear magnetic resonance tomography "Hydroscope". IXth Ampere summer school, Abstracts, Novosibirsk, September 20-26, p. 214.
- Truchkin, D.V., Shushakov, O.A. et Legchenko, A.V., 1994. The potential of a noise-reducing antenna for surface NMR ground water surveys in the earth's magnetic field. *Geophysical Prospecting*, **42**, 855-862.

Deuxième partie :
Suivis temporels hydrogéophysiques

Chapitre 4: Le potentiel spontané : L'électrocinétisme et les autres sources de potentiel spontané (PS)

Dans les chapitres précédents, nous nous sommes intéressés à des méthodes électriques et électromagnétiques actives, c'est-à-dire faisant appel à une source artificielle. Dans les chapitres suivants (4 5 et 6), nous nous intéressons à une méthode géophysique passive : la polarisation spontanée qui consiste à mesurer les courants électriques naturels créés notamment par les circulations hydriques.

Le potentiel spontané (PS) est le courant électrique d'origine naturel qui circule dans le sol. En réalité, il est la résultante de plusieurs effets, qui selon la nature des terrains et des conditions physico-chimiques, représentent une part plus ou moins importante du signal.

La première partie du chapitre s'intéresse plus particulièrement au phénomène d'électrocinétisme (ou d'électrofiltration) qui est la source principale des potentiels mesurés à *La Soutte*. Dans ce cas, les potentiels sont générés par les écoulements de fluide dans le sous-sol poreux. Une seconde partie dresse une liste non exhaustive des autres sources de PS et présente des applications dans différents domaines comme la volcanologie ou la détection des panaches de pollution.

4.1. L'électrocinétisme

4.1.1. Les fondements : l'équation d'Helmholtz-Smoluchowski

L'électrocinétisme, encore appelé électrofiltration, est le mécanisme physique qui est à l'origine de la création d'un courant électrique lorsqu'un gradient de pression (*i.e.*, une circulation de fluide) est imposé aux bornes d'un capillaire ou d'un milieu poreux.

C'est sa réciproque, l'électro-osmose, qui a été mise en évidence pour la première fois par Reuss en 1809. Celui-ci a observé qu'en appliquant un courant électrique aux bornes d'un échantillon d'argile saturé, il était possible de générer un écoulement du fluide.

Dès le milieu du 19^{ème} siècle, on s'est rendu compte que dans les phénomènes d'électrocinétisme et d'électro-osmose, le courant électrique et le gradient de pression étaient proportionnels. Pour expliquer les observations, Helmholtz (1879) propose la théorie de la

double couche électrique (Electrical Double Layer, EDL). C'est cependant Smoluchowski, en 1903, qui va pour la première fois mettre en équation cette relation de proportionnalité valable pour un capillaire (écoulement laminaire unidimensionnel) sous la forme :

$$\frac{\Delta V}{\Delta P} = \frac{\varepsilon \zeta}{\eta \sigma_f} = C_{HS} \quad [4.1]$$

ΔV et ΔP sont respectivement les différences de potentiel électrique (V) et de pression (Pa). ε est la permittivité diélectrique du fluide (F.m⁻¹), η est sa viscosité dynamique (Pa.s) et σ_f sa conductivité électrique (S.m⁻¹). ζ est le potentiel zêta (V), c'est-à-dire le potentiel électrique de la surface sur laquelle la vitesse du fluide est nulle.

C_{HS} est appelé coefficient de couplage électrocinétique (V.Pa⁻¹)

4.1.2. Le modèle de la double couche électrique

La plupart des minéraux possèdent une charge électrique négative à leur surface. Pour que l'équilibre électrique soit maintenu, les cations présents dans le fluide viennent se placer au niveau de ces charges de surface et forment la double couche électrique (Helmholtz, 1879). Gouy (1910, 1917) et Chapman (1913) ont amélioré ce modèle en prenant en compte une seconde couche diffuse où la concentration des espèces chargées positivement diminue avec la distance à l'interface minérale (distribution de Boltzmann) jusqu'à être égale à celle des espèces chargées négativement (équilibre) (Figure 4.1).

En 1924, Stern propose un modèle qui prend en compte à la fois une couche compact (la couche de Stern) et une couche diffuse (la couche de Gouy-Chapman). La couche de Stern ou couche adsorbée est elle-même divisée en deux sous-couches : la couche intérieure de Helmholtz (Inner Helmholtz Plane, IHP), dans laquelle les ions sont désolvatés et accolés à la surface du minéral, et la couche extérieure de Helmholtz (Outer Helmholtz Plane, OHP) dans laquelle les ions solvatés sont fixes sous l'emprise de la force électrostatique créée par la surface chargée du minéral. L'épaisseur de la couche diffuse est égale à la longueur de Debye χ_D . Cette distance correspond à la limite d'influence de la surface chargée. Elle dépend de la concentration des espèces ioniques et de leurs charges :

$$\chi_D = \sqrt{\frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 kT}{2e^2 NI}} \quad (e.g., \text{Pride, 1994}) \quad [4.2]$$

où ϵ_r est la constante diélectrique relative, ϵ_0 est la permittivité électrique du vide ($8.84 \times 10^{-12} \text{ F.m}^{-1}$), k est la constante de Boltzmann ($1.38 \times 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$), T est la température (K), e est la charge élémentaire ($-1.602 \times 10^{-19} \text{ C}$), N est la constante d'Avogadro ($6.023 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$), I est la force ionique de l'eau (mol.m^{-3}) qui vaut :

$$I = \frac{1}{2} \sum_i z_i^2 C_i \quad [4.3]$$

avec C_i la concentration de l'espèce ionique i et z_i sa valence.

Prenons l'exemple de l'eau qui circule à *La Soutte* dont la conductivité est d'environ $50 \mu\text{S.cm}^{-1}$ ($200 \Omega.\text{m}$). On obtient une épaisseur qui vaut environ 152 \AA . Si on considère une eau de mer à $50000 \mu\text{S.cm}^{-1}$ (environ 32 g de sel par litre), cette épaisseur tombe à 4 \AA .

Plus l'électrolyte sera faiblement concentré, plus l'épaisseur de la couche diffuse sera grande et plus les effets électrocinétiques (et par conséquent le signal mesuré) seront importants.

Le plan séparant les couches compact et diffuse est appelé plan de glissement et a pour potentiel, par définition, le potentiel zêta (ζ) (e.g., Pride, 1994 ; Revil *et al.*, 1999a).

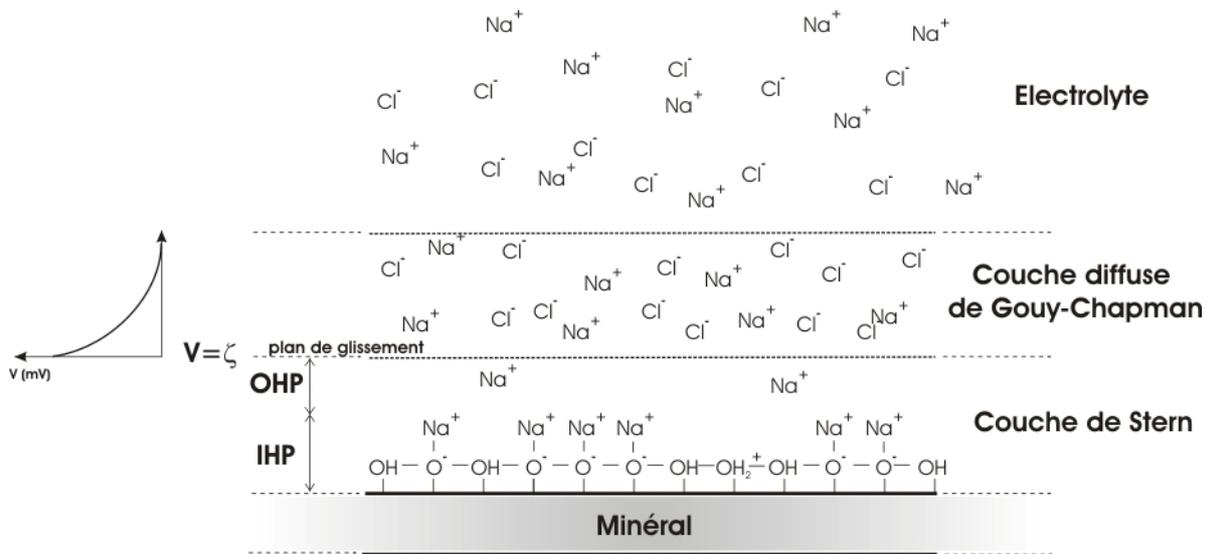


Figure 4.1 : Modèle de la double couche électrique. Le minéral (ici la silice) développe une charge de surface négative. Lorsqu'il est en contact avec l'électrolyte (ici NaCl), les cations sont adsorbés et forment la couche de Stern. La couche de Stern (compacte) se divise en deux sous-couches : la couche intérieure de Helmholtz (IHP) et la couche extérieure de Helmholtz (OHP) (voir texte). Dans la couche diffuse (Gouy-Chapman), la concentration des anions diminue depuis le plan de glissement et devient égale à celle des cations dans l'électrolyte. Parallèlement, le potentiel électrique, égal au potentiel zêta sur le plan de glissement, diminue pour ensuite s'annuler dans l'électrolyte (à gauche).

Lorsqu'un fluide circule, il entraîne avec lui l'excédent de charges positives présent au niveau du plan de glissement. Il se crée alors un courant qu'on appelle courant d'advection. Pour

assurer l'équilibre électrique, un courant électrique est créé en retour (courant de conduction) et vient compenser le courant d'advection.

4.1.3. Du capillaire poreux vers le milieu poreux

Considérons un milieu poreux saturé, isotrope et homogène dont les minéraux sont en équilibre avec l'électrolyte. Supposons que l'écoulement soit laminaire et monophasique et que l'épaisseur de la double couche électrique soit négligeable devant le rayon des pores et des grains (conductivité de surface négligée). Les relations constitutives de l'électrocinétisme et de l'électro-osmose en milieu poreux s'écrivent (*e.g.*, Nourbehecht, 1963) :

$$\vec{J} = -l_{11} \vec{\nabla} V - l_{12} \left(\vec{\nabla} P - \rho_f \vec{g} \right) \quad [4.4]$$

$$\vec{U} = -l_{21} \vec{\nabla} V - l_{22} \left(\vec{\nabla} P - \rho_f \vec{g} \right) \quad [4.5]$$

avec \vec{J} la densité de courant électrique ($A.m^2$), V le potentiel électrique (V), P la pression du fluide (Pa), ρ_f est la masse volumique du fluide ($kg.m^{-3}$), \vec{g} est l'accélération de pesanteur ($m.s^{-2}$). Les l_{ij} ($i, j \in [1,2]$) sont des coefficients phénoménologiques appelés coefficients de couplage entre les flux (électrique et hydraulique) et les forces thermodynamiques qui les créent.

Concernant les coefficients propres l_{11} et l_{22} , la loi d'Ohm et la loi de Darcy imposent les valeurs suivantes :

$$l_{11} = \sigma_r \text{ et } l_{22} = \frac{k}{\eta} \quad [4.6]$$

avec σ_r la conductivité électrique de la roche saturée, k est la perméabilité du milieu (m^2) et η est la viscosité dynamique du fluide (Pa.s).

Pour les termes croisés (coefficients de couplage) l_{12} et l_{21} , la loi de réciprocité d'Onsager (1931) impose qu'ils soient égaux entre eux :

$$l_{12} = l_{21} = \ell = -\frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta}{\eta F} \quad [4.7]$$

ℓ est le paramètre de couplage électrocinétique ($m^2.V^{-1}.s$), ε_r est la constante diélectrique relative, ε_0 est la permittivité électrique du vide ($8.84 \times 10^{-12} F.m^{-1}$), ζ est le potentiel

zêta (V) et F est le facteur de formation (*i.e.* le rapport entre la conductivité électrique du fluide et la conductivité électrique effective de la roche).

Rappelons que l'équation [4.7] n'est valable que si on néglige les effets de conduction de surface et que dans le cas contraire, le facteur de formation (intrinsèque) F de l'équation [4.7] est remplacé par le facteur de formation apparent :

$$F_{app} = F \left(1 + \frac{\sigma_{surface}}{\sigma_f} \right)^{-1} \quad (\text{Worthington, 1993}) \quad [4.8]$$

Les équations [4.4] et [4.5] peuvent finalement s'écrire :

$$\vec{J} = -\sigma \vec{\nabla} V - \ell \left(\vec{\nabla} P - \rho_f \vec{g} \right) \quad [4.9]$$

$$\vec{U} = -\ell \vec{\nabla} V - \frac{k}{\eta} \left(\vec{\nabla} P - \rho_f \vec{g} \right) \quad [4.10]$$

L'équation [4.9] est la loi d'Ohm généralisée. Le premier terme est la loi d'Ohm (terme de conduction) et le second terme correspond à un courant électrique d'advection (électrocinétisme).

L'équation [4.10] est la loi de Darcy généralisée. Le premier terme correspond au principe de l'électro-osmose (un courant électrique induit un courant hydraulique) et le second terme est la loi de Darcy. La plupart du temps, on peut négliger le premier terme électro-osmotique excepté pour des argiles compactées (Revil *et al.*, 1999b).

Dans le milieu poreux et en absence de source externes, la conservation de la densité de courant est vérifiée, c'est l'équation de Poisson :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = 0 \quad [4.11]$$

En utilisant [4.9], il vient

$$\vec{\nabla} \cdot (\sigma \vec{\nabla} V) = -\vec{\nabla} \cdot \left[\ell \left(\vec{\nabla} P - \rho_f \vec{g} \right) \right] \quad [4.12]$$

soit en développant et en ordonnant :

$$\nabla^2 V = -\frac{1}{\sigma} \underbrace{\left(\underbrace{\vec{\nabla} \ell \cdot \vec{\nabla} P}_1 + \underbrace{\rho_f \vec{\nabla} \ell \cdot \vec{g}}_2 + \underbrace{\ell \nabla^2 P}_3 \right)}_{\text{sources primaires}} - \underbrace{\frac{\vec{\nabla} \sigma \cdot \vec{\nabla} V}{\sigma}}_{\text{sources secondaires}} \quad [4.13]$$

Le potentiel électrique mesuré en surface est donc issu de la diffusion de deux types de sources de courant électrique :

- les sources primaires purement électrocinétiques

Elles sont composées de trois termes. Une première contribution due au gradient de pression de fluide non perpendiculaire à un contraste de paramètre de couplage électrocinétique ℓ . Une seconde contribution provient des contrastes horizontaux du paramètre ℓ . Et enfin, une dernière contribution est celle créée par les laplaciens de la pression de fluide.

- les sources secondaires

Elles sont directement liées aux variations de la résistivité du milieu (hétérogénéités).

Dans la plupart des cas, le paramètre de couplage électrocinétique est considéré comme constant, les termes 1 et 2 de l'équation [4.13] disparaissent et l'unique source primaire est celle générée par l'accélération relative de l'écoulement. Si on considère un milieu de résistivité homogène, on obtient l'équation de Helmholtz-Smoluchowski :

$$\nabla^2 V = -\frac{\ell}{\sigma} \nabla^2 P = C_{HS} \nabla^2 P \quad [4.14]$$

$$\text{avec } C_{HS} = -\frac{\ell}{\sigma} \quad [4.15]$$

4.1.4. Paramètres influençant le couplage électrocinétique

4.1.4.1. La chimie du fluide (conductivité et pH)

Deux principaux paramètres ont une influence sur le couplage électrocinétique : la salinité du fluide (et par conséquent sa conductivité électrique) et son pH.

La conductivité d'un fluide est directement reliée à la concentration en sel de celui-ci. Nous avons vu précédemment que l'épaisseur de la double couche électrique à la surface des minéraux est conditionnée par la concentration en anions (paragraphe 4.1.2). Il en résulte que plus le fluide est conducteur, plus faible sera le couplage électrocinétique.

Morgan *et al.* (1989) ont observé une décroissance du couplage électrocinétique avec la conductivité du fluide quelle que soit la nature de l'électrolyte (CaCl₂, HCl, NaCl, KCl, KOH). Pour le NaCl par exemple, le couplage électrocinétique passe de -250 mV.bar⁻¹ pour une conductivité égale à environ 167 μS.cm⁻¹ (60 Ω.m) à -70 mV.bar⁻¹ pour une conductivité de 500 μS.cm⁻¹ (20 Ω.m) (Figure 4.2). Des observations similaires sont faites par Lorne *et al.* (1999) avec d'autres électrolytes.

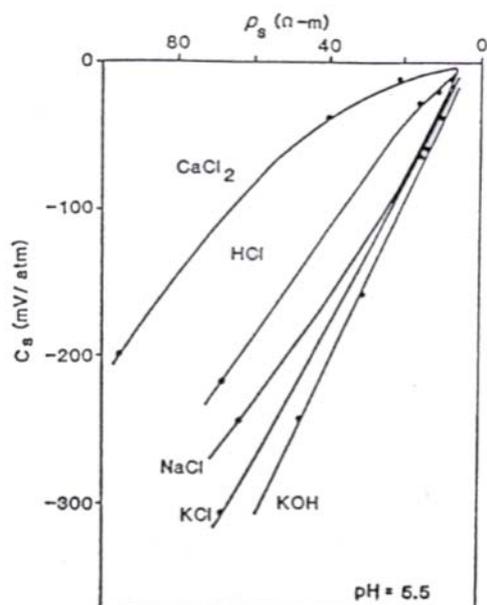


Figure 4.2 : Variation du coefficient de couplage en fonction de la conductivité électrique (Morgan *et al.*, 1989) On observe une diminution en valeur absolue du coefficient de couplage lorsque la conductivité du fluide diminue. Cette observation est la même pour plusieurs électrolytes.

La charge de la surface des minéraux ainsi que les réactions avec l'électrolyte dépendent du pH. Ishido et Mizutani (1981) ont observé une augmentation de l'amplitude du potentiel zêta avec le pH (il devient de plus en plus négatif) pour un système quartz-eau. L'influence du pH est cependant moins importante que celle de la conductivité du fluide. Ces variations sont dues à l'adsorption spécifique des ions H^+ et OH^- présents selon le pH en excès ou en défaut.

Lorne *et al.* (1999) relatent un comportement similaire pour un échantillon de grès de Fontainebleau saturé par une solution de chlorure de sodium (Figure 4.3)

Morgan *et al.* (1989) observent un comportement parfois différent selon la nature de l'électrolyte, notamment pour le KCl où le potentiel zêta diminue entre pH=5 et pH=7 puis augmente à nouveau.

Certaines études (*e.g.*, Sharma *et al.*, 1987, Lorne *et al.*, 1999) montrent qu'en abaissant fortement le pH (autour de pH=2 ou 3 selon les cas), le potentiel zêta peut s'annuler (point de charge nul) et même devenir positif (Figure 4.3). Récemment, Marquis et Gérard (2006) ont observé sur le site géothermique de Soultz-sous-Forêts une diminution des potentiels électriques mesurés lors des phases d'injection d'acide (pH faible). Cette observation pourrait s'expliquer par le changement de signe du potentiel zêta.

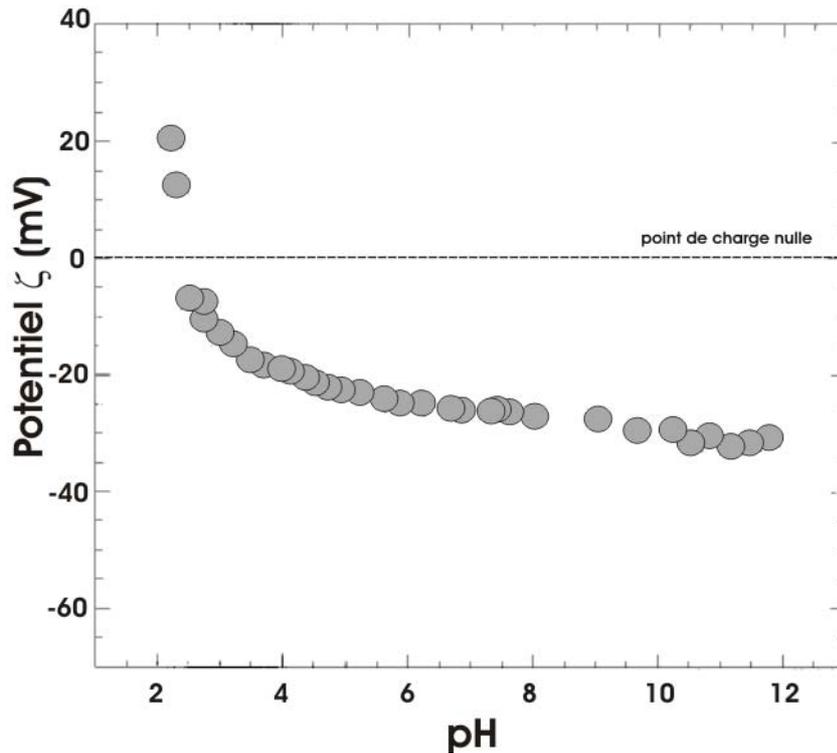


Figure 4.3 : Variation du potentiel ζ avec le pH (d'après Lorne *et al.*, 1999). Les mesures ont été réalisées sur un échantillon de grès de Fontainebleau broyé avec une solution de NaCl à 10 mS.m^{-1} . On observe que pour de faibles valeurs de pH, le potentiel ζ devient positif. Le point de charge nulle correspond à la valeur du pH pour laquelle le potentiel ζ est nul (ici $\text{pH} \approx 2.5$).

4.1.4.2. La température

Ishido et Mizutani (1981) observent une augmentation en valeur absolue du potentiel zêta avec la température pour un système quartz-solution de KNO_3 ($\text{pH}=6.1$). Le couplage augmente d'environ $2.5 \text{ mV.bar}^{-1}.\text{°C}^{-1}$ pour la gamme de température $30^\circ\text{-}70^\circ$.

Morgan *et al.* (1989) observent une légère diminution du couplage en valeur absolue d'environ $0.05 \text{ mV.bar}^{-1}.\text{°C}^{-1}$ sur un échantillon de granite broyé baignant dans une solution de NaCl à $\text{pH}=5.5$. Ils interprètent les mesures d'Ishido et Mizutani (1981) comme une variation du couplage avec le temps et non avec la température.

Revil *et al.* (1999b) suggèrent que dans les expériences de Morgan *et al.* (1989), l'équilibre entre la silice et l'électrolyte n'était pas atteint (ils ont laissé leurs échantillons environ 4h en équilibre contre plusieurs dizaines d'heures pour les expériences d'Ishido et Mizutani (1981)). Par conséquent, Morgan *et al.* (1989) n'ont pas pu observer la dépendance du couplage avec la température. Bernabé *et al.* (2003) ont montré que pour des températures supérieures à 100°C les couplages d'électro-dispersion et d'électro-diffusion prédominent sur le couplage électrocinétique.

On ne peut qu'en conclure que la relation entre le couplage électrocinétique et la température n'est pas encore clairement établie (Revil, 2002b). Des expériences supplémentaires bien contrôlées sont nécessaires.

4.1.4.3. L'ajout d'une phase

Morgan *et al.* (1989) observent une augmentation d'un demi ordre de grandeur lorsqu'ils injectent des bulles d'air dans un échantillon de granite.

De la même manière, Sprunt *et al.* (1994) observent une augmentation de plus de deux ordres de grandeur lors d'injection d'air dans des échantillons de calcaire. Cependant, comme le souligne Guichet (2002), les auteurs ne semblent pas disposer d'un équipement adapté pour effectuer leurs mesures (électrodes polarisables). Sprunt *et al.* (1994) soulignent que parfois des bulles d'air restent piégées au niveau des électrodes. Dans ces conditions, la mesure de potentiel ne peut être qu'incorrecte.

Jiang *et al.* (1998) réalisent des mesures sur des échantillons saturés avec une solution de NaCl. Ils rapportent une augmentation de deux ordres de grandeur lorsqu'ils réalisent les mesures en milieu biphasique. Cependant, ils ne présentent aucune donnée expérimentale.

En 2003, Guichet *et al.* ont mesuré le coefficient de couplage en injectant différents gaz (argon, dioxyde de carbone et azote) dans une colonne de sable. Ils observent une diminution d'un facteur 3 du coefficient de couplage lorsque la saturation passe de 100% à 40%. Aucun effet électrocinétique n'est observé lorsque la saturation est inférieure à 40% (Figure 4.4).

Revil et Cerepi (2004) ont réalisé des expériences sur des échantillons de dolomite et observent également une diminution du coefficient de couplage électrocinétique lorsque la saturation en eau diminue.

Moore *et al.* (2004) ont observé l'évolution du couplage lors de l'infiltration de dioxyde de carbone liquide à l'intérieur d'échantillons de grès. Ils remarquent une diminution du couplage d'un facteur 10.

Ici encore, les différentes observations divergent et des travaux complémentaires sont nécessaires.

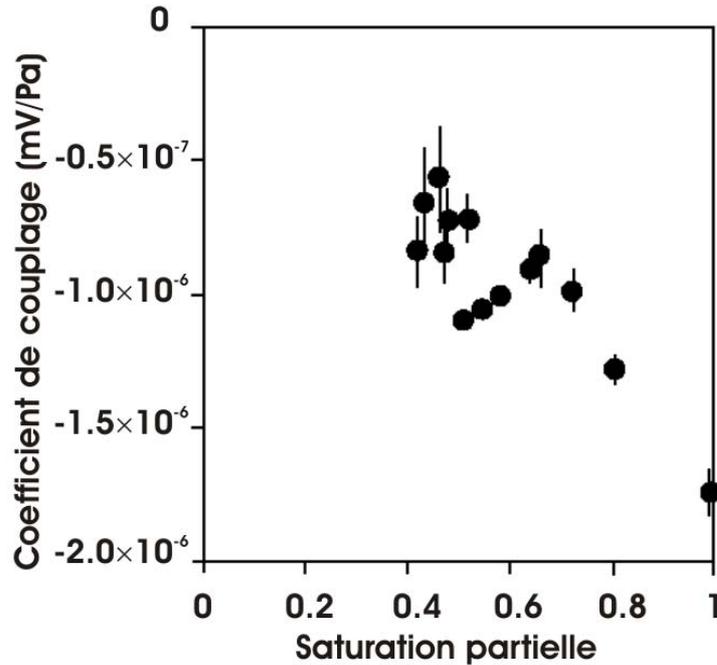


Figure 4.4 : Variation du coefficient de couplage avec la saturation partielle (d'après Guichet *et al.*, 2002). Les mesures ont été réalisées sur une colonne de sable dans laquelle de l'argon a été injecté. On remarque que le coefficient de couplage diminue (en valeur absolue) lorsque la saturation diminue. En dessous d'environ 40% de saturation, les effets électrocinétiques sont inexistantes (pas d'écoulement).

4.1.4.4. La taille des grains et la conductivité de surface

L'équation [4.15] n'est valable que si les effets de conductivité de surface sont négligés. Dans le cas contraire, Revil *et al.* (1999b) ont proposé d'écrire le paramètre de couplage électrocinétique sous la forme :

$$\ell = C_{HS} \frac{\sigma}{H(\xi)} \quad [4.16]$$

où σ est la conductivité du milieu ($S.m^{-1}$) et $H(\xi)$ est une fonction du nombre de Dukhin ξ défini par :

$$\xi = \frac{\sigma_s}{\sigma_f} = \frac{4}{d} \left(\frac{\Sigma_s}{\sigma_f} \right) \quad (e.g., \text{Revil et Leroy, 2001}) \quad [4.17]$$

σ_s la conductivité de surface du minéral ($S.m^{-1}$), σ_f est la conductivité du fluide, d est le diamètre moyen des grains et Σ est la conductance de surface spécifique (S).

La fonction $H(\xi)$ est donnée par Revil et Glover (1998) et peut être approximée au premier ordre par (Revil *et al.*, 1999b) :

$$H(\xi) \approx 1 + 2(F - 1)\xi \quad [4.18]$$

où F est le facteur de formation électrique (*i.e.*, le rapport entre la conductivité du fluide et celle de la roche saturée).

Le rayon effectif des pores est donné par :

$$\Lambda = \frac{d}{3(F-1)} \quad [4.20]$$

et on peut facilement exprimer la perméabilité en fonction de ce rayon avec

$$k = \frac{\Lambda^2}{8F} \quad [4.21]$$

En utilisant [4.20], [4.21] dans [4.18] et [4.18] dans [4.16], il vient :

$$\frac{C}{C_{HS}} \approx \frac{1}{1 + \frac{2\Sigma_s}{\sqrt{8Fk\sigma_f}}} \quad [4.22]$$

L'équation [4.22] explique la diminution du coefficient de couplage lorsque la conductivité de surface et le rayon effectif des pores augmentent. C'est le cas par exemple pour les minéraux argileux.

Cette même équation suggère également que les perméabilités élevées n'ont que peu d'influence sur le coefficient électrocinétique.

Ce modèle est en accord avec les observations d'Antraygues et Aubert (1993) et de Lorne *et al.* (1999). Ces derniers ont observé que pour des perméabilités supérieures à 10^{-12} m^2 , le coefficient de couplage mesuré sur du grès de Fontainebleau broyé reste constant.

4.2. Les autres sources de potentiels spontanés

L'électrocinétisme n'est pas la seule source de potentiel spontané. En réalité, le potentiel électrique mesuré sur le sol est la résultante de plusieurs types de potentiels qui selon les cas sont considérés comme négligeables (bruit) ou au contraire représentent l'essentiel de la mesure. Nous allons passer rapidement en revue ces différents potentiels électriques.

4.2.1.1. Le potentiel d'oxydoréduction

La présence de minerai (*e.g.*, graphite, cuivre) dans le sous-sol génère de fortes anomalies de potentiels spontanés qui peuvent atteindre plusieurs volts (Stoll *et al.*, 1995 ; Bigalke et Grabner, 1997). Pendant longtemps, la méthode de polarisation spontanée a été une méthode

de choix dans la prospection minière. Ce n'est plus vraiment le cas aujourd'hui car elle nécessite de la main d'œuvre et son rendement – en terme de surface couverte par journée passée sur le terrain – est très faible par rapport aux méthodes aéroportées.

Le modèle le plus populaire pour expliquer ces anomalies est le modèle de Sato et Mooney (1960) appelé modèle de géobatterie. Deux réactions chimiques ont lieu de part et d'autre de la nappe phréatique. Au dessus, la « tête » du gisement agit comme une cathode où se déroule une réaction de réduction. Au dessous, la base du gisement agit comme une anode où a lieu une réaction d'oxydation. Le gisement sert à transporter les électrons de l'anode vers la cathode (Figure 4.5 a).

Cependant ce modèle n'explique pas toutes les observations comme le soulignent Nyquist et Corry (2002). Gay (1967) rapporte une anomalie de plus de 1.8 V au-dessus d'un gisement d'alunite alors que le modèle de Sato et Mooney (1960) ne peut pas expliquer des anomalies supérieures à 800 mV pour ce type de minerai. Enfin ce modèle n'explique pas la stabilité des mesures PS au cours de l'année, ni les anomalies mesurées en région arctique où le transport ionique est quasi-inexistant dans le sol gelé.

Certains panaches de pollutions provoquent également des anomalies négatives de plusieurs centaines de millivolts (e.g., Vichabian *et al.*, 1999 ; Béhaegel *et al.*, 2004 ; Naudet *et al.*, 2003). Naudet et Revil (2005) proposent un modèle de (bio)-géobatterie où les bactéries semblent jouer le rôle de transfert d'électrons au travers de leur biofilm (Figure 4.5 b).

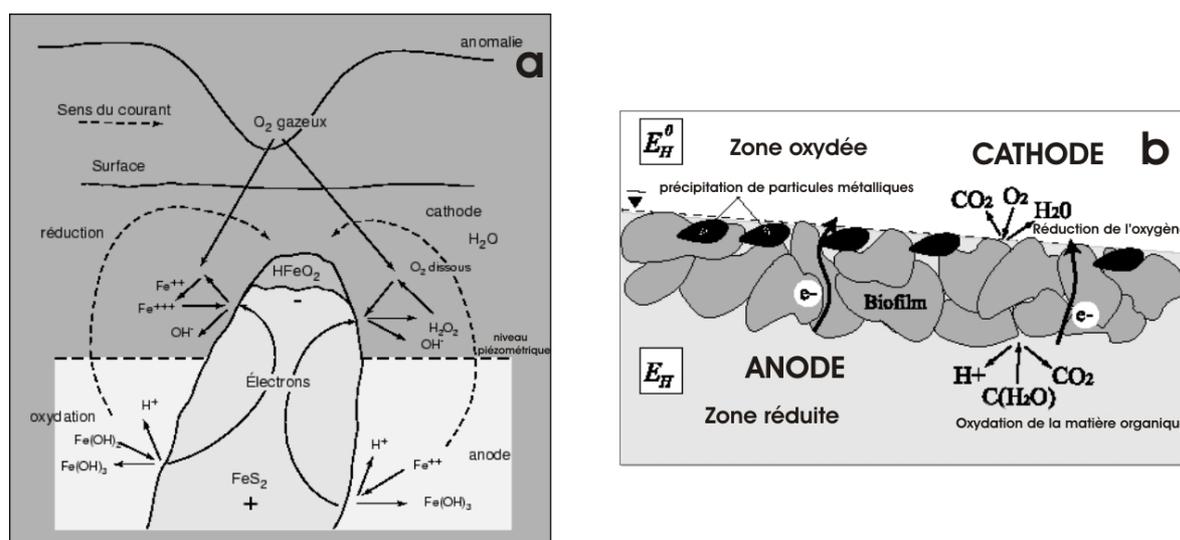


Figure 4.5 : Modèle de géobatterie (d'après Sato et Mooney, 1960) et de (bio)-géobatterie (d'après Naudet et Revil, 2005).

4.2.1.2. Le potentiel de membrane

Ce potentiel est généré par un gradient de concentration des espèces ioniques. Si les anions et les cations ont des mobilités ioniques différentes, une séparation de charge se crée et par conséquent un courant électrique est généré jusqu'à ce que l'équilibre électrique soit atteint. On distingue deux types de potentiels de membrane. Le potentiel de jonction fluide apparaît de part et d'autre d'une membrane poreuse qui va diffuser préférentiellement une espèce plutôt qu'une autre. Le potentiel d'exclusion membranaire est créé par des membranes poreuses qui captent certaines espèces ioniques et en laissent passer d'autres. Ce phénomène est bien connu en diagraphie. Si de l'argile est en contact avec du grès par exemple, une différence de potentiels va se créer de part et d'autre du contact parce que l'argile est perméable aux ions Na^+ mais pas aux ions Cl^- . Par conséquent, la diffusion des ions Na^+ du grès vers l'argile va engendrer un potentiel électrique qui va tendre à repousser les ions Na^+ vers le grès.

Il faut noter que les potentiels de diffusion sont proportionnels à la température (équation de Nernst) et peuvent par conséquent représenter une contribution non négligeable au signal mesuré sur des sites géothermiques (*e.g.*, Darnet *et al.*, 2004).

4.2.1.3. Le potentiel de thermodiffusion (ou thermoélectrique)

Ce phénomène physique a été observé par Soret et Ludwig indépendamment à la fin du XIX^{ème} siècle. Lorsqu'une roche ou de manière générale un mélange, fluide ou solide, est placé dans un gradient de température, on observe une séparation des espèces le long de ce gradient thermique et un gradient de potentiel électrique. C'est la thermodiffusion encore appelée effet Soret. Dans les géomatériaux, la valeur moyenne du couplage électrothermique est d'environ $-0.3 \text{ mV} \cdot \text{C}^{-1}$ (Corwin et Hoover, 1979). Cet effet est étudié dans les zones volcaniques (*e.g.*, Di Maio *et al.*, 1998) et champs géothermiques (*e.g.*, Corwin *et al.*, 1980) où il est cependant difficile à même en évidence car les effets électrocinétiques dus aux circulations d'eau jouent un rôle beaucoup plus important.

Enfin, il est parfois difficile de dissocier l'effet thermoélectrique de l'effet de la température sur le coefficient de couplage électrocinétique (Johnston *et al.*, 2001 ; Revil, 2002a ; Johnston *et al.*, 2002).

4.2.1.4. Le potentiel bioélectrique

Nous avons vu précédemment que l'activité biologique (bactéries) pouvait être à l'origine de la création d'un potentiel électrique. La végétation crée également un potentiel lorsqu'elle draine l'eau du sol. Le processus physique sous-jacent est l'électrocinétisme. Ce potentiel est observé en particulier lors d'un changement de végétation sur le terrain et peut être de l'ordre d'une dizaine de millivolts (Ernstson et Scherer, 1986). On observe également des différences de potentiels électriques à la surface des arbres dues à la circulation de la sève (*e.g.*, Morat *et al.*, 1994).

4.2.1.5. Les sources externes

Le champ magnétique terrestre varie en permanence dans le temps. Ces variations induisent des courants électriques dans le sol qui sont de quelques millivolts à plusieurs dizaines de millivolts par kilomètre pour une fréquence de l'ordre de 0.1 Hz. Ce sont les courants utilisés pour la prospection magnétotellurique (*e.g.*, Vozoff, 1991).

Enfin, l'activité anthropique (usines, réseau d'électricité, etc.) génère d'importants courants électriques dans le sol qui peuvent atteindre plusieurs volts par kilomètre. Ces signaux ont la plupart du temps des fréquences égales à celle du réseau de distribution électrique (50 Hz en Europe, 60 Hz aux Etats-Unis) et de ses harmoniques impairs.

Références relatives au chapitre 4 :

- Antraygues, P. et Aubert, M., 1993. Self potential generated by two-phase flow in a porous medium: experimental study and volcanological applications. *Journal of Geophysical Research*, **98** (B12), p. 22273-22281.
- Béhaegel, M., Gourry, J.-C. et Girard, J.-F., 2004. Geophysical measurements on an ancient coking plant contaminated by tar. *EGU 1st General Assembly*, Nice, Poster HS17 (EGU04-A-01783).
- Bernabé, Y., Mok, U., Maineuult, A. et Evans, B., 2003. Laboratory measurements of electrical potential in rock during high-temperature water flow and chemical reaction. *Geothermics*, **32**, p. 297-310.
- Bigalke, J. et Grabner, E.W., 1997. The geobattery model: a contribution to large scale electrochemistry. *Electrochimica Acta*, **42** (23-24), p. 3443-3452.
- Chapman, D. L., 1913. *Phil. Mag.*, **25**, p. 475.
- Corwin R.F., Morrison, H.F., Diaz C., S., et Rodriguez B.J., 1980. Self-potential studies at the Cerro Prieto geothermal field. *Geothermics* **9** (1-2), p. 39-47.
- Corwin, R.F. et Hoover, D.B., 1979. The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, **44** (2), p. 226-245.
- Darnet, M., Maineuult, A. et Marquis, G., 2004. On the origins of self-potential (SP) anomalies induced by water injections in geothermal reservoirs. *Geophysical Research. Letters*, **31**, L19609, doi:10.1029/2004GL020922.
- Di Maio, R., Mauriello, P., Patella, D., Petrillo, Z., Piscitelli, S. et Siniscalchi, A., 1998. Electric and electromagnetic outline of the Mount Somma-Vesuvius structural setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **82**, p. 219-238.
- Erston, K. et Scherer, H.U., 1986. Self-Potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters. *Geophysics*, **51** (10), p. 1967-1977.
- Gay, S.P., 1967. A 1,800 millivolt self-potential anomaly near Hualgayoc, Peru. *Geophysical Prospecting* **15** (2), p. 236-245.
- Gouy, L. G., 1910. *J. Phys. Radium*, **9**, p. 457.
- Gouy, L. G., 1917. *Ann. Phys.*, **7**, p. 129.
- Guichet, X., 2002. Etude expérimentale des propriétés électriques des roches. Potentiels d'électrofiltration, suivi des mouvements de fluides en zones hydrothermales. *Thèse*, Université Paris 7 Denis Diderot, France.
- Guichet, X., Jouniaux, L. et Pozzi, J.-P., 2003. Streaming potential of a sand column in partial saturation conditions. *Journal of Geophysical Research*, **108** (B3), 2141, doi: 10.1029/2001JB001517.
- Helmholtz, H. von, 1879. Studien über elektrische Grenzschichten. *Annalen der Physik und Chemie*, Neue Folge, **7** (7), p. 337-382.
- Ishido, T. et Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *Journal of Geophysical Research*, **86** (B3), p. 1763-1775.
- Jiang, Y.G., Shan, F.K., Jin, H.M., Zhou, L.W. et Shenh, P., 1998. A method for measuring electrokinetic coefficients of porous media and its potential application in hydrocarbon exploration. *Geophysical Research Letters* **25**, p. 1581-1584.
- Johnston, M. J. S., Byerlee, J. D. et Lockner, D., 2001. Rapid fluid disruption: a source for self-potential anomalies on volcanoes, *Journal of Geophysical Research*, **106**(B3), p. 4327-4336, doi:10.1029/2000JB900349.
- Johnston, M.J.S., Lockner, D. et Byerlee, J.D., 2002. Reply to comment by Revil on "Rapid Fluid Disruption: A source for self-potential anomalies" by M.J.S. Johnston, J.D. Byerlee and Lockner, *Journal of Geophysical Research*, **107**(B3), 2159, doi: 10.1029/202JB001794.

- Lorne, B., Perrier, F. et Avouac, J.-P., 1999. Streaming potential measurements 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples. *Journal of Geophysical Research*, **104** (B8), p. 17879-17896.
- Marquis, G. et Gérard, A., 2006. SP Monitoring of an Acid Stimulation of the Soultz Geothermal Reservoir, *EAGE 68th Conference and Exhibition*, Vienne, H022. Extended Abstract.
- Moore, J. R., Glaser, S.D., Morrison, H.F. et Hoversten, G.M., 2004. The streaming potential of liquid carbon dioxide in Berea sandstone. *Geophysical Research Letters*, **31**, 17610, doi:10.1029/2004GL020774.
- Morat, P., Le Mouél, J.-L. et Granier, A., 1994. Electrical potential on a tree. A measurement of the sap flow ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série 3*, **317** (1), p. 98-101.
- Morgan, F.D., Williams, E.R. et Madden, T.R., 1989. Streaming potential properties of Westerly granite with applications. *Journal of Geophysical Research*, **94** (B9), p. 12449-12461.
- Naudet, V. et Revil, A., 2005. A sandbox experiment to investigate bacteria-mediated redox processes on self-potential signals. *Geophysical Research Letters*, **32**, L11405, doi:10.1029/2005GL022735.
- Naudet, V., Revil, A., Bottero, J.-Y. et Begassat P., 2003. Relationship between self-potential (SP) signals and redox conditions in contaminated groundwater. *Geophysical Research Letters*, **30** (21), 2091, doi:10.1029/2003GL018096.
- Nourbehecht, B., 1963. Irreversible thermodynamics effect in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems. *PhD Thesis*, M.I.T., Cambridge, Etats-Unis.
- Nyquist, J.E. et Corry, C.E., 2002. Self-potential : the ugly duckling of environmental geophysics. *The Leading Edge*, **21**, p. 446-451.
- Onsager, L., 1931. Reciprocal relations in irreversible processes I. *Physical Review*, **37** (4), p. 405-426.
- Pride, S., 1994. Governing equations for the coupled electromagnetic and acoustics porous media. *Physical Review B*, **50**, 21, p. 15678-15696.
- Reuss, F., 1809. Sur un nouvel effet de l'électricité galvanique. *Mémoires de la Société Impériale des Naturalistes de Moscou*, **2**, p. 326-337.
- Revil, A. et Glover, P.W.J., 1998. Nature of electrical conductivity in natural sands, sandstones and clays. *Geophysical Research Letters*, **25** (5), p. 691-694.
- Revil, A. et Pezard, P.A. et Glover, P.W., 1999a. Streaming potential in porous media 1. Theory of the zeta potential. *Journal of Geophysical Research*, **104**, p. 20021-20031.
- Revil, A., Schwaeger, H., Cathles III, L.M. et Manhardt, P.D., 1999b. Streaming potential in porous media, 2. Theory and application to geothermal system. *Journal of Geophysical Research*, **104**, p. 20033-20048.
- Revil, A. et Leroy, P., 2001. Hydroelectric coupling in clayey material. *Geophysical Research Letters*, **28**, p. 1643-1646.
- Revil, A., 2002a. Comment on "Rapid fluid disruption: A source for self-potential anomalies on volcanoes" by M.J.S. Johnston, J.D. Byerlee and D. Lockner, *Journal of Geophysical Research*, **107**(B8), 2155, doi : 10.1029/2001JB000788.
- Revil, A., 2002b. The hydroelectric problem of porous rocks: thermodynamic approach and introduction of a percolation threshold. *Geophysical Journal International*, **151**, p. 944-949.
- Revil, A. et Cerepi, A., 2004. Streaming potential in two-phases flow conditions. *Geophysical Research Letters* **31** (L11605), doi: 10.1029/2004GL020140.

- Sato, M. et Mooney, H.M., 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. *Geophysics*, **25** (1), p. 226-249.
- Sharma, M.M., Kuo, J.F. and Yen, T.F., 1987. Further investigation of the surface charge properties of oxide surfaces in oil-bearing sands and sandstones. *Journal of Colloid and Interface Science*, **115** (1), p. 9-16.
- Smoluchowski, M. von, 1903. *M. Krak. Anz.*, p. 182.
- Sprunt, E.S., Mercer, T.B. et Djabbarah, N.F., 1994. Streaming potential from multiphase flow. *Geophysics*, **59** (5), p. 707-711.
- Stern, Z., 1924. *Eletrokem.*, 45, p. 508.
- Stoll, J., Bigalke, J. et Grabner, E., 1995. Electrochemical modelling of self-potential anomalies. *Geophysics*, **16**, p. 107-120.
- Vichabian, Y., Reppert, P. et Morgan, F.D., 1999. Self potential mapping of contaminants. In *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems* (SAGEEP), p14-18.
- Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method, in J.D., Corbett, ed., *Electromagnetic method in applied geophysics-Applications part A and part B: Society of Exploration Geophysicists*, p. 641-711.
- Worthington, P.F., 1993. The uses and abuses of the Archie equations: 1. The formation factor-porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics* **30**, p. 215-228.

Chapitre 5: La mesure du potentiel spontané sur le terrain et du coefficient de couplage en laboratoire

Mesurer le potentiel spontané à la surface du sol consiste à mesurer la différence de potentiel entre deux points créée par les courants électriques naturels qui circulent dans le sous-sol. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, l'origine du potentiel spontané est multiple et ces différentes sources font qu'il peut varier de quelques dizaines à plusieurs centaines de millivolts. Il peut même être supérieur à 1 V dans le cas de potentiels liés à un phénomène d'oxydoréduction. Cependant, les potentiels qui nous intéressent ici, essentiellement d'origine électrocinétique, sont quant à eux beaucoup plus faibles, soit de l'ordre de quelques dizaines de millivolts. On comprend alors qu'il est tout à fait crucial de mesurer « proprement » ce potentiel afin d'éviter tout biais dont l'amplitude pourrait être supérieure à l'effet électrocinétique.

Une première partie s'intéresse aux instruments employés pour réaliser la mesure de potentiel sur le terrain (électrodes et voltmètres) ainsi qu'à la démarche que nous avons adoptée pour obtenir des mesures de qualité. Une seconde partie expose la manière dont sont réalisées les mesures de coefficient de couplage en laboratoire. Les mesures réalisées sur des échantillons provenant de *La Soutte* sont ensuite présentées et discutées.

5.1. L'art de la mesure de potentiel spontané

5.1.1. Les électrodes impolarisables

On attribue la première mesure de PS à un dénommé Robert Fox qui, dès 1830, a utilisé des électrodes métalliques (plaques de cuivre) pour mettre en évidence un filon de cuivre. Pendant longtemps, ce sont ces mêmes électrodes métalliques (en cuivre, acier ou plomb) qui ont été utilisées principalement pour des applications dans le domaine de la prospection minière. Cependant, lorsqu'une électrode métallique est plantée dans le sol, il se crée un phénomène de polarisation à l'interface métal-sol dû au fort contraste de conductivité entre le métal et le sol (plusieurs ordres de grandeurs). Cette polarisation dite d'électrode induit des parasites importants au niveau de la mesure de PS qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de

millivolts. Si ce biais est négligeable lorsqu'on réalise des mesures en prospection minière où les phénomènes d'oxydoréduction induisent des potentiels parfois supérieurs au volt (cf. 4.2.1.1.), il l'est beaucoup moins en électrocinétisme où les potentiels mesurés sont typiquement eux aussi de l'ordre de plusieurs dizaines de millivolts. C'est à Schlumberger en 1920 qu'on doit le principe des électrodes dites impolarisables qui sont actuellement utilisées. Une électrode impolarisable est constituée d'un métal en contact avec une solution électrolytique contenant ses ions associés (électrode du premier ordre). Parfois, on y ajoute un second sel, le premier étant à saturation et on parle d'électrode du deuxième ordre (Clerc *et al.*, 1998). Parmi les électrodes les plus utilisées, on peut citer l'électrode au cuivre/sulfate de cuivre (premier ordre), mercure/chlorure de mercure, argent/chlorure d'argent ou plomb/chlorure de plomb (Figure 5.1) auxquelles on ajoute du chlorure de sodium ou de potassium et qui sont des électrodes du second ordre. L'ajout d'un sel supplémentaire, à plus forte solubilité donc plus concentré à saturation et donnant un électrolyte plus conducteur, permet de garantir le potentiel constant dans l'électrode. Le contact avec le sol se fait *via* une membrane poreuse (en céramique ou en bois) qui permet de diminuer le contraste de conductivité entre l'électrode et le sol et donc d'amoindrir les phénomènes de polarisation. Lors de la mesure, il se déroule une réaction d'oxydoréduction. La perte des ions métalliques par réduction est compensée par la solution saline (tant qu'elle reste à saturation).

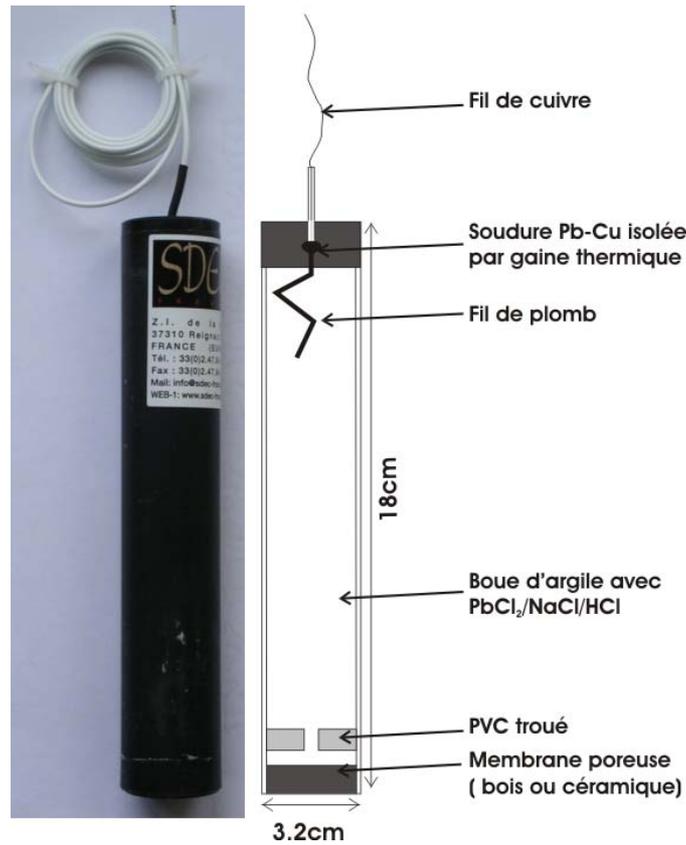


Figure 5.1 : Schéma d'une électrode impolarisable type Petiau Pb/PbCl₂ commercialisée par la société SDEC.

5.1.2. Le voltmètre à haute impédance

Le voltmètre, branché en parallèle, permet de mesurer la différence de potentiel entre les deux électrodes. Par convention, l'électrode de référence est branchée sur la borne négative et l'électrode de mesure sur la borne positive. La Figure 5.2 présente le principe de fonctionnement d'un voltmètre. R_v et R_t représente respectivement la résistance interne du voltmètre et celle de la Terre qui peut atteindre plusieurs k Ω . Lorsqu'on mesure la différence

de potentiel V , le courant qui traverse le voltmètre est $i_v = \frac{V}{R_v}$. Pour que le voltmètre

n'influence pas le courant i_t , il faut que le courant i_v soit très petit par rapport i_t et donc que

$\frac{I_v}{I_t} = \frac{R_t}{R_v} \ll 1$ et par conséquent que R_v soit très grand. Pour réaliser les mesures, on utilise

donc des voltmètres avec des impédances d'entrée R_v de l'ordre du G Ω ou de la dizaine de G Ω .

Lorsqu'on souhaite mesurer la résistance de contact entre deux électrodes, on préfère utiliser un voltmètre alternatif qui permet d'éviter une polarisation des électrodes.

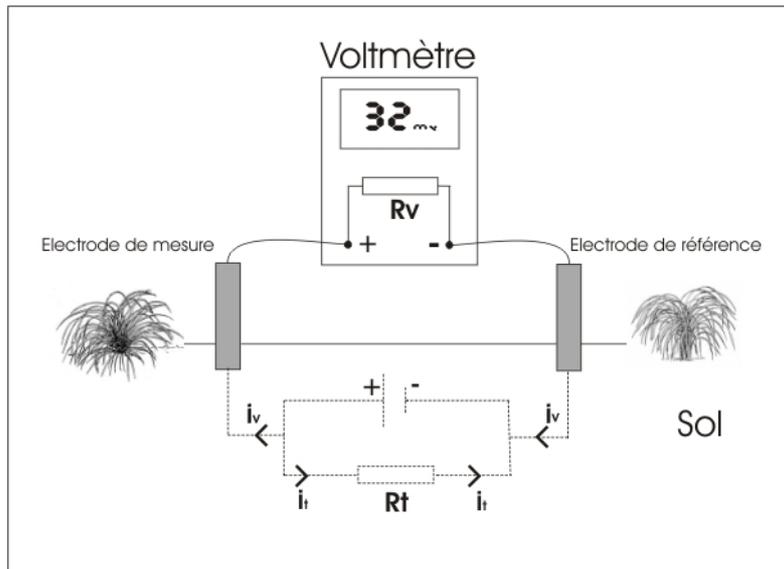


Figure 5.2 : Principe de fonctionnement du voltmètre. L'électrode de référence est branchée sur la borne négative du voltmètre et l'électrode de mesure sur la borne positive. Afin que le voltmètre n'influence pas la mesure du potentiel, on utilise un voltmètre qui possède une impédance d'entrée (R_v) élevée, de l'ordre du $G\Omega$ ou de la dizaine de $G\Omega$.

Inspiré par les travaux de Maurice Aubert (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand) et par des mesures réalisées sur plusieurs sites (en plaine et en montagne), notre Ingénieur d'Etudes, Pierre-Daniel Matthey, travaille à l'élaboration de prototypes de voltmètres spécifiques à la mesure PS. Le cahier des charges concerne un voltmètre de terrain fiable (très haute impédance d'entrée, mesure de résistance en alternatif) et multifonctionnel (filtres, moyenne des échantillons, mémoire pour stocker les mesures, antenne GPS, etc.). La Figure 5.3 présente la version 1.0 de la « Géobox ». Un second prototype, Géobox 2.0 est encore à l'état d'embryon. Il s'agit d'une canne de mesure qui inclut l'électrode impolarisable, le voltmètre avec mémoire et une antenne GPS pour la localisation.



Figure 5.3 : Version 1.0 de la « Géobox ». La « Géobox » est voltmètre alternatif à haute impédance d'entrée dédié à la mesure de potentiels spontanés sur le terrain développé en collaboration avec Pierre-Daniel Matthey (EOST).

5.1.3. Mode opératoire et précautions sur le terrain

Dans cette partie, nous allons faire la distinction entre le mode opératoire pour des mesures dites ponctuelles ou statiques conduisant à l'établissement de carte ou profil statiques, et celui pour des mesures à long terme (suivi temporel). En ce qui concerne *La Soutte*, nous avons utilisé des électrodes impolarisables de type Petiau (2000) au plomb/chlorure de plomb.

5.1.3.1. Mesures ponctuelles

Tout d'abord, il est nécessaire de mesurer le potentiel propre à chaque électrode. En effet, avec le temps, l'équilibre entre les espèces chimiques présentes dans l'électrode se déplace et provoque une polarisation constante de l'électrode qui peut atteindre plusieurs millivolts. Il est donc recommandé de mesurer ces potentiels avant de commencer les mesures sur le terrain. En ce qui nous concerne, le potentiel des électrodes qui vont être utilisées sur le terrain est généralement mesuré en continu pendant la nuit précédent la journée de mesures. Les électrodes sont alors reliées à une centrale d'acquisition (cf. partie suivante). L'électrode de référence utilisée est une électrode neuve qui ne sert jamais sur le terrain et qui est conservée à l'abri de la lumière et des variations de température dans une solution sursaturée

en sel. Ces potentiels peuvent être à nouveau mesurés au retour du terrain afin d'apprécier leurs variations. Les électrodes sont ensuite stockées dans une caisse contenant une solution saturée en sel afin d'éviter toute dessiccation de la membrane poreuse et toute perte en sel de l'électrolyte.

Sur le terrain, nous utilisons une tarière adaptée pour planter les électrodes à une dizaine de centimètres de profondeur afin de les rendre moins sensibles au bruit électromagnétique ambiant qui diminue rapidement avec la profondeur. On peut ajouter de l'eau salée dans le trou afin d'améliorer le contact entre le sol et l'électrode.

Sur des terrains très hétérogènes en surface (comme à *La Soutte*), une mesure à un endroit donné n'est pas forcément représentative de la valeur du potentiel aux alentours. Il est préférable de multiplier les mesures et de calculer une moyenne et un écart-type. Sur le terrain, nous avons opté pour deux techniques de mesure à adapter en fonction de l'échantillonnage spatial.

Pour l'établissement d'une carte PS, plusieurs mesures sont réalisées sur le périmètre d'un cercle de 50 cm de rayon centré sur la station (Figure 5.5a). Ces mesures sont ensuite moyennées et un écart-type est calculé.

Pour des mesures le long de profils, nous avons parfois choisi de réaliser 3 profils de mesures espacés de 50 cm ou d'un mètre (Figure 5.5b). On réalise ensuite une moyenne glissante en prenant en compte une série de mesures (par exemple, M1, M1' et M1''), deux ou trois séries (par exemple, M1, M1', M1'', M2, M2', M2'', M3, M3', M3'') en affectant à chaque fois la valeur au centre du quadrilatère formé par les points de mesure (respectivement M1 et M2).

Dans certains cas, le potentiel mesuré prend un certain temps pour se stabiliser, il est donc nécessaire d'attendre quelques instants. Pour illustrer ce phénomène, la Figure 5.4 donne l'évolution temporelle typique mesurée à l'aide d'un prototype de la *Géobox 2.0*. L'enregistrement des variations temporelles de PS permet de s'assurer de la stabilité du potentiel et dans le cas où le potentiel n'est pas encore tout à fait stable, de déduire le potentiel à partir de l'asymptote.

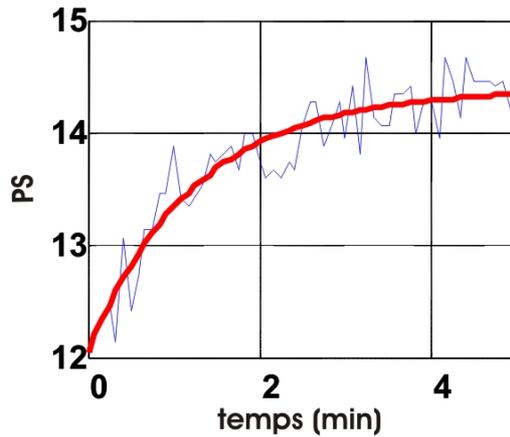


Figure 5.4 : Mesure de la variation du potentiel spontané en un point. La mesure dure 5 minutes. La valeur du potentiel est la valeur asymptotique.

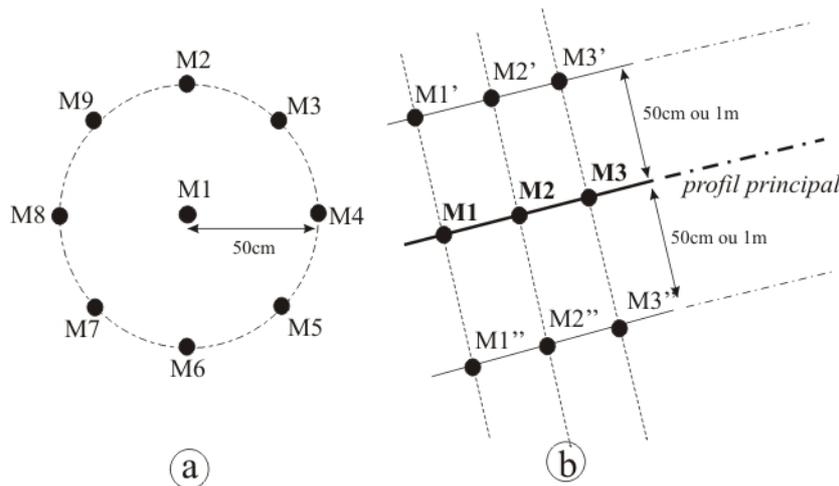


Figure 5.5 : Deux techniques pour mesurer le potentiel spontané. a) Plusieurs mesures sont réalisées sur le périmètre d'un cercle de 50 cm de côté, les valeurs sont ensuite moyennées. b) Pour des mesures en profil, en plus du profil principal, on mesure les potentiels le long de deux autres profils espacés de 50 cm ou d'un mètre par rapport au profil principal.

Une dernière précaution à prendre consiste à suivre dans le temps les variations du champ magnétique terrestre. En effet, comme expliqué au paragraphe 4.2.1.5., les variations du champ magnétique induisent des courants électriques dans le sol qui viennent parasiter les mesures de potentiels spontanés (Figure 5.6). Si une réelle correction n'est pas possible puisque la valeur du potentiel électrique induit dépend de la nature du sol (distribution de conductivité), on peut dans tous les cas, vérifier qu'aucun orage magnétique n'a eu lieu durant l'acquisition des PS.

Concernant *La Soutte*, nous utilisons les données enregistrées à l'observatoire magnétique du *Welschbruch* situé à 2.5 km du site. Une alternative consiste à mesurer les variations du champ magnétique terrestre avec un magnétomètre sur le terrain le temps de la campagne.

Etant donné qu'aucune correction précise n'est appliquée aux données, on peut également se contenter des enregistrements de la station magnétique la plus proche. En France, la station magnétique de Chambon la Forêt près d'Orléans enregistre en continu les variations du champ magnétique et diffuse gratuitement ces données sur Internet.

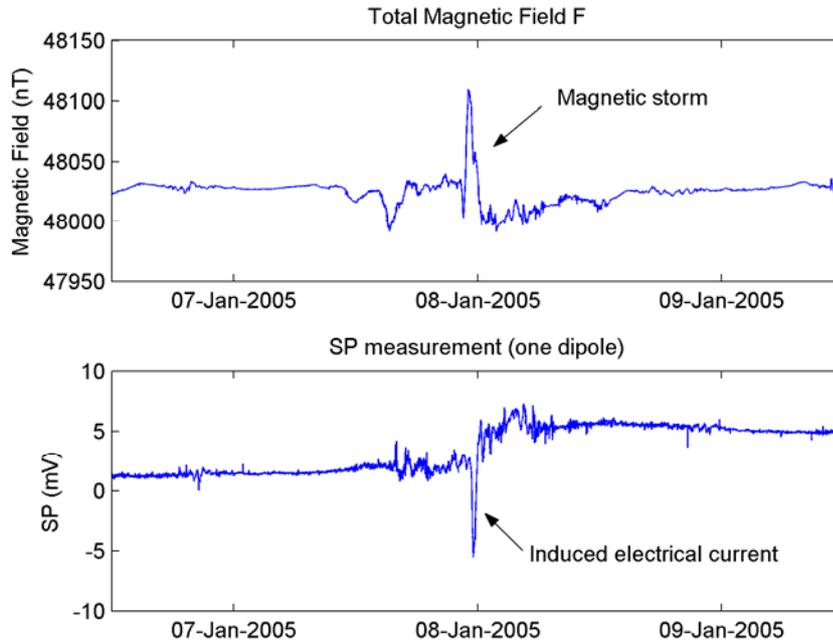


Figure 5.6 : Potentiel électrique induit lors d'un orage magnétique. Le haut de la figure présente le champ magnétique total enregistré à la station du Welschbruch (2.5 km de *La Soutte*). On observe une période d'instabilité du champ magnétique qui induit des potentiels électriques dans le sol mesurés par les électrodes.

5.1.3.2. Mesures de suivi temporel

Lors de la mise en place d'un réseau de suivi temporel des PS, les électrodes sont enterrées plus profondément (environ 50 cm de profondeur) afin de diminuer le bruit électromagnétique, de réduire le risque de dessiccation et de diminuer l'influence des variations de température qui sont de l'ordre de 0.1 à 0.2 mV par degré (Clerc *et al.*, 1998). Au fond du trou, on ajoute une boue argileuse salée (généralement de la bentonite ou de l'argile provenant du site) qui a l'avantage d'améliorer le contact électrique avec le sol et de conserver l'humidité autour de la membrane de l'électrode. Chaque électrode est ensuite testée en mesurant sa résistance de contact par rapport à une autre (avec un voltmètre alternatif) puis elle est reliée à un réseau de câbles électriques généralement enfouis dans des tranchées de quelques dizaines de centimètres de profondeur.

L'ensemble des électrodes est ensuite relié à une centrale d'acquisition autonome sur laquelle un panneau solaire peut être branché. A *La Soutte*, nous utilisons des centrales CR10X et

CR1000 de *Campbell Scientific* qui, couplées à un multiplexeur, permettent de mesurer jusqu'à 40 voies simultanément. Ces centrales ont toutes des impédances d'entrée supérieures à 20 G Ω et codent sur 13 bits avec pour une gamme d'enregistrement de +/- 250 mV une résolution de 0.06 mV.

Les données peuvent ensuite être téléchargées par ordinateur portable ou *via* une liaison téléphonique (GSM ou fixe) (Figure 5.7).

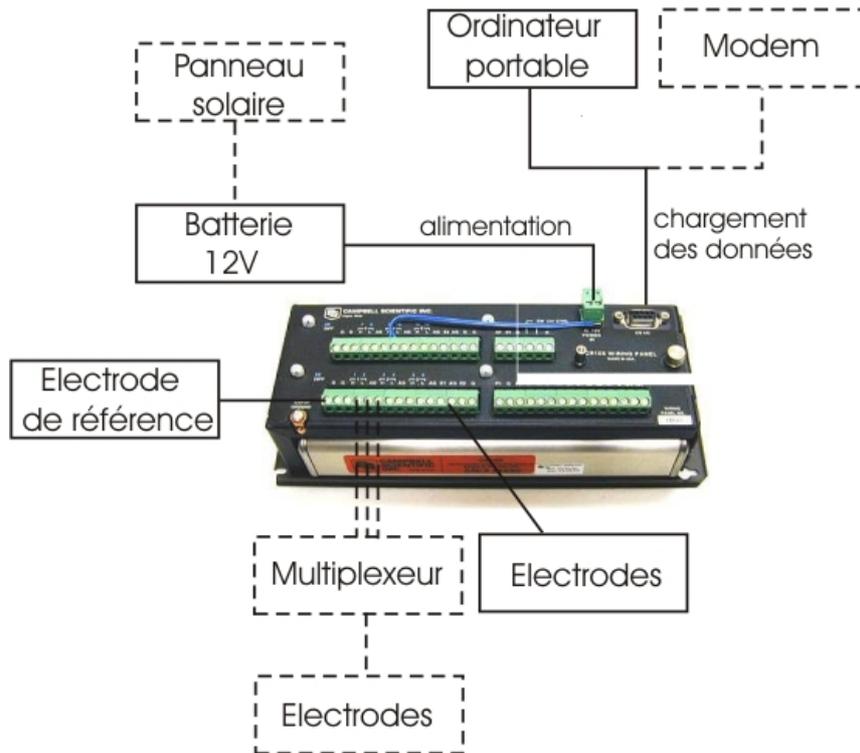


Figure 5.7 : Schéma d'une centrale d'acquisition de type CR10X de *Campbell Scientific*.

5.2. La mesure du potentiel d'électrofiltration en laboratoire

Lors de l'établissement de modèles, il est nécessaire de connaître le coefficient de couplage appelé aussi coefficient d'électrofiltration caractéristique du terrain. Ce coefficient est le facteur de proportionnalité qui relie le gradient de potentiel électrique ΔV au gradient de pression ΔP (loi d'Helmholtz-Smoluchowski, cf. chapitre 4).

Cette partie présente le dispositif expérimental de Laurence Jouniaux (IPGS) utilisé pour les mesures de coefficient de couplage ainsi que les résultats obtenus sur des échantillons de granite porphyrique (Holzhauer, 2005) et de roches volcaniques (Jouniaux, communication personnelle) provenant de *La Soutte*.

5.2.1. Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental est décrit dans Jouniaux *et al.* (2000). La Figure 5.8 synthétise ce dispositif. Pour créer un écoulement dans l'échantillon, on applique une pression d'argon sur un réservoir d'eau. Un premier détendeur permet de contrôler une éventuelle pression de confinement. Un second contrôle la pression appliquée au réservoir d'eau. L'eau pénètre dans la cellule par le bas (circuit amont) et ressort par le haut (circuit aval). L'argon est utilisé car il ne modifie pas ou peu le pH de l'eau qui circule dans le dispositif. Concernant l'eau, on utilise autant que faire ce peut l'eau du terrain. Un système de tuyaux et de robinets permet de vidanger l'air contenu dans la cellule, au niveau des électrodes. Cette vidange est particulièrement importante lors de la mesure du coefficient de couplage ; la présence d'air peut apporter un biais.

Un contre-poids permet d'appliquer une contrainte axiale constante sur l'échantillon.

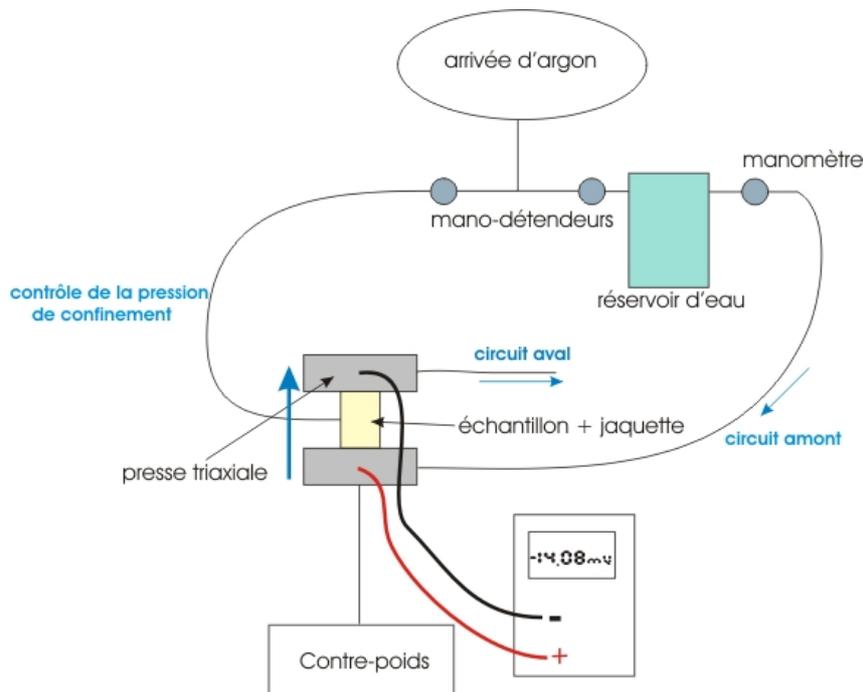


Figure 5.8 : Dispositif expérimental servant à la mesure du coefficient de couplage

La mesure du coefficient de couplage s'effectue en appliquant successivement différents gradients de pression. Lorsque le pH et la conductivité du fluide sont stables, on mesure la différence de potentiel engendrée par l'écoulement aux bornes de l'échantillon (Figure 5.8).

Pour ce faire, on utilise deux électrodes en argent recouvertes d'un dépôt de chlorure d'argent et un voltmètre à haute impédance (cf. 5.1.2). La borne positive est branchée sur l'arrivée du fluide, la borne négative sur la sortie.

Par régression linéaire, on obtient directement le coefficient de couplage.

Une dernière mesure de la conductivité de l'échantillon permet d'accéder à la valeur du facteur de formation F et par conséquent au potentiel zêta :

$$\zeta = \frac{C.F.\eta.\sigma_r}{\varepsilon} \quad [5.1]$$

ζ est le potentiel zêta (V), C est le coefficient de couplage (V.Pa^{-1}), F est le facteur de formation (sans unité), η est la viscosité dynamique du fluide (Pa.S^{-1}), σ_r est la conductivité de la roche (S.m^{-1}) et ε est la permittivité du fluide (F.m^{-1}).

L'échantillon est immergé successivement pendant 24 h dans des solutions de conductivités différentes réalisées à partir du fluide initial. Après chaque immersion, on mesure la résistance de l'échantillon grâce à un impédancemètre (à 1 kHz et 4 kHz). Les dimensions connues de l'échantillon permettent d'en déduire sa conductivité. Le tracé dans un diagramme logarithmique de la conductivité de la roche en fonction de la conductivité du fluide permet de déterminer un domaine de linéarité. Par régression linéaire, on détermine la pente de la droite dont l'inverse est le facteur de formation.

5.2.2. Mesures sur des échantillons provenant de La Soutte

5.2.2.1. Echantillons

Dans cette partie, nous nous intéressons aux mesures effectuées sur des échantillons de roches provenant de *La Soutte*. Une première série de mesures a été réalisée dans le cadre d'un projet de 2^{ème} année d'école d'ingénieurs de l'EOST par J. Holzhauser (2005). Ces mesures ont été réalisées sur des échantillons de granite filonien prélevés sur le site. Ces échantillons sont constitués de produits de broyages plus ou moins tamisés ainsi que d'échantillons fracturés en laboratoire. Je reprends ici la nomenclature adoptée par J. Holzhauser (2005) :

Echantillon B2.0 : granodiorite de *La Soutte*, profondeur 2m, broyée, non tamisée.

Echantillon B2.1 : granodiorite de *La Soutte*, profondeur 2m, broyée, tamisée $\varnothing > 800\mu\text{m}$.

Echantillon B2.2 : granodiorite de *La Soutte*, profondeur 2m, broyée, tamisée, $250\mu\text{m} < \varnothing < 500\mu\text{m}$.

Echantillon B2.3 : granodiorite de *La Soutte*, profondeur 2m, broyée, tamisée, $100\mu\text{m} < \varnothing < 250\mu\text{m}$.

Echantillon FD : fissure droite obtenue par essai brésilien dans une carotte de granodiorite, roche ramassée sur le site de *La Soutte*.

Echantillon FC : fissures couplées obtenues par essai brésilien dans une carotte de granodiorite, roche ramassée sur le site de *La Soutte*.

Echantillon BC : broyage de carottes de granodiorite (issues de la même roche que les échantillons FD et FC), tamisé avec $50\mu\text{m} < \varnothing < 800\mu\text{m}$.

Notons que pour FD et FC les fissures traversent les échantillons de part en part.

Une seconde série de mesures a été réalisée par L. Jouniaux (Communication personnelle) sur des prélèvements provenant des forages N01 (destructif) et N02 (carotté) :

Echantillon N01-6 : roche volcanique (broyée lors du forage destructif) prélevée à une profondeur voisine de 6 m.

Echantillon N02-11 : arène granitique prélevée à environ 11 m de profondeur.

Les mesures ont été réalisées avec le protocole expérimental décrit dans la section 5.2.1 en utilisant de l'eau prélevée sur le terrain. Les valeurs de conductivités de fluide sont celles mesurées à l'équilibre, après plusieurs circulations dans l'échantillon.

5.2.2.2. Résultats

La Figure 5.9 présente les valeurs de coefficients de couplage électrocinétique mesurées (exprimé en V.Pa^{-1}) en fonction de la conductivité du fluide. Les mesures sur l'échantillon B2.2 n'apparaissent pas car elles présentent une très forte instabilité d'origine inconnue. A côté des mesures réalisées sur des échantillons de *La Soutte*, sont représentées des valeurs issues de la littérature pour des matériaux broyés de composition proche.

De manière générale, on retrouve la tendance du coefficient de couplage à décroître en valeur absolue lorsque la conductivité de fluide augmente.

On constate que les mesures sur les échantillons de *La Soutte* (entourées sur la Figure 5.9) sont en générale inférieures à celles rapportées dans la littérature pour des conductivités de fluide et des roches équivalentes. La conséquence principale est que les anomalies de

potentiel spontané sur le site sont susceptibles d'être inférieures à celles escomptées compte tenu des valeurs des conductivités de fluide.

Les deux formations rencontrées sur le terrain ont un coefficient de couplage similaire compris entre $-1 \times 10^{-6} \text{ V.Pa}^{-1}$ et $-1 \times 10^{-7} \text{ V.Pa}^{-1}$ pour une conductivité de fluide assez faible variant entre $3 \times 10^{-3} \text{ S.m}^{-1}$ et $1 \times 10^{-2} \text{ S.m}^{-1}$. Enfin, on ne remarque pas de différence marquée entre les échantillons issus des produits de broyage et les échantillons carottés et fracturés. Ceci tend à suggérer que les mesures sur produits de broyage sont représentatives du coefficient de couplage réel de la roche sur le terrain. D'autres études sont nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

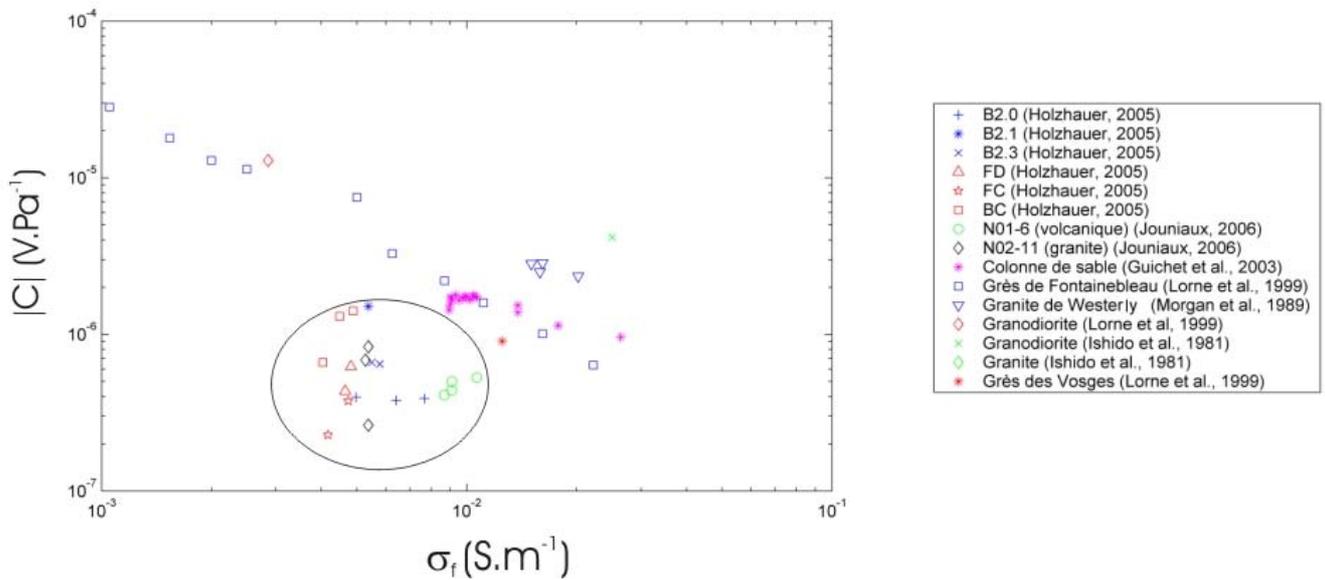


Figure 5.9 : Coefficient de couplage électrocinétique (en valeur absolue) en fonction de la conductivité de fluide : comparaison entre les échantillons de *La Soutte* (entourés) et des valeurs rencontrées dans la littérature.

Références relatives au chapitre 5 :

- Clerc, G., Petiau, G. et Perrier, F., 1998. The Garchy 1995-1996 electrode experiment, *technical report*.
- Guichet, X., Jouniaux, L. et Pozzi, J.-P., 2003. Streaming potential of a sand column in partial saturation conditions. *Journal of Geophysical Research*, **108** (B3), 2141, doi: 10.1029/2001JB001517.
- Holzhauser, J., 2005. Electrofiltration dans des roches volcaniques. *Rapport de projet de recherche (maitrise)*, EOST, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Ishido, T. et Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *Journal of Geophysical Research*, **86** (B3), p. 1763-1775.
- Jouniaux, L., Bernard, M.L., Pozzi, J.-P. et Zamora, M., 2000. Electrokinetics in rocks : laboratory measurements in sandstones and volcanic samples, *Physical and Chemistry of the Earth, Part A: Solid earth and Geodesy*, **25**, 4, 329-322.
- Lorne, B., Perrier, F. et Avouac, J.-P., 1999. Streaming potential measurements 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples. *Journal of Geophysical Research*, **104** (B8), p. 17879-17896.
- Morgan, F.D., Williams, E.R. et Madden, T.R., 1989. Streaming potential properties of Westerly granite with applications. *Journal of Geophysical Research*, **94** (B9), p. 12449-12461.
- Petiau, G., 2000. Second generation of lead-lead chloride electrodes for geophysical applications. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, p. 357-382.

Chapitre 6: La méthode de polarisation spontanée appliquée au site de La Soutte

6.1. La polarisation spontanée appliquée au suivi temporel des variations de circulations hydriques

6.1.1. La PS dans la caractérisation des écoulements naturels et artificiels

La polarisation spontanée (PS) est une méthode utilisée pour caractériser les circulations hydriques du sous-sol, qu'elles soient de nature artificielle ou naturelle.

En génie civil, elle est utilisée pour localiser des fuites au niveau de réservoirs (*e.g.*, Ogilvy *et al.*, 1969) ou de barrages (*e.g.*, Merkler *et al.*, 1989 ; Titov *et al.*, 2000). De nombreuses expériences ont également été menées lors de tests de pompage dans la nappe phréatique (*e.g.*, Bogoslovsky et Ogilvy, 1973 ; Pinettes *et al.*, 2002 ; Rizzo *et al.*, 2004) ou dans des réservoirs géothermiques (*e.g.*, Ishido *et al.*, 1983 ; Ushijima *et al.*, 1999 ; Marquis *et al.*, 2002). Ces circulations forcées génèrent par couplage électrocinétique des anomalies PS de plusieurs dizaines de millivolts. Sur la Figure 6.1 extraite de Bogoslovsky *et al.* (1973), on peut observer que le pompage induit une anomalie PS positive pouvant atteindre plusieurs dizaines de millivolts.

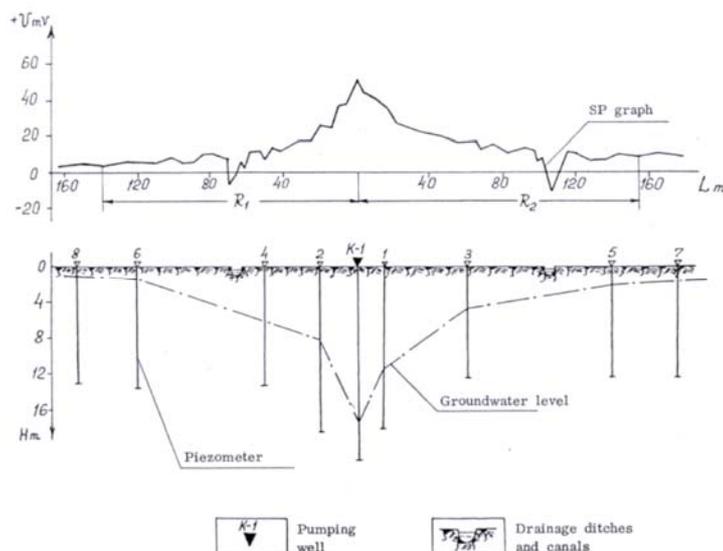


Figure 6.1 : Potentiel électrique mesuré en surface au niveau d'un pompage (Bogoslosky *et al.*, 1973). La partie inférieure présente la géométrie de la nappe phréatique.

D'autres études s'intéressent aux potentiels électriques induits par des écoulements naturels. Aubert et Atangana (1996) et Aubert *et al.* (1990) se sont intéressés à l'étude des circulations hydriques des bassins versants de la Chaîne des Puys. Une grande partie de la littérature est consacrée à la caractérisation des circulations hydrothermales sur les volcans (*e.g.*, Zlotnicki *et al.*, 2003 ; Finizola *et al.*, 2002 Aizawa *et al.*, 2005). Pour une revue très complète, le lecteur peut se référer à Zlotnicki et Nishida (2003). Les anomalies décrites sur les volcans sont de grande amplitude et peuvent être supérieures au Volt. Même si dans ce contexte, d'autres phénomènes physiques comme les effets thermoélectriques et électrochimiques (potentiel de jonction) peuvent être à l'origine des potentiels électriques mesurés, on estime que les anomalies sont essentiellement dues à l'électrocinétisme (Zlotnicki et Nishida, 2003). Le type d'anomalie (positive ou négative) est directement lié à la géométrie et à l'activité de la cellule convective. Plusieurs modèles permettent d'expliquer les observations (*e.g.*, Ishido et Mizutani, 1981 ; Morgan *et al.*, 1989 ; Michel et Zlotnicki, 1998). Parmi ceux-ci, le modèle proposé par Michel et Zlotnicki (1998) permet d'expliquer parfaitement les anomalies rencontrées sur des volcans comme le Piton de la Fournaise à La Réunion (Figure 6.2). L'anomalie PS est la superposition de deux effets électrocinétiques associés à deux types de circulations hydriques. Une anomalie négative est créée par l'infiltration de l'eau météoritique dans le massif volcanique (haut de la Figure 6.2). En parallèle, la chambre magmatique crée un flux de chaleur et une circulation de fluide ascendante qui induit une anomalie positive par combinaison de l'effet thermoélectrique et électrocinétique (Figure 6.2, milieu). La résultante de ces potentiels permet d'expliquer l'anomalie caractéristique observée sur certains volcans (Figure 6.2, bas).

Les effets induits par l'infiltration dans le sol ont également été étudiés à la fois dans le cas d'infiltration naturelle (due à la pluie) (*e.g.*, Lachassagne et Aubert, 1989 ; Perrier et Morat, 2000 ; Doussan *et al.*, 2002) et artificielle (*e.g.*, Chéné et al., 2001 ; Revil *et al.*, 2002b ; Suski *et al.*, 2006). La Figure 6.3 montre les anomalies de PS induites par l'infiltration de la pluie dans un sol sableux (Doussan *et al.*, 2002). On observe des anomalies positives qui décroissent de manière exponentielle.

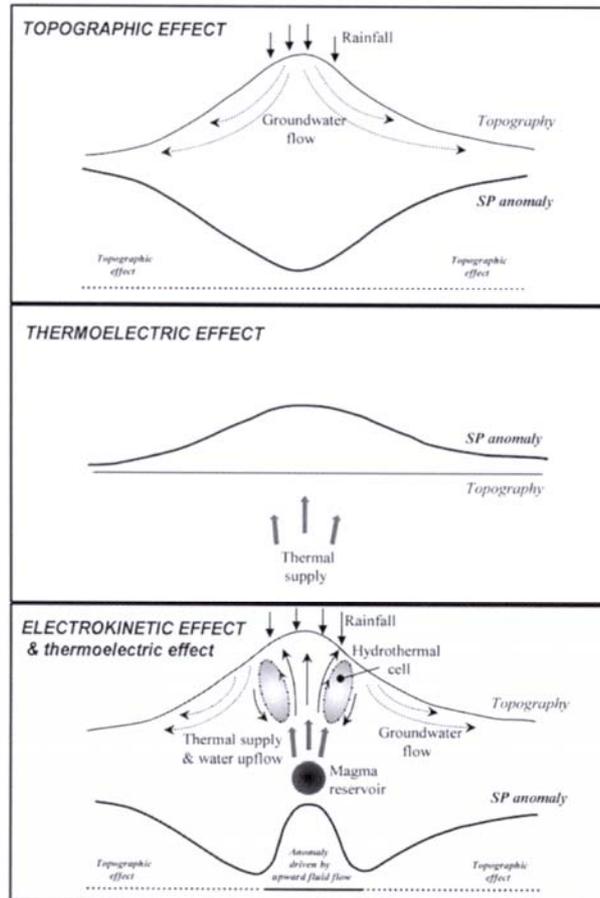


Figure 6.2 : Modèle expliquant les anomalies PS observées sur certains volcans (Zlotnicki *et al.*, 1998). Haut : effet topographique, la pluie s’infiltré dans le massif volcanique créant une anomalie de PS négative. Milieu : anomalie positive générée par un mouvement de fluide ascendant et un effet thermoélectrique. Bas : résultante des anomalies précédentes.

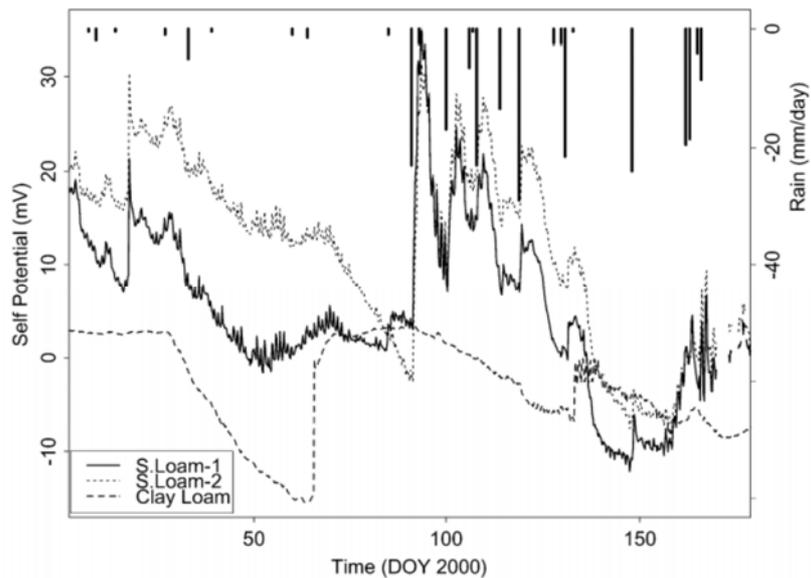


Figure 6.3 : Effet de l’infiltration de la pluie dans un sol sableux sur les mesures de PS (Doussan *et al.*, 2002).

6.1.2. Le suivi temporel des PS

Peu d'études s'intéressent au suivi temporel continu des variations de PS. Dans cette section, nous allons passer en revue quelques exemples de la littérature.

Marquis *et al.* (2002) et Darnet *et al.* (2006) se sont intéressés au suivi temporel des variations de PS lors de stimulations hydriques d'un réservoir géothermique situé à Soultz-sous-Forêts en Alsace. Les stimulations consistent à injecter dans un puits de l'eau à haut débit et forte pression afin d'améliorer les propriétés hydrauliques (perméabilité) du réservoir. Les auteurs ont enregistré le potentiel sur une surface de 1 km² autour du puits d'injection en utilisant 48 électrodes impolarisables lors de stimulations réalisées en juin 2000. La Figure 6.4 montre qu'il existe une forte corrélation entre les injections, le potentiel électrique mesuré à 250 m et 500 m du puits d'injection et la microsismicité. Lors de l'injection, le potentiel électrique augmente pour atteindre environ 4 mV à 500 m de la tête de puits. Les fluides injectés stimulent des micro-fractures dans le réservoir et induisent une augmentation de la sismicité induite. Darnet *et al.* (2006) soulignent que les potentiels électriques sont observables en surface grâce à l'effet du tubage du puits qui canalise les courants générés en profondeur.

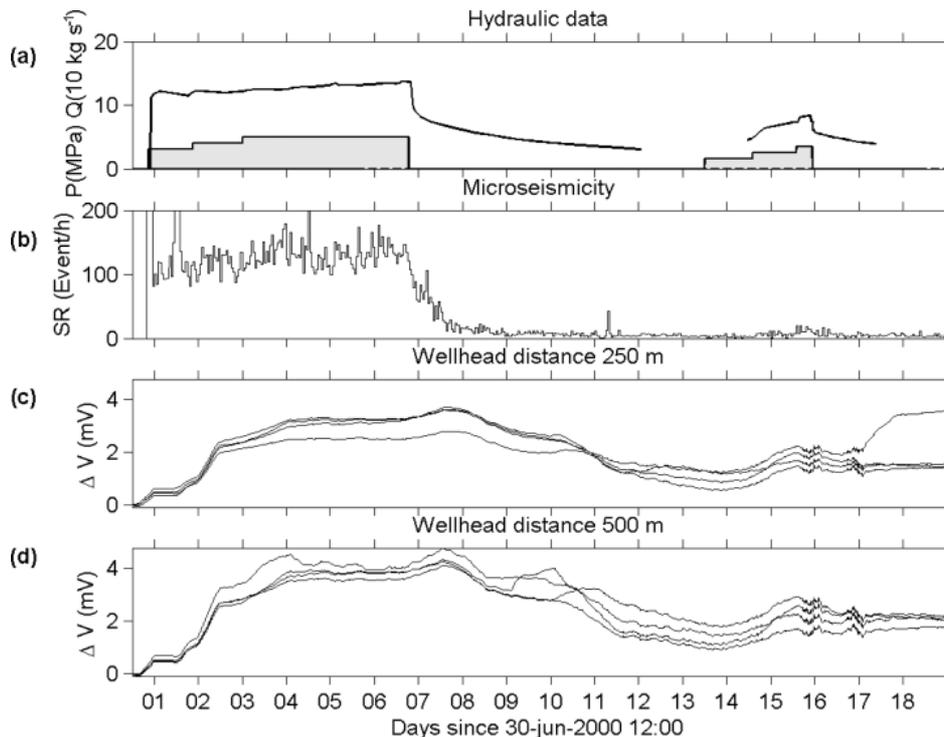


Figure 6.4 : Expérience de Soultz-sous-Forêts (Darnet *et al.*, 2006). (a) surpression (trait continu, en MPa) et débit (zone grisée, en kg.s⁻¹) au niveau du puits d'injection. ; (b) densité d'évènements sismiques (évènements par heure) ; (c) et (d) différences de potentiels électriques mesurées en surface à respectivement 250 m et 500 m du puits d'injection.

En volcanologie, le suivi en continu des potentiels spontanés est rendu très difficile d'une part, par la taille importante de la zone à investiguer (plusieurs dizaines de km²) et des

anomalies caractéristiques (parfois de l'ordre du km²) et d'autre part, par la logistique nécessaire à de telles expériences. On trouve quelques études où les mesures de PS sont répétées à intervalles plus ou moins réguliers (*e.g.*, sur le Piton de la Fournaise, Zlotnicki *et al.*, 1994 ; sur Vulcano dans les îles Eoliennes, Di Maio *et al.*, 1997). On ne peut pas réellement parler de suivi temporel continu mais ces différents « clichés » permettent d'apprécier l'évolution de certaines anomalies ou au contraire leur stationnarité (Michel et Zlotnicki, 1998 ; Zlotnicki et Nishida, 2003). Zlotnicki *et al.* (2001) ont installé plusieurs stations qui mesurent les variations de PS en continu sur le volcan du Piton de La Fournaise. Les mesures sont réalisées avec un pas d'échantillonnage de 20 s. Des oscillations de plusieurs dizaines de mV/km ont été observées dans la gamme de fréquence ULF plusieurs jours avant l'éruption de mars 1998. Les auteurs associent ces mesures à l'augmentation de la pression de pore le long de fractures préexistantes qui se sont alors ouvertes et propagées au fur et à mesure de la progression du magma.

Friedel *et al.* (2004) ont installé 3 dipôles électriques sur le volcan Mérapi afin d'enregistrer les variations de PS avec un pas d'échantillonnage de 20 s durant une période précédant la crise de 2001. Les auteurs ont cependant des difficultés à proposer un modèle physique qui permette d'expliquer l'ensemble des potentiels mesurés.

Perrier *et al.* (1999) ont observé des variations de PS au voisinage d'une source intermittente située au Népal. Grâce à un système de siphon naturel, l'eau de cette source coule pendant quelques minutes avec un taux de répétition d'environ 30 minutes. Lorsque la source coule, les auteurs ont observé des variations positives du potentiel électrique de 0.17 à 0.36 mV (Figure 6.5).

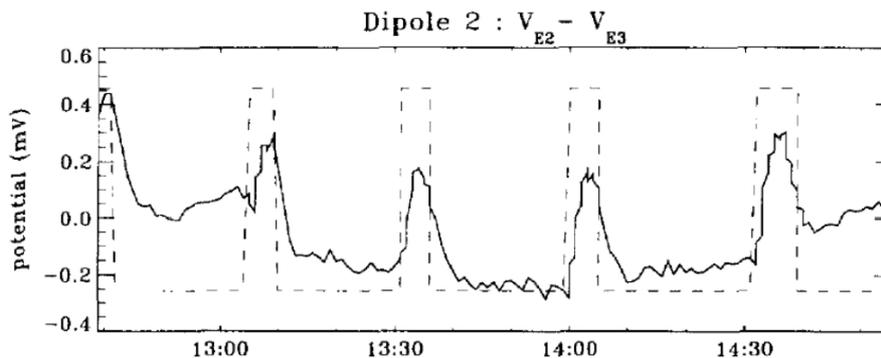


Figure 6.5 : Différence de potentiel mesurée au niveau d'une source intermittente au Népal (Perrier *et al.*, 1999). Le tracé en tiret correspond à la décharge de la source.

Une autre expérience intéressante est celle réalisée sur le site de Sur-Frêtes dans les Alpes (Perrier *et al.*, 1998 ; Trique *et al.*, 2002). La crête de Sur-Frêtes sépare les deux lacs

artificiels de Roselend et de La Gittaz. Ces lacs sont remplis par la fonte des neiges en mai et atteignent leur niveau maximal en juin ou juillet. Leurs niveaux baissent d'environ 60 m pendant l'hiver afin de répondre aux demandes du réseau électrique. Un réseau de 14 électrodes a été installé sur le site. Les auteurs observent des variations saisonnières de PS jusqu'à 180 mV associées aux variations du niveau des lacs, correspondant à une réponse moyenne de 2.4 mV par mètre d'eau (Figure 6.6). Les auteurs avancent l'hypothèse de changement de contraintes et d'écoulements entre les deux lacs.

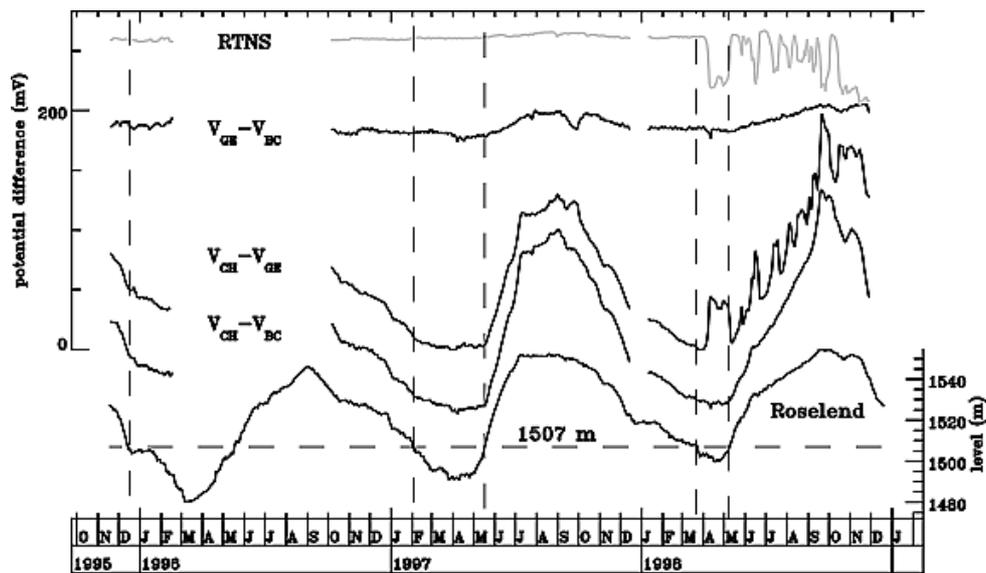


Figure 6.6 : Expérience de Sur-Frêtes. Variations de la différence de potentiel mesurées en différents points. On observe une forte corrélation avec le niveau du lac de Roselend représenté en bas de la figure (Trique *et al.*, 2002).

6.2. Les mesures de PS réalisées à La Soutte

Nous avons vu dans la première partie que le site de *La Soutte* est caractérisé par une succession de zones sèches et humides. Certaines de ces zones sont saturées toute l'année, d'autres au contraire ont des variations saisonnières plus marquées. Les circulations hydriques sont nombreuses. Elles s'opèrent à des échelles spatiales et temporelles différentes. Certaines circulations prennent la forme de ruisseaux en surface qui sont présents de manière permanente ou uniquement sporadique lors de la fonte des neiges au printemps ou après un violent orage par exemple. D'autres écoulements ont lieu dans la subsurface ou alternent entre surface et subsurface.

La faible profondeur des écoulements est un atout pour l'utilisation de la méthode de polarisation spontanée car les sources électrocinétiques sont elles aussi situées à faible

profondeur. Ainsi, les courants électriques résultants génèrent des différences de potentiel électrique plus facilement mesurables en surface.

Différents types de mesures ont été réalisés à la fois en statique et dans le temps.

La section 6.3 présente les mesures réalisées en statique. Elle s'intéresse à la modélisation 2D de l'écoulement le long du profil P (Figure 6.7) en combinant des informations sur la conductivité hydraulique du milieu, des mesures de tomographie électrique, des mesures de PS et des mesures du couplage électrocinétique sur échantillons. Des données issues de mesures en carte sont également étudiées.

La section 6.4 présente les mesures de suivi temporel de PS à travers trois expériences différentes. La Figure 6.7 présente plus particulièrement la localisation du réseau de 40 électrodes mesurées en continu depuis la fin de l'année 2004.

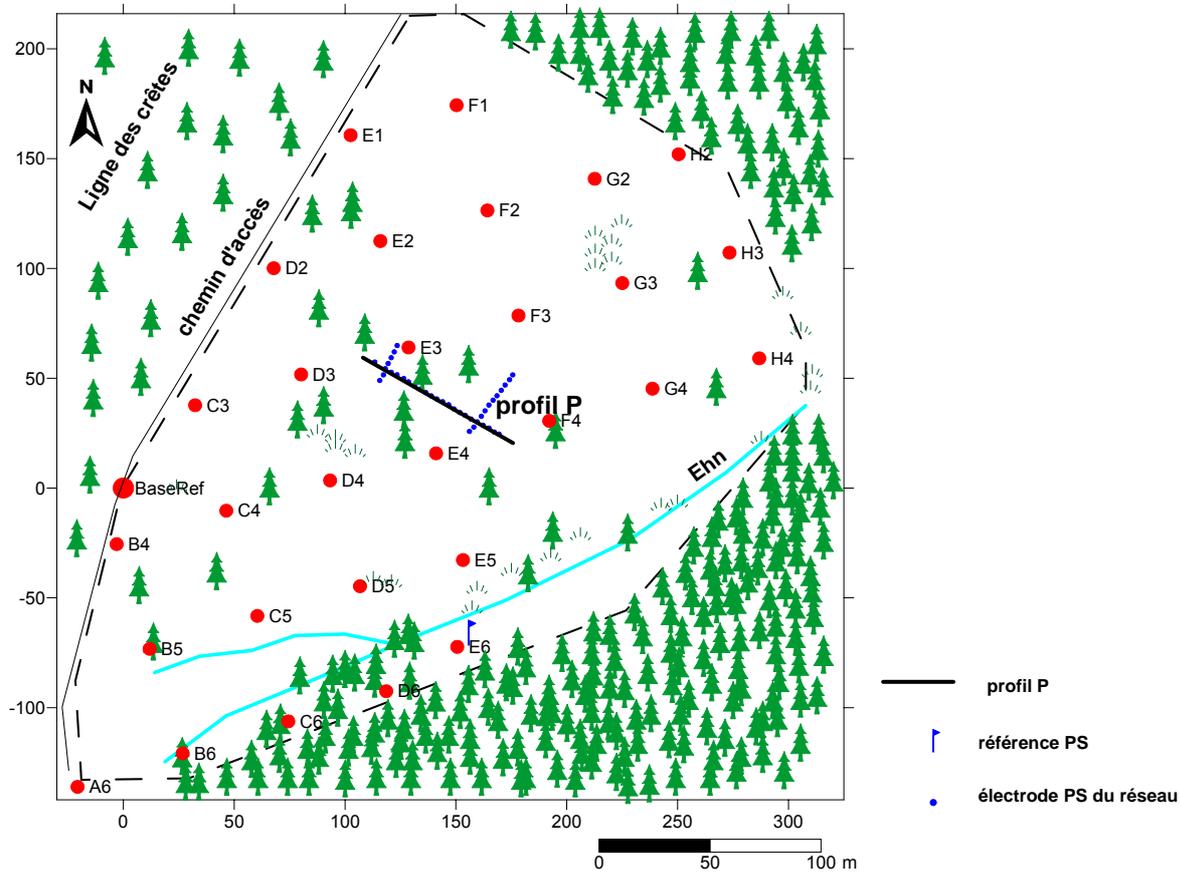


Figure 6.7 : Localisation du réseau d'électrodes et du profil P.

6.3. Les mesures de PS en statique

6.3.1. Modélisation du profil principal

6.3.1.1. Données

Dans cette partie, nous proposons un modèle d'écoulement « statique » le long du profil P présenté sur la Figure 6.7. Ce modèle combine à la fois les flux hydriques, le couplage électrocinétique et la structure de résistivité du sous-sol. Il est contraint par des mesures de PS réalisées en surface.

Les données de PS ont été acquises manuellement en utilisant des électrodes au Pb/PbCl₂ (Petiau, 2000) et un voltmètre à haute impédance. Nous avons utilisé la technique décrite dans le chapitre précédent en réalisant trois profils espacés de 50 cm. La distance entre chaque station est de 1 m (Figure 6.8). Chaque électrode est enfoncée à une dizaine de centimètres de profondeur.

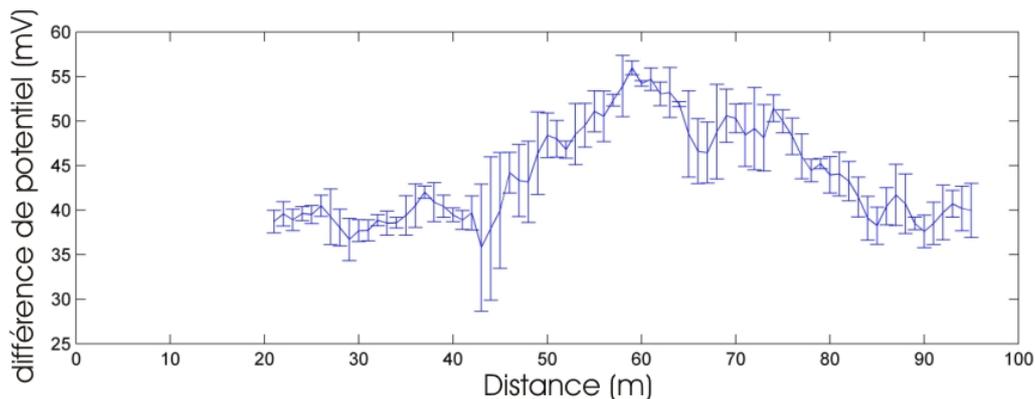


Figure 6.8 : Données de PS mesurées le long du profil P. Les barres représentent l'écart-type sur 9 mesures à chaque station.

La coupe de résistivité du profil a été obtenue en utilisant un système multi-électrodes avec une configuration dipôle-dipôle (voir chapitre 2). Les données ont été inversées avec le code développé par l'Université de Colombie-Britannique (DCIP2D v.3.2., 2002). La grille a été choisie non-régulière avec une maille qui augmente avec la profondeur.

6.3.1.2. Modélisation

Nous modélisons ce profil en deux dimensions en suivant les mêmes principes utilisés par Darnet *et al.* (2003) et Sailhac *et al.* (2004), eux-mêmes inspirés par les travaux de Sill (1983)

et de Ishido et Pritchett (1999). Tout d'abord, nous modélisons les flux hydriques de subsurface en résolvant l'équation de Poisson pour la pression de fluide :

$$\vec{\nabla} K \cdot \vec{\nabla} P + K \nabla^2 P = I_H \quad [6.1]$$

où K est la conductivité hydraulique (m.s^{-1}), P est la pression de fluide (Pa) et I_H est le terme source (m.Pa.s^{-1}).

Pour résoudre [6.1], nous utilisons un schéma en différences finies implicites avec une grille non uniforme. Pour éviter les effets de bords numériques, nous définissons une grille plus grande que la zone d'étude avec des cellules plus grandes en dehors de la zone et des cellules dont la taille augmente avec la profondeur. Nous définissons un modèle pour la conductivité hydraulique à partir du modèle de résistivité et des observations sur le terrain (nature du sol, de la roche...). Pour modéliser le flux hydrique, nous utilisons un couple source-puits comme terme source. Ce couple est placé en dehors de la zone d'étude de manière à obtenir une modélisation en régime permanent.

Comme nous connaissons la distribution de la pression, on peut alors calculer les charges électriques équivalentes en utilisant le couplage électrocinétique et l'équation de conservation du courant électrique qui s'écrit

$$\vec{\nabla} \cdot \left(\sigma \vec{\nabla} V \right) = - \left(\vec{\nabla} \ell \cdot \vec{\nabla} P + \ell \nabla^2 P \right) \quad [6.2]$$

où σ est la conductivité électrique (S.m^{-1}), V est le potentiel électrique (V) et ℓ est le paramètre de couplage électrocinétique ($\text{V.S.Pa}^{-1}.\text{m}^{-1}$).

Nous allons considérer que le sol et le fluide sont relativement homogènes, de sorte que ℓ est supposé constant même si la conductivité du milieu varie. L'équation [6.2] peut alors s'écrire :

$$\vec{\nabla} \cdot \left(\sigma \vec{\nabla} V \right) = - \ell \nabla^2 P = I_E \quad [6.3]$$

L'équation [6.3] est l'équation de Poisson pour le potentiel électrique avec I_E comme terme source. Par conséquent, les sources électriques apparaissent lorsque le laplacien de la pression n'est pas nul, c'est-à-dire au niveau des contrastes de conductivité hydraulique.

Si les effets de conductivité de surface sont négligés, on peut écrire :

$$\ell = -C\sigma \quad [6.4]$$

où C est le coefficient de couplage électrocinétique (V.Pa^{-1}) et σ est la conductivité électrique du milieu (S.m^{-1}), comprise entre $1 \times 10^{-3} \text{ S.m}^{-1}$ et $1 \times 10^{-2} \text{ S.m}^{-1}$ dans notre cas. Les mesures en laboratoire du coefficient de couplage (chapitre 5) montrent une gamme de variations

comprise entre -1×10^{-6} et -1×10^{-7} V.Pa^{-1} selon les caractéristiques de l'échantillon (broyé ou fracturé, taille des grains pris en compte...). Ces mesures peuvent être utilisées pour fixer la gamme de variations de ℓ , entre 1×10^{-10} et 1×10^{-8} $\text{V.S.Pa}^{-1}.\text{m}^{-1}$.

En utilisant un schéma en différences finies similaire à celui utilisé précédemment, on peut déterminer la distribution spatiale du potentiel électrique le long du profil et en profondeur.

6.3.1.3. Résultats

La méthode décrite dans la section précédente a été utilisée pour calculer les variations de PS le long du profil P. Notre modèle hydraulique est composé de plusieurs domaines qui reflètent les structures électriques. Nous avons délimité un socle imperméable avec une conductivité hydraulique égale à 1×10^{-16} m.s^{-1} . Pour modéliser les zones qui contiennent plus d'argile, nous avons utilisé une conductivité hydraulique égale à 1×10^{-9} m.s^{-1} . La Figure 6.9 présente les résultats obtenus en ajustant par essai-erreur le couple source-puits. On observe une assez bonne corrélation entre les données et le modèle. Le début du profil est moins bien modélisé. En effet, on suppose que l'anomalie PS du début du profil est également la résultante de structures situées plus en amont dont on ne tient pas compte ici.

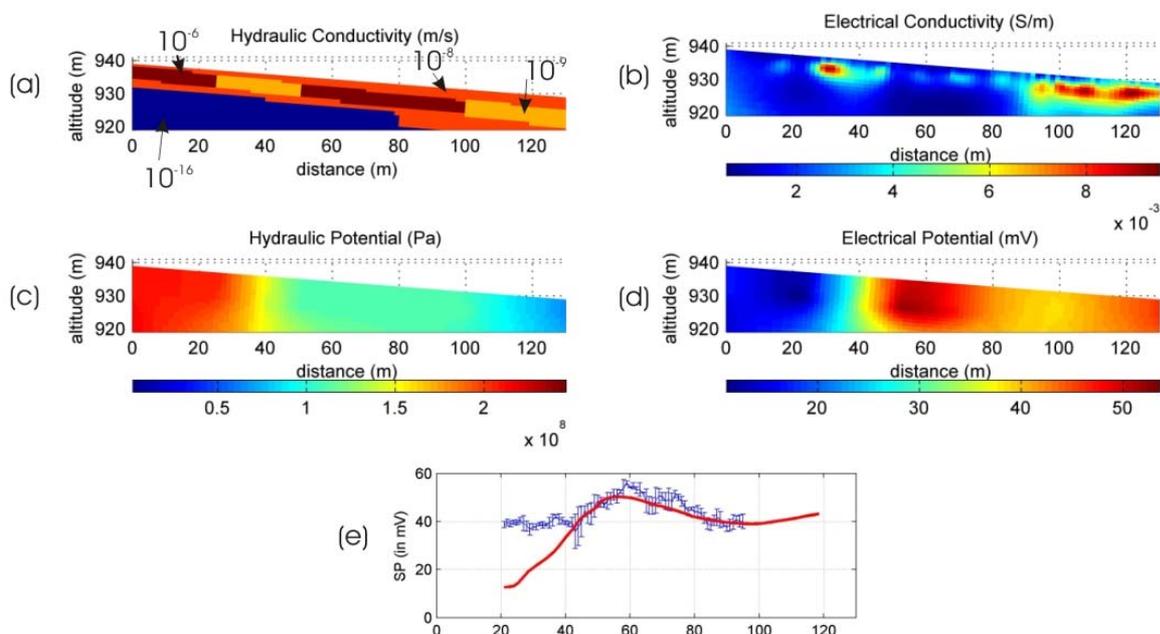


Figure 6.9 : Modélisation du profil P avec $\ell=1 \times 10^{-9}$ $\text{V.S.Pa}^{-1}.\text{m}^{-1}$. (a) Modèle de conductivité hydraulique ; (b) Modèle de conductivité électrique obtenu après inversion ; (c) Distribution du potentiel hydraulique calculée ; (d) Distribution du potentiel électrique calculée ; (e) Anomalie de PS calculée (en rouge) ; données en bleu.

A partir de la distribution de conductivité hydraulique et de la pression, on peut calculer la vitesse des flux hydriques (vitesse de Darcy) :

$$v = \frac{K}{\rho g} \vec{\nabla} P \quad [6.4]$$

La Figure 6.10 présente la distribution de la vitesse de Darcy obtenue avec la modélisation. On observe des vitesses qui sont comprises entre 1×10^{-8} et 1×10^{-6} m.s⁻¹ (30 cm à 30 m par an) pour la zone superficielle. Ces valeurs sont en accord avec celles obtenues sur échantillons et celles obtenues par slug test sur la zone (cf. chapitre 8).

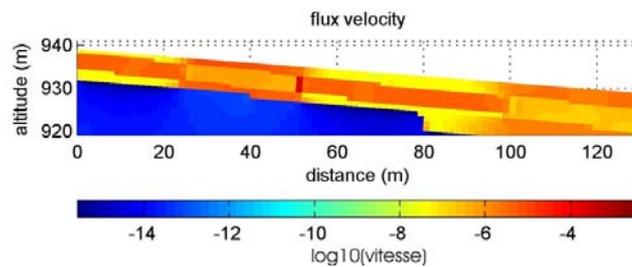


Figure 6.10 : Distribution de la vitesse (en m.s⁻¹) des flux issue du modèle.

6.3.2. Les cartes de PS

La Figure 6.11 présente les mesures de PS réalisées les 31 mars 2006 et 11 mai 2006. La première série de mesures a été réalisée alors que la neige avait quasiment fondu. Entre les deux séries de mesures, il est à nouveau tombé de la neige en quantité importante. Nous sommes retournés le 11 mai alors que la neige nouvellement tombée venait de fondre. Le sol était complètement détrempé.

Les mesures ont été effectuées selon la technique présentée dans le chapitre précédent. Chaque mesure est le résultat de la moyenne de la mesure à la station et de neuf autres points répartis sur le périmètre d'un cercle d'environ 50 cm centré sur la station.

Pour l'ensemble des cartes, l'écart-type moyen est de 3 mV.

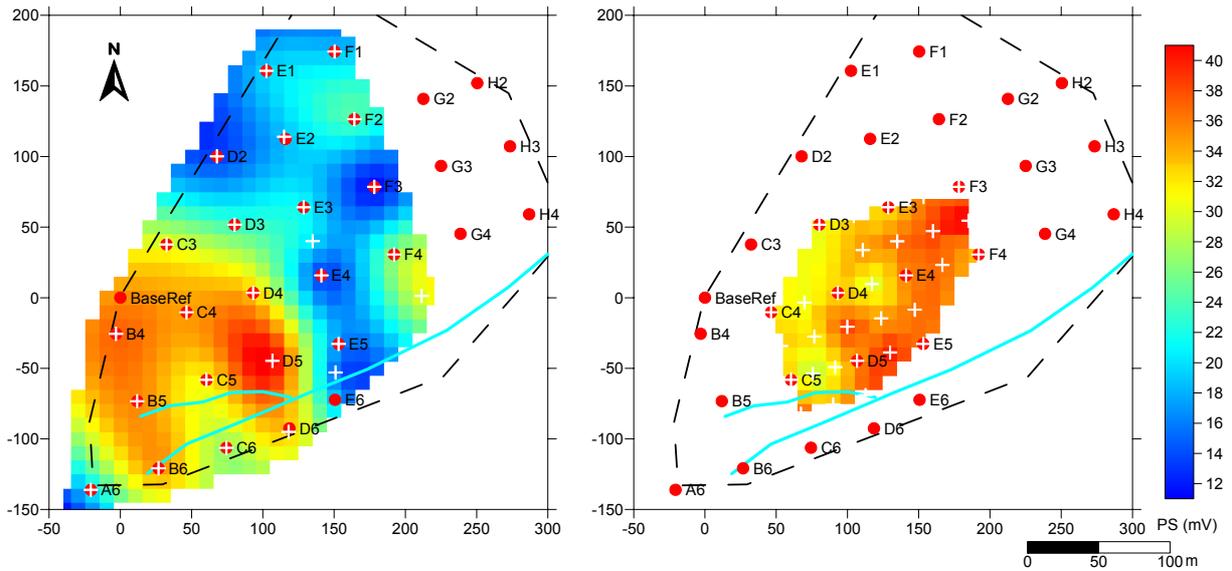


Figure 6.11 : Cartes de PS réalisées le 31 mars 2006 (à gauche) et le 11 mai 2006 (à droite). Les croix blanches correspondent aux points de mesure.

La carte du 11 mai ne couvre pas une très grande surface mais présente un gradient marqué dans le sens de la pente (effet topographique). Ces observations peuvent s'expliquer par un écoulement de surface quasi-horizontale dans le sens de la pente. En effet, à cette date, le sol est complètement saturé après la fonte des premières neiges qui a eu lieu fin mars. Ainsi, lorsque la neige tombée en mai fond également, les écoulements se font préférentiellement en surface dans le sens de la pente (Figure 6.12).

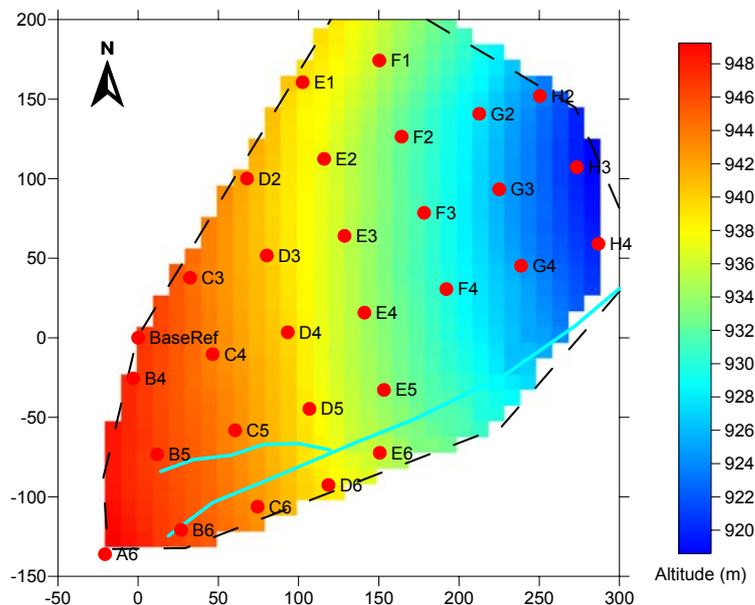


Figure 6.12 : Topographie de La Soutte.

Concernant la carte réalisée le 31 mars, on observe une anomalie dipolaire entre les lignes D et E. On peut supposer qu'à cette date, il subsiste des écoulements horizontaux dans le sens de la pente mais qu'il y a d'autres écoulements qui contribuent aux anomalies.

Nous allons corriger les données du 31 mars de l'effet topographique en utilisant les mesures réalisées en mai. Au premier ordre, on peut considérer que la topographie et la différence de potentiels sont reliées par la relation (Aubert et Atangana, 1996) :

$$(V - V_0) = C'(z - z_0) \quad [6.5]$$

avec V le potentiel électrique (mV), V_0 le potentiel électrique de référence (mV), C' le coefficient de couplage (en mV.m^{-1}), z l'altitude (m) et z_0 l'altitude de référence (m).

Nous avons considéré un coefficient de couplage égal à -1 mV.m^{-1} et un potentiel de référence de 32 mV à 942 m d'altitude (mesures du 11 mai). La valeur du coefficient de couplage correspond à la valeur minimale proposée par Revil *et al.* (2003) pour des aquifères classiques.

La Figure 6.13 montre l'effet topographique et les données du 31 mars après correction de cet effet.

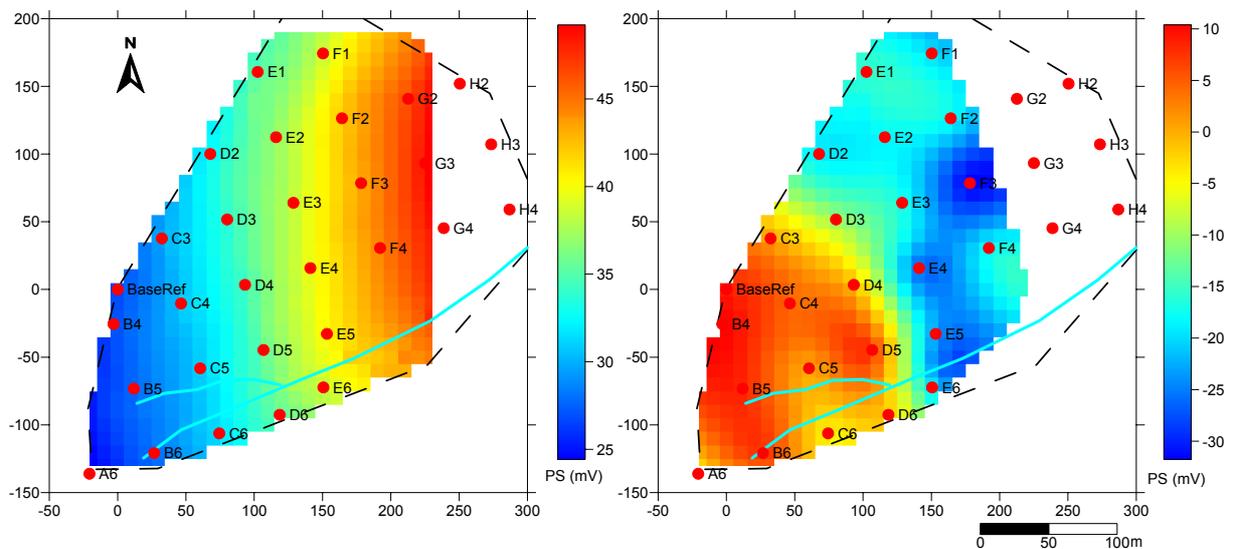


Figure 6.13 : Effet topographique (gauche) et données du 31 mars 2006 corrigées de cet effet.

La correction topographique renforce la présence de l'anomalie dipolaire attendue de l'effet PS créé par une source au niveau d'un contact vertical (Fitterman, 1979). Ce contact correspond à la limite entre la zone résistante et la zone conductrice observée en tomographie de résistivité (Figure 6.14).

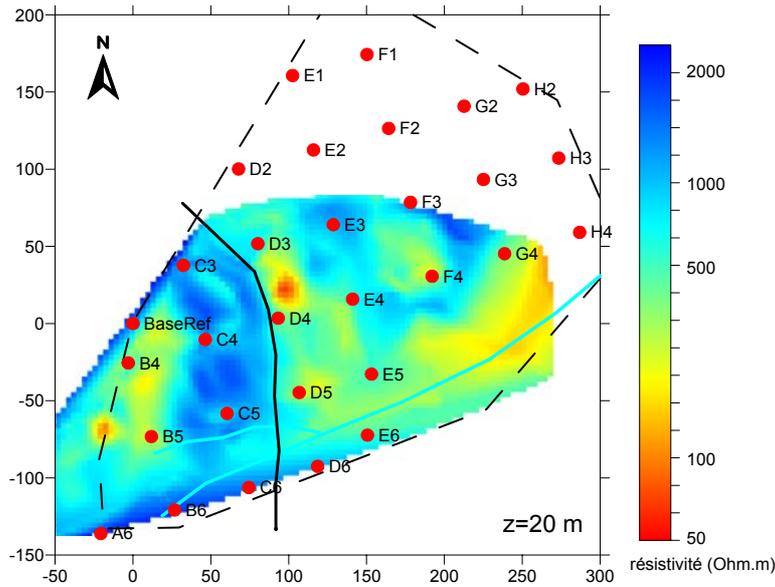


Figure 6.14 : Résistivité du site à 20 m de profondeur.

6.4. Le suivi des variations PS dans le temps

Différentes expériences de suivi dans le temps des variations de PS ont été réalisées sur le site, chacune à des échelles spatiales et temporelles différentes. Le travail de recherche réalisé sur les différents jeux de données ne permet pas dans l'état actuel des choses d'expliquer entièrement les variations observées en terme d'écoulements. Les données sont complexes et sont la résultante de nombreux phénomènes pour la plupart mal connus qu'il est important de pointer. L'étude du comportement de certaines électrodes à court terme (échelle de l'heure ou de la journée), moyen terme (échelle du jour ou du mois) ou long terme (échelle annuelle ou pluriannuelle, Figure 6.15) permet de soulever les problématiques majeures liées au suivi des variations de PS dans un milieu naturel comme celui de *La Soutte*. Nous nous intéresserons plus particulièrement à trois expériences.

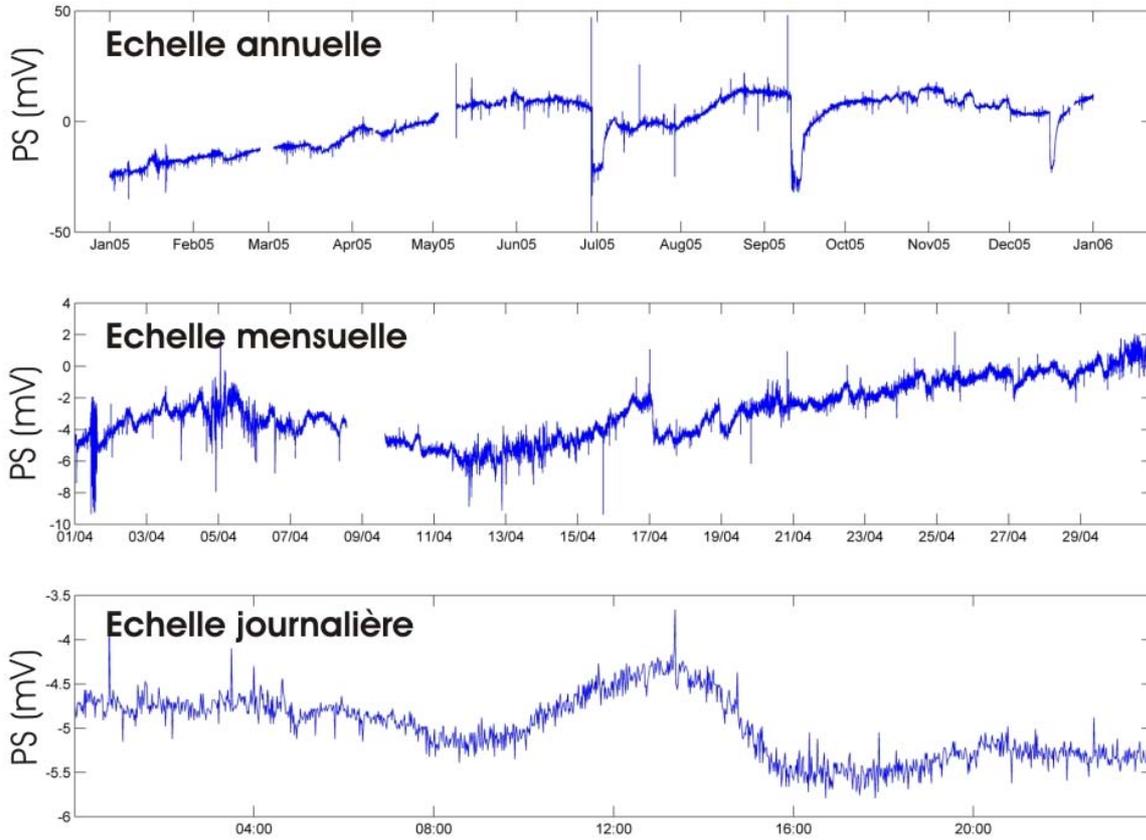


Figure 6.15 : Variations des PS à différentes échelles temporelles. en haut, à l'échelle annuelle (du 01/01/2005 au 10/07/2006) ; au milieu, à l'échelle mensuelle (avril 2005) ; en bas à l'échelle journalière (10 avril 2005).

La première est celle réalisée à la plus grande échelle spatiale et temporelle. Un réseau de 40 électrodes impolarisables a été implanté selon trois profils. Le profil principal correspond au profil P étudié en 6.3.1 et est composé de 23 électrodes avec une distance inter-électrode de 3 m. Les mesures sont réalisées en continu depuis la fin de l'année 2004 à la fréquence d'un enregistrement toutes les minutes. Nous nous intéresserons aussi à des mesures issues d'une expérience dans laquelle 5 électrodes ont été disposées à différentes profondeurs à la verticale les unes des autres. Dans cette expérience, les mesures sont réalisées en continu depuis le début de l'année 2006 à la même fréquence que précédemment (1 point par minute). Enfin, nous examinerons rapidement une dernière expérience de suivi réalisée entre le 2 et 10 août 2006.

Dans la suite de cette section, nous allons tout d'abord établir une liste non exhaustive des principaux phénomènes susceptibles d'affecter les variations temporelles de la PS à *La Soutte*. Nous présenterons ensuite plus en détail les diverses expériences de suivi temporel réalisées sur le site. Nous nous attacherons à illustrer avec des données issues de ces expériences le rôle respectif des phénomènes listés précédemment.

6.4.1. Les phénomènes qui peuvent affecter les variations de PS

Il est difficile d'établir une liste exhaustive des différents phénomènes qui peuvent affecter les variations temporelles de PS à l'échelle d'un site comme celui de *La Soutte*. De plus, nous verrons qu'ils sont pour la plupart souvent interdépendants.

6.4.1.1. Les phénomènes d'origine interne

Ils sont liés d'une manière ou d'une autre à la variation de la saturation du sol.

Quelques expériences ont mis en évidence l'effet de l'infiltration de la pluie sur les variations du champ électrique vertical. Thony *et al.* (1997) observent une relation linéaire entre les mesures de PS et le flux dans le sol non saturé. Doussan *et al.* (2002) ont également testé la relation entre le flux lié à l'infiltration et à l'évaporation et les variations de PS. Ils ont réalisé une expérience en utilisant des lysimètres remplis de différents types de sol (argile et sable). Les auteurs observent que les variations de PS sont corrélées avec les précipitations et l'évaporation et que la relation linéaire entre les PS et les flux dans la zone non saturée n'est pas toujours valide (Figure 6.16).

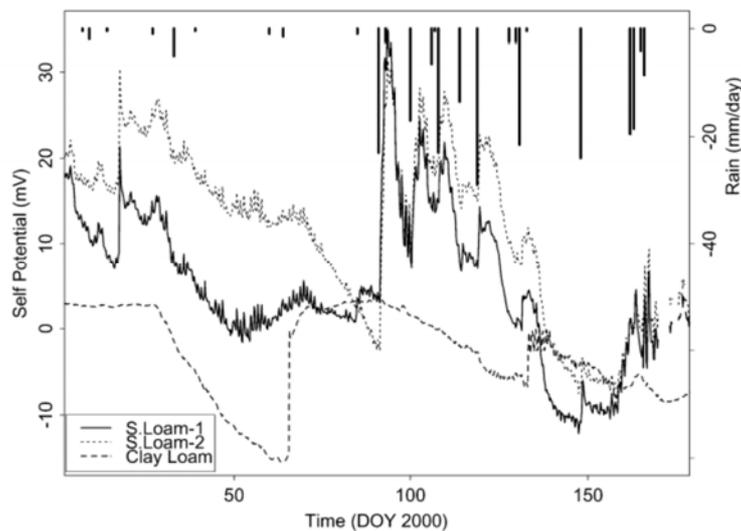


Figure 6.16 : Observations sur le terrain de l'effet de l'infiltration de la pluie sur les variations temporelles de PS (Doussan *et al.*, 2002). Les traits verticaux dans la partie supérieure de la figure correspondent aux précipitations. Les courbes montrent les variations observées en fonction du type de sol. Les mesures sont réalisées avec des électrodes placées à 30 et 40 cm de profondeur. L'électrode la plus superficielle est utilisée comme référence.

Darnet et Marquis (2004) ont modélisé les variations de PS lors d'une expérience d'infiltration (Figure 6.17). Si on considère la différence de potentiel entre une électrode et une référence située à plus faible profondeur, la différence de potentiel est positive lors d'un

épisode d'infiltration. Son amplitude dépend du rapport entre le flux et la conductivité hydraulique du sol à saturation, de la saturation initiale et du coefficient de couplage électrocinétique.

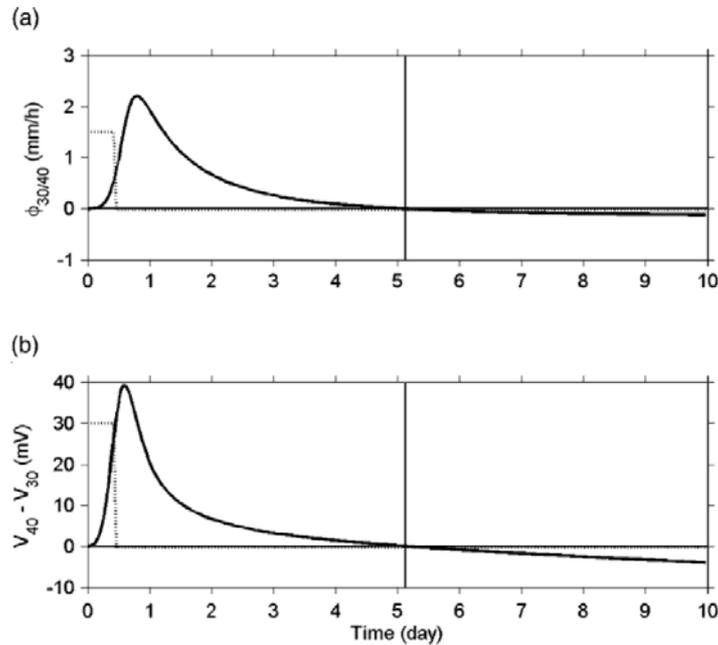


Figure 6.17 : Modélisation de l'infiltration d'une pluie de 36 mm sur les variations de potentiel électrique. Les deux électrodes sont disposées à la verticale l'une de l'autre, respectivement à 30 et 40 cm de profondeur. L'électrode la moins profonde sert de référence (b). La figure (a) représente les variations du flux entre 30 et 40 cm. Notez le décalage temporel entre le pic de potentiel et le pic de vitesse d'infiltration (Darnet et Marquis, 2004).

L'effet de la pluie est souvent visible même sur des électrodes placées en surface. En effet, la pluie provoque des écoulements. Par conséquent, des courants électriques sont créés par électrocinétisme et provoquent des variations du champ électrique. L'ordre de grandeur des différences de potentiels créées peut être de l'ordre du dixième de millivolt ou de quelques millivolts.

Le phénomène d'infiltration permet de soulever plus largement l'effet de la saturation du sol sur les mesures de PS. Les mesures en laboratoire tendent à montrer que le coefficient de couplage est plus faible lorsque la saturation diminue (cf. section 4.1.4.3).

Sur le terrain, le degré de saturation du sol peut varier dans l'espace et dans le temps et rendent les interprétations difficiles.

6.4.1.2. Les phénomènes au niveau de l'électrode

De récentes études sur les micro-organismes (*e.g.*, Bond *et al.*, 2002 ; Tender *et al.*, 2002) ont montré qu'il était possible de produire de l'énergie électrique en utilisant l'activité de

certaines bactéries (*e.g.*, *geobacter*). Des réactions d'oxydoréduction se déroulent entre les bactéries ou entre les bactéries et le sol et créent ainsi des différences de potentiels. Naudet et Revil (2005) ont proposé un modèle de (bio)-géobatterie qui permet d'expliquer les anomalies de PS au niveau d'un panache de contamination par l'activité bactérienne et la présence d'un biofilm (cf. chapitre 4). Cette activité peut créer des anomalies PS de plusieurs centaines de millivolts. Ces pollutions organiques sont bien entendu des cas très favorables à l'activité bactérienne mais on ne peut pas pour autant exclure totalement la possibilité de réactions biochimiques dans un environnement comme celui de *La Soutte*. La présence de matière organique en décomposition et une humidité importante sont des facteurs favorables au développement des bactéries. D'autres questions relatives à l'état de dégradation de la membrane poreuse (en bois) d'une électrode et ses conséquences sur les mesures de PS peuvent également être soulevées.

Le contact électrique de l'électrode est directement lié à la saturation en eau du sous-sol au niveau de l'électrode. Plus la saturation est grande, plus la conductivité électrique du milieu est élevée et meilleur est le contact. Lorsqu'on installe un réseau d'électrodes pour un suivi à long terme, on s'attache à réaliser un très bon contact entre l'électrode et le sol en utilisant par exemple de la boue de bentonite salée. Cependant, la qualité du contact électrique de certaines électrodes varie dans le temps et il est responsable de l'apparition d'instabilités qui peuvent parfois être de l'ordre de quelques millivolts. On peut également s'interroger sur la qualité du contact à long terme lorsque les électrodes sont utilisées sur des périodes annuelles ou pluriannuelles. Si la saturation diminue fortement au niveau de l'électrode, lors d'un été très sec par exemple, on peut aussi envisager un endommagement irréversible de l'électrode.

D'autres phénomènes peuvent affecter les électrodes dans une moindre mesure. Il peut s'agir de phénomènes d'accumulations de charges très localisées (liées à l'hétérogénéité du sol) ou de phénomènes internes à l'électrode d'ordre chimique.

Lors de l'expérience d'intercomparaison d'électrodes sur le site de Garchy (Clerc *et al.*, 1998), différents types d'électrodes impolarisables ont été testés sur le terrain. Dans le rapport de l'expérience, Clerc *et al.* (1998) résument assez bien les différents types d'instabilités liées à ces phénomènes. Ils proposent quatre formes caractéristiques principales (Figure 6.18).

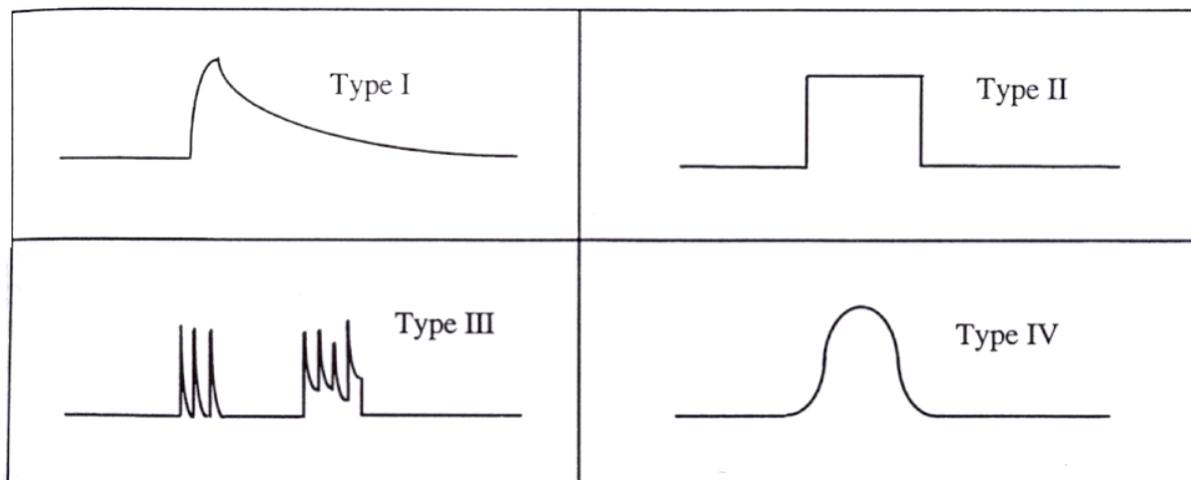


Figure 6.18 : Différentes formes d'instabilités des signaux de PS dues à des phénomènes se déroulant près de l'électrode (Clerc *et al.*, 1998).

La plus commune (type I) est caractérisée par une augmentation très rapide du potentiel (inférieure à une minute jusqu'à quelques minutes) puis une lente décroissance exponentielle sur plusieurs heures ou plusieurs dizaines d'heures (Figure 6.19). D'autres comportements sont aussi observés : des signaux carrés (Type II, Figure 6.20), un train d'impulsions (Type III) et un signal en forme de cloche (moins courant) (Type IV).

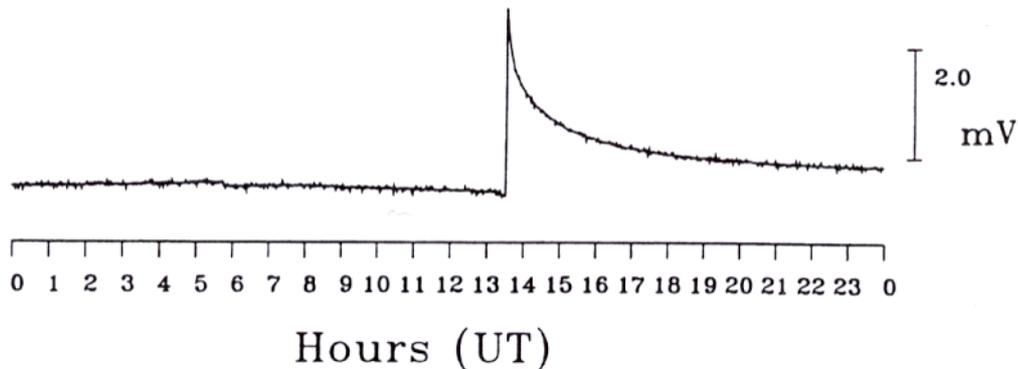


Figure 6.19 : Instabilité de type I (Clerc *et al.*, 1998).

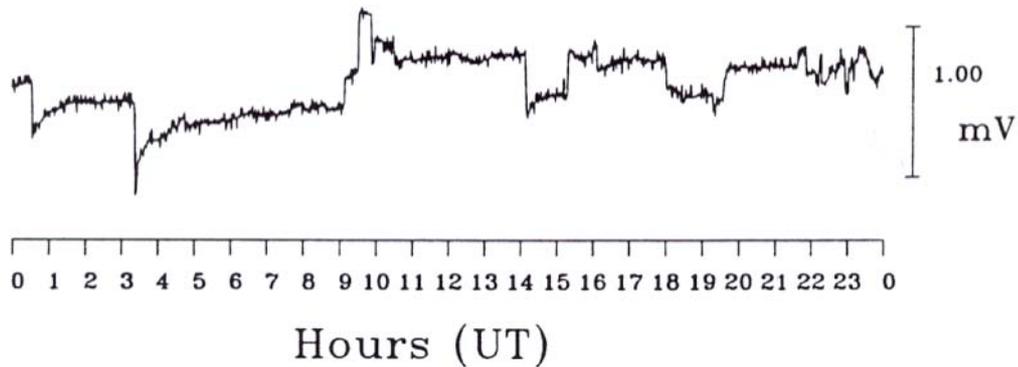


Figure 6.20 : Instabilité de type II (Clerc *et al.*, 1998).

Ces phénomènes peuvent être réversibles ou irréversibles. Dans ce dernier cas, le potentiel ne revient pas à son état antérieur. Les variations de PS sont comprises entre le dixième de millivolts et plusieurs millivolts.

6.4.1.3. Les phénomènes d'origine externe

L'effet d'induction magnétotellurique est bien connu (Vozoff, 1991). Les variations du champ magnétique terrestre induisent des courants électriques dans le sol. Ces courants sont de quelques millivolts à plusieurs dizaines de millivolts par kilomètre. Cet effet se traduit entre autres par la présence de variations diurnes sur les enregistrements qui sont enregistrées par toutes les électrodes. Parfois l'activité solaire varie fortement et provoque des fluctuations brusques et intenses du magnétisme terrestre (orages magnétiques). On peut alors observer des variations importantes principalement du champ électrique horizontal pendant des durées de quelques heures. La consultation d'enregistrements en continu du champ magnétique terrestre permet de corrélérer parfaitement les orages magnétiques et les variations de potentiels qu'ils induisent dans le sol.

Parfois, on observe des variations diurnes très importantes sans qu'on puisse entièrement les expliquer par les variations du champ magnétique terrestre. Typiquement, elles sont observées suite à une mauvaise installation de l'électrode ou alors à une variation d'humidité de la subsurface liée aux variations de température de l'air qui affectent les enregistrements (cf. chapitre 4). Ces variations peuvent être de plusieurs dixièmes de millivolts.

D'autres phénomènes de type atmosphérique méritent également d'être étudiés. C'est le cas par exemple des orages atmosphériques. Par beau temps, le champ électrique vertical dans l'air au niveau de l'écorce terrestre est de l'ordre de 120 V.m^{-1} . Lors du développement d'un processus orageux, la base du nuage d'orage est le siège d'une charge électrique globalement

négative qui va conduire à un champ électrique de polarité inverse au champ électrique par beau temps et pouvant atteindre des valeurs moyennes de -15 à -20 kV.m^{-1} (Garry, 2004 ; Papet-Lépine, 2005). On peut s'interroger sur l'effet de ces variations du champ électrique dans le sous-sol.

D'autres questions liées à la décharge (éclair) peuvent également être posées. La décharge électrique (de l'ordre de plusieurs dizaines de milliers d'ampères) se propage très rapidement dans le sol (ordre de grandeur de la centaine de microsecondes) mais on ignore le comportement de l'électrode impolarisable lorsque la foudre tombe à proximité de celle-ci. De même, on peut imaginer qu'il existe des accumulations de charges dans le sous-sol lors de tels évènements.

On le voit, ce phénomène mal connu peut avoir une importance non négligeable et plus spécialement en milieu montagneux où les orages sont plus fréquents qu'en plaine.

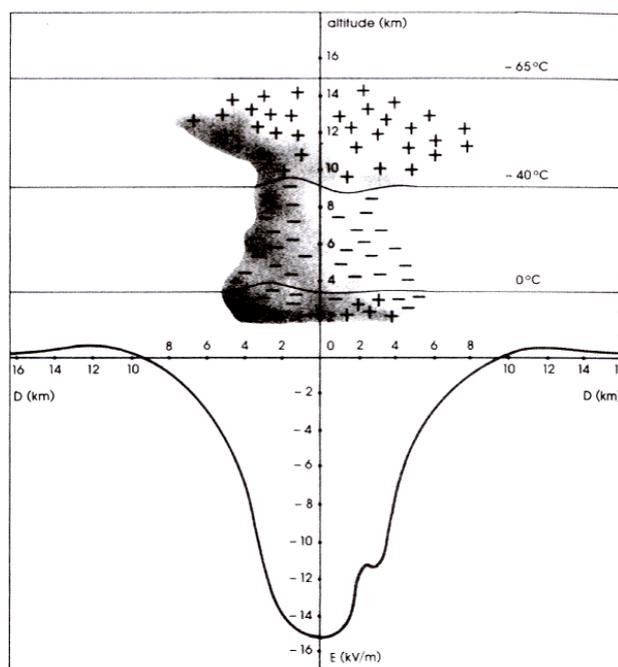


Figure 6.21 : Répartition des charges dans un nuage orageux et champ électrique vertical dans l'air au niveau du sol (Garry, 2004).

6.4.2. Les mesures à La Soutte

Nous allons maintenant voir en détail trois expériences réalisées à *La Soutte*. Elles nous permettront d'illustrer les phénomènes soulevés dans le paragraphe précédent.

6.4.2.1. Le réseau de 40 électrodes

Afin de suivre les variations temporelles dans le temps, nous avons installé un réseau permanent de 40 électrodes impolarisables. Les électrodes ont été implantées à environ 80 cm

de profondeur. Le contact entre le sol et l'électrode a été amélioré en plaçant au fond du trou de la boue d'argile saturée en eau salée. Les électrodes ont toutes été reliées à une centrale d'acquisition *Campbell CR10X* grâce à des câbles enterrés. Depuis la fin de l'année 2004, les mesures sont réalisées en continu avec un pas d'échantillonnage d'un point par minute. Chaque soir, les données sont rapatriées par liaison GSM vers l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

La Figure 6.22 présente la localisation du réseau d'électrodes constitué de 3 profils. La distance inter-électrode est fixe et égale à 3 m. L'électrode de référence a été placée à environ 100 m du réseau.

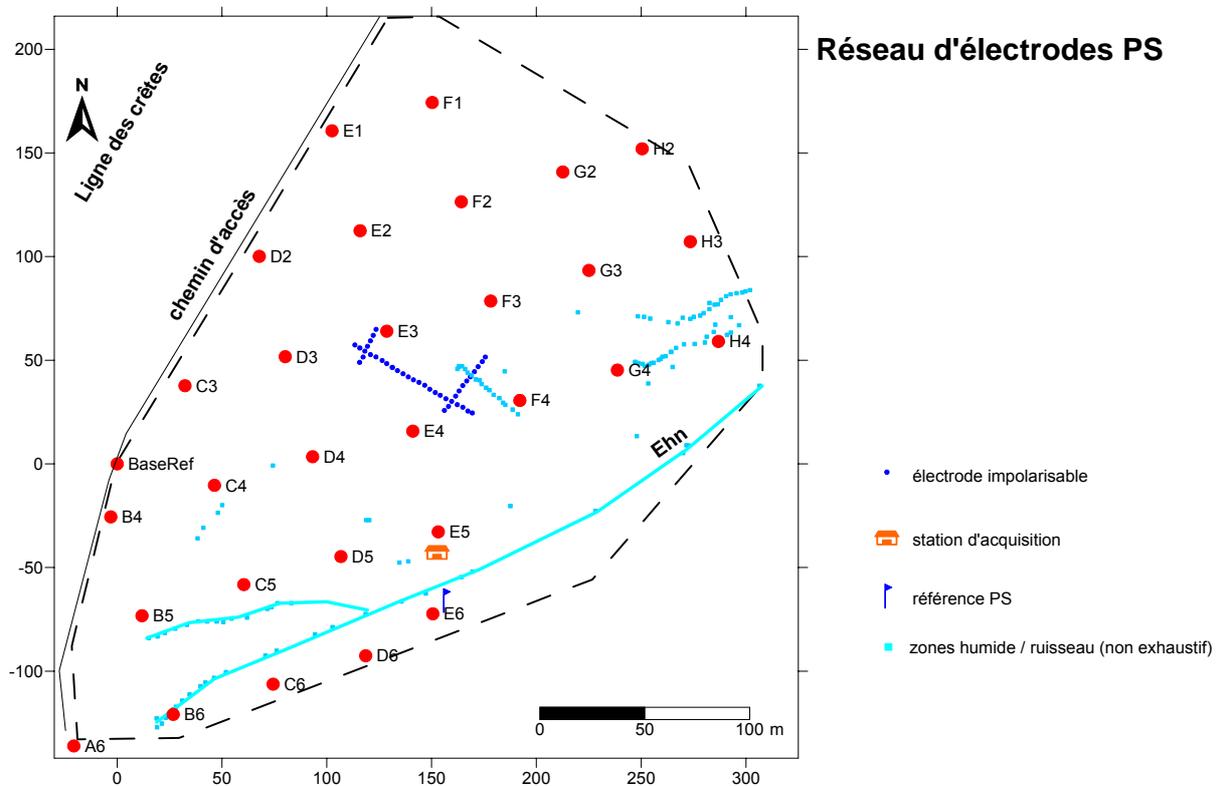


Figure 6.22 : Carte de localisation du réseau d'électrodes impolarisables, de la référence PS et de la station d'acquisition.

La Figure 6.23 présente un agrandissement de la zone, les noms des différentes électrodes y ont été reportés.

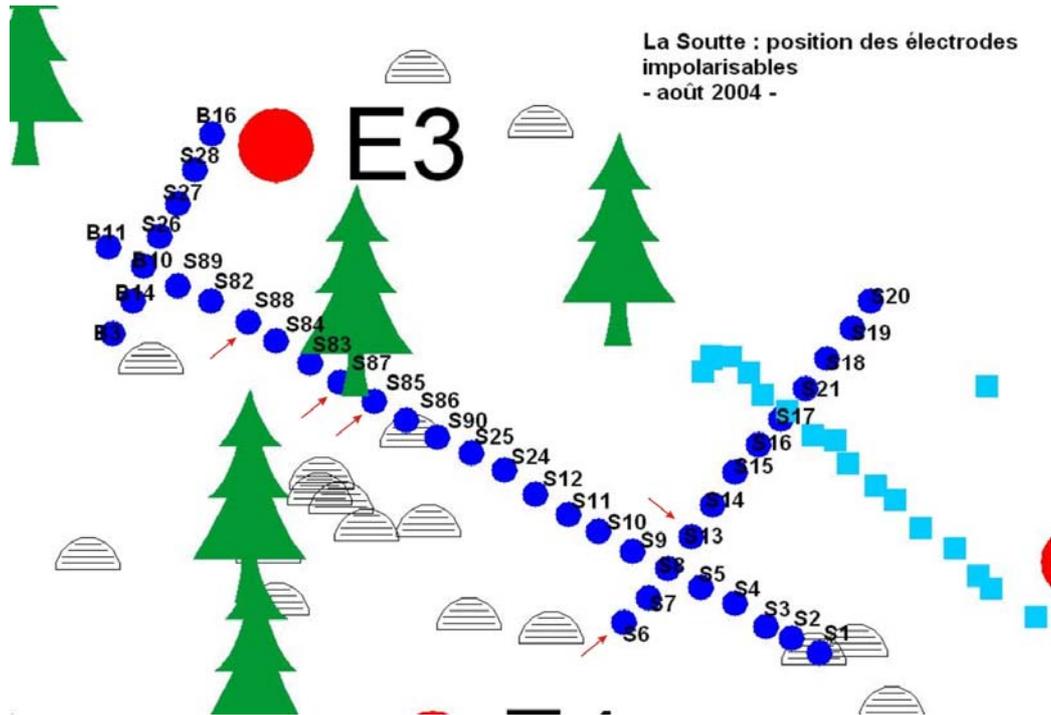


Figure 6.23 : Agrandissement de la zone où se trouve le réseau d'électrodes. Les flèches rouges pointent les électrodes dont il est question dans le paragraphe 6.4.2.1.

La Figure 6.24 montre les données brutes pour l'électrode S85 enregistrées entre le 1 janvier 2005 et le 10 juillet 2006. D'autres paramètres sont également représentés parmi lesquels la température du sol à 60 cm de profondeur, les précipitations et l'activité orageuse. Les données de précipitations proviennent pour l'année 2005 du pluviomètre du Welschbruch situé à 2 km de La Soutte et géré par Météo-France (données quotidiennes). En 2006, elles proviennent de notre propre pluviomètre. L'activité orageuse est représentée sous la forme d'un indice compris entre 0 et 3. Pour chaque journée, l'indice a été estimé subjectivement à partir de la consultation des cartes européennes d'impacts de foudre que procurent le WetterZentrale sur leur site Internet (Figure 6.26). Il est évident qu'à cette échelle spatiale, il est difficile de déterminer avec précision le lieu des impacts. L'indice est fonction du nombre d'impacts dans la journée dans le secteur des Vosges. Ainsi 0 correspond à une journée sans orage et 3 à une journée où le nombre d'impacts est très important.

A cette échelle de temps, certaines variations sont très visibles en particulier les quatre décrochements qui apparaissent les 28 juin 2005, 10 septembre 2005, 15 décembre 2006 et 16 mai 2006 (Figure 6.24). Ces variations sont visibles sur l'ensemble des électrodes au même moment et avec la même amplitude pour un évènement donné, ce qui laisse à penser que seule l'électrode de référence est affectée par ces variations.

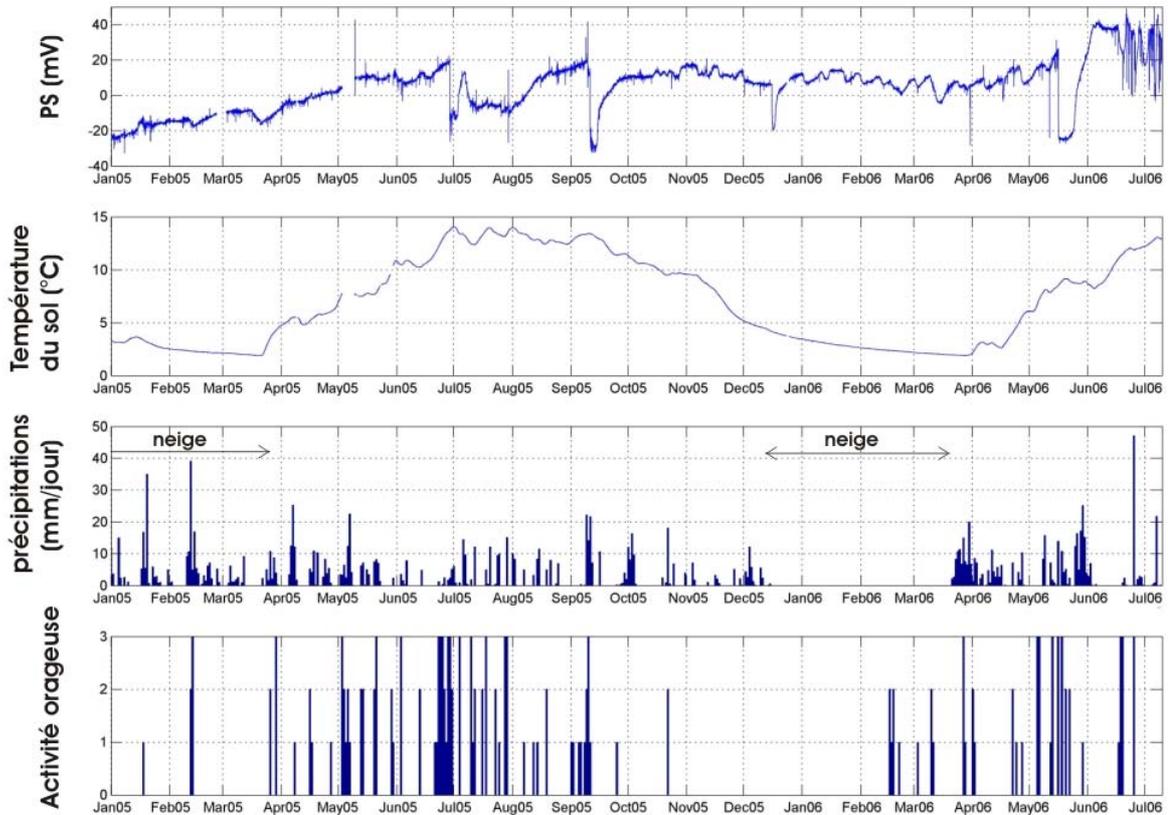


Figure 6.24 : Variation du potentiel spontané de l'électrode S85 pendant la période du 1^{er} janvier 2005 au 10 juillet 2006. De haut en bas : potentiel de l'électrode S85 ; température du sol à 60 cm de profondeur ; cumul journalier des précipitations (voir texte) ; activité orageuse (indice de 0 à 3, voir texte).

La Figure 6.24 présente en détail ces quatre évènements sur l'électrode S85. Les évènements de juin et septembre 2005 sont très similaires. Ils présentent une décroissance rapide du signal (-28 mV en juin, -36 mV en septembre) puis le signal se stabilise pendant environ 90 h (3.7 jours) avant de croître à nouveau. Les deux autres évènements ont des caractéristiques différentes. L'évènement de décembre est beaucoup plus court (quelques heures) et l'évènement de mai 2006 est beaucoup plus long (environ 7 jours).

L'électrode de référence (Figure 6.22) est située à une quinzaine de mètres du ruisseau. Il est cependant difficile d'invoquer l'électrocinitisme pour expliquer les variations observées. Certes, les pluies sont importantes durant ces évènements orageux mais il existe de nombreux autres épisodes pluvieux tout aussi importants qui n'affectent pas l'électrode de référence. De plus, on peut observer que les variations se produisent toujours de manière très brusque avec des amplitudes importantes.

On peut se demander s'il n'existe pas un lien de cause à effet avec l'activité orageuse. Mise à part en décembre 2005, toutes les variations ont lieu lors de journées très orageuses (Figure 6.26). Il est cependant difficile de trouver un mécanisme qui permette d'expliquer les observations.

L'électrode de référence se comporte à la manière d'une électrode qui aurait été polarisée par un courant électrique important. Cependant, on ne peut guère incriminer un impact de foudre. En effet, le courant de l'impact est très intense (plusieurs dizaines de milliers d'ampères) mais également très court (centaine de microsecondes) et la différence de potentiel au sol diminue très rapidement avec la distance. De plus, l'électrode de référence est l'unique électrode affectée par le phénomène.

Une dernière piste de réflexion pour expliquer ces variations de potentiel est la possibilité d'une accumulation locale de charges. En effet, la carte géologique du secteur suggère la présence d'un contact granitique situé au sud des piquets B6-C6-D6 à proximité du ruisseau. Des investigations complémentaires sont cependant nécessaires pour déterminer si l'électrode de référence se trouve au niveau de ce contact et pour vérifier si le contraste de conductivité électrique entre les deux milieux est susceptible d'entraîner des accumulations de charges suffisantes.

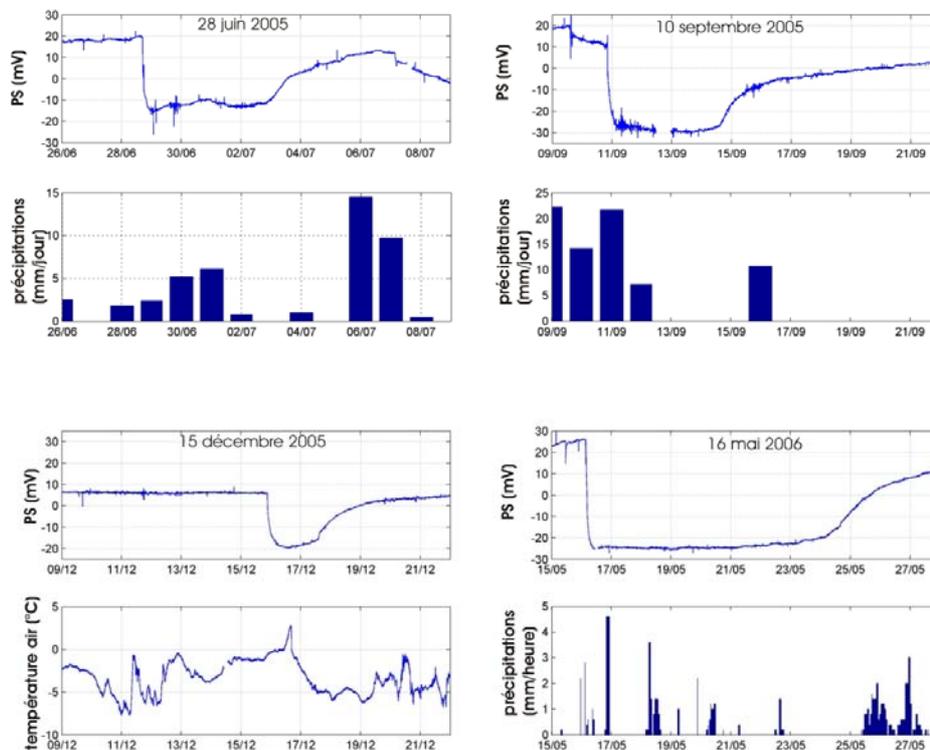


Figure 6.25 : Variations PS de l'électrode les 28 juin 2005, 10 septembre 2005, 15 décembre 2005 et 16 mai 2006. Haut, gauche : variation du potentiel et cumul journalier (station du Welschbruch) pour la période du

26/06 au 09/07. Haut, droite : variation du potentiel et cumul journalier (station du Welschbruch) pour la période du 09/09 au 22/09. Bas, gauche : variation du potentiel et température de l'air pour la période du 09/12 au 22/12, pas données de précipitations pour cette période (neige). Bas, droite : variation du potentiel et cumul horaire (station de La Soutte) pour la période du 15/05 au 28/05.

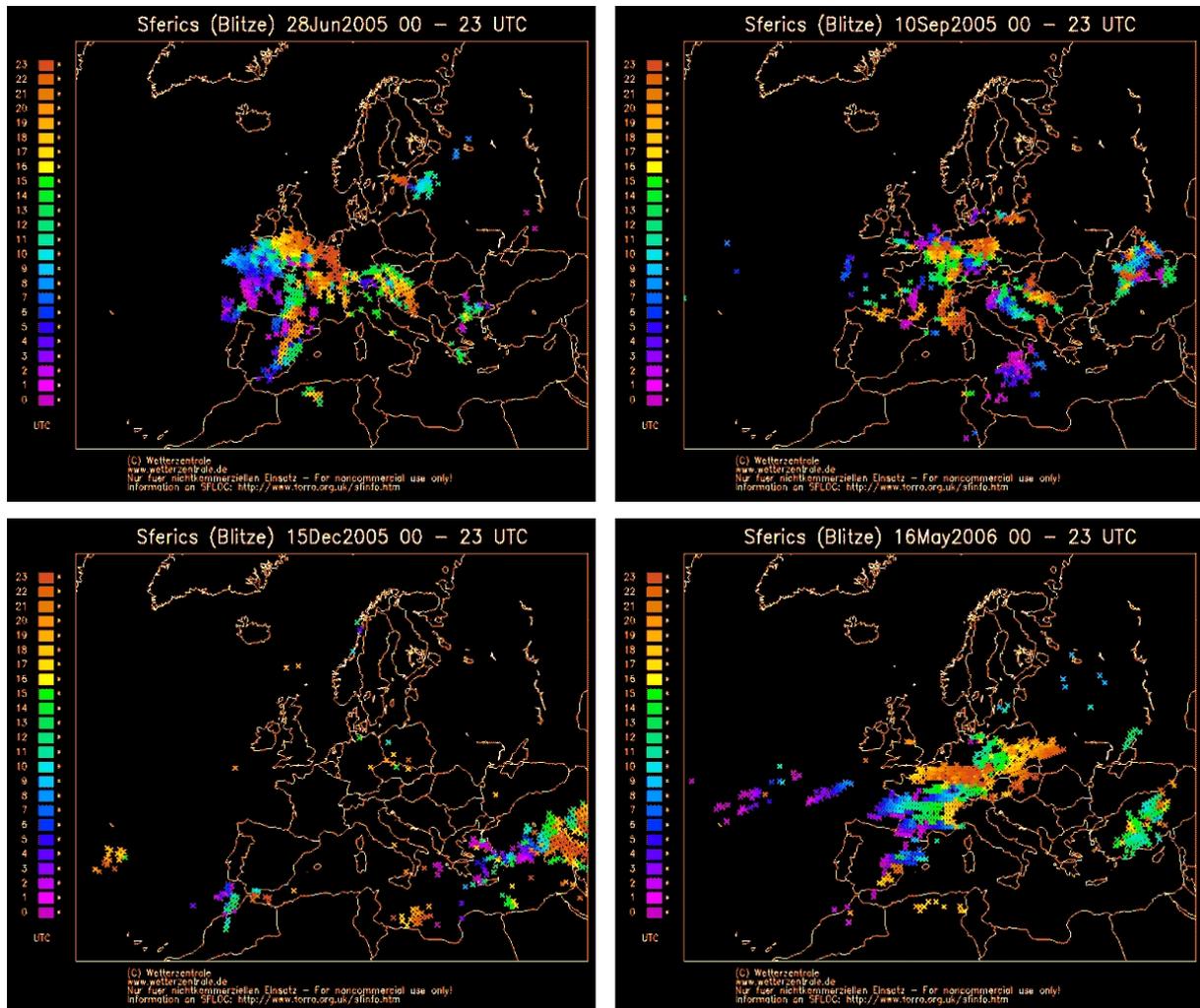


Figure 6.26 : Impacts de foudre pour les journées du 28 juin 2005, 10 septembre 2005, 15 décembre 2005 et 16 mai 2006. Les cartes proviennent du site Internet allemand du *WetterZentrale*.

L'évolution temporelle de l'électrode de référence est singulière. Il est donc nécessaire de s'en affranchir et de choisir une autre référence pour représenter nos données. Pour chaque potentiel, on soustrait la valeur du potentiel de l'électrode choisie comme référence. Après un examen minutieux du comportement de l'ensemble des électrodes, notre choix s'est porté sur l'électrode S87. La Figure 6.27 présente le potentiel de l'électrode S88 avant et après changement de référence. On peut observer que l'on s'affranchit complètement des effets décrits précédemment.

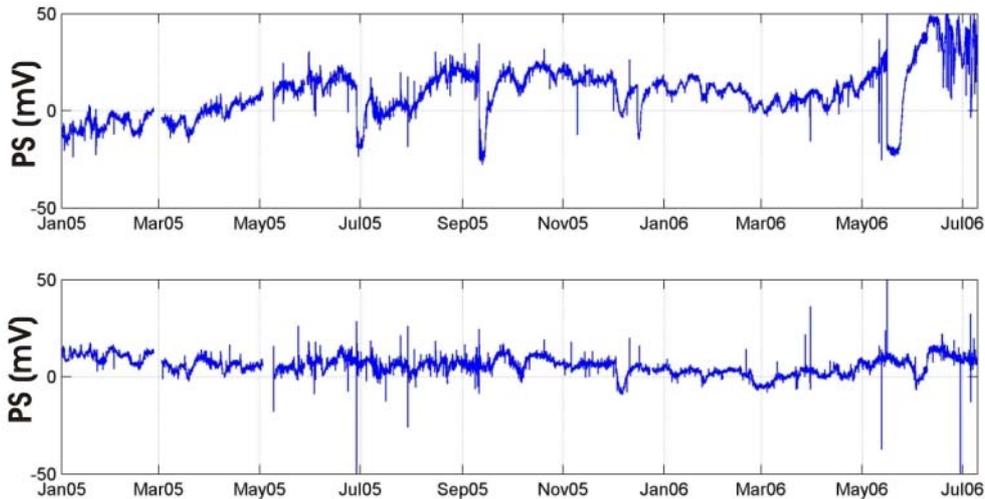


Figure 6.27 : Changement de référence PS. La partie supérieure montre le potentiel de l'électrode S88 mesurée par rapport à l'électrode de référence du réseau. La figure inférieure présente le potentiel de S88 lorsque S87 est utilisée comme référence.

Certaines électrodes présentent toujours des variations singulières. La Figure 6.28 montre par exemple les variations temporelles des électrodes S6 et S13. Pour chacune de ces électrodes, le contenu fréquentiel change brusquement à une certaine période de l'année. Ce changement est parfois irréversible (S13) ou réversible (S6) et n'a pas lieu à la même saison (été pour S6 et automne pour S13). On peut tenter d'expliquer ces comportements par un mauvais contact électrique avec le sous-sol. En effet, le changement a lieu durant l'été 2005 pour S6, période pendant laquelle la saturation en eau du sol diminue. Cependant, cette hypothèse est limitée car on observe que l'électrode conserve ce comportement même lorsque le sol est totalement saturé au printemps 2006 et qu'il ne change à nouveau qu'à partir du mois de mai.

Quant à l'électrode S13, ce comportement apparaît en automne (octobre 2005) alors qu'une fois de plus on peut supposer que la saturation du sol est élevée.

D'autres électrodes, comme par exemple, l'électrode S88 (Figure 6.27) présentent un comportement moins singulier. Leurs variations sont moins brusques et généralement comprises autour de +/-10 mV par rapport à leur moyenne. Ces électrodes sont plutôt réparties sur la partie nord-ouest du réseau qui est pourtant une zone moins argileuse où la saturation du sol varie plus fortement le long de l'année.

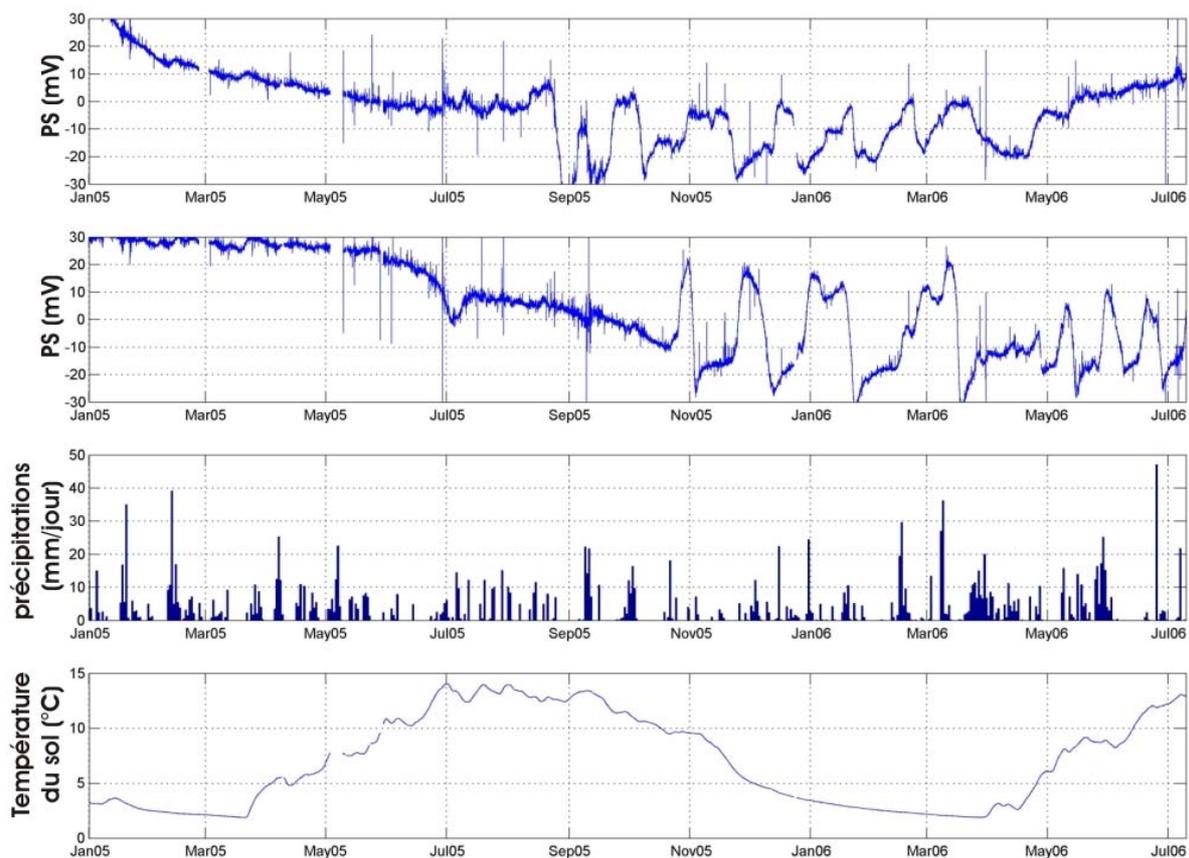


Figure 6.28 : Variations du potentiel des électrode S6 et S13 par rapport à l'électrode S87 sur la période du 1^{er} janvier 2005 au 10 juillet 2006. De haut en bas : Variations des potentiels de S6 et S13 ; cumul journalier des précipitations ; température du sol.

6.4.2.2. La mesure des variations verticales de PS

A la fin de l'année 2005, nous avons installé au niveau de l'électrode S1, quatre électrodes à la verticale les unes des autres espacées de 12 à 18 cm (Figure 6.29). La Figure 6.30 présente les données enregistrées entre le 1^{er} janvier 2005 et la fin du mois d'août. L'électrode située à la plus grande profondeur est prise comme référence. Nous y avons également placé quatre thermistances à 15 cm d'intervalle.

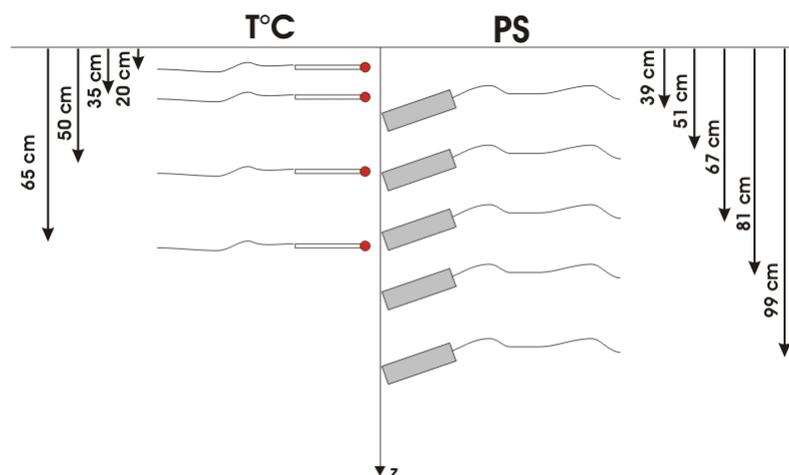


Figure 6.29 : Schéma de l'expérience des mesures des PS et des températures en profondeur. L'échelle verticale n'est pas respectée.

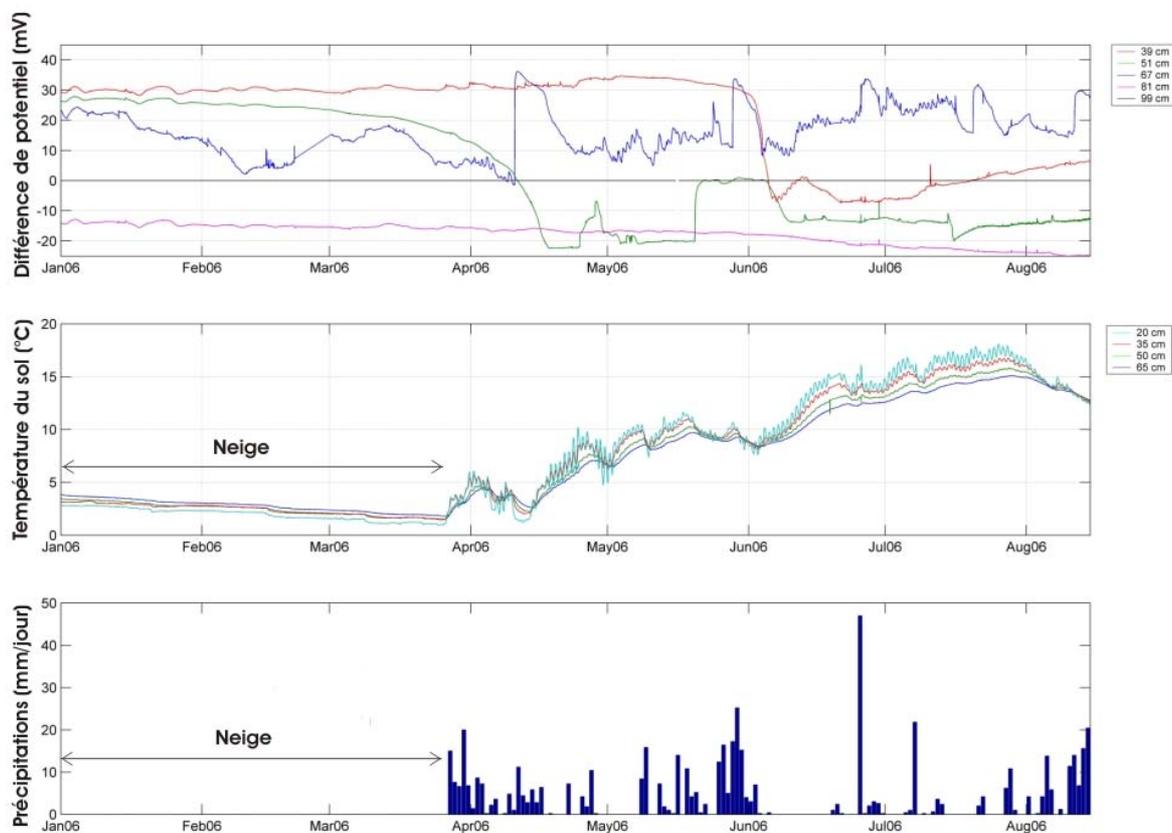


Figure 6.30 : Expérience de suivi temporel du potentiel spontané vertical et de la température du sol sur une période de 8 mois. Haut : variations temporelles du potentiel électrique de quatre électrodes placées à 39 cm (rouge), 51 cm (vert), 67 cm (bleu) et 81 cm (magenta) de profondeur par rapport à une électrode placée à 99 cm de profondeur (noir) ; milieu : variations de la température du sol à 20 cm (cyan), 35 cm (rouge), 50 cm (vert) et 65 cm (bleu) de profondeur ; bas : cumul journalier des précipitations (station météo de *La Soutte*). Le pluviomètre est non chauffant et ne permet pas de mesurer les précipitations durant la période hivernale.

On remarque tout d'abord que l'électrode qui se situe à la plus grande profondeur (81 cm) est très stable dans le temps. Elle se trouve dans un milieu argileux saturé qui assure un contact parfait avec le sol.

On observe ensuite que les variations du champ électrique vertical sont importantes à l'échelle de plusieurs mois, avec des variations de plusieurs dizaines de millivolts. Le comportement de l'électrode bleue est erratique. Il s'agit de l'électrode S1 du réseau précédent. Elle doit être endommagée. Ainsi, à certains moments de l'année, on peut observer des variations diurnes très importantes liées aux variations de la température (au mois de mai ou durant l'été). Nous ne la considérerons plus dans la suite. L'électrode la plus superficielle (rouge) présente également des variations diurnes importantes durant la période de canicule de juin (Figure 6.31). On peut penser que durant cette période la saturation du sol diminue fortement.

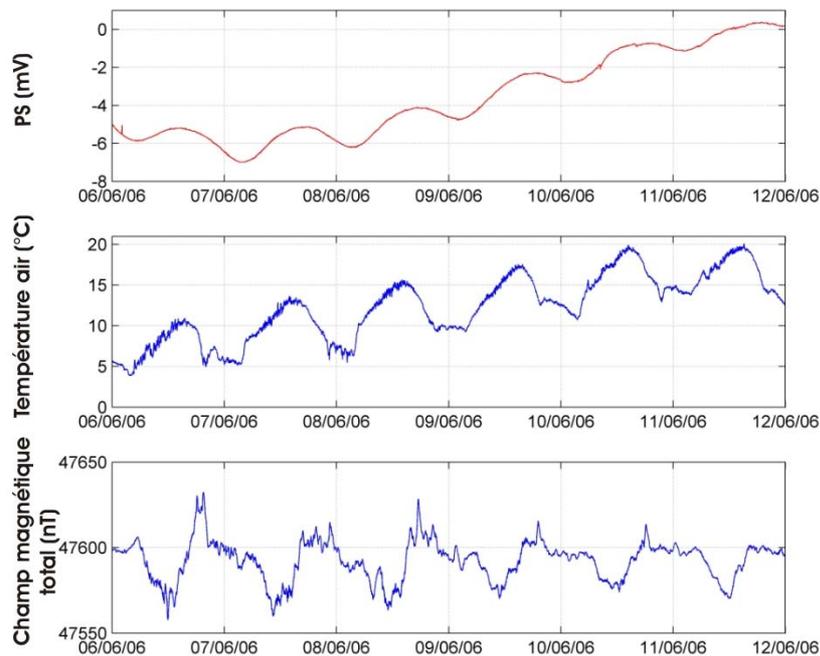


Figure 6.31 : Variations du potentiel spontané de l'électrode située à 39 cm de profondeur durant la période du 6 au 12 juin 2006. Haut : potentiel spontané ; milieu : température de l'air (station météo de La Soutte) ; bas : champ magnétique total (observatoire magnétique de Chambon-La-Forêt).

Durant la période hivernale, les différences de potentiels sont relativement constantes et les électrodes varient de manière similaire. Le comportement de l'électrode à 51 cm (verte) à la mi-mars est difficile à comprendre. On peut penser que la neige commence à fondre et qu'il existe un écoulement sous le manteau neigeux. Cependant, l'électrode à 39 cm (rouge) n'est pas affectée. Le comportement de l'électrode à 51 cm est assez singulier durant le reste de l'année alternant des périodes très stables et des sauts importants qui ne peuvent pas être corrélés avec le comportement des autres électrodes.

L'électrode à 39 cm de profondeur (rouge) présente en avril des variations qui pourraient improprement être attribuées à de l'infiltration (Figure 6.32). La variation du potentiel électrique est positive alors qu'on s'attend avec notre configuration (référence en profondeur) à l'inverse. De plus, on constate sans équivoque qu'il n'existe aucune corrélation avec la pluie. D'ailleurs, l'électrode ne semble pas du tout affectée par les précipitations. On peut supposer que le sol est saturé à cette époque de l'année ce qui explique l'absence de signaux sur le champ électrique vertical, même de très faible amplitude.

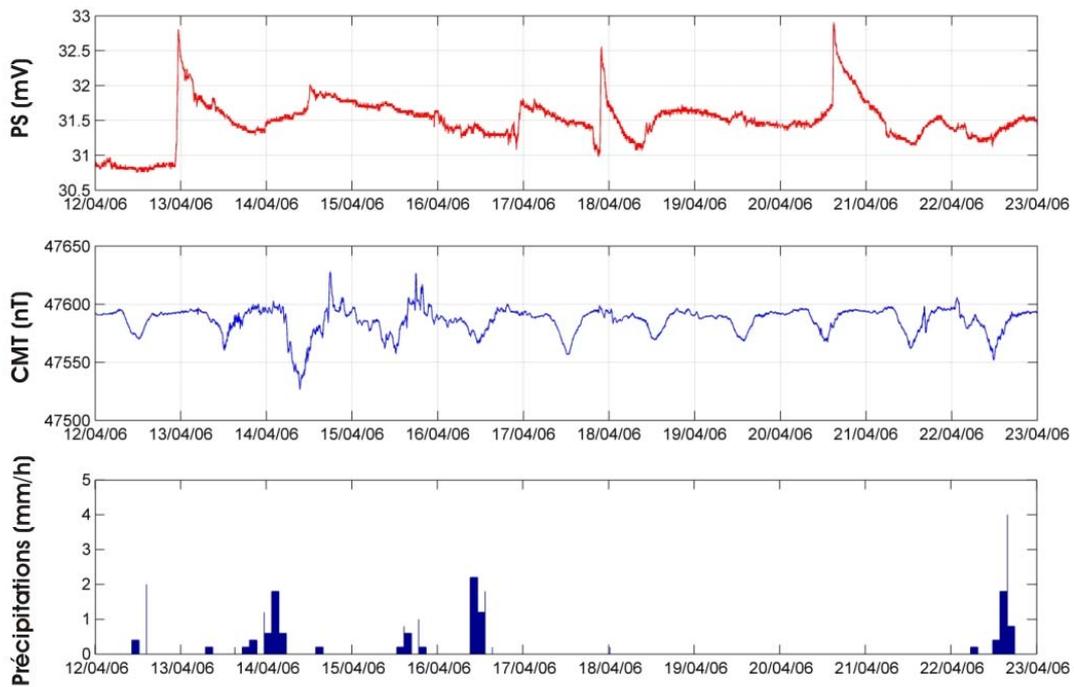


Figure 6.32 : Variations du potentiel électrique de l'électrode située à 39 cm durant la période du 12 au 23 avril 2006. Haut : potentiel spontané ; milieu : champ magnétique total (observatoire de Chambon-La-Forêt) ; bas : cumul horaire des précipitations (station météo de *La Soutte*).

On observe également une forte et brusque décroissance (environ 35 mV) du potentiel de cette même électrode le 4 juin. Cette date correspond au début d'une longue période sans pluie et il semble difficile de supposer une variation importante de la saturation. D'une part, la variation est rapide et son amplitude est importante. D'autre part, on peut constater que l'impact des précipitations qui suivent la période de canicule est faible même si on peut supposer qu'une partie de ces pluies ruisselle (Figure 6.33).

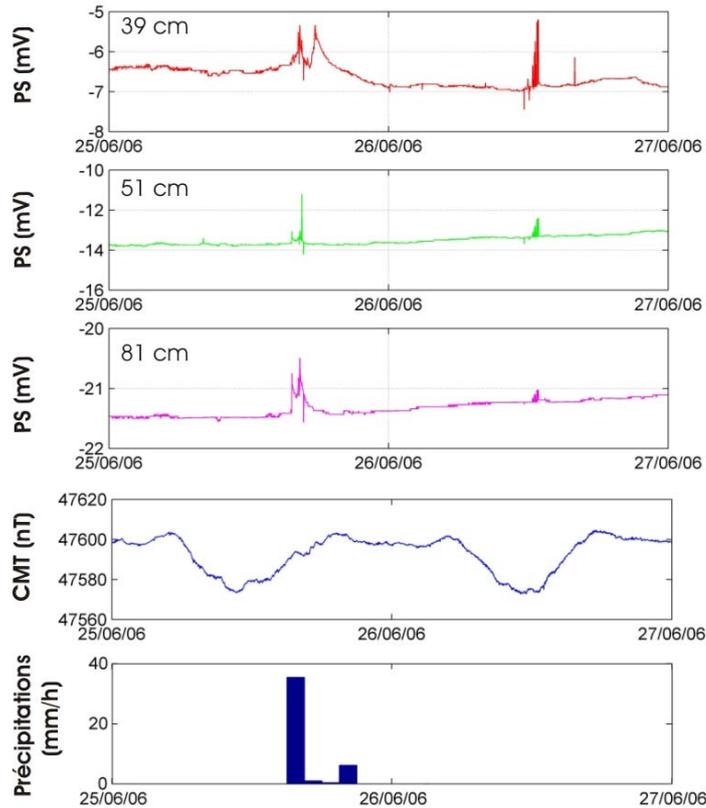


Figure 6.33 : Variations du potentiel électrique des électrodes situées à 39 cm, 51 cm et 81 cm de profondeur durant la période du 25 au 27 juin 2006. De haut en bas : potentiel des électrodes situées à 39 cm, 51 cm et 81 cm de profondeur ; champ magnétique terrestre (observatoire magnétique de Chambon-la-Forêt) ; cumul horaire des précipitations (station météo de *La Soutte*).

6.4.2.3. Suivi temporel entre le 2 et le 10 août 2006

Entre le 2 et le 10 août, nous avons réalisé des mesures en vue de tester un prototype de la *Géobox 2.0* (cf. Chapitre 5). Nous avons installé de manière temporaire 6 électrodes (Elec1 à Elec6) afin de suivre dans le temps les variations du potentiel pour des profondeurs semblables à celles de nos mesures statiques (une dizaine de centimètres).

La Figure 6.34 présente plus précisément la localisation des électrodes.

Durant cette période, la station météo a enregistré de très fortes précipitations et plus particulièrement le 6 août (13.8 mm). La Figure 6.35 présente le potentiel électrique des électrodes par rapport à l'électrode Elec1 (référence) située en aval des électrodes Elec4, Elec5 et Elec6. On observe une augmentation importante du potentiel électrique de ces électrodes parfaitement corrélée avec l'évènement pluvieux. Ces variations peuvent s'expliquer par un écoulement de subsurface le long de la pente.

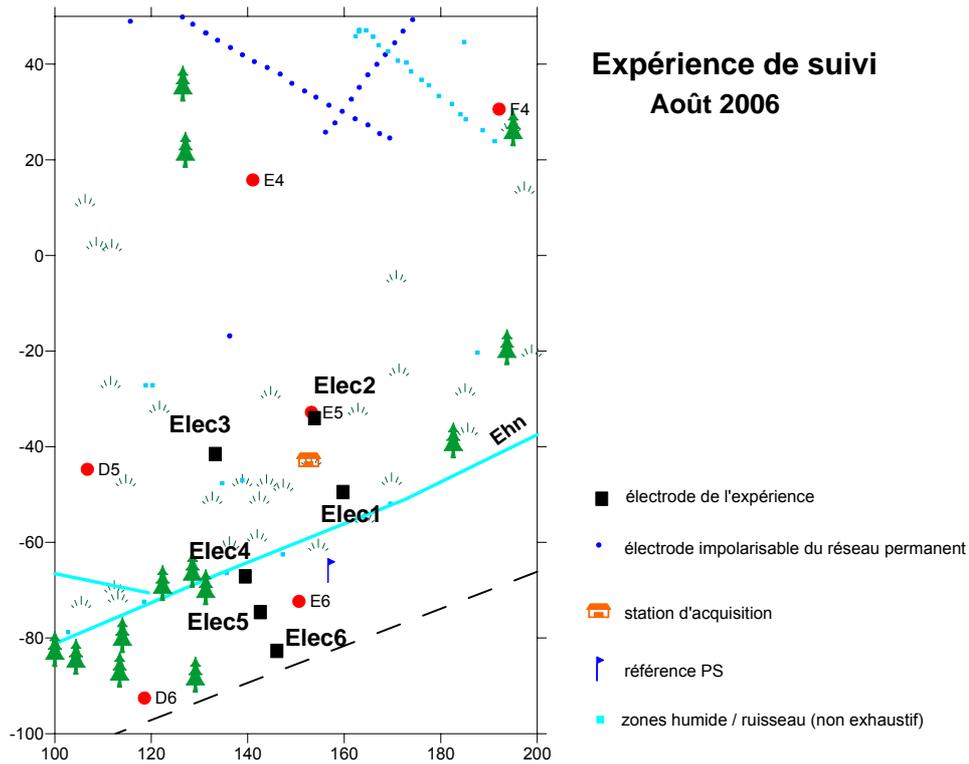


Figure 6.34 : Localisation des électrodes de l'expérience d'août 2006.

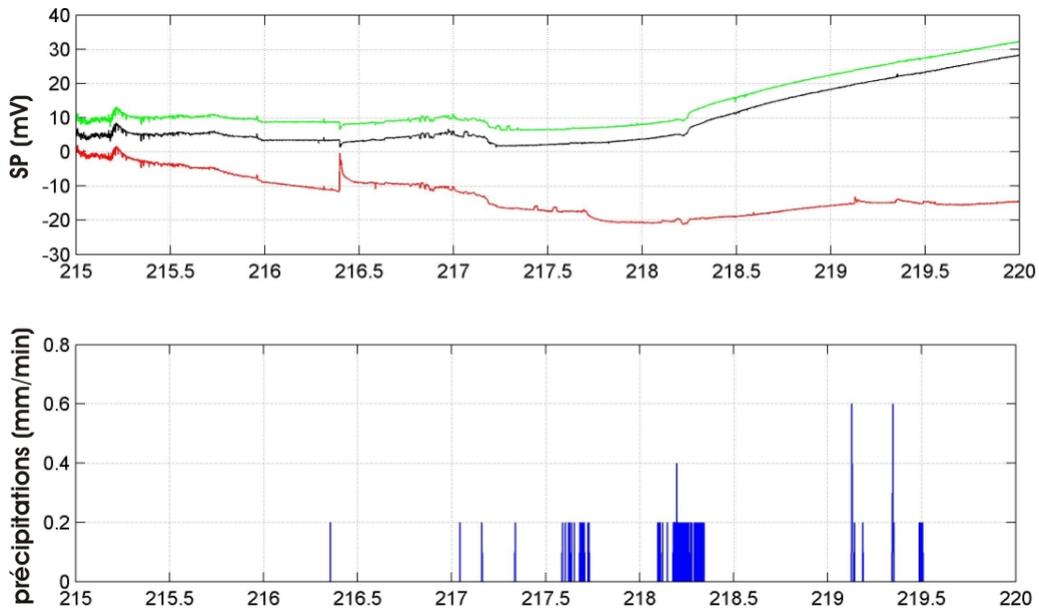


Figure 6.35 : Variations du potentiel électrique des électrodes Elec4 (rouge), Elec5 (vert) et Elec6 (noir) du 4 au 8 août (haut). Précipitations en mm/minute (station météo de La Soutte).

6.5. Conclusions et perspectives

Les mesures en continu de PS à *La Soutte* sont complexes et difficiles à interpréter en terme de dynamique d'écoulements. Cependant, les mesures ponctuelles en carte mettent en

évidence le contact volcanique - granite arénisé déjà observé en tomographie électrique (Chapitre 2). Il serait par conséquent intéressant de réaliser un suivi PS au niveau de cette zone où les gradients semblent importants afin d'étudier la dynamique d'éventuelles circulations qui pourraient correspondre à la recharge ou à la décharge d'un aquifère.

L'expérience de suivi des variations verticales de PS n'a pas mis en évidence un effet lié à l'infiltration en un lieu où l'épaisseur de la zone vadose est faible (20-40 cm), mais permet de vérifier la stabilité des électrodes dans la couche argileuse (80-100 cm de profondeur). Il serait par conséquent judicieux de reprendre cette expérience à un endroit où les variations de saturation sont plus importantes, par exemple en amont de la zone actuellement investiguée (entre C3 et B5, Figure 6.22).

Références relatives au chapitre 6 :

- Aizawa, K., Yoshimura, R., Oshiman, N., Yamazaki, K., Uto, T., Ogawa, Y., Tank, S.B., Kanda, W., Sakanaka, S., Furukawa, Y., Hashimoto, T., Uyeshima, M., Ogawa, T., Shiozaki, I. et Hurst, A.W., 2005. *Earth and Planetary Science Letters*, **235**, 1-2, p. 343-355.
- Aubert, M. et Atangana, Q.Y., 1996. Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Ground Water*, **34**, p. 1010-1016.
- Aubert, M., Daba, I.N. et Livet, M., 1990. Identification of the boundaries between two watersheds in a volcanic area by the Self-Potential method. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **311**, II, p. 999-1004.
- Bogoslovsky, V.A. et Ogilvy, A.A., 1973. Deformations of natural electric fields near drainage structures. *Geophysical Prospecting*, **21**, p. 716-723.
- Bond, D.R., Holmes, D.E., Tender, L.M. et Lovley, D.R., 2002. Electrode-reducing microorganisms that harvest energy from marine sediments. *Science*, **295**, p. 483-485.
- Chéné, G., Brunjail, C. et Bastian, G., 2001. Electrical detection and measurement of water content inside geomaterials. *Int. Zeitschrift für Bauinstandsetzen und Baudenkmalpflege* **7**, p. 471-490.
- Clerc, G., Petiau, G. et Perrier, F., 1998. The Garchy 1995-1996 electrode experiment, *technical report*.
- Darnet, M. et Marquis, G., 2004. Modelling streaming potential (SP) signals induced by water movement in the vadose zone. *Journal of Hydrology*, **285**(1-4), p. 114-124.
- Darnet, M., Marquis, G. et Sailhac, P., 2003. Estimating aquifer hydraulic properties from the inversion of surface streaming potential (SP) anomalies. *Geophysical Research Letters*, **30**(13), 1679, doi: 10.1029/2003GL017631.
- Darnet, M., Marquis, G. et Sailhac, P., 2006. Hydraulic stimulation of geothermal reservoirs :fluid flow, electric potential and microseismicity relationship. *Geophysical Journal International*, **166**, p. 438-444.
- Di Maio, R., Mauriello, P., Patella, D., Petrillo, Z., Piscitelli, S., Siniscalchi, A. et Mariacira, M., 1997. Self-potential, geoelectric and magnetotelluric studies in Italian active areas. *Annali di Geofisica*, **40**, p. 519.
- Doussan, C., Jouniaux, L. et Thony, J.-L., 2002. Variations of self-potential and unsaturated water flow with time in sandy loam and clay loam soils. *Journal of Hydrology*, **267**, p. 173-185.
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.-F. et Valenza, M., 2002. Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO₂ surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **116**, 1-2, p. 1-18.
- Fitterman, D.V., 1979. Calculations of self-potential anomalies near vertical contacts. *Geophysics*, **44**(2), p. 195-205.
- Friedel, S., Byrdina, S., Jacobs, F. et Zimmer, M., 2004. Self-potential and ground temperature at Merapi volcano prior to its crisis in the rainy season 2000-2001. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **134** (3), p. 149-168.
- Garry, C., 2004. La foudre: Nature, histoire, risques et protection. 3^{ème} édition, Editions Dunod, Paris.
- Ishido, T. et Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *Journal of Geophysical Research*, **86**(B3), p. 1763-1775.
- Ishido, T. et Pritchett, J.W., 1999. Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow. *Journal of Geophysical Research*, **104**, p. 15247-15259.

- Ishido, T., Mizutani, H. et Baba, K., 1983. Streaming Potentials observations using geothermal wells and in situ electrokinetic coupling coefficients under high temperature. *Tectonophysics*, **91**, p. 89-104.
- Lachassagne, P. et Aubert, M., 1989. Etude des phénomènes de polarisation spontanée (PS) enregistrés dans un sol lors de transferts hydriques verticaux. *Hydrogéologie*, **1**, p. 7-17.
- Marquis, G., Darnet, M., Sailhac, P., Singh, A.K. et Gerard, A., 2002. Surface electric variations induced by deep hydraulic stimulation : an example from the Soultz HDR site. *Geophysical Research Letters*, **29**, 14, 7.
- Merkler, G.P., Militzer, H., Hötzl, H., Armbruster, H. et Brauns, J., 1989. Detection of subsurface flow phenomena (Lecture notes in earth Sciences 27), Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Michel, S. et Zlotnicki, J., 1998. Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Réunion Island): correlations with faulting, fluid circulation, and eruption. *Journal of Geophysical Research*, **103**(B8), p. 17845-17857.
- Morgan, F.D., Williams, E.R. et Madden, T.R., 1989. Streaming potential properties of Westerly granite with applications. *Journal of Geophysical Research*, **94**(B9), p. 12449-12461.
- Naudet, V. et Revil, A., 2005. A sandbox experiment to investigate bacteria-mediated redox processes on self-potential signals. *Geophysical Research Letters*, **32**, L11405, doi:10.1029/2005GL022735.
- Ogilvy, A. A., Ayed, M.A. et Bogoslovsky, V.A., 1969. Geophysical studies of water leakages from reservoirs. *Geophysical Prospecting*, **17**, p. 36-62.
- Papet-Lépine, J., 2005. La modélisation de la foudre. Editions Hermès-Lavoisier, 514 p.
- Perrier, F. et Morat, P., 2000. Characterization of electrical daily variations induced by capillarity flow in the non-saturated zone. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, p. 785-810.
- Perrier, F., trique, M., Aupiais, J., Gautham, U. et Shresta, P., 1999. Electric potential variations associated with periodic spring discharge in western Nepal. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (II)*, **328**, p. 73-79.
- Perrier, F., Trique, M., Lorne, B., Avouac, J.-P., Hautot, S. et Tarits, P., 1998. Electric potential variations associated with yearly lake level variations. *Geophysical Research Letters*, **25** (11), p. 1955-1958.
- Petiau, G., 2000. Second generation of lead-lead chloride electrodes for geophysical applications. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, p. 357-382.
- Pinettes, P., Bernard, P., Cornet, F., Hovhannissian, G., Jouniaux, L., Pozzi, J.-P. et Barthes, V., 2002. On the difficulty of detecting streaming potentials generated at depth. *Pure and Applied Geophysics*, **159**, p. 2629-2657.
- Revil, A., Naudet, V., Nouzaret, J. et Pessel, M., 2003. Principles of electrography applied to self-potential electrokinetic sources and hydrogeological applications. *Water Resources research*, **39**(5), 1114, doi: 10.1029/2001WR000916.
- Revil, A., Hermite, D., Voltz, M., Moussa, R., Lacas, J.-G., Bourrie, G. et Trolard, F., 2002b. Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during infiltration experiment. *Geophysical Research Letters*, **29** (7), 1106, doi:10.1029/2001GL014294.
- Rizzo, E., Suski, B., Revil, A., Straface, S. et Troisi, S., 2004. Self-potential signals associated with pumping tests experiments. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B10203, doi :10.1029/2004JB003049.
- Sailhac, P., Darnet, M. et Marquis, G., 2004. Electrical streaming potential measured at the ground surface : forward modeling and inversion issues for monitoring infiltration and characterizing the vadose zone. *Vadose Zone Journal*, **3**, p. 120-1206.
- Sill, W.R., 1983. Self-Potential modeling from primary flows. *Geophysics*, **48**, p. 76-86.

- Suski, B, Revil, A., Titov, K., Konosavsky, M., Voltz, M., Dagès, C., Huttel, O., 2006. Monitoring of an infiltration experiment using the self-potential method. *Water Resources Research*, **42**, W08418, doi:10.1029/2005WR004840.
- Tender, L.M., Reimers, C.E., Stecher, H.A., Holmes, D.E., Bond, D.R., Lowy, D.A., Pilobello, K., Fertig, S.J. et Lovley, D., 2002. Harnessing microbially generated power on the seafloor. *Nature Biotechnology*, **20**, p. 821-825.
- Thony, J.-L., Morat, P ;, Vachaud, G. et Le Mouél, J.-L, 1997. Field characterization of the relationship between electrical potential gradients and soil water flux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **325**, p. 317-321.
- Titov, K., Loukhmanov, V. et Potapov, A., 2000. Monitoring of water seepage from a reservoir using resistivity and self polarization methods: case history of the Petergoph fountain water supply system. *First Break*, **18**, p. 431-435.
- Trique, M., Perrier, F., Froidefond, T. et Avouac J.-P., 2002. Fluid flow near reservoir lakes inferred from the spatial and temporal analysis of the electric potential. *Journal of Geophysical Research*, **107**, B10, doi:10.1029/2001JB000482.
- Ushijima, K., Mizunaga, H. and Tanaka, T., 1999. Reservoir monitoring by a 4-D electrical technique. *The Leading Edge*, **18**, p. 1422-1424.
- Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method, in J.D., Corbett, ed., *Electromagnetic method in applied geophysics-Applications part A and part B: Society of Exploration Geophysicists*, p. 641-711.
- Zlotnicki, J. et Nishida, Y., 2003. Review on morphological insights of self-potential anomalies on volcanoes. *Surveys in Geophysics*, **24**, p. 291-338.
- Zlotnicki, J., Le Mouél, J.-L., Sasai, Y., Yvetot, P. et Ardisson, M.-H., 2001. Self-potential changes associated with volcanic activity. Short-term signals associated with March 9, 1998 eruption on La Fournaise volcano (Réunion Island). *Annali di Geofisica*, **44**(2), p. 335-354.
- Zlotnicki, J., Michel, S. and Annen, C., 1994. Self-Potential anomalies and convective systems on La Fournaise Volcano (Réunion Island, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **318**(2), p. 1325.
- Zlotnicki, J., Sasai, Y., Yvetot, P., Nishida, Y., Uyeshima, M., Fauquet, F., Utada, H., Takahashi, Y. et Donnadieu, G., 2003. Resistivity and self-potential changes associated with volcanic activity : the July 8, 2000 Miyake-jima eruption (Japan). *Earth and Planetary Science Letters*, **205**, p. 139-154.

Chapitre 7: Le suivi temporel de la température pour la caractérisation du contenu en eau du sol

Ce chapitre s'intéresse à la caractérisation de la teneur en eau du sous-sol à partir de mesure en continu de la température en surface et en profondeur. Je me suis intéressé à cette expérience car lorsque nous avons installé le réseau d'électrodes impolarisables pour le suivi de PS, nous avons également installé des thermistances dans le but d'évaluer l'impact éventuel des variations importantes de température sur nos mesures PS.

7.1. Article : On the use of surface and ground temperature data to recover soil water content information

Ce chapitre prend la forme d'un article accepté le 10 octobre 2006 avec révisions mineures au *Journal of Applied Geophysics*.

On the use of surface and ground temperature data to recover soil water content information

M. Béhaegel*, P. Sailhac and G. Marquis

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

Abstract

Ground temperature measurements are largely used in agronomy, hydrology, or climatology. As temperature variations in the subsurface depends on its thermal diffusivity which itself is a function of water content, temperature measurements are also relevant in hydrogeophysics. In this paper, we model surface and underground (60 cm depth) temperature data to analyze the time variations of soil water content over one year. We have considered two modelling approaches. We first invert the data using a homogeneous half-space model to recover the apparent effective soil water saturation. As expected, the apparent effective saturation is maximal at the beginning of the spring, and then it decreases until the end of the summer. In the second approach, we use a two-layer model with fixed thermal parameters in both layers (top: unsaturated zone; bottom: saturated zone), and invert the data to monitor the time variations of the interface depth. The obtained depths are coherent with the results of the first approach and show that the soil is unsaturated over more than ten centimetres by the end of the summer. Even though more complex multi-layer models including capillary effects would probably be constrained by using temperature data measured at more than two depths, our results on this data set show the usefulness of introducing apparent parameters that provide different simple means to characterize the complex heterogeneous subsurface.

Keywords: Ground temperature; Soil water content; Thermal properties; Heat transfer

1. Introduction

Ground temperature measurements can be performed easily at low cost. Shallow subsurface measurements (*i.e.*, down to one or two metres) are mainly used for meteorological or agronomical purposes; for example, to follow the permafrost evolution (*e.g.*, Osterkamp *et al.*, 1994; Harris *et al.*, 2001) or to monitor the root zone temperature that controls biological processes (*e.g.*, Groffman *et al.*, 1999). Recent applications of ground temperature measurements in boreholes allowed reconstructing past air surface temperature over a large range of spatial or time scales (*e.g.*, Pollack and Huang, 2000; Huang *et al.*, 2000; Beltrami, 2001). Indeed, the Earth behaves as a low-pass filter recording long-term trends of ground surface temperature changes at depth.

Other applications concern hydrology. Streambed temperature measurements could be used to characterize different types of flow within the streambed and the hyporheic zone (*e.g.*, White *et al.*, 1987; Maddock *et al.*, 1995; Storey *et al.*, 2003; Conant, 2004). Suzuki (1960) and Stallman (1965) are amongst the first to use seasonal fluctuations of temperature at the land surface to recover ground water velocity. Improvements of these models (*e.g.*, Lapham, 1989; Bravo *et al.*, 2002) allow to estimate of ground water flux in wetland settings (*e.g.*, Hunt *et al.*, 1996; Burrow *et al.*, 2005) or in lakes (*e.g.*, Lee, 1985; Krabbenhoft and Babiartz, 1992). Other works use temperature measurements to determine groundwater recharge and discharge rates over one to several year periods (*e.g.*, Taniguchi *et al.*, 1999; Tabbagh *et al.*, 1999; Cheviron *et al.*, 2005). A thorough review on uses of temperature measurements to infer ground water parameters is presented by Anderson (2005).

Temperature measurements are also largely used in soil science to recover soil properties. Campbell *et al.* (1991) have developed a dual probe that allows the determination of soil water content and its variations. The theory is based on the heat pulse method (Jackson and Taylor, 1986). The first probe is a heater that induces a known heat flux in its

surroundings. In its vicinity, one or several probes measure temperature responses. The soil heat capacity could be deduced and using a linear or a calibrated relationship, it could be possible to determine soil water saturation and its variations. This method and its improvements have been largely used in laboratory with different soil types (*e.g.*, Bristow *et al.*, 1993; Noborio *et al.*, 1996; Song *et al.*, 1999; Basinger *et al.*, 2003) and in field investigations (*e.g.*, Bremer *et al.*, 1998; Ham and Knapp, 1998; Heitman *et al.*, 2003). Pulsed thermal probes have been recently combined with time-domain-reflectometry or small electrodes to infer the bulk soil electrical conductivity to determine more soil properties (*e.g.*, Mortensen *et al.*, 2005 ; Valente *et al.*, 2006).

In order to monitor the dynamics of natural subsurface water flow, we started in 2004 to investigate the small catchment area of “*La Soutte*” (Vosges Mountains, France) located at 1000 m asl. For this purpose, we set up several hydrogeophysical methods, such as Electrical Resistivity Tomography, Self-Potential, and meteorological monitoring (Béhaegel *et al.*, 2005). Vegetation cover consists mostly of wild grass and sparse bushes of fern. The site shows great spatial and time variability in water retention: some areas are drained rapidly by small streams, while others remain wet all year long.

Two thermistor temperature sensors have been set up, initially to monitor air and ground temperature (at 60 cm depth) variations and evaluate their possible impact on Self-Potential measurements (Figure 1). The deeper sensor is in a loamy soil resulting from weathering of volcanic rocks, in a poorly-drained sector.

(Figure 1 here)

In this study, the temperature data sets are used to evaluate the time variations of the soil water content through the determination of the fluctuations of the soil thermal parameters. To determine the apparent thermal diffusivity, we first use a classical homogeneous half-space model. The simple model gives good results. In a second part, we use a two-layer

model to simulate the saturated and non-saturated zones. Inversion of temperature data gives the variations of non-saturated zone thickness over one year. We then compare the results from both models and discuss perspectives to extend this work.

2. Determination of the effective soil water saturation

In this section, we assume that the temperature is governed by conduction within a homogeneous half-space. We do not take into account data from the winter period. Indeed, the presence of snow changes completely the heat transfer regime. We neglect advective processes due to water infiltration: the thermal heat transfer is characterized by a low Péclet number (10^{-3} to 10^{-1}). We recall that the Péclet number is defined by the relation:

$$Pe = Lv / \kappa \quad [1]$$

with L the characteristic length (1×10^{-1} m in our case), v the infiltration velocity (order of magnitude 1.0×10^{-8} to 1.16×10^{-7} m.s $^{-1}$ equivalent to 1 to 10 mm.day $^{-1}$) and κ the thermal diffusivity (order of magnitude 1×10^{-7} m 2 .s $^{-1}$). This number is a measure of the relative part of heat advection to heat conduction. The higher the Péclet number, the more important the contribution of advection.

We solve the heat equation so as to recover the variations of apparent thermal diffusivity and thus, the soil water saturation.

2.1 Heat flow equation in homogeneous medium

Let us recall the analytic resolution of the heat flow equation for a homogeneous half-space since it is important to consider the necessary conditions for its application.

Here, the temperature $T(z, t)$ is governed by the one-dimensional unsteady heat equation with the following boundary and initial conditions (Carslaw and Jaeger, 1959):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad [2]$$

$$T(z,0) = 0 \quad [3]$$

$$T(0,t) = \phi(t) \quad [4]$$

with t the time (s), κ the thermal diffusivity (m^2s^{-1}), and $\phi(t)$ the surface temperature fluctuations ($^{\circ}\text{C}$).

At $t = 0$, the ground temperature is not zero at depth and hence [3] is not verified except if we consider temperature variations from an initial temperature profile $T_0(z)$. We therefore use the expression $T(z,t) = T_0(z) + \Theta(z,t)$ with $\Theta(z,t)$ temperature variations from the initial temperature profile $T_0(z)$. By the way, both $T(z,t)$ and $\Theta(z,t)$ are solutions to equation [2] for the following boundary and initial conditions:

$$T(z,0) = T_0(z) \text{ and } \Theta(z,0) = 0 \quad [5]$$

$$T(0,t) = T_0(0) + \phi(t) \text{ and } \Theta(0,t) = \phi(t) \quad [6]$$

$$d^2T_0 / dz^2 = 0 \quad [7]$$

The last condition [7] is necessary to ensure that $T(z,t)$ is the absolute temperature with actual boundary conditions and that $\Theta(z,t)$ is one of Carslaw and Jaeger's solutions. In other words, this assumption means that at $t = 0$, temperature verifies $\partial\Theta / \partial t = \partial T / \partial t = 0$; this corresponds to a steady-state profile at $t = 0$ (e.g., during winter because of the snow cover) and a constant initial temperature gradient. The solution of equation [2] for T is

$$T^*(z,t) = T_0(z) + \int_0^t \phi(\tau) \frac{1}{2} \frac{ze^{\frac{-z^2}{4\kappa(t-\tau)}}}{(\pi\kappa(t-\tau)^3)^{0.5}} d\tau \quad [8]$$

Equation [8] can be used to solve the forward problem of thermal diffusion with restrictions caused by initial condition [7]. This condition will only be satisfied when both

surface and underground temperature fluctuations are zero. We therefore used that criterion to select time windows for inverting equation [8].

We solve the heat flow equation by using explicit finite differences. Such a scheme avoids the difficulty found in the analytic resolution in which the limits of time windows are fixed due to equation [3]. In the finite-difference scheme, equation [2] is directly solved and hence any initial temperature profile could be used.

2.2 Heat flow parameters and soil water content

Let us now examine the relationship between thermal diffusivity and soil water content. Thermal diffusivity (κ) is the ratio between thermal conductivity (λ) and heat capacity or specific heat (C):

$$\kappa = \lambda / C \quad [10]$$

The relation between heat soil capacity and soil water content is linear (*e.g.*, Campbell and Norman, 1998):

$$C = (1 - n) \cdot C_{solid} + \theta \cdot C_w \quad [11]$$

with n the porosity, C_{solid} the heat capacity of the dry soil, θ the soil water partial saturation and C_w the water heat capacity.

The relation between thermal conductivity and water content is more complex. Several models have been proposed but they are not all suitable to model thermal diffusivity vs water content. The reader is referred to Farouki (1986) for a review of semi-empirical methods used to calculate soil thermal conductivity. In this study, we the relevance of three models: QP relation (Woodside and Mesmer, 1961), McCumber and Pielke's (1981), and Johansen's (1975) models.

Woodside and Mesmer (1961) proposed a model to determine the velocity in electromagnetic wave propagation from the dielectric permittivity. A similar expression exists for porous

media and is called ‘quadratic parallel’ (QP) expression also called ‘time-propagation’ (TP) or ‘complex refractive index’ (CRIM) equations:

$$\lambda = \left(\sum_{i=1}^N x_i \sqrt{\lambda_i} \right)^2 \quad [12]$$

with x_i and λ_i respectively the volume fraction and thermal conductivity of each soil constituent.

This semi-empirical relation is adapted to describe the behaviour of the thermal conductivity vs water content (Cosenza *et al.*, 2003). Even though the values of λ obtained this way are in good agreement with laboratory measurements, this relation cannot be used for numerical modelling that requires thermal diffusivity: indeed, the thermal diffusivity one would obtain using this relation decreases with increasing saturation (Figure 2), contrary to what one expects from physical principles.

(figure 2 here)

McCumber and Pielke's (1981) model is used especially in soil vegetation atmosphere transfer schemes (SVATS, *e.g.*, Noilhan and Planton, 1989; Chen *et al.*, 1996). Thermal conductivity is expressed by

$$\lambda(\theta) = 418 \exp(- (P_f + 2.7)) \quad P_f \leq 5.1 \quad [13]$$

$$\lambda(\theta) = 0.17 \quad P_f > 5.1 \quad [14]$$

with $P_f = \log_{10}(|\psi(\theta)|)$ and $\psi(\theta)$ the soil water potential (cm) at soil moisture θ .

This relation comes from a fit of Al Nakshabandi and Kohnke's (1965) data. They compared only three soil types (clay, silt loam and fine sand) and no information is given concerning measurement uncertainties. This relation is discussed by Cuenca *et al.*, (1996). Figure 3 shows that this relation leads to very high thermal conductivities ($> 3 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) that are not physically acceptable.

(figure 3 here)

The third model is from Johansen (1975). He calculates thermal conductivity λ as a combination of the dry λ_d and saturated λ_s thermal conductivities, weighted by a normalized thermal conductivity Ke called the Kersten number:

$$\lambda = Ke(\lambda_s - \lambda_d) + \lambda_d \quad [15]$$

For unfrozen fine soils:

$$Ke = \log_{10} S_r + 1 \quad \text{for } S_r > 0.1 \quad [16]$$

where $S_r = \theta/n$

Figure 4 presents thermal conductivity and diffusivity relations for two sets of parameters using Johansen's model. Both types of behaviour are observed in published data. For case A, we chose a porosity equal to 0.3 and dry and saturated thermal conductivities equal respectively to $0.14 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and $0.93 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. For case B, we take $n=0.4$, $\lambda_d = 0.18 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and $\lambda_s = 0.8 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Both cases show a monotonic relation for thermal conductivity as expected. However, for the thermal diffusivity, curve A is monotonic while curve B is not. Thermal diffusivity increases until a maximum reached at $S_r=0.6$ and then decreases. For both cases, we consider a dry soil heat capacity equal to $2 \times 10^6 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$.

(figure 4 here)

2.3 Data inversion and results

To model the time variations of apparent thermal diffusivity, we inverted temperature data for several time windows in which we consider the thermal diffusivity constant.

When analytic equation [8] is used, we take specific time windows that allow temperature to verify appropriate boundary and initial conditions (initial constant temperature gradient). Consequently, the time windows are selected numerically such that the boundary and initial conditions (equations [5], [6], and [7]) are satisfied.

For finite differences, we take arbitrarily time windows of 15 days. We impose a constant temperature gradient for the first window and for each following time window, we use the previous window temperature profile as initial condition. This ensures the temperature continuity. For each time window, data (analytic or numerical cases) are inverted using the Nelder-Mead simplex nonlinear minimization algorithm with an objective function based on the L2-norm of temperature.

No thermal properties measurements in laboratory are available concerning our soil and the porosity is unknown. Consequently, the relationship between thermal properties and soil water content is modelled by using Johansen (1975)'s model which, as stated above, gives reliable predictions for thermal properties.

Considering the uncertainty on our soil properties, we consider here two different models as described in section 2.2 with for case A: $n = 0.3$, $\lambda_d = 0.14 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and $\lambda_s = 0.93 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and $n = 0.4$, $\lambda_d = 0.18 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and $\lambda_s = 0.8 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ for case B. These models present two different behaviours of the thermal properties vs soil saturation.

Case A provides a good sensibility for saturation under 0.6 but a poorer one for high saturations. Curve B is not monotonic and consequently leads to non-unicity of the solution. An a priori information is necessary to choose the solution. In our study, when non-unique solution appears, we supposed that the soil has a higher saturation at the beginning of the spring than during the summer.

Figures 5 and 6 present the results obtained with analytic and numerical modelling respectively using both models. The upper part presents the temperature data at 60 cm depth and the modelled data, the second part shows the time variations of the apparent thermal diffusivity over the year and the last two parts expound the variations of effective soil water saturation obtained using to cases A and B respectively for the soil layer 0-60 cm.

(Figure 5 here)

(Figure 6 here)

To estimate the sensitivity of the parameter for each window, two curves are plotted. They represent the range of variation of the parameter when the misfit is increased by 50%.

We observe that the inverted value of thermal diffusivity and consequently the effective saturation are higher during the spring and then decrease until the end of summer. For the analytic case (figure 5), both sets of parameters give effective saturations of the same order of magnitude. Uncertainty is however different. It is better for case A than for case B especially during summer when thermal diffusivities are low. When finite-differences are used, time resolution is better and uncertainty is consequently lower except in July.

During two periods of the year, we observe relatively low values of thermal diffusivity and water saturation (windows 3 and 16, figure 6). We can explain that result by the presence of snow on the field during several days. It implies the presence of an additional top layer with a different diffusivity and our half-space model is not sufficient anymore.

We saw in this section that the relation between thermal properties and soil water content is very important. In some case, the shape of the curve could lead to high uncertainty and sometimes to non-unique solutions. Only measurements on samples in laboratory could bring additional constrains and assess the relevance of using this approach.

3. Towards the determination of the vadose zone thickness using a two-layer model

Let us now consider a two-layer model which is more realistic than the half-space when the very-near surface (top layer) is unsaturated. As in section 2, the heat transfer is characterised by a low Péclet number and we neglect advective processes.

3.1. Heat flow equation in a two-layer medium

To solve diffusion equation [2] for a multi-layer model, a Laplace transform method is commonly used (*e.g.*, Nielsen and Balling, 1985). This approach is the same as for electromagnetic problems (*e.g.*, Kunetz, 1972). However, the inversion for a time-domain expression is intractable mathematically, except for the two-layer case studied by Carslaw and Jaeger (1959).

We consider a semi-infinite region $-h < z < \infty$ divided in layer 1 ($-h < z < 0$) and layer 2 ($z > 0$). Let T_1, κ_1, λ_1 and T_2, κ_2, λ_2 be the temperature function, thermal diffusivity and thermal conductivity of each layer respectively.

In each layer, equation [2] is verified and the boundary conditions at the interface $z = 0$ are temperature continuity and heat flux conservation. On the top, at $z = -h$ the surface temperature fluctuation is equal to $\phi(t)$ like in the homogeneous half-space model. Like in section 2.1., if we consider $T^*(z, t) = T_0(z) + \Theta(z, t)$ thus, the solution of diffusion equation [2] is for $i = 1$ or $i = 2$

$$T_i^*(z, t) = T_0(z) + \int_0^t \phi(\tau) \cdot \frac{dL_i(z, t - \tau)}{d\tau} d\tau \quad [17]$$

where

$$L_1 = \sum_{n=0}^{\infty} \alpha^n \left\{ \operatorname{erfc} \frac{(2n+1)h+z}{2\sqrt{\kappa_1(t-\tau)}} - \alpha \cdot \operatorname{erfc} \frac{(2n+1)h-z}{2\sqrt{\kappa_1(t-\tau)}} \right\} \quad [18]$$

$$L_2 = \frac{2}{1+\sigma} \sum_{n=0}^{\infty} \alpha^n \operatorname{erfc} \frac{(2n+1)h+kz}{2\sqrt{\kappa_1(t-\tau)}} \quad [19]$$

with $k = \sqrt{\frac{\kappa_1}{\kappa_2}}$, $\sigma = \frac{\lambda_2 k}{\lambda_1}$, $\alpha = \frac{\sigma - 1}{\sigma + 1}$.

The solution of the heat equation does not depend only on the diffusivity but also on the thermal conductivity of each layer.

The model is defined by five parameters (thermal diffusivity and conductivity of each layer, thickness of the first layer). Considering our data, we decide to keep only one degree of freedom (thickness of the first unsaturated layer) and fixed the thermal properties of each layer.

3.2. Data inversion and results

Considering the data (two data sets), a two-layer model seems appropriate to describe the subsurface soil. The model is composed of a loamy clay non-saturated layer above a saturated layer. We fix the thermal properties of each layer and we study the influence of the depth of the interface between the saturated and the non-saturated layer. For layer 2 (saturated zone), we choose characteristic thermal properties of saturated loamy clay soil $\kappa_2 = 3.55 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ for the thermal diffusivity and $\lambda_2 = 1.3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. We consider that layer 1 is a clay soil, drier than layer 2 and we take $\kappa_1 = 1.3 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ and $\lambda_1 = 0.35 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$

The methodology developed in section 2.3 is used with the analytic solution described above. For each layer, thermal properties are fixed (numerical values below) and an inversion with time window is performed. Figure 7 presents the results obtained. We observe that the interface depth between saturated and non-saturated zones decreases for spring to the end of summer. This is in good agreement with field observations where the soil was completely saturated during most of the spring and less saturated during the summer.

(Figure 7 here)

Figure 8 presents the sensitivity of the different parameters of the model. For each case, three parameters are fixed with the numerical values used below and one varies on a plausible range. We compute the mean relative error $\langle |\delta h| \rangle / \langle |h_0| \rangle$ with $|\delta h| = |h - h_0|$. $\langle |h_0| \rangle$ is the mean of the absolute values of the thickness of the first layer found by inversion. $\langle |\delta h| \rangle$ is the mean of the absolute deviation between the reference model (h_0) and the values obtained when we

add (crosses) or subtract (circles) 5% on the parameter value. The dashed line represents the numerical value used in the model. We observed that the model is more sensitive to the value of the thermal diffusivity of the second layer (around 15%, *i.e.* an absolute mean value of 0.9cm) than of the value of the first layer (0.5%). The sensitivity on the thermal conductivity is nearly the same for both layers (about 6 to 6.5%, *i.e.* 0.35 to 0.40 cm in absolute value).

(Figure 8 here)

4. Conclusions and perspectives

This work shows the capacity to estimate soil water content properties from subsurface temperature for short periods. For this first temperature data set collected at *La Soutte*, we have been able to constrain homogeneous half-space which allows to recover apparent effective soil water saturation. We examined several thermal diffusivity-water content relations and concluded that among them only Johansen's model is physically acceptable. With our inversion, we observed that effective soil water content is maximal at the beginning of the spring and then decreases until the end of summer. Secondly, using a two-layer model, we fixed thermal properties of each layer and we inverted data to follow apparent interface depth between a saturated and unsaturated layers. The results are coherent with previous ones and show that more than ten centimetres are unsaturated during the last part of the summer.

Even if the used models are not complex and they do not take into account physical features as for example the capillary fringe, our results on this data set show the capacity to characterize the complex heterogeneous soil with simple apparent parameters. The use of temperature data collected at several depths and a best knowledge and characterization of the soil (by laboratory samples measurements for example) would help to constrain more complex multi-layer models.

References

- Anderson, M.P., 2005. Heat as a Ground Tracer. *Ground Water*, 43(6), 951-968.
- Basinger, J.M., Kluitenberg, G.J., Ham, J.M., Frank, J.M., Barnes, P.L., Kirkham, M.B., 2003. Laboratory evaluation of the dual-probe heat-pulse method for measuring soil water content. *Vadose Zone Journal*, 2, 389-399.
- Beltrami, H., 2001. Surface heat flux histories from inversion of geothermal data: Energy balance at the Earth's surface. *Journal of Geophysical Research*, 106(B10), 21979-21993.
- Béhaegel, M., Sailhac, P., Marquis, G., Falgas, E., Ledo, J., 2005. On the use of SP and ERT data to build a simple model of near-surface flow. 11th EAGE Near-Surface Conference, Palermo, Italy, Ext. Abstr., P037.
- Bravo, H.R., Feng, J., Hunt, R.J., 2002. Using groundwater temperature data to constrain parameter estimation in a groundwater flow model of a wetland system. *Water Resources research*, 38(8), doi 10.1029/2000WR000172.
- Bremer, D.J., Ham, J.M., Owensby, C.E., Knapp, A.K., 1998. Responses of soil respiration to clipping and grazing in a tallgrass prairie. *Journal of Environmental Quality*, 27, 1539-1548.
- Bristow, K.L., Campbell, G.S., Calissendorff, C., 1993. Test of a heat-pulse probe for measuring changes in soil water content. *Soil Science Society of America Journal*, 57, 930-934.
- Burow, K.R., Constantz, J., Fujii, R., 2005. Using heat as a tracer to estimate dissolved organic carbon flux beneath a restored wetland. *Ground Water*, 43(4), 545-556.
- Campbell, G.S., Calissendorff, C., Williams, J.H., 1991. Probe for measuring soil specific heat using a heat pulse method. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 291-293.

- Campbell, G.S., Norman, J.M., 1998. An introduction to environmental biophysics. 2nd ed. Springer-Verlag, New York.
- Carslaw, H.S., Jaeger, J.C., 1959. Conduction of Heat in Solids. 2nd ed., 510 pp. Oxford University Press, New York.
- Chen, F., Mitchell, K., Schaake, J., Yongkang, X., Hua-Lu, P., Koren, V., Qing Yun, D., Ek, M., Betts, A., 1998. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *Journal of Geophysical Research*, 101(D3), 7251-7268.
- Cheviron, B., Guérin, R., Tabbagh, A., Bendjoudi, H., 2005. Determining long-term effective groundwater recharge by analysing vertical soil temperatures profiles at meteorological stations. *Water Resources Research* 41(9).
- Conant, B.J., 2004. Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperature. *Ground Water* 42(2), 243-257.
- Cosenza, P., Guérin, R., Tabbagh, A., 2003. Relationship between thermal conductivity and water content of soils using numerical modelling. *European Journal of Soil Science*, 54, 581-587.
- Cuenca, R.H., Ek, M., Mahrt, L., 1996. Impact of soil water property parametrization on atmospheric boundary layer simulation. *Journal of Geophysical Research*, 83(C4), 1889-1903.
- Farouki, O.T., 1986. Thermal Properties of Soils. Series on Rock and Soil Mechanics, Vol. 11, Trans Tech, 136 pp.
- Groffman, P.M., Hardy, J.P., Nolan, S., Fitzhugh, R.D., Driscoll, C.T., Fahey, T.J., 1999. Snow depth, soil frost and nutrient loss in a northern hardwood forest. *Hydrological Processes*, Vol. 13, 2275-2286.

- Ham, J.M., Knapp, A.K., 1998. Fluxes of CO₂, water vapor, and energy from a prairie ecosystem during the seasonal transition from carbon sink to carbon source. *Agricultural and Forest Meteorology*, 89, 1-14.
- Harris C., Haeberli, W., Vonder Mühl, D., King, L., 2001. Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: The PACE Project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes* 12(1), 3-12.
- Heitman, J.L., Basinger, J.M., Kluitenberg, G.J., Ham, J.M., Frank, J.M., Barnes, P.L., 2003. Field evaluation of the dual-probe heat-pulse method for measuring soil water content. *Vadose Zone*, 2, 552-560.
- Huang, S., Pollack, H.N., Shen, P.Y., 2000. Temperature trends over the last five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*, 403, 756-758.
- Hunt, R.J., Krabbenhoft, D.P., Anderson, M.P., 1996. Groundwater inflow measurements in wetland systems. *Water Resources Research*, 32(3), 495-508.
- Jackson, R.D., Taylor, S.A., 1986. Thermal conductivity and diffusivity, in Balck, C.A., ed., *Methods of soil analysis, part1 physical and mineralogical methods (2nd edition)*, Madison, Wis. American Society of Agronomy, 945-956.
- Johansen, O., 1975. Thermal conductivity of soils. PhD. Thesis, University of Trondheim, 236 pp.
- Krabbenhoft, D.P., Babiarz, C.L., 1992. The role of ground-water transport in aquatic mercury cycling. *Water Resources Research*, 28(12), 3119-3128.
- Kunetz, G., 1972. Processing and interpretation of magnetotelluric soundings. *Geophysics*, 37, 1005-1021.
- Lapham, W.W., 1989. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. *Water-supply Paper 2337*. Denver, Colorado, USGS.

- Lee, D.R., 1985. Method for locating sediment anomalies in lake beds that can be caused by groundwater inflow. *Journal of Hydrology*, 79(1-2), 187-193.
- Maddock, I.P., Petts, G.E., Evans, E.C., Greenwood, M.T., 1995. Assessing river-aquifer interactions within the hyporheic zone. In *Geomorphology and Groundwater*, ed. A.G. Brown, 53-75. West Sussex, England, John Wiley & Sons.
- McCumber, M.C., Pielke, R.A., 1981. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 86(C10), 9929-9938.
- Moench, A.F., Evans, D.D., 1970. Thermal conductivity and diffusivity of soil using a cylindrical heat source. *Soil Science Society of America Proceedings*, 34, 377-381.
- Mortensen, A.P., Hopmans, J.W., Mori, Y., Simunek, J., 2006. Multi-functional heat pulse probe measurements of coupled vadose zone flow and transport. *Advances in Water Resources*, 29, 250-267.
- Nielsen, S.B., Balling, B., 1985. Transient heat flow in a stratified medium. *Tectonophysics*, 121, 1-10.
- Noborio, K., McInnes, K.J., Heilman, J.L., 1996. Measurements of soil water content, heat capacity, and thermal conductivity with a single TDR probe. *Soil Science*, 161, 22-28.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117, 536-549.
- Osterkamp, T.E., Zhang T., Romanovsky, V.E., 1994. Evidence for a cyclic variation of permafrost temperatures in northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, 137-144.
- Patten, H.E., 1909. Heat transference in soils. U.S. Dept. of Ag., Bureau of Soils Bull. No. 59. U.S. Gov. Print. Office. Washington DC.

- Pollack, H.N., Huang, S., 2000. Climate reconstruction from subsurface temperatures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28, 339-365.
- Song, Y., Kirkham, M.B., Ham, J.M., Kluitenberg, G.J., 1999. Dual probe heat pulse technique for measuring soil water content and sunflower water uptake. *Soil and Tillage Research*, 50, 345-348.
- Stallman, R.W., 1965. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 70(13), 2821-2827.
- Storey, R.G., Howard, K.W.F., Williams, D.D., 2003. Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in gaining stream: A three-dimensional groundwater flow model. *Water Resources Research*, 39(2), 1034, doi:10.1029/2002WR001367.
- Suzuki, S., 1960. Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy field. *Journal of Geophysical Research* 65(9), 2883-2885.
- Tabbagh, A., Bendjoudi, H., Benderitter, Y., 1999. Determination of recharge in unsaturated soils using temperature monitoring. *Water Resources Research* 35(8), 2439-2446.
- Taniguchi, M., Williamson, D.R., Peck, A.J., 1999. Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate and subsurface water flow: 2. An effect of step increase in surface temperature caused by forest clearing in southwest Western Australia. *Water Resources Research*, 35(5), 1519-1529.
- Valente, A., Morais, R., Tuli, A., Hopmans, J.W., Kluitenberg, G.J., 2006. Multi-functional probe for small-scale simultaneous measurements of soil thermal properties water content, and electrical conductivity. *Sensors and Actuators* (in press).

Van Wijk, W.R., De Vries, D.A., 1963. Periodic temperature variations in a homogenous soil.

In: Van Wijk, W.R. (Ed.), *Physics of plant environment*. North Holland Publ. Co., Amsterdam.

White, D.S., Elziga, C.H., Hendricks, S.P., 1987. Temperature patterns within the hyporheic zone of a northern Michigan river. *Journal of the North American Benthological Society*, 6(2), 85-91.

Woodside, W., Messmer, J.H., 1961. Thermal conductivity of porous media. I. Unconsolidated sands. *Journal of Applied Physics*, 32, 1688-1699.

Acknowledgements

This study benefited from a grant from INSU-CNRS ECCO-PNRH “WATERSCAN” and Région Alsace “REALISE” programme. MB wishes to acknowledge financial support from a joint CNRS-Région Alsace doctoral fellowship. Thanks to Pierre-Daniel Matthey for his great help in setting up this experiment. The test site is courteously lent to EOST by Syndicat Forestier d’Obernai-Bernardswiller and Office National des Forêts. We thank the two anonymous reviewers whose comments helps us improve greatly this manuscript.

Figure Captions:

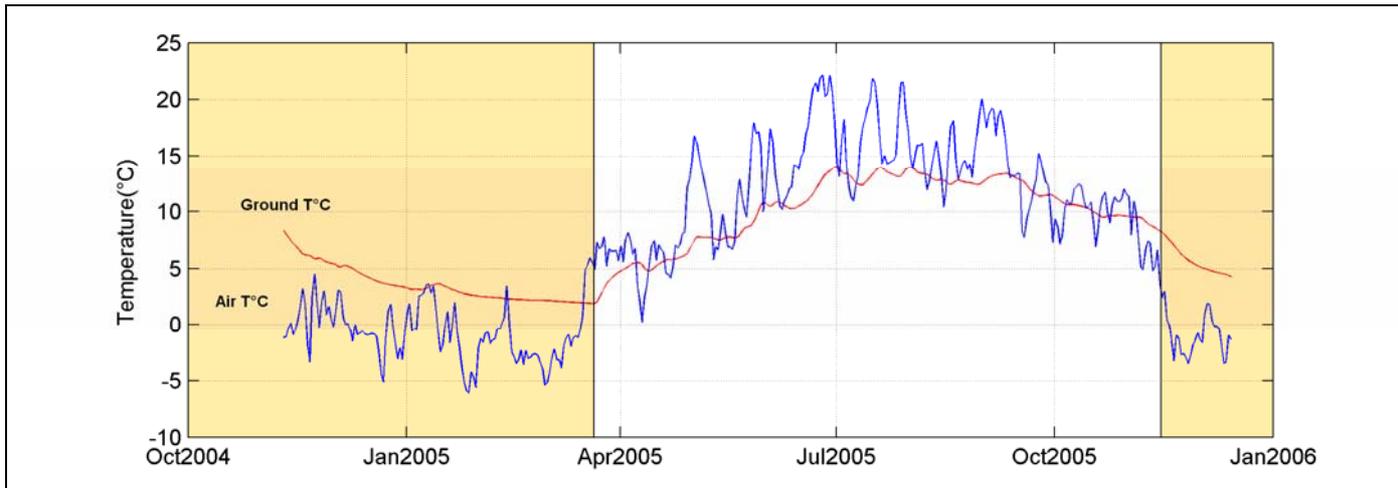


Figure 1: Time variations of ground temperature at 60 cm depth and surface air temperature at *La Soutte* (Vosges Mountains, France). Data are daily averages calculated from 1 point per minute measurements. The surface air temperature is measured in a wind-sheltered place. Coloured areas correspond to periods with ice or snow cover on the ground surface. The white part corresponds to the modelling period.

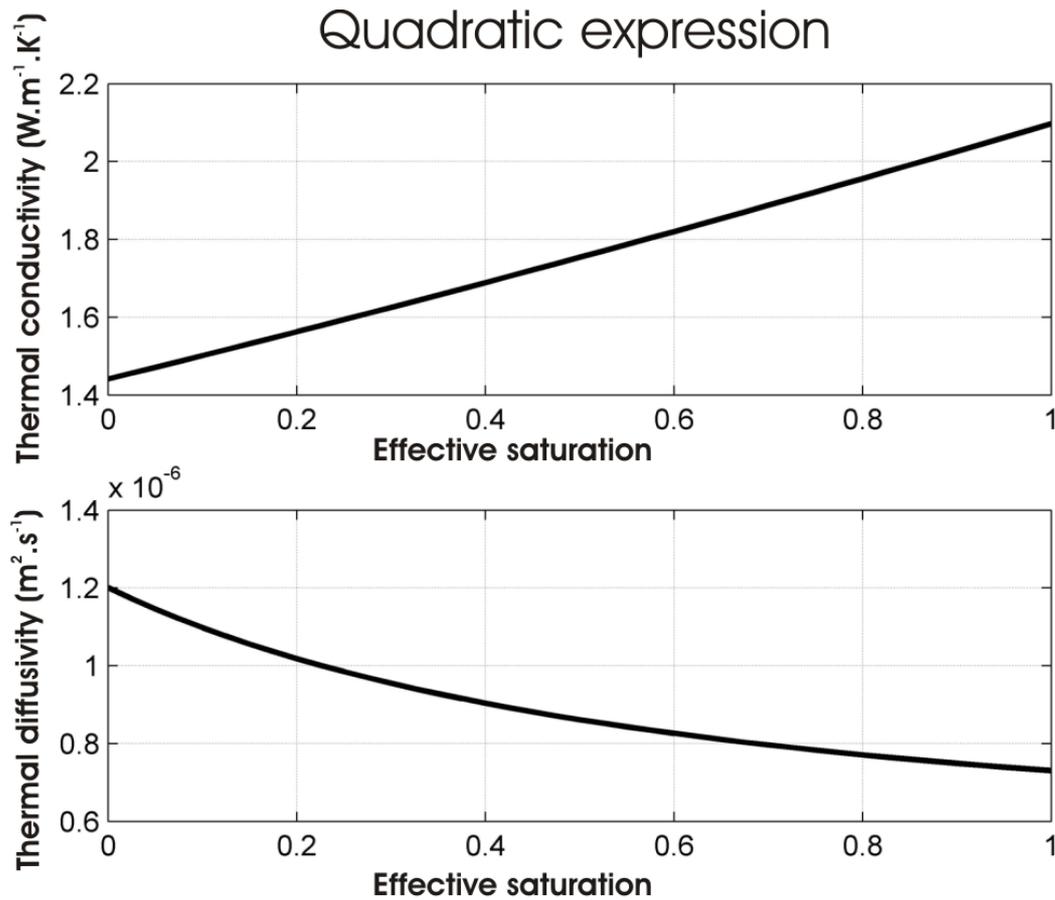


Figure 2: Variation of thermal conductivity and diffusivity with effective soil saturation using the ‘quadratic expression’ (Woodside and Mesmer, 1961) (also called ‘time-propagation’ (TP) or ‘complex refractive index’ (CRIM) equations). For this example, $K_{\text{soil}}=3.6 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and $C_s=2 \times 10^6 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$. Porosity is taken equal to 0.4.

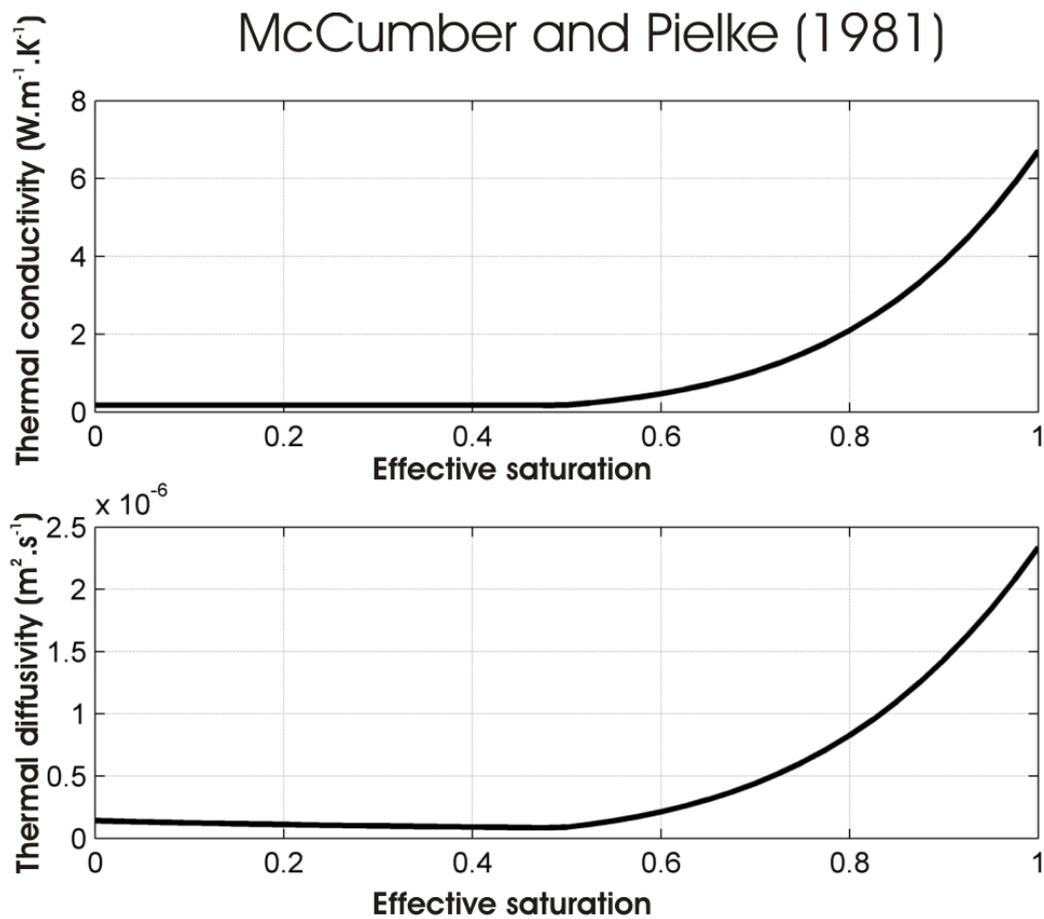


Figure 3: Variation of thermal conductivity and diffusivity with effective soil saturation using McCumber and Pielke (1981)'s model. For this example, b and ψ_s are chosen as characteristic parameters of silty clay loam. They are respectively equal to -27 cm and 12 (USGS classification).

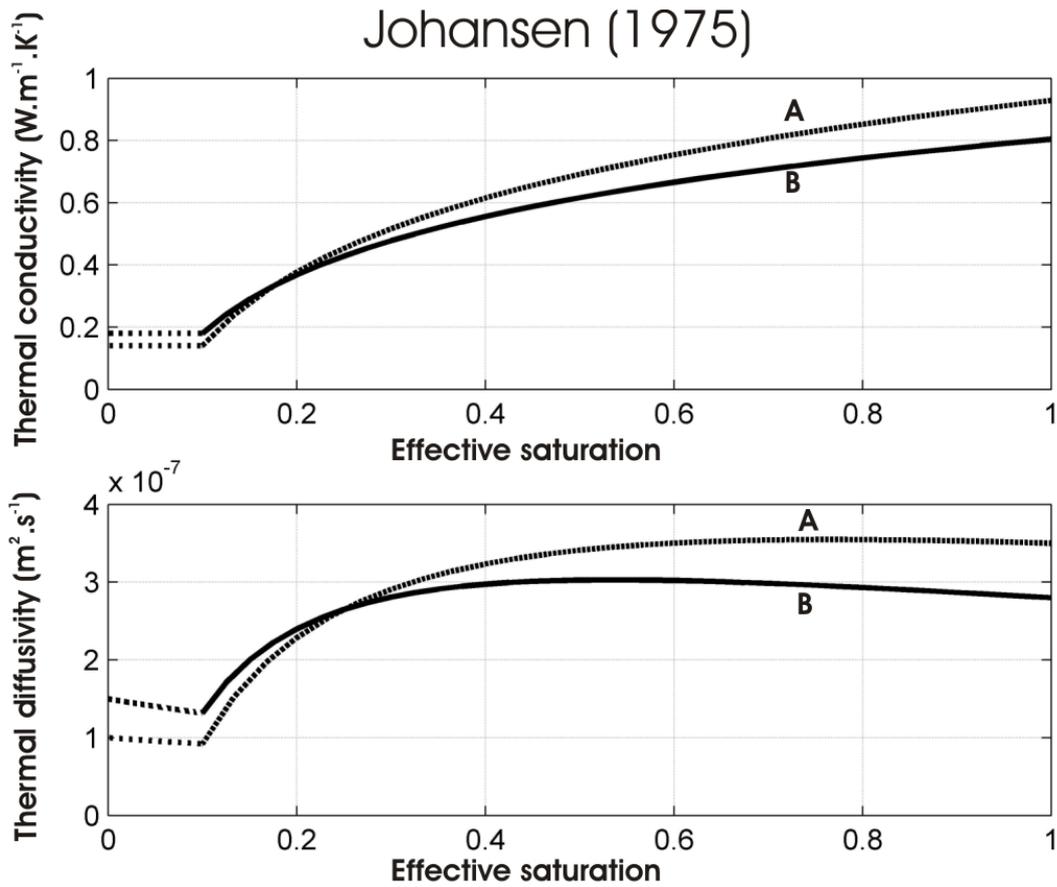


Figure 4: Variation of thermal conductivity and diffusivity with effective soil saturation using Johansen (1975)'s model for two sets of parameters. Model 1 is plotted using porosity n equal to 0.3, dry and saturated thermal diffusivity (respectively λ_d and λ_s) equal to 0.14 W.m⁻¹.K⁻¹ and 0.93 W.m⁻¹.K⁻¹. For model 2, we choose $n=0.4$, $\lambda_d = 0.18$ W.m⁻¹.K⁻¹ and $\lambda_s = 0.8$ W.m⁻¹.K⁻¹.

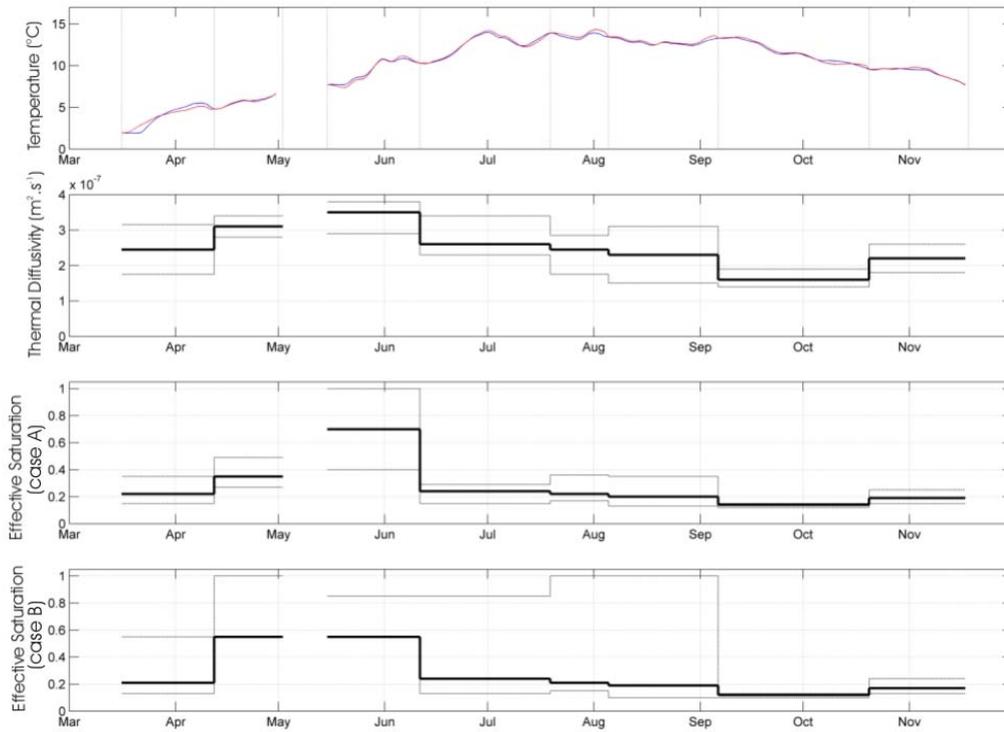


Figure 5: Result of inversion for the homogeneous half-space model with analytical solution. Surface temperatures presented in figure 1 data are used to model ground temperature. From top to down: ground temperature (°C), data in blue, model in red; time variations of the apparent thermal diffusivity (κ); time variations of effective soil water saturation (0-60 cm soil layer) using case A; time variations of effective soil water saturation (0-60 cm soil layer) using case B. The length of time windows is fixed by equation (4) (*i.e.*, constant initial temperature gradient). Dashed lines represent the variation of the parameter when the misfit is increased of 50%

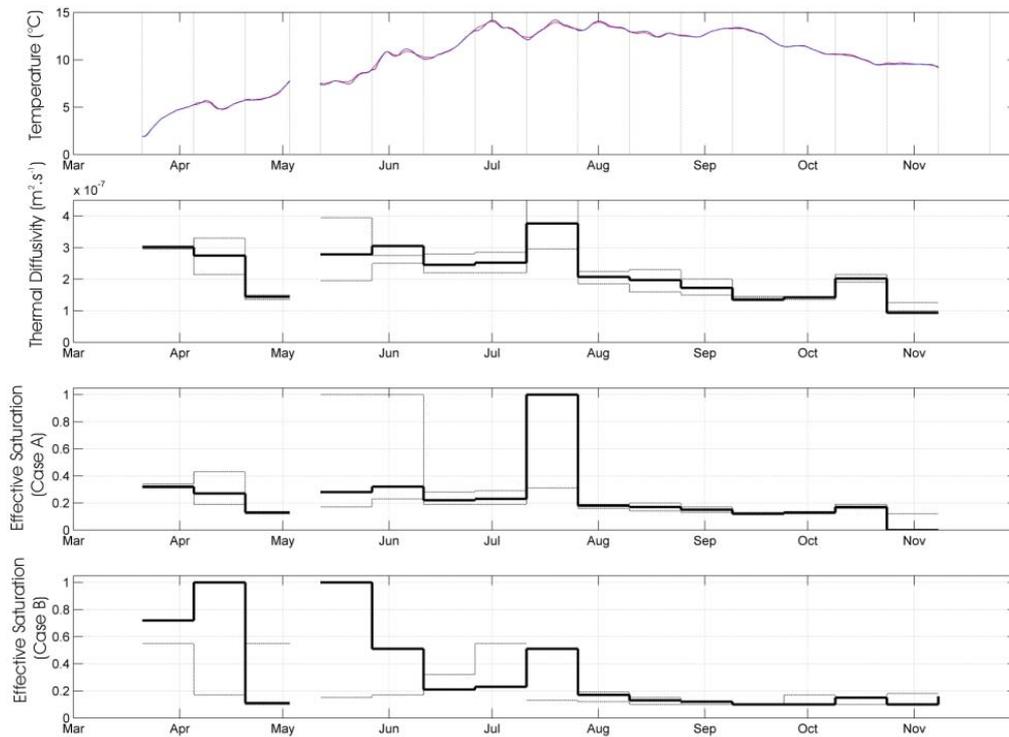


Figure 6: Result of inversion for the homogeneous half-space model with numerical solution. Surface temperatures presented in figure 1 data are used to model ground temperature. From top to down: ground temperature ($^{\circ}\text{C}$), data in blue, model in red; time variations of the apparent thermal diffusivity (κ); time variations of effective soil water saturation (0-60 cm soil layer) using case A; time variations of effective soil water saturation (0-60 cm soil layer) using case B. Dashed lines represent the variation of thermal diffusivity when the misfit is increased of 50%. The length of time windows is fixed arbitrarily to 15 days.

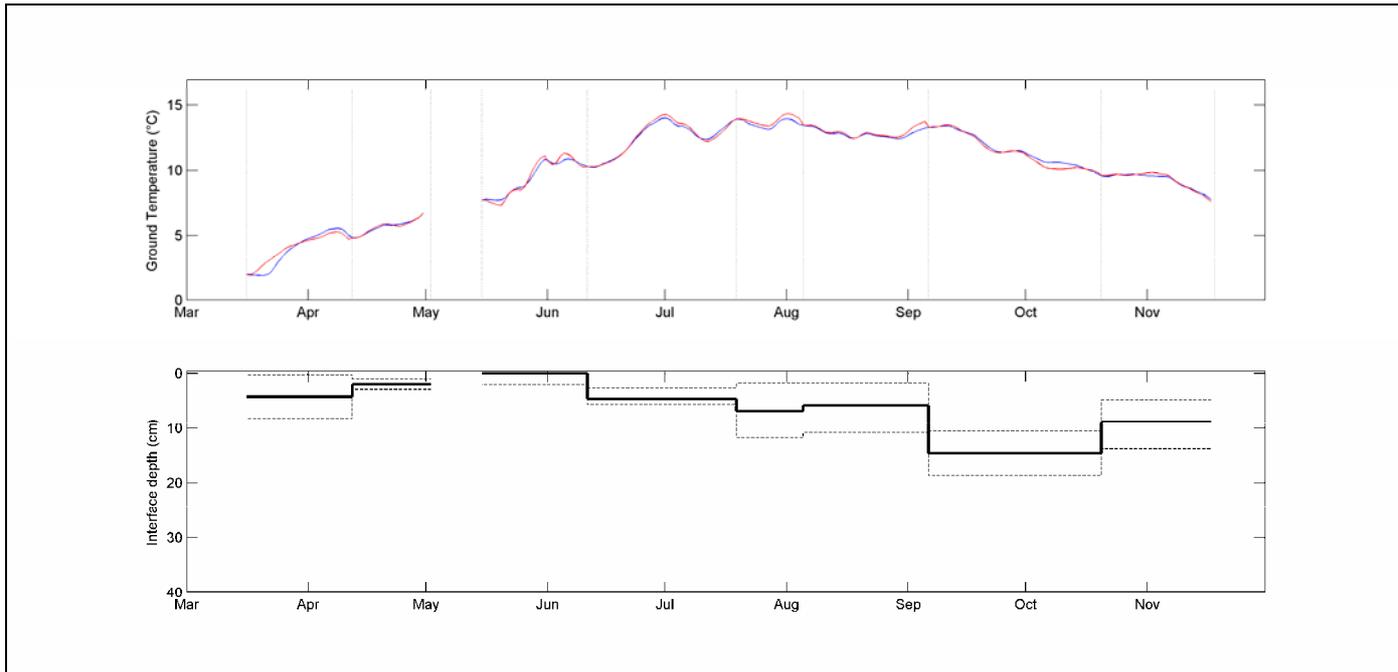


Figure 7: Result of inversion for the two-layer model using analytic solutions. Surface temperatures presented in figure 1 data are used to model ground temperature. The thermal properties were fixed ($\kappa_1 = 1.3 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $K_1 = 0.35 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, $\kappa_2 = 3.55 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $K_2 = 1.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$). Top: Ground temperature (°C), data in blue, model in red. Down: Time variations of first layer thickness (cm). Dashed lines represent the variations of thickness when the misfit is increased of 50%.

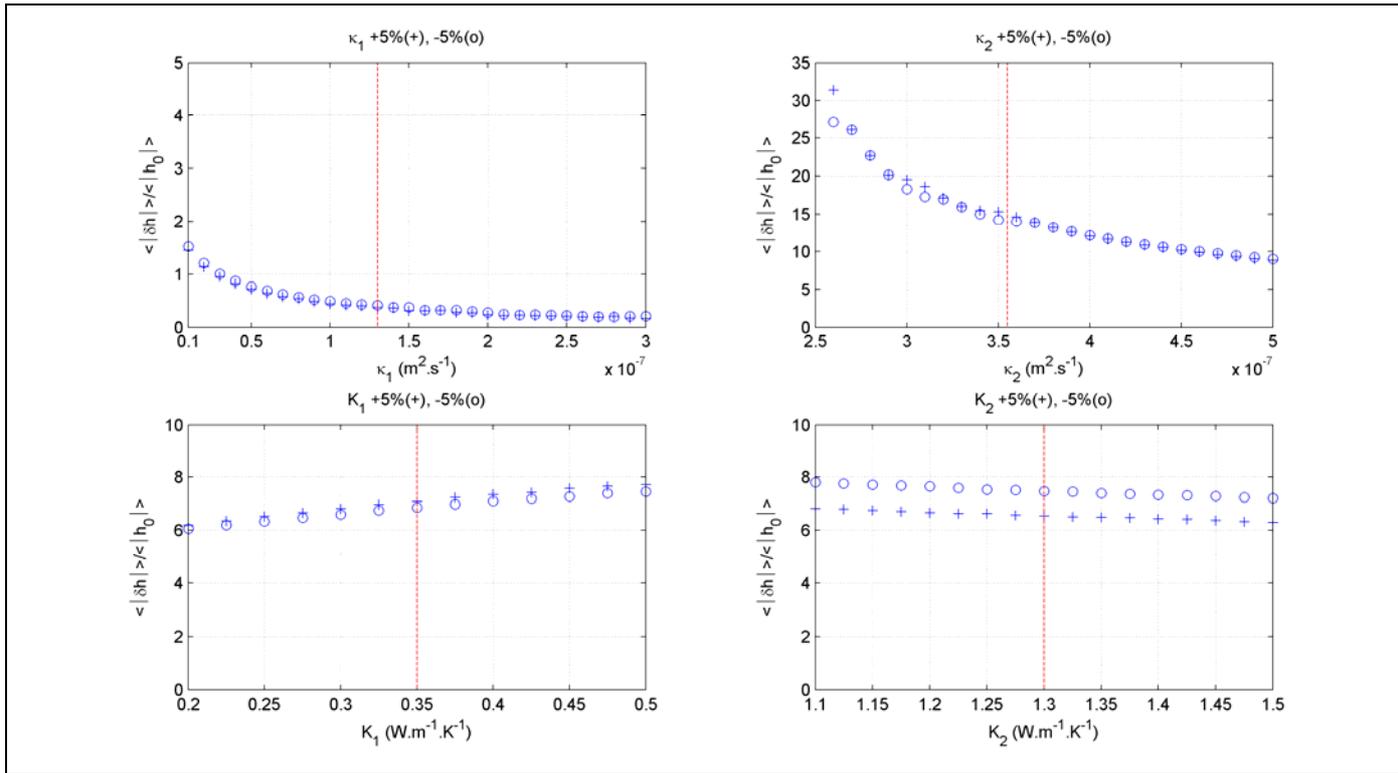


Figure 8: Sensitivities of the different parameters of the two-layer model. For each case, three parameters are fixed (with the numerical values of the section 3.2.) and one varies. For each parameter value, we compute the mean relative error $\langle |\delta h| \rangle / \langle |h_0| \rangle$ with $|\delta h| = |h - h_0|$. $\langle |h_0| \rangle$ is the mean of the absolute values of the thickness of the first layer found by inversion. $\langle |\delta h| \rangle$ is the mean of the absolute deviation between the reference model (h_0) and the values obtained when we add (crosses) or subtract (circles) 5% on the parameter value. The dashed line represents the numerical value used in the model (section 3.2).

Chapitre 8: Caractérisation par tomographie électrique et modélisation d'une expérience de transport de sel

Dans la première partie, nous avons utilisé la résistivité électrique afin de caractériser les structures permanentes du site. Dans ce chapitre, nous nous intéressons à une expérience de transport de chlorure de sodium (sel) dans le sous-sol réalisée durant l'été 2006 avec la participation d'Audrey Gertsch dans le cadre de son stage de fin d'études d'ingénieur à l'ISITV (Toulon). Cette expérience est la première réalisée sur le site. Nous avons également choisi d'utiliser la tomographie électrique mais cette fois pour suivre la progression du panache de sel au cours du temps. A partir des panneaux électriques, nous cherchons à obtenir la concentration en sel du sous-sol tout au long du suivi.

Une première partie s'intéresse aux études antérieures dans lesquelles la tomographie électrique est utilisée comme un outil pour suivre dans le temps le transport d'un soluté ou l'infiltration de l'eau. Une seconde partie présente l'expérience menée à *La Soutte*. Enfin, les deux dernières parties exposent les résultats obtenus ainsi que la modélisation au premier ordre de cette expérience.

8.1. La tomographie électrique et le suivi de traceur

Les expériences d'injection de traceur *in situ* sont un bon outil pour comprendre les mécanismes de transport dans la zone saturée et *a fortiori* dans la zone non saturée. Les méthodes classiques consistent à prélever des échantillons en surface ou en profondeur et de les analyser afin d'en déduire les caractéristiques de transport du soluté (*e.g.* Black et Kipp, 1983 ; Ellsworth *et al.*, 1991 ; Williams et Higgs, 1994 ; Jabro *et al.*, 1994). Les limitations de cette approche sont connues. Les prélèvements sont fastidieux à réaliser et les analyses sont coûteuses. De plus, en prélevant des échantillons, on perturbe le sol et on entraîne par la même occasion des perturbations au niveau des processus de transport. Enfin, la limitation fondamentale provient du nombre de points de mesure limité. L'interpolation qui en résulte peut parfois amener à des résultats complètement erronés compte tenu de l'hétérogénéité du sous-sol. Les méthodes géophysiques, et plus particulièrement les méthodes électriques, apparaissent comme une séduisante alternative.

Les méthodes électriques sont parmi les plus utilisées en géophysique appliquée à l'hydrologie. En effet, la résistivité du sol dépend fortement de la porosité effective, du degré de saturation et de la conductivité du fluide (*e.g.*, loi d'Archie). Le principe est simple (cf. chapitre 2) : on injecte un courant connu dans le sol à l'aide de deux électrodes et on mesure ensuite, un peu plus loin, la différence de potentiel entre deux autres électrodes. On en déduit la résistivité apparente moyennant une normalisation qui dépend de la configuration géométrique des électrodes.

On a utilisé pendant longtemps les méthodes électriques de surface en interprétant les variations de résistivités mesurées en terme de vitesse et de direction de migration du traceur (*e.g.*, White, 1988 ; Asch et Morrison, 1989 ; Osiensky et Donaldson, 1995). L'électrique en forage a également été largement utilisé (*e.g.*, Bevc et Morrison, 1991 ; Van *et al.*, 1991).

L'innovation arrive dans les années 1990 avec l'apparition des premiers résistivimètres multi-électrodes qui permettent de réaliser rapidement un nombre conséquent de mesures. Ces mesures sont ensuite inversées et permettent de retrouver la distribution de résistivité du milieu investigué. La tomographie électrique est utilisée pour la caractérisation et le suivi du contenu en eau aussi bien lors d'expériences d'infiltration dans la zone vadose (Daily *et al.*, 1992), d'injection de vapeur pour la dépollution d'un site (Ramirez *et al.*, 1993) ou de caractérisation de milieu fracturé (*e.g.*, Salter *et al.*, 1997 ; Ramirez et Daily, 2001). Ces expériences sont plutôt qualitatives et ce n'est qu'à partir de la fin des années 1990-début 2000 que l'accent a été mis sur le quantitatif (*e.g.*, Binley *et al.*, 1996 ; Slater *et al.*, 2000). Kemna *et al.* (2002) ont déterminé la dispersivité effective et les vitesses de migration d'un traceur (du sel) en suivant son évolution avec de la tomographie électrique 2D en puits. Binley *et al.* (2002) ont estimé la conductivité hydraulique effective à partir d'une expérience d'infiltration dans la zone vadose en utilisant la tomographie électrique et le radar géologique. Des expériences similaires ont également été menées avec de la tomographie en trois dimensions (*e.g.*, Slater *et al.*, 2002).

Récemment, Vanderborght *et al.* (2005) ont réalisé une étude synthétique sur le potentiel de la tomographie de résistivité dans la caractérisation des propriétés de transports. Leurs conclusions sont plutôt positives. D'autres auteurs (Singha et Gorelick, 2006 ; Singha et Gorelick, 2006b) sont plus réservés et insistent sur l'importance et la complexité de la relation qui relie la résistivité à la concentration en soluté.

8.2. L'expérience à La Soutte

Cette expérience a été réalisée durant l'été 2006 dans une zone complètement saturée du site, à l'écart des électrodes impolarisables utilisées dans le suivi des potentiels spontanés afin d'éviter toute interférence entre les deux expériences (Figure 8.1).

Cinq trous de 60 à 70 cm de profondeur ont été réalisés à la tarière à moteur, alignés le long du profil de plus forte pente (pente d'environ 10%) (Figure 8.2). Le trou 2 a servi de trou d'injection. Le sol à cet endroit est essentiellement constitué de tourbe avec une grande quantité de matière organique, notamment des racines en état de décomposition différencié.

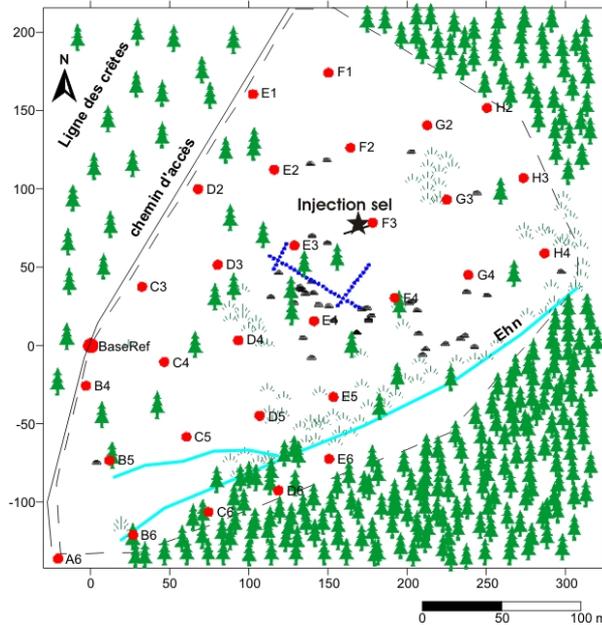


Figure 8.1 : Localisation de l'expérience d'injection de sel. Le site choisi est complètement saturé en eau.

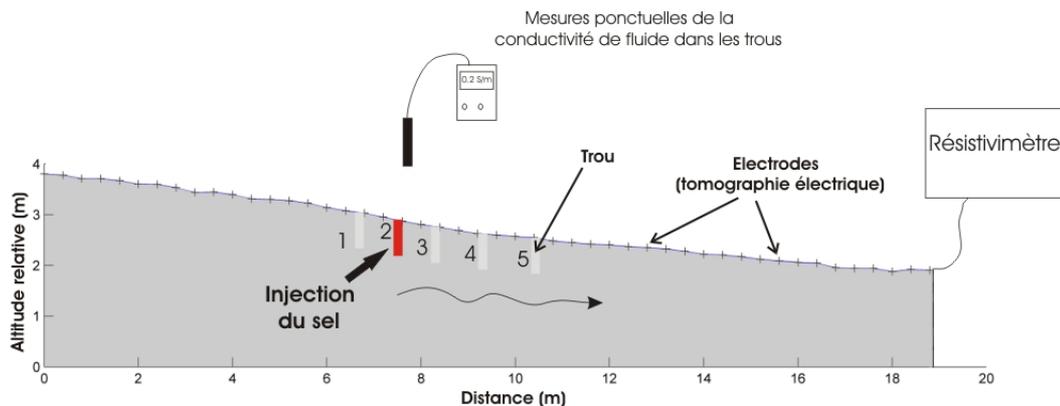


Figure 8.2 : Schéma de l'expérience d'injection de sel. Le sel a été injecté dans le trou numéro 2. Le dispositif électrique composé de 48 électrodes métalliques a été disposé en surface avec une distance inter-électrode fixée à 40 cm. Des mesures ponctuelles de la conductivité d fluide ont eu lieu dans les trous.

Le chlorure de sodium (gros sel) a été choisi comme traceur. Sa faible résistivité en solution le rend parfaitement détectable par tomographie de résistivité.

Afin de suivre la progression du panache de sel, nous avons choisi de réaliser des panneaux électriques 2D avec une configuration dipôle-dipôle. Cette configuration a l'avantage de mettre en évidence de manière optimale les variations latérales de résistivité. Quarante-huit électrodes ont été plantées le long du profil de manière à ce que la profondeur d'investigation soit maximale au niveau du panache de sel. La distance inter-électrode a été fixée à 40 cm et la distance entre dipôle d'injection et de mesure varie entre 1 et 20 fois cette distance (Figure 8.3). La durée totale de mesure d'une tomographie est d'environ 30 minutes.

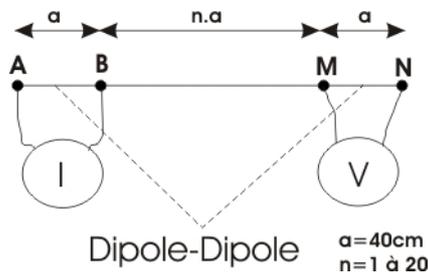


Figure 8.3 : Configuration dipôle-dipôle utilisée pour l'expérience d'injection de sel. A et B sont les électrodes d'injection de courant, M et N sont les électrodes de mesure. La longueur des dipôles a été fixée à 40 cm. La distance entre le dipôle d'injection et de mesure varie entre 40 cm et 8 m (20 fois la distance inter-électrode).

8.3. Résultats

L'expérience a débuté le 18 juillet 2006. A 12h25, douze kilos de gros sel ont été vidés dans le trou 2. La Figure 8.4 présente les 7 tomographies de résistivité réalisées le premier jour à 12h25 (injection du sel) puis 12h45, 13h30, 14h30, 15h30 et 16h30. Une tomographie a été réalisée avant l'injection de sel et représente l'état de référence (T0). Les données ont été inversées en utilisant le logiciel *Res2DInv* (Loke et Barker, 1996).

Plusieurs tests d'inversion des données ont eu lieu en utilisant l'option « Time-lapse inversion » du logiciel. Cette option permet d'inverser les pseudosections de manière successive ou en utilisant comme modèle de départ soit la tomographie initiale, soit la tomographie précédente. Ces options n'ont pas apporté d'amélioration significative (voire une dégradation) par rapport à une inversion indépendante des sections. Les données ont par conséquent été inversées indépendamment sans contrainte, faute de posséder un code d'inversion spécifique à des applications de suivi temporel.

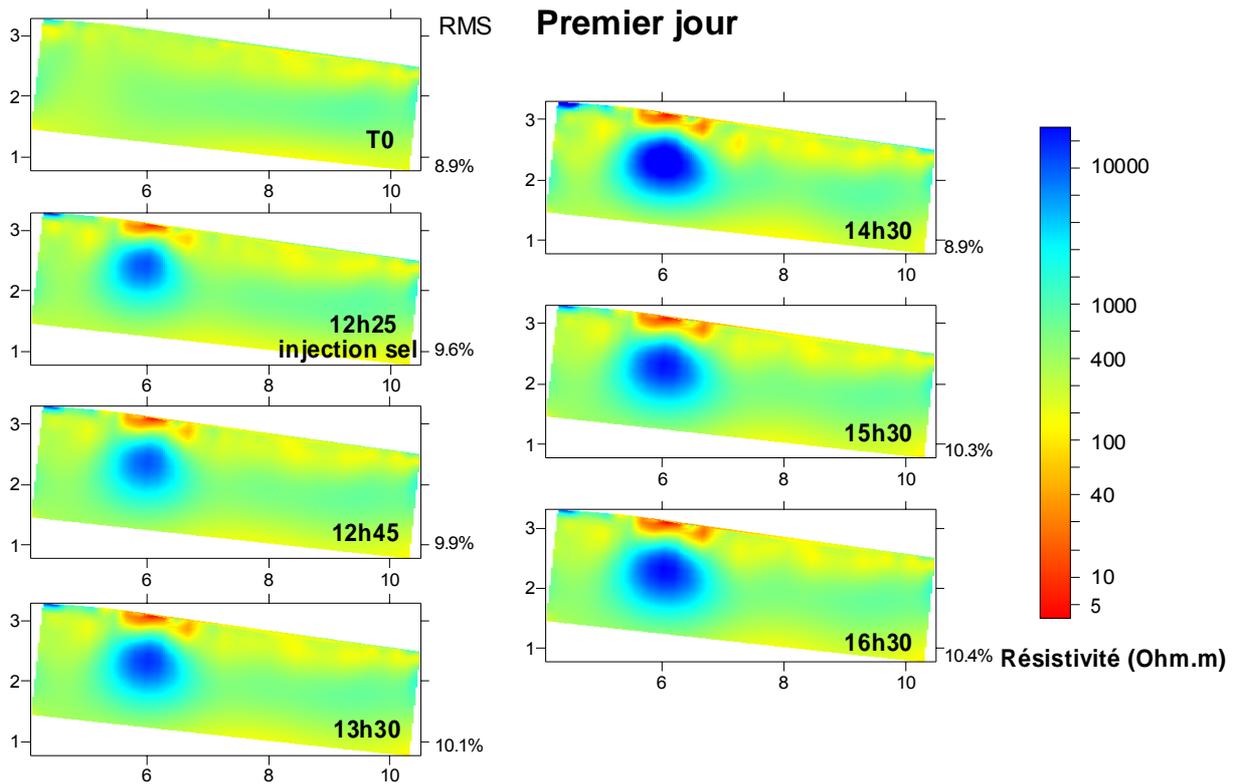
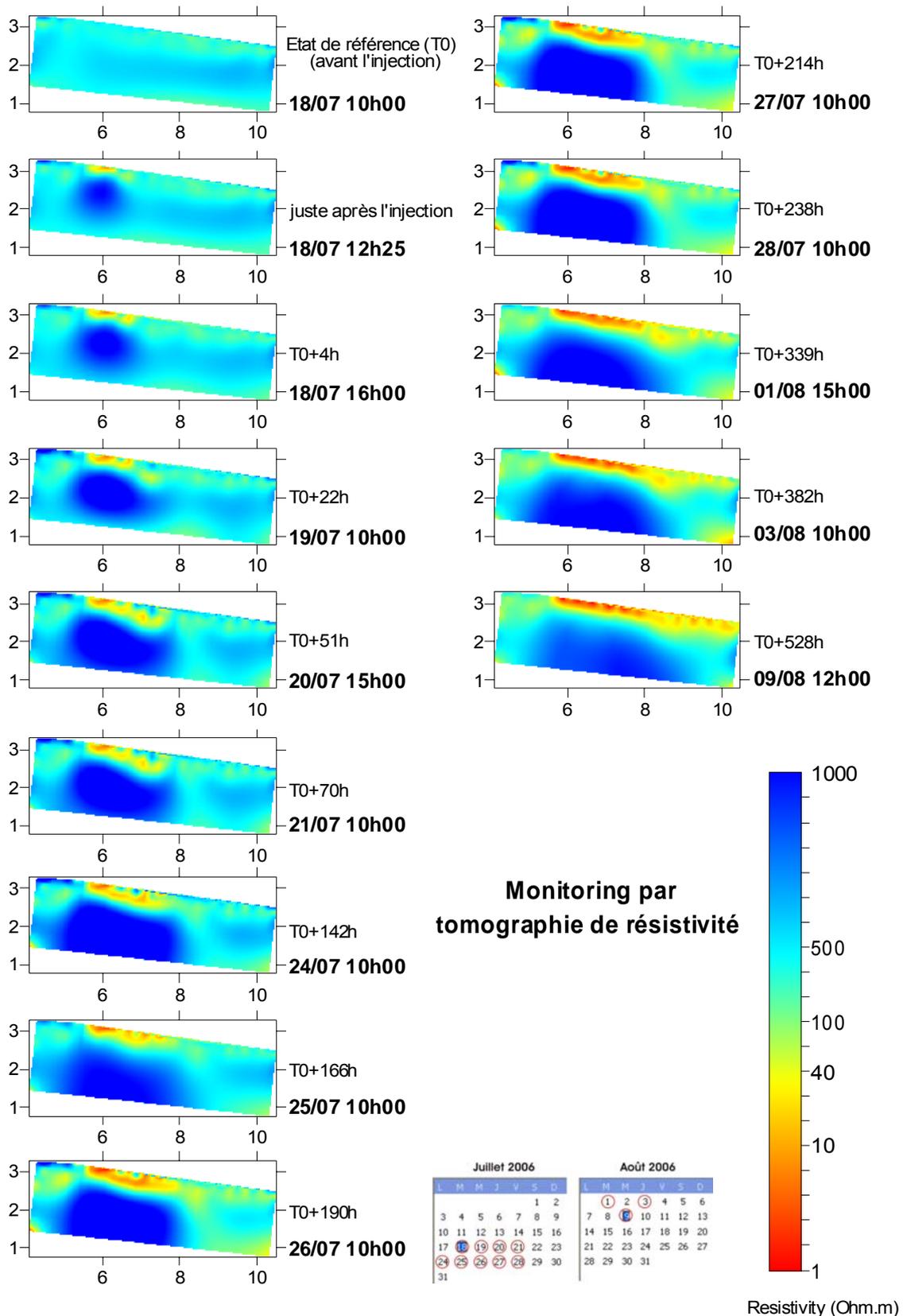


Figure 8.4 : Tomographies de résistivité réalisées le jour de l'injection du sel. Les données ont été inversées en utilisant le logiciel Res2Dinv. L'erreur RMS se situe autour de 10% et est indiqué à droite de chaque tomographie. Sur ces figures, seule la zone proche du trou d'injection est représentée. Une tomographie de référence a été réalisée juste avant l'injection de sel (T0).

Après l'injection de sel, les tomographies sont toutes caractérisées par deux anomalies de résistivité. Tout d'abord, on observe une anomalie conductrice de surface (rouge) avec une résistivité comprise entre 1 et 60 $\Omega.m$ qui correspond au panache de sel. On peut d'ailleurs remarquer sa progression sur l'espace de quelques heures. Ensuite, on observe une anomalie résistante (bleue) qui se trouve juste en dessous du panache de sel. Cette anomalie semble progresser en même temps que le panache. Elle possède une résistivité très élevée qui a peu de sens physique. Il s'agit d'un artefact. Le panache de sel est plusieurs dizaines de fois plus conducteur que son environnement immédiat. Il représente par conséquent un chemin préférentiel pour les lignes de courant électrique et agit comme une couche écran empêchant la caractérisation du sol qui se trouve juste en dessous.

La Figure 8.5 présente l'ensemble des tomographies réalisées durant le monitoring.



RMS des inversions compris entre 8 et 12%

Figure 8.5 : Monitoring du transport de sel par tomographie électrique. Les mesures ont été réalisées entre le 18/07 et le 09/08.

On observe la progression du panache de sel avec le temps avec une vitesse de progression d'environ 20 cm/jour durant la première semaine. Les tomographies du 26 au 28 juillet sont assez semblables et présentent peu d'évolution du panache. Durant cette période, une baisse du niveau piézométrique de quelques centimètres a été observée dans les différents trous. Cette période précède les fortes précipitations de la fin du mois de juillet et du début du mois d'août (Figure 8.6) qui ont entraîné un débordement des trous et un ruissellement en surface de l'eau salée présente dans les trous.

L'effet des trous est visible sur les tomographies. Ils deviennent plus conducteurs plus rapidement que leur environnement immédiat. L'artefact résistant est toujours présent et on se rend bien compte de son absence de signification physique puisqu'il s'étend au fur et à mesure que le panache conducteur progresse.

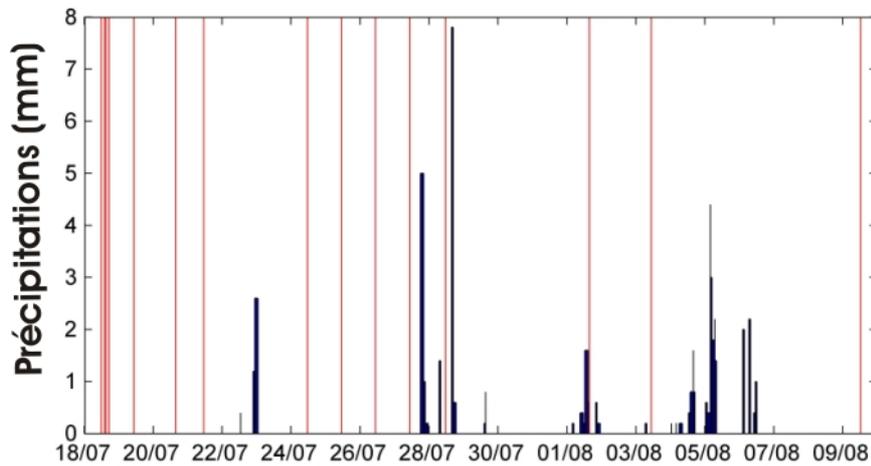


Figure 8.6 : Précipitations durant le monitoring. Les précipitations ont été mesurées par la station météo de *La Soutte*. Chaque trait rouge correspond à une tomographie électrique. On remarque qu'à partir du 28 août, les précipitations sont plus régulières et importantes.

8.4. Calcul des concentrations en sel

8.4.1. Loi d'Archie (1942)

La loi empirique d'Archie (1942) est une relation très largement utilisée pour calculer la conductivité effective des « géomatériaux » saturés. Elle s'exprime sous la forme :

$$\sigma_{eff} = \frac{\sigma_f}{F} = b \cdot \sigma_f \cdot n^{-m} \quad [8.1]$$

avec σ_{eff} la conductivité effective du milieu ($S.m^{-1}$), σ_f la conductivité de fluide ($S.m^{-1}$), n la porosité effective (la loi sous-entend qu'elle est égale à la porosité totale), b et m sont des coefficients empiriques.

b est souvent pris égal à 1, ce qui fait qu'on rencontre très souvent dans la littérature une loi d'Archie qui ne fait pas apparaître ce coefficient.

m est appelé indice de cimentation. Il varie généralement entre 1.3 pour les sables (matériaux non consolidés) et 2 pour les grès (matériaux consolidés).

Cette loi n'est valable que lorsque les effets de conduction de surface sont négligeables (cf. chapitre 4). Dans le cas contraire, la loi d'Archie peut être modifiée pour prendre en compte un terme de conduction de surface en parallèle avec le terme de conduction de volume :

$$\sigma_{eff} = \frac{\sigma_f}{F} + \sigma_s \quad [8.2]$$

σ_s est le terme de conduction de surface.

Les deux termes de conduction n'agissent pas exactement en parallèle (*e.g.*, Friedman, 1998) mais ce modèle présente des avantages. Le facteur de formation F et le terme de conductivité de surface σ_s peuvent être estimés en traçant linéairement la conductivité effective en fonction de la conductivité de fluide pour des conductivités élevées (généralement supérieures à $1 \times 10^{-2} S.m^{-1}$). Le facteur de formation est déterminé en prenant l'inverse de la pente et la conductivité de surface est estimée avec l'ordonnée à l'origine.

Cette méthode est très largement utilisée dans la littérature (*e.g.*, Waxman and Smits, 1968 ; Ishido et Mizutani, 1981; Jouniaux *et al.*, 2000).

8.4.2. Détermination du facteur de formation

A trois reprises, la conductivité de l'eau présente dans les différents trous a été mesurée. Nous avons également calculé à chaque fois la moyenne de la conductivité au voisinage du trou à partir des tomographies de résistivité.

La Figure 8.7 présente dans un diagramme logarithmique la conductivité de fluide mesurée en fonction de la conductivité du milieu. Les conductivités de fluide mesurées dans le trou

d'injection (trou 2) n'apparaissent pas car une forte dépendance de la conductivité avec la profondeur a été observée.

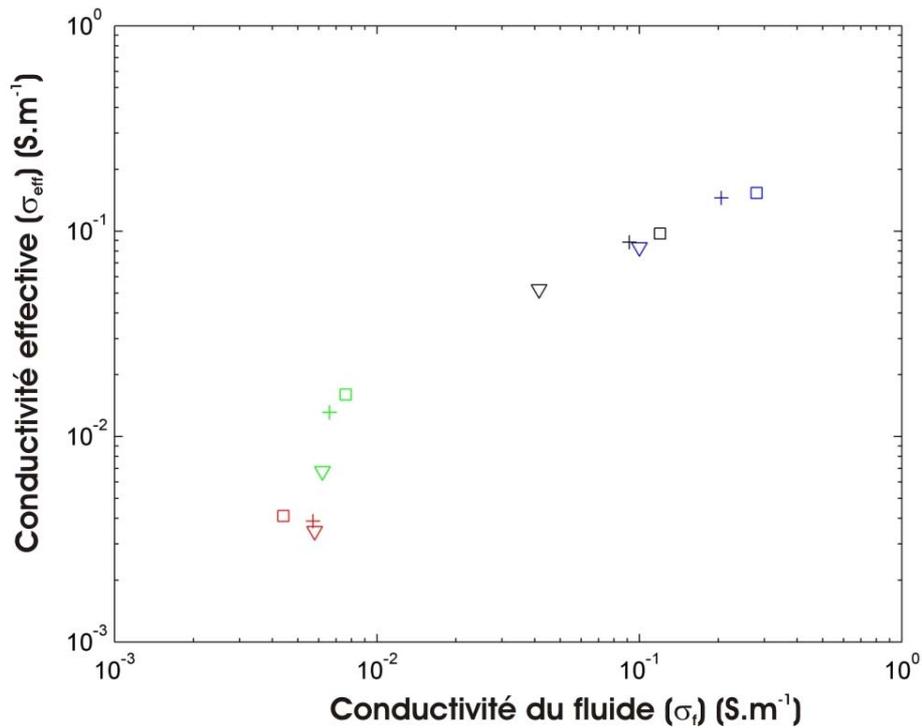


Figure 8.7 : Conductivité de fluide en fonction de la conductivité effective au niveau de chaque trou. Les valeurs de conductivité effective proviennent des tomographies de résistivité. Les symboles correspondent au jour de la mesure (triangle=28/07 ; croix=01/08 ; carré=03/08). La couleur correspond au trou (rouge=Trou1 ; bleu=Trou3 ; noir=Trou4 ; vert=Trou5).

Pour estimer le facteur de formation, nous utilisons la méthode décrite dans le paragraphe précédent en ne conservant que les conductivités de fluide supérieures à $1 \times 10^{-2} \text{ S.m}^{-1}$.

Une régression linéaire (Figure 8.8) permet de déterminer le facteur de formation qui est, dans notre cas, égal à 2.30. Cette valeur assez basse est caractéristique d'un milieu peu consolidé semblable à celui rencontré à *La Soutte*.

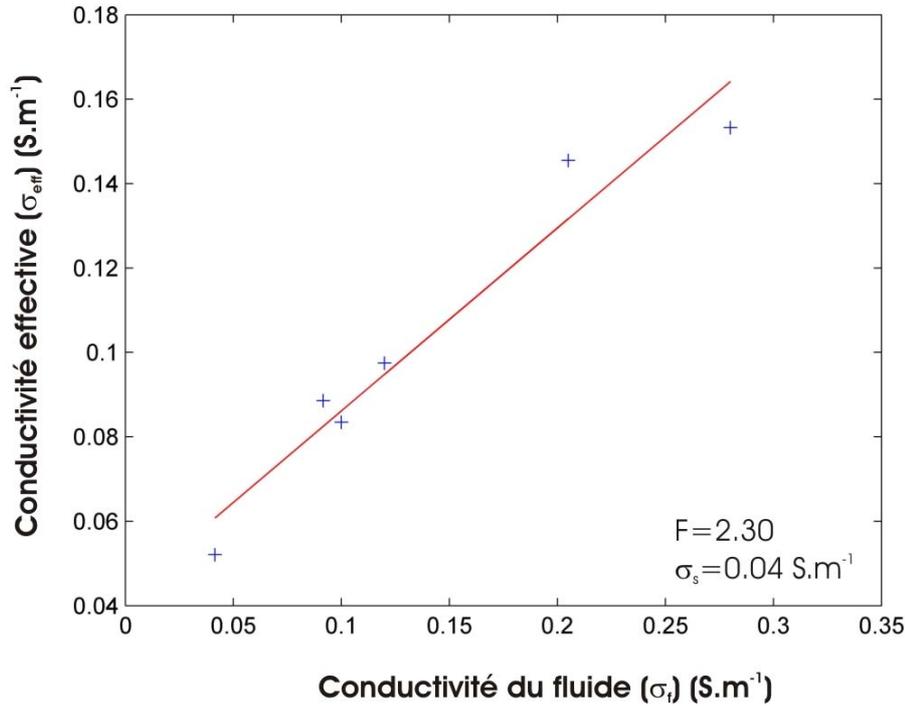


Figure 8.8 : Détermination du facteur de formation et de la conductivité de surface. En ne conservant que les conductivités de fluide supérieures à $1 \times 10^{-2} S.m^{-1}$, on détermine par régression linéaire le facteur de formation F et la conductivité de surface σ_s .

8.4.3. De la conductivité du fluide à la concentration en sel

L'équation [8.2] permet d'obtenir la conductivité du fluide en tous points.

La formule empirique de Sen et Goode (1992) permet de relier directement la conductivité d'une solution en fonction de sa concentration en sel et de la température :

$$\sigma_f = (5.6 + 0.27.T - 1.5 \times 10^{-4}.T^2).C - \frac{2.36 + 0.099.T}{1 + 0.214.C} C^{3/2} \quad [8.3]$$

σ_f est la conductivité de la solution ($S.m^{-1}$), T est la température ($^{\circ}C$) et C est la concentration molaire ($mol.L^{-1}$).

La Figure 8.9 montre les résultats obtenus en terme de concentration en sel pour notre expérience. La masse molaire du sel vaut $58.5 g.mol^{-1}$ et la température de l'eau a été fixée à $10^{\circ}C$.

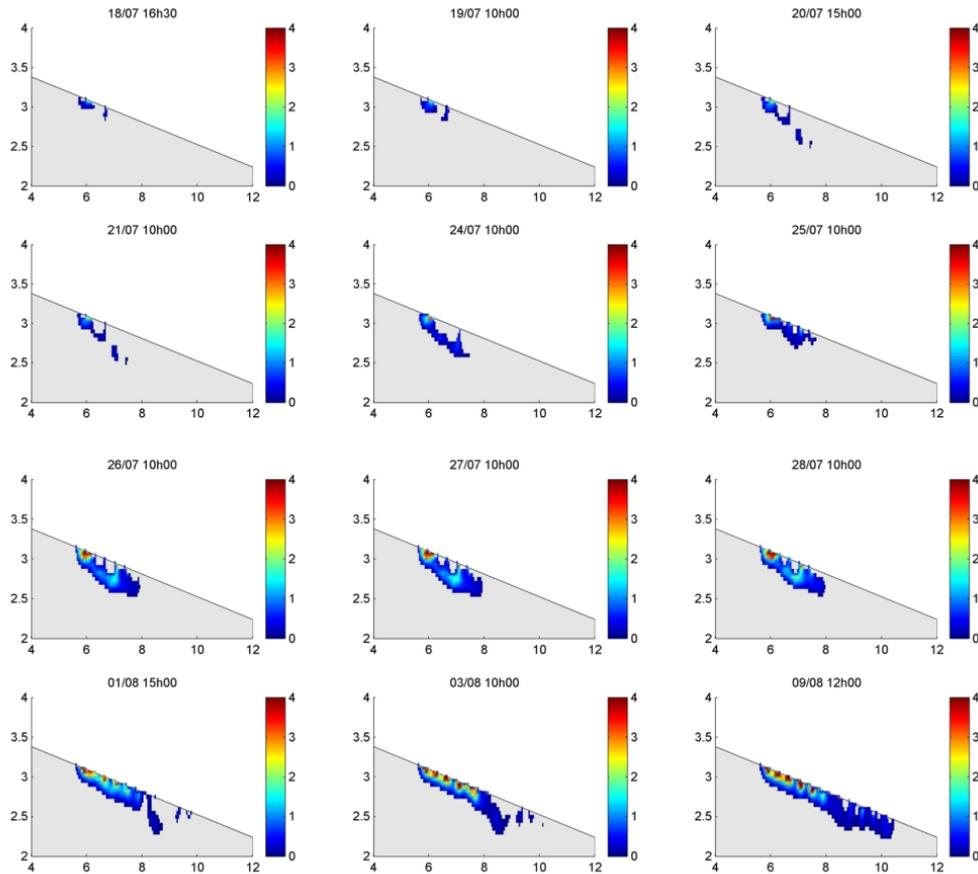


Figure 8.9 : Suivi de la concentration en sel. Les concentrations en sel sont calculées à partir des valeurs de résistivités obtenues par inversion des données de tomographie électrique et à partir des équations [8.2] et [8.3]. Les concentrations sont exprimées en g.L^{-1} .

La Figure 8.10 présente l'incertitude sur la détermination de la concentration en sel lorsque l'incertitude sur les résistivités effectives obtenues par tomographie varie de 1 à 20 %, et ceci pour différentes valeurs de résistivité effective variant de $1 \Omega.m$ à $50 \Omega.m$.

L'incertitude sur les résistivités effectives calculée lors de l'inversion est au maximum égale à 10 %. La Figure 8.11 montre qu'alors dans ce cas, l'incertitude sur la concentration en sel diminue de manière exponentielle lorsque la résistivité effective augmente. Ainsi, pour des résistivités supérieures à $5 \Omega.m$, l'incertitude est inférieure à 0.1 g.L^{-1} et vaut 0.03 g.L^{-1} pour une résistivité de $20 \Omega.m$.

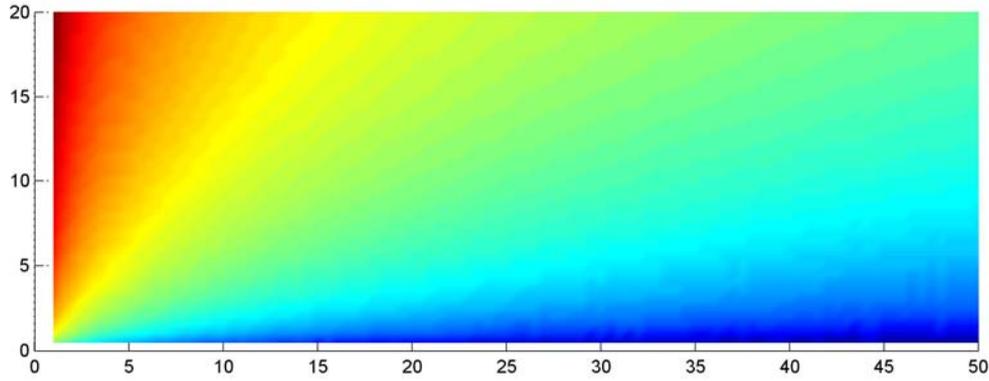


Figure 8.10 : Incertitude sur les concentrations en sel en fonction de la résistivité du milieu obtenue par inversion (abscisse) et de son incertitude (en ordonnée, en %).

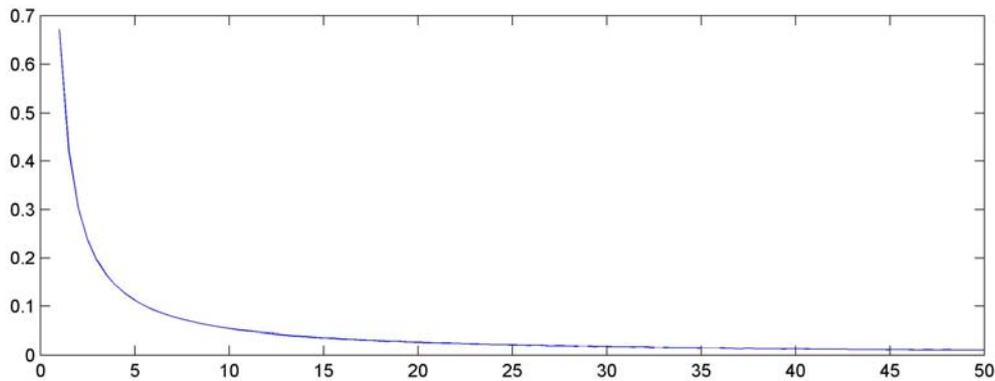


Figure 8.11 : Incertitude sur la détermination des concentrations en sel en fonction de la résistivité du milieu obtenue par inversion (en abscisse) pour une erreur relative sur la valeur de résistivité de 10%. On remarque pour des résistivités supérieures à $5 \Omega.m$, l'incertitude est très vite inférieure à $0.1 g.L^{-1}$.

8.5. Le transport en milieu poreux

8.5.1. L'équation de convection-dispersion

Le processus de transport dans les sols a lieu principalement dans la phase liquide du milieu poreux. Pour modéliser ce transport, plusieurs méthodologies existent. Le lecteur pourra par exemple se référer à Feyen *et al.* (1998) qui présentent des synthèses sur les différents modèles existants. Pour notre expérience, nous allons utiliser un modèle mécanique déterministe de convection-dispersion très largement utilisé.

Dans ce modèle, les principaux mécanismes de transport du soluté sont la convection (ou advection), la diffusion moléculaire et la dispersion mécanique.

8.5.1.1. La convection (ou advection)

La convection représente l'entraînement des éléments en solution dans le mouvement du fluide qui se déplace. Le soluté est transporté par le mouvement général de l'eau à la vitesse de Darcy.

L'équation du transport advectif s'écrit :

$$-\nabla(C \cdot \vec{q}) = \frac{\partial}{\partial t}(C\theta) \quad [8.4]$$

avec C la concentration (mol.l^{-1}), \vec{q} est la vitesse de Darcy (m.s^{-1}), θ est la teneur en eau volumique du sol (sans unité).

8.5.1.2. La dispersion hydrodynamique

Cette notion introduite par Bear (1972) est un phénomène par lequel une substance migre dans le sol. Cette propagation est provoquée par deux phénomènes : la diffusion moléculaire et la dispersion mécanique qui dépendent à la fois de la nature du sol et du soluté.

La diffusion

La diffusion moléculaire est le phénomène physico-chimique qui tend à rendre homogène la distribution spatiale du soluté jusqu'à une concentration uniforme par diffusion vers les zones moins concentrées. Son influence est importante lorsque les vitesses d'écoulement sont faibles (ordre de grandeur : $10^{-7} \text{ cm.h}^{-1}$ soit $2.4 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$).

La diffusion moléculaire est exprimée par la seconde loi de Fick :

$$\frac{\partial}{\partial t}(C\theta) = \nabla(\theta \cdot D_m \cdot \vec{\nabla} C) \quad [8.5]$$

avec D_m le coefficient de diffusion moléculaire ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)

La dispersion mécanique

La dispersion est due à l'hétérogénéité de la distribution des vitesses dans le milieu poreux causée par l'extrême hétérogénéité du milieu poreux à l'échelle du pore (*e.g.*, taille et longueur caractéristique), de l'affleurement ou du site (*e.g.*, fractures, lentilles). Le flux dispersif est exprimé par :

$$j_D = -\overline{D_{ij}} \cdot \theta \cdot \vec{\nabla} C \quad [8.6]$$

$\overline{\overline{D}}_{ij}$ est le tenseur de dispersion ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Le tenseur de dispersion est défini pour un milieu isotrope par (Bear, 1972) :

$$\overline{\overline{\theta D}}_{ij} = \lambda_T |q| \delta_{ij} + (\lambda_L - \lambda_T) \frac{q_i q_j}{|q|} \quad [8.7]$$

où λ_T et λ_L sont respectivement les dispersivités longitudinale et transversale (m), q est la vitesse de Darcy ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) et δ_{ij} est la fonction de Kronecker (égale à 1 si $i=j$).

La dispersivité transversale est plus petite que la dispersivité longitudinale. Elle est prise généralement égale à 1/10 de la valeur de dispersivité longitudinale (Domenico et Schwartz, 1990).

8.5.1.3. L'équation de convection-dispersion

Dans ce qui suit, nous allons négliger la diffusion qui n'est significative que pour des écoulements dont la vitesse est inférieure à $2.4 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, ce qui nous le verrons dans la suite est vérifié pour notre expérience.

En considérant le flux total de soluté comme la somme des flux dispersif et advectif, l'équation de transport sans terme source s'écrit :

$$R \frac{\partial \theta C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\overline{\overline{\theta D}}_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - q_i \frac{\partial C}{\partial x_i} \quad [8.8]$$

R le facteur de retard (sans unité).

Pour résoudre l'équation [8.8], trois paramètres doivent être déterminés : le facteur de retard, la vitesse de Darcy et la dispersivité.

Le facteur de retard R n'intervient que dans le cas de solutés réactifs. Dans le cas contraire, il est pris égal à 1. Nous allons supposer ici que le sel ne réagit pas chimiquement avec le sous-sol et donc prendrons $R=1$.

La dispersivité est un paramètre ajustable qui dépend généralement de l'échelle spatiale et de la teneur en eau. Nous en reparlerons dans le paragraphe 8.6.2.3.

La vitesse de Darcy est déterminée par la résolution de l'équation de Richards que nous allons rappeler dans le paragraphe suivant.

8.5.2. L'équation de Richards

L'équation de Richards décrit les transferts d'eau dans un milieu poreux variablement saturé. En combinant la loi de Darcy généralisée et l'équation de continuité, l'équation de Richards s'écrit pour un fluide incompressible de masse volumique et de viscosité dynamique constante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot \left[-\overline{\overline{K}}(h) \cdot \vec{\nabla} H(x, y, z, t) \right] \quad [8.9]$$

où θ est la teneur en eau volumique (sans unité), H est la charge hydraulique totale (m), $\overline{\overline{K}}$ est le tenseur de conductivité hydraulique ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), t est le temps (s).

L'équation de Richards permet de déterminer les champs de potentiels et la répartition de la teneur en eau. C'est une équation non-linéaire résolue en générale de manière numérique (e.g., HYDRUS-2D, Simunek *et al.*, 1996). Il existe cependant des solutions analytiques pour certains problèmes spécifiques (e.g., Philip, 1971 ; Tracy, 2006)

8.6. Modélisation avec HYDRUS-2D

8.6.1. Caractéristiques générales d'HYDRUS-2D

HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1996) est une interface du code SWMS-2D (Simunek *et al.*, 1994) qui permet de simuler des écoulements en deux dimensions et le transport de solutés dans un milieu poreux incompressible et variablement saturé en régime transitoire ou permanent.

Il résout l'équation de Richards et l'équation de convection-dispersion par éléments finis avec l'approximation de Galerkin. Le maillage triangulaire est créé par un générateur de maillage. HYDRUS-2D permet l'utilisation de différents modèles pour la courbe de rétention d'eau comme le modèle de van Genuchten-Mualem (1980) ou celui de Brooks et Corey (1964). Il permet également l'utilisation de diverses conditions aux limites pour l'écoulement (flux nul, flux constant, flux variable, pression d'eau constante, pression d'eau variable, surface de suintement) et le transport de solutés (1^{er} type (condition de Dirichlet), 2^{ème} type (condition de Neumann), 3^{ème} type (condition de Cauchy)).

8.6.2. Les paramètres requis dans la modélisation de notre expérience

Nous avons considéré une modélisation au premier ordre en supposant un écoulement en régime permanent dans un sol homogène saturé. L'écoulement est supposé 2D et l'influence des trous a été négligée. Différents paramètres sont nécessaires pour la modélisation de notre expérience : la conductivité hydraulique, la source de soluté et les valeurs de dispersivité longitudinale et transversale.

8.6.2.1. Conductivité hydraulique

Pour évaluer la conductivité hydraulique, nous avons utilisé la méthode du « slug test ». Un « slug test » consiste à vider rapidement le contenu d'un puits et à suivre dans le temps la remontée de l'eau en utilisant par exemple une sonde piézométrique. Les données permettent alors de retrouver la valeur de la conductivité hydraulique au voisinage du puits. L'annexe 3 présente la méthode, sa mise en œuvre ainsi qu'un exemple d'enregistrement à *La Soutte*.

Avant d'injecter le sel, nous avons réalisé trois slug tests dans trois trous différents d'environ 70 cm de profondeur situés sur notre zone d'étude. Les valeurs de conductivités hydrauliques obtenues sont $4.3 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (37 cm.jour⁻¹), $7.9 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (68 cm.jour⁻¹) et $2.4 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (20 cm.jour⁻¹).

8.6.2.2. La source de soluté

Dans cette première expérience de transport, nous avons déposé 12 kg de gros sel dans le trou 2. La concentration initiale en sel n'est par conséquent pas connue. De plus, il s'est avéré que du sel s'est accumulé au fond du trou et a joué le rôle de barrière hydraulique. La conductivité hydraulique relativement importante dans le voisinage du trou a entraîné un phénomène de lessivage.

Pour modéliser cet effet au premier ordre, nous avons choisi de modéliser la source de soluté comme un flux constant sur l'ensemble de l'expérience. La concentration est choisie de telle sorte qu'elle permette de modéliser nos données.

8.6.2.3. La dispersivité

Le dispersivité n'est pas un paramètre directement mesurable. Il existe différentes méthodes (méthode numérique, méthode des moments, expériences 1D en laboratoire) pour appréhender sa valeur. Bear (1972) considère la dispersivité comme une valeur caractéristique du milieu et de la taille de l'échantillon. D'après cet auteur, l'utilisation d'une valeur unique de dispersivité pour caractériser l'ensemble du milieu poreux est suffisante.

De multiples travaux en laboratoire sur des colonnes ont conduit à des valeurs de l'ordre du centimètre. Cependant, des valeurs de l'ordre de la dizaine de centimètres, du mètre voire du kilomètre sont obtenues lors d'expériences à l'échelle du terrain. Certains auteurs comme Wierenga et van Genuchten (1989) ou Pang et Hunt (2001), ont montré grâce à des expériences de laboratoire que la dispersivité en milieu non saturé dépend de la distance parcourue. Au contraire, Khan et Jury (1990) et Porro *et al.* (1993) n'ont pas trouvé de relation claire entre la dispersivité et l'échelle de mesure de celle-ci.

Burns (1996) et Roth et Hammel (1996) ont réalisé des travaux en écoulement 2D et ont montré que la dispersivité n'est pas une constante du milieu poreux, *i.e.* qu'elle augmente avec la distance parcourue.

La Figure 8.12 présente une compilation de valeurs de dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle à laquelle elles ont été mesurées. On peut observer qu'une corrélation existe avec l'échelle de mesure.

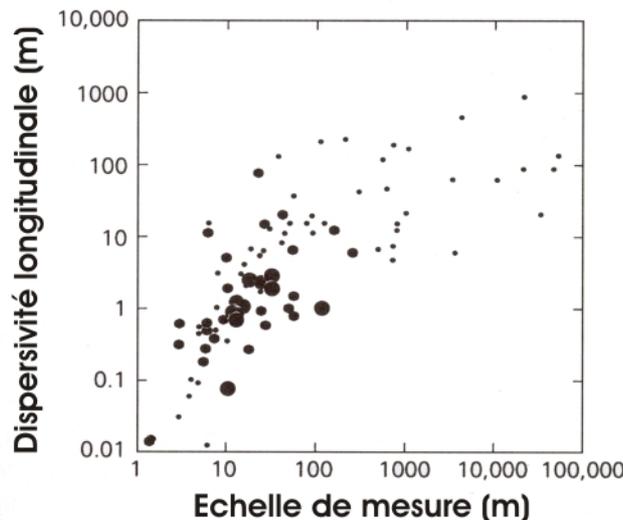


Figure 8.12 : Dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle de mesure (d'après Gelhar, 1986). La précision des données augmente avec la taille du symbole.

8.7. Le modèle

La Figure 8.13 présente la modélisation du panache de sel à deux instants différents : le 28/07 soit 8 jours après l'injection et le 09/08 soit 23 jours après l'injection.

Pour modéliser nos données, la conductivité hydraulique du milieu est fixée à 85 cm.jour^{-1} ($9.8 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$). Cette valeur est du même ordre de grandeur que celle obtenue par les slug-tests. En l'absence d'informations *a priori*, la dispersivité longitudinale a été prise égale à 10 cm et la dispersivité transversale égale à un dixième de cette dernière, soit 1 cm (Domenico et Schwartz, 1990). Quant au flux de soluté, il a été fixé à 3 g.L^{-1} pour l'ensemble de l'expérience.

Ce jeu de paramètres permet de modéliser relativement bien la progression du panache dans le temps. Au premier ordre, les concentrations en sel sont assez bien modélisées.

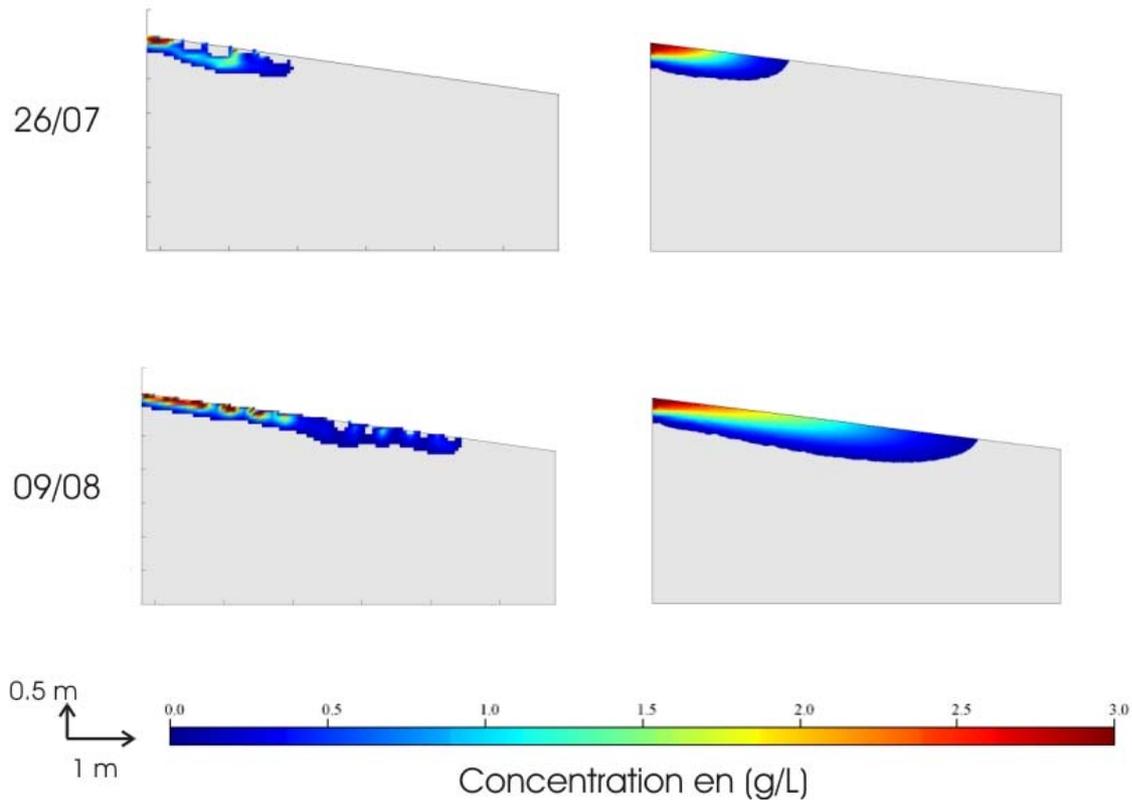


Figure 8.13 : Modélisation de la progression du panache de sel (26/07 et 09/08) observé à partir des inversions de données électriques (gauche) et obtenues par le modèle hydraulique (droite).

La Figure 8.14 présente l'évolution temporelle de la concentration en sel à 6.5 m et 8 m du trou d'injection et à une profondeur de 30 cm. On observe une bonne corrélation entre les courbes issues du modèle numérique et les concentrations calculées à partir de la tomographie électrique. Dans les deux cas, la forme des courbes est identique à celle prédite par le modèle.

A 6.5 m de la source de sel, on observe un décalage temporel entre le modèle et les valeurs calculées. Cependant, les pentes sont similaires comme le montre la courbe en tirets bleus de la Figure 8.14. Ce décalage peut être attribué à un retard au niveau de la dissolution du sel. Il peut aussi être la conséquence d'hétérogénéités locales de la conductivité hydraulique. On observe également sur cette même courbe que la concentration en sel diminue à partir de 15 jours alors que le modèle présente une concentration constante à partir de 15 jours. Cette différence souligne la limite de notre modèle numérique pour lequel le flux de soluté est constant durant toute l'expérience, ce qui n'est pas exactement le cas dans la réalité.

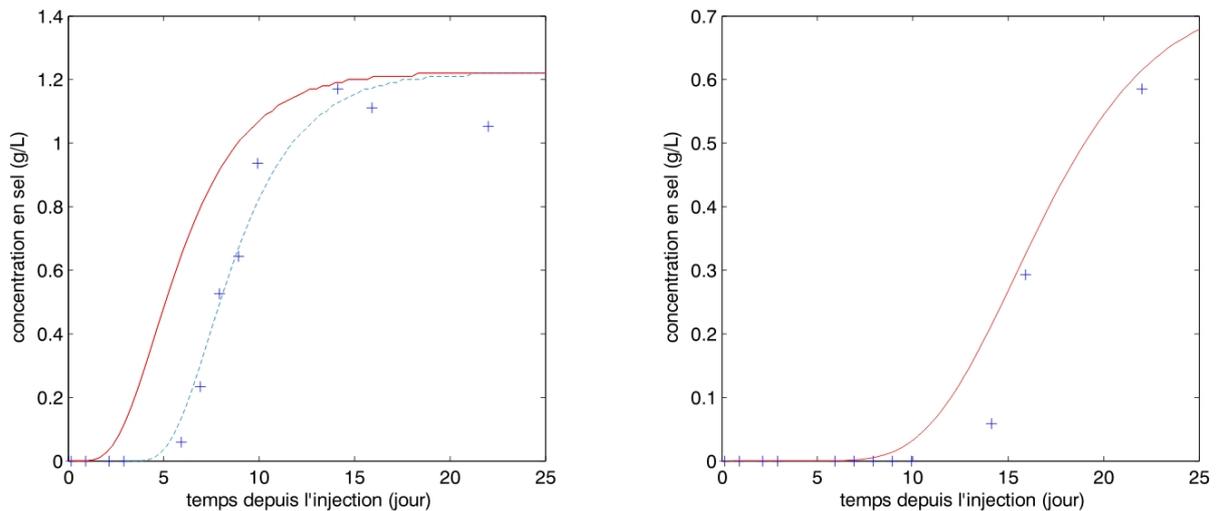


Figure 8.14 : Evolution de la concentration en sel en fonction du temps respectivement à 6.5 m (gauche) et 8 m (droite) du trou d'injection (profondeur 30 cm). La courbe rouge représente le modèle numérique (HYDRUS 2D), les croix correspondent aux concentrations calculées à partir des résultats de tomographie électrique. A 6.5 m du trou d'injection, on observe un retard entre les concentrations de sel mesurées et calculées. La courbe en tirets bleus montre que cependant les pentes des courbes sont similaires.

8.8. Conclusion

Dans cette expérience, la tomographie électrique a permis de suivre dans le temps la progression du chlorure de sodium dans le sol. Des mesures de conductivité de fluide réalisées sur le terrain ont permis de calibrer une loi d'Archie locale. En utilisant cette loi et une relation entre la conductivité de fluide et la concentration en sel, la distribution de la concentration en chlorure de sodium a été calculée pour les sections de résistivité successives. Lors de cette expérience, une grande quantité de sel a été déposé à l'instant initial. Une partie a saturé l'eau présente dans le trou et le reste s'est accumulé au fond du trou et a formé une barrière hydraulique. Comme la conductivité hydraulique du milieu est assez élevée (environ $1 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$), il s'est déroulé un phénomène de lessivage chimique.

Nous avons modélisé ce processus au premier ordre comme un flux constant de soluté à 3 g.L^{-1} dans un milieu homogène saturé. La conductivité du modèle est de 85 cm.jour^{-1} . Cette valeur est du même ordre de grandeur que celle mesurée sur le terrain. Les dispersivités longitudinales et transversales ont été fixées respectivement à 10 cm et 1 cm en absence d'informations complémentaires.

Le modèle est simple car il ne prend pas directement en compte le phénomène de lessivage et l'influence des trous. Cependant, la progression du panache et le gradient de concentration sont bien reproduits.

Cette première expérience de transport réalisée à *La Soutte* montre que la tomographie de résistivité est une méthode intéressante pour la caractérisation du transport de soluté dans le milieu poreux et qu'on peut aller plus loin que le premier ordre en effectuant des mesures *in situ* des propriétés électriques du fluide.

Références relatives au chapitre 8 :

- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Amer. Inst. Mining Metallurgical and Petroleum Engineers*, **146**, p. 54-62.
- Asch, T. et Morrison, H.F., 1989. Mapping and monitoring electrical resistivity with surface and subsurface electrode arrays. *Geophysics*, **54**, p.235-244.
- Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. *American Elsevier publishing company, inc.*, 764 pp.
- Bevc, D. et Morrison, H.F., 1991. Borehole-to-surface electrical resistivity monitoring of a salt water injection experiment. *Geophysics*, **56**, p. 769-777.
- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R. et Winship, P., 2002. Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. *Journal of Hydrology*, **267**, p. 147-159.
- Binley, A., Henry-Poulter, S. et Shaw, B., 1996. Examination of solute transport in an undisturbed soil column using electrical resistance tomography. *Water Resources Research*, **32**, p. 763-769.
- Black, J.H. et Kipp, Jr., K.L., 1983. Movement of tracers through dual-porosity media – experiments and modelling in the Cretaceous Chalk, England. *Journal of Hydrology*, **62**, p. 287-312.
- Brooks, R.H. et Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper*, **3**, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
- Burns, E., 1996. Results of 2-dimensional sandbox experiments: Longitudinal dispersivity determination and seawater intrusion of coastal aquifers. *PhD*, Univ. of Nev., Reno.
- Daily, W., Ramirez, A., LaBrecque, D. et Nitao, J., 1992. Electrical resistivity tomography of vadose water movement. *Water Resources Research*, **28**, p. 1429–1442.
- Domenico, P.A. et Schwartz, F.W., 1990. Physical and Chemical Hydrogeology. *John Wiley and Sons*, New York, 807 pp.
- Ellsworth, T.R., Jury, W.A., Ernst, F.F. et Shouse, P.J., 1991. A three-dimensional field study of solute transport through unsaturated, layered, porous media 1. Methodology, mass recovery and mean transport. *Water Resources Research*, **27**, p. 951-965.
- Feyen, J., Jacques, D., Timmerman, A. et Vanderborght, J., 1998. Modelling water flow and solute transport in heterogeneous soils: a review of recent approaches. *Journal of Agricultural Engineering Research*, **70**, p. 231-256.
- Friedman, S.P., 1998. Simulation of a potential error in determining soil salinity from measured apparent electrical conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, **62**, p. 593-599.
- Gelhar, L. W., 1986. Stochastic subsurface hydrology from theory to applications. *Water Resources Research*, **22**, p. 135-145.
- Ishido, T. et Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *Journal of Geophysical Research*, **86** (B3), p. 1763-1775.
- Jabro, J.D., Lotse, E.G., Fritton, D.D et Baker, D.E., 1994. Estimation of preferential movement of bromide tracer under field conditions. *Journal of Hydrology*, **156**, p. 61-71.
- Jouniaux, L., Bernard, M.-L., Zamora, M. et Pozzi, J.-P., 2000. Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pelée. *Journal of Geophysical Research*, **105**, (B4), p. 8391-8401.

- Kemna, A., Vanderborght, J., Kulesa, B. et Vereecken, H., 2002. Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. *Journal of Hydrology*, **267**, p. 125-146.
- Khan, A.U.-H. et Jury, W.A., 1990. A laboratory study of the dispersion scale effect in column outflow experiments. *Journal of Contaminant Hydrology*, **5**, p. 119-131.
- Loke, M.H. et Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, **44**, p. 499-523.
- Osiensky, J.L. et Donaldson, P.R., 1995. Electrical flow through an aquifer for contaminant source leak detection and delineation of plume evolution. *Journal of Hydrology*, **169**, p. 243-263.
- Pang, L.P. et Hunt, B., 2001. Solutions and verification of a scale-dependent dispersion model. *Journal of Contaminant Hydrology*, **53**, (1-2), p. 21-39.
- Philip, J.R., 1971. General theorem on steady infiltration from surface sources, with the application to point and line sources. *Soil Science Society of America Proceedings*, **33**, p. 1833-1841.
- Porro, I., Wierenga, P.J. et Hills, R.G., 1993. Solute Transport Through Large Uniform and Layered Soil Columns. *Water Resources Research*, **29**, 4, p. 1321-1330.
- Ramirez, A., and Daily, W., 2001. Electrical imaging at the large block test — Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Applied Geophysics*, **46**, p. 85–100.
- Ramirez, A., Daily, W., LaBrecque, D., Owen, E. et Chesnut, D., 1993. Monitoring an underground steam injection process using electrical resistance tomography *Water Resources Research*, **29**, p. 73–87.
- Roth, K. et Hammel, K., 1996. Transport of conservative chemical through an unsaturated two-dimensional Miller-similar medium with steady state flow. *Water Resources Research*, **32**, 6, p. 1653-1663.
- Sen, P.N. et Goode, P.A., 1992. Influence of temperature on electrical conductivity on shaly sands. *Geophysics*, **57**, p. 89-96.
- Simunek, J., M. , Sejna et van Genuchten, M.T., 1996. HYDRUS-2D. Simulating Water Flow and Solute Transport in Two Dimensional Variably Saturated Media. U.S. Salinity Laboratory, U.S.D.A., Agriculture Research Service, Riverside, CA.
- Simunek, J., M. , Vogel, T. et van Genuchten, M.T., 1994. The SWMS2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Technical report version 1.1. U.S. Salinity Laboratory, U.S.D.A., Agriculture Research Service, Riverside, CA.
- Singha, K. et Gorelick, S.M., 2006a. Effects of spatially variable resolution on field-scale estimates of tracer concentration from electrical inversions using Archie's law. *Geophysics* **71** (3), G83.
- Singha, K. et Gorelick, S.M., 2006b. Hydrogeophysical tracking of three-dimensional tracer migration : The concept and application of apparent petrophysical relations. *Water Resources Research*, **42**, W06422, doi: 10.1029/2005WR004568.
- Slater, L., Binley, A., Daily, W.D. and Johnson, R., 2000. Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection. *Journal of Applied Geophysics*, **44**, p. 85-102.
- Slater, L., Binley, A., Versteeg, R., Cassiani, G., Birken, R. et Sandberg, S., 2002. A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank. *Journal of Applied Geophysics*, **49**, p. 211-229.
- Slater, L., Zaidman, M.D., Binley, A.M. et West, L.J., 1997. Electrical imaging of saline tracer migration for the investigation of unsaturated zone transport mechanisms. *Hydrology and Earth System Sciences*, **1**, p. 291–302.

- Tracy, E.T., 2006. Clean two- and three-dimensional analytical solutions of Richards' equation for testing numerical solvers. *Water Resources Research*, **42**, W08503, doi: 10.1029/2005WR004638.
- van Genuchten, M.T. van, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, **44**, p. 892-898.
- Van, G.P., Park, S.K et Hamilton, P., 1991. Monitoring leaks from storage ponds using resistivity methods. *Geophysics*, **59**, p. 192-201.
- Vanderborght, J., Kemna, A., Hardelauf, H. et Vereecken, H., 2005. Potential of electrical resistivity tomography to infer aquifer transport characteristics from tracer studies: A synthetic case study. *Water Resources Research*, **41**, W06013, doi: 10.1029/2004WR003774.
- Waxman, M.H. et Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Society of Petroleum Engineers Journal*, **8**, p. 107-122.
- White, P.A., 1988. Measurement of ground-water parameters using salt-water injection and surface resistivity. *Ground Water*, **26**, p. 179-186.
- Wierenga, P.J. et Van Genuchten, M.T., 1989. Solute transport through small and large unsaturated soil columns. *Ground Water*, **27**, 1, p. 35-42.
- Williams, G.M. et Higgo, J.J.W., 1994. In situ and laboratory investigations into contaminant migration. *Journal of Hydrology*, **159**, p. 1-25.

Conclusion et perspectives

Dans cette thèse, je me suis intéressé à la caractérisation hydrogéophysique du petit bassin versant alsacien, *La Soutte* :

- les résultats de **tomographies électrique et sismique** permettent de **délimiter les principales structures hydrogéologiques**.
- les forages réalisés confirment la présence d'au moins **deux lithologies** aux propriétés physiques, mécaniques et magnétiques différentes : un **tuf volcanique fracturé** sur les premiers mètres, très magnétique (1×10^{-2} à 2×10^{-2} SI) et un **granite intrusif** peu magnétique (1×10^{-4} à 2×10^{-4} SI). Ce dernier s'étend en certains endroits jusqu'à au moins vingt mètres de profondeur. **Il apparaît sous une forme très altérée (arène) ce qui en fait un bon aquifère.**
- les sondages par **Résonance Magnétique Protonique (RMP)** présentent également des résultats intéressants. Les **teneurs en eau** obtenues par inversion ne sont pas négligeables (de **l'ordre de 5%**) et sont similaires aux valeurs rapportées dans la littérature pour ce type de milieu. *Des investigations complémentaires sont cependant nécessaires afin d'évaluer dans quelle proportion les gradients magnétiques créés par les variations de lithologies affectent les mesures.*

Plusieurs expériences de suivi hydrogéophysique ont été menées sur le site. Elles m'ont amené à développer certaines méthodologies nouvelles pour caractériser les flux hydriques du sous-sol :

- les résultats en terme de dynamique d'écoulement apportés par l'utilisation de la **mesure en continu du potentiel spontané** sont encore limités. Néanmoins, **les mesures effectuées soulignent la complexité des phénomènes mis en jeu dans un site naturel comme La Soutte.** *Ces phénomènes se doivent d'être étudiés en détail en particulier l'influence de la saturation du sous-sol sur les mesures.* D'autre part, il apparaît intéressant d'étudier de manière plus précise et approfondie le rôle que peuvent jouer les orages atmosphériques dans la répartition des charges électriques présentes dans le sous-sol. **Les mesures ponctuelles mettent en évidence l'effet d'un contact volcanique - granite arénisé.** *Il serait intéressant d'installer de nouvelles électrodes afin de suivre dans le temps les variations saisonnières des fluides au niveau de cette zone. De plus, l'utilisation de mesures hydrologiques plus classiques*

(mesures piézométriques, TDR...) pourraient apporter des informations complémentaires nécessaires à l'interprétation des données.

- nous avons montré que le **suiti temporel de la température** du sous-sol avec des thermistances et l'utilisation de modèles simples permettent de **caractériser les variations du contenu en eau du milieu** dans des zones où l'advection est négligeable devant la diffusion thermique. *Cette expérience est une première étape avant le recours à des modèles physiques plus complexes. Pour contraindre de tels modèles, on utilisera des mesures de température à plusieurs profondeurs. Celles-ci permettront également d'obtenir une caractérisation plus fine de la saturation avec la profondeur.*
- l'expérience de **suiti temporel de la propagation du sel** dans le sous-sol souligne une fois de plus le potentiel de la **tomographie électrique** dans le suivi d'éventuelles pollutions de proche surface. Elle a surtout montré que dans le cas d'un milieu saturé et quasi-homogène, l'utilisation d'une loi d'Archie calibrée par des mesures *in situ* permet d'**estimer les concentrations en chlorure de sodium dans le sous-sol** ainsi que ses variations spatiales et temporelles. **La confrontation avec une modélisation 2D de l'expérience valide la méthodologie utilisée.** Cette expérience a permis également de déterminer les propriétés de transport advectif dans une zone saturée du site.

Ces trois expériences sont complémentaires car elles proposent trois visions différentes des flux hydriques à différentes échelles. En polarisation spontanée les vitesses d'écoulement sont caractérisées par couplage électrocinétique. Avec l'expérience de traceur, les vitesses d'écoulement sont caractérisées par l'aspect advectif du transport de sel *via* les variations temporelles de la conductivité électrique du milieu. L'expérience de suivi de température présente enfin une dernière manière d'appréhender le flux hydrique. Elle suppose (en certains endroits) que le terme advectif du flux de chaleur est négligeable devant les phénomènes de diffusion thermique et caractérise ainsi le contenu en eau du milieu.

Annexe 1 :

Profils de sismique réfraction réalisés à *La Soutte*

Les données ont été traitées avec le logiciel Sardine développé par Demanet (2000).

La figure A1.1 présente l'ensemble des profils réalisés. Les figures suivantes (A1.2 à A1.7) présentent les résultats obtenus par inversion. Pour chaque profil, le trajet des rais est également représenté. Le long de chaque profil, les « carrés » représentent les géophones, les « losanges », les points de tir.

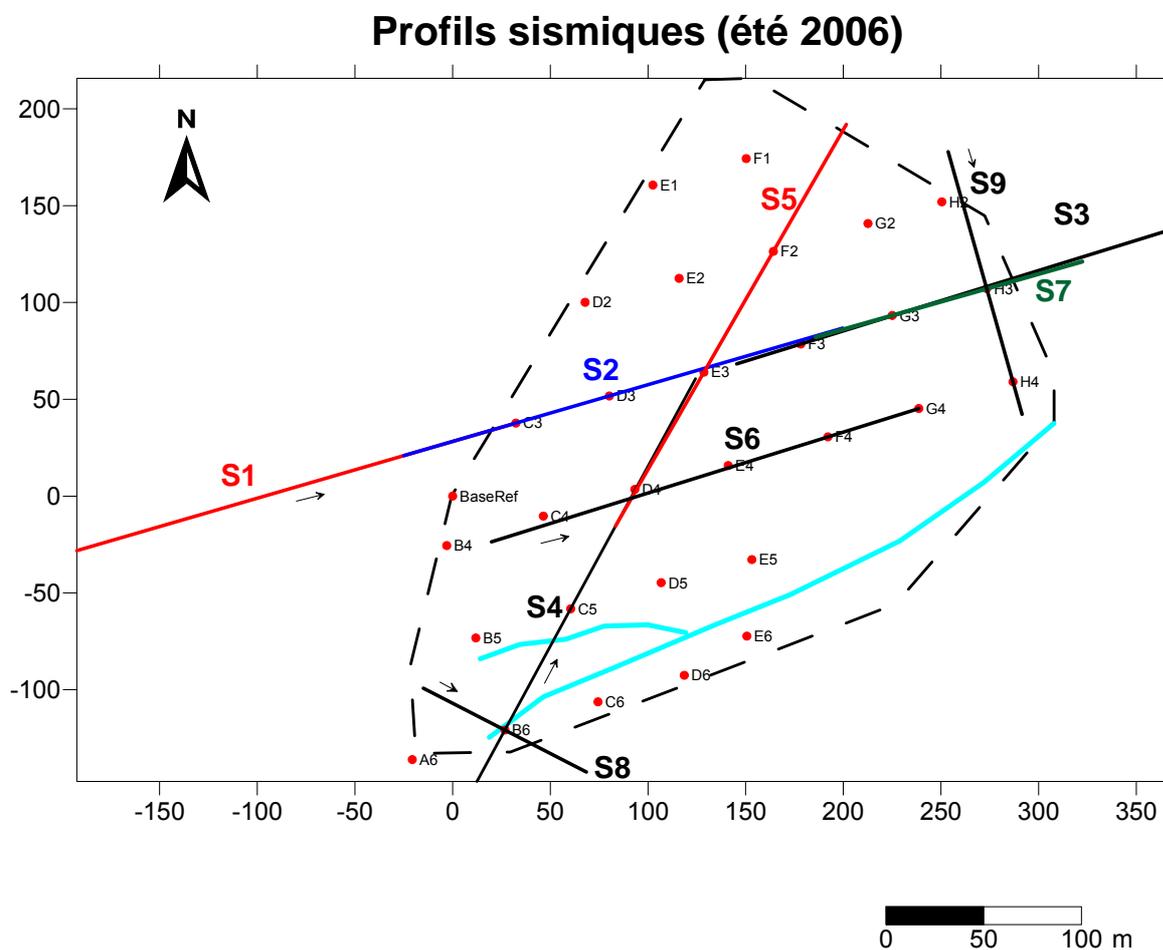


Figure A1.1. : Localisation des profils sismiques.

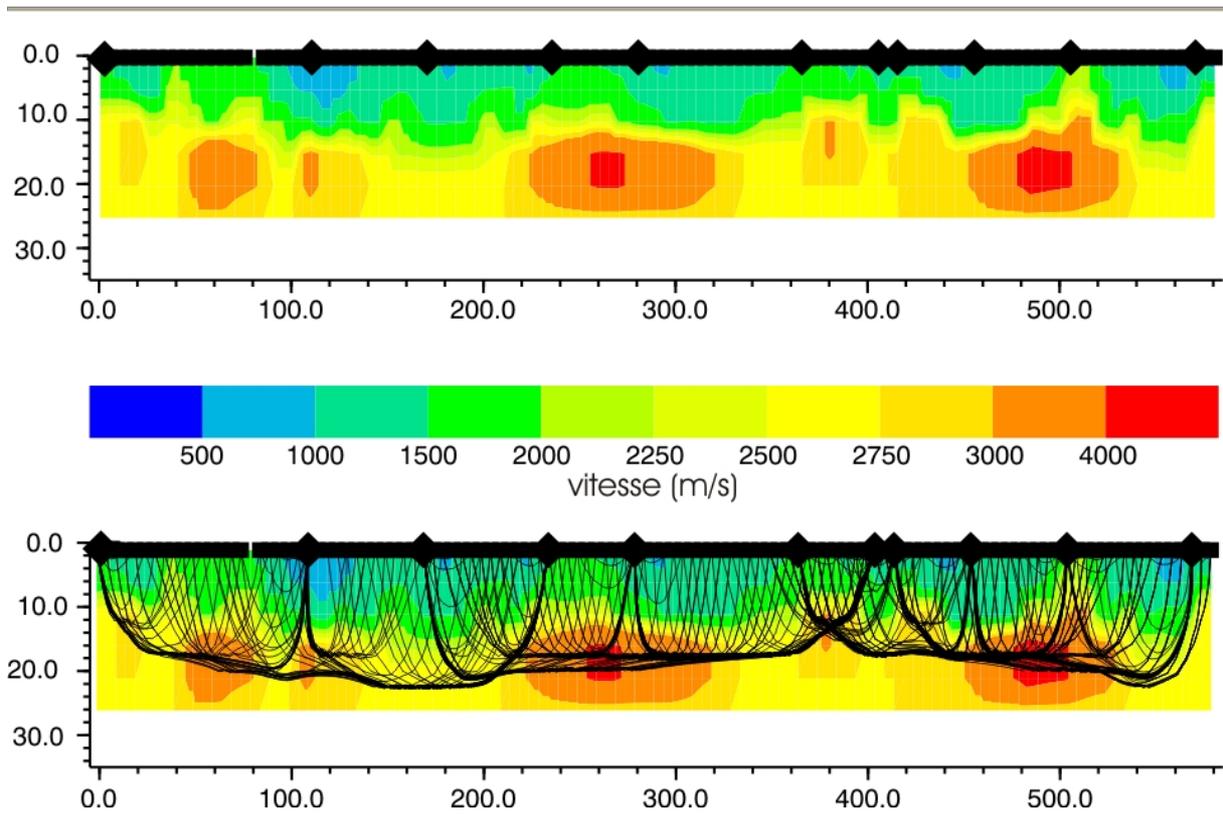


Figure A1.2 : Profil regroupant S1, S2 et S3. L'intertrace est de 5 m et l'erreur est de 2.83 %.

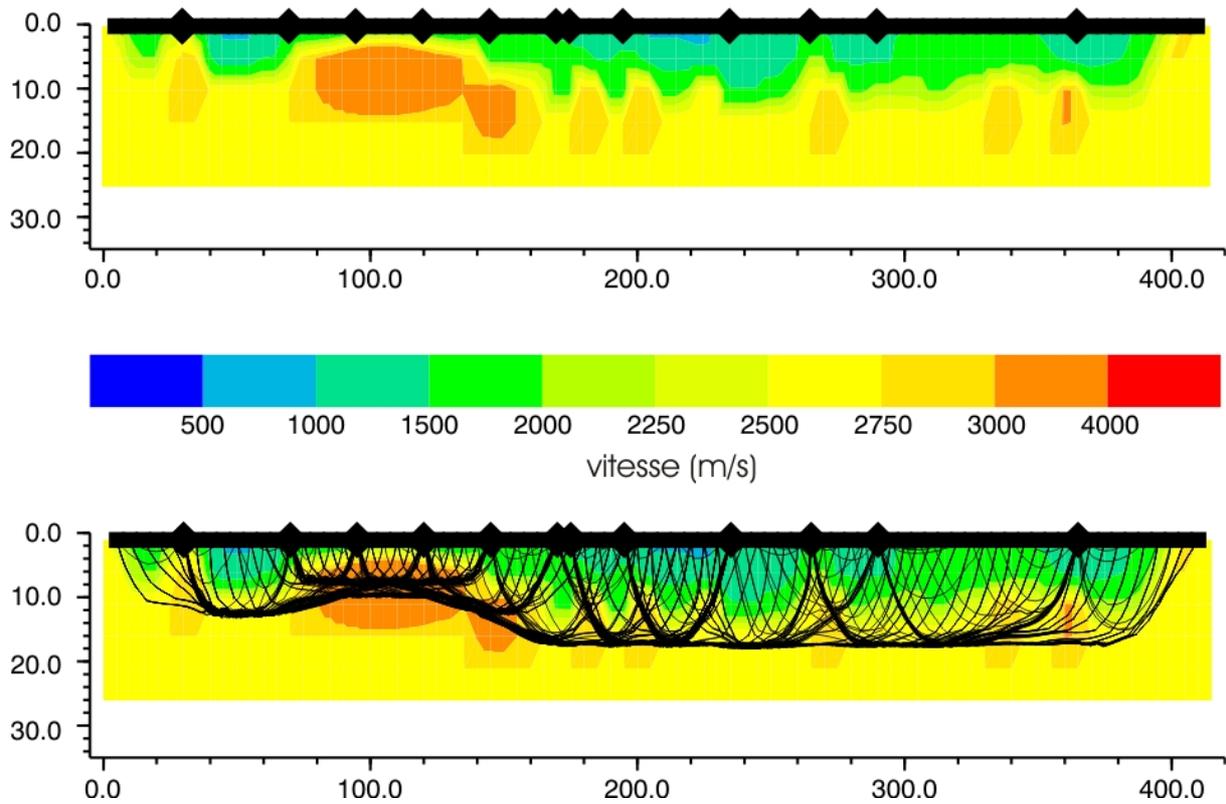


Figure A1.3 : Profil regroupant S4 et S5. L'intertrace est de 5 m et l'erreur RMS est de 3.21%.

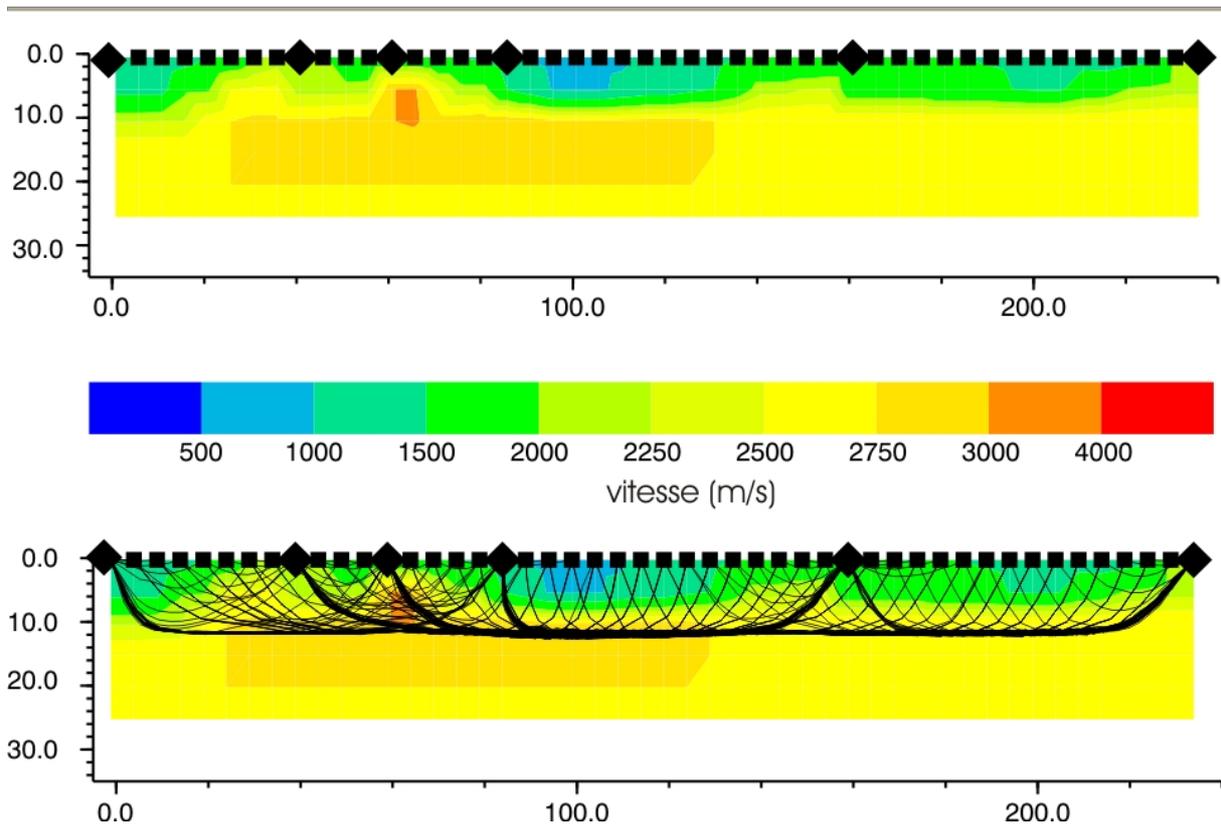


Figure A1.4 : Profil S6. L'intertrace est de 5 m et l'erreur RMS est de 3.54%

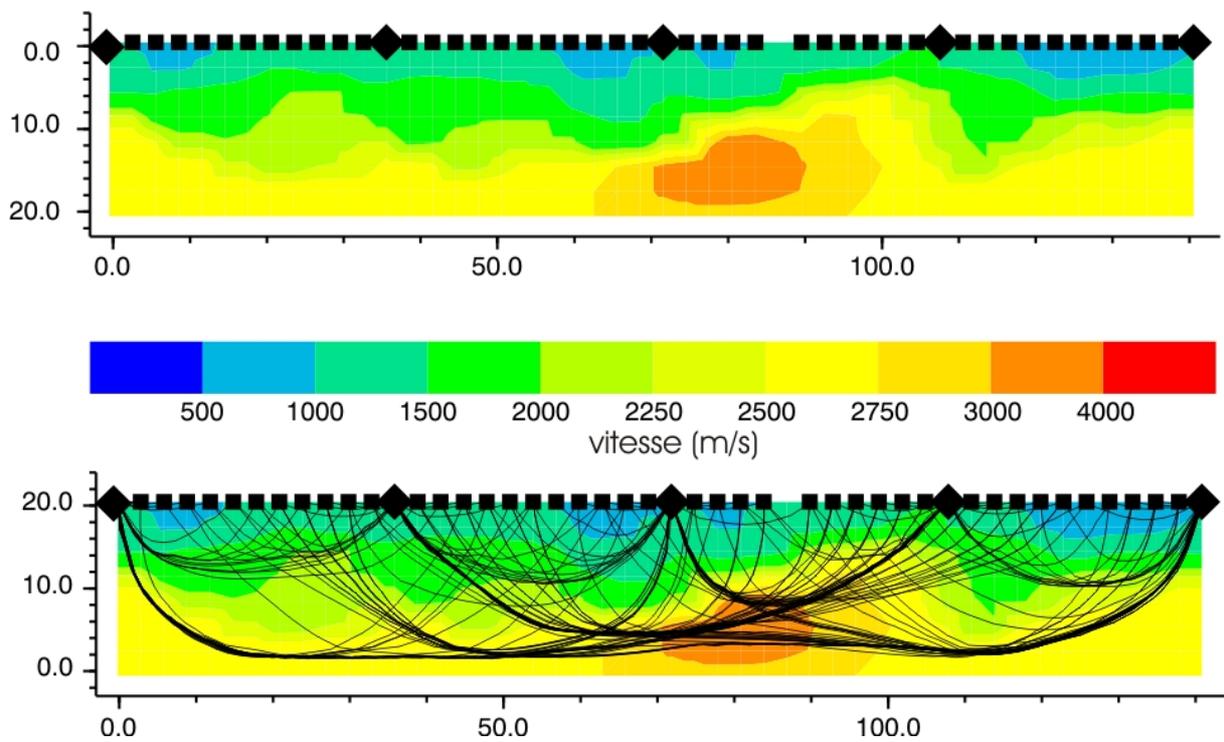


Figure A1.5 : Profil S7. L'intertrace est de 3 m et l'erreur RMS est de 3.97%.

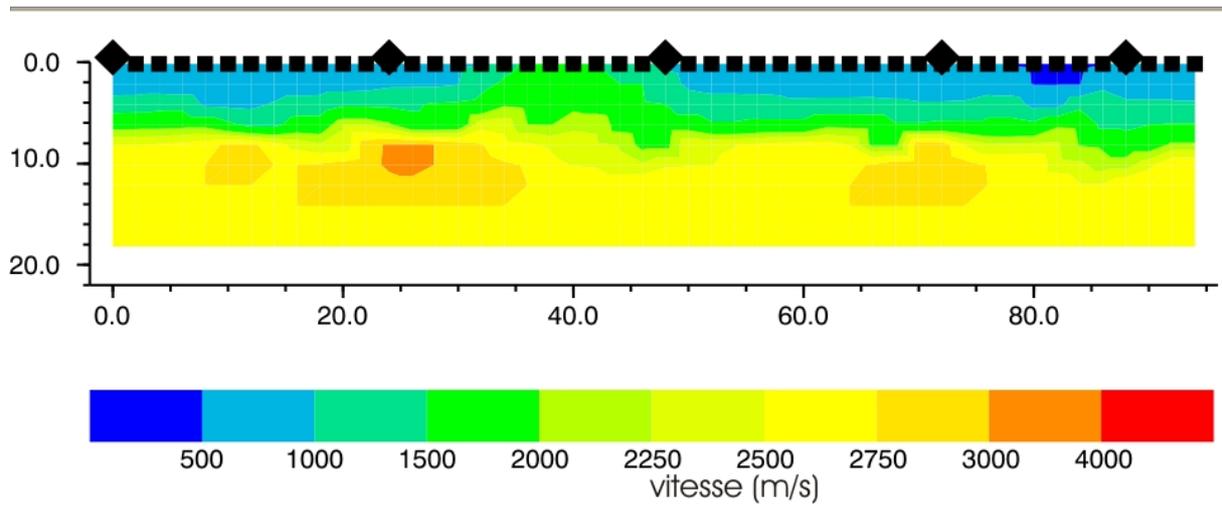


Figure A1.6 : Profil S8. L'intertrace est de 2 m et l'erreur RMS est de 5.64%

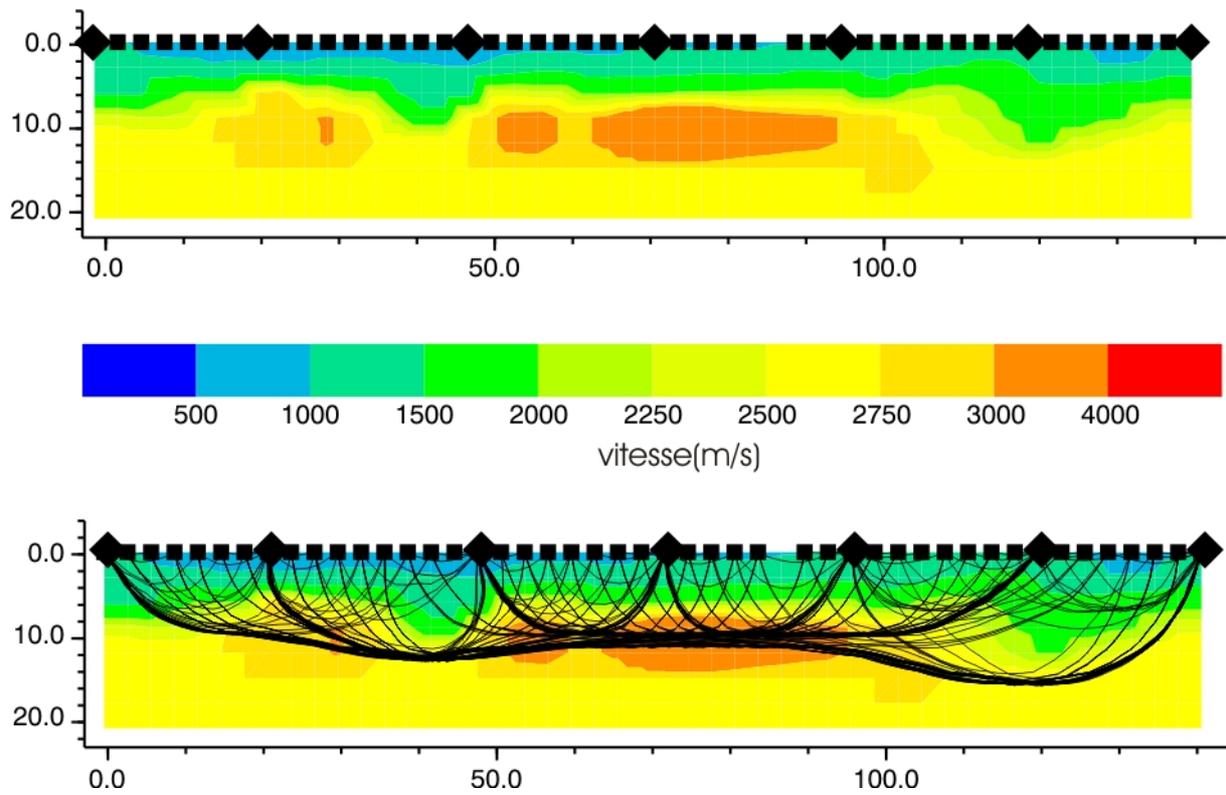


Figure A1.7 : Profil S9. L'intertrace est de 3 m et l'erreur RMS est de 4.10%.

Référence relative à l'annexe 1 :

Demantet, D., 2000. Tomographie 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage, *Thèse*, Université de Liège, Belgique.

Annexe 2 :

Sondages par RMP réalisés à La Soutte en Novembre 2004

RMP1

Loop: 4 - 25.0 Date: 16.11.2004 Time: 11:57

loop: eight square, side = 25.0 m

geomagnetic field:

inclination= 60 degr, magnitude= 47788.73 nT

filtering window = 198.4 ms

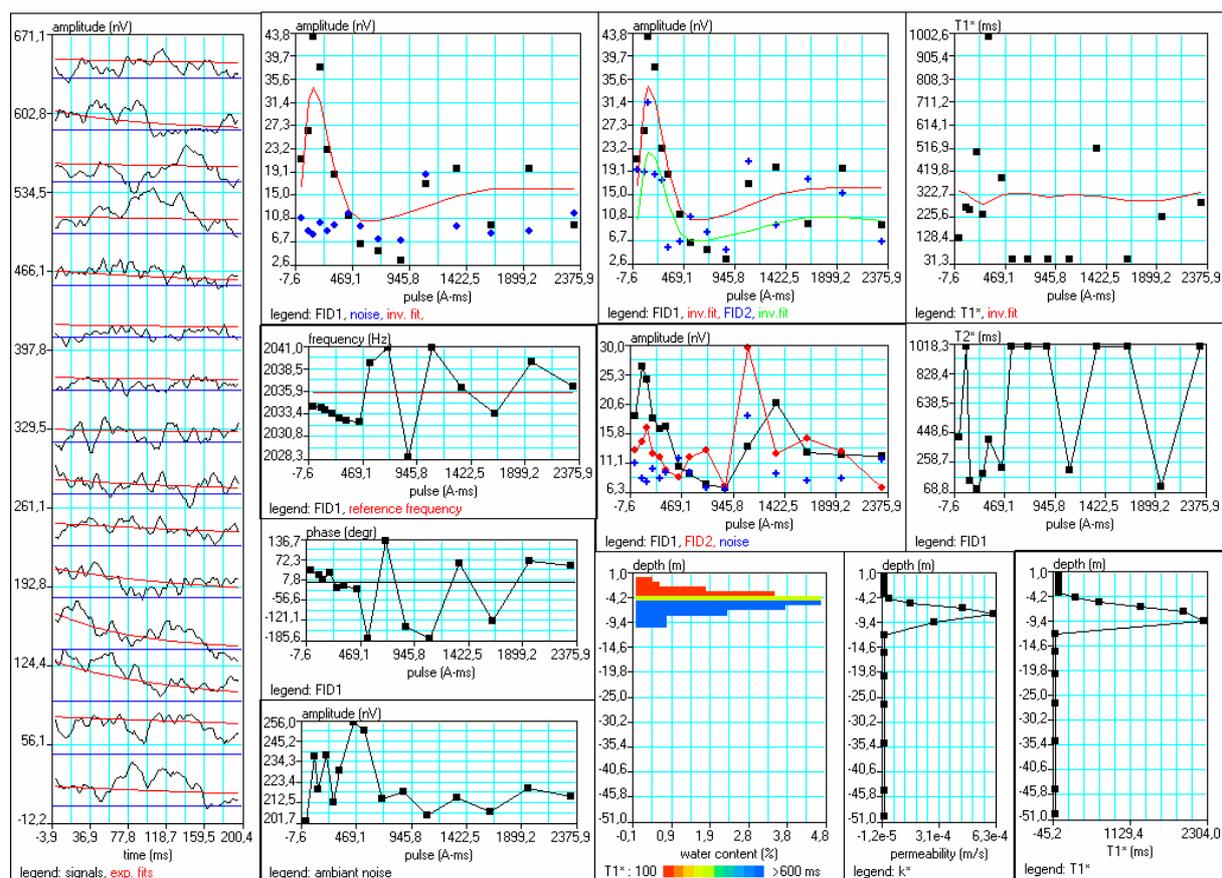
time constant = 15.00 ms

average S/N = 1.54; EN/IN = 1.96

fitting error: FID1 = 25.07%; FID2 = 36.21 %

param. of regular.: E, T2* = 732.4; T1* = 2.623

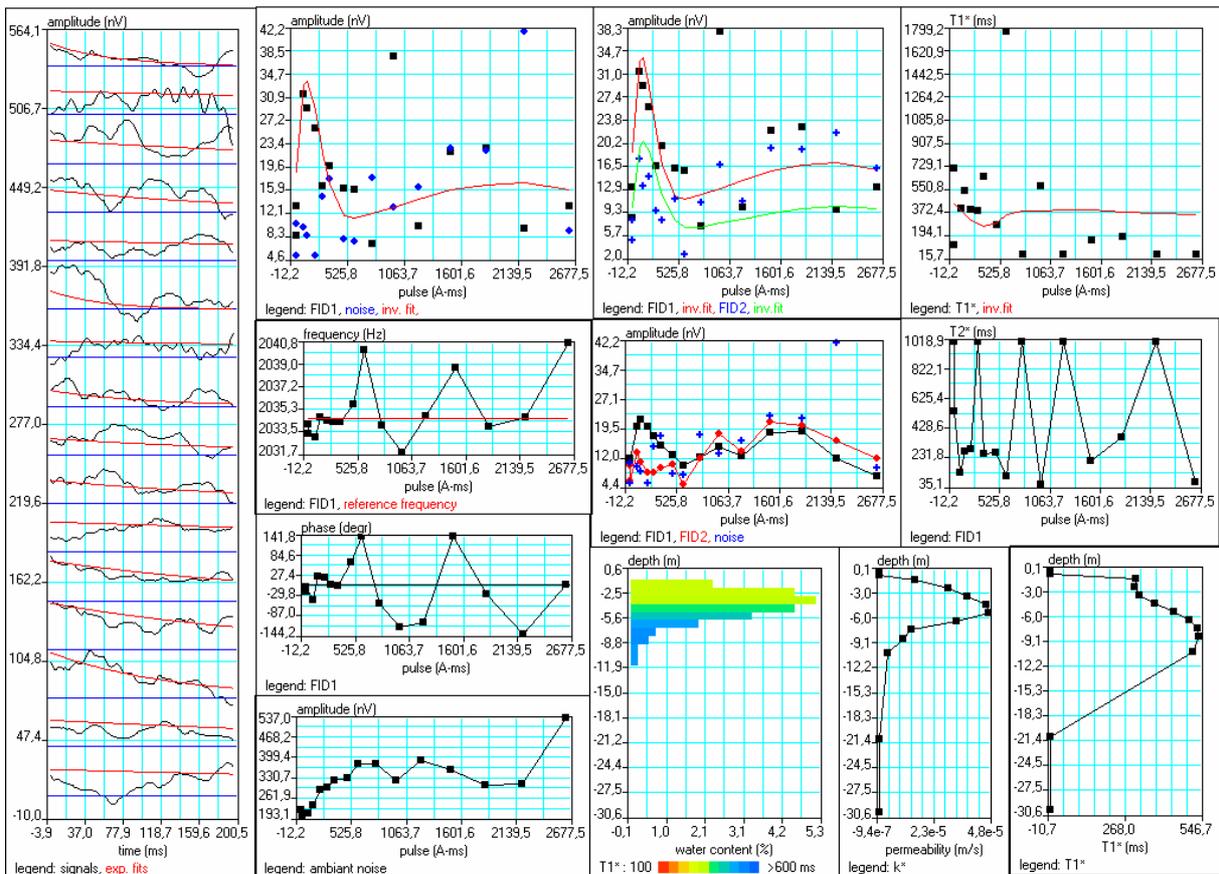
permeability constant Cp = 7.00e-09



RMP1b

Loop: 2 - 37.5 Date: 16.11.2004 Time: 14:59
 loop: square, side = 37.5 m
 geomagnetic field:
 inclination= 60 degr, magnitude= 47760.56 nT

filtering window = 198.6 ms
 time constant = 15.00 ms
 average S/N = 1.02; EN/IN = 2.88
 fitting error: FID1 = 39.01%; FID2 = 45.54 %
 param. of regular.: modeling
 permeability constant $C_p = 7.00e-09$



RMP2

Loop: 4 - 25.0 Date: 17.11.2004 Time: 11:55

loop: eight square, side = 25.0 m

geomagnetic field:

inclination= 60 degr, magnitude= 47751.17 nT

filtering window = 198.6 ms

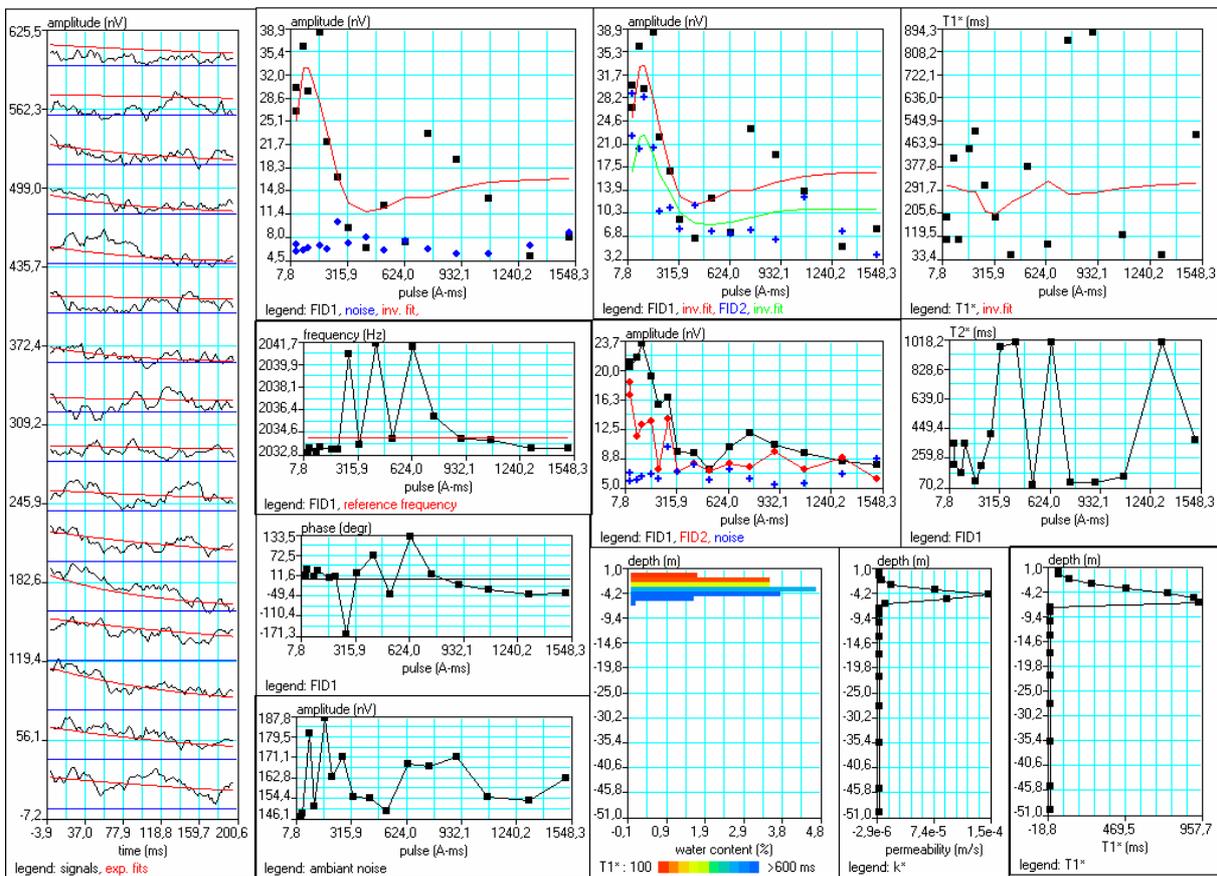
time constant = 15.00 ms

average S/N = 2.04; EN/IN = 1.36

fitting error: FID1 = 27.23%; FID2 = 30.59 %

param. of regular.: E, T2* = 137.3; T1* = 4.053

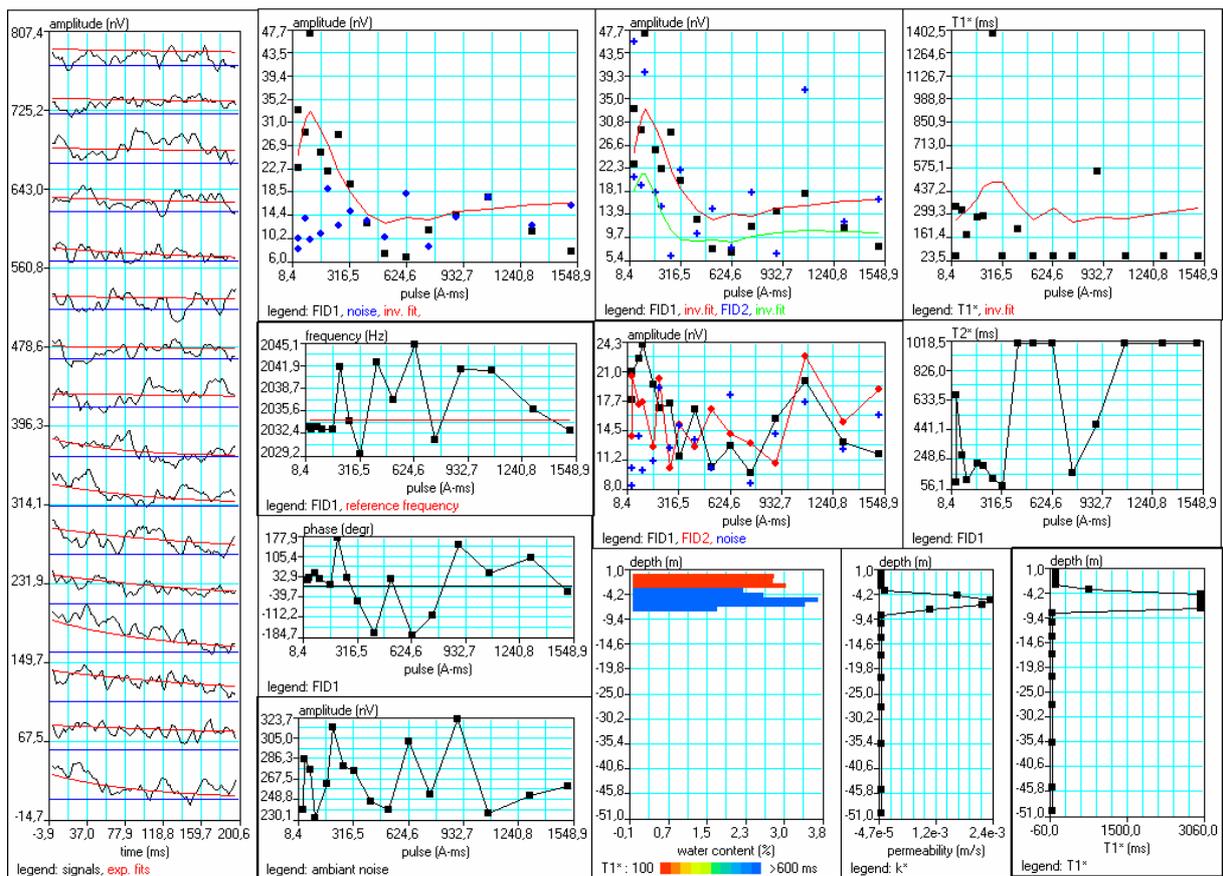
permeability constant Cp = 7.00e-09



RMP3

Loop: 4 - 25.0 Date: 17.11.2004 Time: 14:40
 loop: eight square, side = 25.0 m
 geomagnetic field:
 inclination= 60 degr, magnitude= 47751.17 nT

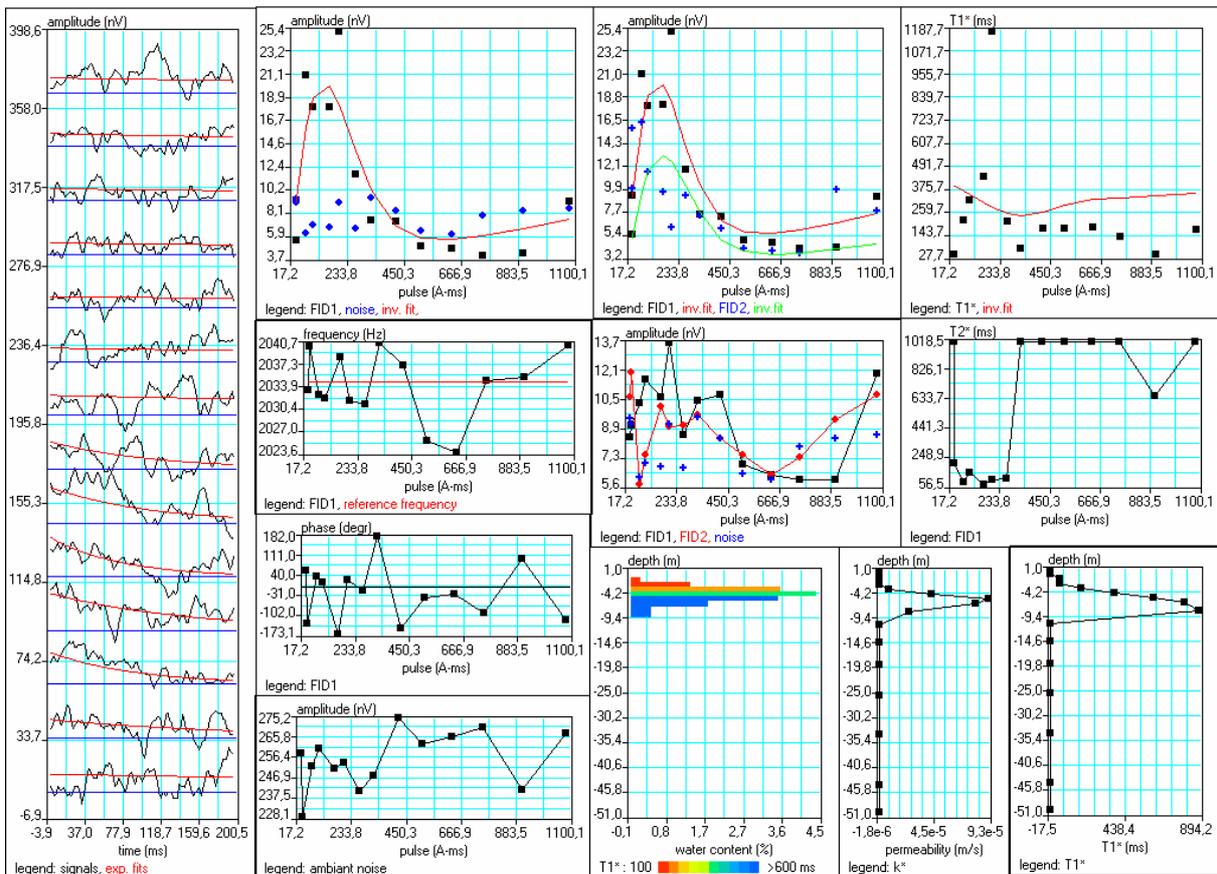
filtering window = 198.6 ms
 time constant = 15.00 ms
 average S/N = 1.24; EN/IN = 2.63
 fitting error: FID1 = 25.94%; FID2 = 50.91 %
 param. of regular.: E, T2* = 183.1; T1* = 0.238
 permeability constant Cp = 7.00e-09



RMP4

Loop: 4 - 25.0 Date: 18.11.2004 Time: 10:17
 loop: eight square, side = 25.0 m
 geomagnetic field:
 inclination= 60 degr, magnitude= 47760.56 nT

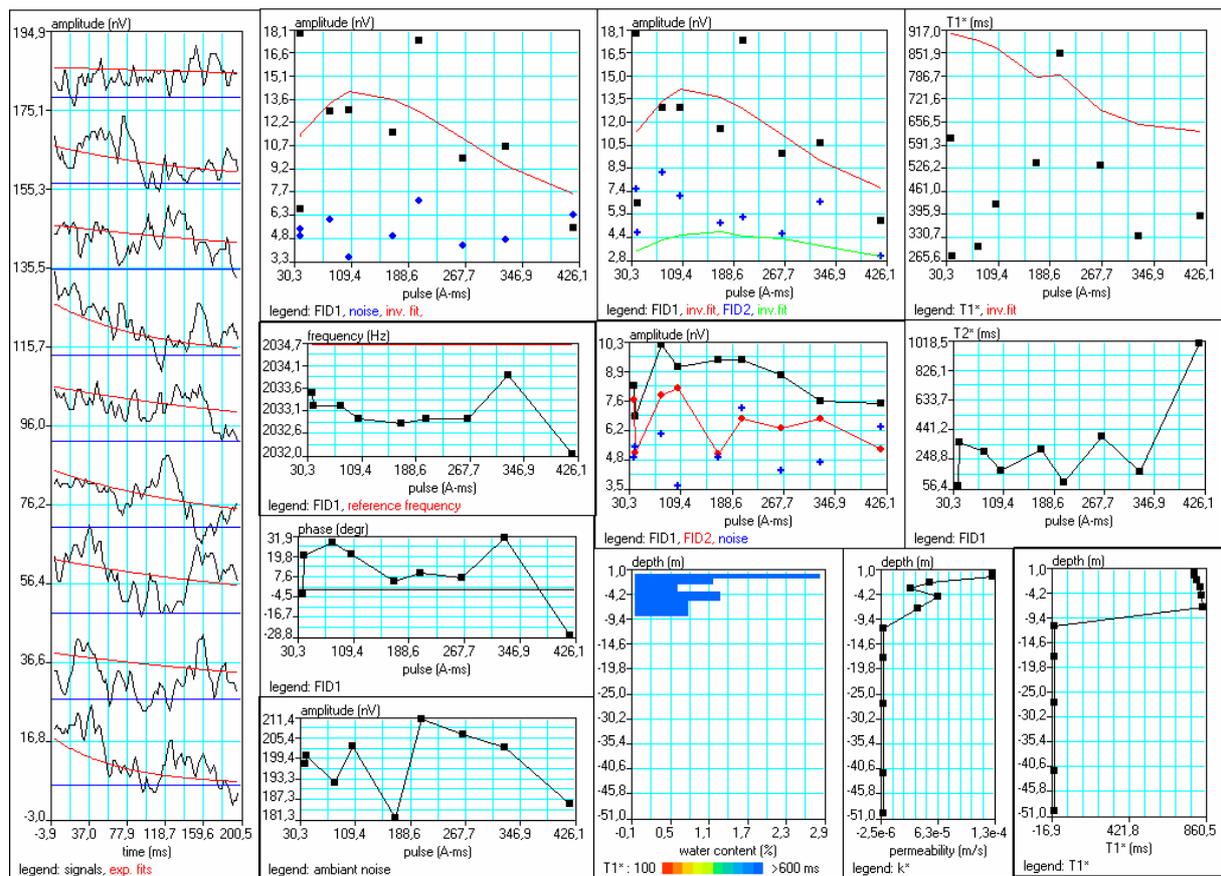
filtering window = 198.6 ms
 time constant = 15.00 ms
 average S/N = 1.19; EN/IN = 1.56
 fitting error: FID1 = 22.37%; FID2 = 46.59 %
 param. of regular.: E, T2* = 488.3; T1* = 1.192
 permeability constant Cp = 7.00e-09



RMP5

Loop: 4 - 25.0 Date: 18.11.2004 Time: 13:48
 loop: eight square, side = 25.0 m
 geomagnetic field:
 inclination= 60 degr, magnitude= 47760.56 nT

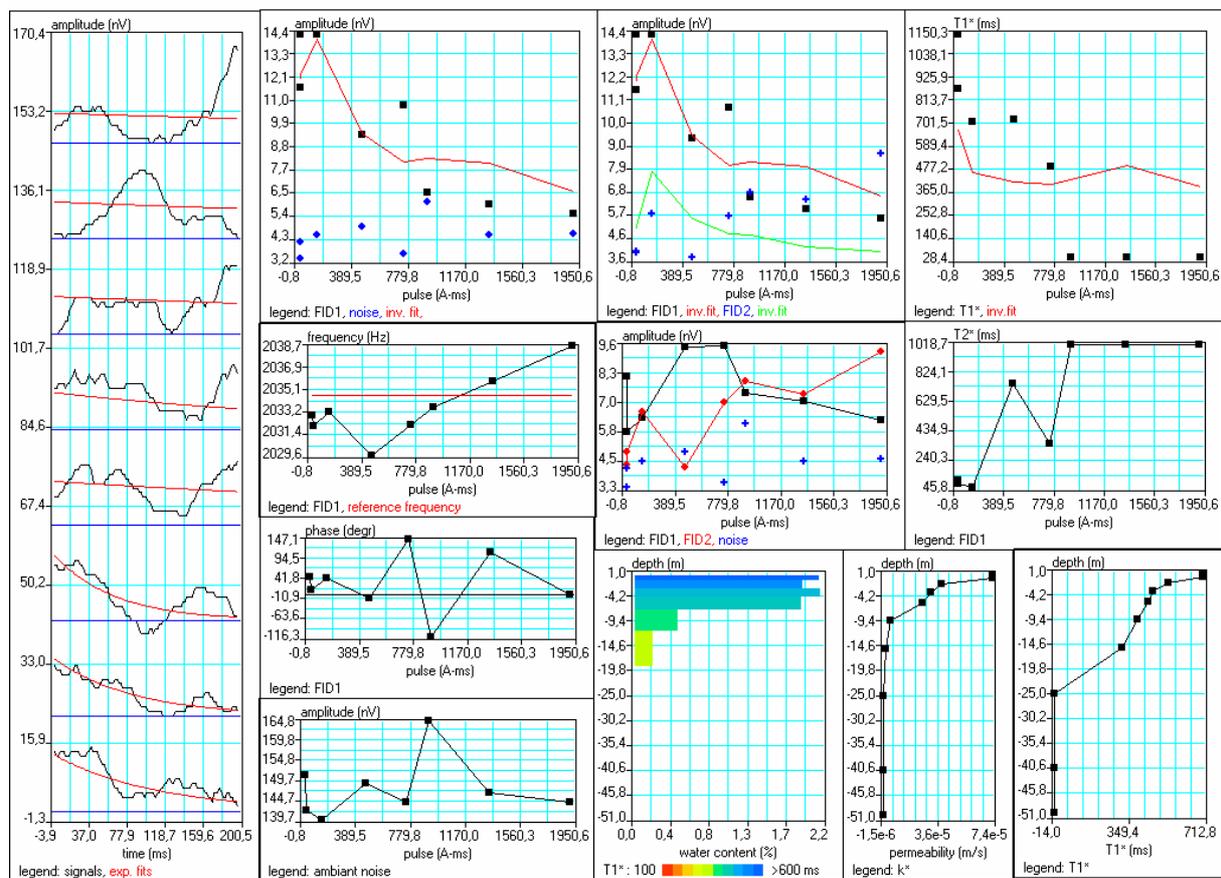
filtering window = 198.6 ms
 time constant = 15.00 ms
 average S/N = 1.62; EN/IN = 1.05
 fitting error: FID1 = 26.89%; FID2 = 39.79 %
 param. of regular.: E, T2* = 488.3; T1* = 76.294
 permeability constant Cp = 7.00e-09



RMP6

Loop: 4 - 25.0 Date: 19.11.2004 Time: 11:17
 loop: eight square, side = 25.0 m
 geomagnetic field:
 inclination= 60 degr, magnitude= 47760.56 nT

filtering window = 198.6 ms
 time constant = 15.00 ms
 average S/N = 1.66; EN/IN = 0.90
 fitting error: FID1 = 15.36%; FID2 = 38.37 %
 param. of regular.: E,T2* = 1953.1; T1* = 1.192
 permeability constant Cp = 7.00e-09



Annexe 3:

Détermination de la conductivité hydraulique par des expériences de slug tests

Les slug-tests permettent à partir d'un seul puits d'estimer la conductivité hydraulique du sol au voisinage de ce puits.

Méthode

Lors d'une expérience de slug-test, on vide très rapidement la totalité ou une partie du contenu du puits en pompant par exemple. Pour estimer la conductivité hydraulique, on mesure la vitesse avec laquelle l'eau remplit à nouveau le puits. On utilise souvent une sonde piézométrique afin de suivre dans le temps les variations du niveau d'eau. Généralement, le pas d'échantillonnage en temps est adapté. Généralement, on utilise un pas d'échantillonnage plus faible au début de l'expérience car le niveau piézométrique augmente rapidement puis un pas d'échantillonnage plus grand vers la fin de l'expérience lorsque la vitesse de remontée de l'eau diminue.

Plusieurs techniques différentes existent pour traiter les données issues des slug-tests. La méthode appropriée dépend des caractéristiques de l'aquifère dans lequel le slug-test a lieu. Il faut examiner si l'aquifère est confiné, semi confiné ou non confiné et si le puits utilisé se trouve complètement ou partiellement dans l'aquifère. Une des méthodes les plus utilisées est celle développée par Bouwer et Rice (1976).

Bouwer et Rice (1978) ont développé une méthode d'analyse des slug-tests qui pour des puits qui se trouvent partiellement ou complètement dans un aquifère non confiné. La méthode peut également être utilisée avec des aquifères semi-confinés. La solution est basée sur l'équation de Theim et suppose que la baisse du niveau de la nappe autour du puits est négligeable et qu'aucune circulation d'eau n'a lieu au dessus du niveau piézométrique. L'équation qui permet d'obtenir la conductivité hydraulique est la suivante (figure A2.1) :

$$K = \frac{r_c^2 \ln(R_e / r_w) \ln(y_0 / y_t)}{2L_e t} \quad [\text{Ann.2.1}]$$

où

K est la conductivité hydraulique ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

r_c est le rayon du puits dans lequel l'eau remonte (m)

R_e est le rayon effectif (m)

r_w est la distance radiale entre le centre du puits et l'aquifère non perturbé (m)

L_e est la hauteur du puits sur laquelle l'eau peut circuler (= la hauteur crépinée) (m)

y_0 est le niveau d'eau initial par rapport au niveau piézométrique (m)

y_t est le niveau d'eau à l'instant t (m)

t est le temps depuis y_0 (m)

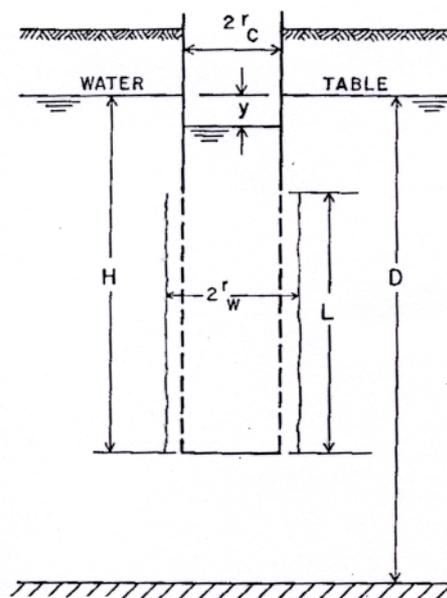


Figure A2.1 : Géométrie et symboles utilisés dans le calcul de la conductivité hydraulique avec la méthode de Bouwer et Rice (1976)

Pour déterminer les valeurs de $\ln(R_e / r_w)$ de l'équation [Ann.2.1], une des deux équations suivantes doit être utilisée selon que le puits se trouve complètement ou partiellement dans l'aquifère. Si le puits est partiellement dans l'aquifère, on utilise :

$$\ln(R_e / r_w) = \frac{1}{\frac{1.1}{\ln(L_w / r_w)} + \frac{A + B \ln[(H - L_w) / r_w]}{(L_e / r_w)}} \quad [\text{Ann.2.2}]$$

où H est la hauteur saturée (m), L_w est la profondeur depuis le niveau piézométrique jusqu'au bas du puits (m) .

A et B sont des coefficients reliés au ratio L_e/r_w (figure A2.2)

Si le puits se trouve complètement dans l'aquifère, la formule à utiliser est :

$$\ln(R_e/r_w) = \frac{1}{\frac{1.1}{\ln(L_w/r_w)} + \frac{C}{(L_e/r_w)}} \quad [\text{Ann.2.3}]$$

où C est un coefficient relié au ratio L_e/r_w (figure A2.2)

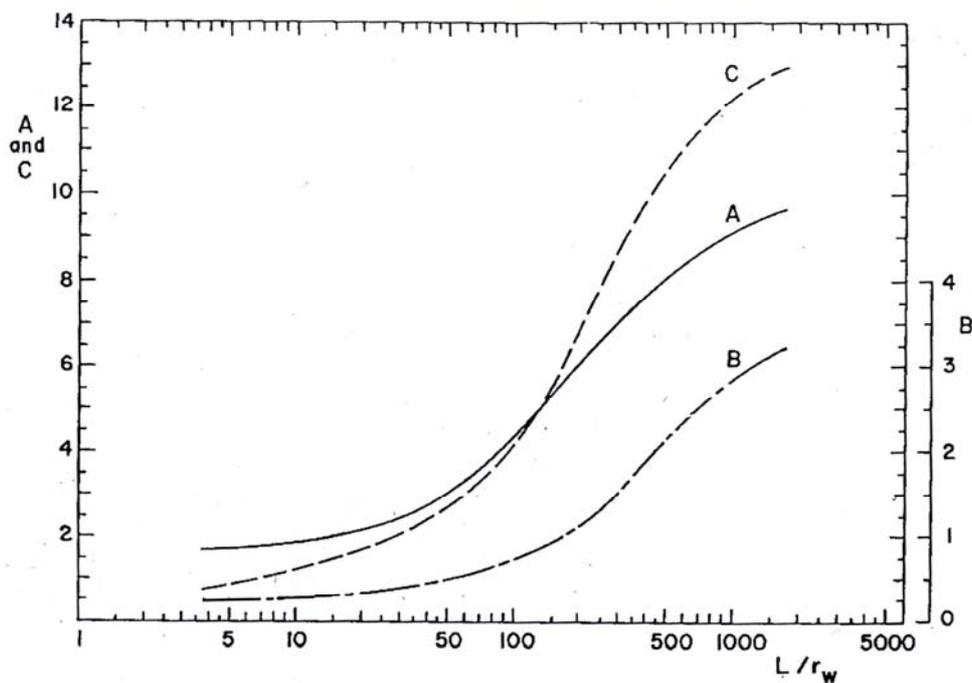


Figure A2.3 : Abaqués pour la détermination des coefficients A , B et C (Bouwer et Rice, 1976).

Pour réaliser une analyse des données de slug test, on trace la différence de hauteur d'eau y sur une échelle logarithmique en fonction du temps. La section du graphe qui approxime au mieux une droite est utilisée pour déterminer y_0 , y_t et t . Une fois que les valeurs de y_0 , y_t , t et $\ln(R_e/r_w)$ sont obtenues, ils sont utilisés dans l'équation [Ann.2.1] pour calculer la conductivité hydraulique.

D'autres méthodes existent pour analyser les mesures de slug tests. Certaines prennent en compte une correction pour les puits de petits diamètres (diamètre de l'ordre de quelques centimètres) (*e.g.*, Butler, 2002). D'autres modèles prennent en compte la non-linéarité que

peuvent provoquer des aquifères très conducteurs hydrauliquement ($K > 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$) (e.g., McElwee et Zenner, 1998 ; McElwee, 2001 ; Butler *et al.*, 2003).

Exemple d'application

La figure A2.3 présente un slug-test réalisé à *La Soutte* à l'aide d'une pompe et d'une sonde piézométrique Diver®.

Le slug-test a eu lieu dans un trou de 70 cm de profondeur dans un milieu complètement saturé. Le rayon du trou est de 15 cm et on fait l'approximation que $r_w = r_c$.

En utilisant les équations [Ann.2.1] et [Ann.2.3], on trouve une conductivité hydraulique égale à $4.3 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$.

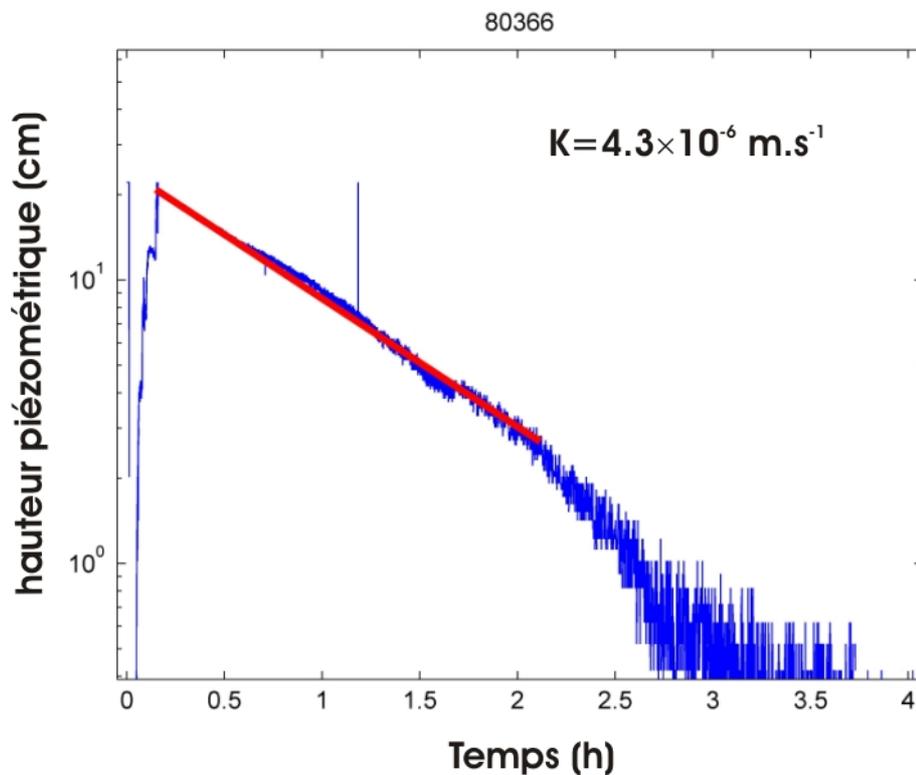


Figure A2.3 : Exemple de slug-test réalisé à *La Soutte*. Le trou a un rayon de 15 cm et une profondeur de 70 cm. Il se trouve dans un milieu complètement saturé.

Références relatives à l'annexe 3 :

- Bouwer, H. et Rice, R.C., 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, **12**, 3, p. 423-428.
- Butler Jr, J.J., 2002. A simple correction for slug tests in small-diameter wells. *Ground Water*, **40**, 3, p. 303-307.
- Butler Jr, J.J., Garnett, E.J. et Healey, J.M., 2003. Analysis of slug tests in formations of high hydraulic conductivity. *Ground Water*, **41** (5), p. 620-630.
- McElwee, C.D. et Zenner, M.A., 1998. A nonlinear model for analysis of slug-test data. *Water Resources research*, **34**, 1, p. 55-66.
- McElwee, C.D., 2001. Application of a nonlinear slug test model. *Ground Water*, **39**, 5, p. 737-744.

Bibliographie générale

- Aizawa, K., Yoshimura, R., Oshiman, N., Yamazaki, K., Uto, T., Ogawa, Y., Tank, S.B., Kanda, W., Sakanaka, S., Furukawa, Y., Hashimoto, T., Uyeshima, M., Ogawa, T., Shiozaki, I. et Hurst, A.W., 2005. *Earth and Planetary Science Letters*, **235**, 1-2, p. 343-355.
- Anderson, M.P., 2005. Heat as a Ground Tracer. *Ground Water*, **43**(6), 951-968.
- Antraygues, P. et Aubert, M., 1993. Self potential generated by two-phase flow in a porous medium: experimental study and volcanological applications. *Journal of Geophysical Research*, **98** (B12), p. 22273-22281.
- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Amer. Inst. Mining Metallurgical and Petroleum Engineers*, **146**, p. 54-62.
- Asch, T. et Morrison, H.F., 1989. Mapping and monitoring electrical resistivity with surface and subsurface electrode arrays. *Geophysics*, **54**, p.235-244.
- Aubert, M., Daba, I.N. et Livet, M., 1990. Identification of the boundaries between two watersheds in a volcanic area by the Self-Potential method. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **311**, II, p. 999-1004.
- Aubert, M. et Atangana, Q.Y., 1996. Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Ground Water*, **34**, p. 1010-1016.
- Baltassat, J.-M. et Legchenko, A., 1999. Application of the « Numis » proton magnetic resonance equipment for groundwater exploration in a fractured granite environment 30km south of Hyderabad, India. *Rapport BRGM/RP40925*.
- Basinger, J.M., Kluitenberg, G.J., Ham, J.M., Frank, J.M., Barnes, P.L., Kirkham, M.B., 2003. Laboratory evaluation of the dual-probe heat-pulse method for measuring soil water content. *Vadose Zone Journal*, **2**, p. 389-399.
- Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. *American Elsevier publishing company, inc.*, 764 pp.
- Béhaegel, M., Gourry, J.-C. et Girard, J.-F., 2004. Geophysical measurements on an ancient coking plant contaminated by tar. *EGU 1st General Assembly*, Nice, Poster HS17 (EGU04-A-01783).
- Béhaegel, M., Sailhac, P., Marquis, G., Falgas, E., Ledo, J., 2005. On the use of SP and ERT data to build a simple model of near-surface flow. 11th EAGE Near-Surface Conference, Palermo, Italy, Ext. Abstr., P037.
- Beltrami, H., 2001. Surface heat flux histories from inversion of geothermal data: Energy balance at the Earth's surface. *Journal of Geophysical Research*, **106**(B10), p. 21979-21993.
- Bernabé, Y., Mok, U., Mainault, A. et Evans, B., 2003. Laboratory measurements of electrical potential in rock during high-temperature water flow and chemical reaction. *Geothermics*, **32**, p. 297-310.
- Bevc, D. et Morrison, H.F., 1991. Borehole-to-surface electrical resistivity monitoring of a salt water injection experiment. *Geophysics*, **56**, p. 769-777.
- Bigalke, J. et Grabner, E.W., 1997. The geobattery model: a contribution to large scale electrochemistry. *Electrochimica Acta*, **42** (23-24), p. 3443-3452.
- Binley, A., Henry-Poulter, S. et Shaw, B., 1996. Examination of solute transport in an undisturbed soil column using electrical resistance tomography. *Water Resources Research*, **32**, p. 763-769.

- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R. et Winship, P., 2002. Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. *Journal of Hydrology*, **267**, p. 147-159.
- Black, J.H. et Kipp, Jr., K.L., 1983. Movement of tracers through dual-porosity media – experiments and modelling in the Cretaceous Chalk, England. *Journal of Hydrology*, **62**, p. 287-312.
- Bogoslovsky, V.A. et Ogilvy, A.A., 1973. Deformations of natural electric fields near drainage structures. *Geophysical Prospecting*, **21**, p. 716-723.
- Bond, D.R., Holmes, D.E., Tender, L.M. et Lovley, D.R., 2002. Electrode-reducing microorganisms that harvest energy from marine sediments. *Science*, **295**, p. 483-485.
- Bouwer, H. et Rice, R.C., 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, **12**, 3, p. 423-428.
- Bravo, H.R., Feng, J., Hunt, R.J., 2002. Using groundwater temperature data to constrain parameter estimation in a groundwater flow model of a wetland system. *Water Resources Research*, **38**(8), doi 10.1029/2000WR000172.
- Bremer, D.J., Ham, J.M., Owensby, C.E., Knapp, A.K., 1998. Responses of soil respiration to clipping and grazing in a tallgrass prairie. *Journal of Environmental Quality*, **27**, p. 1539-1548.
- Bristow, K.L., Campbell, G.S., Calissendorff, C., 1993. Test of a heat-pulse probe for measuring changes in soil water content. *Soil Science Society of America Journal*, **57**, p. 930-934.
- Brooks, R.H. et Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper*, **3**, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
- Burns, E., 1996. Results of 2-dimensional sandbox experiments: Longitudinal dispersivity determination and seawater intrusion of coastal aquifers. *PhD*, Univ. of Nev., Reno.
- Burow, K.R., Constantz, J., Fujii, R., 2005. Using heat as a tracer to estimate dissolved organic carbon flux beneath a restored wetland. *Ground Water*, **43**(4), p. 545-556.
- Butler Jr, J.J., 2002. A simple correction for slug tests in small-diameter wells. *Ground Water*, **40**, 3, p. 303-307.
- Butler Jr, J.J., Garnett, E.J. et Healey, J.M., 2003. Analysis of slug tests in formations of high hydraulic conductivity. *Ground Water*, **41** (5), p. 620-630.
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, **18**, p. 605-635.
- Campbell, G.S., Calissendorff, C., Williams, J.H., 1991. Probe for measuring soil specific heat using a heat pulse method. *Soil Science Society of America Journal*, **55**, p. 291-293.
- Campbell, G.S., Norman, J.M., 1998. An introduction to environmental biophysics. 2nd ed. Springer-Verlag, New York.
- Carslaw, H.S., Jaeger, J.C., 1959. Conduction of Heat in Solids. 2nd ed., 510 pp. Oxford University Press, New York.
- Cerveny, V., 1985. The application of ray tracing to the numerical modelling of seismic wavefields in complex structures. In “Handbook of Geophysical Exploration, Section I, Seismic Exploration”. *Geophysical press*, London, vol. 15A, p. 1-119.
- Chapman, D. L., 1913. *Phil. Mag.*, **25**, p. 475.
- Chen, F., Mitchell, K., Schaake, J., Yongkang, X., Hua-Lu, P., Koren, V., Qing Yun, D., Ek, M., Betts, A., 1998. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *Journal of Geophysical Research*, **101**(D3), p. 7251-7268.

- Chéné, G., Brunjail, C. et Bastian, G., 2001. Electrical detection and measurement of water content inside geomaterials. *Int. Zeitschrift für Bauinstandsetzen und Baudenkmalpflege* **7**, p. 471-490.
- Cheviron, B., Guérin, R., Tabbagh, A., Bendjoudi, H., 2005. Determining long-term effective groundwater recharge by analysing vertical soil temperatures profiles at meteorological stations. *Water Resources Research*, **41**(9).
- Clerc, G., Petiau, G. et Perrier, F., 1998. The Garchy 1995-1996 electrode experiment, *technical report*.
- Conant, B.J., 2004. Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperature. *Ground Water*, **42**(2), p. 243-257.
- Corwin, R.F. et Hoover, D.B., 1979. The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, **44** (2), p. 226-245.
- Corwin R.F., Morrison, H.F., Diaz C., S., et Rodriguez B.J., 1980. Self-potential studies at the Cerro Prieto geothermal field. *Geothermics* **9** (1-2), p. 39-47.
- Cosenza, P., Guérin, R., Tabbagh, A., 2003. Relationship between thermal conductivity and water content of soils using numerical modelling. *European Journal of Soil Science*, **54**, 581-587.
- Cuenca, R.H., Ek, M., Mahrt, L., 1996. Impact of soil water property parametrization on atmospheric boundary layer simulation. *Journal of Geophysical Research*, **83**(C4), p. 1889-1903.
- Dahlin, T. et Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, **52**, p. 379-398.
- Daily, W., Ramirez, A., LaBrecque, D. et Nitao, J., 1992. Electrical resistivity tomography of vadose water movement. *Water Resources Research*, **28**, p. 1429-1442.
- Darnet, M., Marquis, G. et Sailhac, P., 2003. Estimating aquifer hydraulic properties from the inversion of surface streaming potential (SP) anomalies. *Geophysical Research Letters*, **30**(13), 1679, doi: 10.1029/2003GL017631.
- Darnet, M. et Marquis, G., 2004. Modelling streaming potential (SP) signals induced by water movement in the vadose zone. *Journal of Hydrology*, **285**(1-4), p. 114-124.
- Darnet, M., Mainault, A. et Marquis, G., 2004. On the origins of self-potential (SP) anomalies induced by water injections in geothermal reservoirs. *Geophysical Research. Letters*, **31**, L19609, doi:10.1029/2004GL020922.
- Darnet, M., Marquis, G. et Sailhac, P., 2006. Hydraulic stimulation of geothermal reservoirs :fluid flow, electric potential and microseismicity relationship. *Geophysical Journal International*, **166**, p. 438-444.
- Demagnet, D., 2000. Tomographie 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage, *Thèse*, Université de Liège, Belgique.
- Deschamps, M.T., 1991. Plutonisme calco-alkalin et évolution post-collision de l'orogénèse varisque dans la zone saxo-thuringienne : le Massif du Champ du Feu (Vosges septentrionales). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, série II*, **312** (3), p. 265-271.
- Di Maio, R., Mauriello, P., Patella, D., Petrillo, Z., Piscitelli, S., Siniscalchi, A. et Mariacira, M., 1997. Self-potential, geoelectric and magnetotelluric studies in Italian active areas. *Annali di Geofisica*, **40**, p. 519.
- Di Maio, R., Mauriello, P., Patella, D., Petrillo, Z., Piscitelli, S. et Siniscalchi, A., 1998. Electric and electromagnetic outline of the Mount Somma-Vesuvius structural setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **82**, p. 219-238.
- Domenico, P.A. et Schwartz, F.W., 1990. Physical and Chemical Hydrogeology. *John Wiley and Sons*, New York, 807 pp.

- Doussan, C., Jouniaux, L. et Thony, J.-L., 2002. Variations of self-potential and unsaturated water flow with time in sandy loam and clay loam soils. *Journal of Hydrology*, **267**, p. 173-185.
- Duer, M.J., 2004. Introduction to solid-state NMR spectroscopy. *Blackwell Publishing*, 354 pages.
- Ellsworth, T.R., Jury, W.A., Ernst, F.F. et Shouse, P.J., 1991. A three-dimensional field study of solute transport through unsaturated, layered, porous media 1. Methodology, mass recovery and mean transport. *Water Resources Research*, **27**, p. 951-965.
- Erston, K. et Scherer, H.U., 1986. Self-Potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters. *Geophysics*, **51** (10), p. 1967-1977.
- Falgàs, E., Marquis, G., Sailhac, P., Ledo, J., Queralt, P. et Béhaegel, M., 2004. Aquifer imaging using CSAMT and ERT. EAGE Near Surface Symposium, 2005, Palerme, Italie, P037, *Extended Abstract* (4 pp.)
- Farouki, O.T., 1986. Thermal Properties of Soils. Series on Rock and Soil Mechanics, Vol. 11, Trans Tech, 136 pp.
- Farrar, T.C. et Becker, E.D., 1971. Pulse and Fourier transform NMR. *Academic Press*, New York.
- Feyen, J., Jacques, D., Timmerman, A. et Vanderborght, J., 1998. Modelling water flow and solute transport in heterogeneous soils: a review of recent approaches. *Journal of Agricultural Engineering Research*, **70**, p. 231-256.
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.-F. et Valenza, M., 2002. Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO₂ surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **116**, 1-2, p. 1-18.
- Fitterman, D.V., 1979. Calculations of self-potential anomalies near vertical contacts. *Geophysics*, **44**(2), p. 195-205.
- Friedel, S., Byrdina, S., Jacobs, F. et Zimmer, M., 2004. Self-potential and ground temperature at Merapi volcano prior to its crisis in the rainy season 2000-2001. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **134** (3), p. 149-168.
- Friedman, S.P., 1998. Simulation of a potential error in determining soil salinity from measured apparent electrical conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, **62**, p. 593-599.
- Garry, C., 2004. La foudre: Nature, histoire, risques et protection. 3^{ème} édition, Editions Dunod, Paris.
- Gay, S.P., 1967. A 1,800 millivolt self-potential anomaly near Hualgayoc, Peru. *Geophysical Prospecting* **15** (2), p. 236-245.
- Gelhar, L. W., 1986. Stochastic subsurface hydrology from theory to applications. *Water Resources Research*, **22**, p. 135-145.
- Gouy, L. G., 1910. *J. Phys. Radium*, **9**, p. 457.
- Gouy, L. G., 1917. *Ann. Phys.*, **7**, p. 129.
- Groffman, P.M., Hardy, J.P., Nolan, S., Fitzhugh, R.D., Driscoll, C.T., Fahey, T.J., 1999. Snow depth, soil frost and nutrient loss in a northern hardwood forest. *Hydrological Processes*, **13**, p. 2275-2286.
- Guichet, X., 2002. Etude expérimentale des propriétés électriques des roches. Potentiels d'électrofiltration, suivi des mouvements de fluides en zones hydrothermales. *Thèse*, Université Paris 7 Denis Diderot, France.
- Guichet, X., Jouniaux, L. et Pozzi, J.-P., 2003. Streaming potential of a sand column in partial saturation conditions. *Journal of Geophysical Research*, **108** (B3), 2141, doi: 10.1029/2001JB001517.

- Ham, J.M., Knapp, A.K., 1998. Fluxes of CO₂, water vapor, and energy from a prairie ecosystem during the seasonal transition from carbon sink to carbon source. *Agricultural and Forest Meteorology*, **89**, p. 1-14.
- Harris C., Haeberli, W., Vonder Mühl, D., King, L., 2001. Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: The PACE Project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**(1), p. 3-12.
- Heitman, J.L., Basinger, J.M., Kluitenberg, G.J., Ham, J.M., Frank, J.M., Barnes, P.L., 2003. Field evaluation of the dual-probe heat-pulse method for measuring soil water content. *Vadose Zone*, **2**, p. 552-560.
- Helmholtz, H. von, 1879. Studien über elektrische Grenzschichten. *Annalen der Physik und Chemie*, Neue Folge, **7** (7), p. 337-382.
- Holzhauser, J., 2005. Electrofiltration dans des roches volcaniques. *Rapport de projet de recherche (maitrise)*, EOST, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Huang, S., Pollack, H.N., Shen, P.Y., 2000. Temperature trends over the last five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*, **403**, 756-758.
- Hunt, R.J., Krabbenhoft, D.P., Anderson, M.P., 1996. Groundwater inflow measurements in wetland systems. *Water Resources Research*, **32**(3), p. 495-508.
- Hunter, D. et Kepic, A., 2004. The effect of magnetic gradients on SNMR measurements. SEG Int'l Exposition and 74th Annual Meeting, Denver, Colorado, 10-15 October 2004, *Expanded Abstract*.
- Ishido, T. et Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *Journal of Geophysical Research*, **86** (B3), p. 1763-1775.
- Ishido, T., Mizutani, H. et Baba, K., 1983. Streaming Potentials observations using geothermal wells and in situ electrokinetic coupling coefficients under high temperature. *Tectonophysics*, **91**, p. 89-104.
- Ishido, T. et Pritchett, J.W., 1999. Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow. *Journal of Geophysical Research*, **104**, p. 15247-15259.
- Jabro, J.D., Lotse, E.G., Fritton, D.D et Baker, D.E., 1994. Estimation of preferential movement of bromide tracer under field conditions. *Journal of Hydrology*, **156**, p. 61-71.
- Jackson, R.D., Taylor, S.A., 1986. Thermal conductivity and diffusivity, in Balck, C.A., ed., *Methods of soil analysis, part1 physical and mineralogical methods* (2nd edition), Madison, Wis. American Society of Agronomy, 945-956.
- Jiang, Y.G., Shan, F.K., Jin, H.M., Zhou, L.W. et Shenh, P., 1998. A method for measuring electrokinetic coefficients of porous media and its potential application in hydrocarbon exploration. *Geophysical Research Letters* **25**, p. 1581-1584.
- Johansen, O., 1975. Thermal conductivity of soils. PhD. Thesis, University of Trondheim, 236 pp.
- Johnston, M. J. S., Byerlee, J. D. et Lockner, D., 2001. Rapid fluid disruption: a source for self-potential anomalies on volcanoes, *Journal of Geophysical Research*, **106**(B3), p. 4327-4336, doi:10.1029/2000JB900349.
- Johnston, M.J.S., Lockner, D. et Byerlee, J.D., 2002. Reply to comment by Revil on "Rapid Fluid Disruption: A source for self-potential anomalies" by M.J.S. Johnston, J.D. Byerlee and Lockner, *Journal of Geophysical Research*, **107**(B3), 2159, doi: 10.1029/202JB001794.
- Jouniaux, L., Bernard, M.-L., Zamora, M. Et Pozzi, J.-P., 2000. Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pelée. *Journal of Geophysical Research*, **105**, (B4), p. 8391-8401.

- Jouniaux, L., Bernard, M.L., Pozzi, J.-P. et Zamora, M., 2000. Electrokinetics in rocks : laboratory measurements in sandstones and volcanic samples, *Physical and Chemistry of the Earth, Part A: Solid earth and Geodesy*, **25**, 4, 329-322.
- Kemna, A., Vanderborght, J., Kulesa, B. et Vereecken, H., 2002. Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. *Journal of Hydrology*, **267**, p. 125-146.
- Khan, A.U.-H. et Jury, W.A., 1990. A laboratory study of the dispersion scale effect in column outflow experiments. *Journal of Contaminant Hydrology*, **5**, p. 119-131.
- Krabbenhoft, D.P., Babiarz, C.L., 1992. The role of ground-water transport in aquatic mercury cycling. *Water Resources Research*, **28**(12), p. 3119-3128.
- Krishnamurthy, N.S., Baltassat, J.M., Robain, H., Legchenko, A., Descloitres, M., Lachassagne, P., Kumar, D. et Ahmed, S., 2003. MRS and electrical imagery for characterising weathered and fractured hard-rock aquifer in the Maheshwaram Watershed, Hyderabad, India. *Proceedings of the 2nd International Workshop on the Magnetic Resonance Sounding method applied to non-invasive groundwater investigations*, Orléans, France, p. 53-56.
- Kunetz, G., 1972. Processing and interpretation of magnetotelluric soundings. *Geophysics*, **37**, p. 1005-1021.
- Lachassagne, P. et Aubert, M., 1989. Etude des phénomènes de polarisation spontanée (PS) enregistrés dans un sol lors de transferts hydriques verticaux. *Hydrogéologie*, **1**, p. 7-17.
- Lankston, R.W., 1990. High-Resolution Refraction Seismic Data Acquisition and Interpretation, in *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Society of Exploration Geophysics, p. 45-73.
- Lapham, W.W., 1989. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. Water-supply Paper 2337. Denver, Colorado, USGS.
- Lee, D.R., 1985. Method for locating sediment anomalies in lake beds that can be caused by groundwater inflow. *Journal of Hydrology*, **79**(1-2), p. 187-193.
- Legchenko, A. et Shushakov, O., 1998. Inversion of surface NMR data. *Geophysics*, **63**, 1, p. 75-84.
- Legchenko, A. et Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *Journal of Applied Geophysics*, **50**, 1-2, p. 3-19.
- Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Beauce, A. et Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics*, **50**, 1-2, p. 21-46.
- Legchenko, A. et Valla, P., 2003. Removal of power line harmonics from proton magnetic resonance measurements. *Journal of Applied Geophysics*, **53**, p. 103-120.
- Legchenko, A., 2004. Magnetic resonance sounding : enhanced modelling of a phase shift. *Applied Magnetic Resonance*, **25**, 621-636.
- Legchenko, A., 2005. Improved modelling of the magnetic resonance signal in the presence of shallow aquifers. *Near Surface Geophysics* **3**, 3, p. 121-130.
- Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H. et Vouillamoz, J.-M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Journal of Ground Water*, **42**, 3, p. 363-373.
- Levitt, M.H., 2001. Basics of Nuclear Magnetic Resonance. *Wiley publisher*, 686 pages.
- Loke, M.H. et Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, **44**, p. 499-523.
- Lorne, B., Perrier, F. et Avouac, J.-P., 1999. Streaming potential measurements 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples. *Journal of Geophysical Research*, **104** (B8), p. 17879-17896.

- Mackie, R.L. et Madden, T.R., 1993. Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. *Geophysical Journal International*, **115** (1), p. 215-229.
- Maddock, I.P., Petts, G.E., Evans, E.C., Greenwood, M.T., 1995. Assessing river-aquifer interactions within the hyporheic zone. In *Geomorphology and Groundwater*, ed. A.G. Brown, 53-75. West Sussex, England, John Wiley & Sons.
- Marquis, G., Darnet, M., Sailhac, P., Singh, A.K. et Gerard, A., 2002. Surface electric variations induced by deep hydraulic stimulation : an example from the Soultz HDR site. *Geophysical Research Letters*, **29**, 14, 7.
- Marquis, G. et Gérard, A., 2006. SP Monitoring of an Acid Stimulation of the Soultz Geothermal Reservoir, *EAGE 68th Conference and Exhibition*, Vienne, H022. Extended Abstract.
- McCumber, M.C., Pielke, R.A., 1981. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. *Journal of Geophysical Research*, **86**(C10), p. 9929-9938.
- McElwee, C.D. et Zenner, M.A., 1998. A nonlinear model for analysis of slug-test data. *Water Resources research*, **34**, 1, p. 55-66.
- McElwee, C.D., 2001. Application of a nonlinear slug test model. *Ground Water*, **39**, 5, p. 737-744.
- Ménillet, F., Théobald, N., Vogt, H., Thevenin, A.-G., Schwoerer, P. et Lougnon, J., 1969. Notice explicative de la feuille de Molsheim n°37-16. *Carte géologique de la France au 1/50.000^{ème}*. BRGM.
- Merkler, G.P., Militzer, H., Hötzl, H., Armbruster, H. et Brauns, J., 1989. Detection of subsurface flow phenomena (Lecture notes in earth Sciences 27), Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Michel, S. et Zlotnicki, J., 1998. Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Réunion Island): correlations with faulting, fluid circulation, and eruption. *Journal of Geophysical Research*, **103**(B8), p. 17845-17857.
- Moench, A.F., Evans, D.D., 1970. Thermal conductivity and diffusivity of soil using a cylindrical heat source. *Soil Science Society of America Proceedings*, **34**, p. 377-381.
- Moore, J. R., Glaser, S.D., Morrison, H.F. et Hoversten, G.M., 2004. The streaming potential of liquid carbon dioxide in Berea sandstone. *Geophysical Research Letters*, 17610, doi:10.1029/2004GL020774.
- Morat, P., Le Mouël, J.-L. et Granier, A., 1994. Electrical potential on a tree. A measurement of the sap flow ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série 3*, **317** (1), p. 98-101.
- Morgan, F.D., Williams, E.R. et Madden, T.R., 1989. Streaming potential properties of Westerly granite with applications. *Journal of Geophysical Research*, **94**(B9), p. 12449-12461.
- Mortensen, A.P., Hopmans, J.W., Mori, Y., Simunek, J., 2006. Multi-functional heat pulse probe measurements of coupled vadose zone flow and transport. *Advances in Water Resources*, **29**, p. 250-267.
- Naudet, V., Revil, A., Bottero, J.-Y. et Begassat P., 2003. Relationship between self-potential (SP) signals and redox conditions in contaminated groundwater. *Geophysical Research Letters*, **30** (21), 2091, doi:10.1029/2003GL018096.
- Naudet, V. et Revil, A., 2005. A sandbox experiment to investigate bacteria-mediated redox processes on self-potential signals. *Geophysical Research Letters*, **32**, L11405, doi:10.1029/2005GL022735.
- Nielsen, S.B., Balling, B., 1985. Transient heat flow in a stratified medium. *Tectonophysics*, **121**, p. 1-10.

- Noborio, K., McInnes, K.J., Heilman, J.L., 1996. Measurements of soil water content, heat capacity, and thermal conductivity with a single TDR probe. *Soil Science*, **161**, p. 22-28.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, **117**, p. 536-549.
- Nourbehecht, B., 1963. Irreversible thermodynamics effect in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems. *PhD Thesis*, M.I.T., Cambridge, Etats-Unis.
- Nyquist, J.E. et Corry, C.E., 2002. Self-potential : the ugly duckling of environmental geophysics. *The Leading Edge*, **21**, p. 446-451.
- Ogilvy, A. A., Ayed, M.A. et Bogoslovsky, V.A., 1969. Geophysical studies of water leakages from reservoirs. *Geophysical Prospecting*, **17**, p. 36-62.
- Oldenburg, D.W. and Li, Y., 1994. Inversion of induced polarization data. *Geophysics*, **59**(9), p. 1327-1341.
- Onsager, L., 1931. Reciprocal relations in irreversible processes I. *Physical Review*, **37** (4), p. 405-426.
- Osiensky, J.L. et Donaldson, P.R., 1995. Electrical flow through an aquifer for contaminant source leak detection and delineation of plume evolution. *Journal of Hydrology*, **169**, p. 243-263.
- Osterkamp, T.E., Zhang T., Romanovsky, V.E., 1994. Evidence for a cyclic variation of permafrost temperatures in northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, **5**, p. 137-144.
- Pang, L.P. et Hunt, B., 2001. Solutions and verification of a scale-dependent dispersion model. *Journal of Contaminant Hydrology*, **53**, (1-2), p. 21-39.
- Papet-Lépine, J., 2005. La modélisation de la foudre. Editions Hermès-Lavoisier, 514 p.
- Patten, H.E., 1909. Heat transference in soils. U.S. Dept. of Ag., Bureau of Soils Bull. No. 59. U.S. Gov. Print. Office. Washington DC.
- Perrier, F., Trique, M., Lorne, B., Avouac, J.-P., Hautot, S. et Tarits, P., 1998. Electric potential variations associated with yearly lake level variations. *Geophysical Research Letters*, **25** (11), p. 1955-1958.
- Perrier, F., Trique, M., Aupiais, J., Gautham, U. et Shresta, P., 1999. Electric potential variations associated with periodic spring discharge in western Nepal. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* (II), **328**, p. 73-79.
- Perrier, F. et Morat, P., 2000. Characterization of electrical daily variations induced by capillarity flow in the non-saturated zone. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, p. 785-810.
- Petiau, G., 2000. Second generation of lead-lead chloride electrodes for geophysical applications. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, p. 357-382.
- Philip, J.R., 1971. General theorem on steady infiltration from surface sources, with the application to point and line sources. *Soil Science Society of America Proceedings*, **33**, p. 1833-1841.
- Pinettes, P., Bernard, P., Cornet, F., Hovhannissian, G., Jouniaux, L., Pozzi, J.-P. et Barthes, V., 2002. On the difficulty of detecting streaming potentials generated at depth. *Pure and Applied Geophysics*, **159**, p. 2629-2657.
- Pollack, H.N., Huang, S., 2000. Climate reconstruction from subsurface temperatures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **28**, p. 339-365.
- Porro, I., Wierenga, P.J. et Hills, R.G., 1993. Solute Transport Through Large Uniform and Layered Soil Columns. *Water Resources Research*, **29**, 4, p. 1321-1330.
- Pride, S., 1994. Governing equations for the coupled electromagnetic and acoustics porous media. *Physical Review B*, **50**, 21, p. 15678-15696.

- Ramirez, A., Daily, W., LaBrecque, D., Owen, E. et Chesnut, D., 1993. Monitoring an underground steam injection process using electrical resistance tomography *Water Resources Research*, **29**, p. 73–87.
- Ramirez, A., and Daily, W., 2001. Electrical imaging at the large block test — Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Applied Geophysics*, **46**, p. 85–100.
- Reuss, F., 1809. Sur un nouvel effet de l'électricité galvanique. *Mémoires de la Société Impériale des Naturalistes de Moscou*, **2**, p. 326-337.
- Revil, A. et Glover, P.W.J., 1998. Nature of electrical conductivity in natural sands, sandstones and clays. *Geophysical Research Letters*, **25** (5), p. 691-694.
- Revil, A. et Pezard, P.A. et Glover, P.W., 1999a. Streaming potential in porous media 1. Theory of the zeta potential. *Journal of Geophysical Research*, **104**, p. 20021-20031.
- Revil, A., Schwaeger, H., Cathles III, L.M. et Manhardt, P.D., 1999b. Streaming potential in porous media, 2. Theory and application to geothermal system. *Journal of Geophysical Research*, **104**, p. 20033-20048.
- Revil, A. et Leroy, P., 2001. Hydroelectric coupling in clayey material. *Geophysical Research Letters*, **28**, p. 1643-1646.
- Revil, A., 2002a. Comment on “Rapid fluid disruption: A source for self-potential anomalies on volcanoes” by M.J.S. Johnston, J.D. Byerlee and D. Lockner, *Journal of Geophysical Research*, **107**(B8), 2155, doi : 10.1029/2001JB000788.
- Revil, A., 2002b. The hydroelectric problem of porous rocks: thermodynamic approach and introduction of a percolation threshold. *Geophysical Journal International*, **151**, p. 944-949.
- Revil, A., Hermite, D., Voltz, M., Moussa, R., Lacas, J.-G., Bourrie, G. et Trolard, F., 2002. Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during infiltration experiment. *Geophysical Research Letters*, **29** (7), 1106, doi:10.1029/2001GL014294.
- Revil, A., Naudet, V., Nouzaret, J. et Pessel, M., 2003. Principles of electrography applied to self-potential electrokinetic sources and hydrogeological applications. *Water Resources Research*, **39**(5), 1114, doi: 10.1029/2001WR000916.
- Revil, A. et Cerepi, A., 2004. Streaming potential in two-phases flow conditions. *Geophysical Research Letters* **31** (L11605), doi: 10.1029/2004GL020140.
- Rizki, A., 1992. Le volcanisme dévono-dinantien du versant alsacien des Vosges du Nord (Massif de Schirmeck et Bande médiane du Champ du Feu). Pétrogénèse et apport à la compréhension de l'évolution géodynamique de la chaîne varisque. *Thèse de doctorat*. Université de Nancy 1, Nancy, France.
- Rizki, A., Deschamps, M., Baroz, F. et Bebien, J., 1992. Le volcanisme de la bande médiane du Champ du Feu : sa place et sa signification dans le magmatisme dévono-dinantien des Vosges septentrionales. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, série II*, **315** (8), p. 995-1001.
- Rizzo, E., Suski, B., Revil, A., Straface, S. et Troisi, S., 2004. Self-potential signals associated with pumping tests experiments. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B10203, doi :10.1029/2004JB003049.
- Roth, K. et Hammel, K., 1996. Transport of conservative chemical through an unsaturated two-dimensional Miller-similar medium with steady state flow. *Water Resources Research*, **32**, 6, p. 1653-1663.
- Rubin, Y. et Hubbard, S.S., 2005. Hydrogeophysics. Water Science and Technology Library, Springer.
- Sailhac, P., Darnet, M. et Marquis, G., 2004. Electrical streaming potential measured at the ground surface : forward modeling and inversion issues for monitoring infiltration and characterizing the vadose zone. *Vadose Zone Journal*, **3**, p. 120-1206.

- Sato, M. et Mooney, H.M., 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. *Geophysics*, **25** (1), p. 226-249.
- Schirov, M.D. et Rojkowski, A.D., 2002. On the accuracy of parameters determination from SNMR measurements. *Journal of Applied Geophysics*, **50**, p. 207-216.
- Semenov, A.G., Schirov, M.D. et Legchenko, A., 1987. On the technology of subterranean water exploration founded on application of nuclear magnetic resonance tomography "Hydroscope". IXth Ampere summer school, Abstracts, Novosibirsk, September 20-26, p. 214.
- Semenov A.G., Burshtein, A.I., Pusep A. Yu. Et Schirov, M.D., 1988. A device for measurement of underground mineral parameters. *USSR Patent 1079063* (en russe).
- Sen, P.N. et Goode, P.A., 1992. Influence of temperature on electrical conductivity on shaly sands. *Geophysics*, **57**, p. 89-96.
- Sharma, M.M., Kuo, J.F. and Yen, T.F., 1987. Further investigation of the surface charge properties of oxide surfaces in oil-bearing sands and sandstones. *Journal of Colloid and Interface Science*, **115** (1), p. 9-16.
- Sill, W.R., 1983. Self-Potential modeling from primary flows. *Geophysics*, **48**, p. 76-86.
- Simunek, J., M., Vogel, T. et van Genuchten, M.T., 1994. The SWMS2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Technical report version 1.1. U.S. Salinity Laboratory, U.S.D.A., Agriculture Research Service, Riverside, CA.
- Simunek, J., M., Sejna et van Genuchten, M.T., 1996. HYDRUS-2D. Simulating Water Flow and Solute Transport in Two Dimensional Variably Saturated Media. U.S. Salinity Laboratory, U.S.D.A., Agriculture Research Service, Riverside, CA.
- Singha, K. et Gorelick, S.M., 2006. Effects of spatially variable resolution on field-scale estimates of tracer concentration from electrical inversions using Archie's law. *Geophysics* **71** (3), G83.
- Singha, K. et Gorelick, S.M., 2006. Hydrogeophysical tracking of three-dimensional tracer migration : The concept and application of apparent petrophysical relations. *Water Resources Research*, **42**, W06422, doi: 10.1029/2005WR004568.
- Slater, L., Zaidman, M.D., Binley, A.M. et West, L.J., 1997. Electrical imaging of saline tracer migration for the investigation of unsaturated zone transport mechanisms. *Hydrology and Earth System Sciences*, **1**, p. 291-302.
- Slater, L., Binley, A., Daily, W.D. and Johnson, R., 2000. Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection. *Journal of Applied Geophysics*, **44**, p. 85-102.
- Slater, L., Binley, A., Versteeg, R., Cassiani, G., Birken, R. et Sandberg, S., 2002. A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank. *Journal of Applied Geophysics*, **49**, p. 211-229.
- Smoluchowski, M. von, 1903. *M. Krak. Anz.*, p. 182.
- Song, Y., Kirkham, M.B., Ham, J.M., Kluitenberg, G.J., 1999. Dual probe heat pulse technique for measuring soil water content and sunflower water uptake. *Soil and Tillage Research*, **50**, p. 345-348.
- Sprunt, E.S., Mercer, T.B. et Djabbarah, N.F., 1994. Streaming potential from multiphase flow. *Geophysics*, **59** (5), p. 707-711.
- Stallman, R.W., 1965. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, **70**(13), p. 2821-2827.
- Stern, Z., 1924. *Eletrokem.*, 45, p. 508.
- Stoll, J., Bigalke, J. et Grabner, E., 1995. Electrochemical modelling of self-potential anomalies. *Geophysics*, **16**, p. 107-120.

- Storey, R.G., Howard, K.W.F., Williams, D.D., 2003. Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in gaining stream: A three-dimensional groundwater flow model. *Water Resources Research*, **39**(2), p. 1034, doi:10.1029/2002WR001367.
- Suski, B., Revil, A., Titov, K., Konosavsky, M., Voltz, M., Dagès, C., Huttel, O., 2006. Monitoring of an infiltration experiment using the self-potential method. *Water Resources Research*, **42**, W08418, doi:10.1029/2005WR004840.
- Suzuki, S., 1960. Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy field. *Journal of Geophysical Research* **65**(9), p. 2883-2885.
- Tabbagh, A., Bendjoudi, H., Benderitter, Y., 1999. Determination of recharge in unsaturated soils using temperature monitoring. *Water Resources Research*, **35**(8), p. 2439-2446.
- Taniguchi, M., Williamson, D.R., Peck, A.J., 1999. Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate and subsurface water flow: 2. An effect of step increase in surface temperature caused by forest clearing in southwest Western Australia. *Water Resources Research*, **35**(5), p. 1519-1529.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. et Sheriff, R.E., 1990. Applied Geophysics. Cambridge University Press, New York, p. 136-280.
- Tender, L.M., Reimers, C.E., Stecher, H.A., Holmes, D.E., Bond, D.R., Lowy, D.A., Pilobello, K., Fertig, S.J. et Lovley, D., 2002. Harnessing microbially generated power on the seafloor. *Nature Biotechnology*, **20**, p. 821-825.
- Thony, J.-L., Morat, P., Vachaud, G. et Le Mouél, J.-L., 1997. Field characterization of the relationship between electrical potential gradients and soil water flux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **325**, p. 317-321.
- Titov, K., Loukhmanov, V. et Potapov, A., 2000. Monitoring of water seepage from a reservoir using resistivity and self polarization methods: case history of the Petergoph fountain water supply system. *First Break*, **18**, p. 431-435.
- Tracy, E.T., 2006. Clean two- and three-dimensional analytical solutions of Richards' equation for testing numerical solvers. *Water Resources Research*, **42**, W08503, doi: 10.1029/2005WR004638.
- Trique, M., Perrier, F., Froidefond, T. et Avouac J.-P., 2002. Fluid flow near reservoir lakes inferred from the spatial and temporal analysis of the electric potential. *Journal of Geophysical Research*, **107**, B10, doi:10.1029/2001JB000482.
- Truchkin, D.V., Shushakov, O.A. et Legchenko, A.V., 1994. The potential of a noise-reducing antenna for surface NMR ground water surveys in the earth's magnetic field. *Geophysical Prospecting*, **42**, 855-862.
- Ushijima, K., Mizunaga, H. and Tanaka, T., 1999. Reservoir monitoring by a 4-D electrical technique. *The Leading Edge*, **18**, p. 1422-1424.
- Valente, A., Morais, R., Tuli, A., Hopmans, J.W., Kluitenberg, G.J., 2006. Multi-functional probe for small-scale simultaneous measurements of soil thermal properties water content, and electrical conductivity. *Sensors and Actuators* (in press).
- van Genuchten, M.T. van, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, **44**, p. 892-898.
- van Nostrand, R.G. et Cook, K.L., 1966. Interpretation of resistivity data, *U.S.G.S.*, Paper 499.
- van Wijk, W.R., De Vries, D.A., 1963. Periodic temperature variations in a homogenous soil. In: Van Wijk, W.R. (Ed.), *Physics of plant environment*. North Holland Publ. Co., Amsterdam.
- Van, G.P., Park, S.K. et Hamilton, P., 1991. Monitoring leaks from storage ponds using resistivity methods. *Geophysics*, **59**, p. 192-201.

- Vanderborght, J., Kemna, A., Hardelauf, H. et Vereecken, H., 2005. Potential of electrical resistivity tomography to infer aquifer transport characteristics from tracer studies: A synthetic case study. *Water Resources Research*, **41**, W06013, doi: 10.1029/2004WR003774.
- Vichabian, Y., Reppert, P. et Morgan, F.D., 1999. Self potential mapping of contaminants. In *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems* (SAGEEP), p14-18.
- Vidale, J.E., 1988. Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **78**(6), p. 2062-2076.
- Vidale, J.E., 1990. Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions. *Geophysics*, **55**(5), p. 521-526.
- Von Eller, J.-P., 1984, Guide géologique régionale Alsace-Vosges, 2^{ème} édition, *Editions Masson*, 182 p.
- Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method, in J.D., Corbett, ed., *Electromagnetic method in applied geophysics-Applications part A and part B: Society of Exploration Geophysicists*, p. 641-711.
- Waxman, M.H. et Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Society of Petroleum Engineers Journal*, **8**, p. 107-122.
- White, D.S., Elziga, C.H., Hendricks, S.P., 1987. Temperature patterns within the hyporheic zone of a northern Michigan river. *Journal of the North American Benthological Society*, **6**(2), p. 85-91.
- White, P.A., 1988. Measurement of ground-water parameters using salt-water injection and surface resistivity. *Ground Water*, **26**, p. 179-186.
- Wierenga, P.J. et Van Genuchten, M.T., 1989. Solute transport through small and large unsaturated soil columns. *Ground Water*, **27**, 1, p. 35-42.
- Williams, G.M. et Higgo, J.J.W., 1994. In situ and laboratory investigations into contaminant migration. *Journal of Hydrology*, **159**, p. 1-25.
- Woodside, W., Messmer, J.H., 1961. Thermal conductivity of porous media. I. Unconsolidated sands. *Journal of Applied Physics*, **32**, p. 1688-1699.
- Worthington, P.F., 1993. The uses and abuses of the Archie equations: 1. The formation factor-porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics* **30**, p. 215-228.
- Zlotnicki, J., Michel, S. and Annen, C., 1994. Self-Potential anomalies and convective systems on La Fournaise Volcano (Réunion Island, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **318**(2), p. 1325.
- Zlotnicki, J., Le Mouél, J.-L., Sasai, Y., Yvetot, P. et Ardisson, M.-H., 2001. Self-potential changes associated with volcanic activity. Short-term signals associated with March 9, 1998 eruption on La Fournaise volcano (Réunion Island). *Annali di Geofisica*, **44**(2), p. 335-354.
- Zlotnicki, J., Sasai, Y., Yvetot, P., Nishida, Y., Uyeshima, M., Fauquet, F., Utada, H., Takahashi, Y. et Donnadiou, G., 2003. Resistivity and self-potential changes associated with volcanic activity : the July 8, 2000 Miyake-jima eruption (Japan). *Earth and Planetary Science Letters*, **205**, p. 139-154.
- Zlotnicki, J. et Nishida, Y., 2003. Review on morphological insights of self-potential anomalies on volcanoes. *Surveys in Geophysics*, **24**, p. 291-338.

Table des figures

Figure 1.1 : Localisation générale du site de <i>La Soutte</i> . <i>La Soutte</i> se situe à 40 km au Sud-Ouest de Strasbourg dans les Vosges.....	7
Figure 1.2 : Vue de la clairière de <i>La Soutte</i> en été (gauche, vue NE) et en hiver (droite, vue SE).....	8
Figure 1.3 : Vue NW-SE de <i>La Soutte</i> . La partie située au NW correspond à l'amont du bassin versant.	8
Figure 1.4 : Précipitations relevées au pluviomètre du lieu-dit « Welschbruch » pour l'année 2004. Ce pluviomètre appartenant au réseau <i>Météo-France</i> se situe à 2.5 km au S-O de <i>La Soutte</i> à 778 m d'altitude. Le cumul de précipitations pour l'année 2004 s'élève à 1246.1 mm.	9
Figure 1.5 : Station météo installée à <i>La Soutte</i> . Elle permet de mesurer à la fréquence d'un point par minute la température, l'humidité relative, la pression, la vitesse et la direction du vent, le rayonnement net et la hauteur de neige. Elle est alimentée par un panneau solaire et reliée à l'IPGS par liaison GSM.....	9
Figure 1.6 : Vue en 3D de <i>La Soutte</i> . Ce modèle a été réalisé à partir du levé DGPS et des prises aériennes IGN fournies par la Coopération pour l'Information Géographique en Alsace (CIGAL).....	10
Figure 1.7 : Carte générale de <i>La Soutte</i> . Les piquets de positionnement sont repérés par une lettre et un chiffre. Les coordonnées sont exprimées dans un système local qui correspond aux coordonnées Lambert I avec la station de base GPS (« BaseRef » sur la carte) comme référence. Le chemin d'accès carrossable situé au NO (tirets noirs) est parallèle à la ligne de crête.	11
Figure 1.8 : Carte géologique simplifiée du Massif du Champ du Feu (d'après von Eller, 1984).....	12
Figure 1.9 : Les deux formations rencontrées à <i>La Soutte</i> . A gauche, le tuf volcanique appartenant à la « Bande Médiane » ; à droite, le granite porphyrique filonien à gros cristaux.	13
Figure 2.1 : Distribution du courant et des lignes équipotentielles lorsqu'on injecte du courant à la surface d'un demi-espace homogène. A et B sont les électrodes d'injection, M et N sont les électrodes de mesure (d'après van Nostrand et Cook, 1966).	16
Figure 2.2 : Principales configurations d'électrodes et leur coefficient géométrique. A et B sont les électrodes d'injection, M et N sont les électrodes de mesure. Pour les configurations	

pôle-dipôle et pôle-pôle, certaines électrodes sont dites « à l’infini », c’est-à-dire situées à une distance relativement grande par rapport au reste du dispositif (typiquement plusieurs centaines de mètres)	17
Figure 2.3 : Schéma de la procédure d’acquisition avec un résistivimètre multi-électrode dans le cas de la configuration dipôle-dipôle. Les électrodes A et B sont les électrodes d’injection, M et N sont les électrodes de mesure. Les points représentent les mesures. En augmentant l’écartement entre A-B et M-N, on augmente la profondeur d’investigation. L’ensemble des mesures constitue la pseudosection.....	18
Figure 2.4 : Diagrammes de sensibilité pour différentes configurations d’électrodes. Les parties en rouges sont les parties qui contribuent le plus à la mesure. Inversement, la mesure est peu sensible aux parties bleues (d’après Dahlin et Zhou, 2004).	19
Figure 2.5 : Localisation des panneaux électriques utilisés pour l’établissement des cartes de résistivité.	20
Figure 2.6 : Cartes de résistivité pour des profondeurs égales à 2 m, 6 m, 12 m et 20 m. Ces cartes sont issues de l’interpolation spatiale de l’ensemble des panneaux électriques réalisés à <i>La Soutte</i>	21
Figure 2.7 : Carte de localisation des sondages CSAMT à <i>La Soutte</i> . Les mesures ont été effectuées au niveau de chaque piquet de positionnement et de quelques points complémentaires (B2, C2, B3).....	24
Figure 2.8 : Résistivité apparente pour différentes fréquences mesurée sur le terrain (haut) et calculée à partir du modèle 3D (bas) (d’après Falgàs <i>et al.</i> , 2004).....	25
Figure 2.9 : Modèle 3D de CSAMT. On y observe les principales zones conductrices et résistantes. Les points correspondent aux mesures.	25
Figure 2.10 : Principe de la sismique réfraction et de l’hodochrone (d’après Ward, 1990). ...	27
Figure 2.11 : Localisation des profils sismiques réalisés à <i>La Soutte</i> . Les profils S1-S2-S3 et S4-S5 possèdent une zone de recouvrement afin de les interpréter de manière jointe.	28
Figure 2.12 : Profil sismique S1-S2-S3 obtenu après inversion avec le logiciel Sardine. L’unité en abscisse et en ordonnée est le mètre. La distance intertrace est de 5 m, l’erreur RMS est de 2.83%. La partie inférieure présente le trajet des rais.	29
Figure 2.13 : Profil sismique S4-S5 obtenu après inversion avec le logiciel Sardine. L’unité en abscisse et en ordonnée est le mètre. La distance intertrace est de 5 m, l’erreur RMS est de 3.21%. La partie inférieure présente le trajet des rais.	29
Figure 2.14 : Carte de localisation des zones où la vitesse en profondeur est supérieure à 2750 m.s ⁻¹ (traits rouges).....	30

Figure 2.15 : Localisation des deux forages de 20 m de profondeur. Le forage N01 est destructif, le forage N02 est carotté.	31
Figure 2.16 : Coupes lithologiques des forages N01 et N02. La coupe du forage N01 n'est pas exactement une coupe lithologique puisqu'elle est basée sur l'examen des produits du forage destructif. La description a été réalisée par José Ortega.	32
Figure 2.17 : Logs de gamma-ray spectroscopique pour les forages N01 (en bleu) et N02 (rouge). Le gamma-ray total est exprimé en cps. Le potassium (K), Uranium (U) et Thorium (Th) sont les principaux éléments qui contribuent à la radioactivité mesurée. L'unité de l'axe des ordonnées est le mètre.....	33
Figure 2.18 : Carte synthétique des résultats obtenus en résistivité et en tomographie sismique.....	34
Figure 3.1: Principe d'un sondage RMP et mouvement de précession des protons. A gauche: principe d'un sondage par RMP, on crée un champ magnétique primaire en injectant un courant à la fréquence de Larmor (signal rouge) dans une boucle posée au sol. Lorsqu'on coupe ce courant, les protons de l'aquifère créent un champ magnétique secondaire enregistré par la même boucle (signal bleu) caractéristique. A droite : Lorsqu'on coupe le courant, il s'opère un mouvement de précession des protons jusqu'au retour à l'équilibre (alignés avec B_0).	38
Figure 3.2: le signal RMP. La première partie (en rouge) correspond au signal injecté pendant la durée Δt . La partie en bleu correspond au signal émis par les protons avec une amplitude initiale E_0 (nV) (proportionnelle à la teneur en eau) et un temps de décroissance T_2^* (ms) (liée à la taille des pores). La quantité $\Delta t \cdot I$ correspond au paramètre d'excitation ou moment de l'impulsion d'excitation (A.ms). Entre les deux signaux, il existe un «temps mort» instrumental (40 ms pour l'appareil d' <i>Iris Instruments</i>).	39
Figure 3.3 : Exemple de sondage RMP sur des gneiss altérés au Madagascar (source : BRGM). La partie de gauche représente les courbes de relaxation temporelle pour les différents paramètres d'excitation croissants du bas vers le haut. La partie centrale représente l'amplitude maximale pour chaque paramètre d'excitation, la courbe rouge est le modèle obtenu par inversion, les points verts représentent le bruit. La partie droite présente la teneur en eau en fonction de la profondeur obtenu par inversion avec le logiciel Samovar (Legchenko et Valla, 2002). La couleur de chaque niveau représente la valeur du temps de décroissance T_2^* trouvée par inversion.....	40

Figure 3.4 : Carte de position des 7 sondages par RMP. Pour le premier site, deux sondages avec une antenne carrée et en forme de « huit » ont été réalisés. Pour les autres sites, une antenne en forme de « huit » a été utilisée afin de réduire le bruit (Trushkin <i>et al.</i> , 1994).	41
Figure 3.5 : Evaluation de la qualité des données. Evaluation basée sur le rapport signal sur bruit (S/N) vs le rapport bruit environnemental sur le bruit instrumental après stack (a) ; gamme de mesure du bruit environnemental et du signal RMP pour les 7 sondages réalisés à <i>La Soutte</i> (b).....	42
Figure 3.6 : Effet d'aquifère fantôme. Inversion du sondage RMP2 en utilisant le modèle « simple » (à droite) qui ne prend pas en compte les harmoniques supérieures du signal dans la modélisation RMP et en utilisant le modèle « amélioré » qui en tient compte. Cet effet est dû à la présence d'eau à faible profondeur. La partie supérieure présente les données (points noirs), le bruit après stack (points bleus) et le modèle (courbe rouge). La partie centrale présente la variation de la teneur en eau obtenue par inversion. La partie inférieure montre les variations de la phase. On peut remarquer que pour des valeurs de paramètres d'excitation élevées, elle devient négative.....	43
Figure 3.7 : Résultats d'inversion des 7 sondages par RMP. Les données ont été inversées en utilisant le logiciel <i>Samovar</i> en utilisant une modélisation qui prend en compte les harmoniques supérieurs du signal.	44
Figure 3.8: Modélisation de la réponse RMP d'un aquifère d'un mètre d'épaisseur, situé à 20 mètres de profondeur avec une teneur en eau de 100% sans gradient magnétique (trait plein), avec un gradient de 1 nT/m (points) et de 2 nT/m (tirets) (d'après Hunter et Kepic, 2004)....	45
Figure 3.9 : Carte des volumes d'eau par unité de surface calculés à partir des données inversées.....	47
Figure 4.1 : Modèle de la double couche électrique. Le minéral (ici la silice) développe une charge de surface négative. Lorsqu'il est en contact avec l'électrolyte (ici NaCl), les cations sont adsorbés et forment la couche de Stern. La couche de Stern (compacte) se divise en deux sous-couches : la couche intérieure de Helmholtz (IHP) et la couche extérieure de Helmholtz (OHP) (voir texte). Dans la couche diffuse (Gouy-Chapman), la concentration des anions diminue depuis le plan de glissement et devient égale à celle des cations dans l'électrolyte. Parallèlement, le potentiel électrique, égal au potentiel zêta sur le plan de glissement, diminue pour ensuite s'annuler dans l'électrolyte (à gauche).....	53
Figure 4.2 : Variation du coefficient de couplage en fonction de la conductivité électrique (Morgan <i>et al.</i> , 1989) On observe une diminution en valeur absolue du coefficient de	

couplage lorsque la conductivité du fluide diminue. Cette observation est la même pour plusieurs électrolytes.	57
Figure 4.3 : Variation du potentiel ζ avec le pH (d'après Lorne <i>et al.</i> , 1999). Les mesures ont été réalisées sur un échantillon de grès de Fontainebleau broyé avec une solution de NaCl à 10 mS.m ⁻¹ . On observe que pour de faibles valeurs de pH, le potentiel ζ devient positif. Le point de charge nulle correspond à la valeur du pH pour laquelle le potentiel ζ est nul (ici pH≈2.5).	58
Figure 4.4 : Variation du coefficient de couplage avec la saturation partielle (d'après Guichet <i>et al.</i> , 2002). Les mesures ont été réalisées sur une colonne de sable dans laquelle de l'argon a été injecté. On remarque que le coefficient de couplage diminue (en valeur absolue) lorsque la saturation diminue. En dessous d'environ 40% de saturation, les effets électrocinétiques sont inexistantes (pas d'écoulement).	60
Figure 4.5 : Modèle de géobatterie (d'après Sato et Mooney, 1960) et de (bio)-géobatterie (d'après Naudet et Revil, 2005).	62
Figure 5.1 : Schéma d'une électrode impolarisable type Petiau Pb/PbCl ₂ commercialisée par la société <i>SDEC</i>	71
Figure 5.2 : Principe de fonctionnement du voltmètre. L'électrode de référence est branchée sur la borne négative du voltmètre et l'électrode de mesure sur la borne positive. Afin que le voltmètre n'influence pas la mesure du potentiel, on utilise un voltmètre qui possède une impédance d'entrée (R _v) élevée, de l'ordre du GΩ ou de la dizaine de GΩ.	72
Figure 5.3 : Version 1.0 de la « Géobox ». La « Géobox » est voltmètre alternatif à haute impédance d'entrée dédié à la mesure de potentiels spontanés sur le terrain développé en collaboration avec Pierre-Daniel Matthey (EOST).	73
Figure 5.4 : Mesure de la variation du potentiel spontané en un point. La mesure dure 5 minutes. La valeur du potentiel est la valeur asymptotique.	75
Figure 5.5 : Deux techniques pour mesurer le potentiel spontané. a) Plusieurs mesures sont réalisées sur le périmètre d'un cercle de 50 cm de côté, les valeurs sont ensuite moyennées. b) Pour des mesures en profil, en plus du profil principal, on mesure les potentiels le long de deux autres profils espacés de 50 cm ou d'un mètre par rapport au profil principal.	75
Figure 5.6 : Potentiel électrique induit lors d'un orage magnétique. Le haut de la figure présente le champ magnétique total enregistré à la station du Welschbruch (2.5 km de <i>La Soutte</i>). On observe une période d'instabilité du champ magnétique qui induit des potentiels électriques dans le sol mesurés par les électrodes.	76
Figure 5.7 : Schéma d'une centrale d'acquisition de type CR10X de <i>Campbell Scientific</i>	77

Figure 5.8 : Dispositif expérimental servant à la mesure du coefficient de couplage.....	78
Figure 5.9 : Coefficient de couplage électrocinétique (en valeur absolue) en fonction de la conductivité de fluide : comparaison entre les échantillons de <i>La Soutte</i> (entourés) et des valeurs rencontrées dans la littérature.	81
Figure 6.1 : Potentiel électrique mesuré en surface au niveau d'un pompage (Bogoslosky <i>et al.</i> , 1973). La partie inférieure présente la géométrie de la nappe phréatique.	83
Figure 6.2 : Modèle expliquant les anomalies PS observées sur certains volcans (Zlotnicki <i>et al.</i> , 1998). Haut : effet topographique, la pluie s'infiltré dans le massif volcanique créant une anomalie de PS négative. Milieu : anomalie positive générée par un mouvement de fluide ascendant et un effet thermoélectrique. Bas : résultante des anomalies précédentes.....	85
Figure 6.3 : Effet de l'infiltration de la pluie dans un sol sableux sur les mesures de PS (Doussan <i>et al.</i> , 2002).	85
Figure 6.4 : Expérience de Soultz-sous-Forêts (Darnet <i>et al.</i> , 2006). (a) surpression (trait continu, en MPa) et débit (zone grisée, en $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$) au niveau du puits d'injection. ; (b) densité d'évènements sismiques (évènements par heure) ; (c) et (d) différences de potentiels électriques mesurées en surface à respectivement 250 m et 500 m du puits d'injection.	86
Figure 6.5 : Différence de potentiel mesurée au niveau d'une source intermittente au Népal (Perrier <i>et al.</i> , 1999). Le tracé en tiret correspond à la décharge de la source.	87
Figure 6.6 : Expérience de Sur-Frêtes. Variations de la différence de potentiel mesurées en différents points. On observe une forte corrélation avec le niveau du lac de Roselend représenté en bas de la figure (Trique <i>et al.</i> , 2002).	88
Figure 6.7 : Localisation du réseau d'électrodes et du profil P.....	89
Figure 6.8 : Données de PS mesurées le long du profil P. Les barres représentent l'écart-type sur 9 mesures à chaque station.	90
Figure 6.9 : Modélisation du profil P avec $\ell=1\times 10^{-9} \text{ V}\cdot\text{S}\cdot\text{Pa}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$. (a) Modèle de conductivité hydraulique ; (b) Modèle de conductivité électrique obtenu après inversion ; (c) Distribution du potentiel hydraulique calculée ; (d) Distribution du potentiel électrique calculée ; (e) Anomalie de PS calculée (en rouge) ; données en bleu.	92
Figure 6.10 : Distribution de la vitesse (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) des flux issue du modèle.....	93
Figure 6.11 : Cartes de PS réalisées le 31 mars 2006 (à gauche) et le 11 mai 2006 (à droite). Les croix blanches correspondent aux points de mesure.	94
Figure 6.12 : Topographie de <i>La Soutte</i>	94
Figure 6.13 : Effet topographique (gauche) et données du 31 mars 2006 corrigées de cet effet.	95

Figure 6.14 : Résistivité du site à 20 m de profondeur.	96
Figure 6.15 : Variations des PS à différentes échelles temporelles. en haut, à l'échelle annuelle (du 01/01/2005 au 10/07/2006) ; au milieu, à l'échelle mensuelle (avril 2005) ; en bas à l'échelle journalière (10 avril 2005).....	97
Figure 6.16 : Observations sur le terrain de l'effet de l'infiltration de la pluie sur les variations temporelles de PS (Doussan <i>et al.</i> , 2002). Les traits verticaux dans la partie supérieure de la figure correspondent aux précipitations. Les courbes montrent les variations observées en fonction du type de sol. Les mesures sont réalisées avec des électrodes placées à 30 et 40 cm de profondeur. L'électrode la plus superficielle est utilisée comme référence.	98
Figure 6.17 : Modélisation de l'infiltration d'une pluie de 36 mm sur les variations de potentiel électrique. Les deux électrodes sont disposées à la verticale l'une de l'autre, respectivement à 30 et 40 cm de profondeur. L'électrode la moins profonde sert de référence (b). La figure (a) représente les variations du flux entre 30 et 40 cm. Notez le décalage temporel entre le pic de potentiel et le pic de vitesse d'infiltration (Darnet et Marquis, 2004).	99
Figure 6.18 : Différentes formes d'instabilités des signaux de PS dues à des phénomènes se déroulant près de l'électrode (Clerc <i>et al.</i> , 1998).....	101
Figure 6.19 : Instabilité de type I (Clerc <i>et al.</i> , 1998).....	101
Figure 6.20 : Instabilité de type II (Clerc <i>et al.</i> , 1998).....	102
Figure 6.21 : Répartition des charges dans un nuage orageux et champ électrique vertical dans l'air au niveau du sol (Garry, 2004).	103
Figure 6.22 : Carte de localisation du réseau d'électrodes impolarisables, de la référence PS et de la station d'acquisition.....	104
Figure 6.23 : Agrandissement de la zone où se trouve le réseau d'électrodes. Les flèches rouges pointent les électrodes dont il est question dans le paragraphe 6.4.2.1.	105
Figure 6.24 : Variation du potentiel spontané de l'électrode S85 pendant la période du 1 ^{er} janvier 2005 au 10 juillet 2006. De haut en bas : potentiel de l'électrode S85 ; température du sol à 60 cm de profondeur ; cumul journalier des précipitations (voir texte) ; activité orageuse (indice de 0 à 3, voir texte).....	106
Figure 6.25 : Variations PS de l'électrode les 28 juin 2005, 10 septembre 2005, 15 décembre 2005 et 16 mai 2006. Haut, gauche : variation du potentiel et cumul journalier (station du Welschbruch) pour la période du 26/06 au 09/07. Haut, droite : variation du potentiel et cumul journalier (station du Welschbruch) pour la période du 09/09 au 22/09. Bas, gauche : variation du potentiel et température de l'air pour la période du 09/12 au 22/12, pas données de	

précipitations pour cette période (neige). Bas, droite : variation du potentiel et cumul horaire (station de La Soutte) pour la période du 15/05 au 28/05.	107
Figure 6.26 : Impacts de foudre pour les journées du 28 juin 2005, 10 septembre 2005, 15 décembre 2005 et 16 mai 2006. Les cartes proviennent du site Internet allemand du <i>WetterZentrale</i>	108
Figure 6.27 : Changement de référence PS. La partie supérieure montre le potentiel de l'électrode S88 mesurée par rapport à l'électrode de référence du réseau. La figure inférieure présente le potentiel de S88 lorsque S87 est utilisée comme référence.	109
Figure 6.28 : Variations du potentiel des électrode S6 et S13 par rapport à l'électrode S87 sur la période du 1 ^{er} janvier 2005 au 10 juillet 2006. De haut en bas : Variations des potentiels de S6 et S13 ; cumul journalier des précipitations ; température du sol.	110
Figure 6.29 : Schéma de l'expérience des mesures des PS et des températures en profondeur. L'échelle verticale n'est pas respectée.	111
Figure 6.30 : Expérience de suivi temporel du potentiel spontané vertical et de la température du sol sur une période de 8 mois. Haut : variations temporelles du potentiel électrique de quatre électrodes placées à 39 cm (rouge), 51 cm (vert), 67 cm (bleu) et 81 cm (magenta) de profondeur par rapport à une électrode placée à 99 cm de profondeur (noir) ; milieu : variations de la température du sol à 20 cm (cyan), 35 cm (rouge), 50 cm (vert) et 65 cm (bleu) de profondeur ; bas : cumul journalier des précipitations (station météo de <i>La Soutte</i>). Le pluviomètre est non chauffant et ne permet pas de mesurer les précipitations durant la période hivernale.	111
Figure 6.31 : Variations du potentiel spontané de l'électrode située à 39 cm de profondeur durant la période du 6 au 12 juin 2006. Haut : potentiel spontané ; milieu : température de l'air (station météo de La Soutte) ; bas : champ magnétique total (observatoire magnétique de Chambon-La-Forêt).	112
Figure 6.32 : Variations du potentiel électrique de l'électrode située à 39 cm durant la période du 12 au 23 avril 2006. Haut : potentiel spontané ; milieu : champ magnétique total (observatoire de Chambon-La-Forêt) ; bas : cumul horaire des précipitations (station météo de <i>La Soutte</i>).	113
Figure 6.33 : Variations du potentiel électrique des électrodes situées à 39 cm, 51 cm et 81 cm de profondeur durant la période du 25 au 27 juin 2006. De haut en bas : potentiel des électrodes situées à 39 cm, 51 cm et 81 cm de profondeur ; champ magnétique terrestre (observatoire magnétique de Chambon-la-Forêt) ; cumul horaire des précipitations (station météo de <i>La Soutte</i>).	114

Figure 6.34 : Localisation des électrodes de l'expérience d'août 2006.	115
Figure 6.35 : Variations du potentiel électrique des électrodes Elec4 (rouge), Elec5 (vert) et Elec6 (noir) du 4 au 8 août (haut). Précipitations en mm/minute (station météo de La Soutte).	115
Figure 8.1 : Localisation de l'expérience d'injection de sel. Le site choisi est complètement saturé en eau.	153
Figure 8.2 : Schéma de l'expérience d'injection de sel. Le sel a été injecté dans le trou numéro 2. Le dispositif électrique composé de 48 électrodes métalliques a été disposé en surface avec une distance inter-électrode fixée à 40 cm. Des mesures ponctuelles de la conductivité d fluide ont eu lieu dans les trous.	153
Figure 8.3 : Configuration dipôle-dipôle utilisée pour l'expérience d'injection de sel. A et B sont les électrodes d'injection de courant, M et N sont les électrodes de mesure. La longueur des dipôles a été fixée à 40 cm. La distance entre le dipôle d'injection et de mesure varie entre 40 cm et 8 m (20 fois la distance inter-électrode).	154
Figure 8.4 : Tomographies de résistivité réalisées le jour de l'injection du sel. Les données ont été inversées en utilisant le logiciel Res2Dinv. L'erreur RMS se situe autour de 10% et est indiqué à droite de chaque tomographie. Sur ces figures, seule la zone proche du trou d'injection est représentée. Une tomographie de référence a été réalisée juste avant l'injection de sel (T0).	155
Figure 8.5 : Monitoring du transport de sel par tomographie électrique. Les mesures ont été réalisées entre le 18/07 et le 09/08.	156
Figure 8.6 : Précipitations durant le monitoring. Les précipitations ont été mesurées par la station météo de <i>La Soutte</i> . Chaque trait rouge correspond à une tomographie électrique. On remarque qu'à partir du 28 août, les précipitations sont plus régulières et importantes.	157
Figure 8.7 : Conductivité de fluide en fonction de la conductivité effective au niveau de chaque trou. Les valeurs de conductivité effective proviennent des tomographies de résistivité. Les symboles correspondent au jour de la mesure (triangle=28/07 ; croix=01/08 ; carré=03/08). La couleur correspond au trou (rouge=Trou1 ; bleu=Trou3 ; noir=Trou4 ; vert=Trou5).	159
Figure 8.8 : Détermination du facteur de formation et de la conductivité de surface. En ne conservant que les conductivités de fluide supérieures à $1 \times 10^{-2} \text{S.m}^{-1}$, on détermine par régression linéaire le facteur de formation F et la conductivité de surface σ_s	160

Figure 8.9 : Suivi de la concentration en sel. Les concentrations en sel sont calculées à partir des valeurs de résistivités obtenues par inversion des données de tomographie électrique et à partir des équations [8.2] et [8.3]. Les concentrations sont exprimées en g.L^{-1} .	161
Figure 8.10 : Incertitude sur les concentrations en sel en fonction de la résistivité du milieu obtenue par inversion (abscisse) et de son incertitude (en ordonnée, en %).	162
Figure 8.11 : Incertitude sur la détermination des concentrations en sel en fonction de la résistivité du milieu obtenue par inversion (en abscisse) pour une erreur relative sur la valeur de résistivité de 10%. On remarque pour des résistivités supérieures à $5 \Omega.m$, l'incertitude est très vite inférieure à 0.1 g.L^{-1} .	162
Figure 8.12 : Dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle de mesure (d'après Gelhar, 1986). La précision des données augmente avec la taille du symbole.	167
Figure 8.13 : Modélisation de la progression du panache de sel (26/07 et 09/08) observé à partir des inversions de données électriques (gauche) et obtenues par le modèle hydraulique (droite).	168
Figure 8.14 : Evolution de la concentration en sel en fonction du temps respectivement à 6.5 m (gauche) et 8 m (droite) du trou d'injection (profondeur 30 cm). La courbe rouge représente le modèle numérique (HYDRUS 2D), les croix correspondent aux concentrations calculées à partir des résultats de tomographie électrique. A 6.5 m du trou d'injection, on observe un retard entre les concentrations de sel mesurées et calculées. La courbe en tirets bleus montre que cependant les pentes des courbes sont similaires.	169