

Imagerie géoélectrique tri-dimensionnelle en contexte volcanique: Application à l'étude des aquifères de Djibouti

Hassan Mohamed

▶ **To cite this version:**

Hassan Mohamed. Imagerie géoélectrique tri-dimensionnelle en contexte volcanique: Application à l'étude des aquifères de Djibouti. Hydrologie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2009. Français. NNT : . tel-00460698

HAL Id: tel-00460698
https://theses.hal.science/tel-00460698

Submitted on 2 Mar 2010

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

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



THESE / UNIVERSITE DE BREST
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BREST
Mention : Géosciences Marines
Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par
Mohamed Hassan
Préparée à l'Unité Mixte de Recherche 6538
Domaines Océaniques
Institut Universitaire Européen de la Mer

«Imagerie géoélectrique tri-dimensionnelle en contexte volcanique: Application à l'étude des aquifères de Djibouti»

Thèse soutenue le 03 septembre 2009
devant le jury composé de :

Christophe Delacourt
Professeur, IUEM, Université de Brest / Examinateur
Dominique Gibert
Professeur à l'Université de Rennes 1 / Rapporteur
Fernando A. Monteiro Santos
Assistant Professeur avec Agrégation à l'Université de Lisbonne / Rapporteur
Pascal Sailhac
Maître de conférence à l'Université de Strasbourg / Examinateur
Mohamed Jalludin
Directeur Général du Centre d'Etudes et de Recherches Scientifiques de Djibouti (CERD) / examinateur
Bernard Le Gall
Chargé de recherche CNRS, IUEM, Université de Brest/Invité
Pascal Tarits
Professeur, IUEM, Université de Brest / Directeur de thèse
Sophie Hautot
Chercheur, Docteur d'université – UBO / Co-directeur de thèse

Remerciements

En premier lieu, je tiens sincèrement à remercier les personnes qui ont encadré ce travail de thèse, sans qui ce travail n'aurait pas vu le jour.

Je tiens à remercier mon directeur de thèse le Professeur Pascal Tarits de m'avoir accueilli dans son équipe. Je le remercie pour sa disponibilité, sa confiance, son soutien sans faille tout au long de cette thèse et pour ses nombreux conseils sur les problèmes inverses en géophysique.

Je tiens à remercier chaleureusement Sophie Hautot qui a dirigé cette thèse. Tout au long de ces années, elle a su orienter mes recherches en me faisant découvrir la géophysique. Je la remercie pour la qualité de son encadrement, sa disponibilité, son investissement à ce travail.

Je remercie le Professeur Fernando A. Monteiro Santos et le Professeur Dominique Gibert, qui ont accepté d'être mes rapporteurs, je les remercie beaucoup de l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail.

Je remercie également Pascal Sailhac et Mohamed Jalludin, qui ont bien voulu examiner mon travail.

Je remercie le Professeur Christophe Delacourt et Bernard Le Gall, qui ont accepté d'être membre de jury.

Ce travail a bénéficié du financement du ministère des affaires étrangères français dans le cadre du projet Mawari géré par le CIFEG avec à la direction François Pinard et Sylvie Orlyk que je remercie.

Je remercie toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Enfin, un grand merci à mon grand frère qui m'a encouragé et soutenu durant toutes mes études. Et puis je remercie infiniment Hibo, qui partage ma vie pour sa patience et son soutien constant.

à ma famille

La science sans religion est boiteuse, la religion sans science est aveugle

Albert Einstein

Résumé

L'imagerie électrique (ou tomographie électrique) est la reconnaissance multidimensionnelle des propriétés électriques intrinsèques du milieu étudié. En géophysique, cette technique permet de traduire des données acquises en surface ou en sub-surface en une image interprétable en termes géologiques. L'imagerie électrique est fréquemment employée dans différents domaines (hydrogéologie, génie civil, environnement, archéologie) avec une approche bi-dimensionnelle (2D). En supposant l'objet bi-dimensionnelle, cette approche 2D est loin de décrire correctement l'objet imagé, puisque dans la nature la plupart des structures géologiques sont en tri-dimensionnelles (3D). Dans ces conditions, puisque les données contiennent les informations concernant la présence d'éventuelle structures 3D, une alternative à l'imagerie électrique 2D pour extraire le maximum d'informations aux données est d'utiliser une approche 3D. Pour un milieu à géométrie complexe, par exemple en milieu volcanique, une approche 3D est indispensable.

La première partie des travaux de cette thèse est consacrée à un développement méthodologique d'un outil de modélisation (direct et inverse) 3D pour interpréter des données électriques collectées avec une distribution quelconque de quadripôles de type Schlumberger. Généralement une procédure d'interprétation en géophysique consiste à résoudre deux problèmes : le problème direct (calcul direct) et le problème inverse. Dans cette étude, notre code d'interprétation utilise un programme qui consiste à résoudre le problème direct via la méthode des différences finies. Pour la partie minimisation nous avons utilisé une variante de la méthode de plus grande pente qui permet de déterminer une solution du problème inverse sans calculer la matrice sensibilité. Cet outil d'interprétation 3D est testé et validé avec des données synthétiques et appliqué à des données réelles collectées à grande échelle (km) sur la plaine de Djibouti. Les modèles de résistivité ainsi obtenus sont interprétés en termes hydrogéologiques et mettent en évidence des unités conductrices, probablement des réservoirs d'eau saumâtre isolés par une structure résistante NO-SE.

L'autre partie de ce manuscrit traite d'une application à plus petite échelle réalisée sur un Site Expérimental Hydrologique (SEH) développé dans le cadre du projet Mawari, situé sur la plaine de Djibouti ville. Une imagerie électrique de haute résolution a été conduite sur ce site pour comprendre le fonctionnement de la nappe de Djibouti ville et l'origine de la nappe d'eau saumâtre qui l'envahie. Les données collectées sur ce site expérimental ont été interprétées selon une approche 2D et 3D avec des programmes d'inversion commerciaux (Res2dinv et Res3dinv). Les résultats obtenus mettent en évidence la présence d'un petit bassin orienté SO-NE dont la géométrie est contrôlée par une faille SO-NE en proche surface. Les modèles de résistivité obtenus ont également mis en évidence une unité conductrice en profondeur que nous avons associé à l'aquifère d'eau saumâtre. Cette nappe d'eau saumâtre est très localisée sur le SEH et son réservoir est essentiellement constitué par une unité de scories très poreuse.

Abstract

Electrical imaging (or electrical tomography) is a multidimensional imaging of intrinsic electrical properties of the geological environment. In geophysics, this technique allows to convert surface or sub-surface electric data into interpretable images in geological terms. Electrical imaging is frequently used in different fields (hydrogeology, civil engineering, environment, archeology) in a two-dimensional (2D) approach. Assuming the two-dimensional object, this approach may not properly describe the imaged object since most geological structures are three-dimensional (3D). Hence, as the data contain information about the existence of possible 3D structures, an alternative to 2D electrical imaging in order to extract the maximum information from the data is to use a 3D approach. Moreover, for a medium with complex geometry, for example a volcanic environment, a 3D approach is essential.

The first part of this dissertation is devoted to methodological development of a 3D modeling tool (direct and inverse) to interpret electrical data collected with undefined distribution of Schlumberger array. A procedure in geophysical interpretation consists of solving two problems : the direct problem and the inverse problem. In this study, our interpretation algorithm uses a program to solve the direct problem using finite difference. For the minimization part we used a variant of maximum slope method to determine a solution of the inverse problem without the computation of the sensitivity matrix. This 3D interpretation tool is tested and validated with synthetic data. Then we have applied the technique to real data collected at a large scale (km) on the Djibouti plain. The resulting resistivity models obtained by the 3D inversion of the field electrical data are interpreted in hydrogeological terms. The results highlight conductive units probably brackish water reservoirs isolated by resistive NW-SE structures.

The second part of this dissertation deals with an application at a smaller scale, at a Hydrological Experimental Site (SEH) set up within the framework of the Mawari project, on the plain of Djibouti city. A high resolution electrical imaging survey was carried out to understand some characteristics of the aquifer of Djibouti City and the origin of the invasive brackish water. Data collected on this experimental site were interpreted by a 2D and 3D inversion approach using commercial inversion codes (Res2dinv and Res3dinv). The results revealed the presence of a small basin oriented SW-NE which geometry is controlled by a near surface SW-NE fault. The resistivity models obtained also highlighted a conductor in-depth which we associated to a brackish water aquifer. This brackish water aquifer is very localized in the SEH and its reservoir is mainly composed of very porous scoria.

Table des matières

1 Rappels théoriques **9**

1.1 Résistivité électrique des roches 9

1.1.1 Définition de la résistivité électrique 9

1.1.2 Les paramètres physiques qui affectent la résistivité électrique . 11

1.1.2.1 Concentration en ions 11

1.1.2.2 Porosité 12

1.1.2.3 Teneur en eau 13

1.1.2.4 Température 13

1.2 Equations Fondamentales pour les méthodes électriques 14

1.2.1 La formulation de Maxwell pour l'électromagnétisme 15

1.3 Principe général des mesures 16

1.3.1 Résistivité apparente 16

1.3.2 Quadripôles 18

1.3.3 Les panneaux électriques 18

1.4 Sensibilité et Résolution spatiale 21

2 Inversion 2D/3D de données électriques à courant continu **25**

2.1 Introduction 25

2.2 Inversion 1D latéralement contrainte 26

2.3 Méthodes d'inversions 2D/3D déterministes 28

2.3.1 Méthode par essai-erreur 28

2.3.2 Méthodes itératives 28

2.3.2.1 Méthode de Newton 30

2.3.2.2 Méthode de Gauss-Newton 30

2.3.2.3 Méthode Quasi-Newton 31

2.3.2.4 Autres méthodes d'inversion itératives 32

2.4 Méthodes stochastiques 32

2.5 Quelques exemples d'application utilisant les méthodes itératives 34

2.6 Inversion 3D de sondages électriques de type Schlumberger 47

3 Méthodologie **53**
3.1 Introduction . . . 53
3.2 Définition du problème direct . . . 53
3.3 Choix de la méthode de discrétisation . . . 53
3.3.1 Principe de la méthode des différences finies . . . 54
3.4 Méthode de résolution du système . . . 55
3.5 Choix de la paramétrisation d'un modèle . . . 57
3.6 Inversion 3D . . . 58
3.6.1 Introduction . . . 58
3.6.2 Choix de stratégie de minimisation . . . 58
3.6.3 Choix du modèle initial . . . 61
3.6.4 Régularisation du problème inverse . . . 63
3.6.5 Résolution ou fiabilité des solutions du problème inverse . . . 66
3.7 Validation du code d'inversion 3D avec des données synthétiques . . . 67
3.7.1 Exemple 1 : structure cubique dans un milieu homogène résistant 67
3.7.2 Exemple 2 : structure cubique dans un milieu homogène conducteur 71
3.7.3 Exemple 3 : structure en T dans un milieu homogène . . . 73
3.7.4 Exemple 4 : deux anomalies dans un milieu homogène . . . 76
3.8 Conclusion . . . 77

4 Application à l'imagerie électrique 3D à l'échelle de l'aquifère de Djibouti ville. **83**
4.1 Introduction . . . 83
4.2 Contexte géologique . . . 84
4.3 Présentation des études géophysiques antérieures réalisées sur la nappe de Djibouti . . . 86
4.4 Inversion 3D des sondages électriques verticaux de deux zones situées au nord de la plaine de Djibouti . . . 88
4.4.1 La zone 1 . . . 88
4.4.2 La zone 2 . . . 96
4.5 Interprétation et discussion . . . 99
4.6 Conclusion . . . 101

5 Imagerie électrique 2D/3D sur le Site Expérimental Hydrogéologique d'Atar **117**
5.1 Introduction . . . 117
5.2 Présentation de la zone d'étude . . . 117
5.3 Contexte géologique et hydrogéologique . . . 119
5.4 Acquisition des données électriques . . . 121

5.5 Inversion des données 125
5.5.1 Inversion 2D 127
5.5.1.1 Panneaux longs 128
5.5.1.2 Panneaux courts 131
5.5.2 Inversion 3D 137
5.5.2.1 Configuration en étoile 138
5.5.2.2 Configuration en grille 142
5.6 Interprétation et discussion 147
5.7 Exploitation de données de forages 150
5.7.1 Résistivités autour des forages 155
5.7.2 Résultats 157
5.7.3 Interprétation 157
5.8 Conclusion 158

Introduction générale

Introduction générale

De nos jours, la connaissance des différents paramètres (géométrie, écoulement, perméabilité, teneur en eau) qui caractérisent les réservoirs en eau dans le sous-sol est devenue une nécessité pour leur identification ou protection contre d'éventuelles sources de contaminations (biseau salé, nitrate, hydrocarbures). Par exemple, l'écoulement d'une nappe souterraine est souvent déterminé à l'aide de méthodes in situ en puits. Malheureusement ces méthodes sont intrusives et ne donne qu'une vision partielle de l'objet étudié (réservoir) du fait d'un nombre limité de forages d'un coût élevé (Tezkan et al., 2005).

Dans un tel contexte, les méthodes géophysiques telles que la tomographie électrique, la magnétotéllurique ou le géoradar peuvent apporter des informations importantes sur les caractéristiques des nappes (Binley et al., 2002; Slater et al., 2002) sur un grand volume du sous-sol. Ces méthodes constituent une alternative aux méthodes in situ en puits. Elles sont non intrusives et faciles à mettre en oeuvre pour un coût relativement modéré. Ces méthodes peuvent être réalisées en surface ou en sub-surface dans les forages.

La tomographie électrique est largement utilisée dans le domaine de l'hydrogéologie. Son objectif est la caractérisation des propriétés électriques intrinsèques du sol. Elle consiste à injecter dans l'objet étudié un courant électrique à l'aide de 2 électrodes et de mesurer la différence de potentiel qui en résulte à l'aide d'une autre paire d'électrodes. Ce champ de potentiel mesuré est une fonction de la distribution de la conductivité électrique (ou la résistivité électrique) du sous-sol. Cette opération d'injection et de mesure du potentiel est répétée en déplaçant les électrodes (courant et potentiel) et on obtient une série de mesures qu'il s'agit de modéliser afin d'obtenir un modèle électrique du sous-sol. Ainsi, l'imagérie 2D très utilisée de nos jours en tomographie électrique consiste à restituer une section verticale de la résistivité à l'aide de méthodes d'inversion.

Malgré son utilisation répandue en hydrogéologie, l'imagerie électrique 2D présente des limitations, en particulier dans les milieux à géométrie complexe tels que les milieux volcaniques qui sont des milieux géologiques le plus souvent tri-dimensionnels (3D). Depuis une vingtaine d'années, les méthodes d'imagerie électrique suscitent un intérêt grandissant dans d'autres domaines tels le génie civil, l'archéologie et l'environnement pour détecter des défauts sur des édifices (fissures), des cavités, des vestiges historiques, ou délimiter des polluants. Une alternative à l'imagerie électrique 2D est l'imagerie électrique 3D qui permet de fournir des résultats qui reflètent mieux la réalité de

l'objet imagé.

L'utilisation de l'imagerie électrique 3D était jusque là limitée par les ressources en informatique car une interprétation tri-dimensionnelle consiste à collecter un grand nombre de données sur une grille régulière dans les deux directions (x,y) et de discrétiser le sous-sol en grand nombre de blocs. Ainsi, l'inversion d'un grand nombre de données et de paramètres nécessite des outils informatiques performants et rapides. Mais avec l'arrivée sur la marché des processeurs de plus en plus puissants, l'imagerie électrique 3D est devenue une réalité et quelques travaux ont été réalisés (Park and Van, 1991; Ellis and Oldenburg, 1994; Zhang et al., 1995; Bentley and Gharibi, 2004; Tsourlos, 2004; Gunther, 2004; Chambers et al., 2007; Santos and Sultan, 2008). Néanmoins, elle reste utilisable sur des volumes de données assez restreints du fait du temps de calcul.

Nous avons à notre disposition un grand nombre de données issues des sondages électriques (VES) collectés avec un quadripôle de type Schlumberger par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) sur la plaine de Djibouti ville. Ces sondages électriques sont repartis sur la plaine de Djibouti (échelle plurikilométriques) qui abrite la plupart des aquifères qui approvisionnent en eau la ville de Djibouti. Ces données ont été interprétées avec une approche 1D et ont fourni des résultats partiels, compte tenu de la nature du sous-sol de la région (volcanique).

L'objectif de ma thèse consiste à la réinterprétation de ces données en utilisant une approche tri-dimensionnelle pour cartographier l'ensemble des aquifères (eau douce et saumâtre) situés sous la plaine de Djibouti car dans les 30 dernières années, plusieurs forages en exploitation ont vu leurs taux de salinité augmenter. Il existe donc un besoin important pour interpréter ces types de données sur des zones à l'échelle plurikilométriques. Pour répondre à ce besoin, nous avons développé un outil 3D pour l'inversion de données obtenues à partir de quadripôles de distribution et d'orientation quelconques. Comme tout programme d'interprétation, notre code d'inversion 3D comporte une partie modélisation et une partie optimisation. Dans la partie modélisation (calcul direct), nous avons utilisé le code de calcul direct de Spitzer (1995) qui est basé sur la méthode des différences finies. Dans la partie optimisation, nous avons développé un algorithme qui utilise une technique de recherche d'un minimum relatif pour n'importe quelle fonction réelle par la méthode de plus grande pente (Beiner, 1970). L'avantage de cette approche d'optimisation est qu'elle recherche un minimum d'une fonction une quantité de calcul moindre comparé aux méthodes traditionnelles utilisant des algorithmes qui doivent évaluer la matrice sensibilité (Jacobien), très coûteuse en temps de calcul.

Le travail présenté dans ce mémoire s'articule en 5 chapitres : le premier chapitre est un rappel des bases sur : (1) la résistivité des roches et les différents paramètres qui l'influencent. (2) le calcul du champ de potentiel électrique via les équations de Maxwell. (3) Les dispositifs de mesures. Le deuxième chapitre fait un état de lieu sur l'inversion 2D/3D des données électriques collectées par les méthodes électriques à courant continu. Dans ce chapitre je décris différentes approches pour résoudre le problème inverse (méthodes itératives, méthodes stochastiques). Le troisième chapitre développe la méthodologie employée dans ce travail de thèse et sa validation par des

données synthétiques. Le quatrième chapitre présente une application de cette méthodologie sur des données réelles, provenant des sondages électriques dans la plaine de Djibouti ville. Le cinquième chapitre présente l'interprétation 2D/3D des données électriques collectées sur un Site Expérimental Hydrologique (SEH) mis en oeuvre dans le cadre du projet Mawari et situé au Sud-est de la plaine de Djbouti. L'objectif de ce site expérimental est double : (1) La compréhension du fonctionnement (recharge, écoulement) de la nappe qui alimente en eau la ville de Djibouti à une échelle locale. (2) La détermination de l'origine et la géométrie de la nappe d'eau saumâtre. Enfin, je conclue ce manuscrit en rappelant l'ensemble des résultats obtenus et en présentant une perspective pour la suite.

Chapitre 1

Rappels théoriques

Chapitre 1

Rappels théoriques

1.1 Résistivité électrique des roches

1.1.1 Définition de la résistivité électrique

La résistance électrique R est définie par la loi d'Ohm en mesurant la différence de potentiel ΔV induite entre deux points d'un conducteur par la circulation d'un courant électrique d'intensité I entre ces deux points :

$$R = \frac{\Delta V}{I} \tag{1.1}$$

En effet, d'après la loi d'Ohm, la différence de potentiel ΔV induite dans un conducteur est proportionnelle au courant électrique I qui traverse ce conducteur. La résistance R est la constante de proportionnalité entre ces deux paramètres. La résistance R est exprimée en ohm (Ω), l'intensité du courant électrique I en Ampères (A) et la différence de potentiel ΔV en Volts (V). La résistivité électrique peut être définie comme étant la mesure de la difficulté qu'a un courant électrique à passer au travers d'un conducteur. La résistivité électrique d'un volume cubique d'un matériau conducteur isotrope et homogène mesurée entre deux plaques conductrices et parallèles est donnée par :

$$\rho = \frac{R \times A}{L} \tag{1.2}$$

où ρ est la résistivité électrique du matériau exprimée en Ohm.m, A est l'aire de la section transversale des plaques conductrices (m^2) et L est la distance de séparation entre les deux plaques conductrices (m).
La résistivité électrique est une propriété intrinsèque du matériau conducteur et elle ne dépend donc pas des dimensions des plaques conductrices et de leur distance de séparation. La réciproque de la résistivité électrique est la conductivité électrique qui s'exprime en Siemens par mètre ($S.m^{-1}$).

La résistivité est un paramètre physique utile pour détecter des anomalies dans

le sous-sol puisqu'elle varie sur plusieurs ordres de grandeurs. Dans la terre, seule la viscosité a une dynamique plus grande que la résistivité électrique. En sismique, la vitesse des ondes P varie de $300m/s$ dans l'air à $8000m/s$ dans le manteau. Par contre, la résistivité électrique varie entre 10^{-5} $\Omega.m$ pour les minéraux métalliques et 10^{7} $\Omega.m$ pour une roche sèche tel que le gabbro (Telford et al., 1990). Pour les sédiments non consolidés à température ambiante, la résistivité électrique varie entre quelques $\Omega.m$ et 10^{3} $\Omega.m$. Sur la figure 1.1, nous avons quelques matériaux géologiques et eaux naturelles (douce et salée) avec leurs résistivités et conductivités respectives.

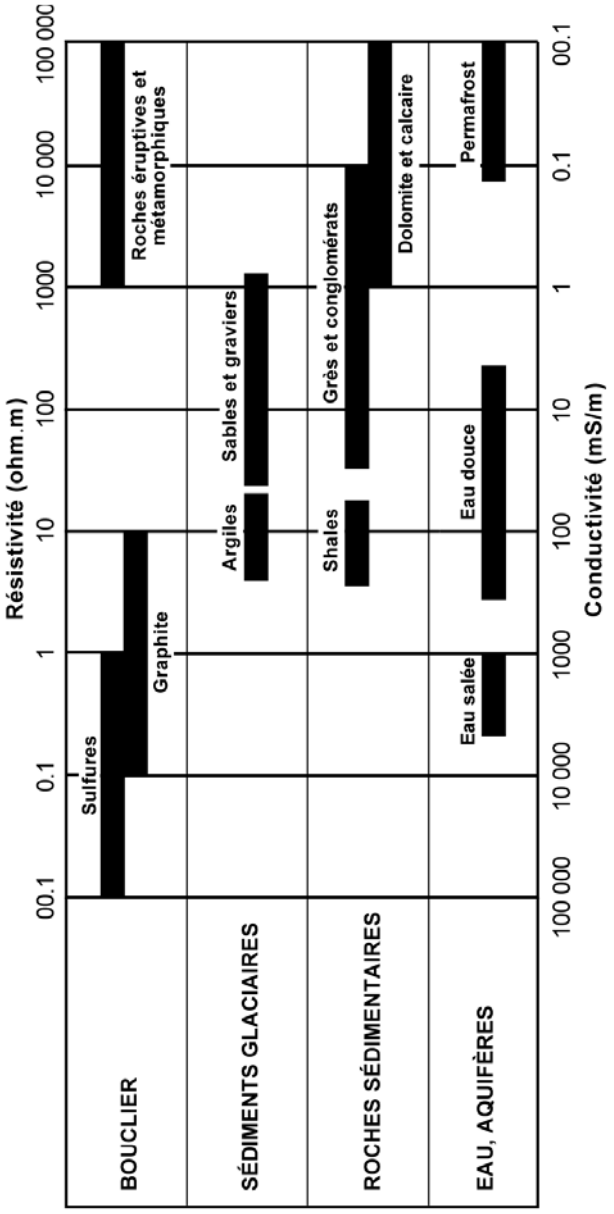


FIG. 1.1: Résistivité et conductivité de quelques matériaux géologiques (d'après Chapellier, 2000).

1.1.2 Les paramètres physiques qui affectent la résistivité électrique

Dans un conducteur, le courant électrique peut circuler selon deux modes différents, soit par les électrons et on parle de conductibilité électronique, soit par les ions et on parle de conductivité ionique. En présence d'une phase fluide, les charges mobiles présentes dans les roches sont principalement des ions qui peuvent se déplacer de deux façons : (1) Ils peuvent circuler dans l'eau contenue dans les pores et on parle de conduction électrolytique. (2) Ils peuvent être également liés à la surface des grains où ils sont absorbés et on parle de conduction de surface. Dans les deux cas ce sont les ions qui assurent les 2 types de conduction. Ainsi, la conductivité globale est la somme de ces deux effets mais le dernier est négligeable sauf s'il y a présence d'argile dans le milieu (Tabbagh, 1995). Il existe une conductivité électronique pour certains minéraux particuliers comme :

- la pyrite, la galène
- la magnétite, l'hématite
- le graphite, l'or, l'argent

De fait, la conduction électrique dans les roches poreuse se fait principalement par transport ionique en présence d'eau. Cependant, il faut garder présent à l'esprit que le comportement électrique d'une roche dépend aussi de la matrice électriquement conductrice même si elle l'est peu. Pour une roche poreuse, la conduction électronique due à la matrice est négligeable devant la conduction ionique. Ainsi, pour une roche poreuse, on parlera d'une conductivité électrique de type électrolytique. Toutefois, une seconde conductivité de type électronique peut exister si la roche contient des impuretés comme les oxydes et les sulfures (Olhoeft, 1985).

La conductivité électrique d'un matériau poreux varie en fonction du volume, de l'arrangement des pores, de la conductivité électrique de l'eau d'imbibition et du volume occupé par celle-ci dans les pores. Par exemple dans les sédiments, la résistivité électrique va dépendre de la porosité, de la teneur en eau, de la concentration des matériaux dissous dans l'eau interstitielle, de la température (pour les structures très profondes), de la présence d'argile.

1.1.2.1 Concentration en ions

Plus la salinité de l'eau interstitielle du milieu poreux est importante, plus la conductivité électrolytique est importante puisque le déplacement des ions des sels est le moyen par lequel le courant électrique se déplace dans le milieu. En effet, les ions qui permettent la conduction électrolytique dans les matériaux proviennent de la dissociation des minéraux lorsque ces derniers sont dissous dans l'eau. Plus il y a de minéraux dissous dans l'eau interstitielle, plus il y a d'ions présents en solution dans les pores et plus grande sera alors la conductivité.

1.1.2.2 Porosité

La porosité ϕ d'un matériau est définie par le rapport du volume des vides V_v sur le volume total V_t d'un échantillon donné :

$$\phi = \frac{V_v}{V_t} \tag{1.3}$$

V_v étant la somme des volumes occupés par l'eau et l'air.
La résistivité électrique augmente avec la diminution de la porosité. En effet, lorsque la porosité diminue, la taille des grains du matériau ainsi que la taille des pores diminuent et la longueur des capillaires qui relient les pores augmente. La longueur effective L du trajet parcouru par le courant électrique est ainsi augmentée et la section transversale effective A est diminuée. Certains processus géologiques tels l'altération et la dissolution peuvent diminuer la porosité et donc augmentent la résistivité de la roche. En hydrologie, il existe deux types de porosités : 1) porosité à texture que l'on rencontre dans les roches détritiques meubles ou faiblement consolidées tels que le sable, le gravier. Dans ce type de roches, la circulation de l'eau et donc la conduction du courant se fait principalement entre les grains (fig 1.2a). 2) porosité de fracture que l'on trouve dans tout type de roches plus ou moins fracturées ou fissurées (fig 1.2e,f). Dans ce cas, la circulation de l'eau s'effectue par un réseau de fissures. Dans cette deuxième catégorie des roches à porosité de fracture, on peut distinguer le cas du calcaire ou ces fissures correspondent aux vides laissés par le phénomène de dissolution (fig 1.2c).

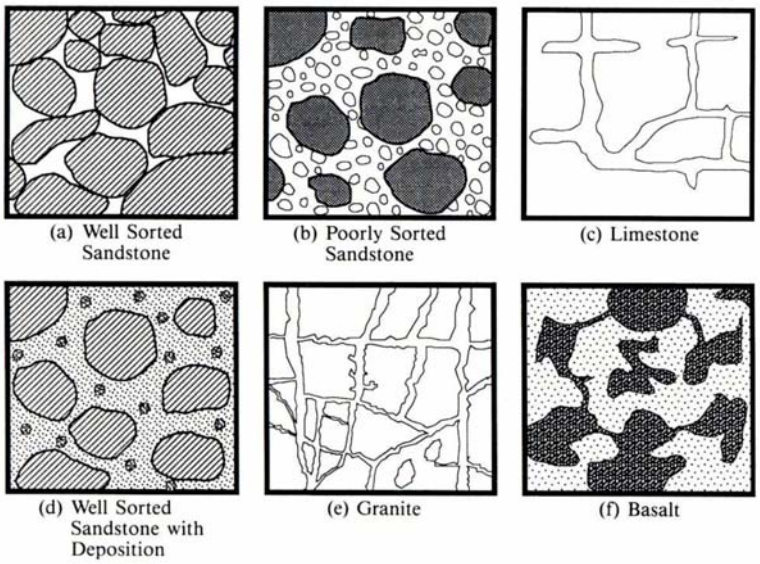


FIG. 1.2: Texture de quelques roches (d'après Ward (1990))

1.1.2.3 Teneur en eau

La résistivité électrique dépend également du contenu en eau ou du degré de saturation en eau S_e qui est défini par :

$$S_e = \frac{V_e}{V_v} \tag{1.4}$$

V_e : volume occupé par l'eau dans les pores.
La résistivité électrique est inversement proportionnelle au degré de saturation. Pour une roche poreuse, la circulation du courant s'effectue majoritairement au travers de l'électrolytique plus ou moins conducteur qui est présent dans les pores. Plus ce contenu en eau est important, plus les ions peuvent circuler facilement dans le matériau et par conséquent la résistivité électrique sera faible.

1.1.2.4 Température

La température a une influence directe sur la résistivité électrique de la roche. Ainsi une augmentation de la température entraîne une plus grande mobilité des ions, par conséquent la résistivité électrique diminue. Cependant, la variation de la température est faible en proche surface et par conséquent elle reste un paramètre négligeable parmi les paramètres qui influencent la résistivité électrique. Par contre en grande profondeur et dans certains milieux géologiques notamment dans les zones de permafrost, la température influence la résistivité de l'électrolyte contenu dans les pores des roches.

Relations entre propriétés physiques et résistivité électrique

Plusieurs modèles peuvent expliquer la relation entre la porosité et la résistivité électrique (eg. Hautot et al., 2002). Mais ici, nous nous limitons à la relation d'Archie (Archie, 1942) qui relie la porosité, la résistivité de la roche et la résistivité de l'eau d'imbibition. Elle a été développée pour les roches sédimentaires mais peut être appliquée à tous types de roches avec précaution, car cette relation est avant tout une loi empirique (Guichet, 2003). Pour une roche saturée en eau, cette relation s'écrit :

$$\rho_r = \rho_e a \phi^{-m} \tag{1.5}$$

où ρ_r et ρ_e sont les résistivités de la roche et de l'électrolyte, a est un paramètre géométrique proche de 1, ϕ est la porosité et m est un coefficient entre 1 et 2 qui dépend de la complexité du parcours des ions, on l'appelle facteur de cimentation (ou coefficient de tortuosité).
La loi d'Archie est un bon moyen d'estimer la porosité des roches et la conductivité de l'eau contenue dans les pores. Malheureusement, elle ne permet pas de relier la conductivité électrique et la conductivité hydraulique. La conductivité hydraulique (perméabilité) étant l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet

d'un gradient hydraulique. De nombreux auteurs (Kelly, 1977; Heigold et al., 1979; Abu-hassanein et al., 1996) se sont penchés sur cette question mais les résultats obtenus sont contradictoires. Certains trouvent une relation entre ces deux paramètres en observant une augmentation de la perméabilité lorsque la résistivité électrique augmente. D'autres observent une relation inverse. Les auteurs ont conclu que la relation entre perméabilité et résistivité électrique dépend du type de matériaux considérés.

Pour une roche partiellement saturée, il est possible de prendre en compte son degré de saturation en incluant à l'équation (1.5) un facteur correctif (S_e) (Telford et al., 1990; Revil et al., 1999; Guichet, 2003) et la loi d'Archie modifiée (ou 2^{ieme} loi d'Archie) s'écrit :

$$\rho_r = \frac{\rho_e a \phi^{-m}}{S_e^n} \tag{1.6}$$

avec S_e le facteur correctif qui dépend du degré de saturation de la roche (rapport du volume d'eau dans la roche sur le volume total poreux de la roche), n représente l'exposant de saturation, il est souvent considéré égal à 2.

Dans le cas d'un milieu contenant des couches minces d'argile, il faut tenir compte d'un phénomène de conduction surfacique qui s'explique par le fait que cette couche mince d'argile (ou feuillets d'argile) se charge négativement. Cette surface négativement chargée attire par effet électrostatique des cations qui se déplacent à l'extérieur de la couche d'anions mais qui restent libres de glisser dans les directions tangentes à la surface. Le déplacement de ces cations donne naissance à une conduction surfacique. Ainsi, un milieu contenant de l'argile est le siège de 2 types de conductions : (1) Conduction électrolytique due au déplacement des ions dans le volume d'eau. (2) Conduction de surface due au déplacement des cations à la surface des feuillets d'argiles. Pour tenir compte de cette seconde conduction, la loi d'Archie est encore modifiée (Lorne et al., 1999) et elle devient :

$$\rho_r = \frac{\rho_e a \phi^{-m}}{S_e^n} + \rho_s \tag{1.7}$$

avec ρ_s la résistivité surfacique qui tient compte de la seconde conduction.

1.2 Equations Fondamentales pour les méthodes électriques

Dans cette partie, nous allons rappeler les équations de base qui régissent le comportement du champ électrique dans les milieux homogènes et hétérogènes. Ces équations vont permettre de prédire les réponses des milieux d'étude à l'aide de calculs analytiques ou numériques. Dans cette étude, nous nous limiterons au cas de l'approximation statique de la théorie de l'électromagnétisme.

1.2.1 La formulation de Maxwell pour l'électromagnétisme

Tout phénomène électromagnétique est régi par les quatres équations fondamentales de l'électromagnétisme. Ces lois lient le comportement du champ électrique $\mathbf{E}(V/m)$, du champ magnétique $\mathbf{H}(A/m)$, du champ de déplacement $\mathbf{D}(C/m^2)$, de l'induction magnétique $\mathbf{B}(Wb/m^2)$ et de la densité de courant $\mathbf{J}(A/m^2)$. Tous ces champs sont des grandeurs vectorielles, et en présence de source de courant I_s, on a :

$$\nabla \times \mathbf{E} + \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = 0 \tag{1.8}$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} = \mathbf{J} \tag{1.9}$$

$$\nabla . \mathbf{J} = I_s \tag{1.10}$$

$$\nabla . \mathbf{B} = 0 \tag{1.11}$$

Dans les méthodes électriques utilisées pour calculer la distribution de la résistivité dans le sous-sol, on se place dans l'hypothèse des courants continus. De plus, le champ magnétique peut souvent être ignoré (Telford et al., 1990). De même, les composantes temporelles peuvent également être négligées, et les quatres équations de Maxwell se réduisent à :

$$\nabla \times \mathbf{E} = 0 \tag{1.12}$$

$$\nabla . \mathbf{J} = I_s \tag{1.13}$$

D'après l'équation (1.12), on sait que le champ $\mathbf{E}$ dérive d'un champ de potentiel scalaire V et on peut écrire $\mathbf{E}$ sous la forme suivante :

$$\mathbf{E} = -\nabla V \tag{1.14}$$

Comme les méthodes électriques ont pour but de déterminer la résistivité électrique ρ dans le sous-sol, ce paramètre est défini par la loi d'Ohm locale :

$$\mathbf{J} = \frac{\mathbf{E}}{\rho} \tag{1.15}$$

La conductivité électrique σ $(\frac{1}{\rho})$ correspond à la constante de proportionnalité entre le champ $\mathbf{E}$ appliqué en un point du milieu et la densité de courant $\mathbf{J}$. En combinant les équations (1.13), (1.14) et (1.15), on obtient :

$$\nabla.(\sigma \nabla V) = I_s \tag{1.16}$$

Lorsque le milieu est homogène, c'est à dire que la conductivité est la même dans tout

l'espace, et en absence de sources, l'équation (1.16) devient :

$$\nabla^2 V = 0 \tag{1.17}$$

qui est l'équation de Laplace.
Dans le cas d'un milieu homogène et isotrope, le champ électrique du à une source peut être calculé analytiquement en intégrant l'équation (1.13), en remplaçant **J** par son expression dans la loi d'Ohm. On obtient :

$$\mathbf{E}(r) = \frac{I\rho}{4\pi r^2} \tag{1.18}$$

Comme le champ électrique dérive d'un potentiel, on déduit de (1.18), le potentiel électrique du à une seule source :

$$V(r) = \frac{I\rho}{4\pi r} \tag{1.19}$$

Dans le cas d'un milieu hétérogène, l'équation (1.16) est résolue numériquement par des méthodes que nous décrirons plus tard dans le chapitre 3, en considérant la distribution du potentiel dans un demi-espace. Toutefois, si la géométrie des hétérogénéités est simple, par exemple dans le cas un milieu tabulaire, l'équation (1.16) peut être résolue analytiquement par la méthode des images (Telford et al., 1990).

L'intérêt des méthodes électriques à courant continu réside dans le fait qu'en gardant fixe le centre du dispositif et en augmentant régulièrement sa taille (l'espacement entre les pôles d'injection de courant et les pôles de mesure du potentiel), on prend en compte la distribution de la résistivité d'un volume croissant du sous-sol dans la mesure. Ceci se traduit par une résolution verticale permettant de décrire les structures en fonction de la profondeur.

1.3 Principe général des mesures

1.3.1 Résistivité apparente

La mesure de la résistivité électrique d'un objet s'effectue en injectant un courant électrique dans celui-ci au moyen d'une paire d'électrodes qu'on appelle électrodes d'injection (A, B), et on mesure la différence de potentiel créée par le passage du courant avec une autre paire d'électrodes dites électrodes de potentiel (M, N). Lorsqu'on injecte le courant électrique depuis la surface, la mesure de la distribution du potentiel s'effectue en considérant un demi-espace. Pour deux pôles d'injection (A, B), l'expression du potentiel en M vaut :

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \tag{1.20}$$

avec r_1, la distance entre M et A et r_2, distance entre M et B.

Dans la pratique, il est nécessaire de mesurer une diférence de potentiel ΔV. Pour cela, on fait un calcul analogue pour le point N et on obtient la différence de potentiel entre M et N :

$$\triangle V(r) = \frac{I\rho}{2\pi}(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}) = \frac{I\rho}{K} \tag{1.21}$$

avec r_3 la distance entre N et A et r_4 la distance entre N et B. K contient uniquement les distances entres électrodes et est appelé facteur géométrique.
Ainsi, pour deux pôles d'injections de courant, on peut représenter la distribution des courants et les lignes de potentiels (Nostrand and Cook, 1966) comme le montre la figure 1.3. La répartition de la résistivité électrique dans le sous-sol peut être obtenue à

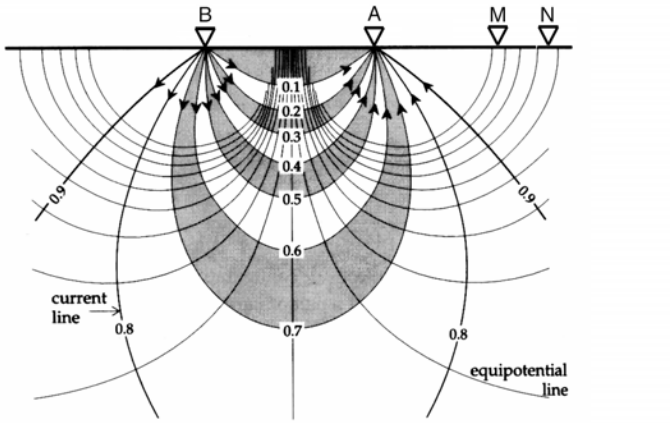


FIG. 1.3: Distribution des courants et les lignes de potentiel pour 2 électrodes de courants A et B à la surface du sous-sol (d'après Nostrand and Cook, 1966)

partir de la distribution du potentiel électrique. Pour un milieu homogène et isotrope, la résistivité mesurée correspond à la résistivité vraie du sous-sol, ce qui n'est pas vrai pour un milieu hétérogène. De plus, dans la réalité, la plupart des matériaux présents dans la nature sont hétérogènes et anisotropes, d'où la nécessité d'introduire une notion de résistivité apparente :

$$\rho_{app} = K\frac{\Delta V}{I} \tag{1.22}$$

avec ρ_{app} la résistivité apparente.
Cette valeur peut être interprétée comme une moyenne pondérée de toutes les valeurs de résistivité électrique vraie pour chaque composante du milieu traversée par le courant injecté. Elle peut être également considérée comme la résistivité d'un milieu homogène qui donnerait la même mesure pour la même configuraion (Tabbagh, 1995).

En surface, et selon l'objectif de l'étude, il existe trois façons d'effectuer des mesures sur le terrain, soit en gardant le centre du dispositif fixe et en écartant les électrodes d'injection et on parlera de sondage électrique. Pour effectuer ce type d'acquisition, on

utilise le plus souvent des quadripôles avec différentes configurations (Wenner, Schlumberger, dipôle-dipôle et pôle-pôle). Avec ce mode d'acquisition on obtient une bonne résolution de la distribution de la résistivité en profondeur, puisque la profondeur d'investigation dépend de l'écartement entre électrodes de courant. La seconde façon de mesurer la résistivité électrique est de garder fixe l'espacement entre électrodes, tout en déplaçant l'ensemble du dispositif et on parlera de traîné. Avec cette méthode, on étudie la distribution de la résistivité latéralement et elle permet de dresser des cartes de résistivité ou des cartes des anomalies. Le troisième mode d'acquisition consiste à combiner ces deux techniques (sondage et traîné) simultanément avec un même dispositif (panneau électrique), sensible aux variations tant verticales qu'horizontales de la résistivité.

1.3.2 Quadripôles

Le nombre d'électrodes ainsi que leur agencement est propre à un dispositif donné. Comme la différence de potentiel mesurée dépend de l'intensité du courant électrique injecté, de la résistivité du milieu et de la disposition des électrodes, le choix d'un dispositif est dicté par la problématique de l'étude. Il existe plusieurs dispositifs de mesure pour déterminer la distribution de la résistivité dans le sous-sol. La figure 1.4 illustre quelques dispositifs couramment utilisés dans les méthodes électriques en prospection géophysique.

Le dispositif Wenner est un quadripôle dont les quatres prises (A,B,M,N) sont alignées et équidistantes de façon à avoir ($AM = MN = NB = a$). Les deux électrodes de mesure (M,N) sont à l'intérieur de l'intervalle AB (fig 1.4a). Le dispositif Schlumberger a également ses électrodes alignées, mais la distance entre les prises de potentiel est petite par rapport à AB ($MN < AM/5$) (Chapellier, 2000) (fig 1.4b). Ce dispositif est souvent utilisé pour effectuer des sondages électriques verticaux pour, par exemple la recherche en hydrogéologie à grande échelle. Le dispositif dipôle-dipôle a ses électrodes de potentiel à l'extérieur des pôles d'injection de courant (A,B). Ce dispositif nécessite des longueurs de lignes beaucoup plus faibles que ceux du Wenner et du Schlumberger pour une profondeur donnée. Pour le dispositif pôle-pôle, les électrodes B, N sont placées à l'infini (très éloignées de A et M) et on n'utilise que les électrodes A, M. Ce dernier dispositif est le moins utilisé parmi les quatre dispositifs du fait du bruit que peut collecter l'électrode de potentiel placée à l'infini (Dahlin and Zhou, 2004).

1.3.3 Les panneaux électriques

L'imagerie électrique appelée aussi panneau électrique est une technique qui permet d'obtenir une image 2D de haute résolution du sous-sol. Le principe consiste à faire un grand nombre de sondages le long d'un profil, en augmentant régulièrement l'espacement entre électrodes comme le montre la figure 1.5. Parmi les quadripôles que nous avons décrits plus haut, le dispositif Wenner est le plus utilisé en imagerie électrique. Sur la figure 1.5, on remarque bien que l'on utilise un Wenner puisque les quatre électrodes (C_1, P_1, P_2, C_2) sont équidistantes. Pour chaque sondage, les points de mesures

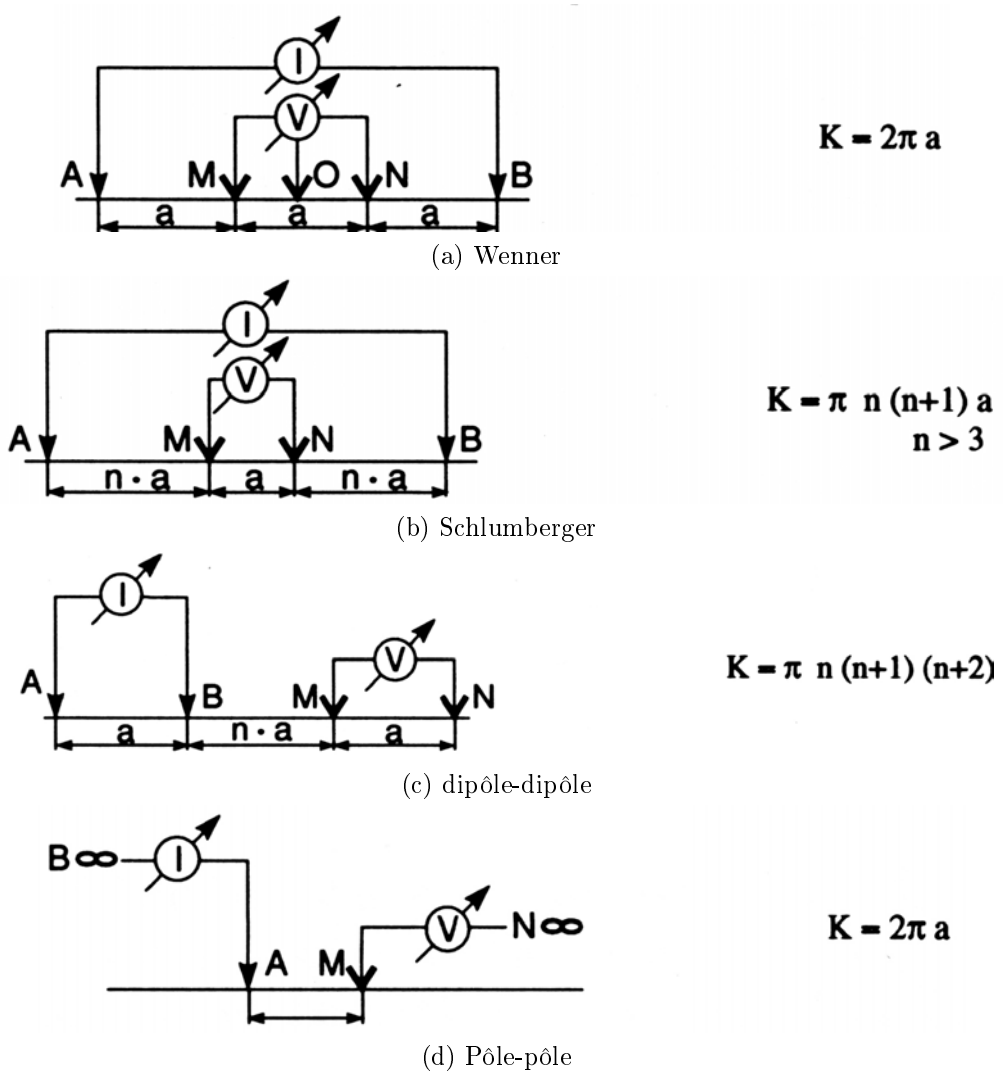


FIG. 1.4: Dispositifs couramment utilisés en prospection géophysique (d'après Knodel et al, 1997).

sont reportés à l'aplomb du centre du dispositif à une profondeur proportionnelle à la distance entre électrode (a). Les mesures obtenues en chaque station sont schématisées par des points (fig 1.5). Au fur et à mesure que l'espacement entre électrodes augmente, la profondeur d'investigation augmente aussi. Ainsi, les données collectées c'est à dire les résistivités apparentes peuvent être représentées sous forme de pseudo-section qui reflète qualitativement la variation spatiale de la résistivité apparente (ρ_a). Une pseudo-section n'est pas une coupe géoélectrique, mais juste une image de la distribution de ρ_a avec la profondeur.

Il existe également une autre variété de panneaux électriques mobiles qui peuvent s'utiliser aussi bien en prospection marine (Taylor, 1992), qu'en prospection terrestre (Christensen and Sorensen, 1998; Thomsen et al., 2004). Ce dispositif est généralement tracté par un véhicule comme le montre la figure (1.6), il est plus connu sous l'appel-

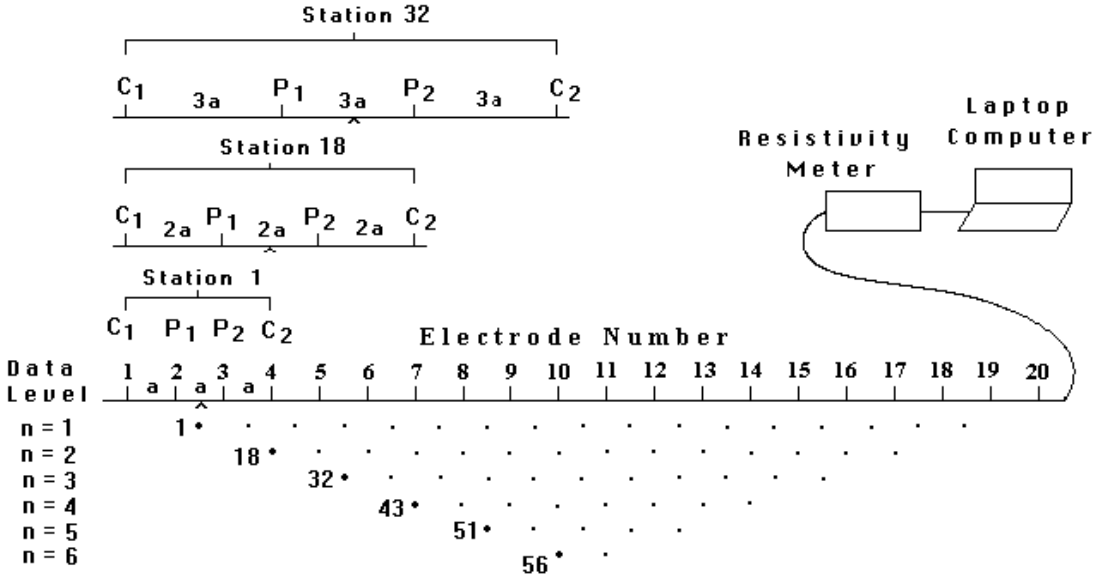


FIG. 1.5: Principe de fonctionnement du panneau électrique (d'après Loke, 1999).

lation de Pulled Array Continuous Electrical Sounding (PACES). Ce dispositif a été développé par les Danois (Sorensen, 1996) pour imager le sous-sol qui présente une faible variation latérale de la résistivité, notamment les milieux sédimentaires.

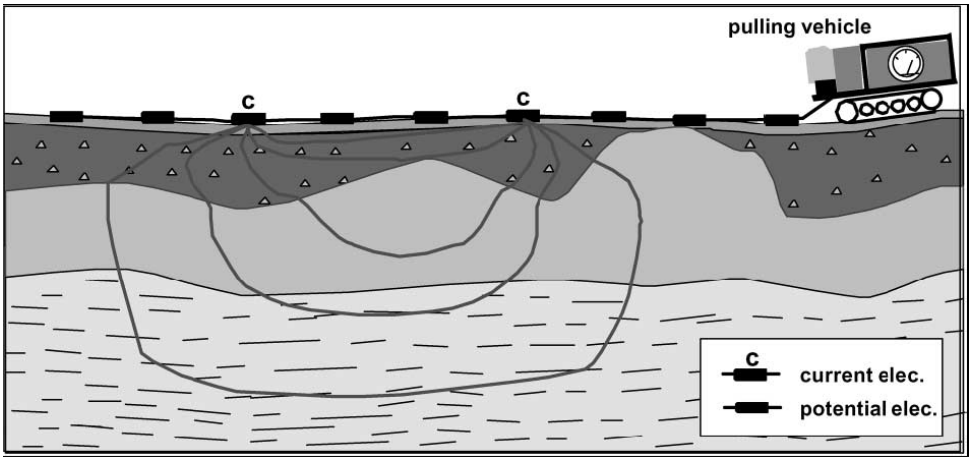


FIG. 1.6: Panneau électrique mobile de type PACES.(selon Christiansen, 1998)

Ce système utilise un câble sur lequel les électrodes sont fixées, sans que celles-ci soient enfoncées dans le sol. Ces électrodes sont généralement très lourdes et peuvent peser 10 à 20kg. Le principe consiste à faire glisser ce dispositif sur le sol à l'aide d'un véhicule auquel on attache une extrémité du câble. Le contact galvanique entre les électrodes et le sol est possible grâce à la grande surface de contact qu'offrent ces d'électrodes.

1.4 Sensibilité et Résolution spatiale

Dans la pratique, il est difficile de déterminer à priori quel est le meilleur dispositif électrique à utiliser lors d'une prospection. Les caractéristiques de l'information collectée varient en fonction de l'agencement des électrodes. Néanmoins, les propriétés d'un quadripôle donné peuvent être étudiées en évaluant la sensibilité de la mesure en un point par rapport à une variation des propriétés électriques du milieu (Barker, 1979). Cette fonction sensibilité permet de savoir dans quelle mesure les variations de la résistivité dans une région influenceront la mesure du champ de potentiel. Ainsi, plus la valeur de celle-ci est élevée, plus son influence sera grande. Cependant, pour un milieu homogène de résistivité ρ, cette fonction peut être évaluée analytiquement (Park and Van, 1991; Boulanger and Chouteau, 2005). De plus, Loke et Barker (1996a) ont montré qu'une variation ($\delta\rho$) dans le champ de résistivité du modèle entraîne une variation (δV) dans le champ de potentiel V, qui peut s'exprimer par :

$$\frac{\delta V}{\delta \rho} = \frac{1}{\rho^2} \int_{\Omega} \Delta V \Delta V' d\Omega \tag{1.23}$$

avec V' le potentiel résultant d'une source de courant d'intensité 1 située à l'aplomb d'un récepteur et Ω le domaine d'étude.
Ceci est impossible lorsqu'on a à faire à un milieu hétérogène ou à géométrie complexe. Dans ce cas de figure, cette fonction sensibilité est évaluée numériquement par des dérivées premières (Jacobien) soit par différences finies où par éléments finis. De nombreux auteurs ont déjà proposé des techniques variées pour évaluer les coefficients de cette fonction. Parmi ces auteurs, certains utilisent la méthode Frechet dérivatives (Boerner and West, 1989), d'autres proposent une étude comparative pour le cas 1D et 2D en utilisant un dispositif pôle-pôle (McGillivray and Oldenburg, 1990). Une étude comparative des différentes méthodes de calcul de la fonction sensibilité a été réalisée dans le cas d'une approche 3D (Spitzer, 1998). Une autre étude bien exhaustive à été réalisée sur l'évaluation de cette fonction sensibilité en utilisant une formulation par intégrale comparable à la formulation de Park and Van (Boulanger and Chouteau, 2005). La figure 1.7 montre la sensibilité de quelques quadripôles classiques à titre d'exemple mais ne présente pas une étude exhaustive de cette dernière.

Pour tous les dispositifs, on peut observer sur la figure 1.7 une très forte sensibilité à proximité des électrodes d'injection. Logiquement, cela signifierai qu'un corps situé à l'aplomb des électrodes d'injection a une influence majeure sur la mesure du potentiel électrique. Mais en réalité cela est du à une très forte résistance de contact à ce niveau là. Or on sait que le champ électrique et le champ de potentiel sont sensiblement uniformes dans le tiers central de AB tandis que la majeure partie de la chute de potentiel est localisée au voisinage immédiat des électrodes d'injection (Chapellier, 2000). Ainsi, l'exploitation des valeurs de la sensibilité n'est valable qu'à grande distance des électrodes de courant. On peut donc voir loin des électrodes des valeurs de la fonction sensibilité différentes selon le quadripôle. Ceci permet de mieux apprécier la réponse des différents dispositifs aux différents types de structures. Par exemple, pour le dispositif Wenner, les contours des valeurs de la sensibilité sont quasiment horizontaux au centre, ce qui traduit une bonne résolution verticale du Wenner. Tandis que pour le dipôle-dipôle les contours de la fonction sont essentiellement verticaux à l'aplomb des deux

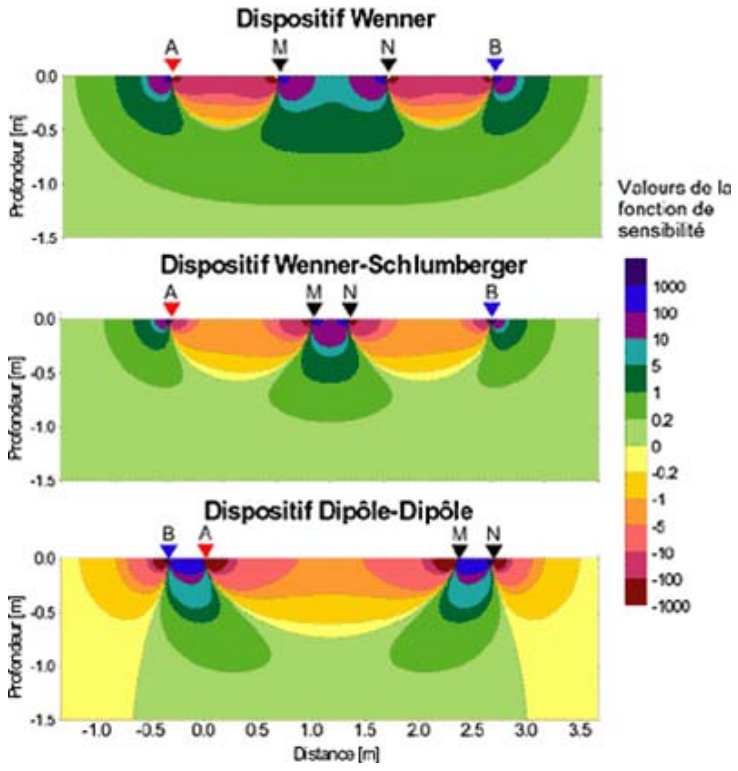


FIG. 1.7: Valeurs de la fonction de sensibilité pour les quadripôles couramment utilisés (d'après Chapellier, 2000).

dipôles, ce qui traduit une bonne résolution de celui-ci aux changements horizontaux de la résistivité pour détecter par exemple des structures verticales. Pour le dispositif Wenner-Schlumberger (Schlumberger), on constate que les contours de la fonction sensibilité ne sont ni verticaux ni horizontaux, ce qui est un bon compromis entre le Wenner et le dipôle-dipôle. En fonction des structures à imager, tel ou tel dispositif sera choisi. Par exemple un Wenner est recommandé pour imager des structures horizontales. Alors qu'un dipôle-dipôle est approprié pour sonder des anomalies verticales telles des dykes. Comme le Schlumberger est un bon compromis entre le Wenner et le dipôle-dipôle, il peut être utilisé pour tout type de structures. Il est même conseillé d'utiliser un Schlumberger sur un terrain où aucune information à priori sur la géométrie des structures n'est disponible. De plus, il est moins sensible au bruit par rapport au Wenner et au dipôle-dipôle.

Chapitre 2

Etat de l’art

Chapitre 2

Inversion 2D/3D de données électriques à courant continu

2.1 Introduction

Les méthodes électriques à courant continu jouent un rôle important dans le domaine de l'hydrologie mais également dans d'autres domaines comme les études environnementales, géotechniques, archéologiques qui cherchent à caractériser un certain nombre de problèmes tels que la délimitation des polluants (Slater et al., 2002; Chambers et al., 2006), les fractures ou les fissures sur les édifices (Flint et al., 1999) ou les vestiges historiques (Louis et al., 2002; Negri et al., 2008). Pendant très longtemps, l'interprétation des données géophysiques obtenues par les méthodes électriques à courant continu se faisait avec une approche 1D. C'est à dire qu'on supposait que la résistivité électrique était invariante dans les directions latérales. Seule la variation de la résistivité dans la direction verticale était prise en compte dans l'inversion. Dans la réalité, cette approche est incorrecte car en général, les structures géologiques qui constituent la sub-surface sont des structures multidimensionnelles, 2D voire 3D. L'interprétation des données électriques avec une approche 1D ne reflète donc pas la réalité géologique du sous-sol. Ainsi, le développement d'outils d'investigation et d'interprétation pour imager des structures multidimensionnelles devient de plus en plus incontournable.

Depuis les années 90, grâce à l'essor dans le domaine de l'électronique, notamment l'augmentation de la puissance de calcul et de la taille mémoire des ordinateurs, des nouvelles techniques d'acquisition automatiques (Dahlin, 1996) et d'inversion mathématique (Loke and Barker, 1996b,a) font leur apparition. Il s'agit de systèmes multi-électrodes et de codes d'inversion itératifs. Avec ce type d'outils, il est maintenant possible d'envisager de faire une tomographie électrique (ou imagerie) 2D/3D d'une région donnée. La tomographie de résistivité électrique est une technique géophysique apparue à la fin des années 1980, dérivant des méthodes classiques du sondage et du traîné électrique, permettant une imagerie continue 2D ou 3D des variations de résistivité électrique du sous-sol. Elle peut être utilisée pour les études en surface ou bien in situ lorsqu'on effectue des levés en forage. Par ailleurs, de grands progrès ont été accomplis dans les techniques d'inversion itératives. Des nouvelles approches ont

été développées non seulement pour interpréter les données électriques mais également pour trouver un compromis entre résolution des modèles géoélectriques et temps de calcul. Ci-dessous, nous allons décrire certaines de ces techniques d'inversion itératives et quelques applications (synthétiques et réelles) réalisées avec ces outils.

2.2 Inversion 1D latéralement contrainte

Au milieu des années 90, une équipe d'hydrogéophysiciens de l'université d'Arthus au Danmark, a mis au point un nouveau système d'acquisition mobile appelé Pulled Array Continuous Electrical Sounding (ou PACES) des données électriques (Sorensen, 1996). Ce système permet de collecter un très grand nombre de données sur de grandes distances. Malgré une acquisition 2D, ces données ne peuvent pas être interprétées avec les outils d'interprétation 2D conventionnels à cause de leur très grand nombre. Pour contourner cet obstacle, cette équipe adopte une nouvelle stratégie d'interprétation de ces données qui consiste à inverser simultanément l'ensemble des données avec une approche 1D latéralement contrainte (1D LCI) (Pellerin, 2001). Cette approche d'inversion n'est acceptable que pour des terrains qui présentent une faible variation latérale de la résistivité électrique notamment dans les milieux sédimentaires.

Pour démontrer la faisabilité d'une inversion 1D LCI, Wisen et al. (2005) ont utilisé une approche 1D en appliquant une contrainte latérale au modèle (1D-LCI) et une approche 2D sur un même jeu de données synthétiques. Sur la figure 2.1a, nous avons le modèle synthétique à 5 couches considéré par les auteurs. La particularité de ce modèle synthétique est une variation (faible) latérale de résistivité dans la troisième couche. Dans un premier temps, les données simulées sont inversées en 2D avec le code de Loke (1999) en formulant la fonctionnelle à minimiser de deux façons. Dans un cas on minimise la norme de l'écart (norme L_2) entre données observées et calculées et dans un autre cas ils minimisent la valeur absolue de l'écart (norme L_1). Ensuite deux inversions 1D de ces données sont réalisées, une sans contrainte du modèle et l'autre en contraignant le modèle par des données de forages. Le principe pour inverser ce grand nombre de données avec une approche 1D consiste à subdiviser les données en N sondages et le modèle en N modèles tabulaires. Ensuite, l'ensemble des données reparties comme des paquets de données provenant de différents sondages classiques sont inversées simultanément en minimisant la même fonctionnelle (Auken and Christiansen, 2004).
Cette étude est intéressante dans la mesure où elle compare 2 types d'approches d'interprétation (1D et 2D). Les résultats de ces différents types d'inversion sont illustrés sur la figure 2.1. Si on regarde le résultat de l'inversion 1D sans contrainte (fig 2.1e), on s'aperçoit que seule la première couche résistante (1000 Ohm.m) est correctement imagée en terme de résistivité et en terme d'épaisseur. Pour les autres unités sous-jacentes, le modèle de résistivité obtenu est plus ou moins acceptable en terme de résistivité mais avec des épaisseurs plus grandes. La largeur de l'intrusion résistante (500 Ohm.m) est également exagérée. Par contre, si on regarde maintenant le résultat de l'inversion 1D avec contrainte (fig 2.1f), on observe une nette amélioration de la solution en termes de résistivité et surtout en termes de profondeur. Cependant, la largeur de l'intru-

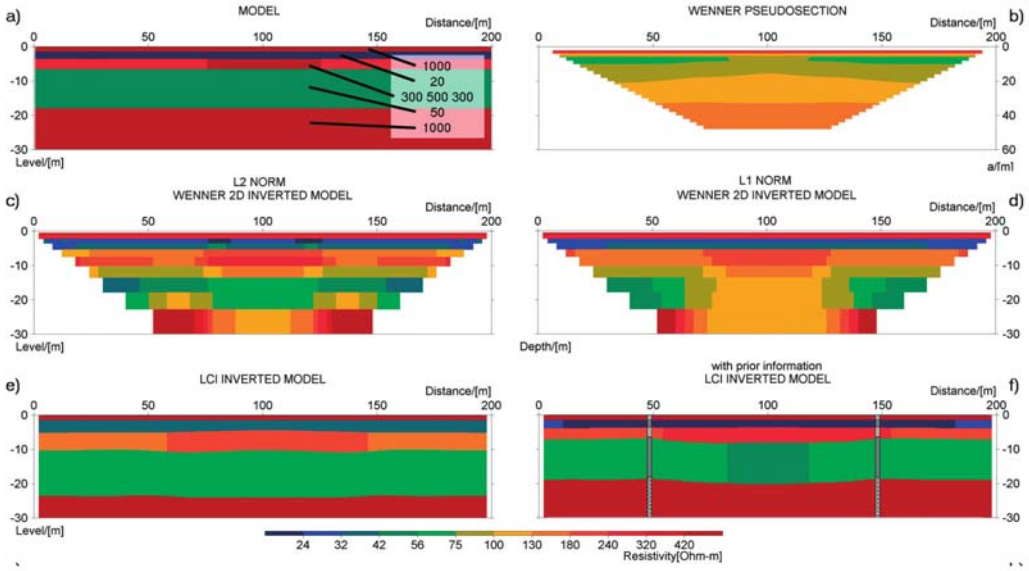


FIG. 2.1: Etude de faisabilité de l'inversion 1D LCI. (a) Le modèle synthétique. (b) La réponse du modèle sous forme de pseudo-section. (c) Résultat de l'inversion en utilisant le programme de Loke (Res2Dinv) et en minimisant la norme (L_2) de l'écart entre données observées et calculées. (d) Même chose que (c) mais en minimisant cette fois la valeur absolue (L_1) de l'écart. (e) Résultat de l'inversion 1D-LCI en utilisant un modèle initial à 5 couches. (f) Même chose que (e) mais en contraignant le modèle avec des informations à priori (d'après (Wisen et al., 2005).

sion résistante reste inchangée. Les inversions 2D avec la norme $L2$ et $L1$ (fig 2.1c, d) donnent une bonne résolution de deux premières couches, même si l'épaisseur de la seconde couche est plus grande que son épaisseur réelle. L'intrusion résistante est également bien résolue en terme de largeur et de résistivité mais avec une épaisseur plus grande. Par contre les autres couches ne sont pas correctement reconstruites du moins partiellement dans les deux cas.

La conclusion que l'ont peut tirer de ce cas d'étude de faisabilité est qu'une interprétation 1D de type LCI est plus ou moins suffisante pour imager un milieu stratifié dont la résistivité latérale varie faiblement. Toutefois, l'utilisation de cette méthode d'interprétation exige de prendre certaines précautions dans le cas de forts contrastes de résistivité à certains endroits du modèle. Ces précautions consistent à utiliser conjointement une inversion 2D là où on observe une différence significative entre le résultat de l'inversion 1D et le modèle synthétique. Cependant, cette technique d'inversion ne peut

pas être employée pour des milieux à géométrie complexe avec de forts contrastes de résistivités. C'est pourquoi, les techniques d'interprétation multidimensionnelles sont de plus en plus utilisées de nos jours pour la prospection géophysique, car elles permettent de mieux décrire la distribution de la résistivité dans les milieux à géométrie complexe tels que les milieux karstiques ou volcaniques.

2.3 Méthodes d'inversions 2D/3D déterministes

Dans cette partie, nous allons décrire quelques techniques d'inversions utilisées pour des approches multidimensionnelles, notamment la méthode par essai-erreur, la méthode de Gauss et ses dérivées. Dans les problèmes d'optimisation en électrique, les méthodes de Gauss-Newton et de Quasi-Newton étant les plus utilisées, nous avons jugé opportun de les détailler.

2.3.1 Méthode par essai-erreur

La méthode par essai-erreur a été la première utilisée pour imager des structures multidimensionnelles. Cette technique d'interprétation consiste à comparer les données et la réponse des différents modèles manuellement afin d'avoir une bonne corrélation entre les observations et la réponse du modèle. Pour utiliser ce type d'approche, il faut une bonne connaissance de l'objet à imager. En d'autres termes, le modèle de départ doit contenir un maximum d'information concernant le sous-sol en se basant sur des informations à priori (géologiques, logs lithologiques). Cette méthode a par exemple été utilisée sur des données électriques obtenues par sondages Schlumberger pour imager un corps résistant phonolitique 3D (Spitzer and Kumpel, 1997). Le principal objectif de cette étude était la validation d'un code de modélisation 3D basé sur la méthode de différences finies. Comme la méthode d'interprétation nécessite une bonne connaissance de l'objet étudié, les auteurs ont choisi un site pour lequel ils disposent de résultats obtenus à partir d'autres méthodes géophysiques (électromagnétique, magnétique) et de données géologiques diverses. A chaque calcul, la fonction sensibilité (chapitre I, section 1.4) est évaluée ce qui permet d'une part, de guider le choix des paramètres à modifier dans le modèle et, d'autre part de valider la viabilité ou la résolution du modèle obtenu par rapport aux données. Cependant, cette approche d'interprétation reste assez archaïque et lourde à utiliser puisqu'elle demande l'intervention de l'utilisateur à chaque calcul pour modifier le modèle afin d'évoluer vers la solution. Par conséquent, l'utilisation d'une méthode par essai-erreur dépend fortement de l'habileté de l'utilisateur. Elle est d'autant plus compliquée à utiliser lorsqu'il y a un très grand nombre de données et de paramètres. Il existe un doute sur la solution : nombre limité d'essais et aucune assurance d'être dans un minimum absolu.

2.3.2 Méthodes itératives

Les méthodes d'interprétation 2D/3D ont été mises au point grâce aux progrès technologiques notamment l'arrivée sur le marché d'ordinateurs de plus en plus puissants,

pour pouvoir répondre aux exigences liées aux calculs numériques. Par rapport aux méthodes qui les ont précédées, telle que la méthode par essai-erreur, ces techniques sont beaucoup plus autonomes car l'utilisateur n'intervient pas constamment dans le processus d'inversion. Cependant, le problème inverse dans les méthodes géophysiques qui sont régies par les équations de Maxwell (méthodes électriques à courant continu, magnétotéllurique, polarisation spontanée) est un problème non-linéaire et souvent sous-determiné (plus de paramètres que de données). Pour le cas des méthodes à courant continu, cette non-linéarité est due à la distribution du courant électrique qui suit les chemins de moindre résistivité, c'est à dire qu'ils dépendent des propriétés de l'objet étudié. Par conséquent, pour un milieu très hétérogène la distribution de la densité de courant sera différente dans l'espace selon la résistivité de l'anomalie en présence. Cette non-linéarité des méthodes électriques à courant continu complique considérablement le problème inverse. L'une des principales conséquences de cette non-linéarité dans le processus d'inversion est l'apparition de minima secondaires dans la fonction objectif qui peuvent être pris pour un minimum global. Certains algorithmes, en particulier, ceux qui résolvent par linéarisation successive le problème inverse, ont beaucoup de mal à éviter ce type de minima locaux. Pour aborder correctement un problème non-linéaire, l'idéal est d'utiliser des méthodes d'inversion (2D/3D) pleinement non-linéaires.

Pour résoudre le problème inverse, la plupart des algorithmes d'optimisation actuels dans les méthodes déterministes formulent la fonction objectif en utilisant une formulation par moindre-carrés.

$$\phi_d = \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{d^{obs} - f(m)}{\delta d^{obs}}\right)^2 = \| \, D(d^{obs} - f(m)) \, \|^2 \tag{2.1}$$

avec

$$D = diag\left(\frac{1}{\delta d^{obs}}\right) \tag{2.2}$$

avec ϕ_d la fonction objectif à optimiser, d^{obs} données observées, $f(m)$ la réponse du modèle, δd^{obs} la déviation standard des données observées et D la matrice diagonale dont les coefficients sont la déviation standard des données.

L'objectif consiste à trouver un modèle (optimum) qui puisse minimiser l'écart entre les observations et les données simulées. Pour cela, ces méthodes d'interprétation déterministes abordent le problème inverse non-linéaire par linéarisation successive en utilisant un développement limité de Taylor. A chaque itération, elles résolvent un système linéaire qui dépend du modèle précèdent. Pour atteindre cet optimum, à chaque étape du processus d'inversion, un modèle initial est perturbé d'une quantité dm. Le principe de ces techniques d'interprétation consiste à trouver une direction de recherche dans l'espace des modèles qui assure la décroissance de ϕ_d. Quand un minimum est trouvé, une nouvelle direction de recherche est choisie. Généralement, la direction de recherche est obtenue en exploitant le gradient de la fonction objectif (Ellis and Oldenburg, 1994). Pour minimiser la fonction objectif, on utilise une méthode de descente (Newton, Gauss-Newton, de plus grande pente, gradient conjugué).

2.3.2.1 Méthode de Newton

La méthode de Newton consiste à pousser le développement de la fonction objectif au second ordre de façon à exploiter les dérivées secondes de cette fonction.

$$\phi_d(m^i + dm^i) = \phi_d(m^i) + \frac{\partial \phi_d}{\partial m} dm + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \phi_d}{\partial m_j \partial m_i} dm^2 + ... \tag{2.3}$$

avec

$$\frac{\partial \phi_d}{\partial m} = -2D^T D(d^{obs} - f(m)) \frac{\partial f(m)}{\partial m} \tag{2.4}$$

et

$$\frac{\partial^2 \phi_d}{\partial m_j \partial m_i} = 2D^T D \frac{\partial f(m)}{\partial m_j} \frac{\partial f(m)}{\partial m_i} - 2D^T D(d^{obs} - f(m)) \frac{\partial^2 f(m)}{\partial m_j \partial m_i} \tag{2.5}$$

avec $\frac{\partial f(m)}{\partial m_i}$ les coefficients de la matrice sensibilité (Jacobien), $\frac{\partial^2 f(m)}{\partial m_j \partial m_i}$ les coefficient de la matrice Hessienne et D^T la transposée de la matrice diagonale D.

Dans la pratique, la méthode de Newton est difficilement applicable telle quelle car le calcul de la dérivée seconde (Hessien) est très lourd à effectuer du point de vue temps de calcul et de capacité de mémoire.

2.3.2.2 Méthode de Gauss-Newton

La méthode de Gauss-Newton utilise le même principe que la méthode de Newton mais elle apporte une modification qui consiste à s'affranchir de l'évaluation du terme du second ordre de l'équation (2.5). Cette approximation n'est pas justifiée pour un problème fortement non-linéaire. Par contre, pour un problème faiblement non-linéaire, elle est acceptable et l'équation (2.3) devient :

$$\phi_d(m^{i+1}) = \phi_d(m^i) + S^T D^T D(d^{obs} - f(m))dm + dm^T S^T D^T DSdm \tag{2.6}$$

avec $S = \frac{\partial f(m)}{\partial m}$ la matrice sensibilité (Jacobien) et S^T sa transposée.
Le problème d'optimisation revient à résoudre le système suivant :

$$S^T D^T DSdm = S^T D^T D(d^{obs} - f(m)) \tag{2.7}$$

Ainsi, à chaque itération la matrice de sensibilité est calculée analytiquement puis inversée de façon à évaluer le vecteur dm. Donc, à l'itération $i+1$ le modèle vaut :

$$m^{i+1} = m^i + (S^T D^T DS)^{-1} S^T (d^{obs} - f(m)) \tag{2.8}$$

Il existe également une contrainte liée à l'inversion de la matrice ($S^T D^T DS$). Parfois, il arrive que cette matrice soit singulière et donc impossible à inverser. Pour éviter ce genre de problème, on introduit une quantité supplémentaire à la formulation Gauss-Newton appelée régularisation de Marquardt-Levenberg ou méthode Marquardt-Levenberg (Lines and Treitel, 1984). Ainsi l'équation (2.7) devient :

$$(S^T D^T DS + \mu I)dm = S^T D^T D(d^{obs} - f(m)) \tag{2.9}$$

avec μ le coefficient de Marquardt-Levenberg et I une matrice identité.

Le principe de la méthode de Gauss-Newton régularisée consiste à commencer le processus d'inversion en utilisant la méthode de la plus grande pente, ensuite de faire évoluer le processus vers une approche Gauss-Newton. L'introduction de cette quantité a un effet double sur le processus d'inversion. D'une part elle permet d'éviter la singularité de la matrice et d'autre part elle permet de rendre le processus d'inversion plus ou moins robuste par l'utilisation de la méthode de la plus grande pente.

La méthode de Gauss-Newton permet de calculer en une itération la perturbation qu'il faut apporter à chaque paramètre du modèle pour qu'il puisse évoluer vers un minimum. De ce fait, cette approche d'optimisation est la plus utilisée en méthode électrique à courant continu puisqu'elle converge vers un minimum (pas forcement un minimum global) avec très peu d'itérations. D'ailleurs, la plupart des programmes d'inversion commerciaux tels que Res2dinv et Res3dinv (Loke, 1999) sont basés sur cette technique. Malheureusement, malgré sa convergence rapide, cette approche d'optimisation donne des modèles de résistivité avec des faibles résolutions dans certains contextes. Par exemple dans le cas de milieux 3D présentant de forts contrastes de résistivité, il arrive qu'elle converge vers un minimum local au lieu d'un minimum global. Elle dépend également du choix du modèle initial.

2.3.2.3 Méthode Quasi-Newton

La méthode de Quasi-Newton est basée sur le même principe que la méthode de Gauss-Newton, mais réduit le temps nécessaire au calcul de la matrice de sensibilité. Dans la méthode Gauss-Newton, à chaque itération, celle-ci est calculée analytiquement, ce qui représente un coût énorme en terme de temps et de ressources. La méthode de Quasi-Newton permet d'estimer la matrice de sensibilité pour qu'elle n'ait pas à être recalculée à chaque itération. Le principe consiste à la première itération de calculer analytiquement celle-ci comme pour la méthode Gauss-Newton. Ensuite, pour les itérations suivantes, cette matrice est estimée en utilisant l'équation de Loke and Barker (1996b) :

$$S_{i+1} = S_i + \gamma_i dm_i \tag{2.10}$$

où

$$\gamma_i = \frac{\Delta r_i - S_i dm_i}{dm_i^T dm_i} \tag{2.11}$$

La matrice S_{i+1} est calculée par approximation à partir de S_i, du vecteur perturbation dm et de la variation de la réponse du modèle $\Delta r = r_{i+1} - r_i$. Pour la première itération la matrice de sensibilité S_0 est calculée analytiquement.
La méthode Quasi-Newton présente une convergence plus lente que la méthode Gauss-Newton. Ainsi, le nombre d'itérations nécessaire pour atteindre un minimum est grand par rapport à la méthode Gauss-Newton. Par contre le temps de calcul est réduit de façon significative. Dans le cas d'un milieu présentant de faibles contrastes de résistivité, les deux méthodes donnent des résultats similaires. Dans ce cas de figure, il est préférable d'utiliser la méthode Quasi-Newton. Par contre pour un milieu avec de forts contrastes de résistivité, la méthode Gauss-Newton malgré ses limites, est plus appropriée que la méthode Quasi-Newton.

Ces deux méthodes peuvent être combinées afin d'exploiter les avantages de chacune. Loke and Barker (1996b) ont développé une technique d'inversion qui utilise à la fois la méthode de Gauss-Newton et la méthode de Quasi-Newton. Cette approche consiste à amorcer le processus d'inversion par la méthode de Gauss-Newton et ensuite à évoluer vers la méthode de Quasi-Newton. De cette façon, on réduit le temps de calcul et on obtient des modèles acceptables même lorsque le milieu est hétérogène.

2.3.2.4 Autres méthodes d'inversion itératives

Il existe d'autres méthodes déterministes qui cherchent à évaluer le gradient de la fonction objectif sans calculer la matrice sensibilité, ni la matrice hessienne (Ellis and Oldenburg, 1994; Zhang et al., 1995; Lesur et al., 1999b). La démarche est similaire à celle de la méthode Gauss-Newton sauf que le développement limité de la fonction objectif est du premier ordre. Ces méthodes d'inversion cherchent à déterminer le gradient de la fonction objectif par la méthode des différences finies. De cette façon, ces méthodes d'inversion réduisent le temps de calcul prohibitif lié au calcul de la matrice de sensibilité. Généralement, le nombre d'itérations nécessaire pour atteindre le minimum de la fonction objectif est plus important que celui nécessaire aux méthodes qui inversent une matrice. Par contre, le temps de calcul est significativement réduit. On peut également utiliser une approche basée sur l'état adjoint qui utilise une formulation par intégrale de la fonction objectif pour calculer le gradient (Ellis and Oldenburg, 1994; Lesur et al., 1999b). Cette approche exploite le champ adjoint au champ de potentiel pour minimiser la fonction coût. Ensuite, ce gradient peut être utilisé dans une méthode de plus grande pente afin de résoudre le problème inverse. Toutefois, cette technique est très peu utilisée dans les méthodes électriques à courant continu du fait de la popularité de la méthode Gauss-Newton.

2.4 Méthodes stochastiques

Depuis quelques années, d'autres approches du problème inverse notamment les méthodes dites stochastiques ont été développées. Largement utilisées dans les problèmes

inverses en hydrologie (Yeh et al., 2002), les approches stochastiques permettent de considérer toutes les variables comme aléatoires afin de représenter toutes les incertitudes. La solution du problème inverse est la fonction densité de probabilité associée à l'inconnue m (paramètres du modèle) et aux observations d. Ces techniques d'interprétation génèrent un ensemble de modèles estimés et choisissent le plus probable parmi ces modèles. Contrairement aux méthodes itératives déterministes, les approches stochastiques offrent la possibilité de choisir une solution parmi d'autres solutions calculées tout en facilitant l'intégration des informations à priori. Les méthodes stochastiques lèvent en partie la contrainte liée à la non-unicité du problème inverse. Parmi les techniques d'interprétation stochastiques, nous avons les méthodes qui utilisent l'approche Bayesienne (Tarits et al., 1994; Mosegaard et al., 1995), l'algorithme génétique (Schwarzbach et al., 2005), le recuit simulé (Pessel, 2001).

Dans une approche Bayésienne, les paramètres ne sont plus des valeurs fixes inconnues mais des variables aléatoires dont il faut spécifier la distribution. Cette distribution indique la façon dont se repartissent les probabilités associées aux différentes valeurs que peut prendre une variable aléatoire (paramètre). La distribution donnée lors de la modélisation est dite à priori et l'information apportée par les données se fait par le calcul de la distribution dite à postériori aux valeurs prises par les données en utilisant le théorème de Bayes. Ce théorème stipule que la probabilité conjointe de deux variables aléatoires (X, Y) est le produit de la probabilité d'une des variables (X) par la probabilité de l'autre variable par rapport à la première :

$$P(X, Y) = P(Y|X).P(X) \tag{2.12}$$

avec X,Y valeurs de deux variables aléatoires et P la probabilité.

L'algorithme génétique (Goldberg, 1991; Vos, 1991) s'appuie sur le principe de la sélection naturelle de Darwin. Le principe de base de l'algorithme génétique consiste à explorer dynamiquement l'espace des solutions en utilisant deux caractéristiques essentielles : (1) l'innovation causée par les mutations; (2) la sélection naturelle. Pour effectuer la sélection naturelle, les individus doivent être comparés entre eux, au moins deux à deux. Généralement, l'innovation et la sélection sont accompagnées par un opérateur de reproduction entre plusieurs individus afin d'essayer de cumuler leurs avantages au sein des individus engendrés.

La méthode du recuit simulé (Kirkpatrick et al., 1983) trouve ses origines dans la thermodynamique. Elle est issue d'une analogie entre le phénomène physique de refroidissement lent d'un corps en fusion qui passe par des paliers suffisamment longs pour atteindre l'équilibre thermodynamique. Cette analogie exploitée par le recuit simulé consiste en une fonction f à minimiser comme fonction d'énergie, et une solution x peut être considérée comme un état donné de la matière dont $f(x)$ est l'énergie. Pessel (2001) a développé une technique d'interprétation 2D des données électriques en utilisant l'algorithme du recuit simulé. Il utilise cette méthode avec une paramétrisation adaptative par multi-grille. Le principe consiste à démarrer le processus d'inversion avec une paramétrisation grossière du modèle. Et au fur et à mesure que l'inversion

progresse, les paramètres du modèle sont raffinés en fonction de l'information que fournissent les observations. Ainsi, les modèles de résistivité obtenus par cette démarche se rapprochent plus du modèle réel du sous-sol sans avoir recourt aux informations à priori.

A la différence des méthodes déterministes, les techniques stochastiques peuvent éviter certains minima locaux mais présentent une convergence très lente pour avoir une solution acceptable. De plus elles sont dépourvues d'un terme de régularisation dans la fonction objectif (coût). Cependant, malgré leur utilité dans les domaines de la prospection géophysique, ces techniques d'interprétation stochastiques sont très lourdes en temps de calcul. Dans le cas d'une approche 1D où le nombre de paramètres inconnus est assez restreint, ces méthodes peuvent être un moyen efficace pour localiser des structures géologiques. Par contre, pour des modèles possédant un grand nombre de paramètres (cas du 2D/3D), ces techniques deviennent inapplicables du fait du temps de calcul et de la capacité de stockage. L'avenir de ces méthodes probabilistes (ou stochastiques) pour la prospection géophysique repose sur les techniques de parallélisation ou bien l'arrivée sur le marché de processeurs encore plus puissants que ceux qui existent actuellement.

2.5 Quelques exemples d'application utilisant les méthodes itératives

De nos jours, les techniques les plus utilisées restent les méthodes d'inversion itératives notamment l'imagerie électrique 2D couramment employée dans le domaine de l'hydrologie (Dahlin and Loke, 1997). Malgré sa popularité en hydrologie, cette approche connaît des difficultés à reconstruire la sub-surface lorsque la variation de la résistivité est brusque dans la direction perpendiculaire à la ligne et peut introduire des distorsions sur l'image. Plusieurs travaux ont été réalisés sur le problème inverse 3D des méthodes électriques à courant continu en surface, malgré le fait qu'il soit non-linéaire et souvent sous-déterminé.

Park and Van (1991) ont réalisé une inversion 3D basée sur une approche qui linéarise le problème inverse. La matrice sensibilité est évaluée en utilisant la méthode de l'état adjoint. Les auteurs ont utilisé un dispositif pôle-pôle pour imager une structure conductrice de 10 Ohm.m plongée dans un milieu homogène résistant de 1000 Ohm.m (fig 2.2). Pour limiter les effets de bords, le modèle synthétique réel est prolongé de 1400 m dans les directions horizontales et de 160 m dans la direction verticale. Ils ont utilisé un modèle initial de 1000 Ohm.m, avec $11 \times 11 \times 7$ paramètres. Après 17 itérations, ils obtiennent un modèle de résistivité (fig 2.2) avec une erreur rms de 4.1%. On remarque que l'inversion reconstruit bien le modèle synthétique exceptées les couches 2 et 5, où il apparaît une différence significative entre la solution et le modèle à priori. Cependant, dans l'ensemble, l'algorithme d'inversion 3D fournit un résultat acceptable

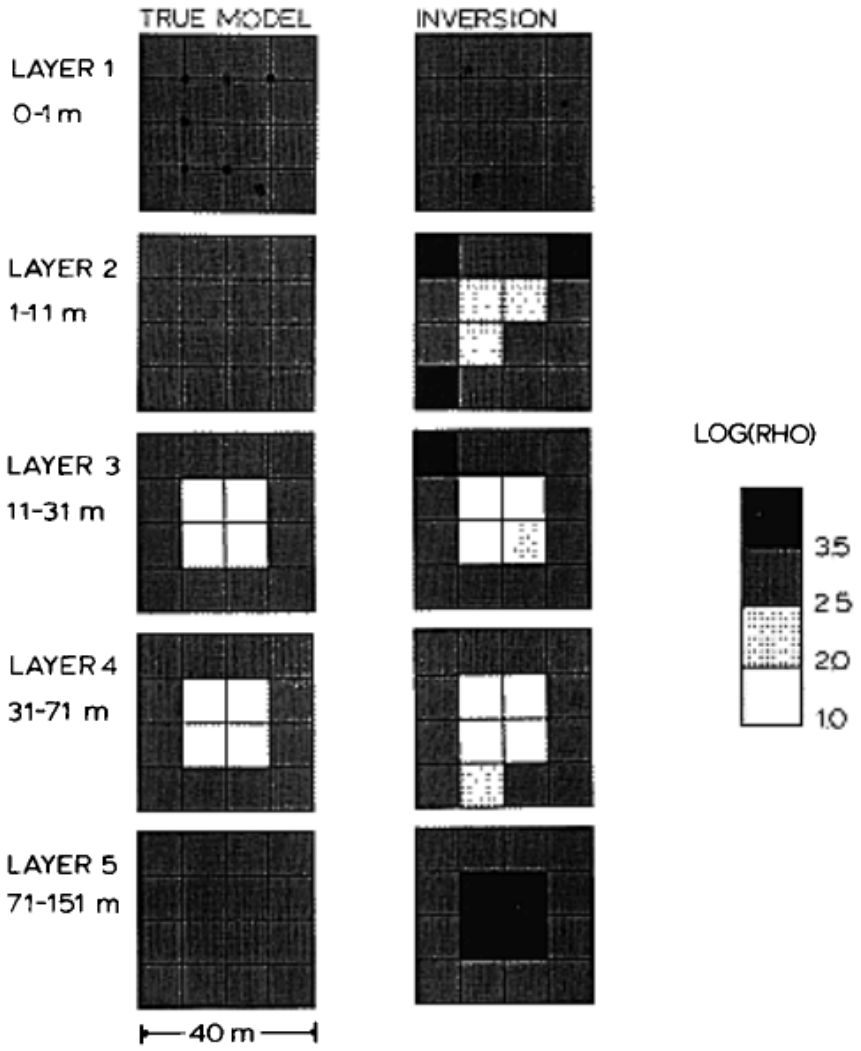


FIG. 2.2: Comparaison du résultat de l'inversion 3D et du modèle synthétique qui a permis de générer les données. Le modèle synthétique est constitué d'un conducteur de 10 Ohm.m plongé dans un résistant de 1000 Ohm.m. L'échelle de couleur est en logarithme (base 10) et les points noirs sur la couche 1 du modèle synthétique représentent les points sources d'injections (7 sources) (d'après Park and Van (1991)).

dans la mesure où l'anomalie conductrice est convenablement reproduite.

Ellis and Oldenburg (1994) ont également utilisé un algorithme d'inversion 3D avec la méthode du gradient conjugué. La méthode de l'état adjoint à été utilisée pour évaluer le gradient de la fonction objectif (Park and Van, 1991). Les données exploitées dans cette étude ont été collectées avec le système de configuration E-SCAN (e.g. Park and Van 1991; Van et al. 1991; Li and Oldenburg 1992) en utilisant un dispositif pôle-pôle avec une acquisition purement 3D. Le principe de ce système E-SCAN consiste à déployer N électrodes dans les deux directions latérales sur une superficie donnée. Ensuite, l'injection de courant se fait par une électrode et on mesure le potentiel électrique

sur les $N-1$ électrodes restantes. Dans cet exemple d'application, Ellis and Oldenburg (1994) ont testé ce code d'inversion 3D avec des données synthétiques obtenues à partir d'un modèle constitué de 5 prismes (fig 2.3).

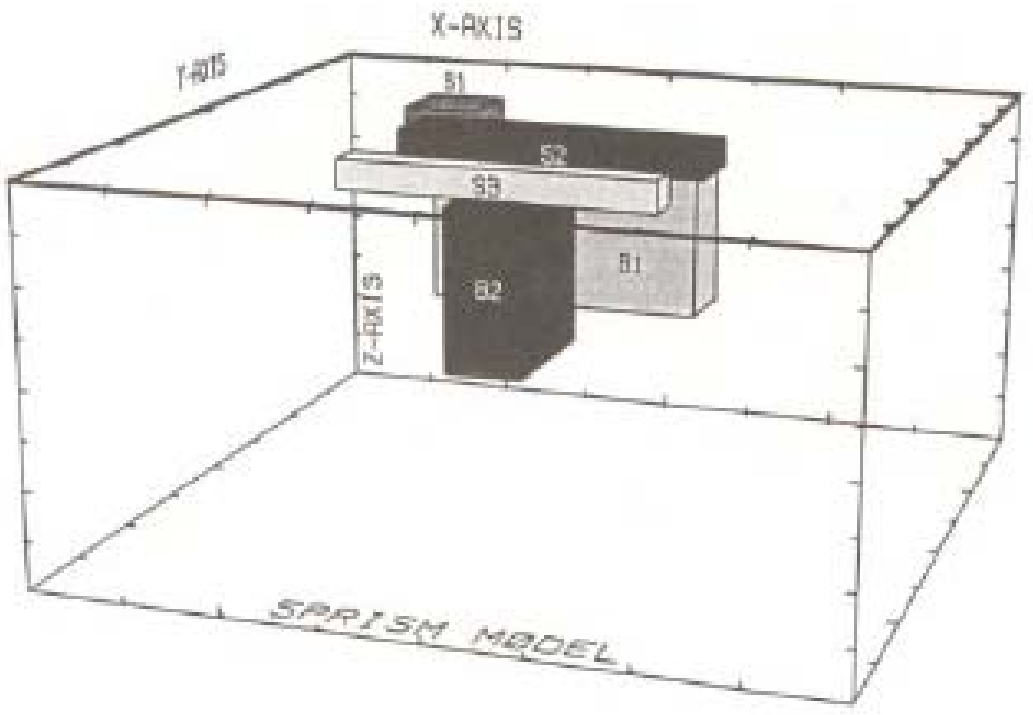


FIG. 2.3: Vue en perspective du modèle synthétique à 5 prismes utilisé par Ellis and Oldenburg (1994). Le modèle est constitué de 3 prismes en surface (S1, S2, S3) de résistivités 100, 200, 2000 Ohm.m respectivement et de 2 prismes enfouis (B1, B2) de résistivités 2000 et 100 Ohm.m. L'épaisseur des prismes en surface (S1, S2, S3) est de 40 m. Le prisme B1 a une épaisseur de 200m et placé à 50m de profondeur. Le prisme B2 est épais de 180m et localisé à une profondeur de 95m (d'après Ellis and Oldenburg (1994)).

Ce modèle synthétique a été proposé pour la première fois par Li and Oldenburg (1994) comme un modèle test pour valider la robustesse d'un algorithme d'inversion 3D. Il est constitué de 3 prismes en surface (S1, S2, S3) de résistivité 100, 200, 2000 Ohm.m et 2 prismes enfouis (B1, B2) de résistivité 2000, 100 Ohm.m, dans un milieu homogène de 1000 Ohm.m. Le modèle est discrétisé en 17496 paramètres $(27(x) \times 27(y) \times 24(z))$. Etant donné le nombre important de paramètres à inverser, la méthode du gradient conjugué a été choisie afin de contourner le calcul de la matrice sensibilité. Avec un réseau de 21×21 électrodes placées sur une grille avec un pas de 50 m, ils obtiennent 87688 données. Pour se rapprocher des conditions réelles, Ellis and Oldenburg (1994) ont rajouté un bruit gaussien de 1% aux données synthétiques. Au bout de 39 itérations, ils obtiennent une solution finale avec une erreur rms de 1.0% (fig 2.4). Sur cette figure, on observe que le modèle est généralement bien reconstruit. L'anomalie conductrice

enfouie (B1) est bien visible dans la coupe verticale en haut et en profondeur dans les couches horizontales. Par contre la structure résistante (B2) est moins résolue mais reste quand même visible. Les deux anomalies en surface (S1, S2) sont bien reproduites dans la première couche horizontale, tandis que la structure résistante en surface (S3) est partiellement imagée. Il y a deux raisons pour cette mauvaise résolution de l'anomalie résistante (S3) : (1) le fait de considérer un modèle dont la distribution de la résistivité varie de façon lisse (Ellis and Oldenburg, 1994); (2) les méthodes électriques à courant continu ont plus tendance à imager des structures conductrices que des anomalies résistantes.

D'autres auteurs ont développé un code de modélisation et d'inversion 3D dans le but d'avoir d'une part un outil d'interprétation 3D et d'autre part que celui-ci soit rapide et précis (Zhang et al., 1995). Pour la résolution du problème direct, ils ont utilisé une approche basée sur l'analogie de réseau de transmission (Madden and Swift, 1969; Swift, 1971) et la méthode du gradient conjugué avec relaxation. Dans leur procédure d'inversion, Zhang et al. (1995) ont utilisé l'approche du maximum de vraisemblance (e.g Mackie et al., 1988; Madden, 1990). De même, la méthode du gradient conjugué est également employée pour la résolution du problème inverse. L'utilisation de l'algorithme du gradient conjugué dans la procédure d'inversion permet de contourner le calcul de la matrice sensibilité qui prend généralement beaucoup de temps et de mémoire. Pour valider leur code d'inversion 3D, ils ont effectué des tests sur des données synthétiques, ensuite ils l'ont appliqué sur des données réelles pour étudier le phénomène d'évaporation.

Dans cette étude, Zhang et al. (1995) ont utilisé un dispositif pôle-pôle avec 5×5 électrodes en surface et 5 électrodes en sub-surface (fig 2.5). Le modèle synthétique considéré est constitué d'une structure conductrice (10 Ohm.m) dans un encaissant résistant (100 ohm.). La taille du modèle est de $50 \times 50 \times 20$ paramètres avec un total de 870 données. Pour inverser ces données, ils ont utilisé un modèle initial homogène de résistivité 89.5 Ohm.m, qui représente la valeur moyenne des résistivités apparentes (données synthétiques). En partant d'une erreur rms de 93.0% (modèle initial), ils obtiennent un modèle de résistivité avec une erreur rms de 2.0% (fig 2.6). L'algorithme d'inversion 3D reconstruit passablement le pourtour de l'anomalie conductrice (angles droits), mais la position et la taille de celle-ci sont correctement imagées.

Plus récemment Loke (1999) a mis au point des codes d'inversion 2D et 3D en utilisant la méthode de moindres-carrés et en imposant au modèle une contrainte de lissage. Pour réduire le temps de calcul lié au calcul de la matrice de sensibilité, il calcule à la première itération avec un modèle homogène les coefficients de cette matrice analytiquement. Ensuite il utilise la méthode Quasi-Newton pour estimer les coefficients de celle-ci, ce qui réduit énormement le temps de calcul et l'espace mémoire. Le code d'inversion 3D (Res3dinv) a été utilisé sur des données collectées sur un site test à Birmigham en Angleterre. Dans cette aplication, Loke and Barker (1996a) ont employé 50 électrodes disposées en grille carrée de 7×7 avec un espacement entre électrodes de 0.5 m. Ils ont utilisé un dispositif pôle-pole en plaçant une électrode de courant et une électrode de potentiel à 25 m de la grille de façon à reduire leur effet sur les mesures.

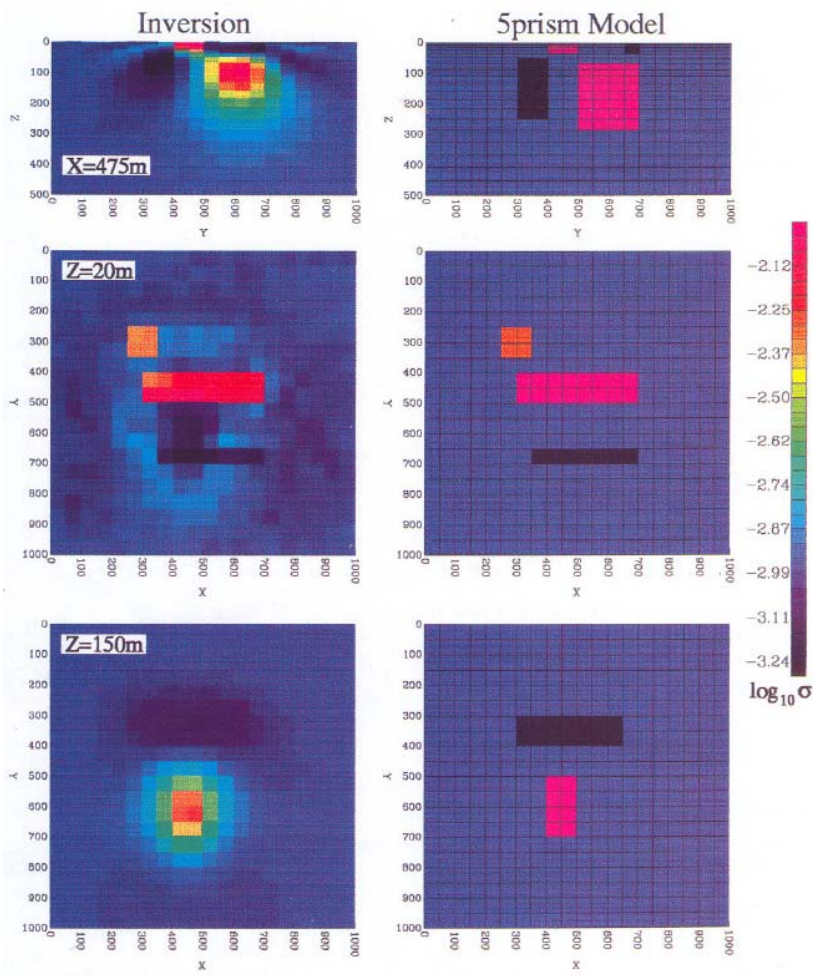


FIG. 2.4: Trois sections (1 verticale et 2 horizontales) du modèle synthétique à 5 prismes (à droite) et les sections correspondantes du modèle de résistivité obtenu par l'inversion 3D (à gauche). En haut : Sections verticales extraites du modèle de résistivité et du modèle synthétique au point x=475m. Au milieu : Sections horizontales extraites du modèle de résistivité et du modèle synthétique en z=20m. En bas : Sections horizontales en z=150m. L'échelle de couleur est en logarithme (base 10) (d'après Ellis and Oldenburg (1994)).

Le nombre maximum de mesures dans une telle configuration est selon Xu and Noel (1993) :

$$n_{obsmax} = n_e(n_e - 1)/2 \tag{2.13}$$

avec n_{obsmax} nombre d'observations maximum et n_e nombre d'électrodes maximum. Donc, dans une configuration de 7×7 électrodes, nous avons un total de 1176 mesures, ce qui représente des heures de calcul. Pour limiter ce temps de calcul sans détériorer la qualité du modèle final, Loke and Barker (1996a) utilisent la technique de « cross-diagonal » qui consiste à mesurer le potentiel électrique le long de la direction

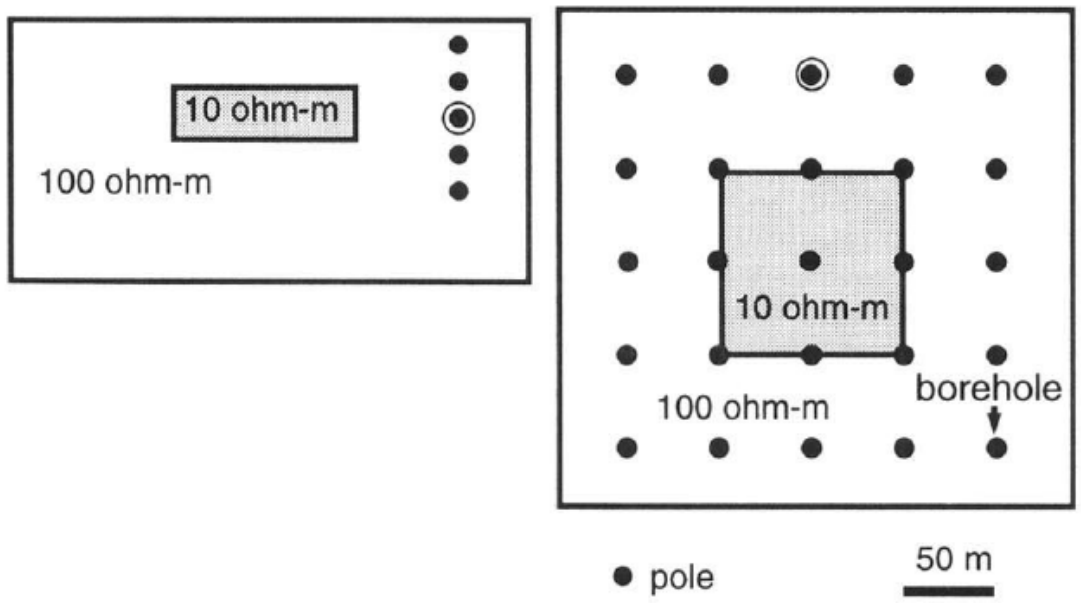


FIG. 2.5: Une coupe verticale et horizontale du modèle synthétique utilisé par Zhang et al. (1995) pour tester leur code d'inversion 3D. A gauche, section verticale du modèle synthétique plus les positions des électrodes de potentiel (points noirs pleins) et la position d'une source (point noir avec un cercle) dans le forage. A droite, coupe horizontale du modèle synthétique avec la localisation des électrodes en surface (d'après Zhang et al. (1995)).

horizontale, verticale et diagonale. Avec cette méthode d'acquisition les données mesurées passent de 1176 à 476 pour une grille de 7×7. Sur la figure 2.7, nous avons une illustration de la méthode cross-diagonal avec une grille de 5×5.

Le site test est connu comme étant un milieu très hétérogène constitué principalement de sable et de gravier. Après 6 itérations, un modèle de résistivité est obtenu duquel sont extraites des couches horizontales (fig 2.8a) et des sections verticales (fig 2.8b). Ce modèle de résistivité montre deux structures résistantes en haut du quadrant gauche et en bas du quadrant droit dans la couche 2 de la figure 2.8a. Ces deux corps résistants sont identifiés par les auteurs comme étant du gravier. L'extension du gravier dans la direction verticale est bien mise en évidence par les sections verticales du modèle de la figure 2.8b. Tout en bas de la couche 1 (fig 2.8a), deux anomalies de faible résistivité ont été identifiées comme étant l'image des racines d'arbres qui se trouvent non loin de la zone d'étude. Loke and Barker (1996a) ont conclu que le résultat de l'inversion 3D montre une distribution de la résistivité assez hétérogène et qui peut varier rapidement entre les courtes distances et concluent que le résultat obtenu est satisfaisant.

Une étude de prospection géophysique a été réalisée sur un ancien site de stockage de gaz d'une usine en utilisant une imagerie 2D et une imagerie 3D (Bentley and Gharibi, 2004). Sur ce site, en plus des études géophysiques, des études hydrogéologiques ont

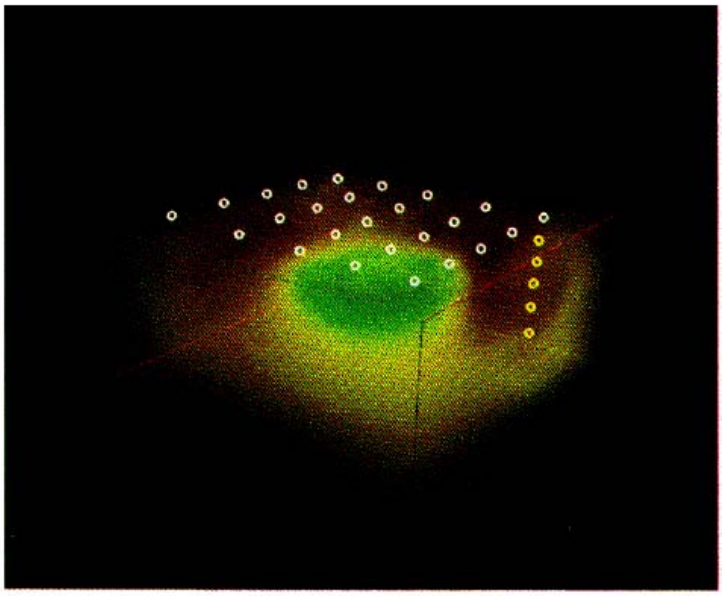


FIG. 2.6: Résultat de l'inversion 3D obtenu des données électriques simulées à partir du modèle synthétique de la figure 2.5. Les points représentent les positions des électrodes (courant et potentiel) (d'après Zhang et al. (1995)).

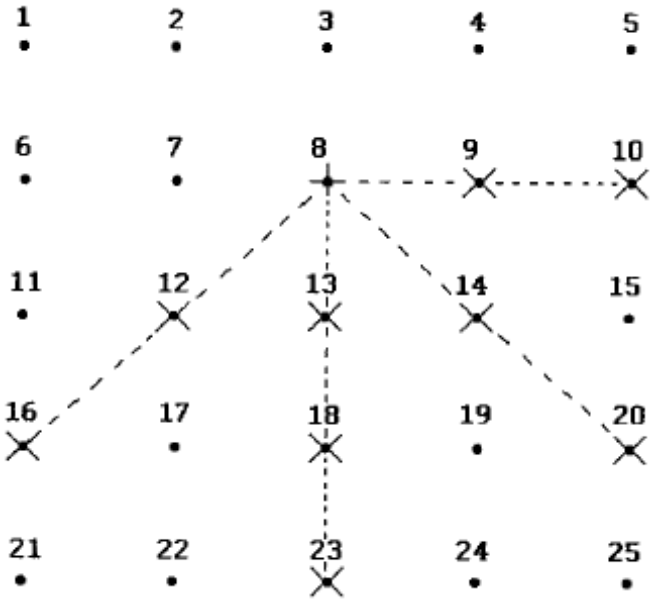
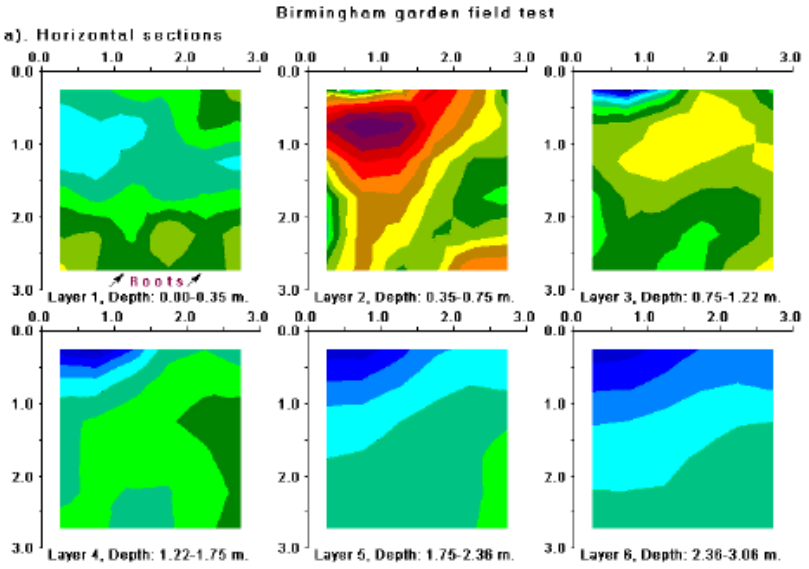
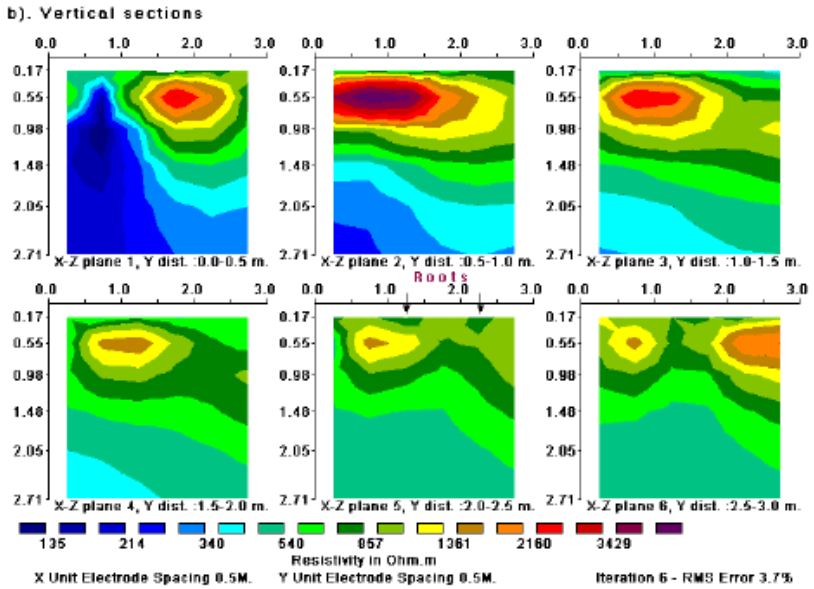


FIG. 2.7: Disposition des électrodes sur le site de Birmigham en Angleterre pour collecter les données électriques. La configuration utilisée est dite « cross-diagonal » avec une grille de 5×5. Le symbole $\times$ représente les points de mesures du potentiel électrique et le symbole $+$ représente les points d'injection de courant électrique (d'après Loke and Barker (1996a)).



(a) Couches horizontales extraites du modèle de résistivité.



(b) Sections verticales extraites du modèle de résistivité dans le plan (xz).

FIG. 2.8: Modèle de résistivité obtenu sur le site de Birmigham (Angleterre) avec le code d'inversion 3D de Loke (1999). (a) Couches extraites du modèle de résistivité, (b) Coupes verticales dans le plan (xz) extraites du modèle géoélectrique obtenu.

été réalisées telles que des forages et l'installation de piézomètres. Comme Bentley et Gharibi soupçonnent l'existence d'artefacts sur les résultats de l'inversion 2D dus à l'effet de structures 3D, ils ont décidé d'entreprendre une inversion 3D de ces données. Pour cela, ils ont considéré dans un premier temps un modèle synthétique 3D pour faire ressortir cet effet 3D des structures sur l'inversion 2D. Ce modèle synthétique est constitué d'un corps très conducteur (1S/m) localisé au centre à une profondeur de 0.8

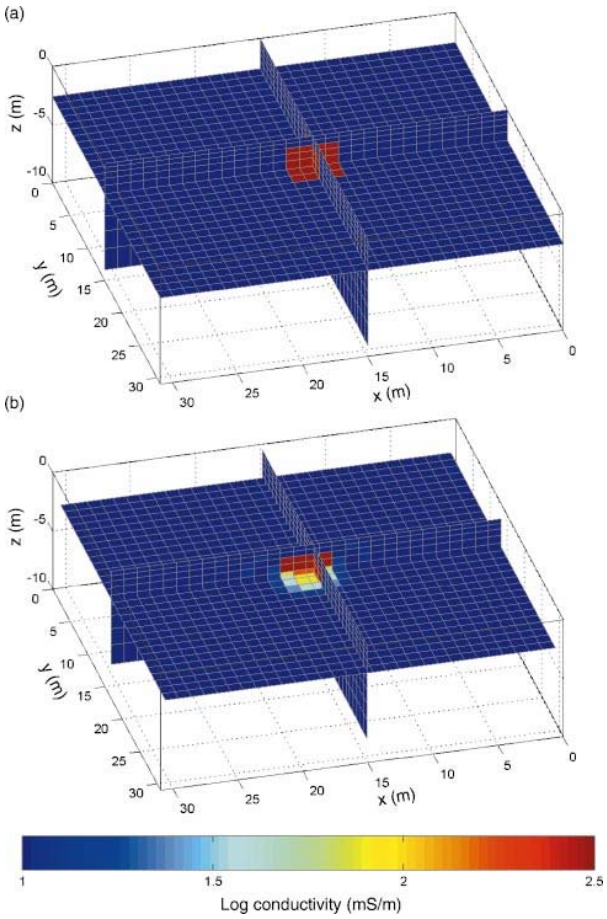


FIG. 2.9: Modèle synthétique assimilé au site de stockage de déchets. (a) Vue en perspective du modèle synthétique avec l'anomalie résistante au centre. (b) Résultat de l'inversion 3D des données simulées à partir du modèle synthétique (d'après Bentley and Gharibi (2004))

m du modèle et plongé dans milieu homogène résistant (10 mS/m) comme le montre la figure 2.9a. La géométrie et le contraste de conductivité du modèle synthétique sont similiaires à ceux du site de stockage. Ils ont utilisé 31 lignes dans la direction x et 31 dans la direction y avec un dispositif dipole-dipole. Les données électriques obtenues à partir de ce modèle synthétique ont été inversées avec une approche 2D et une approche 3D. Le résultat de l'inversion 3D comme le montre la figure 2.9b reproduit correctement l'anomalie à sa place. Pour comparer l'inversion 2D à l'inversion 3D, les auteurs ont extrait 4 profils du modèle de résistivité 3D et les ont comparés à la solution 2D obtenue pour les 4 même profils (fig 2.10). Sur la figure 2.10a, on voit très bien le corps conducteur qui apparaît sur le profil qui passe sur l'anomalie ($x = 15m$), alors qu'il n'est pas visible sur les 3 autres profils situés en $x = 3, 7, 10m$. Tandis que sur la figure 2.10b, les résultats de l'inversion 2D montrent d'une part que le profil situé à l'aplomb du corps conducteur ($x = 15m$) ne reproduit pas correctement l'anomalie mais d'autre part qu'il apparaît des artefacts sur les autres profils. Ce résultat montre bien la limitation d'une interprétation 2D sur certains types de terrains notamment lorsqu'il

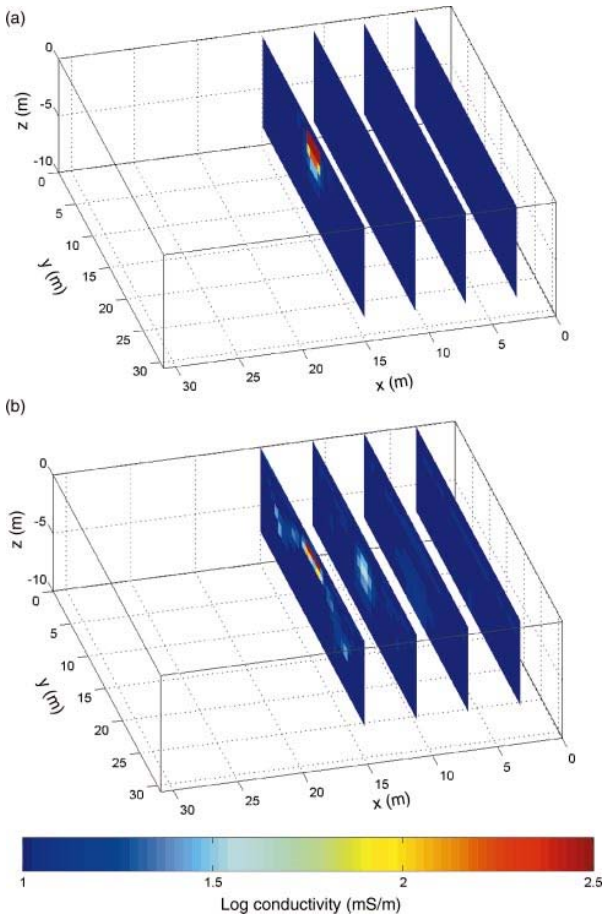


FIG. 2.10: Vue en perspective des profils extraits du modèle de résistivité obtenu à partir du modèle synthétique assimilé au site de stockage de déchets et des profils de résistivité obtenus à partir du même modèle synthétique en utilisant une approche 2D. (a) Les profils extraits du modèle de résistivité 3D. (b) Les mêmes profils mais interprétés en 2D (d'après Bentley and Gharibi (2004)).

existe un très grand contraste de résistivité entre les structures à imager, comme c'est le cas du site de stockage. Cependant, l'utilisation d'une inversion 2D reste justifiée dans certains types de terrains dont la variation du paramètre physique à exploiter reste négligeable dans une direction et produit ainsi des résultats satisfaisants (Dahlin and Loke, 1997).

D'autres auteurs ont appliqué l'inversion 2D et l'inversion 3D sur le même site expérimental (Chambers et al., 1999; Dahlin et al., 2002; Tsourlos, 2004) pour voir l'apport d'une approche 3D par rapport à une approche 2D. Par exemple Tsourlos (2004) compare l'inversion 2D et 3D de données électriques acquises avec un système multi-électrodes et différentes configurations. Si on veut faire une acquisition pleinement 3D avec un système multi-électrodes à 64 par exemple et un pas de 8 m, on ne peut qu'imager une superficie de $8 \times 8m$ à la fois, ce qui rend cette acquisition impraticable lorsqu'on veut cartographier des zones moyennement grandes. Le plus souvent,

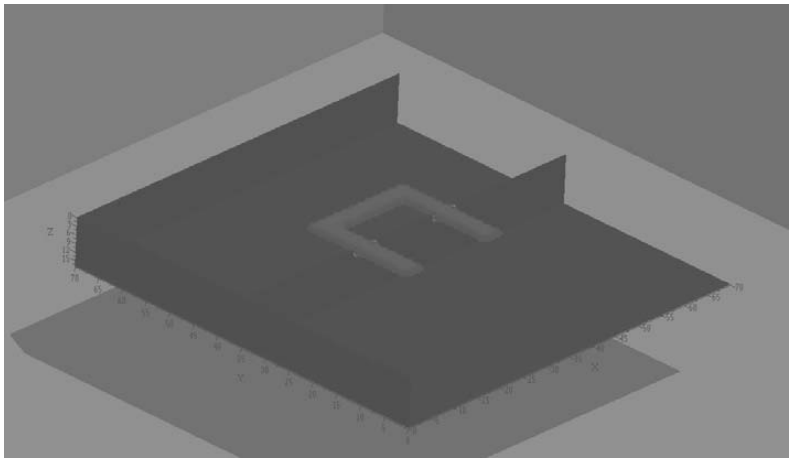


FIG. 2.11: Vue en perspective du modèle synthétique 3D considéré par Tsourlos (2004) pour comparer les deux approches (2D et 3D) (d'après Tsourlos (2004)).

chaque panneau est inversé séparement, ensuite les résultats de l'inversion 2D de tous les panneaux sont regroupés pour en faire une image 3D (ou pseudo image 3D) du sous-sol. L'autre façon de faire une vraie image 3D du sous-sol est de regrouper dans un premier temps l'ensemble des données (résistivités apparentes) de tous les profils et ensuite de les inverser en 3D.

Tsourlos (2004) compare dans son étude les résultats de ces deux approches en utilisant le modèle synthétique de la figure 2.11. Ce modèle synthétique est constitué d'une structure résistante de 100 Ohm.m dans un milieu homogène de 10 Ohm.m (fig 2.11. Les résultats obtenus par ces deux approches sont illustrés sur la figure 2.12 et sur la figure 2.13. On remarque sur la figure 2.12 que l'efficacité de l'inversion 2D dépend de l'orientation des panneaux. Par exemple lorsqu'on interpole tous les panneaux dans les deux directions (x, y), on constate que le résultat de l'inversion 2D interpolée se rapproche du modèle d'origine (fig 2.12b). Par contre lorsqu'on interpole les résultats des panneaux selon une seule direction, le modèle obtenu diffère de beaucoup du modèle initial (fig 2.12c,d). La résolution du modèle est donc influencée par la façon dont les résultats des panneaux sont interpolés. Ainsi, en interpolant les résultats de l'inversion 2D des panneaux selon x et y, on obtient une résolution plus ou moins correcte du modèle. Sur la figure 2.13, nous avons le résultat de l'inversion 2D et 3D dans les directions (x, y) (2.13b, c) et le résultat de l'inversion 3D dans la direction (x) (fig 2.13d). Sur cette figure, on voit bien que l'inversion 3D, quelle que soit la direction des panneaux considérés, reproduit très bien le modèle synthétique. Même en considérant uniquement les profils orientés selon la direction (x), l'inversion 3D reproduit convenablement le modèle synthétique. Cette étude montre qu'avec un réseau dense de profils 2D, on peut arriver à imager moyennement une structure 3D à condition de considérer les résultats 2D de tous les profils dans les deux directions. Elle montre également qu'une approche 3D est beaucoup plus appropriée qu'une approche pseudo-3D pour imager des structures à géométrie complexe. Dahlin (2002) va même plus loin en améliorant l'inversion 3D par l'utilisation de la technique du « roll-

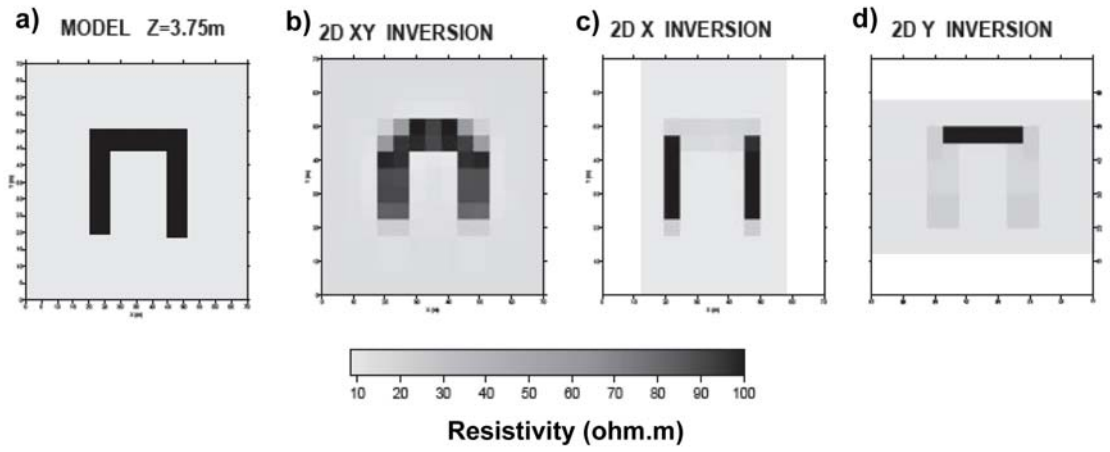


FIG. 2.12: Inversion 2D des données simulées à partir du modèle synthétique de la figure 2.11. Coupes horizontales extraites du modèle synthétique et du modèle de résistivité 2D interpolé dans différentes directions (d'après Tsourlos (2004)).

along » pour identifier des zones contaminées. Cette technique est souvent utilisée lors de l'acquisition des données électrique en 2D sur le terrain pour imager sur de longues distances. Elle consiste à déplacer une partie du câble du système multi-électrodes. Par contre pour une approche 3D, elle reste fastidieuse en demandant beaucoup de temps d'acquisition et des moyens techniques considérables (nombreux câbles et électrodes). Cependant, tous les auteurs sont d'accord sur le fait que l'inversion 3D est l'approche la plus appropriée pour cartographier des structures 3D correctement.

D'autres travaux ont été réalisés sur l'inversion 3D des données électriques entres forages (Chambers et al., 2007), car cette technique permet d'augmenter entre autre la résolution des modèles en profondeur. Dans leur étude, Chambers et al. (2007) utilisent l'imagerie électrique 3D de surface et de forages pour détecter des mines souterraines dans une zone urbanisée. Dans un premier temps, ils ont effectué une inversion 3D des données de surface comme le montre la figure 2.14. Sur cette figure, on remarque que la structure supposée être la mine est bien identifiée. Ensuite les données de forages sont inversées en 3D pour confirmer le résultat obtenu par l'imagerie électrique 3D de surface. Ce résultat montre également l'existence de la mine mais améliore la résolution du modèle en profondeur comme l'illustre la figure 2.15. Chambers et al. (2007) concluent que l'imagerie électrique 3D qu'elle soit de surface ou entre deux forages a bien identifié la structure recherchée mais que la seconde approche donne une meilleure résolution du modèle en profondeur.

Lesur et al. (1999a,b) ont mis au point un code de modélisation 3D et d'inversion 3D pour interpréter les données électriques entres deux puits. Ce code utilise la méthode des intégrales pour la partie calcul direct et une méthode pleinement non-linéaire dans la procédure d'inversion à savoir l'algorithme du gradient conjugué. Le gradient de la fonction objectif est calculé par la méthode de l'état adjoint. Cet outil d'interprétation 3D prévoit également d'imager des structures 2D grâce à l'application de la transformée

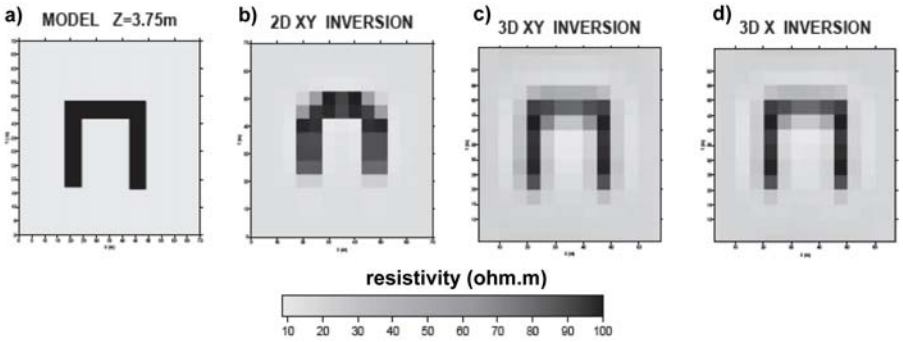


FIG. 2.13: Inversion 2D des données simulées à partir du modèle synthétique de la figure 2.11. a) Coupe horizontale du modèle synthétique. (b) Coupe horizontale extraite du modèle de résistivité 2D en interpolant les profils dans les 2 directions. c) Coupe horizontale extraite du modèle de résistivité 3D obtenu à partir de l'ensemble des panneaux orientés dans les 2 directions. d) Coupe horizontale extraite du modèle de résistivité 3D obtenu à partir des panneaux orientés dans la direction x (d'après Tsourlos (2004)).

de Fourier dans une des directions latérales. Cette technique permet de calculer le potentiel électrique dans un milieu supposé 2D tout en gardant l'effet 3D du flux du courant.

Tous ces études avec une approche 3D ont été réalisées sur des sites assez restreints à l'échelle métrique car un des facteurs majeurs qui est responsable de la limitation dans l'utilisation d'une vraie imagerie électrique 3D est le fait que cette technique exige énormement de temps et de moyens matériels notamment des résistivimètres multicanal, plus de câbles et d'électrodes lors de l'acquisition des données. Cependant cette difficulté a été parfois contournée en utilisant plusieurs panneaux électriques dans les directions perpendiculaires pour collecter les données et ensuite les inverser simultanément avec une approche 3D (Tsourlos, 2004). Même avec cette approche pour esquiver la contrainte liée aux moyens techniques, l'imagerie électrique 3D reste lourde à employer pour sonder des zones à l'échelle kilométrique. Par contre si on veut imager de petites zones restreintes à l'échelle métrique voire plus petites, notamment pour les études en laboratoires, l'imagerie électrique 3D est réalisable pour certaines applications (Nimmer et al., 2008). C'est le cas des études environnementales qui essaient de déterminer l'emplacement d'une carrière de déchets domestiques ancienne (Ogilvy et al., 1999), ou bien des études géotechniques qui essaient de détecter des zones à risque qui sont susceptibles de s'affaisser dans les zones urbanisées (Friedel et al., 2006; Chambers et al., 2007; Gokturkler et al., 2008).

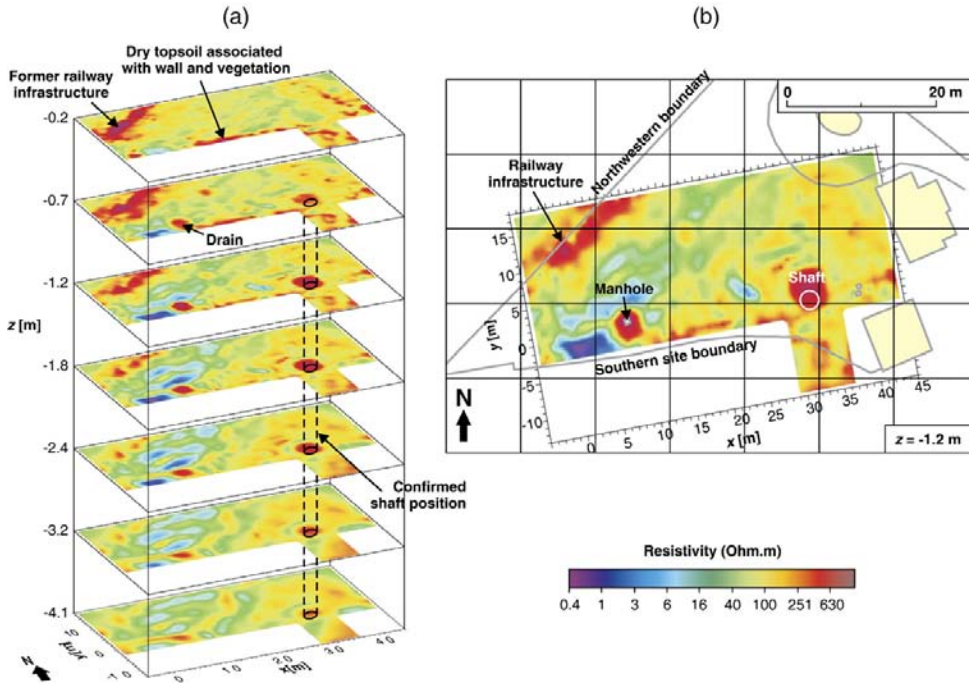


FIG. 2.14: Inversion 3D des données électriques de surface pour la detection des mines souterraines en milieu urbanisé. (a) une série de couches en fonction de la profondeur. (b) Une couche à la profondeur $z = 1.2m$ (d'après Chambers et al. (2007)).

2.6 Inversion 3D de sondages électriques de type Schlumberger

Jusqu'à présent, toutes les techniques d'inversion en méthode électrique à courant continu que nous avons décrites ont été utilisées pour interpréter des données électriques collectées avec des dispositifs de type dipôle-dipôle, ou par un système multi-électrodes. Une particularité de ces méthodes d'inversion est le fait que leur champ d'application est restreint, c'est à dire que les zones à imager par ces types d'interprétations 3D sont à l'échelle métrique ou parfois plus petite dans le cas d'études sur des échantillons en laboratoire.

De nos jours, très peu d'études ont été réalisées sur l'inversion 3D de données électriques par sondages Schlumberger. Dans une étude, Santos and Sultan (2008) ont utilisé des sondages de type Schlumberger avec une distribution régulière pour déterminer la distribution de la résistivité dans une région proche de la ville du Caire. Pour atteindre leur but, ils ont mis au point un code de modélisation 3D par éléments finis et un code d'inversion 3D avec une méthode de régularisation (Sasaki, 1994). Pour valider leur code d'inversion 3D, ils ont considéré deux modèles synthétiques avec 2 types de distribution de sondages électriques verticaux (VES) : (1) Une distribution dense (25 VES). (2) Une distribution clairsemée (9 VES). Dans cet exemple, ces auteurs ont considéré une structure conductrice de 20 Ohm.m (épaisseur 70 m) en forme de L plongée dans un milieu homogène de 100 Ohm.m (épaisseur 150 m) qui surplombe

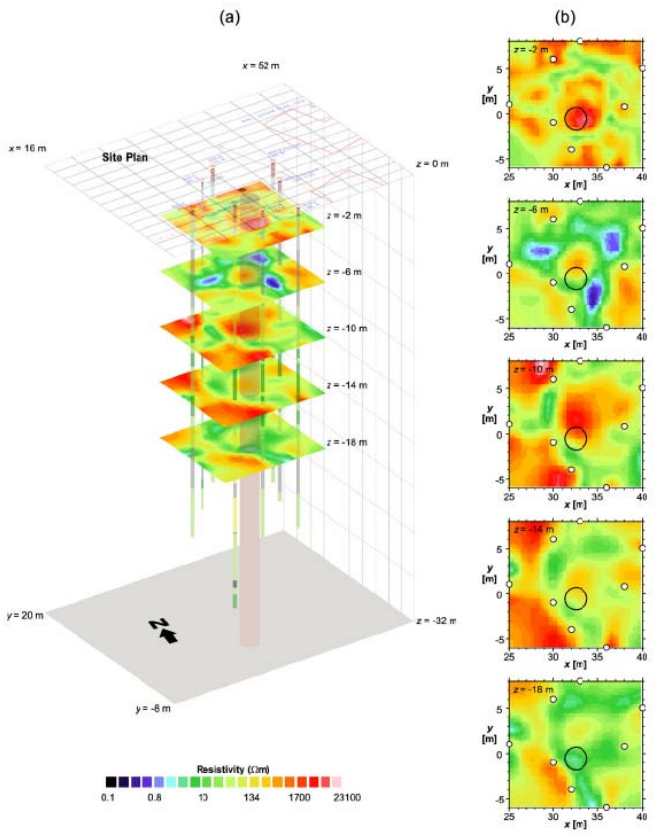


FIG. 2.15: Inversion 3D des données électriques de forages pour la détection de mines souterraines en milieu urbanisé. (a) une série de sections horizontales en incorporant les forages et avec la projection de l'emplacement de la cavité. (b) coupes horizontales du modèle de résistivité avec les emplacements des forages (cercle blancs) et la position de la cavité (cercle noir) (d'après Chambers et al. (2007)).

lui aussi un demi-espace de 500 Ohm.m. Les résistivités des anomalies du modèle synthétique sont choisies de telle façon que celles-ci soient proches des structures présentes dans le sous-sol de la région. En particuler, le conducteur en forme de L reflète bien les structures régionales. Ils ont simulé 9 sondages électriques de type Schlumberger avec des $AB/2$ variant de $5m$ à $250m$. Parmi ces sondages certains sont orientés dans la direction x et d'autres dans la direction y. Un bruit gaussien de 5 % est ajouté aux données simulées pour se rapprocher des conditions de terrain. Les résultats de l'inversion 3D du modèle synthétique selon les directions sont illustrés sur la figure 2.17A, B, C avec des erreurs rms de 4.8 %, 3.6 %, 5.2 % respectivement. Santos and Sultan (2008) ont remarqué que la résolution du modèle décroît en particulier dans les couches superficielles et dans les solutions obtenues lorsqu'on inverse les données des stations (VES) qui sont dans la même direction (fig 2.17A, B). Par contre en inversant les données collectées dans les 2 directions (x,y) (fig 2.17C), la solution est améliorée même s'il apparaît une discontinuité de la structure conductrice entre les stations 5 et 8. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que les stations sont assez éloignées les unes aux autres. Les auteurs ont conclu que le modèle de résistivité 3D obtenu en inver-

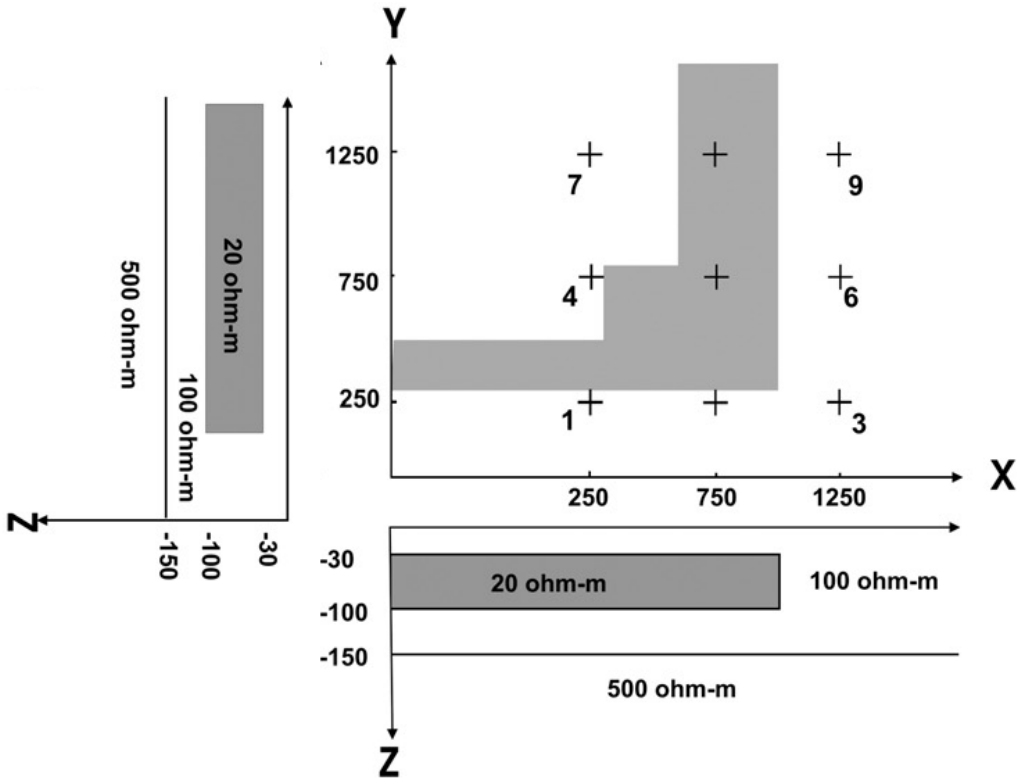


FIG. 2.16: Différentes vues du modèle synthétique considéré par Santos and Sultan (2008) pour générer des données. A droite : Couche extraite du modèle synthétique. A gauche : Coupe verticale extraite du modèle synthétique dans la direction y ($x = 750m$). En bas : Coupe verticale dans la direction x ($y = 350m$). Croix :Centres des sondages électriques (d'après Santos and Sultan (2008)).

sant les données électriques acquises dans les directions perpendiculaires fournissent des informations beaucoup plus précises que lorsqu'on inverse des données collectées dans la même direction. Cette démarche d'interprétation (inversion 3D) de sondages électriques utilisée par Santos and Sultan (2008) est très rare en milieu géophysique et peut servir à exploiter ce type de données autrement qu'avec une approche 1D pour avoir une image plus réaliste du sous-sol.

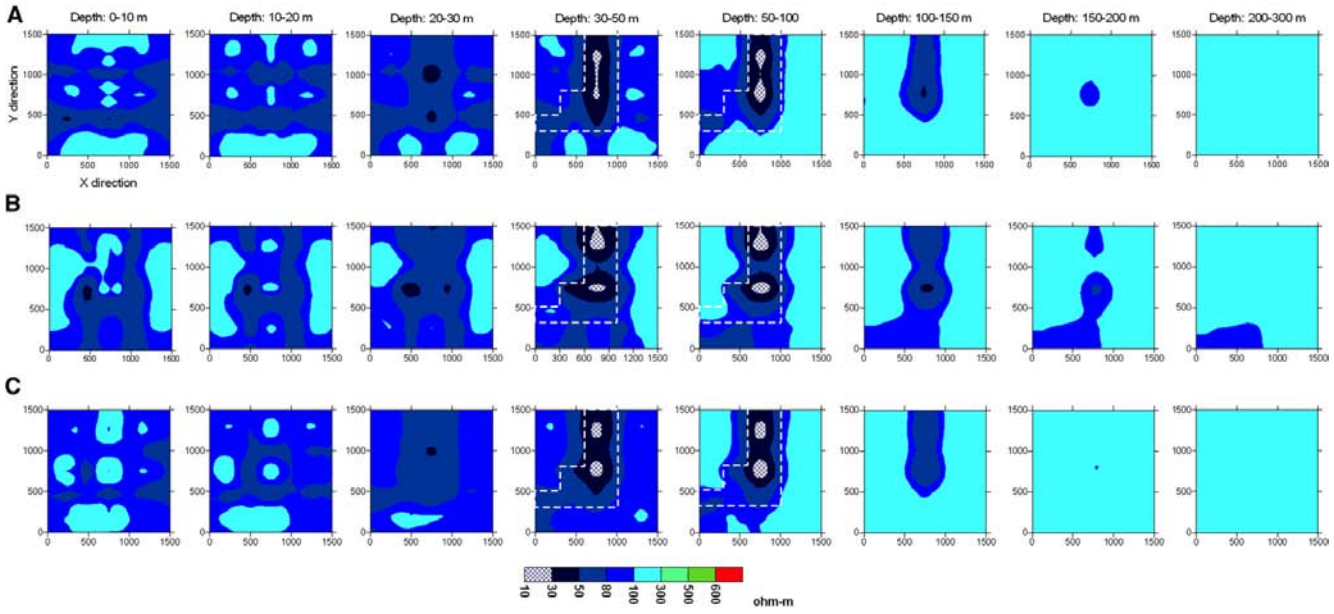


FIG. 2.17: Inversion 3D des données simulées à partir du modèle synthétique de la figure 2.16 pour valider le code d'interprétation 3D de Santos and Sultan (2008). (A) Résultat de l'inversion 3D des sondages orientés selon la direction x. (B) Résultat de l'inversion 3D des sondages orientés selon la direction y. (C) Modèle de résistivité 3D avec tous les sondages orientés dans les deux direction x, y (d'après Santos and Sultan (2008)).

Chapitre 3

Méthodologie

Chapitre 3

Méthodologie

3.1 Introduction

Il existe un besoin en outils d'imagerie 3D électrique performants lorsqu'on a un grand nombre de données sur des zones à l'échelle plurikilométrique. Pour répondre à ce besoin, nous avons développé un outil d'inversion 3D pour des applications en hydrogéologie notamment. Nous verrons dans le chapitre 4 son application à la caractérisation des nappes phréatiques de la plaine de Djibouti-ville. L'objectif recherché était d'inverser simultanément un maximum de sondages électriques pour obtenir une image 3D du sous-sol. Notre programme d'inversion 3D comporte une étape de modélisation (calcul direct) et une étape d'optimisation que nous allons décrire maintenant.

3.2 Définition du problème direct

Dans le cas des méthodes électriques, la modélisation (ou le calcul direct) consiste à calculer la réponse du modèle à l'injection d'un courant continu. Le modèle consiste en un demi-espace dans lequel on peut définir la distribution de la résistivité électrique de façon quelconque. La réponse du modèle peut être calculée soit analytiquement, soit numériquement selon la complexité du problème. Pour un milieu possédant des structures simples, par exemple tabulaires, une approche analytique pour calculer la réponse du modèle est envisageable (Telford et al., 1990). Dans notre cas, le modèle est 3D et l'approche numérique est donc indispensable.

3.3 Choix de la méthode de discrétisation

Pour calculer le potentiel électrique en tout point, on est amené à discrétiser l'équation de Poisson que vérifie le potentiel électrique sous sa forme différentielle :

$$\nabla.(\frac{1}{\rho(x,y,z)}\nabla V(x,y,z)) = -I_s\delta(x-x_s)\delta(y-y_s)\delta(z-z_s) \tag{3.1}$$

avec $V(x,y,z)$ le potentiel électrique, $\rho(x,y,z)$ la résistivité électrique, δ la fonction

Dirac et I_s l'amplitude du courant (source).
Il existe plusieurs méthodes numériques pour résoudre le problème direct. Parmi les plus utilisées, nous avons la méthode des différences finies (Mufti, 1976; Dey and Morrison, 1979; Park and Van, 1991; Spitzer, 1995; Loke and Barker, 1996a) et la méthode des éléments finis (Coggon, 1971; Sasaki, 1994). La méthode des différences finies est très utilisée en modélisation par rapport à la méthode des éléments finis car elle est plus souple à mettre en oeuvre et plus rapide. Cependant, la méthode par éléments finis est indispensable dans certains types d'applications, notamment dans les milieux géologiques où la topographie est assez marquée (régions avec de grands escarpements). De ce fait, l'utilisation de la méthode des différences finies pour ce type de terrain entraîne des solutions du problème inverse qui vont être biaisées par cette non prise en compte de la topographie. Cela se traduit généralement par la présence d'artefacts qui peuvent être observés à la surface du modèle final. L'usage répandu de ces deux méthodes par rapport aux autres méthodes numériques résulte de leur capacité à approximer rapidement les solutions pour n'importe quelle structure arbitraire et complexe (Boonchaisuk et al., 2008).

Parmi les méthodes peu utilisées, la méthode des intégrales (Dabas et al., 1994) permet de résoudre le problème direct pour des milieux présentant une faible variation latérale de la résistivité électrique. Cette méthode présente un avantage sur les méthodes par différences finies et par éléments finis, puisqu'elle permet de calculer le potentiel électrique en n'importe quel point du modèle sans faire une quelconque interpolation entre les différents noeuds du maillage (Boulanger and Chouteau, 2005). Son inconvénient majeur est le fait qu'elle génère des matrices larges et pleines pour une utilisation en milieu hétérogène, ce qui nécessite un gros effort de calcul numérique peu performant en inversion. La méthode des moments est une variante de la méthode des intégrales, qui permet de résoudre le problème direct lorsqu'il y a un ou très peu de corps hétérogènes dans un milieu homogène. Dans le cas où il y a une hétérogénéité dans un milieu homogène, cette technique a l'avantage de mailler uniquement l'hétérogénéité et ainsi réduire considérablement la taille de la matrice à résoudre (Tabbagh, 1985; Tabbagh et al., 2007).

Dans le cadre de mes travaux, j'ai utilisé le programme de modélisation 3D de Spitzer (1995) qui est basé sur la méthode les différences finies. La méthode de différences finies est choisie comme méthode numérique pour sa souplesse des formes d'approximations que l'on impose aux conditions aux limites (Neumann, Dirichlet). Cet algorithme de modélisation 3D discrétise les équations différentielles gouvernant le problème direct par la méthode des différences finies centrées dont nous allons décrire le principe ci-dessous.

3.3.1 Principe de la méthode des différences finies

La méthode des différences finies consiste à construire un ensemble de points $M_{i,j,k}$ sur le domaine d'étude, disposés selon un réseaux de mailles cubiques comprenant Nx points dans la direction x, Ny points suivant l'axe y et Nz points suivant l'axe z. Le champ de potentiel $V(x, y, z)$ est calculé aux noeuds des mailles du réseau. Pour

simplifier la description de la méthode, nous nous limiterons au cas scalaire (1D), en supposant un modèle qui s'étend sur un intervalle [0, L]. Cet intervalle de longueur L est subdivisé en N intervalles de même longueur $h = L/N$ appelé pas de discrétisation. L'approximation consiste à construire une suite de valeurs discrètes V_i sur l'intervalle [0, L] avec i=1, N. On suppose que les valeurs aux limites ($V_1(0)$ et $V_N(L)$) sont connues. Après discrétisation de l'intervalle, il faut trouver une relation permettant de calculer les valeurs de la fonction $V(x)$ aux noeuds du maillage. Cette relation est obtenue en discrétisant les opérateurs différentiels intervenant dans l'équation aux dérivées partielles par un développement de Taylor du second ordre de $V(x)$ qui peut s'écrire :

$$V(x+h) = V(x) + V'(x)h + \frac{1}{2}V''(x)h^2 + ... \tag{3.2}$$

et

$$V(x-h) = V(x) - V'(x)h + \frac{1}{2}V''(x)h^2 - ... \tag{3.3}$$

En sommant les équations (3.2) et (3.3), on obtient :

$$V''(x) = \frac{1}{h^2}[V(x+h) - 2V(x) + V(x-h)] \tag{3.4}$$

Si on soustrait l'équation (3.3) à l'équation (3.2), on obtient :

$$V'(x) = \frac{1}{2h}[V(x+h) - V(x-h)] \tag{3.5}$$

Les équations différentielles décrivant le champ de potentiel électrique dans les méthodes à courant continu étant d'un ordre maximum de 2, leur expression générale est :

$$A(x)V''(x) + B(x)V'(x) + C(x)V(x) = D(x) \tag{3.6}$$

En supposant que $A(x)$, $B(x)$, $C(x)$, $D(x)$ (fonctions de la conductivité électrique dans notre cas) sont connues en tout point du milieu d'étude, et en remplaçant les dérivées partielles de la fonction V par leur expression, on obtient une suite qui dépend de V_{i-1}, V_i et de V_{i+1} :

$$(\frac{A_i}{h^2} + \frac{B_i}{2h})V_{i+1} + (C_i + \frac{2A_i}{h^2})V_i + \frac{A_i}{h^2} - \frac{B_i}{2h})V_{i-1} \tag{3.7}$$

Ainsi, nous avons $N-1$ équations et $N-1$ inconnues $(V_1, V_2, ..., V_{N-1})$ qui seront résolues numériquement par inversion d'une matrice. Signalons que dans notre étude, le pas de discrétisation est différent suivant les trois directions (x, y, z).

3.4 Méthode de résolution du système

Il s'agit de résoudre l'équation de Poisson sous sa forme différentielle en discrétisant le volume du demi-espace en réseau de mailles rectangulaires selon un maillage irrégulier. Dans chaque maille, la conductivité électrique est $\sigma^c(i,j,k)$ où i, j, k représentent les coordonnées du noeud de la cellule dans le système d'axe x, y, z (fig 3.1). Ensuite, les conductivités électriques à chaque noeud sont calculées par une moyenne arithmétique pondérée volumiquement des conductivités des mailles avoisinantes. De

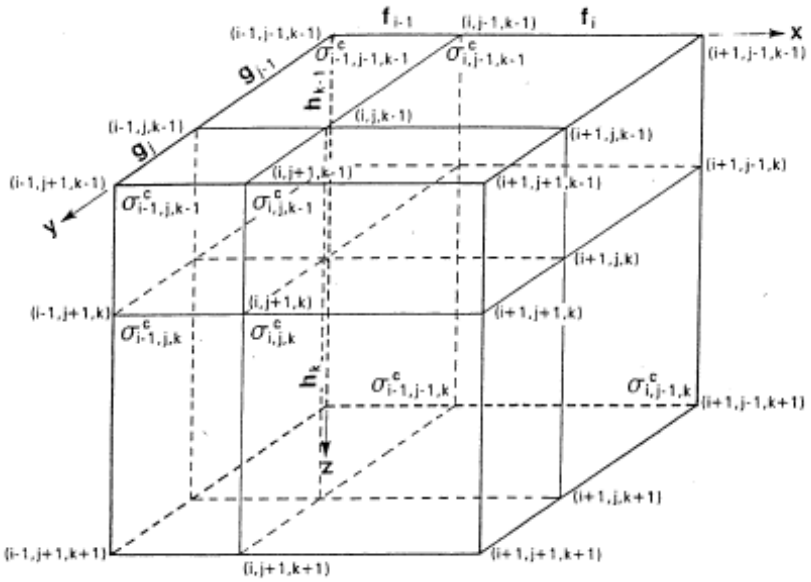


FIG. 3.1: Grille définie pour le programme de calcul direct 3D indiquant le dimensionnement des mailles (f, g, h) et la conductivité des cellules (σ^c). Les variables i, j, k représentent les indices des noeuds de la grille dans les 3 directions (D'après Spitzer, 1995).

même, la dérivée de la conductivité est également déterminée par la moyenne pondérée des conductivités. Ce code de modélisation 3D (Spitzer, 1995) utilise le principe de réciprocité qui dit que le potentiel électrique mesuré entre M et N lorsque A et B sont les pôles d'injection est identique au potentiel mesuré entre A et B lorsque M et N deviennent les pôles d'injection de courant. Grâce à cette propriété, nous pouvons placer un couple de sources sur deux mailles distinctes et calculer le potentiel électrique résultant sur l'ensemble des autres mailles. Ainsi, le temps de calcul pour la réponse du modèle est considérablement réduit. L'algorithme permet également un grand nombre de sources et configurations des électrodes.

Une fois discrétisée l'équation de Poisson, on obtient le système linéaire suivant :

$$AX = B \tag{3.8}$$

avec A une matrice non symétrique dont les coefficients sont fonction des dimensions des mailles et de la conductivité, X est le vecteur potentiel et B le terme source.
Pour résoudre ce système ($AX = B$), il existe plusieurs méthodes itératives telles que la méthode de Gauss-Newton, Quasi-Newton, du gradient, du gradient conjugué. Parmi ces méthodes itératives, il faut distinguer celles basées sur une décomposition judicieuse de la matrice A (Gauss-Newton, Quasi-Newton) d'une part et celles basées sur la minimisation d'une fonctionnelle (gradient, gradient conjugué) d'autre part. L'algorithme de Spitzer (1995) utilise la méthode du gradient conjugué avec un pré-conditionnement. Cependant l'utilisation de la méthode du gradient conjugué nécessite certaines propriétés de la matrice A, notamment sa symétrie. Pour pouvoir utiliser cette méthode de

résolution du système linéaire (gradient conjugué), les équations de la matrice sont rendues symétriques, puis la matrice est pré-conditionnée afin d'augmenter la vitesse de convergence vers la solution sans pour autant utiliser plus de mémoire. Enfin une technique de stockage compact restreint l'utilisation d'espace mémoire nécessaire tout en accélérant les opérations de calcul matriciel.

3.5 Choix de la paramétrisation d'un modèle

Généralement, le pas de discrétisation est souvent choisi de façon qu'il soit égal à la distance entre deux électrodes. Parfois, lorsqu'on veut faire une interprétation à petite échelle et peu profonde, il est conseillé de choisir un pas de discrétisation qui est égal à la moitié de la distance entre électrodes (Gunther, 2004). Notre but est de faire une imagerie 3D de la distribution de la résistivité à une échelle kilométrique, ce qui revient à modéliser simultanément un grand nombre de sondages Schlumberger d'orientation variable (fig 3.3). Dans cette configuration, il est nécessaire de construire une grille de modélisation centrée sur un sondage donné selon un maillage irrégulier. Si on veut donc effectuer une modélisation simultanée de plusieurs sondages, la question qui se pose est comment discrétiser le modèle pour le calcul lorsqu'on considère plusieurs sondages ? Dans un premier temps nous avons tenté de faire une paramétrisation commune pour l'ensemble des sondages, mais très vite nous nous sommes rendu compte qu'il était impossible de procéder de cette manière pour deux raisons :

(1) Pour un sondage de type Schlumberger, les dipôles d'injection de courant (et les lignes de mesures du champ de potentiel) n'augmentent pas avec un pas fixe, il est donc difficile d'appliquer un pas commun à l'ensemble des sondages.

(2) Les sondages dont nous disposons (fig 3.3) ont une distribution irrégulière dans l'espace, ce qui complique d'avantage la démarche qui consiste à chercher un pas commun pour la grille de modélisation.

Une paramétrisation unique de la grille de calcul étant impossible, nous avons décidé de construire une grille de calcul par sondage. Ainsi, nous aurons autant de calculs directs que de sondages à interpréter ce qui se traduit par un temps de calcul assez important durant cette étape de modélisation. C'est toutefois l'approche que nous avons jugé la plus raisonnable pour modéliser un grand nombre de sondages électriques de type Schlumberger. Pour construire la grille de calcul direct, nous avons considéré les positions des électrodes (courants et potentiels) dans le repère (x,y) comme étant les noeuds où le calcul du potentiel électrique sera effectué. Donc pour chaque VES (sondage électrique), sa grille de calcul sera construite à partir des positions de ses électrodes. Afin d'éviter des effets de bord, nous prolongeons les extrémités de cette grille de calcul par des mailles plus larges jusqu'à ce que celle-ci coïncide avec les extrémités de la grille de paramétrisation du modèle pour l'inversion comme le montre la figure 3.2.

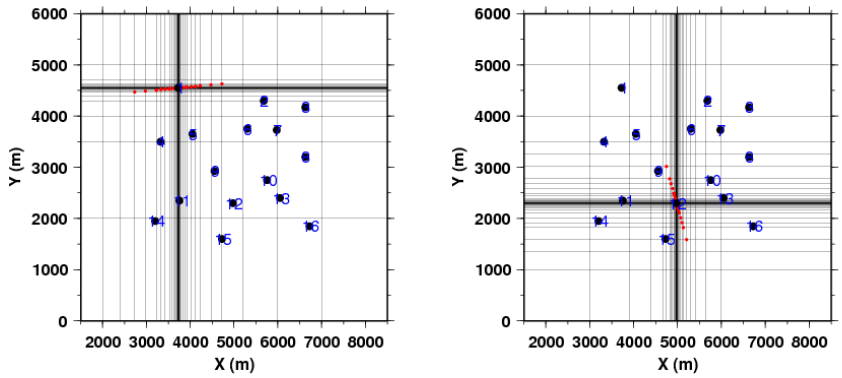
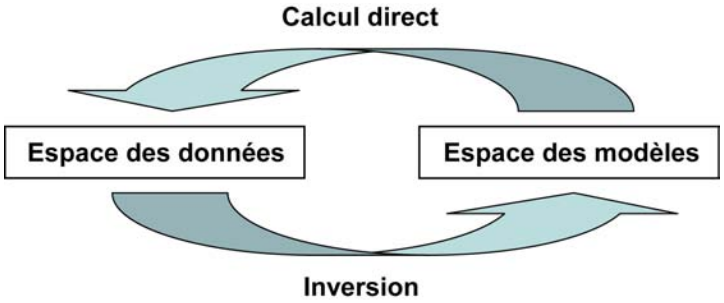


FIG. 3.2: Exemple de paramétrisation 2D (vue en plan) pour le problème direct pour deux sondages électriques différents avec les positions de leurs électrodes (en rouge). Sur chaque figure nous avons également les positions des autres sondages et leurs numéro.

3.6 Inversion 3D

3.6.1 Introduction

L'inversion est l'opération qui consiste dans notre problème à partir des observations sur le terrain à déterminer la distribution de la résistivité dans le sous-sol. Modélisation et inversion sont deux processus indispensables dans tous les problèmes d'optimisation et permettent de passer de l'espace des modèles vers l'espace des données (modélisation ou calcul direct) et de l'espace des données vers l'espace des modèles (inversion).



3.6.2 Choix de stratégie de minimisation

Il existe des approches théoriques qui permettent de résoudre de façon explicite le problème inverse. Or dans toute science expérimentale, les données réelles contiennent des erreurs (bruit) qui se propagent facilement aux paramètres du modèle. A cela s'ajoute également le fait que nous ne disposons que d'un nombre fini d'informations (données) sur l'objet étudié pour reconstruire un modèle qui est décrit par une fonction possédant une infinité de degrés de liberté.
Il est alors possible de se tourner vers des méthodes itératives qui construisent une suite

de solutions approchées du problème. Le problème inverse dans les méthodes électriques à courant continu est un problème non-linéaire et sous-determiné. Par conséquent, il n'existe pas de solution unique mais plusieurs solutions (modèles) dont les réponses peuvent s'ajuster aux données observées. Il existe différents algorithmes itératifs de résolution du problème inverse qui permettent de produire des solutions qui sont linéairement proches de la solution désirée.

Le but principal de mon travail a consisté à mettre au point un algorithme d'inversion 3D qui puisse être capable de traiter un grand nombre de données, sur des modèles de grandes tailles et à géométries complexes. Or les méthodes de minimisation traditionnelles, de type Gauss-Newton par exemple, où le calcul numérique de la matrice jacobienne (sensibilité) est incontournable, sont impraticables pour notre type de problème. En effet, compte tenu de la taille de nos modèles et du fait qu'on effectue plusieurs calculs directs, on ne peut pas se permettre de compliquer d'avantage le problème en choisissant les méthodes de minimisation qui nécessitent l'évaluation d'une matrice de sensibilité. Pour contourner cet obstacle, nous avons donc développé un algorithme qui permet de minimiser l'écart entre les données réelles et les données calculées sans avoir recours au calcul de la matrice jacobienne. Pour cela, nous avons utilisé un algorithme qui cherche un minimum relatif pour n'importe quelle fonction réelle par une méthode de descente (Beiner, 1970). L'avantage de cette approche d'optimisation est qu'elle recherche un minimum d'une fonction avec un effort de calcul beaucoup moindre que les méthodes traditionnelles.

Avant cette étape de minimisation, il faut d'abord choisir sous quelle forme on désire minimiser l'écart entre les données observées et les données calculées. Les deux formulations les plus utilisées dans les problèmes inverses des méthodes à courant continu sont la méthode de moindres-carrés (norme L2) et la valeur absolue (norme L1 ou inversion dite robuste). Nous avons décidé de formuler la quantité à minimiser par la méthode de moindres-carrés (voir équation 3.9). L'emploi de l'une ou de l'autre de ces méthodes dépend de la qualité des données dont on dispose et des contrastes de résistivité des structures à imager. Lorsque la variation de résistivité du sous-sol varie de façon lisse et graduelle, la formulation du problème par la méthode de moindres-carrés est beaucoup plus appropriée que l'utilisation de la norme L1 (Loke and Barker, 1996b). Par contre pour des données très bruitées ou pour des structures présentant des contours anguleux, certains auteurs conseillent de choisir l'inversion dite robuste (norme L1) pour avoir des modèles de résistivités acceptables (Loke and Barker, 1996b; Dahlin and Zhou, 2004; Chambers et al., 2006). De plus, l'inversion dite robuste permet de faire ressortir sur le modèle final le changement brusque de la résistivité électrique entre structures (Chambers et al., 2006). Mais l'utilisation de la norme L1 n'est pas très répandue en méthode électrique par rapport à l'utilisation de la norme L2. La raison en est que dans la plupart des applications on fait la supposition que le bruit contenu dans les données est de type gaussien. Dans ce cas, l'avantage de la méthode de moindres-carrés par rapport à l'inversion dite robuste est qu'elle tient compte de cette distribution gaussienne du bruit.

La direction de descente dans les méthodes de plus grande pente dépend du choix de

la formulation de la fonction à minimiser (norme L1, norme L2) (Ellis and Oldenburg, 1994) :

$$\phi_d(m) = \sum_{i=1}^{N} (\frac{f_i(m) - d_i^{obs}}{\delta d_i^{obs}})^2 \tag{3.9}$$

Le principe de cette technique revient à optimiser durant le processus d'inversion les paramètres d'un modèle initial afin d'avoir l'écart le plus minimal possible entre les observations et la réponse du modèle. Pour cela, le code d'inversion recherche des directions (directions de descente) qui nous mènent à ce minimum global en passant par les étapes suivantes :

(1) un vecteur perturbation du modèle initial dm^i pour le nombre de modèle calculé (NMC) i est évalué en utilisant la méthode de plus grande pente. Le nombre de modèle calculé correspond au nombre de fois où on fait appelle à la fonction à minimiser (ou fonction objectif).

(2) ensuite, un nouveau modèle est évalué en posant $m^{i+1} = m^i + dm^{(i)}$.

(3) les étapes 1 et 2 sont répétées jusqu'à ce qu'une direction de descente acceptable soit trouvée.

La perturbation dm peut être exprimée sous la forme d'un pas et d'une direction de descente comme le montre l'équation suivante :

$$dm^i = p^i k^i \tag{3.10}$$

avec p le pas de minimisation et k la direction de descente.

Pour déterminer la direction de descente à chaque itération afin d'évaluer la perturbation et mettre à jour le modèle, notre algorithme de minimisation utilise une variante de la méthode de plus grande pente. Avec les méthodes de descente (Gauss, Gauss-Newton, méthode de plus grande pente, gradient conjugué), la direction de descente est souvent le gradient de la fonction coût ($\nabla\phi_d(m)$) au signe près. Ceci revient à calculer la dérivée de la fonction coût donc la matrice sensibilité chose que notre algorithme ne fait pas. Cependant, il existe différentes façons de calculer le gradient de la fonction coût. Il s'agit de la méthode des différences finies qui permet d'obtenir le gradient de la fonction sans calculer le Jacobien ($\nabla f(m)$), de la méthode des fonctions de sensibilité (Loke and Barker, 1996a) et de la méthode de l'état adjoint (Lesur et al., 1999b). La méthode de sensibilité consiste à dériver explicitement la fonction coût par rapport aux paramètres m, en utilisant la règle de dérivation d'une fonction composée. La méthode de l'état adjoint quant à elle utilise le même principe que la méthode des fonctions sensibilité pour avoir le gradient ($\nabla\phi_d(m)$) tout en évitant le calcul du jacobien complet par des reformulations mathématiques.

Notre code d'inversion 3D utilise la méthode des différences finies car elle permet de calculer le gradient de la fonction à minimiser, indispensable à l'évaluation de la direction de descente, tout en nous épargnant le lourd calcul de la matrice Jacobienne.

Cette méthode des différences finies consiste à remplacer le calcul de la dérivée partielle par le quotient aux différences :

$$\frac{\partial \phi_d(m)}{\partial m} = \frac{\phi_d(m^{i+1}) - \phi(m^i)}{dm^i} \tag{3.11}$$

On peut remarquer que la fonction ϕ_d est évaluée autant de fois qu'il y a des paramètres. Or, dans un problème d'optimisation, l'objectif recherché est la décroissance de la fonction à minimiser au fil des itérations ($\phi_d(m^{i+1}) < \phi(m^i)$). Si la direction de descente vaut :

$$k = \frac{\partial \phi_d(m)}{\partial m} \tag{3.12}$$

la fonction coût suit une direction de descente de -k, ce qui entraîne une diminution locale de celle-ci vers un minimum. Parfois, ce minimum atteint peut ne pas correspondre à un minimum global (la solution recherchée) mais tout dépend de la topographie de l'espace décrit par cette fonction objectif. L'espace décrit par cette fonction objectif peut être assimilé à une hypersurface avec des vallées plus où moins étroites (Fischer and Quang, 1981; Hautot, 1999). Plus il y a de vallées sur cette surface, plus la convergence vers un minimum global sera lente et difficile. Cette approche de minimisation de la fonction coût peut présenter des convergences très lentes dans le cas d'une approche 3D où la topographie de cette surface comporte un nombre important de minima locaux, en particulier au voisinage du minimum global. Mais son avantage est qu'elle assure une certaine robustesse du processus d'inversion tout en réduisant le coût de calcul lié à l'évaluation de la matrice de sensibilité. Pour une approche 3D, nous avons beaucoup de paramètres à inverser ce qui demande un nombre important d'itérations afin de parcourir tout le modèle et surmonter tous les obstacles liés à la présence des minima locaux.

3.6.3 Choix du modèle initial

Dans le cas où le nombre de données à inverser n'est pas grand devant le nombre de paramètres, les méthodes itératives ne peuvent trouver que des solutions qui sont linéairement proches de l'estimation initiale des paramètres du modèle et par conséquent un choix judicieux du modèle initial est exigé. Ce modèle initial a un rôle déterminant sur le modèle final puisqu'il définit la géométrie et la taille des paramètres du modèle correspondant au sous-sol. Il est donc important de bien choisir son modèle initial qui puisse respecter les caractéristiques du terrain sondé. Généralement, il est conseillé de construire son modèle initial en se basant sur les connaissances à priori dont nous disposons sur la zone d'étude. En effet, ces informations nous renseignent sur la géométrie des structures recherchées et par conséquent, on peut choisir tel ou tel modèle initial. Il est également conseillé de commencer le processus d'inversion avec un modèle initial présentant un minimum de paramètres afin de ne pas biaiser le résultat (Hautot, 1999). Ensuite, il n'est pas exclu de raffiner ce modèle en fonction de l'information contenue dans les données et de la qualité du résultat obtenu au cours de l'inversion. Dans le domaine des méthodes électriques, le modèle de départ d'un processus itératif d'inversion est classiquement homogène, de résistivité égale à la moyenne des résistivités

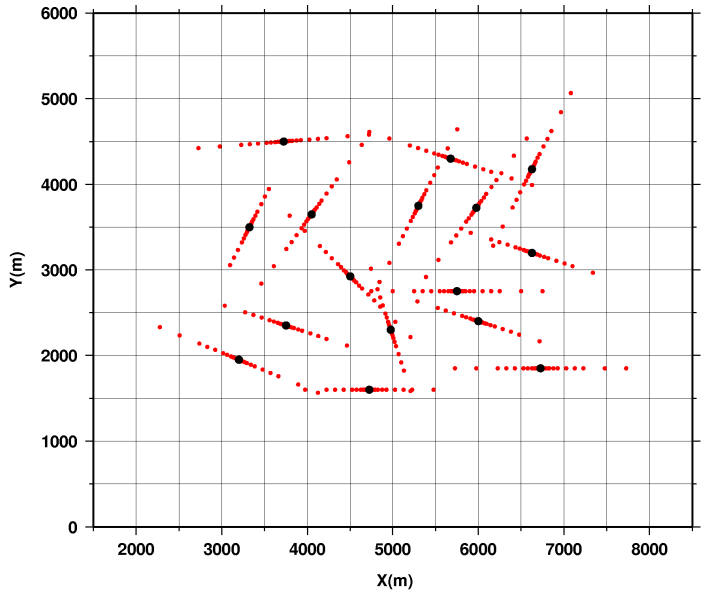


FIG. 3.3: Vue en plan de la paramétrisation du modèle pour le problème inverse. Les points noirs représentent les centres des sondages et les points rouges les positions des des électrodes.

apparentes mesurées (Loke and Barker, 1996b).

La paramétrisation d'un modèle numérique consiste à le subdiviser en un certain nombre de blocs dont la taille dépend du pas choisi. Ce pas de discrétisation du modèle est un peu délicat à choisir. Nous considérons ici le cas d'un ensemble de sondages électriques Schlumberger avec des longueurs de ligne $AB/2$ maximales variables (fig 3.3). Soit L_{min} la plus petite des longueurs $AB/2$ maximales parmi tous les sondages. Nous avons décidé de paramétriser le modèle avec un pas de L_{min} dans les deux directions latérales. Le choix d'un pas supérieur à L_{min}, reviendrait à faire une inversion 1D pour les sondages dont $AB/2$ maximum est égale à L_{min}, car leurs lignes ne contraignent pas les mailles avoisinantes. Par contre, si on avait choisi un pas inférieur à L_{min}, on se heurtait à un autre problème, celui du temps de calcul, puisqu'on se retrouve avec un très grand nombre de paramètres. Le choix du pas L_{min} est le meilleur compromis entre le fait d'avoir trop de paramètres et le fait de faire de l'inversion 1D pour certains sondages ($AB/2 \leq L_{min}$). Même avec ce choix, si on veut vraiment faire une interprétation 3D sur ce types de données, il faut qu'on ait en plus une bonne couverture des sondages sur la zone d'étude.

Notre modèle initial consiste en un volume divisé en blocs 3D, dans lequel la taille des blocs reste fixe et seule la résistivité affectée à chaque bloc est inversée durant le processus d'optimisation. Dans le cas d'une approche 3D, il est difficile d'inverser simultanément la taille, la position et la résistivité des paramètres, car ça impliquerait un nombre de paramètres mis en jeu trop important. Les dimensions horizontales des blocs qui constituent notre modèle du sous-sol sont définies en fonction de la longueur

des lignes des sondages Schlumberger comme nous l'avons mentionné plus haut (L_{min}, § 3.6.3). Pour la direction verticale, la taille croit en fonction de la profondeur comme le montre la figure 3.4. On remarque que les blocs proches de la surface ont une épaisseur plus faible du fait de la plus grande résolution à ces profondeurs.

Il faut également être prudent sur l'épaisseur totale du modèle initial (modèle) en estimant plus ou moins la résolution verticale des données en fonction de la longueur des lignes électriques. Ainsi, si nous utilisons des sondages Schlumberger, la profondeur d'investigation est estimée entre $0.125\times$ la longueur maximale de AB (Roy and Apparao, 1971) et $0.19 \times AB$ maximum (Barker, 1979). Mais ceci dépend aussi de la nature du sous-sol, car en supposant par exemple une couche très conductrice à la surface, une grande partie du courant injecté dans le sol va s'atténuer dans cette couche. Dans la nature, ce cas de figure se rencontre lorsqu'il y a, par exemple la présence d'argile humide (structure très conductrice) en surface d'un milieu donné. Cette présence d'argile en surface atténue le pouvoir de pénétration du courant en profondeur et par conséquent diminue la profondeur d'investigation.

Afin de considérer les variations significatives de la résistivité et de tenir compte de la grande variabilité de ce paramètre dans la nature, il est nécessaire de définir une fonction qui permet de pondérer les paramètres du modèle. C'est dans cette optique que le logarithme des résistivité du modèle est couramment employé dans les problèmes inverses en méthode électrique. Cette contrainte assure d'une part que les résistivités soient positives et d'autre part améliore la convergence du processus d'inversion. Pour les faibles contrastes de résistivités, qu'on choisisse les résistivités du modèle ou le logarithme des résistivités les résultats finaux sont similaires. Par contre lorsque le sous-sol à imager présente un fort contraste de résistivité une convergence meilleure est observée dans le cas où on considère le logarithme des résistivités du modèle (Gunther, 2004). Ainsi, dans nos applications, nous allons utilisé cette démarche afin de profiter des atouts de la fonction logarithme.

Une fois que le modèle initial est bien défini, le calcul direct va être effectué selon le maillage que nous avons décrit dans la partie modélisation tout en respectant la résistivité qui a été affectée à chaque paramètre du modèle (initial). Cela revient à une superposition de deux types de maillages (grille de calcul et grille de paramétrisation du modèle) comme le montre la figure 3.4. Comme notre objectif consiste à inverser simultanément un ensemble de sondages électriques de type Schlumberger, nous aurons à chaque itération autant de grilles de calcul (3.4) que de sondages à traiter.

3.6.4 Régularisation du problème inverse

Les oscillations du problème dues à sa sous-détermination conduisent souvent à un modèle final avec un fort contraste de résistivité entre paramètres. Pour remédier à ce type de problème, on utilise la théorie de la régularisation qui permet de résoudre plus correctement les problèmes inverses possédant plus de paramètres que de données. D'une manière générale, cette approche consiste à prendre en compte des informations à priori sur le système pour améliorer la qualité du modèle. Ainsi, augmenter la

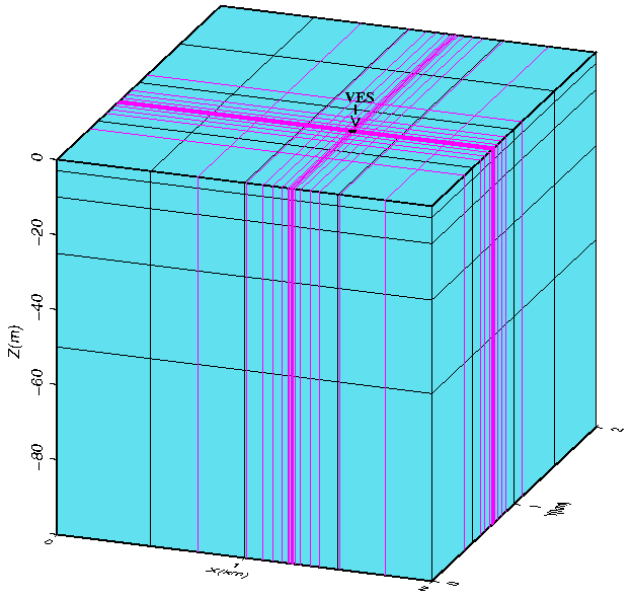


FIG. 3.4: Exemple de grille de calcul direct pour un sondage électrique qui n'est autre que la superposition de la grille de modélisation en violet et de la grille de paramétrisation du modèle en noir.

quantité d'informations rend le processus d'optimisation mieux conditionné (stable), puisque plus de contraintes sont imposées sur le modèle. La stratégie consiste alors à modifier la fonction coût locale, en lui rajoutant une fonction régularisante (terme de lissage ou norme du modèle) représentant les connaissances sur les différents paramètres à inverser. Dans la pratique, il existe plusieurs façons de choisir une fonction de régularisation comme par exemple le maximum d'entropie qui exige qu'il y ait un maximum de décorrélation entre les points voisins (Jackson et al., 2007) ou la fonction de Tikhonov (Tikhonov and Arsenin, 1977) qui elle exige un maximum de corrélation entre les points voisins.

Dans notre étude, nous allons choisir l'approche qui consiste en un maximum de corrélation entre les points voisins. La fonction régularisante est pondérée par un coefficient appelé coefficient de régularisation tel que :

$$\phi = \phi_d + \lambda \phi_m \tag{3.13}$$

avec

$$\phi_m = \sum_{i=1}^{M} (r(i) - r(i-1))^2 \tag{3.14}$$

ϕ_m étant le terme de lissage (contrainte), ϕ la nouvelle fonctionnelle à minimiser (fonction coût globale), λ le coefficient de régularisation (ou coefficient de Lagrange), $r(i)$ et $r(i-1)$ sont les logarithmes de la résistivité du modèle aux paramètres i et i-1.
Le rôle de λ est de créer un compromis entre le résidu (écart entre les observations et les données calculées) et la contrainte de lissage afin d'avoir un modèle acceptable.

Pour le choix du terme de régularisation, il n'existe pas de règle bien définie, mais en général chaque utilisateur choisi un λ en fonction des données et des informations à priori dont il dispose. Néanmoins, dans la littérature qui traite le problème inverse, il existe 3 approches pour choisir ce terme :

- on fixe λ durant toute l'inversion
- réduire λ d'une quantité fixe après chaque itération
- où bien on utilise le critère de la forme L

Même si certains auteurs ont montré l'effet bénéfique de la réduction du coefficient de régularisation durant l'inversion (Oldenburg and Li, 1990; Parker, 1994), le plus souvent, ce terme est considéré constant dans un processus d'optimisation. Gunther (2004) utilise le critère de la forme L pour déterminer le terme de régularisation. Cette approche suppose que les covariances des données sont connues donc la fonction coût locale du problème inverse converge vers la cible recherchée (le plus petit écart entre les données observées et calculées).
Pour choisir correctement le terme de régularisation, notre démarche consiste à amorcer le processus d'optimisation en deux étapes. Dans un premier temps, nous allons effectuer une inversion avec un faible coefficient de régularisation. De plus, comme on part le plus souvent d'un modèle homogène (modèle initial), la quantité ϕ_m est faible. Le processus d'optimisation a donc tendance à minimiser l'écart entre les données observées et calculées plutôt que le terme de contrainte. Une fois qu'on a trouvé un modèle acceptable dont la réponse s'ajuste plus ou moins aux données observées, on arrête le processus d'inversion de façon à augmenter le coefficient λ. Le choix de λ étant important pour la qualité du modèle final, nous avons décidé de prendre un λ du même ordre de grandeur que ϕ, avec ϕ le dernier minimum atteint par la fonction objective globale.

Une fois calculée la nouvelle valeur de λ, on relance l'inversion jusqu'à ce qu'on obtienne un modèle satisfaisant pour lequel le principe du maximum de corrélation entre les blocs voisins est respecté : d'une part λ ne détériore pas la bonne corrélation qu'on avait obtenue entre la réponse du modèle intermédiaire et les données et d'autre part λ ne lisse pas trop le modèle.

Le problème majeur en inversion 3D dans les méthodes géophysiques en général et plus particulièrement dans les méthodes électriques est le fait qu'un nombre fini de données est disponible pour évaluer un modèle possédant un grand nombre de paramètres. Or nous avons vu que ce problème était responsable de la non-unicité et de l'instabilité du problème inverse. Pour réduire cette indétermination et améliorer la stabilité du modèle, nous avons recours parfois à un regroupement des paramètres aux endroits où le modèle n'est pas bien contraint par les données. Ainsi à ces endroits, nous avons des blocs de plus grandes tailles qui sont considérés comme un seul paramètre. De cette manière, on réduit le nombre de degré de liberté de la fonction qui décrit l'espace des modèles et par conséquent on obtient une solution beaucoup plus stable.

3.6.5 Résolution ou fiabilité des solutions du problème inverse

Conjointement au développement des techniques d'inversion, la résolution (ou la fiabilité) des modèles de résistivité électrique doit être prise en compte, car une fois obtenu un modèle de la sub-surface, la question qui se pose est le degré de fiabilité de celui-ci vis-à-vis des données. De plus la non-unicité des solutions du problème inverse incite à se pencher sur la question concernant la fiabilité des modèles obtenus. Généralement, pour estimer la résolution d'un modèle, on calcule la fonction sensibilité (Chapitre I). Malheureusement, ce calcul de la fonction sensibilité est très gourmand en temps de calcul durant le calcul direct. Par conséquent, lorsque le modèle à inverser possède un grand nombre des paramètres (cas du 3D), ce calcul de la fonction sensibilité devient lourd et se transforme en un handicap. L'algorithme que nous avons choisi ne nous permet pas de calculer cette matrice. Il faut donc trouver un autre moyen pour tester la fiabilité du modèle par rapport aux données. Il existe d'autre méthodes qui permettent de discriminer les régions du modèle qui ont plus d'influence sur les données que d'autres. Les approches les plus classiques déterminent le signal maximum en profondeur (Roy and Apparao, 1971) ou la profondeur médiane d'investigation (Edwards, 1977) pour un terrain homogène. Mais lorsque la région à imager présente de forts contrastes de résistivité, ces méthodes ne sont toutefois plus applicables. Une autre approche de discrimination est proposée par Oldenburg and Li (1999). Cette approche consiste à calculer l'indice DOI (Depth Of Investigation) ou encore appelé VOI (Volume Of Investigation) et peut être appliquée aux données qui proviennent de régions à géométrie complexe. Pour calculer cet indice, il faut effectuer deux inversions successives séparément avec deux modèles initiaux différents. Ensuite, à partir des modèles de résistivité électrique obtenus et en appliquant à chaque paramètre i la formulation de l'équation 3.15, on obtient le volume d'investigation :

$$VOI(i) = \mid \frac{m_1(i) - m_2(i)}{\rho_1 - \rho_2} \mid \tag{3.15}$$

avec m_1, m_2 les résistivités des modèles obtenus par les 2 inversions et ρ_1, ρ_2 les résistivités des modèles initiaux.

Le volume d'investigation est une grandeur sans dimension. En fonction de la distribution du volume d'investigation, nous pouvons estimer la résolution d'un modèle afin de pouvoir l'interpréter de façon objective. L'évaluation de la résolution d'un modèle donné par le biais du volume d'investigation est nécessaire pour éviter une mauvaise interprétation des données. Dans les régions du modèle où le VOI est proche de la valeur zéro, nous avons une bonne résolution du modèle puisqu'il est bien contraint par les données. Par contre dans les regions du modèle où le VOI est proche de la valeur unité, le modèle est peu ou très peu contraint par les observations, ce qui implique une résolution médiocre du modèle à ces endroits. Il est donc conseillé de prendre certaines précautions à ces endroits lors de l'interprétation des données en termes géologiques. En effet lors de l'interprétation, il arrive parfois qu'un artefact soit pris pour une structure géologique, or l'évaluation du volume d'investigation permet de lever cette ambiguïté. En se penchant sur la question concernant la résolution d'un modèle, on répond également à la question concernant la robustesse d'un algorithme et de la fiabilité des

résultats qu'il produit. Ainsi, dans notre étude nous allons utiliser cette méthode de discrimination en calculant le volume d'investigation pour apprécier la résolution de nos modèles afin de les interpréter correctement.

Les différentes étapes concernant notre code d'inversion 3D étant décrites, nous allons maintenant le tester sur des données synthétiques. Pour cela, nous avons considéré plusieurs modèles synthétiques 3D avec des structures de différentes formes et à différentes profondeurs.

3.7 Validation du code d'inversion 3D avec des données synthétiques

3.7.1 Exemple 1 : structure cubique dans un milieu homogène résistant

Le premier exemple synthétique que nous avons considéré consiste en une structure cubique de 10 Ohm.m dans un milieu homogène de 100 Ohm.m (fig 3.5). Le volume du modèle est 4 (x) x 3 (y) x 0.1 (z) km et celui de l'anomalie est 1.5 (x) x 1 (y) x 0.05 (z) km. Sur cette figure nous avons également représenté les sondages (VES) simulés et leurs différentes orientations. Ces sondages sont au nombre de 7 et ont tous une longueur maximale de ligne (AB) de $1500m$. Sur la structure conductrice, nous avons placé deux sondages et les cinq autres sont en dehors de l'anomalie. Le choix de l'emplacement de la structure conductrice est de voir dans quelle mesure on pourra reproduire cette structure conductrice avec peu de stations à son aplomb, et comment les données des sondages à l'extérieur de cet objet vont être sensibles à celle-ci. Dans cette application, nous disposons d'un nombre total de données et de paramètres de 161 et 240 respectivement. Pour créer les mêmes conditions qui règnent sur le terrain lors de l'acquisition de données réelles, 5% de bruit gaussien a été rajouté aux données synthétiques. Les sondages Schlumberger ont une faible résolution latérale, ce qui nécessite de regrouper certains paramètres du modèle à inverser. Car un des problèmes majeurs en inversion 3D dans les méthodes géophysiques en général et plus particulièrement dans les méthodes électriques est le fait qu'un nombre fini de données est disponible pour évaluer un modèle possédant un grand nombre de paramètres. Or nous avons vu que ce problème était responsable de la non-unicité et de l'instabilité du problème inverse. Pour réduire cette indétermination et améliorer la stabilité du modèle, nous avons recours parfois à un regroupement des paramètres aux endroits où le modèle n'est pas bien contraint par les données. Ici par exemple, 5 des 7 sondages ont une orientation Est-Ouest. Au nord et au sud de la zone d'étude, les données ne peuvent que très peu contraindre le modèle, c'est pourquoi nous avons réduit le nombre de paramètres à 1 dans chacune de ces régions (fig 3.5). Ainsi le nombre de paramètres passe de 240 à 170.

Sur la figure 3.6, les résistivités apparentes (données synthétiques) des sondages (3 et 5) qui sont sur l'anomalie montrent bien l'existence d'un corps conducteur en surface. En profondeur cette résistivité apparente croit ce qui atteste qu'il y a un milieu

résistant en-dessous de ce conducteur. Les deux sondages qui se trouvent sur la cible décrivent donc correctement l'anomalie et le milieu homogène dans lequel cette structure est encastrée. Il est maintenant intéressant de voir comment les autres sondages qui sont à l'écart de l'anomalie sont sensibles à cette dernière : Les sondages 1, 7 sont légèrement sensibles à la structure conductrice, alors que le sondage 6 montre clairement l'existence de ce corps conducteur dans un milieu homogène. Les résistivités apparentes de ces sondages indiquent la présence d'un corps conducteur, alors qu'ils sont en dehors de l'anomalie uniquement pour les longues lignes d'injection. Ceci confirme que les sondages de type Schlumberger ont une faible résolution latérale en surface ce qui correspond aux courtes lignes d'injection mais que cette résolution s'améliore lorsque l'écartement entre électrodes devient important. Bien sûr, tout ceci dépend de la distance à laquelle le sondage en question se trouve de la cible à imager.

Une fois que la limite de résolution des sondages Schlumberger en proche surface est évaluée qualitativement, nous réalisons l'interprétation quantitative des données. Nous inversons les données de sondages avec notre outil d'inversion 3D en partant d'un modèle initial de 100 Ohm.m. Avec le modèle final, on obtient un bon ajustement entre les données synthétiques et les données calculées comme le montre la figure 3.6.

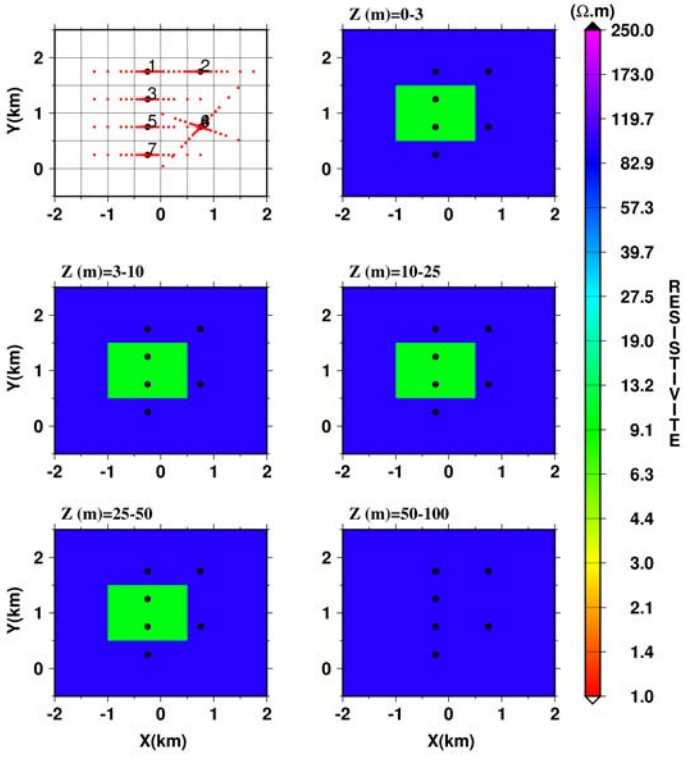


FIG. 3.5: Vue en plan du premier modèle synthétique pour valider le code d'inversion 3D (Exemple 1). La première section horizontale est une carte sur laquelle nous avons la localisation des sondages (point noirs) et leurs azimuts représentés par les points rouges (positions des électrodes). Les autres sections horizontales sont des vues en plan du modèle synthétique à différentes profondeurs.

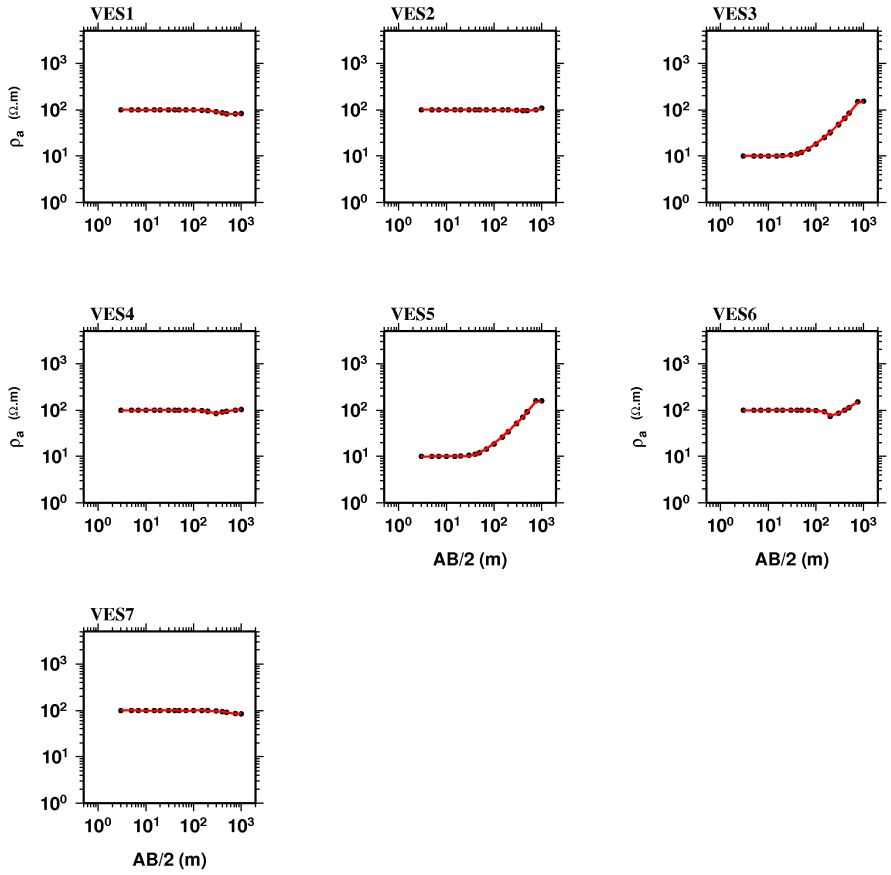


FIG. 3.6: Réponse du modèle de résistivité obtenu avec les données simulées à partir du premier modèle synthétique. Les points noirs représentent les données et les courbes rouges sont les réponse du modèle pour chaque sondage.

La figure 3.7, montre le modèle de résistivité obtenu avec une erreur rms (écart entre données synthétiques et calculées) de 6.1%. On observe que la forme de la structure conductrice est faiblement reproduite aux profondeurs proches de la surface entre 0 et 3 m. Ce résultat n'est pas surprenant puisque les courtes lignes d'injection de courant qui contraignent le modèle à ces profondeurs ont une faible résolution latérale. La taille du volume à imager dépend étroitement du volume parcouru par le courant électrique. Ainsi pour les faibles écartements des pôles d'injection A et B, ce volume parcouru par le courant est assez réduit. Mais lorsque ces écartements deviennent importants, ce volume devient de plus en plus grand. Pour les profondeurs de 3 à 10 m la cible conductrice est partiellement imagée. Par contre, de 10 à 25 m, l'anomalie est parfaitement reproduite, et en profondeur (50-100 m), le milieu est pratiquement homogène ce qui est en accord avec le modèle initial. Notons cependant que le modèle initial homogène est de 100 Ohm.m, ce qui correspond à la résistivité vraie du milieu homogène dans le modèle synthétique. Sur la figure 3.8, nous avons la convergence de la fonction coût (FC) (a), la convergence du terme de lissage (TL) (b) et la convergence de FC en fonction de TL (c). Sur la première figure (a), on remarque une convergence

rapide de FC vers un minimum. Sur la deuxième figure (b), TL croit dans un premier temps et ensuite décroît. Ceci est du au fait que la fonctionnelle globale (FC + TL) ne minimise que FC d'où la croissance de la norme du modèle (TL). Ensuite lorsque TL devient prépondérant vis-à-vis de FC, celui-ci est minimisé à son tour par l'algorithme de minimisation, d'où sa décroissance après un certain nombre d'itérations. La dernière figure (c) représente la variation de FC en fonction de TL et elle montre les deux étapes du processus de minimisation selon la prépondérance de FC ou de TL : On observe une décroissance de FC lorsque TL croit et à un moment donné (Fig 3.8(c)), cette décroissance de FC s'arrête. Ce point d'arrêt correspond au moment où TL devient prépondérante par rapport à FC et le processus de minimisation commence à minimiser TL.

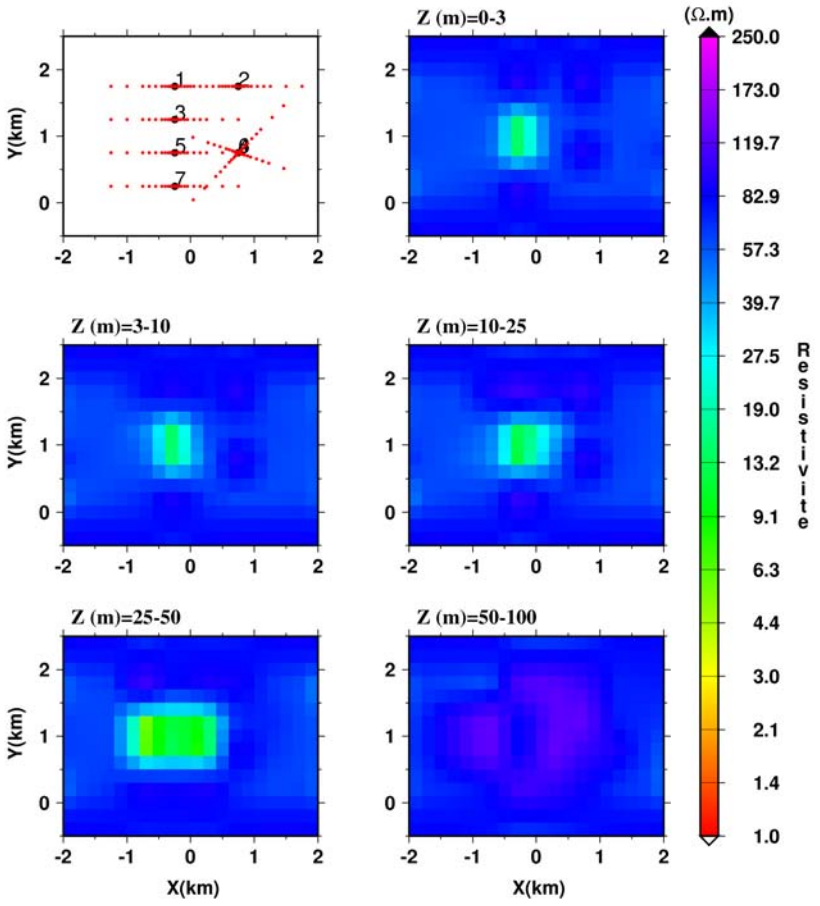
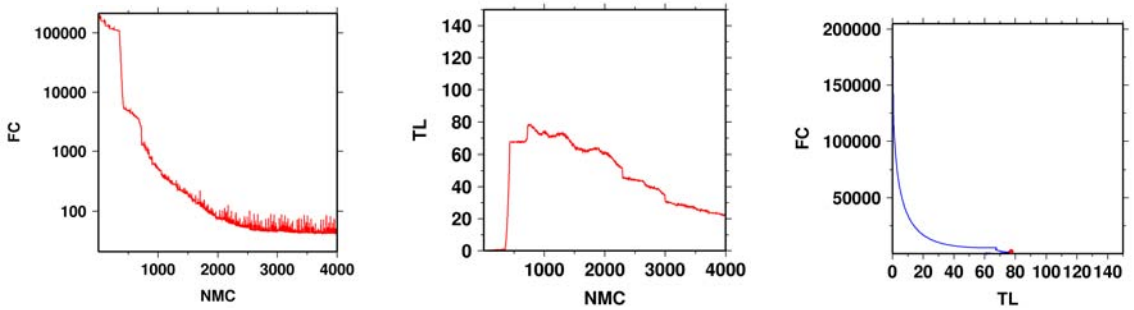


FIG. 3.7: Modèle de résistivité obtenu par l'inversion des données simulées à partir du premier modèle synthétique constitué d'une anomalie conductrice cubique dans un milieu homogène résistant.



(a) convergence de la fonction coût (FC).

(b) convergence de la contrainte de lissage (TL).

(c) convergence de FC en fonction de TL.

FIG. 3.8: (a), (b) Convergences des termes (FC, TL) qui constituent la fonctionnelle à minimiser en fonction du nombre de modèles calculés (a). (c) Convergence de FC en fonction de TL.

3.7.2 Exemple 2 : structure cubique dans un milieu homogène conducteur

Dans cet exemple d'application, nous avons considéré le même modèle synthétique que dans l'exemple précèdent en changeant uniquement les résistivités. Ici, la structure cubique devient résistante avec une résistivité de 100 Ohm.m et le milieu encaissant devient conducteur (10 Ohm.m). Nous avons choisi cet exemple pour voir si un résistant dans un milieu homogène conducteur sera mieux imagé par rapport à un conducteur dans un milieu résistant. Nous avons rajouté aux données un bruit gaussien de 5% comme dans l'exemple précèdent. Pour cette application, un modèle initial de 100 Ohm.m est choisi pour amorcer le processus d'inversion. On obtient une bonne corrélation entre les données synthétiques et les données recalculées comme le montre la figure 3.9. Le modèle de résistivité électrique obtenu est porté sur la figure 3.11 avec une erreur rms de 4.8 %.

On remarque que la qualité de la reconstruction de l'anomalie est similaire à l'exemple précèdent. La différence est au niveau de la résolution de l'encaissant qui est ici meilleure, dans le sens où la distribution de la résistivité est plus homogène. Cependant à l'extérieur d'une zone conductrice bien imagée, la résistivité de l'encaissant est surestimée dans les zones où les données ne contraignent pas le modèle.

Globalement, on peut dire qu'un modèle avec une anomalie résistante dans un milieu conducteur est mieux reconstruit par l'inversion 3D que dans le cas inverse, c'est à dire un conducteur dans un milieu résistant. Sur la figure 3.10, nous avons les courbes de convergence des termes qui constituent la fonction objectif globale à minimiser. Le symbole rouge sur la figure 3.10c correspond au point où l'inversion 3D commence à minimiser TL sans variation significative du résiduel entre les données simulées à partir du modèle synthétique et les données calculées (prédites par le calcul direct). On notera le comportement complexe de la courbe 3.10c lorsque la minimisation du terme

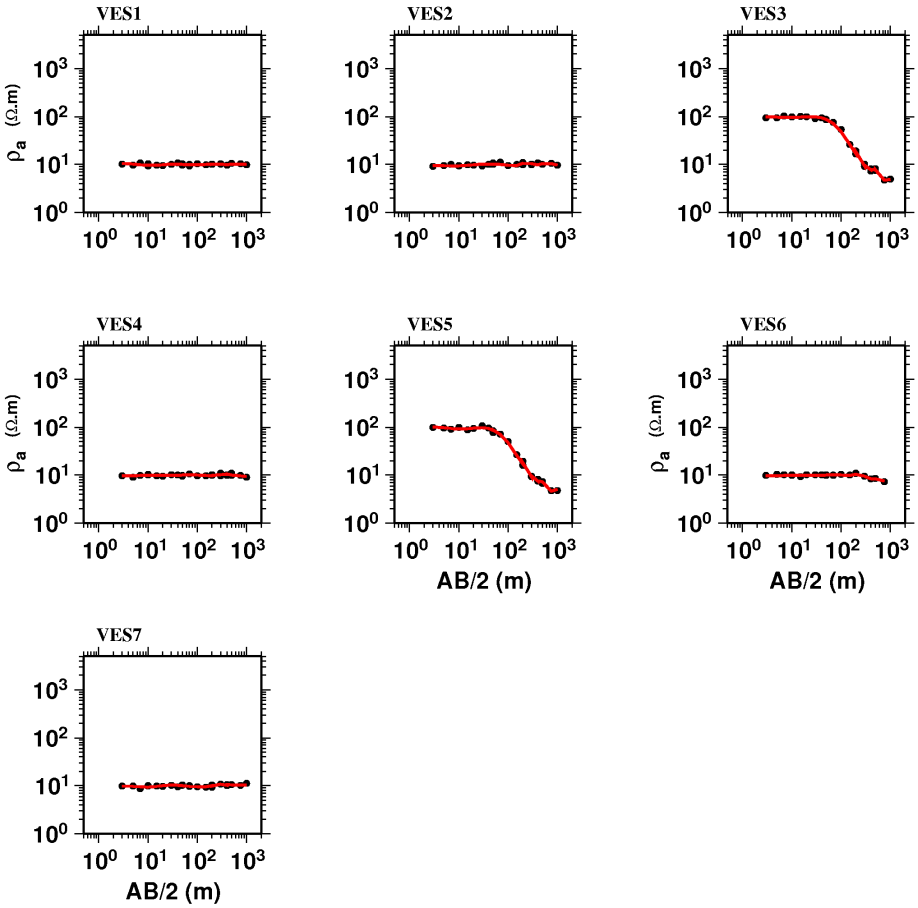
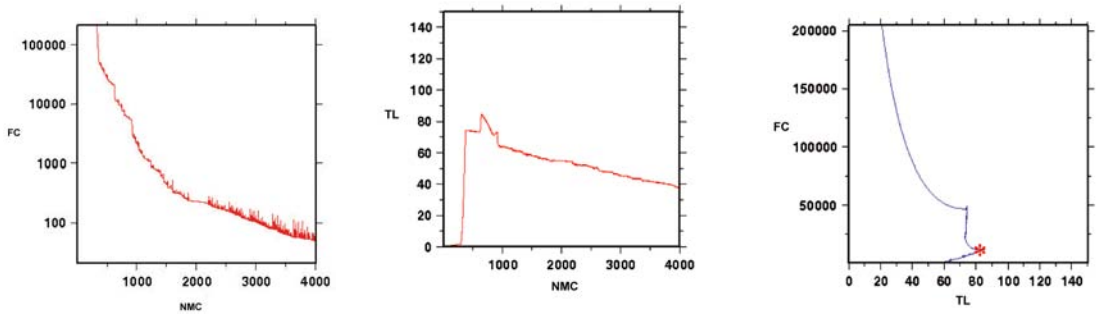


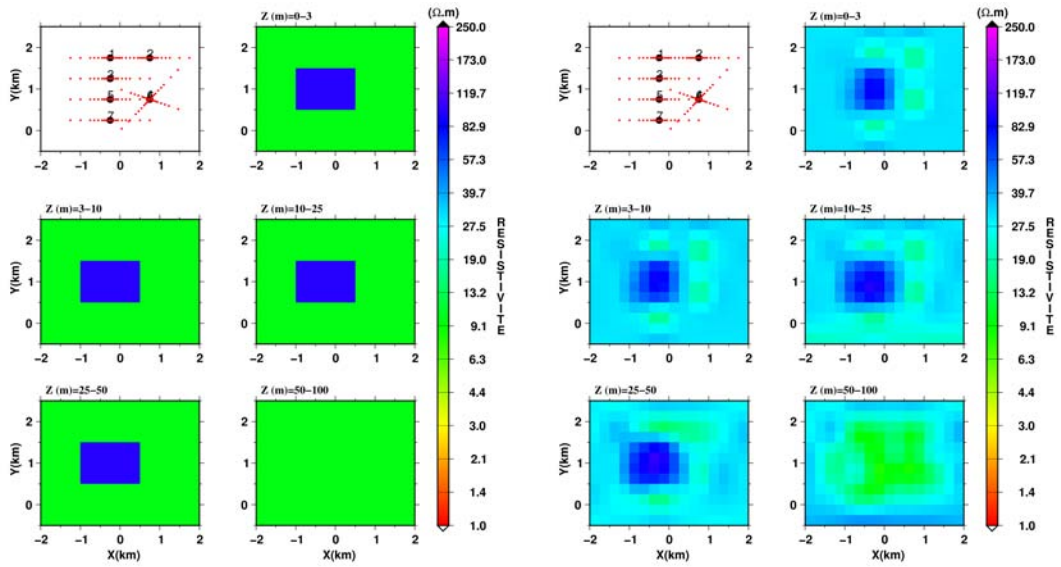
FIG. 3.9: Réponse du modèle de résistivité obtenu avec les données simulées à partir du second modèle synthétique (Exemple 2). Les points noirs représentent les données et les courbes rouges sont la réponse du modèle pour chaque sondage.



(a) (b) (c)

FIG. 3.10: (a), (b) Convergences de FC et TL en fonction de nombre de modèles calculés. (c) Convergence de FC en fonction de TL.

de lissage (TL) devient prépondérant.



(a) (b)

FIG. 3.11: Résultat de l'inversion 3D des données simulées à partir du second modèle synthétique (Exemple 2). (a) Modèle synthétique. (b) Modèle de résistivité obtenu par l'inversion 3D en partant d'un modèle initial de 100 Ohm.m.

3.7.3 Exemple 3 : structure en T dans un milieu homogène

Dans ce troisième exemple, j'ai considéré un modèle possédant les mêmes caractéristiques (taille du modèle, nombre de sondages, orientation des sondages) que le modèle précèdent. Par contre, j'ai changé la forme de l'anomalie, qui n'est plus un cube mais un T pour rompre la symétrie induite par la forme cubique de l'exemple précédent. Cette structure en T est conductrice (10 Ohm.m) et elle est enfouie à 10 m du sol dans un milieu homogène de 100 Ohm.m (fig 3.13a). Dans un premier temps, nous avons effectué une inversion des données synthétiques (avec un bruit de 3%) en utilisant un modèle initial de 400 Ohm.m et un faible coefficient de régularisation (λ). Puis, nous avons augmenté le coefficient de façon à avoir un modèle plus lisse (stable) tout en veillant à garder le bon ajustement que nous avions obtenu avec un petit λ. On obtient ainsi une bonne corrélation entre les données synthétiques et les données calculées comme on peut voir sur la figure 3.12. On obtient ainsi le modèle de résistivité de la figure 3.13b avec une erreur rms de 5.1 %. Sur cette figure, on constate que le milieu homogène en surface (couche 1 et 2) est correctement reproduit. L'anomalie conductrice en T dans les 2 couches sous-jacentes (10-50 m) et son encaissant sont relativement bien reproduits. Quelques artefacts notamment dans la dernière couche sont dus aux oscillations de la solution. Nous n'avons pas voulu trop lisser la solution pour faire disparaître ces artefacts pour les régions du modèle non couvertes par des données de peur de détruire de l'information contenue dans les données. Les convergences des termes qui constituent la fonction coût global sont présentées sur la figure 3.14. Comme dans l'exemple précèdent, nous observons une convergence rapide du misfit.

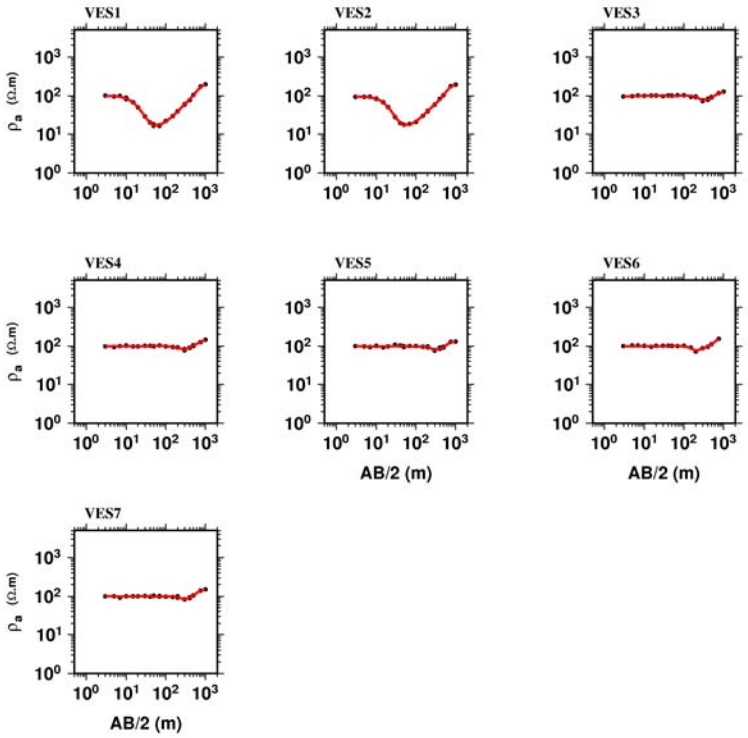
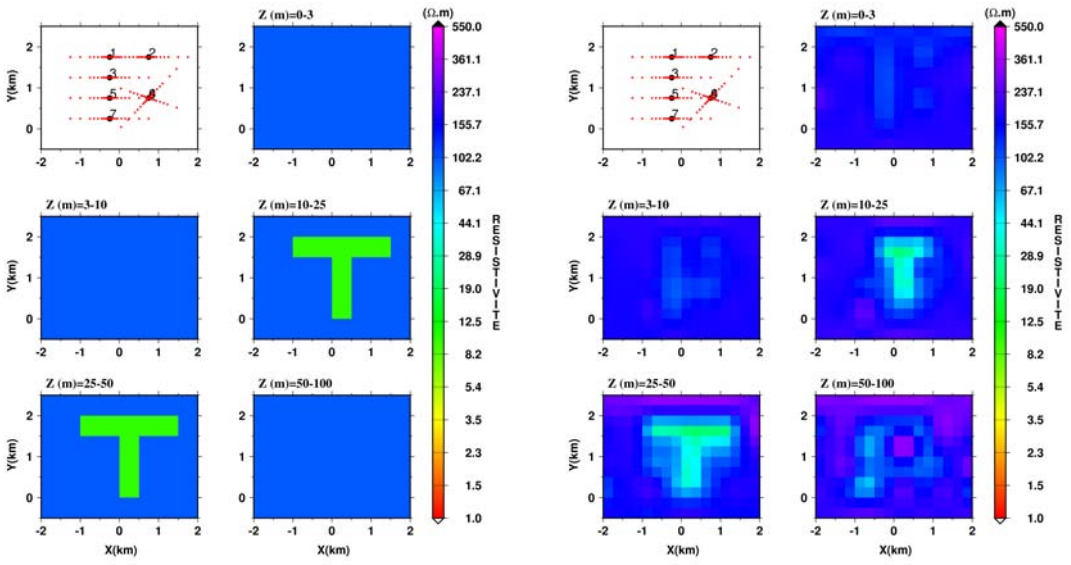


FIG. 3.12: Réponse du modèle de résistivité obtenu avec les données simulées à partir du troisième modèle synthétique (Exemple 3). Les points noirs représentent les données et les courbes rouges sont la réponse du modèle pour chaque sondage.

Pour cet exemple, nous avons tenté de quantifier la résolution du modèle vis-à-vis des données en utilisant le volume d'investigation (VOI), (§ 3.6.5). Pour cela, nous avons effectué une deuxième inversion en partant cette fois-ci d'un modèle initial de 70 Ohm.m. Les paramètres du modèle, les données ainsi que le terme de régularisation sont inchangés. Ce calcul du volume d'investigation va nous permettre de discriminer certaines régions du modèle par rapport à d'autres en fonction de l'influence des données sur le modèle. On obtient le résultat de l'inversion sur la figure 3.15 avec une erreur rms de 3.8% (contre une erreur rms égale à 5.1% dans le cas où le processus d'inversion est amorcé avec un initial de 400 Ohm.m). La première différence qui explique cette erreur rms plus faible est que la structure en T est mieux reconstruite dans cette nouvelle inversion, avec une meilleur définition des pourtours de l'anomalie conductrice. De plus l'inversion 3D retrouve le milieu homogène dans lequel la structure en T est enfouie. Par rapport à la première inversion, nous avons un modèle de résistivité qui se rapproche plus du modèle synthétique. Le fait de changer le modèle initial a donc des répercutions sur le modèle final. Ces répercutions peuvent être bénéfiques ou néfastes selon qu'elles rapprochent ou éloignent la solution du vrai modèle. Dans notre cas, en partant d'un modèle initial de 70 Ohm.m, nous avons amélioré la solution finale.

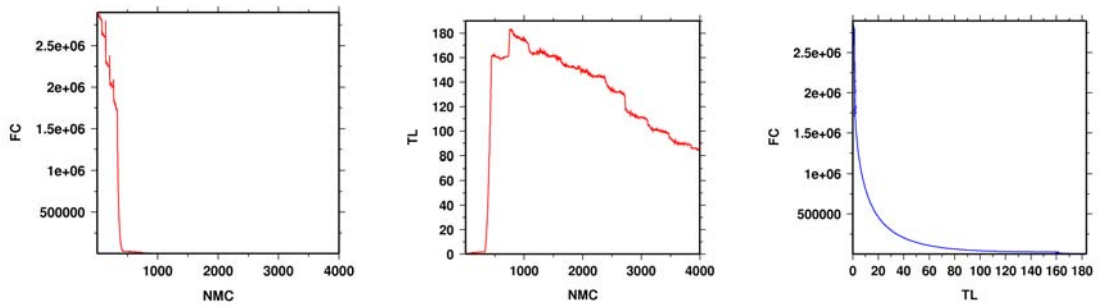
Pour évaluer la résolution du modèle par rapport aux données nous avons utilisé la technique du volume d'investigation (VOI) décrite plus haut. Le résultat obtenu est



(a) (b)

FIG. 3.13: Résultat de l'inversion des données simulées à partir du milieu contenant la structure en T (Exemple 3). (a) Modèle synthétique avec l'anomalie en forme de T. (b) Modèle de résistivité obtenu avec les données simulées en partant d'un modèle initial de 400 Ohm.m.

présenté sur la figure 3.16. Sur cette figure est présenté le VOI calculé pour chaque paramètre du modèle et à partir de deux solutions obtenues (modèle initiaux 400 Ohm.m et 70 Ohm.m). Le VOI nous permet de quantifier l'influence des données sur le modèle. On peut voir sur la figure 3.16 que pour les deux premières couches, le VOI est proche de zéro aux pieds des sondages. Ceci prouve que le modèle est bien contraint par les données à ces endroits (zones blanches et rouges). Cela n'a rien d'étonnant puisque ces zones correspondent aux faibles longueurs de lignes d'injections. Plus on s'éloigne des sondages plus cette résolution diminue, ce qui se traduit par un VOI qui augmente. L'inversion a peu d'information concernant le modèle dans cette gamme de profondeur et elle ne peut que reproduire partiellement les structures dans celle-ci. Si on considère maintenant la couche 3, on remarque que la zone de faible valeur s'élargit par rapport aux couches 1 et 2, ce qui montre une bonne résolution du modèle et ce qui correspond à des longueurs de lignes moyennes. Il est intéressant de noter que cette région bien contrainte englobe l'anomalie conductrice. Sur la couche 4 (25-50 m), la zone de faibles valeurs du VOI s'élargit encore puisqu'on augmente la longueur des lignes d'injections des sondages. Ceci est bien en concordance avec les résultats de deux inversions puisque l'anomalie conductrice était correctement reproduite dans cette couche. Par contre sur la dernière couche la résolution diminue mais reste acceptable dans la partie centrale du modèle qui correspond aux grands AB. Il apparaît également dans cette couche des endroits où le VOI est proche de zéro bien que nous ne disposons pas de données. Donc à ces endroits on ne peut pas prétendre que le modèle est bien ou mal contraint par les données. Puisque les données n'ont aucune influence sur le modèle final à ces endroits et la résolution du modèle de résistivité dépendra uniquement du choix de l'estimation



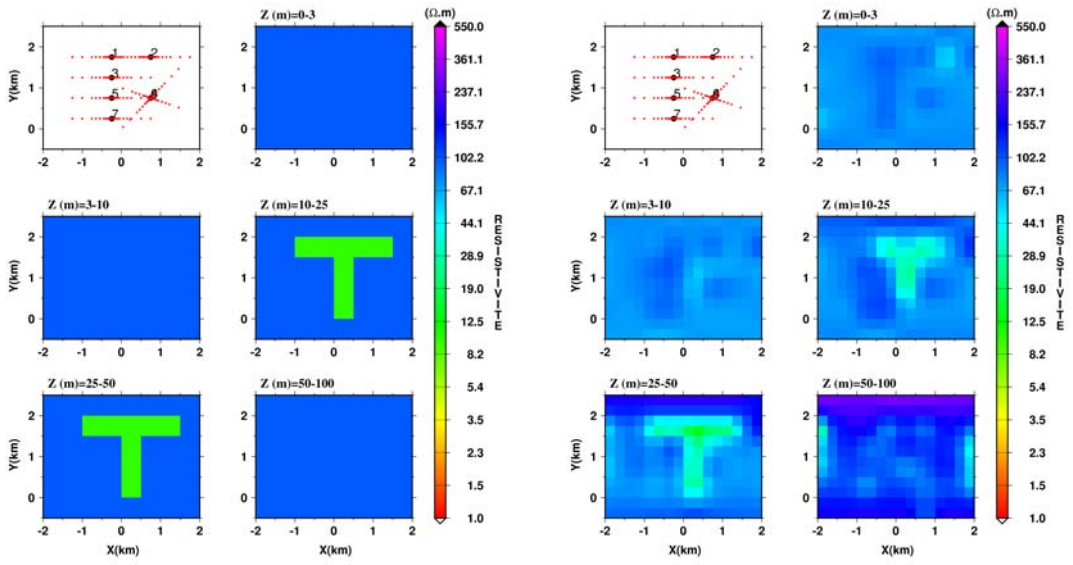
(a) (b) (c)

FIG. 3.14: (a), (b) Convergences de FC et de TL en fonction de nombre de modèles calculés. (c) Convergence de FC en fonction de TL.

des paramètres initiaux (modèle initial). Donc il faut être prudent lors de l'exploitation du volume d'investigation pour évaluer la résolution d'un modèle en ne se prononçant que sur les zones où des données sont disponibles.

3.7.4 Exemple 4 : deux anomalies dans un milieu homogène

Dans l'exemple qui suit, nous avons choisi un modèle synthétique qui possède les mêmes caractéristiques (taille du modèle, nombre des sondages) qu'un exemple réel (chapitre 4) pour avoir un ordre de grandeur de la fiabilité du résultat final obtenu lors de l'interprétation des données réelles. En d'autres termes, ce modèle synthétique va nous permettre de voir à quel point l'inversion 3D est capable de reproduire le modèle recherché (synthétique ou réel) lorsqu'on utilise un nombre donné de sondages électriques. Dans cette application nous avons un total de 16 sondages, le volume du modèle à imager est de 7 (x) x 6 (y) x 0.1 (z) km. Le modèle synthétique est constitué une structure conductrice (10 Ohm.m) en forme de L et une structure cubique résistante (600 Ohm.m) comme le montre la figure 3.18a.
Nous avons un nombre total de données et de paramètres de 352 et 840 respectivement. Comme nous avons plus de paramètres que de données et qu'il existe des zones où nous ne disposons pas de données, nous avons fait un regroupement des paramètres à ces endroits (voir figure 3.18a). Après ce regroupement de paramètres, le nombre d'inconnues à identifier passe de 840 à 645. Nous avons également rajouté aux données synthétiques un bruit gaussien de 3%, afin de se rapprocher au mieux du cas réel. Pour le modèle initial, nous avons choisi un modèle homogène (150 Ohm.m) dont la résistivité est proche de la moyenne des résistivités apparentes (126 Ohm.m).
Un bon ajustement entre les données synthétiques et la réponse du modèle est obtenu comme le montre la figure 3.17. Le modèle de résistivité obtenu avec une erreur rms de 4.9% est présenté sur la figure 3.18(b). On remarque sur cette figure que les deux anomalies sont reproduites de façon satisfaisante. Dans la couche z=10-25 m, on observe qu'une partie de la structure conductrice (partie latérale) est faiblement imagée, alors que l'anomalie résistante est plus ou moins reconstruite. Par contre à z=25-50 m, la résolution de la structure en L est améliorée, elle est plus visible et celle de la structure cubique est similaire. Pour ce qui est des couches homogènes au-dessus



(a) (b)

FIG. 3.15: Résultat de l'inversion des données simulées à partir du milieu contenant la structure en T (Exemple 3). (a) Modèle synthétique avec l'anomalie en forme de T. (b) Modèle de résistivité obtenu avec les données simulées en partant cette fois-ci d'un modèle initial de 70 Ohm.m.

et en dessous des couches avec les deux anomalies, l'inversion 3D fournit des images acceptables. Néanmoins, il apparaît localement quelques structures résistantes, probablement des artefacts. Sur cet exemple d'application, on peut conclure que l'inversion 3D des sondages électriques est capable de restituer des anomalies avec une assez bonne résolution. Bien sûr la qualité de cette résolution dépend de la couverture des sondages sur la zone d'étude et de la longueur des lignes d'injection de courants.

3.8 Conclusion

Le code d'inversion 3D développé durant cette thèse est testé sur un ensemble de jeu de données simulées à partir des modèles synthétiques de complexité croissante. Les résultats obtenus sont encourageants car cet outil d'inversion permet de reconstruire les modèles par lesquels les données sont simulées en fonction de la longueur des lignes de courant. Plus cette ligne d'injection de courant (AB) est grande, meilleure est la résolution des solutions obtenues. Le calcul du volume d'investigation nous permet d'apprécier la résolution des modèles, à défaut d'utiliser la fonction sensibilité qui nécessiterait un temps de calcul considérable.
Par la suite, nous allons voir deux applications sur des données réelles avec notre outil d'interprétation 3D pour la caractérisation des nappes phréatiques de la ville de Djibouti.

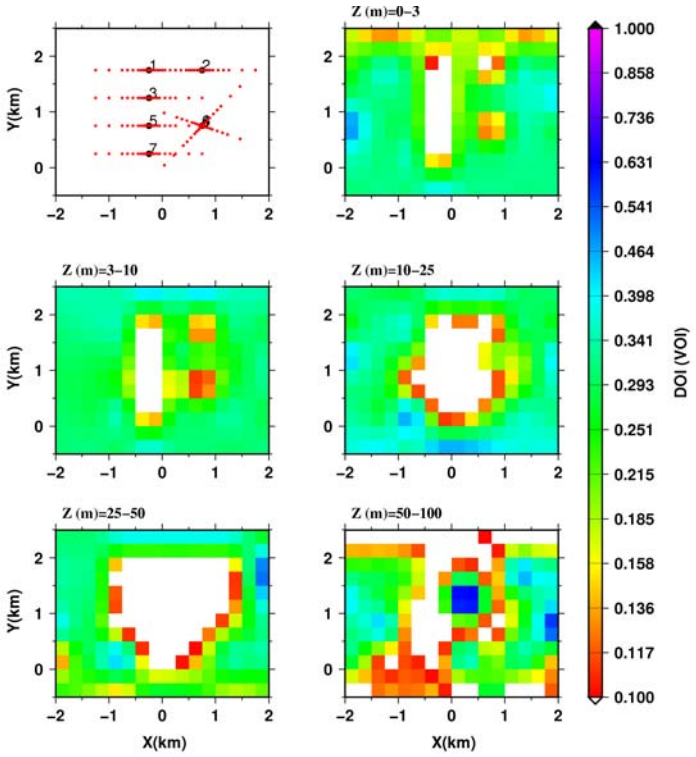
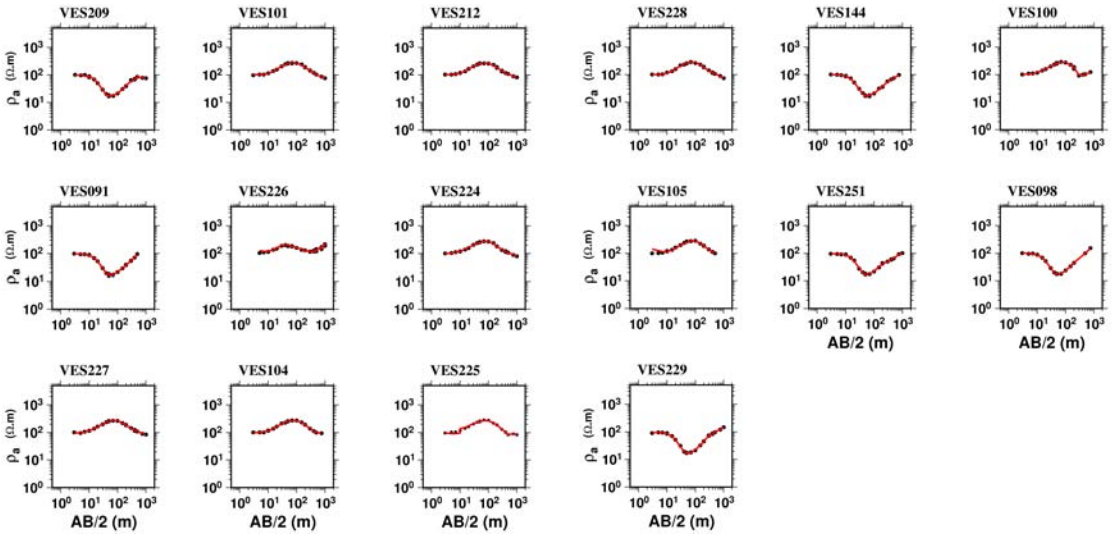
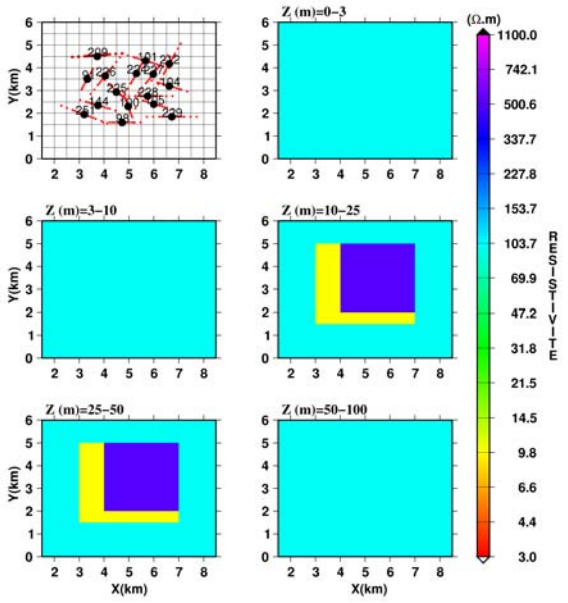


FIG. 3.16: Volume d'investigation (VOI) calculé pour tous les paramètres du modèle en T (fig 3.15).

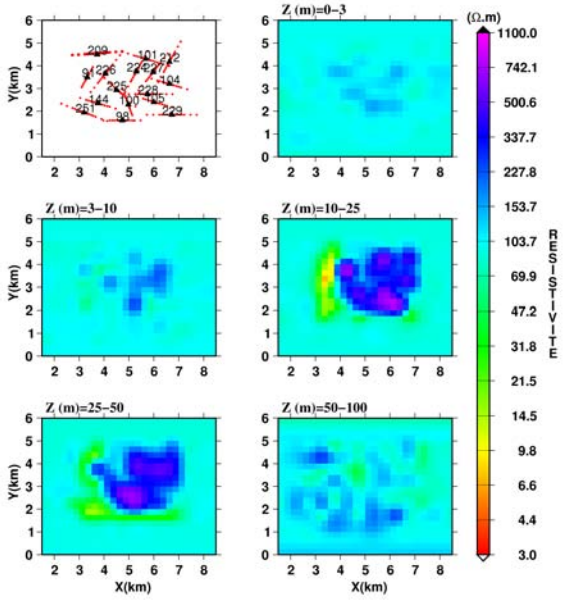


(a) (b)

FIG. 3.17: Réponse du modèle de résistivité obtenu avec les données simulées à partir du quatrième modèle synthétique (Exemple 4). Les points noirs représentent les données et les courbes rouges sont la réponse du modèle pour chaque sondage.



(a)



(b)

FIG. 3.18: Résultat de l'inversion des données simulées à partir du 4^{ieme} modèle synthétique (Exemple 4). (a) Modèle synthétique. (b) Modèle de résistivité obtenu avec les données simulées à partir du 4^{ieme} modèle synthétique (erreur rms= 4.9%).

Chapitre 4

Application à l'échelle de la nappe de Djibouti

Chapitre 4

Application à l'imagerie électrique 3D à l'échelle de l'aquifère de Djibouti ville.

4.1 Introduction

A présent, la méthodologie développée dans le chapitre précèdent est utilisée pour une application à des données réelles afin d'obtenir une cartographie du sous-sol à l'échelle de la nappe de la ville de Djibouti. La république de Djibouti, de par son climat hostile est confrontée à une forte demande en eau suite à une expansion démographique importante. Cette demande exhaustive entraîne une surexploitation de la nappe existante qui, depuis ces 30 dernières années, ne cesse de se dégrader. Cette dégradation se manifeste par une baisse du niveau piézomètrique surtout dans les périodes où il y a un déficit pluviométrique. La république de Djibouti est située dans une région à climat semi-aride où l'eau est une denrée très rare car il tombe par an 150mm d'eau au maximum. Le régime météorologique est un climat de mousson caractérisé par une chaleur élevée et de faibles écarts de température (la moyenne annuelle est de $29.9°C$). L'autre conséquence de la surexploitation de la nappe est la détérioration de la qualité de l'eau. Elle est observée sur l'ensemble de la nappe, mais est très marquée vers le littoral où un grand nombre de forages enregistrent un taux de salinité important (Houssein-ofleh, 2006). Avec une capacité estimée entre 13 et 15 Mm^3, cette nappe reste vulnérable et son étendue est mal connue. Dans le but d'entreprendre un programme de gestion de ressource en eau, il est nécessaire de comprendre le fonctionnement et l'étendue de la nappe. Pour cela, dès 1987, un grand nombre de sondages électriques avaient été réalisés à l'initiative du gouvernement djiboutien par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) afin de réaliser une reconnaissance à l'échelle de la nappe. Ces sondages électriques avaient été interprétés en 1D et ont apporté des réponses partielles dans la mesure où une approche 1D n'est pas adéquate dans le contexte de Djibouti, à savoir un milieu très hétérogène parcouru par un réseau de failles. De ce fait, une imagerie électrique est indispensable pour avoir une bonne image

3D du sous-sol.

Ce chapitre décrit l'étude que nous avons réalisée à partir de ces données. Nous avons débuté la réinterprétation de ces sondages électriques avec l'approche décrite dans le chapitre précédent afin d'obtenir une image 3D qui reflète au mieux la nature du sous-sol.

4.2 Contexte géologique

La République de Djibouti est située dans la Corne de l'Afrique, à l'intersection du Golfe d'Aden et de la Mer Rouge. Elle se situe dans un cadre géodynamique régional de rifting. Depuis une trentaine de millions d'années, l'activité tectonique associée à l'écartement des plaques Arabie, Nubie et Somalie, a donné naissance à une vaste dépression régionale, nommée dépression Afar (Barberi et al., 1974; Arthaud et al., 1980). Actuellement, cette expansion des plaques tectoniques se poursuit et se traduit par de la sismicité et de la fracturation. La géologie de Djibouti est essentiellement constituée par des formations volcaniques d'âge et de lithologie différentes. Les formations les plus anciennes sont datées du Miocène inférieur et moyen et correspondent à la série rhyolitique des Mablas composée de coulées, tufs, pyroclastites et dépôts associés. Au Miocène supérieur, se mettent en place les basaltes du Dalha, sur une épaisseur pouvant atteindre 800 mètres. Les rhyolites de Ribta constituent les premiers dépôts du Pliocène inférieur. Ensuite, apparaissent les basaltes de Somalie avec cônes et volcans associés. Cette unité de basaltes de Somalie occupent la majeure partie de la plaine de Djibouti. En dernier lieu, les basaltes du Golfe datés 2.2 à 1 Ma se sont formés pendant les dernières émissions du Pléistocène (fig 4.1).

L'ensemble des campagnes géophysiques réalisées dans le passé (1960, 1965, 1970, 1987) ont été effectuées sur la plaine de Djibouti pour la reconnaissance des aquifères alimentant en eau la ville de Djibouti. Cette partie du territoire possède une topographie assez faible dont les points les plus hauts ne dépassent pas 338m. Elle présente également une pente douce descendant du S-O vers le N-E. Elle est majoritairement recouverte par deux types de formations volcaniques (fig 4.1) : Il s'agit des basaltes du Golfe et des basaltes de Somalie. Au nord, nous avons les basaltes du Golfe, qui occupent une superficie de 10 $\times$ 20 km, limités au Sud par l'oued Ambouli. A l'est, les basaltes du golfe sont recouverts par le volcan de Hayyabbley âgé de 1Ma (Gasse et al., 1983; Daoud, 2008). Contrairement aux travaux de Gasse et al. (1983) qui supposaient que les basaltes du Golfe résultaient d'une mise en place sub-aquatique (pillow lavas), Daoud (2008) a montré que cette formation est composée d'une succession de coulées de laves d'origine fissurale. Son épaisseur est estimée à 220m grâce à un forage réalisé dans la zone de PK20 (à 20 km de la ville de Djibouti, fig 4.1) dans sa partie ouest (Daoud, 2008). D'après la carte de fracturation réalisée par Daoud (2008), les basaltes du Golfe sont parcourus par un réseau de failles E-O. Ces failles ont une distribution irrégulière dans l'espace. Au Nord-ouest, du coté du massif d'Arta, on observe un réseau de failles très dense, tandis qu'à l'Est, elles sont peu nombreuses (fig 4.2).

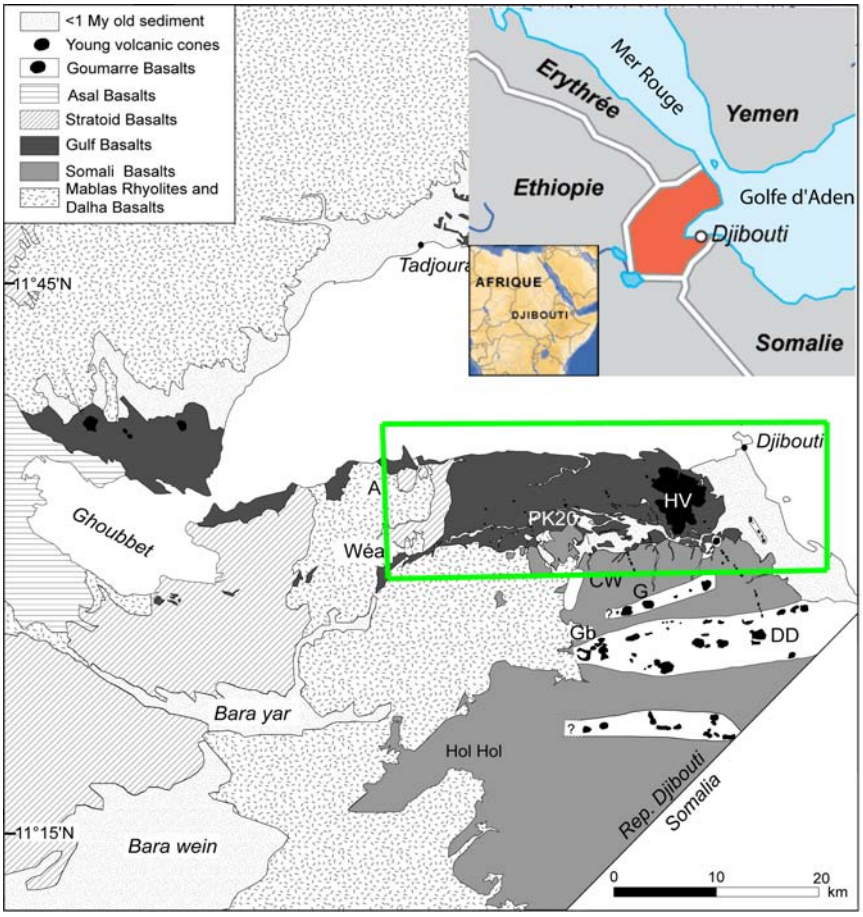


FIG. 4.1: Carte géologique de la république de Djibouti. Cadre vert : Correspond à la carte de fracturation de la figure 4.2 (d'après Daoud, 2008).

Au sud, nous avons les basaltes de Somalie dont les datations donnent des âges Pliocène inférieur et moyen (7.2 à 3.3 Ma) (Chessex et al., 1975; Daoud, 2008). Cette formation volcanique est la plus ancienne et occupe la majeure partie de la plaine de Djbouti (fig 4.1). Dans sa partie centrale, cette unité volcanique est traversée par trois couloirs magmatiques parallèles orientées N80 ° E, larges de quelques kilomètres, et qui comprennent des cônes volcaniques hauts de $\simeq$ 100m, des dykes, sills et des plugs qui sont parfois connectés avec les cônes volcaniques. Le forage PK20 intercepte dans sa partie profonde les basaltes de Somalie, ce qui corrobore les résultat de Daoud (2008) concernant l'extension des basaltes de Somalie plus vers le Nord.

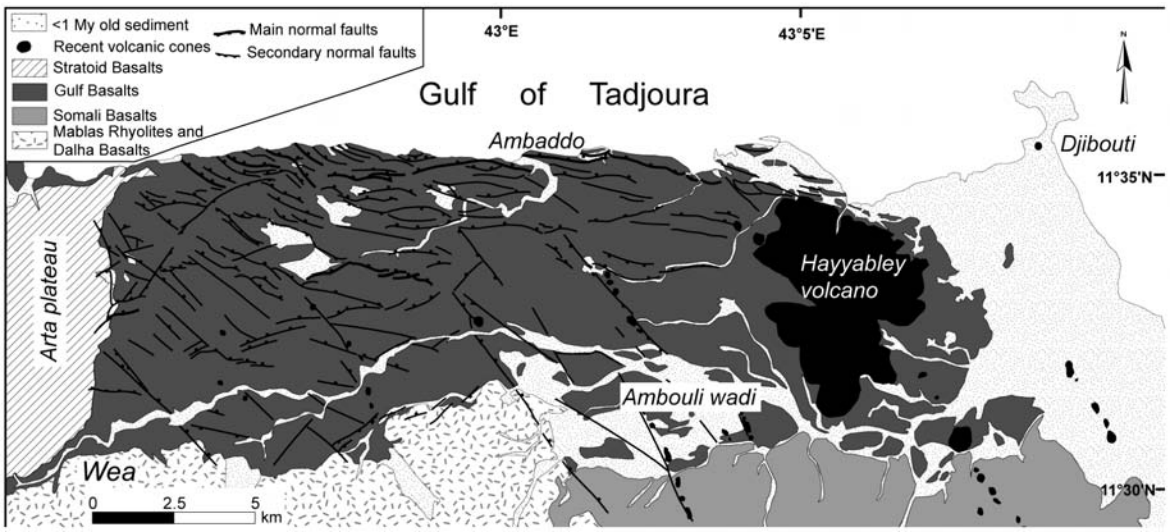


FIG. 4.2: Carte de fracturation des basaltes du Golfe (d'après Daoud, 2008).

4.3 Présentation des études géophysiques antérieures réalisées sur la nappe de Djibouti

Plusieurs campagnes géophysiques ont été conduites sur le sol de Djibouti par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG). La première mission géophysique a été réalisée en 1960 dans la partie Nord-Est de la plaine de Djibouti, plus particulièrement sur la rive droite de l'oued Ambouli, ainsi que sur la plaine littorale jusqu'à la frontière Somalienne (fig 4.2). Durant cette étude, 135 sondages électriques de type Schlumberger (VES) ont été réalisés avec des longueurs de lignes AB maximales (AB_{max}) de 600m. En 1963, une deuxième étude a été confiée à la même société (CGG) dans l'optique d'élargir la zone prospectée précédemment vers l'Est et le Sud-Ouest de la plaine de Djibouti. Un total de 151 sondages électriques ont été réalisés avec des lignes AB_{max} = 1000m. Au cours de l'année 1965, trois études ponctuelles ont été effectuées au voisinage du PK20 (20 km à l'ouest de la ville de Djibouti) (fig 4.1), et dans deux localités au Sud de Djibouti ville. Un nombre total de 15 sondages électriques a été collecté durant cette mission avec un espacement entre électrodes AB_{max} de 1000m. C'est en 1972, que la zone d'étude s'est considérablement agrandie vers le Sud jusqu'à la frontière somalienne avec un total de 75 VES réalisés (AB_{max}=2000m). Cette campagne géophysique a d'ailleurs permis d'identifier de nouveaux aquifères, qui sont actuellement exploités par l'Office National des Eaux de Djibouti (ONED) dans la partie Sud de la plaine de Djibouti. En 1983, une centaine de sondages électriques a été réalisée à proximité du site agricole du PK20 par la société ARLAB. Enfin, en 1987 la CGG a effectué une étude géophysique à l'échelle de la nappe dans le cadre du projet Nappe de Djibouti. Cette étude couvre toute la plaine de Djibouti du Nord au Sud (fig 4.3). Durant cette mission, 280 sondages électriques ont été réalisés avec un espacement maximal entre électrodes (AB_{max}) variable (500, 1000, 1500, 2000 et 3000m). Cette mission s'est effectuée en deux étapes. Une première étape consistait à réaliser 180 VES avec un

maillage régulier à l'intérieur de la zone d'étude. Ensuite, en fonction des résultats de la première phase de mesures, 100 autres sondages électriques ont été réalisés sur les points jugés potentiels afin d'affiner la zone d'étude (fig 4.3). Dans le cadre du même projet (Nappe de Djibouti), l'ISERST qui correspond à l'actuel Centre d'Etude et de Recherche de Djibouti (CERD), a réalisé 16 sondages dans la partie N-O de la plaine de Djibouti. Ces différentes études géophysiques ont permis d'effectuer un total de 672

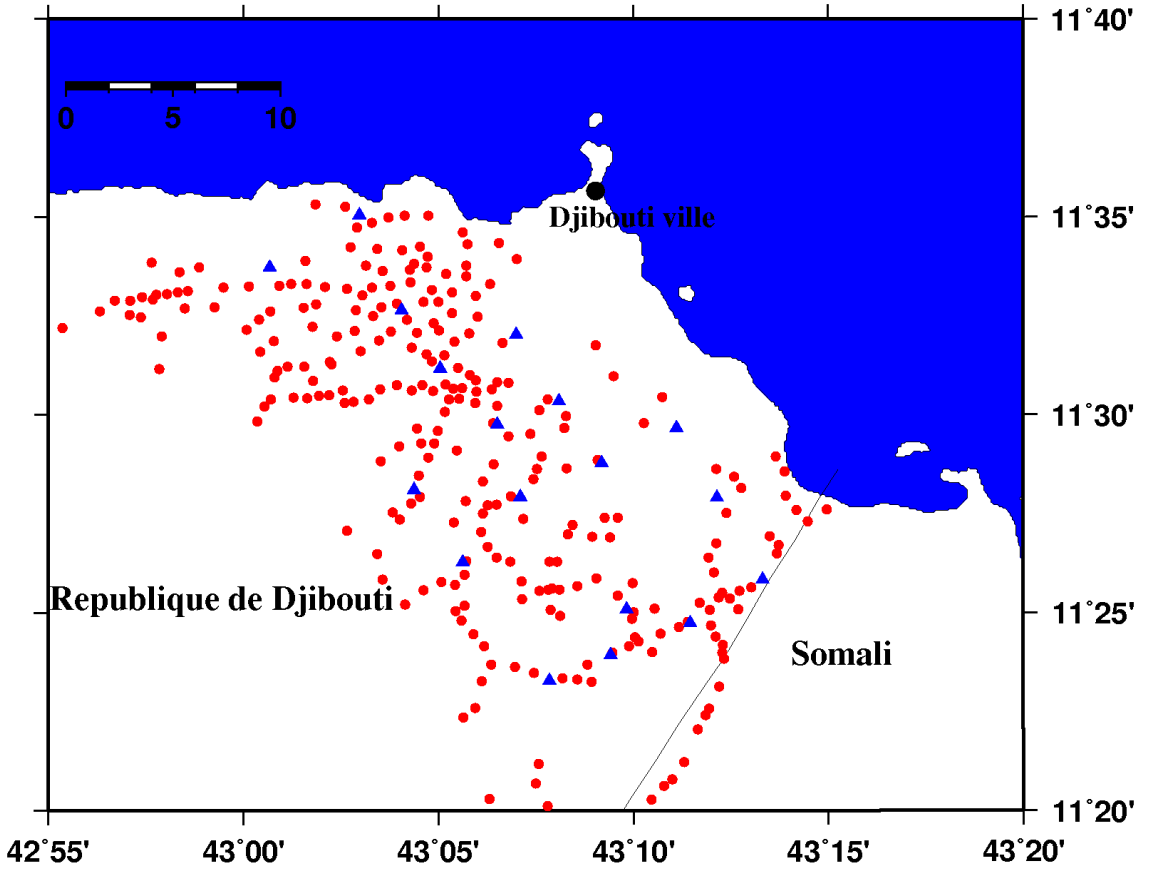


FIG. 4.3: L'ensemble des sondages électriques réalisés par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) en 1987 (points rouges) et les stations MT réalisées par l'équipe de l'université de Brest (triangles bleus).

sondages électriques sur la nappe de Djibouti. Malheureusement, toutes les données de ces VES ne sont pas disponibles actuellement à part quelques diagrammes log-log. Seules les données de la dernière campagne géophysique (1987) sont à notre disposition. Pour cette raison, dans la présente étude, nous allons considérer uniquement les données collectées en 1987 par la CGG. Ces données sont de bonne qualité et ont déjà fait l'objet d'une interprétation 1D avec le logiciel d'interprétation SEAM de la Compagnie Générale de Géophysique.

Il existe également des sondages magnétotelluriques (MT) réalisés dans le cadre du projet de la nappe de Djibouti par l'équipe de l'université de Brest en 2003 (fig 4.3). Au

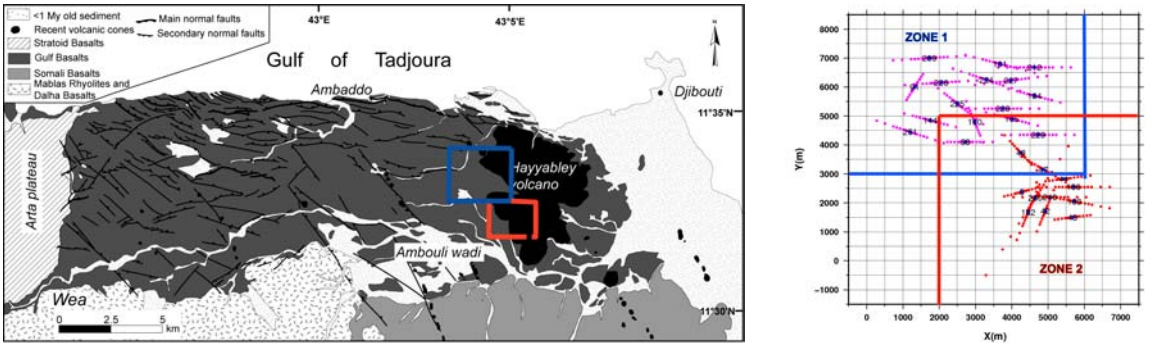
cours de cette campagne géophysique, 18 sondages MT ont été effectués sur une grille régulière avec un pas d'environ 4 km qui couvre plus ou moins la plaine de Djibouti du Nord au Sud. Le but de cette étude consistait à cartographier la nappe en profondeur, mais également de comprendre l'influence de la tectonique sur son écoulement. Pour imager la partie superficielle de la nappe (les 200 premiers mètres), des sondages magnétotelluriques à source contrôlée (CSAMT ou audio-magnétotellurique) ont été réalisés au cours de la même période par une équipe dirigée par J. Zlotnicki (Université de Clermont-Ferrand). Malheureusement, les données audio-magnétotelluriques sont très bruitées à cause d'ondes électromagnétiques émises par les antennes militaires situées au voisinage de la zone d'étude. Par conséquent, ces données sont inexploitables pour le moment. Par contre, les données magnétotelluriques issues des 18 sondages MT ont fait l'objet d'une étude d'interprétation avec une approche 3D et un article est en préparation (Hautot et al., en préparation 2009).

4.4 Inversion 3D des sondages électriques verticaux de deux zones situées au nord de la plaine de Djibouti

En dépit de la bonne couverture des sondages électriques issus de la campagne géophysique de 1987, il nous est apparu impossible d'interpréter l'ensemble des données dans une seule approche 3D. Rappelons-le, ces VES sont à la base destinés pour une interprétation 1D. C'est à dire que les dispositions nécessaires pour une inversion 3D (maillage régulier dans les deux directions x, y) ne sont pas remplies pour tous les sondages. De ce fait, nous avons décidé de sélectionner des zones avec une grande densité de sondages pour pouvoir les interpréter correctement. Après cette sélection, nous avons obtenu deux groupes de sondages électriques repartis sur deux zones assez proches situées au Nord à proximité du volcan de Hayyabley comme le montre la figure 4.4. L'intérêt de ces zones pour l'étude est qu'il existe d'autres données géophysiques, notamment 3 stations MT.

4.4.1 La zone 1

La première zone sélectionnée compte un nombre total de 16 sondages électriques avec des azimuts différents comme le montre la figure 4.5. La zone modélisée représente une superficie de 7×6 km. Ces VES ont un espacement maximal entre électrodes d'injection (AB_{max}) variable (1000, 1500 et 2000m), ce qui complique le choix du pas de paramétrisation du modèle. Dans le précèdent chapitre (méthodologie), nous avons défini comme pas de paramétrisation une valeur L_{min} correspondant à la plus petite des longueurs $AB/2_{max}$ maximales parmi tous les sondages considérés. Pour cette raison, le pas de paramétrisation sera fixé à 500m dans les deux directions (Nord-Sud, x; Est-Ouest, y). Le modèle est découpé en 14 blocs suivant x, 12 blocs suivant y, 5 blocs suivant z avec des épaisseurs variables (3m, 10m, 25, 50m, 100m) et on obtient un total de 840 résistivités inconnues à déterminer pour un nombre de données de 352.



(a) (b)

FIG. 4.4: (a) Carte de fracturation des basaltes du Golfe avec la localisation de deux zones d'étude (d'après Daoud, 2008). (b) Les sondages électriques sélectionnés sur les zones d'étude avec leurs numéros. Points rouges : azimuts des VES de la zone 1 (ou positions des électrodes). Points bleus : azimuts des VES de la zone 2. Points noirs : Centres de chaque sondage

Comme le nombre de paramètres est supérieur au nombre de données, on a procédé à un regroupement des paramètres là où le modèle est mal contraint par les données (cadres en bleu, fig 4.5). Ce regroupement de paramètres nous a permis de réduire le nombre d'inconnus à 645 ce qui reste toujours supérieur au nombre de données. Cette sous-détermination du problème entraîne une oscillation de la solution, qui se manifeste dans le modèle par de forts contrastes. Pour réduire ce phénomène, on a recours à une fonction de régularisation qui permet de lisser le modèle de résistivité en liant les paramètres.

Nous savons que dans les procédures d'inversion itérative, le modèle de résistivité final dépend fortement du choix du modèle initial (Pessel, 2001). Pour définir ce modèle, nous avons commencé par effectuer une inversion 1D de chaque sondage puis nous avons construit un modèle 3D en interpolant les modèles 1D. Pour l'inversion 1D, nous avons choisi de discrétiser le milieu de façon uniforme avec des modèles à 5 couches en fixant le paramètre correspondant aux épaisseurs des couches à 3, 7, 15, 25 et 50m. Le modèle 3D interpolé obtenu par l'inversion 1D est donc considéré comme modèle à priori pour l'inversion 3D (fig 4.6).

Nous allons maintenant inverser les données collectées sur la première zone choisie en utilisant notre outil inversion 3D. L'inversion 3D des données réelles issues de 16 sondages électriques suit la même procédure que celle des données synthétiques du chapitre précèdent (Méthodologie). La figure 4.7 montre l'ajustement entre la réponse du modèle de résistivité initial (en bleu) issu de l'inversion 1D et les données réelles d'une part et d'autre part la réponse du modèle final (en rouge) et les données réelles. La réponse du modèle initial s'ajuste correctement aux données pour les faibles profondeurs, tandis que pour les couches plus profondes, cet ajustement est détérioré. Pour le modèle de résistivité final, on observe un bon ajustement entre sa réponse (courbes rouges) et les observations avec une erreur rms qui passe de 61 % à 8 %. Cependant,

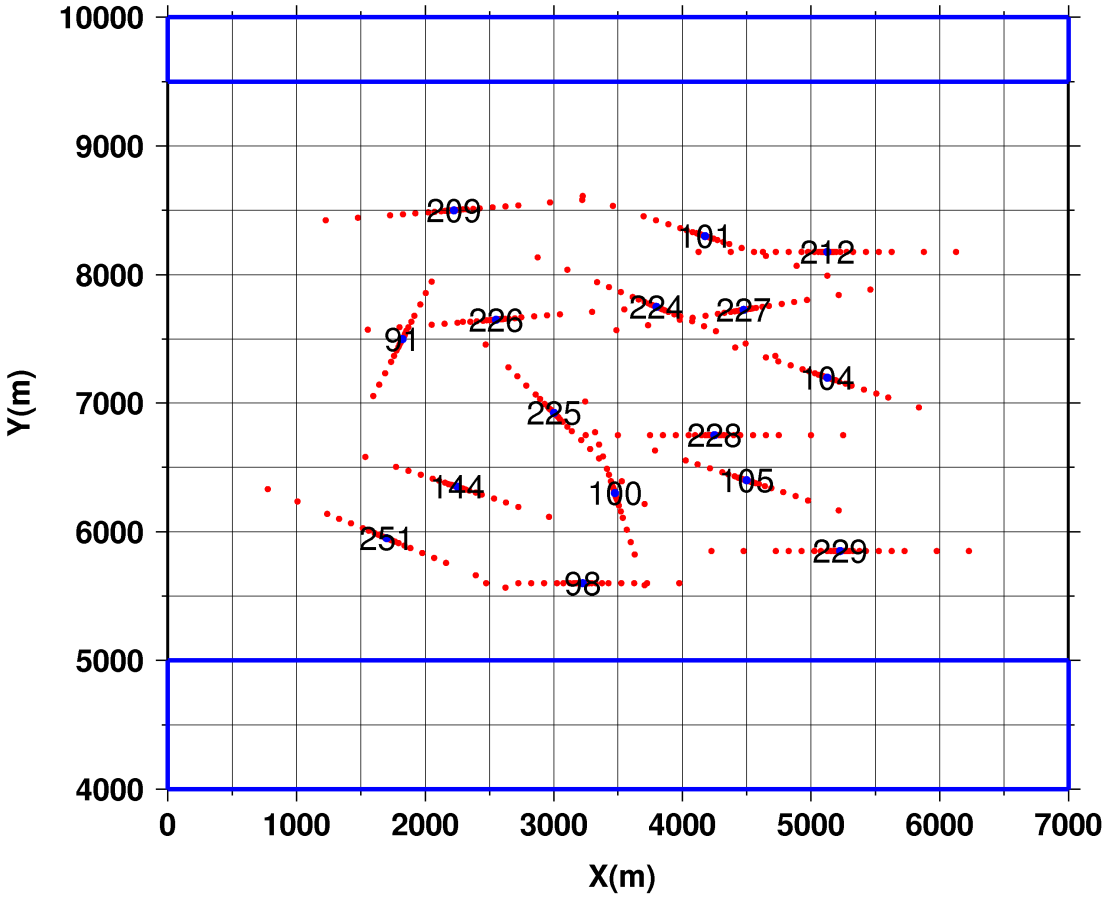


FIG. 4.5: Distribution de 16 sondages électriques choisis sur la zone 1 avec leurs numéros. Points rouges : Positions des électrodes. Points bleus : Centre de chaque dispositif. Cadres bleus : Paramètres regoupés.

on constate que pour certains sondages, la réponse du modèle final a du mal à s'ajuster aux données pour les plus grandes profondeurs, en particulier les sondages VES225, VES098 et VES229 (fig 4.7).

Le modèle de résistivité obtenu est illustré sur la figure 4.8. Le résultat de l'inversion 3D montre des différences notables avec le modèle de départ et indique clairement un milieu hétérogène constitué majoritairement par des structures résistantes avec quelques anomalies conductrices sur les 4 premières couches (0-50m). A partir de 50 m de profondeur, on observe un milieu plus conducteur avec quelques hétérogénéités résistantes. On note également une structure conductrice dans la partie Nord-Est du modèle.

Nous allons maintenant inverser le même jeu de données avec un modèle initial différent du précèdent pour tester l'influence du modèle initial. Pour cette nouvelle inversion, nous allons considérer comme modèle à priori un modèle homogène de 100 Ohm.m, une valeur proche de la moyenne de la résistivité apparente des observations

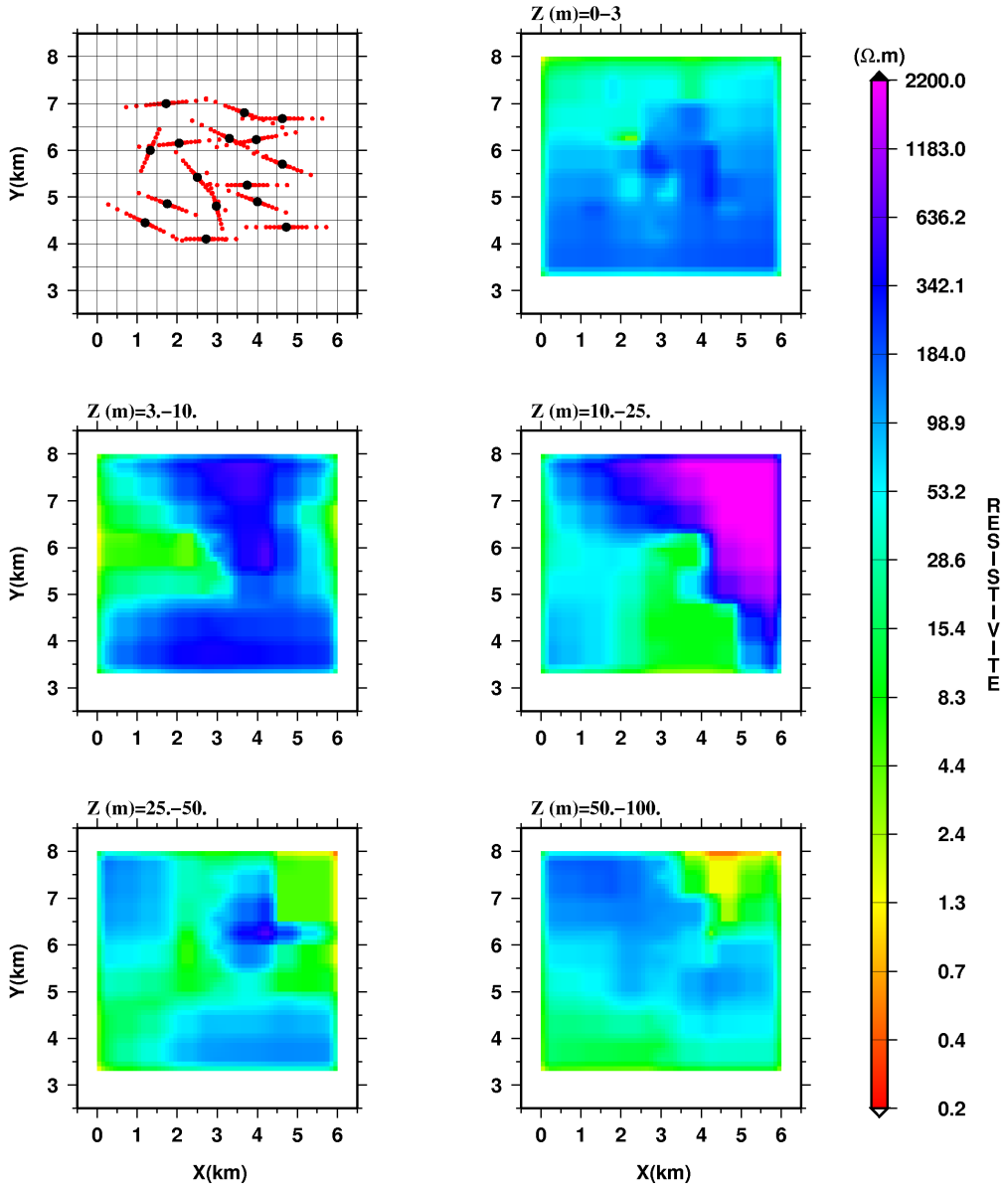
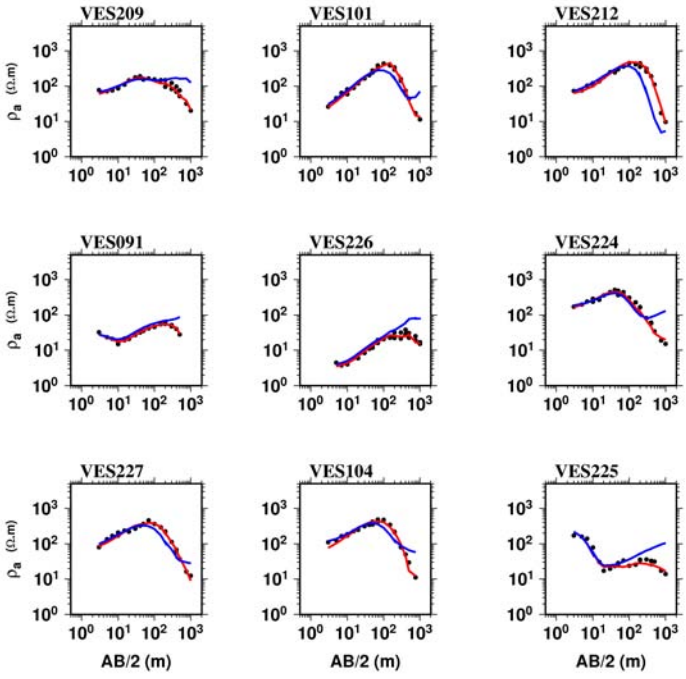
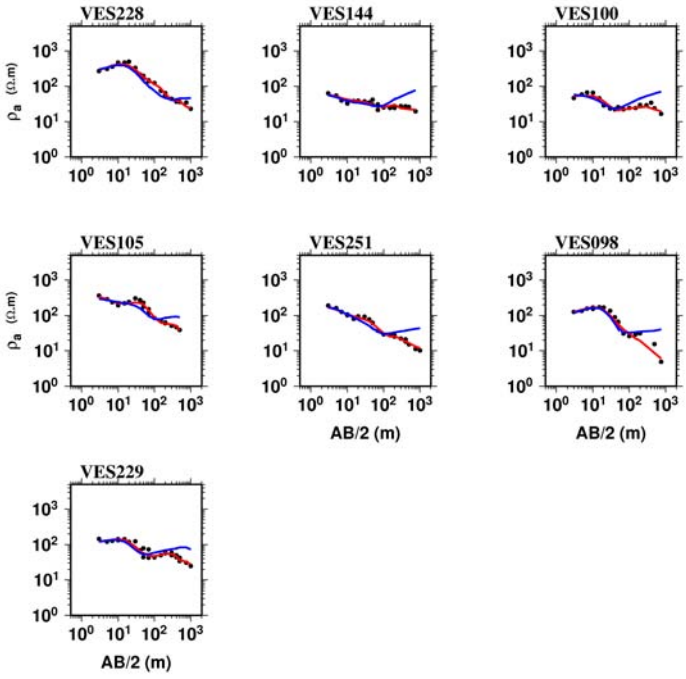


FIG. 4.6: Modèle initial pour l'inversion 3D qui correspond au modèle de résistivité obtenu par l'interpolation des modèles 1D. La première section horizontale est une carte sur laquelle nous avons la localisation des sondages (point noirs) et leurs azimuts représentés par les points rouges (positions des électrodes).

(120 Ohm.m). La figure 4.9 montre la réponse du modèle obtenu avec cette nouvelle inversion. On remarque qu'on obtient un bon ajustement entre la réponse du modèle et les données avec une erreur rms de 7 %. L'ajustement entre les observations et la réponse du modèle est légèrement amélioré par rapport au modèle précèdent, en particulier pour les sondages VES225 et VES98. Le résultat de l'inversion 3D des données électriques est porté sur la figure 4.10. Sur ce deuxième modèle, nous avons également un milieu hétérogène majoritairement résistant avec quelques structures conductrices



(a)



(b)

FIG. 4.7: (a), (b) Réponses du modèle de résistivité final et du modèle interpolé (modèle initial). Points noirs : Données réelles. Courbes rouges : Réponse du modèle 3D final pour chaque sondage. Courbes bleues : Réponse du modèle interpolé (modèle initial)

sur les 50 premiers mètres. Entre 50 et 100 m le milieu résistant laisse place à un milieu plus conducteur, néanmoins avec des anomalies résistantes sur la diagonale NO-SE du

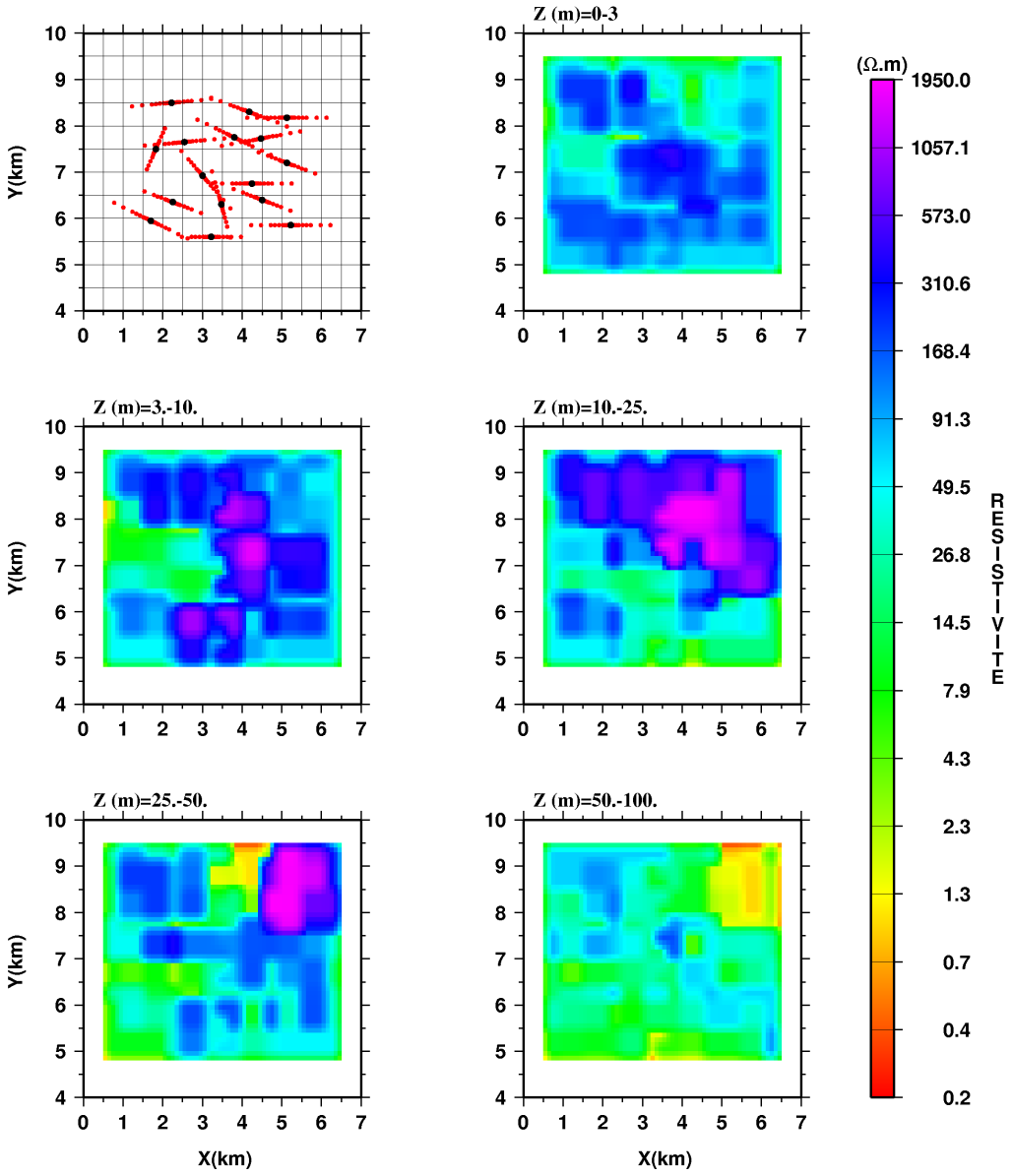


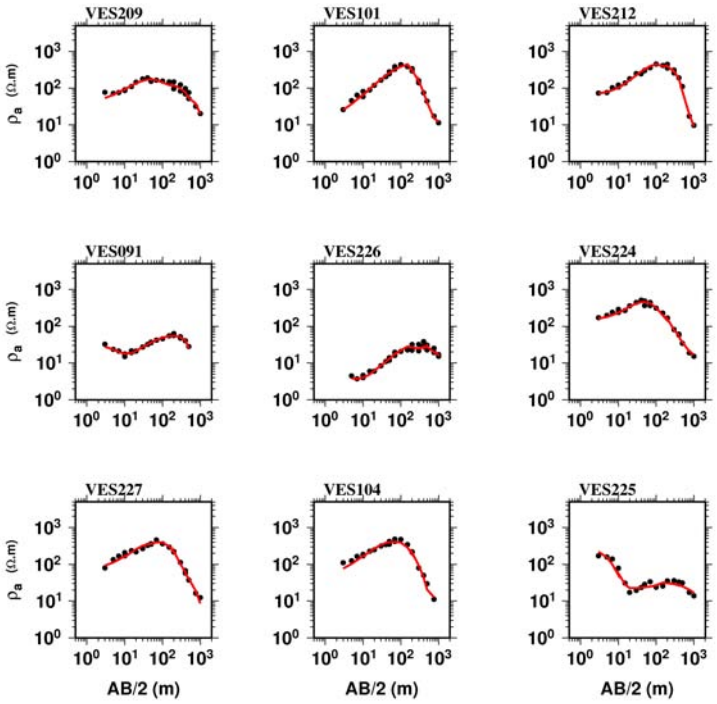
FIG. 4.8: Résultat de l'inversion 3D des 16 VES en utilisant comme modèle à priori le modèle interpolé à partir des modèles 1D. La première section horizontale représente la zone d'étude avec les sondages électriques considérés. Points noirs : Centre de chaque dispositif (VES). Points rouges : Azimuts de chaque VES.

modèle. En partant de deux modèles initiaux différents, l'inversion 3D fournit donc deux modèles de résistivité similiaires, ce qui suggère que les structures imagées sont robustes. Par la suite, en particulier dans l'interprétation, nous allons considérer le modèle de résistivité obtenu en partant d'un modèle initial homogène. Nous avons choisi ce modèle de résistivité pour deux raisons : (1) une erreur rms faible par rapport à l'autre modèle. (2) Le fait qu'on est parti d'un modèle homogène de résistivité proche

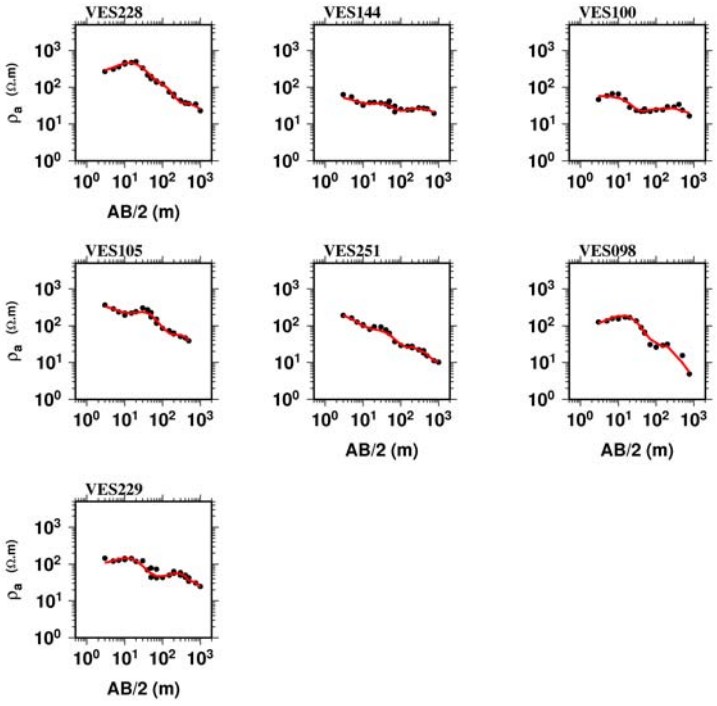
de la résistivité moyenne des données.

Pour étudier la sensibilité des modèles, nous allons essayer d'évaluer leur robustesse en utilisant le Volume d'Investigation (VOI) (chapitre 3 section 3.6.5) (Oldenburg and Li, 1999; Santos and Sultan, 2008). La figure 4.11 représente le VOI calculé pour les deux modèles de résistivité obtenus en utilisant 2 modèles initiaux différents. Un modèle de résistivité est réalisable (bien contraint par les données électriques) lorsque la valeur du VOI est proche de 0. Par contre lorsque le modèle est non réalisable, deux scénarios sont possibles d'après Oldenborger et al. (2007) : (1) le VOI est proche de l'unité lorsque peu de données contraignent le modèle. (2) VOI n'a pas de valeur seuil lorsque la solution du problème inverse n'est pas unique. Dans notre cas, par exemple sur la couche 0-3 m, on constate que le modèle semble être contraint partout par les données (VOI proche de 0), ce qui n'est de toute évidence pas tout à fait vrai. Il faut être en effet prudent pour les couches superficielles (0-25 m) où le modèle est partiellement contraint par les observations. Ces couches correspondent aux faibles lignes d'injection AB et donne une bonne résolution du modèle au voisinage du centre de chaque dispositif (VES). Au-delà, on est dans le scénario où la solution du problème inverse est non unique (Oldenborger et al., 2007; Santos and Sultan, 2008) et elle est influencée par le modèle à priori. Par contre, pour les grandes profondeurs, ce qui correspond à des grandes lignes d'injection de courant, les données doivent normalement contraindre le modèle. Par exemple à partir de 25 m, et en particulier la dernière couche, on observe des valeurs du VOI proches de 0, ce qui prouve que le modèle est correctement contraint par les données. Cependant, dans la couche 25-50 m, il apparaît quelques endroits où le VOI est supérieur à 1 alors qu'il est censé tendre vers 0. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que le VOI est une formule empirique qui donne plus ou moins une idée de la résolution des modèles de résistivité. Son utilisation est parfois ambiguë, ainsi il peut fournir des valeurs proches de 0 à des endroit où il n'y a pas d'informations (données).

Pour montrer les limites du VOI, nous avons effectué un test de sensibilité aux endroits où le modèle bien qu'il soit contraint par les données, donne de grandes valeurs du VOI. Dans la couche 25-50 m de la figure 4.11, il apparaît dans sa partie N-E une structure qui semble ne pas être contrainte par les observations d'après le VOI, sauf au pied du VES212. Pour cela, nous avons modifié les valeurs de résistivité du modèle final correspondant aux fortes valeurs du VOI. Ensuite, nous avons calculé la réponse du modèle modifié pour voir si l'ajustement de la réponse du modèle précèdent aux données est détérioré. Sur la figure 4.12, nous avons la réponse du modèle modifié et la réponse du modèle non modifié. On constate que l'ajustement entre données calculées et observées est rompu pour 3 stations (VES212, VES217 et VES101). Ces 3 VES contraignent donc bien le modèle, ce qui met en évidence les limitations du VOI. La meilleure solution pour évaluer la résolution d'un modèle de résistivité reste l'étude de la fonction sensibilité.Cette étude de sensibilité est très coûteuse en temps de calcul et c'est pour cette raison que nous ne l'avons pas utilisée dans notre cas d'étude.



(a)



(b)

FIG. 4.9: (a), (b) Réponse du modèle dans le cas où le modèle initial est un milieu homogène (100 Ohm.m). Points noirs : Données réelles. Courbes rouges : Réponse du modèle pour chaque sondage.

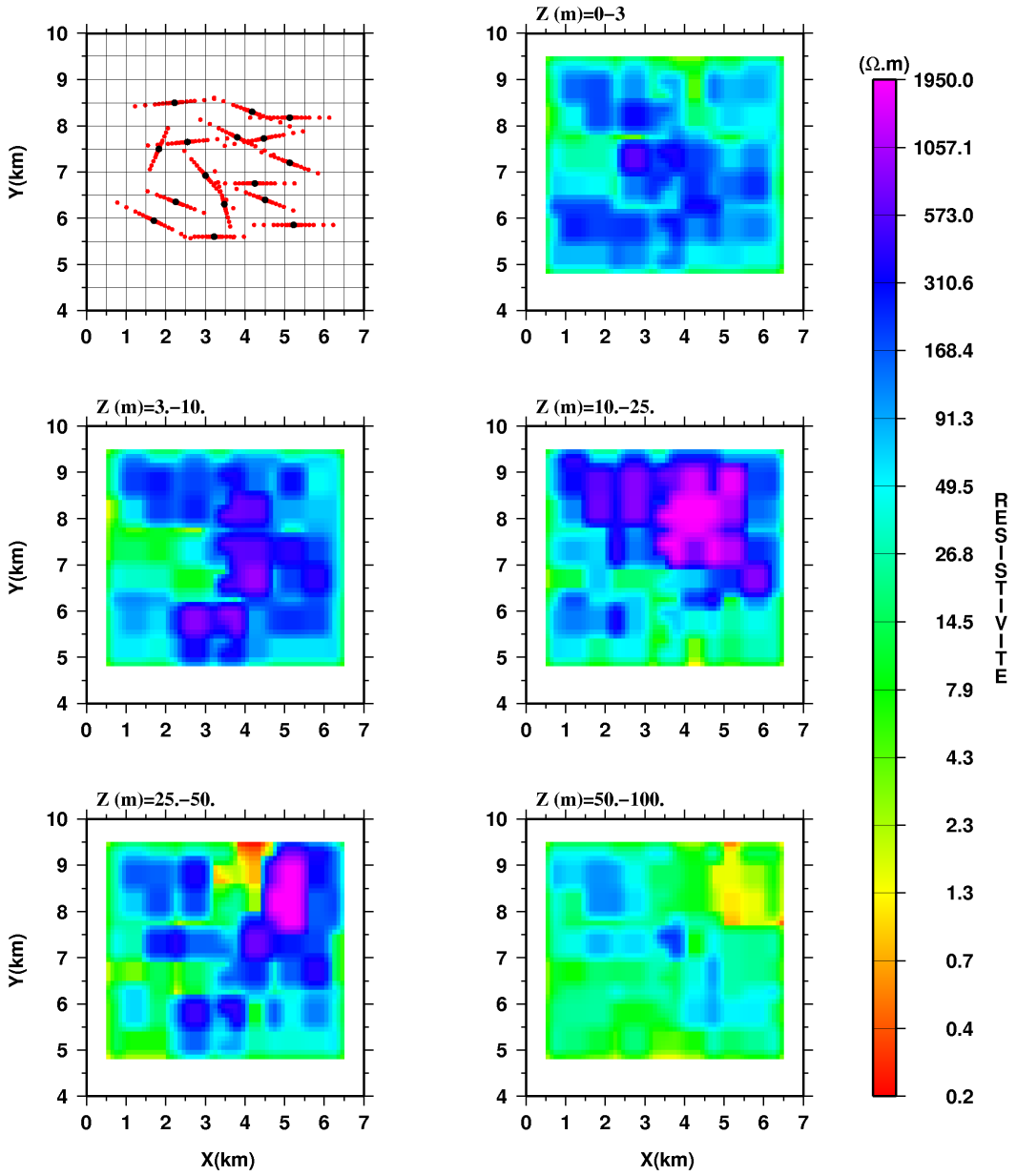


FIG. 4.10: Résultat de l'inversion 3D des 16 VES en utilisant comme modèle à priori un modèle homogène (100 Ohm.m). La première section horizontale représente la zone d'étude avec les sondages électriques considérés. Points noirs : Centre de chaque dispositif (VES). Points rouges : Azimuts de chaque VES.

4.4.2 La zone 2

Le deuxième groupe de sondages électriques sélectionnés compte 11 VES et occupent une superficie de 5.5 × 7.5 km (fig 4.13). L'espacement maximal entre électrodes d'injection (AB_{max}) est variable (1000, 1500, 2000 et 3000 m) avec des azimuts différents. Pour la même raison que le cas précèdent (zone 1), nous avons choisi un pas de paramé-

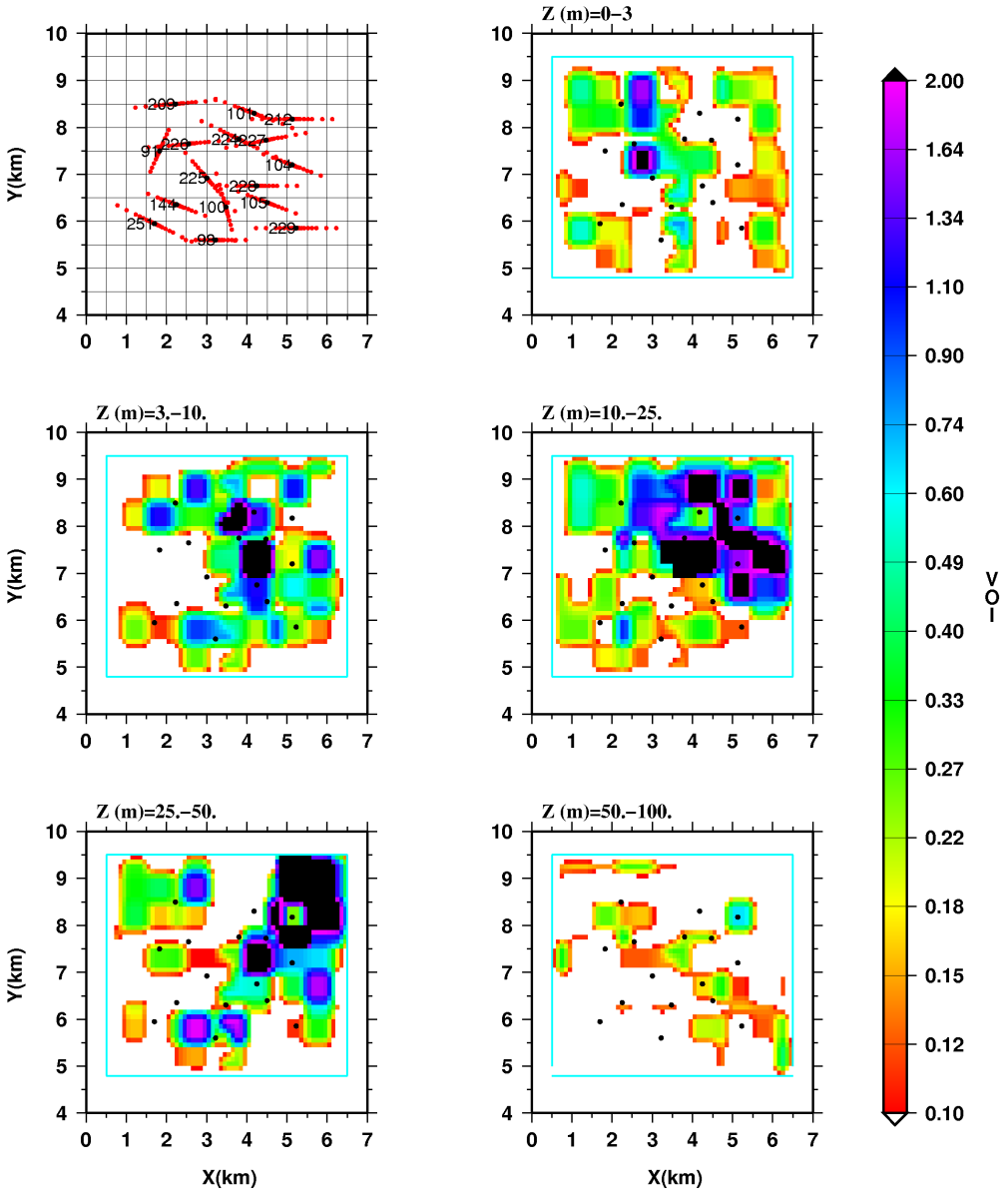


FIG. 4.11: Le Volume d'investigation pour les deux modèles de résistivité obtenus par l'inversion 3D en partant de deux modèles initiaux différents. Cadre bleu : limite du modèle de résistivité

trisation de 500 m dans les directions horizontales et on obtient un total de $11 \times 15 \times 5$ résistivités inconnues à déterminer (soit 825). Le nombre de données correspondant aux 11 VES est de 236. Nous avons donc regroupé certains paramètres du modèle pour réduire l'effet d'indétermination des solutions du problème inverse que produirait cette différence entre les données et les paramètres. Le regroupement est fait sur les endroits où les données semblent n'avoir aucun effet sur le modèle (partie entre les cadres bleus, fig 4.13). Après cette opération de regroupement, le nombre d'inconnues passe de 825 à 345 ce qui est raisonnable si on veut aboutir à un modèle qui reflète au mieux la

réalité du sous-sol. Comme dans le cas précèdent, nous allons effectuer deux inversions en partant de deux modèles initiaux à priori différents pour évaluer ensuite le volume d'investigation. Pour la première inversion, le modèle initial est un milieu homogène de résistivité arbitraire (150 Ohm.m). La procédure d'inversion reste la même et la réponse du modèle obtenu est portée sur la figure 4.14. On constate un bon ajustement entre les observations et les données calculées, à part quelques points de mesure où la réponse du modèle à du mal à s'ajuster avec les données (VES005 et VES240 fig 4.14) avec une erreur rms de 16%. Ce faible ajustement partiel entre la réponse du modèle et les données est probablement dû au fait que les données sont un peu bruitées aux courtes distances. Le modèle de résistivité correspondant est représenté sur la figure 4.15. On observe sur les 2 premières couches (0-10 m) deux structures résistantes orientées SO-NE et NO-SE plongées dans un milieu homogène. Ces deux couches correspondent aux faibles longueurs de lignes d'injection de courant, d'où une faible profondeur d'investigation. Par conséquent, l'anomalie résistante orientée SO-NE est partiellement contrainte par les données dans sa partie N-E. Par contre la seconde anomalie résistante semble être correctement contrainte par les données, puisque nous avons 3 VES situés à l'aplomb de cette structure. A partir de 10 m et jusqu'à 50 m de profondeur, les deux structures résistantes NO-SE et SO-NE semble fusionner et forment un bloc résistant qui occupe la majeure partie du modèle avec quelques anomalie conductrices. La dernière couche (50-100 m) montre un milieu assez hétérogène avec la présence d'une structure résistante orientée NO-SE.

Nous avons effectué une seconde inversion en partant d'un nouveau modèle initial homogène de résistivité égale à la résistivité moyenne des observations (70 Ohm.m). La figure 4.16 représente la réponse du modèle et on note qu'il y a un bon ajustement entre les données et la réponse du modèle avec une erreur rms de 15%. Sur la figure 4.17, nous avons le résultat de l'inversion. On observe, sur les couches correspondant à des profondeurs 0-10 m, un milieu homogène conducteur avec une structure résistante orientée NO-SE et deux autres anomalies résistantes de plus petite taille. La structure résistante NO-SE avait été imagée par l'inversion précédente. Par contre, la deuxième structure résistante SO-NE mise en évidence par l'inversion précédente n'est que partiellement imagée dans le cas présent. Ceci corrobore notre soupçon sur la faible résolution de cette structure résistante SO-NE dans sa partie S-O. De 10 à 50 m, on observe une anomalie résistante assez large qui occupe plus ou moins le centre du modèle, dans un milieu conducteur. Dans la couche 50-100 m, l'anomalie résistante se divise en trois corps résistants compris dans un milieu conducteur. Dans l'ensemble, les deux inversions ont fourni des résultats similiaires là où le modèle semble être bien contraint par le jeu de données. Néanmoins, de 10 à 25 m de profondeur, les modèles de résistivité sont légèrement différents, notamment la partie Nord de la structure résistante. La figure 4.18 représente le VOI calculé à partir de ces 2 modèles de résistivité obtenus avec les deux inversions à partir de modèles initiaux homogènes 150 et 70 Ohm.m. Si on regarde l'emplacement de la structure résistante SO-NE imagée avec la première inversion (modèle initial 150 Ohm.m), on voit clairement que les valeurs du VOI sont supérieures à la valeur seuil ($VOI \simeq 1$). Ce qui prouve que le modèle n'est pas contraint par les données et que la solution obtenue est une parmi d'autres solutions du problème. Pour les deux dernières couches (25-100 m), on obtient de faibles

valeurs du VOI, ce qui est cohérent avec le fait que ces deux couches correspondent aux grandes longueurs de lignes de courant. Autrement dit, le modèle est bien contraint par les données à ces profondeurs. Cependant, il apparaît sur la couche 25-50 m, quelques valeurs du VOI supérieures à 1, ce qui est surprenant puisque nous avons une bonne densité d'électrodes, montrant encore une fois les limites de l'utilisation du volume d'investigation.

Pour résumer, l'inversion 3D de données électriques sur les deux zones d'étude a mis en évidence un milieu assez hétérogène. Nous avons remarqué que la zone 1 présente des structures résistantes plus étendues en subsurface (0-25 m) par rapport la zone 2. A ces profondeurs, la résolution latérale du modèle est restreinte au voisinage de chaque station ce qui limite la validité du modèle et l'étendue des structures en dehors des régions voisines du centre de chaque VES. Par contre, au-delà de 25 m, la résolution latérale du modèle est nettement améliorée du fait des grandes lignes d'injection de courant (AB). Entre 25 et 100 m de profondeur, les modèles de résistivité obtenus sont bien contraints par les données avec une bonne résolution latérale.

4.5 Interprétation et discussion

Dans la section suivante, nous allons maintenant essayer de corréler nos modèles avec les informations disponibles sur la nappe de Djibouti ville et donner un sens géologique aux différentes structures observées sur les deux zones choisies. Avant de confronter nos modèles de résistivité avec d'autres résultats (géologiques, géophysiques (MT)), nous allons dans un premier temps comparer les 2 modèles géoélectriques obtenus par l'inversion 3D entre eux pour voir si les mêmes structures géologiques sont imagées. Comme nous avons effectué 2 inversions successives dans chaque zone, nous allons considérer le modèle de résistivité ayant atteint un minimum de la fonction coût. Pour la première zone d'étude (fig 4.19a), nous avons un milieu résistant plus ou moins homogène dans les 25 premiers mètres et au-delà de 25 m, on observe un milieu hétérogène avec une direction structurale résistante NO-SE. De part et d'autre de cette direction structurale résistante, il apparaît 2 unités conductrices. Dans la deuxième zone (fig 4.19b), on retrouve la direction structurale NO-SE dès la surface. On remarque déjà une direction structurale NO-SE dans les deux modèles de résistivité (zone 1 et zone 2, fig 4.20). Dans le deuxième modèle de résistivité (zone 2), cette direction structurale est visible de la surface jusqu'en profondeur, tandis que dans le premier modèle de résistivité (zone1), celle-ci n'est visible qu'en profondeur puisqu'en surface (25 premiers mètres), nous avons un milieu résistant homogène ce qui est discutable car à ces profondeurs, la résolution du modèle est restreinte aux voisinages des sondages électriques.Les résistants qui apparaissent au NE et au SO du modèle ne sont donc pas contraints par les données ce qui implique l'existence de cette structure résistante dès la surface dans le premier modèle. On peut également se demander si elle est continue ou discontinue entre les deux zones. Pour cela, nous allons considérer la zone commune aux deux modèles de résistivité qui correspond à la partie S-E pour le modèle 1 et à la partie N-O pour le modèle 2. Cette zone est doublement contrainte par les données et les 2 modèles montrent la même structure résistante, ce qui atteste sa

continuité latérale. Par contre les structures conductrices profondes de part et d'autre de la structure résistante observées dans le premier modèle de résistivité ne sont pas visibles sur le modèle de résistivité obtenu par l'inversion des sondages de la zone 2. Ces structures conductrices ($<$ 7 Ohm.m) peuvent correspondre à des réservoirs d'eau saumâtre ce qui suggère qu'il y a plusieurs nappes d'eau saumâtre séparées par des intrusions résistantes (basaltes).

A part les informations géologiques de surface (carte de fracturation), nous n'avons pas assez de données géologiques en sub-surface sur les deux zones selectionnées. Malgré le grand nombre de forages réalisés dans le cadre du projet Nappe de Djibouti, peu de forages dont nous disposons des logs lithologiques coïncident avec notre zone d'étude. Parmi ces forages, nous avons à notre disposition un log lithologique correspondant au forage Awrlofoul2 (triangle noir, fig 4.20) qui se trouve dans la première zone d'étude. Ceci constitue peu d'informations à priori pour caler les modèles de résistivité obtenus vu l'hétérogénéité du sous-sol qui peut varier à des courtes distances. Il existe également des données magnétotelluriques (MT) collectées sur l'ensemble de la plaine de Djibouti-ville. Ces données ont fait l'objet d'une interprétation 3D par S. Hautot et un article est en cours de finalisation. Nous avons essayé de comparer nos modèles de résistivité au modèle MT, mais on s'est aperçu qu'il est difficile de les comparer pour les raisons suivantes : (1) L'interprétation des données MT est faite sur une échelle beaucoup plus grande que la nôtre (plusieurs km), il est donc difficile de distinguer des hétérogénéités observées dans nos modèles de résistivité sur le modèle de résistivité MT; (2) Les données MT ont fourni des informations avec une très bonne résolution dans la partie profonde (à partir des 150 premiers mètres) et avec une faible résolution dans la partie superficielle, en particulier les profondeurs qui nous intéressent ($0 - 100m$). Néanmoins, bien qu'il soit difficile de procéder à une comparaison quantitative entre les deux méthodes, nous avons comparé nos modèles avec 2 profils de résistivité 1D des données MT qui correspondent à 2 stations MT (fig 4.20) localisées sur la zone d'étude.

Ainsi, nous avons comparé nos modèles de résistivité avec 2 profils de résistivité 1D obtenus par l'inversion des données MT des stations 420 et 412 (fig 4.20). Sur cette figure, nous avons également une station MT 416 mais malheureusement les données de celle-ci ne peuvent pas être exploitées. Nous avons considéré 2 sections verticales (SV1 et SV2) extraites de nos 2 modèles de résistivité. Sur la figure 4.20, on voit que la station MT (420) se trouve à l'aplomb de la section SV1 et que la seconde station MT (412) est proche de la section SV2. La figure 4.21 représente une coupe verticale extraite du modèle de résistivité obtenu en inversant les données de la zone 1 et le modèle de résistivité obtenu par l'inversion 1D des données de la station MT 420. On observe que le résultat de l'inversion 1D des données MT de la station 420 donne un modèle géoélectrique à deux couches avec un premier milieu résistant d'une épaisseur d'environ 35 m qui repose sur un conducteur. Sur la section verticale extraite du modèle de résistivité obtenu par l'inversion 3D des données électriques, à l'aplomb de la station MT 420, nous avons une structure résistante de 0 à 50m de profondeur contenant une anomalie conductrice, ensuite cette unité résistante est suivie d'une structure conductrice. Comme la méthode MT a une faible résolution en proche surface, elle n'arrive

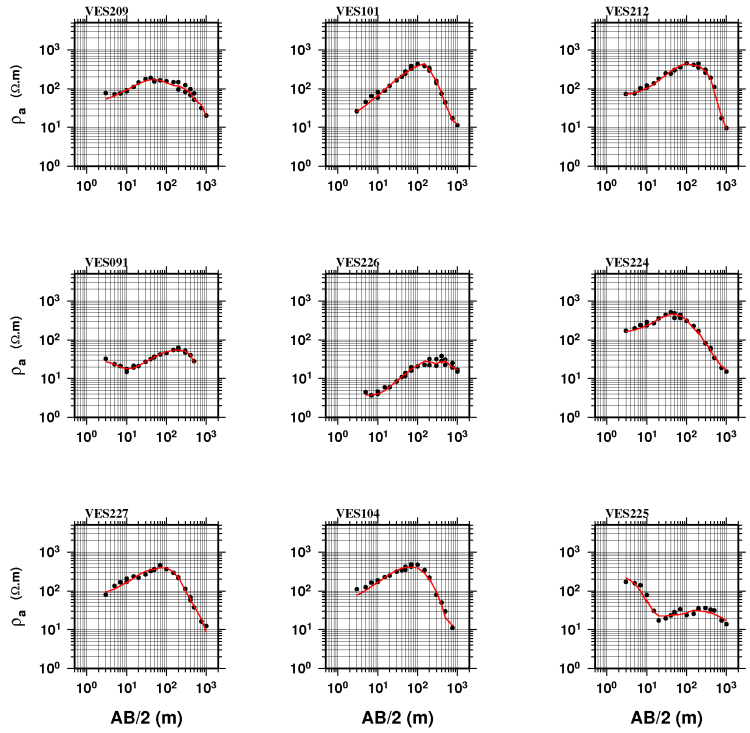
pas à imager l'anomalie conductrice observée dans le résistant en surface (0-50 m). Exceptée cette différence, on peut dire globalement qu'à l'aplomb de la station MT 420, l'inversion 3D des données électriques et l'inversion 1D des données MT 420 imagent les mêmes structures. Sur la figure 4.22, nous avons une section verticale extraite du second modèle de résistivité obtenu par l'inversion 3D de données électriques et un profil vertical de l'inversion 1D de la station MT 412. On peut noter une correspondance entre la coupe extraite du modèle de résistivité 3D et le profil 1D des données MT de la station 412. Tous deux identifient un milieu résistant en proche surface et conducteur en profondeur.

Nous allons maintenant essayer de caler un profil vertical extrait du modèle de résistivité électrique de la zone 1 au log lithologique du seul forage (Awrlofoul2) situé sur la zone 1. Sur la figure 4.23 nous avons porté le log lithologique et le profil vertical. Les unités géologiques mises en évidence par le log sont majoritairement constituées par des basaltes, parfois intercalées par des intrusions d'argile et des scories. Le profil vertical montre une structure de résistivité décroissante de 0 à 50 m. Cette unité géologique peut être associée à l'empilement des structures de basaltes avec des intrusions d'argile représenté sur le log (0-49 m). Après le milieu résistant en proche surface mis en évidence par l'inversion 3D vient une structure conductrice ($\backsimeq$ 25 Ohm.m) qui peut correspondre aux unités basaltiques contenant de l'argile et des scories. Non loin de ce forage, il existe un autre forage (Awrlofoul3, non présenté sur la carte) où des mesures de conductivité et de température ont été effectuées (Houmed-Gaba, 2009). Ce forage a une profondeur de 120m et ne rencontre pas l'eau saumâtre. Comme on peut le voir sur le profil vertical extrait au pied du forage Awrlofoul2 du modèle de résistivité 3D, il n'apparaît pas de structures de résistivité inférieure à 7 Ohm.m qu'on pourrait éventuellement associer à des réservoirs d'eau saumâtre.

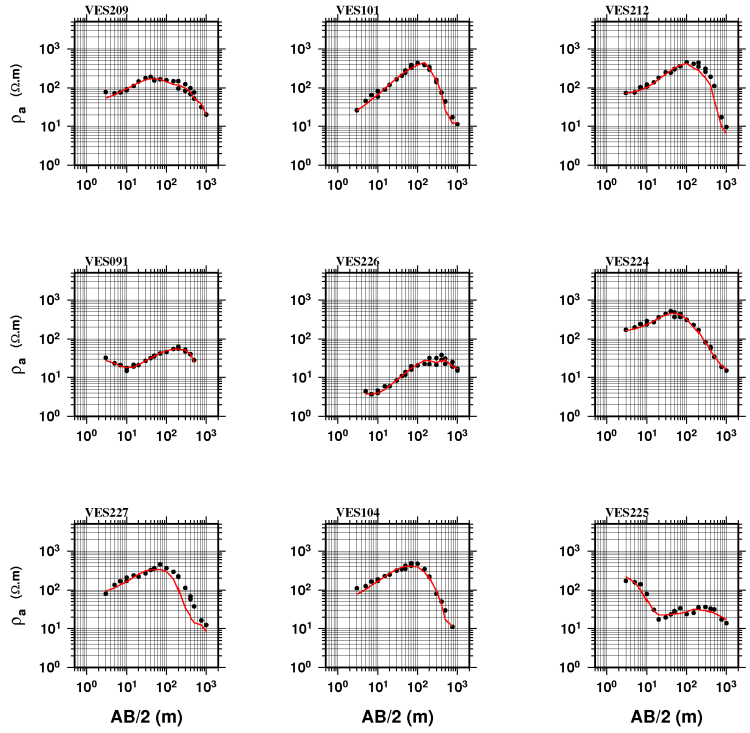
4.6 Conclusion

L'inversion 3D effectuée sur les données réelles de deux zones sélectionnées dans la plaine de Djibouti-ville a mis en évidence un milieu hétérogène avec une direction structurale résistante NO-SE. Cette structure résistante se prolonge jusqu'en profondeur et pourrait être associée à une coulée de basaltes. Elle est parfois traversée par des structures conductrices à certains endroits. Il pourrait probablement s'agir d'intrusions sédimentaires qui se sont intercalées à la coulée basaltique. Le modèle obtenu sur la zone 1 montre des anomalies conductrices à partir de 25 m de profondeur tandis que sur l'autre modèle aucune anomalie n'est visible. Ces anomalies conductrices pourraient probablement être des réservoirs d'eau saumâtre. Si c'est le cas, ceci montre que la distribution des eaux saumâtres sur l'aquifère qui alimente en eau la ville de Djibouti est incontestablement discontinu ce qui corrobore les résultats observés sur le site expérimental hydrologique (SEH) que nous aborderons dans le chapitre 5. La comparaison entre nos modèles de résistivité et l'inversion 1D des données de 2 stations MT a montré des similitudes satisfaisantes entre les structures imagées malgré les différences d'échelle de résolution. Nous avons observé des correspondances satisfaisantes entre les structures imagées par l'inversion 3D dans la zone 1 et le cutting réalisé sur

le forage Awrlofoul2. D'après les informations hydrogéologiques, ce forage n'intercepte pas l'eau saumâtre, ce qui confirme le résultat de l'inversion 3D à l'emplacement du forage, où aucune anomalie qui pourrait être associée à la présence d'eau saumâtre n'est observée.



(a)



(b)

FIG. 4.12: (a) Réponse du modèle final en partant d'un modèle initial de 100 Ohm.m. (b) Réponse du modèle modifié pour tester la sensibilité du modèle aux données.

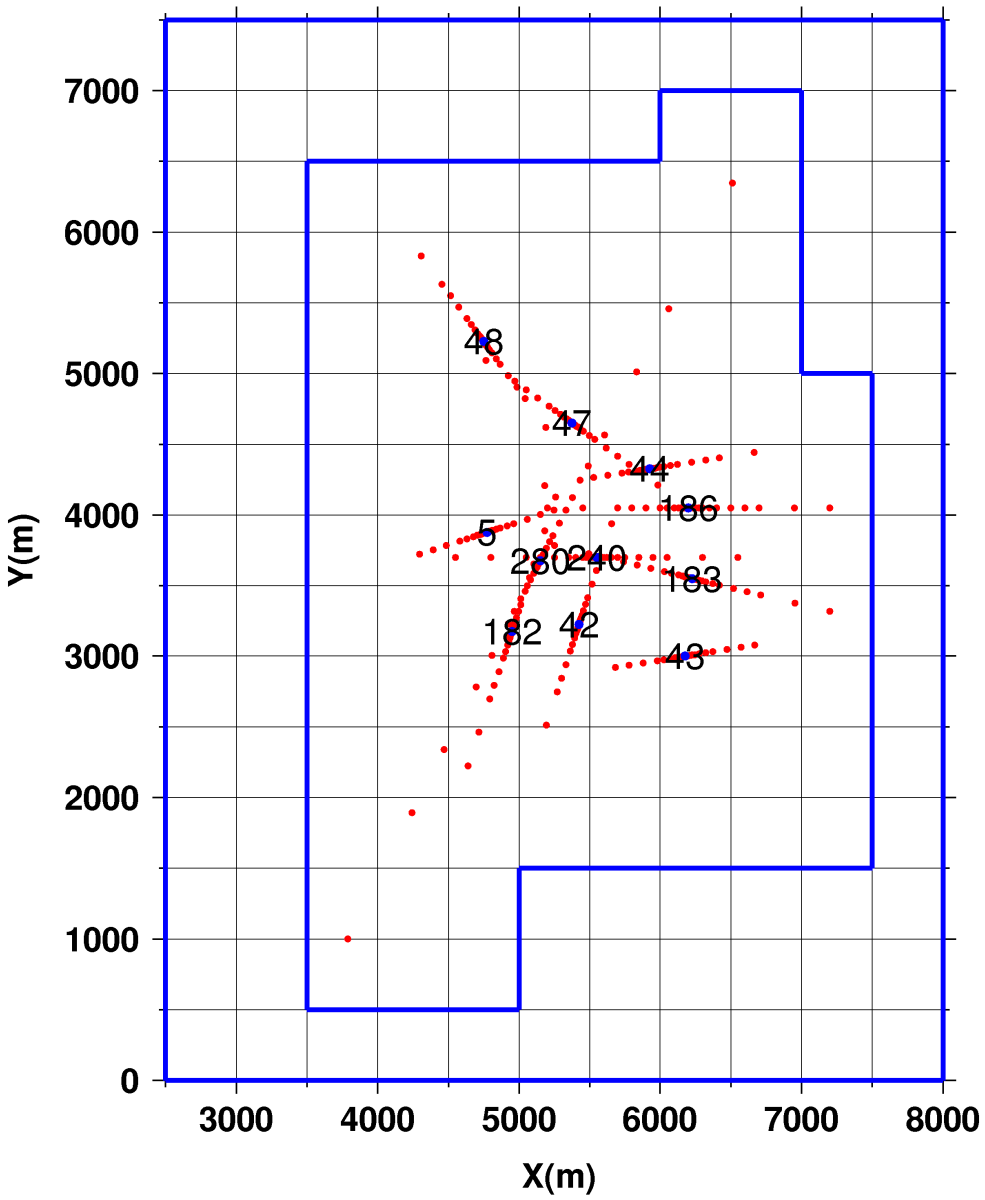


FIG. 4.13: Distribution de 11 sondages électriques choisis sur la zone 2 avec leurs numéros. Points rouges : Position des électrodes. Points bleus : Centre de chaque dispositif. Entre les cadres bleus, nous avons les paramètres regroupés.

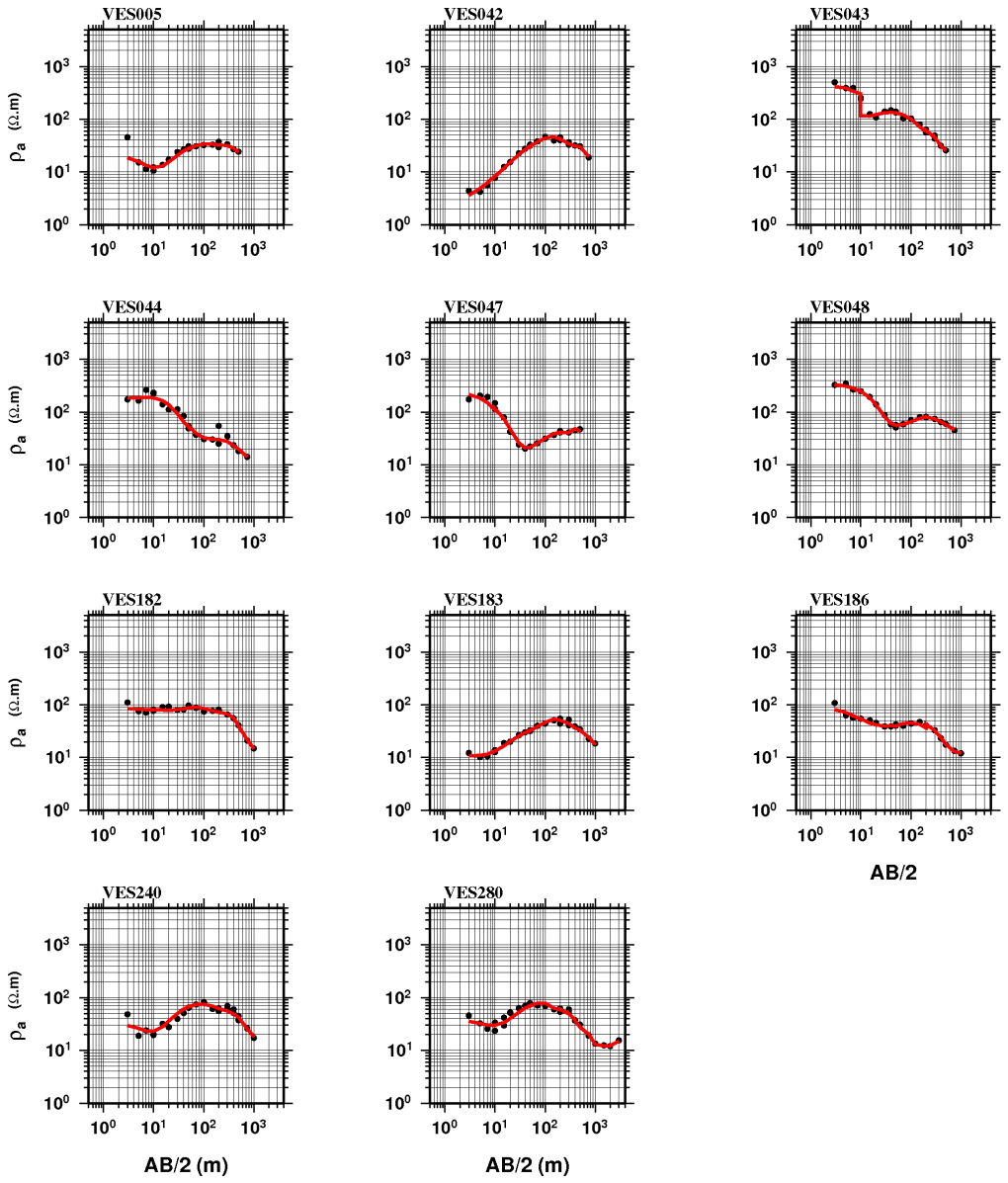


FIG. 4.14: Réponse du modèle dans le cas où on considère un milieu homogène de résistivité 150 ohm. Points noirs : Données. Courbes rouges : la réponse du modèle pour chaque VES.

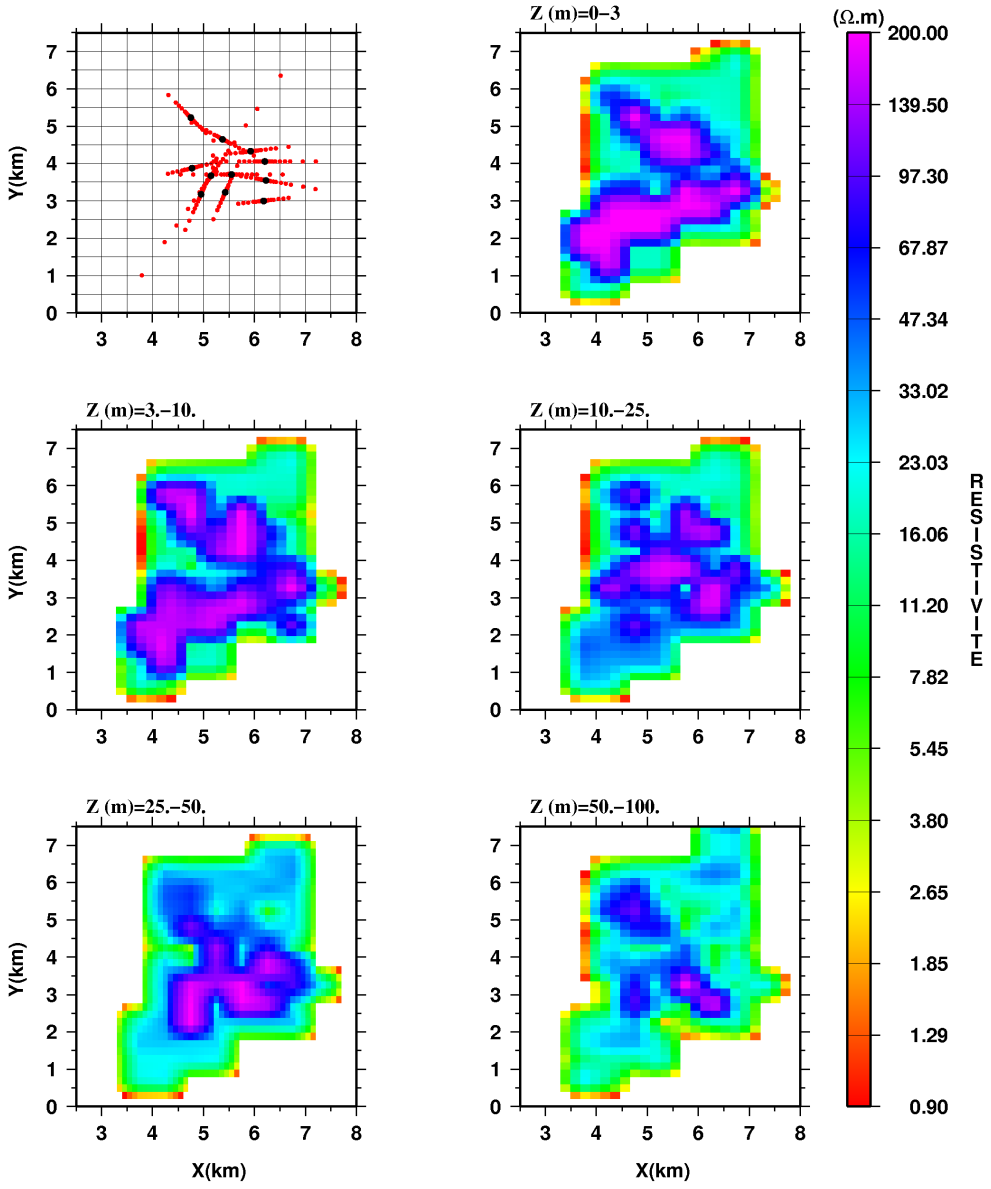


FIG. 4.15: Résultat de l'inversion 3D des 11 VES en utilisant un modèle à priori homogène de résistivité 150 Ohm.m. La première section horizontale représente la zone d'étude avec les sondages électriques considérés. Points noirs : Centre de chaque dispositif (VES). Points rouges : Azimut de chaque VES (ou positions des électrodes).

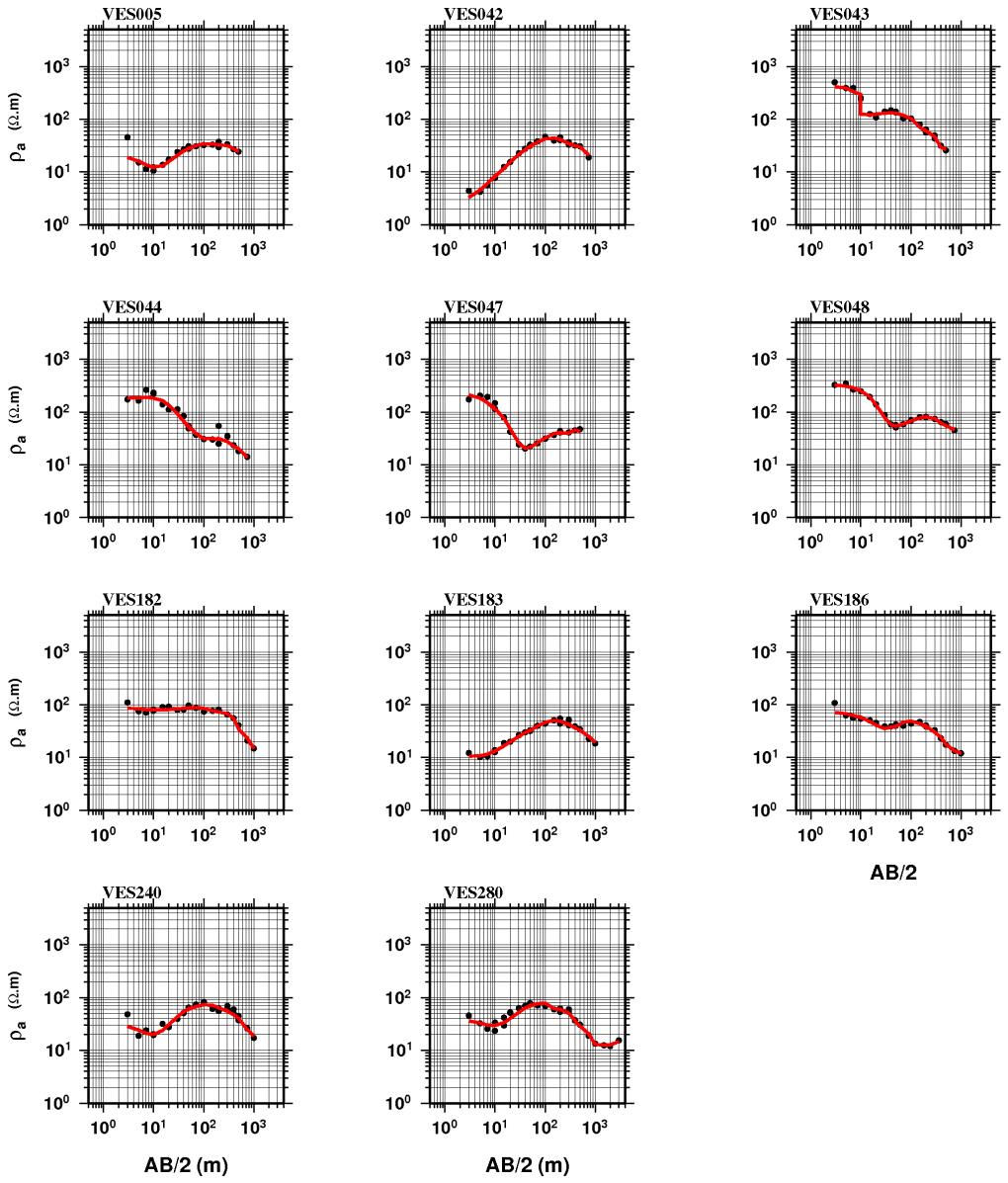


FIG. 4.16: Réponse du modèle dans le cas de l'inversion avec un modèle initial homogène de résistivité 70 ohm (résistivité moyenne des données). Points noirs : Données. Courbes rouges : la réponse du modèle pour chaque VES.

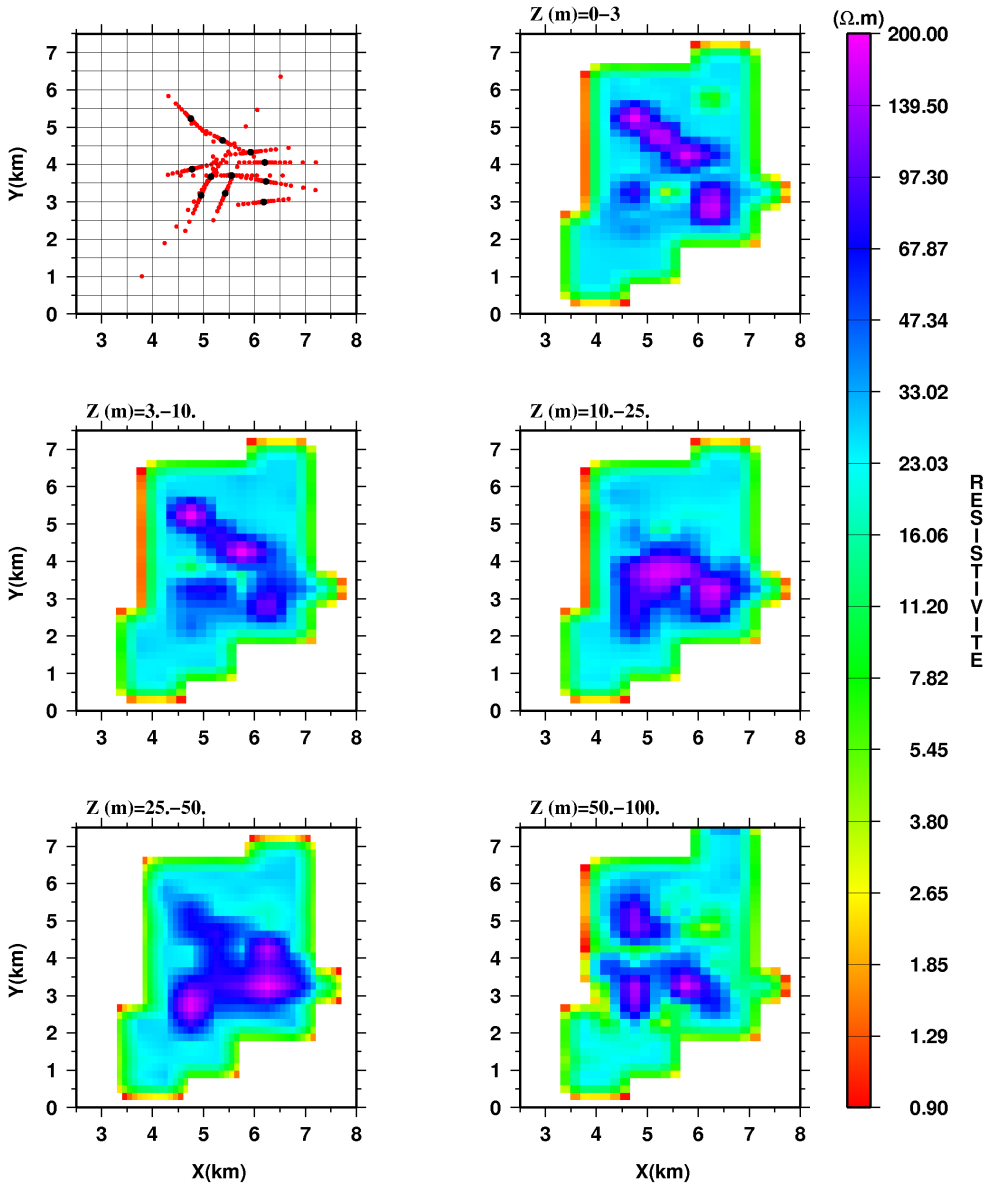


FIG. 4.17: Résultat de l'inversion 3D des 11 VES en utilisant un modèle à priori homogène de résistivité 70 Ohm.m (résistivité moyenne des données). La première section horizontale représente la zone d'étude avec les sondages électriques considérés. Points noirs : Centre de chaque dispositif (VES). Points rouges : Azimuts de chaque VES (ou positions des électrodes).

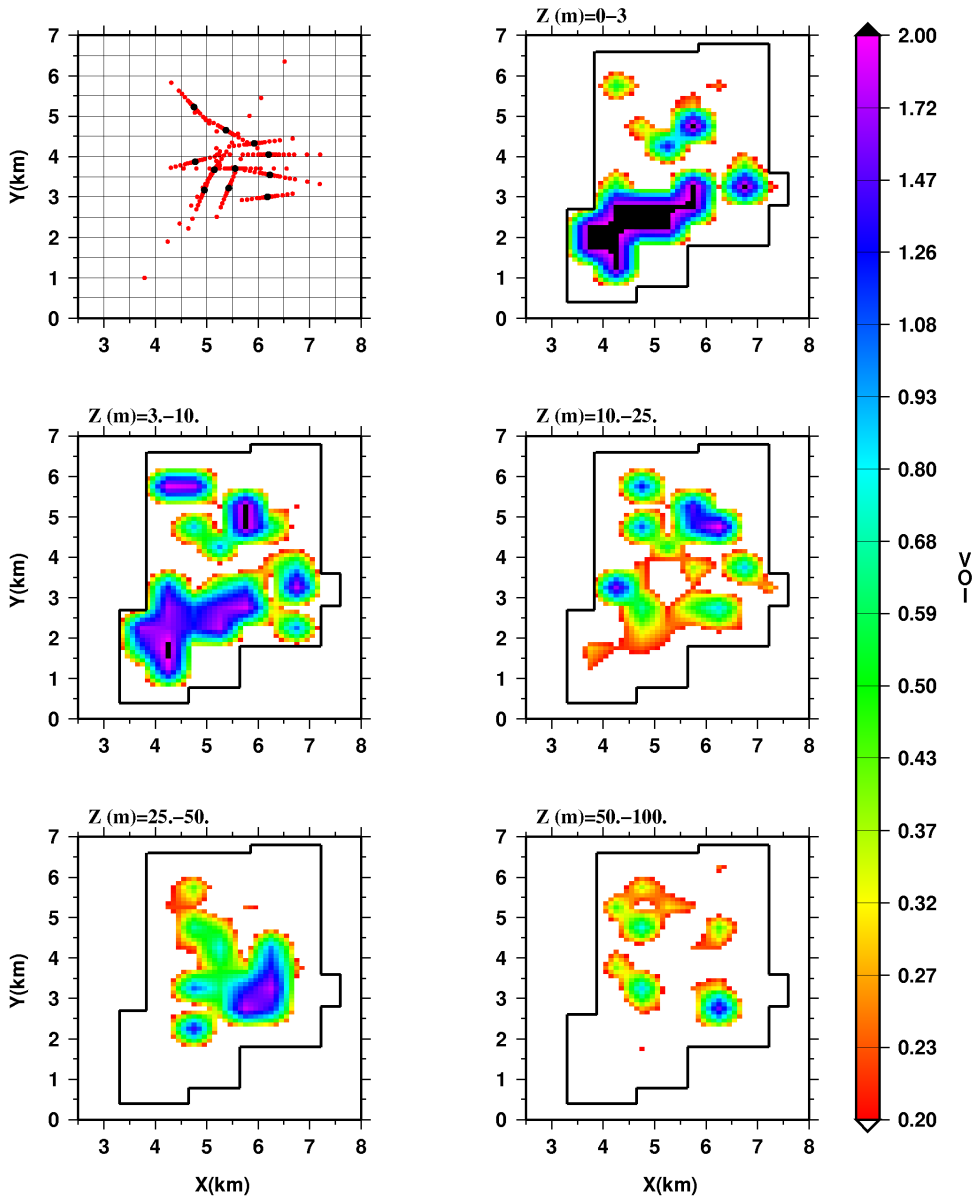
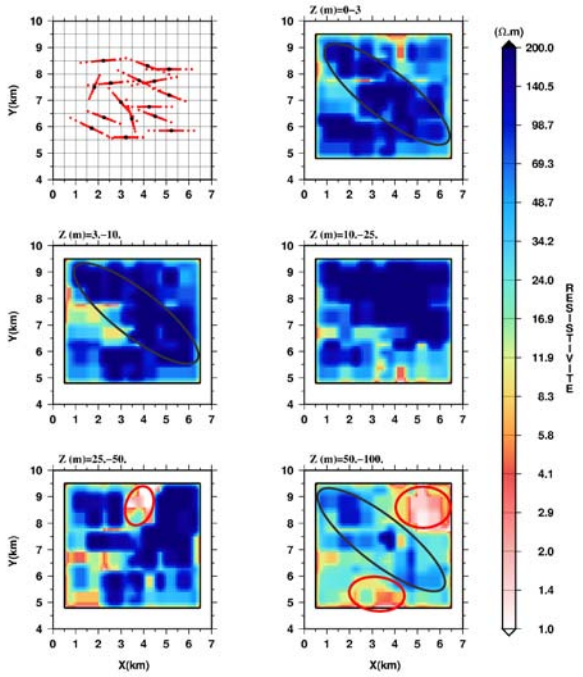
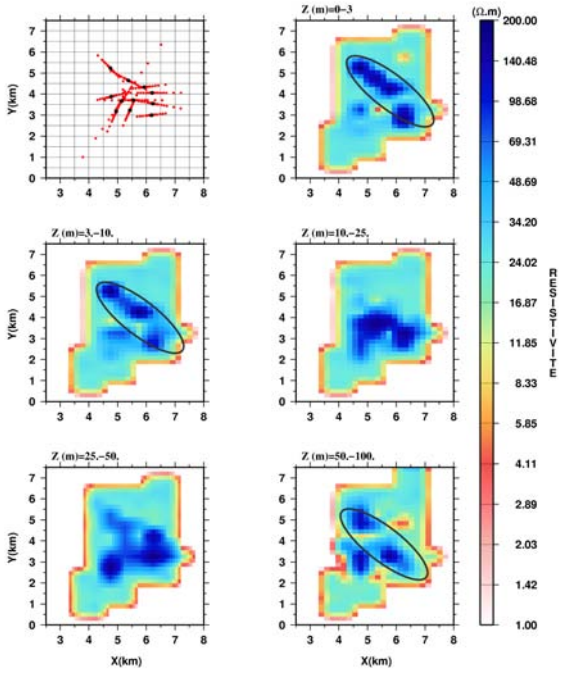


FIG. 4.18: Le Volume d'investigation pour les deux modèles de résistivité obtenus par l'inversion 3D de 11 sondages électriques. Ici nous avons délimité par un trait noir la partie du modèle contrainte et celle non contrainte par les données.



(a)



(b)

FIG. 4.19: Les modèles de résistivité retenus pour rechercher des structures géologiques similaires dans les deux zones. (a) Modèle de résistivité de la zone 1 en partant d'un modèle initial de 100 Ohm.m. Symbole ovale noir : Direction structurale (structure résistante). Symboles ovales rouges : Anomalies conductrices de part et d'autre de la structure résistante (b) Modèle de résistivité de la zone 2 en partant d'un modèle initial de 70 Ohm.m.

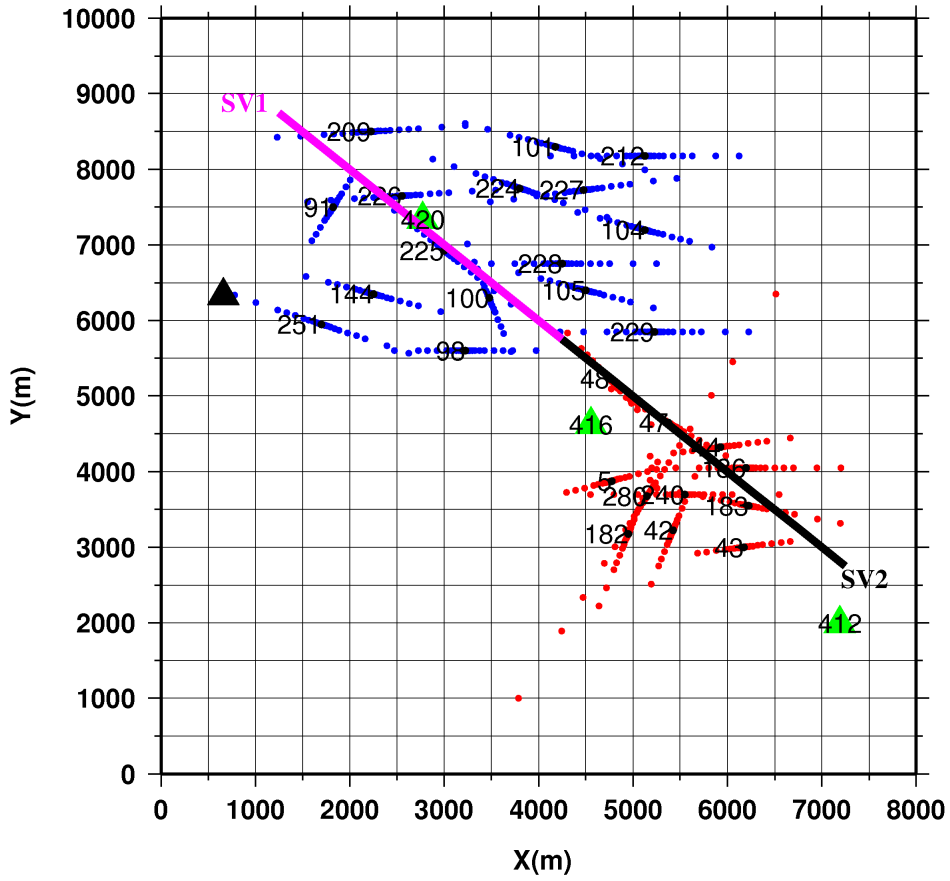
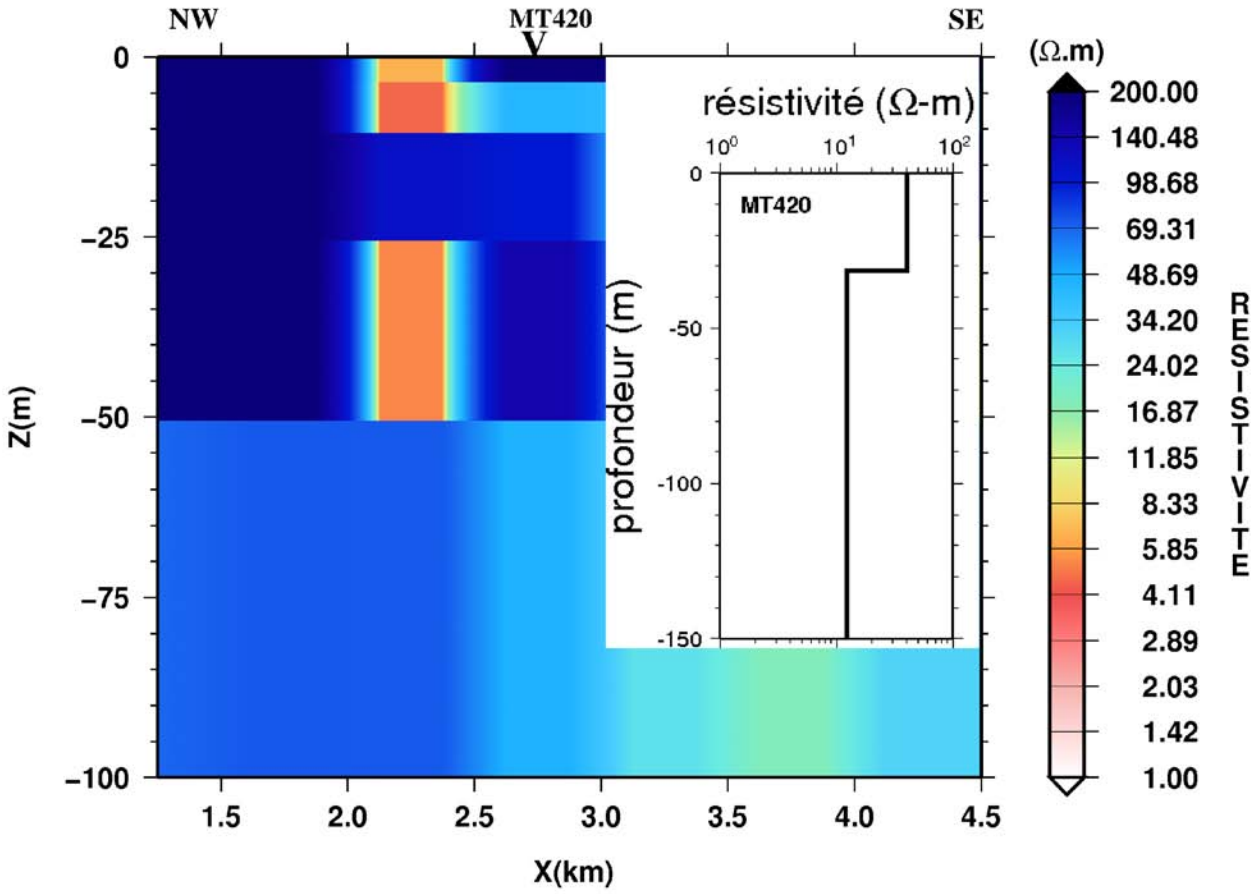
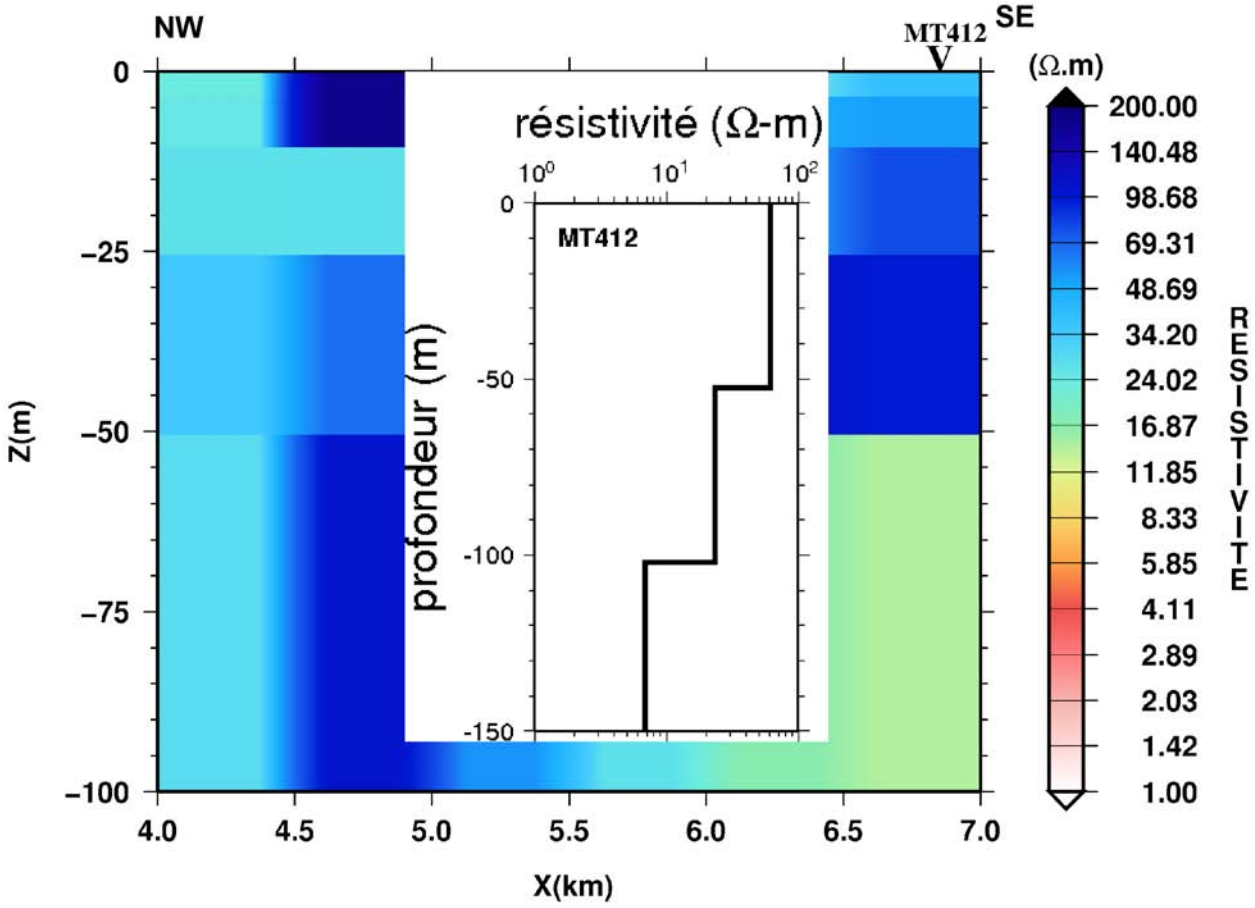


FIG. 4.20: Carte de la zone d'étude avec les sondages électriques considérés dans les deux zones (zone 1, zone 2), 3 stations MT et un forage. Traits roses : coupes verticales (SV1, SV2) extraites des modèles de résistivité obtenus par l'inversion 3D des sondages de deux zones. Triangles verts : Stations MT. Triangle noir : Forage.



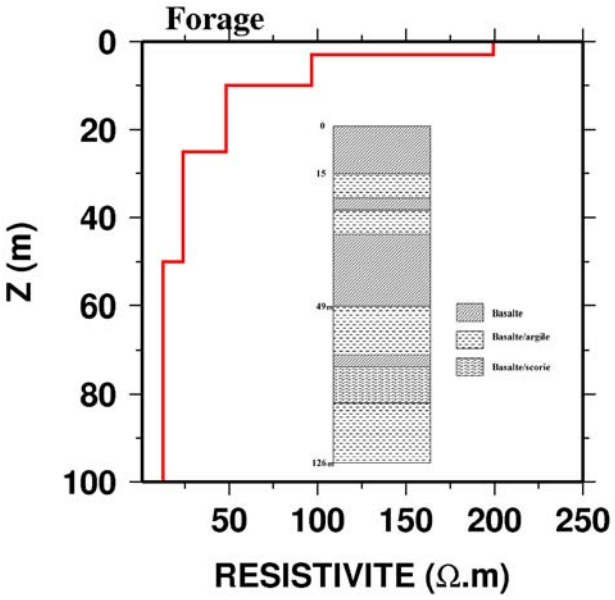
(a)

FIG. 4.21: Section verticale extraite du modèle de résistivité obtenu par l'inversion 3D des sondages électriques de la zone 1 et un profil de résistivité 1D obtenu par l'inversion des données de la station MT 420.



(a)

FIG. 4.22: Section verticale extraite du modèle de résistivité obtenu par l'inversion 3D des sondages électriques de la zone 2 et un profil de résistivité 1D obtenu par l'inversion des données de la station MT 412.



(a)

FIG. 4.23: Profil vertical extrait du modèle de résistivité 3D de la zone 1 (a) et un log lithologique.

Chapitre 5

Application à une échelle locale : Site expérimental hydrogéologique d'Atar

Chapitre 5

Imagerie électrique 2D/3D sur le Site Expérimental Hydrogéologique d'Atar

5.1 Introduction

En vue d'entreprendre un programme de gestion et de protection de l'aquifère qui alimente en eau la ville de Djibouti, il est nécessaire de comprendre à petite échelle son fonctionnement (recharge, écoulement, perméabilité) et l'impact d'une éventuelle intrusion de la mer, dont la signature est visible sur certains forages situés sur la plaine de Djibouti. Pour cette raison, un site expérimental hydrogéologique (SEH) a été mis en place sous l'initiative du Centre d'Etude de Recherche de Djibouti (CERD) dans le cadre du projet régional Mawari (www.mawari.net) financé par le ministère des affaires étrangères français.

5.2 Présentation de la zone d'étude

Le site expérimental d'Atar (SEH) est situé au sud-est de la ville de Djibouti à 5 kilomètres de la mer, à la limite entre les sédiments côtiers et les basaltes de Somalie (fig 5.1). Le choix de l'emplacement du SEH devait satisfaire un certain nombre de critères : un faible coût de revient pour la réalisation des forages (nappe peu profonde), faible impact du pompage de la ville de Djibouti, proximité de la mer et un oued pour comprendre le phénomène d'infiltration d'eau de mer et de recharge dans les nappes phréatiques. Il fallait qu'il soit facilement accessible et donc non loin de la ville de Djibouti. Ainsi, la zone Atar a été retenue comme emplacement du site expérimental puisqu'elle vérifie tous les critères que nous venons de citer. L'objectif principal du site expérimental est de déterminer le toit et l'origine de la nappe saumâtre observée sur un grand nombre de forages existants et qui est responsable de l'abandon d'un grand nombre de forages qui approvisionnent en eau la ville de Djibouti.

Sur ce site, 5 forages (AM1 à AM5) ont été réalisés avec des profondeurs de 44 à 50 m et 4 piézomètres (AMP1 à AMP4) avec des profondeurs de 40 à 44 m (fig 5.1). Les forages forment un réseau orienté dans les directions parallèles et perpendiculaires

à la direction de l'écoulement estimé de la nappe (N45-N50) et ils sont équidistants de 25 m (fig 5.1). Les 4 piézomètres sont localisés autour du forage AM3 à une distance de 5 m. Nous avons également un ancien forage (E28) réalisé par l'Office National des Eaux de Djibouti (ONED) à proximité du forage AM1. Ce forage est abandonné à cause d'un taux de salinité assez élevé de ses eaux. Un pluviomètre est installé sur le site expérimental ainsi qu'un radar pour mesurer la crue de l'oued Atar.

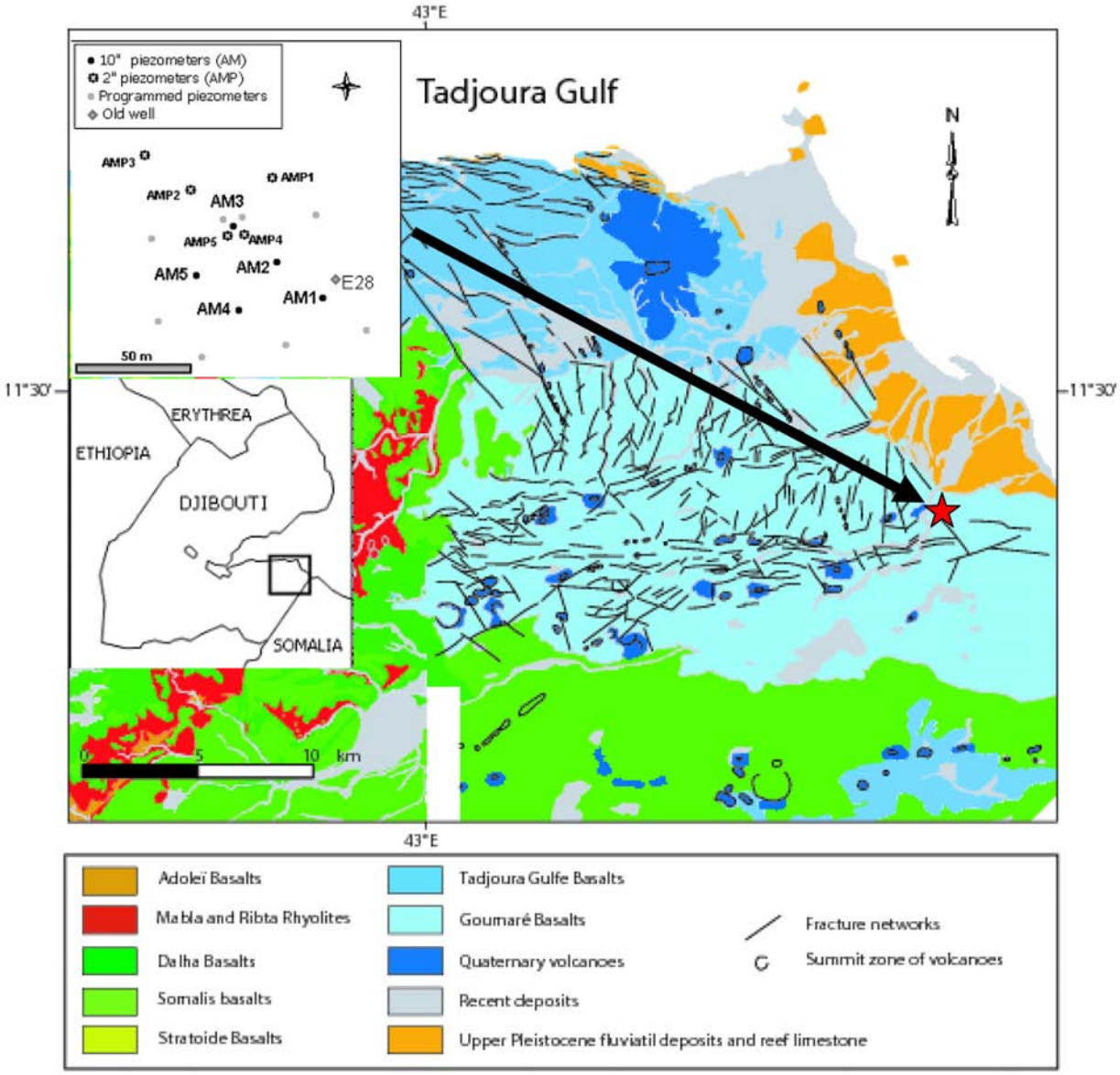


FIG. 5.1: Carte géologique de la plaine de Djibouti et localisation du site expérimental hydrogéologique d'Atar (d'après Daoud, 2008).

5.3 Contexte géologique et hydrogéologique

Le site expérimental se situe sur les basaltes de Somalie à 5 kilomètres de la mer comme le montre la figure 5.1. En proche surface, la géologie du site est étroitement liée à celle de l'oued Atar qui est essentiellement constituée d'alluvions détritiques. Ceci a été confirmé sur le SEH par les logs lithologiques qui ont montré la présence de sédiments avec une épaisseur de 19 à 20 m (Jalludin et al., en préparation 2009). Cette couche de sédiments est composée d'une alternance de niveaux d'argile rouge avec des alluvions grossiers et des limons et du sable. La repartition des sédiments d'un forage à un autre est assez hétérogène. Par exemple l'ensemble des forages excepté le forage AM3 rencontre en surface une couche d'argile rouge d'épaisseur variable (fig 5.2). Pour le forage AM3 et les piézomètres, les niveaux d'agile sont rencontrés plus en profondeur. En dessous de sédiments, on observe dans l'ensemble des forages une unité de basaltes fissurés, suivie d'une couche de scories. Dans les piézomètres, cette couche de scories n'est pas atteinte à part AMP1 et AMP4 qui l'affleurent très légèrement. On observe sur les logs lithologiques que les unités volcaniques sont parfois intercalées avec des lentilles de sédiments.

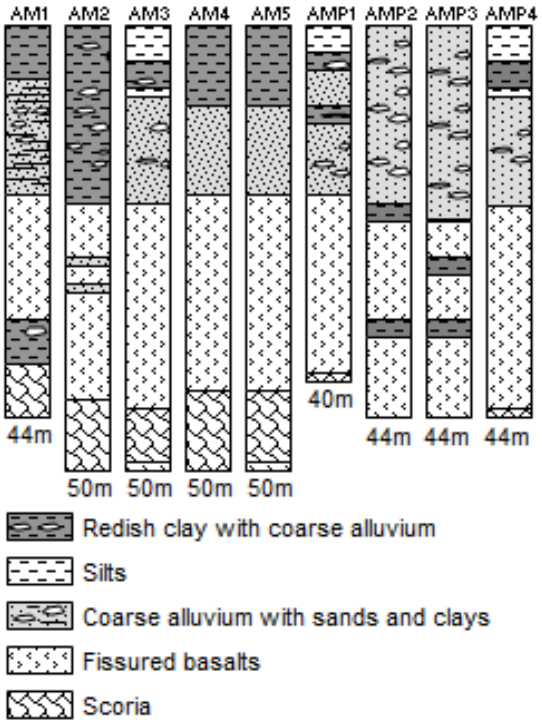


FIG. 5.2: Les logs lithologiques des forages réalisés sur le site expérimental ATAR (d'après Jalludin, en préparation). Voir localisation sur la figure 5.1

Au cours de l'année 2007, une étude hydrogéologique été conduite sur le SEH grâce au programme Mawari (www.mawari.net). Des mesures de la conductivité électrique et de la température de l'eau dans les différents forages du site ont été réalisées. Ces

mesures ont montré l'existence de 2 types d'aquifère, eau douce et saumâtre, superposées (fig 5.3). Jalludin et al (en préparation, 2009) supposent que les réservoirs des

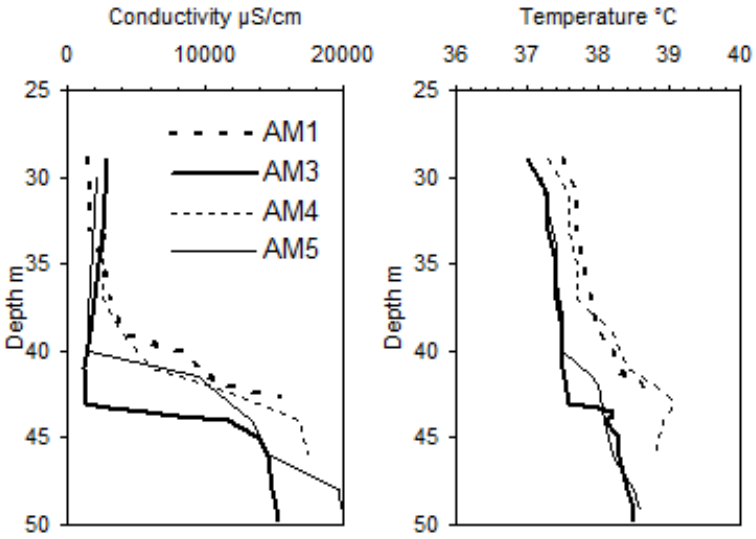


FIG. 5.3: Profils de conductivité et de température réalisés dans les différents forages présents sur le site expérimental (SEH). A droite, les profils de température et à gauche les profils de conductivité (d'après Jalludin, en préparation).

2 nappes sont respectivement l'unité volcanique fissurée et le niveau de scories sous-jacent. Cependant, une question se pose : quelle est l'interface réelle entre les 2 nappes et quelle est l'origine de l'eau saumâtre ? Pour répondre à cette question, des études géophysique et géochimique sont nécessaires. La première doit permettre de confirmer l'existence de la nappe d'eau saumâtre et d'en cartographier le toit et la seconde aidera à définir sa nature. Dans cette optique, des analyses géochimiques sur des échantillons sont réalisées en utilisant la méthode par dosage du brome. En effet, cette technique permet de différencier les eaux liées à une intrusion marine et celles dues à un lessivage d'évaporites continentales (Hsissou et al., 1999; Gilli et al., 2004). Normalement, l'eau de mer présente des concentrations relativement homogènes en Cl et Br avec un rapport Br/Cl égale à 3.4 10^{-3} (Alcala and Custodio, 2008; Houmed-Gaba, 2009). Par contre, pour les évaporites, ce rapport est compris entre 4.10^{-4} et $6.\ 10^{-5}$ (Alcala and Custodio, 2008; Houmed-Gaba, 2009). Ces analyses effectuées sur le SEH ont confirmé l'origine marine de cette eau saumâtre avec un rapport Br/Cl de 3.7×10^{-3} (Houmed-Gaba, 2009; Houssein-ofleh, 2006). Cependant, les diagrammes de corrélation Ca/Cl ont montré que le gradient de salinité observé sur la plupart des forages ne peut pas s'expliquer uniquement par une simple infiltration de l'eau de mer (Houssein-ofleh, 2006; Houmed-Gaba, 2009). Jalludin et al (en préparation) ont retenu l'hypothèse que cette nappe saumâtre est de l'eau de mer ancienne qui a évolué par interaction avec la roche réservoir.

A ce stade, une étude géophysique est indispensable pour non seulement mettre

en évidence la nappe d'eau saumâtre mais également déterminer sa géométrie (toit, épaisseur). Dans cette optique, une imagerie électrique de haute résolution a été retenue pour cartographier le sous-sol du site hydrogéologique d'Atar.

5.4 Acquisition des données électriques

En Avril 2007, nous avons effectué une étude géophysique sur le site expérimental d'ATAR en utilisant la tomographie électrique. L'objectif principal de cette campagne géophysique était de déterminer la distribution de la résistivité électrique sur le site, en particulier pour mettre en évidence l'interface entre eau douce et eau saumâtre. Pour effectuer les mesures, nous avons utilisé un système multi-électrodes permettant d'acquérir un grand nombre de données correspondant aux différentes combinaisons des électrodes (eg. Edwards, 1977). Le dispositif de mesure utilisé comprend un résistivimètre de type Terrameter ABEM Lund 4000 et un système de connexion pouvant recevoir jusqu'à 64 électrodes espacées de 5 m ou 10 m (fig 5.5). Le dispositif Wenner a été adopté comme protocole d'acquisition du fait de sa souplesse de mise en oeuvre (fig 5.4).

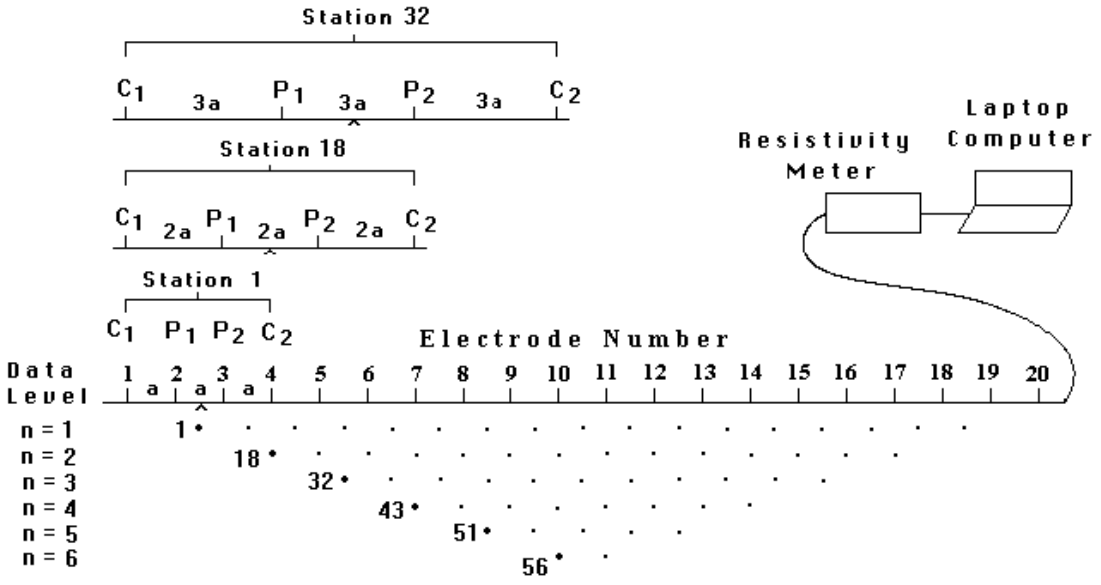


FIG. 5.4: Protocole d'acquisition des données par la méthode de tomographie électrique 2D. Ici par exemple, un Wenner est utilisé comme dispositif de mesure (d'après Loke, 1999).

Pendant cette mission de terrain, nous avons effectué deux types de panneaux électriques (fig 5.6) : (1) 4 profils en étoile centrés sur le forage AM1 avec des panneaux d'une longueur de 630 m chacun et un espacement entre électrodes de 10 m (chaque ligne est constituée de 4 câbles de 157.5 m chacun); (2) 8 profils en grille qui couvrent plus ou moins l'ensemble du site avec des panneaux d'une longueur de 315 m chacun et un espacement entre électrodes de 5 m (2 câbles de 157.5 m chacun). Pour cette

deuxième configuration, nous avons orienté les panneaux dans les directions parallèle et perpendiculaire à la direction estimée d'écoulement de la nappe. La première configuration (panneaux longs) va nous permettre d'obtenir une image du sous-sol jusqu'à une centaine de mètres. Par contre, on s'attend à une faible résolution en proche surface (premiers mètres) avec cette configuration à cause de l'espacement entre électrodes (10 m). La seconde configuration quant à elle, va nous permettre d'obtenir une image de meilleure résolution de la proche surface mais avec une profondeur d'investigation profonde d'environ une cinquantaine de mètres. Ainsi l'exploitation conjointe des données obtenues à partir des deux configurations va nous permettre d'obtenir une image de bonne résolution tant en proche surface qu'en profondeur. Sur le terrain, nous avons rencontré un problème de couplage entre les électrodes et le sol à certains endroits du site, en particulier les extrémités du SEH où le sol est plus résistant (fig 5.5). Pour remédier à cela, nous avons du arroser chaque électrode avec de l'eau salée. La seconde difficulté rencontrée est la présence d'un escarpement assez marqué du côté de l'oued Atar, qui nous a obligé à limiter le panneau P6 (fig 5.6) à 58 électrodes. Les don-



(a) Résistivimètre

(b) Une portion d'un panneau électrique sur le SEH avec câble, connecteur et électrode

FIG. 5.5: Le résistivimètre ABEM Lund Imaging system à 64 électrodes utilisé pour collecter les données électriques sur le site expérimental d'Atar.

nées acquises (résistivités apparentes) avec un panneau sont classiquement représentées sous forme de pseudo-section. Chaque observation est reportée au milieu du dispositif d'acquisition à une profondeur Z_{rhoapp}, appelée également pseudo-profondeur qui est proportionnelle à la distance entre les électrodes (Loke and Barker, 1994). Le choix de cette pseudo-profondeur est arbitraire et donne cours à des débats, mais le plus souvent elle est considérée égale à la moitié de l'espacement entre électrodes courantes. Par la suite, nous allons considérer cette dernière pour visualiser les données sous forme d'une pseudo-section. Une pseudosection est une représentation commode des données (résistivité apparente) et non une coupe géoélectrique Elle permet un aperçu qualitatif de la répartition de la résistivité apparente dans le sous-sol pour mieux choisir le modèle à priori ou pour visualiser la qualité des données (Loke, 1999). Cette pseudo-section doit être inversée afin de procéder à une interprétation quantitative des données électriques.

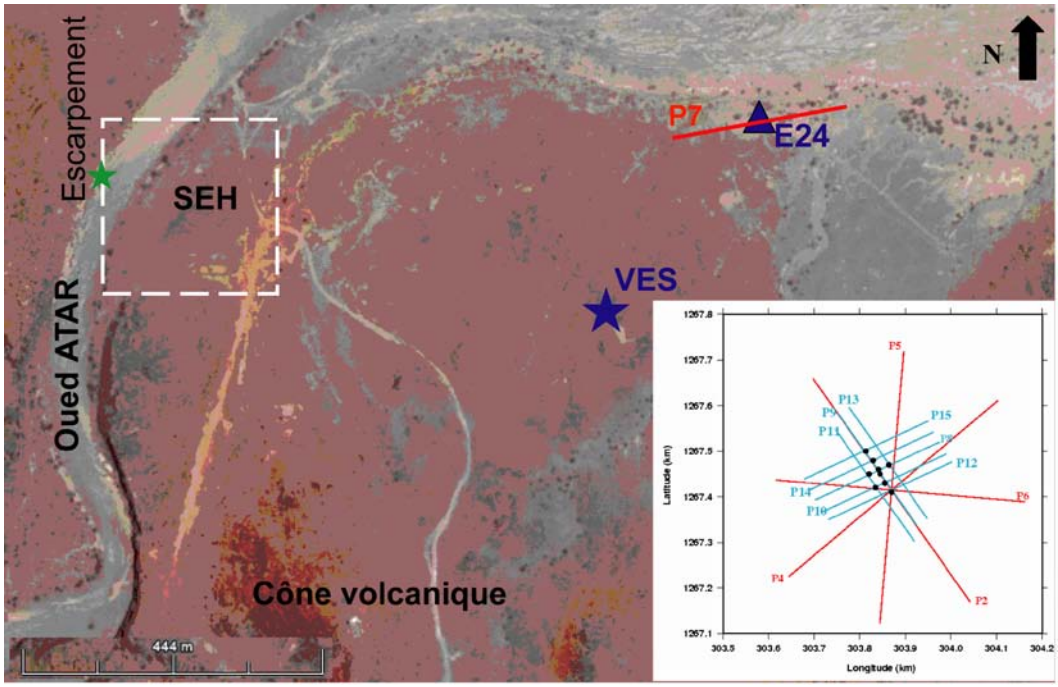
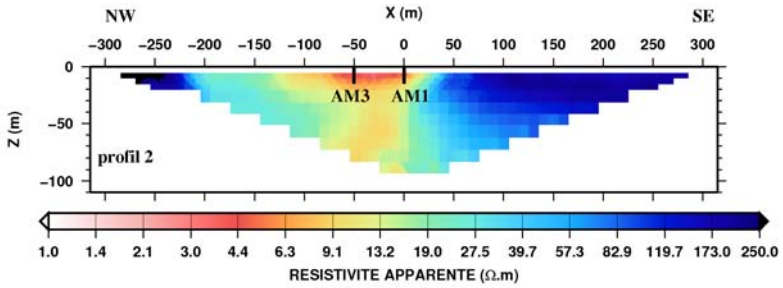


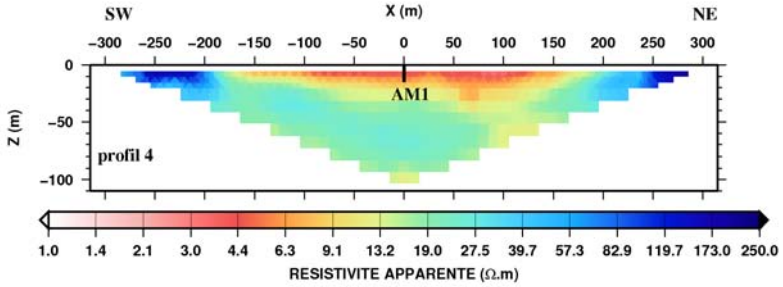
FIG. 5.6: Carte de localisation du site expérimental hydrogéologique (cadre blanc en pointillé) et les différents panneaux électriques réalisés sur celui-ci (encart) et à son voisinage. Un long panneau électrique (P7 en trait rouge) a été réalisé à l'emplacement de l'ancien forage E24 (triangle bleu). Un sondage électrique (étoile bleu) avait été réalisé lors de la campagne CGG(1987). Encart : les profils réalisés sur le SEH, avec en rouge les panneaux longs (pas=10m) et en bleu les panneaux courts (pas=5m). Les points noirs représentent les positions des forages et des piézomètres. Cette carte de localisation du site est tirée de Google Earth.

Sur les figures 5.7, 5.8 et 5.9, nous avons représenté l'ensemble des données collectées sur le SEH sous forme de pseudo-sections. Globalement, on observe une structure très conductrice superficielle de largeur et d'extension en profondeur variables. Seule la pseudo-section du panneau P15 situé à l'extrémité Nord du site ne reflète pas la présence de l'anomalie conductrice. En première approximation, on peut dire qu'il existe une anomalie conductrice qui couvre plus ou moins le centre du site expérimental. Ceci ne nous renseigne pas pour l'instant sur son épaisseur exacte, mais juste sa présence.

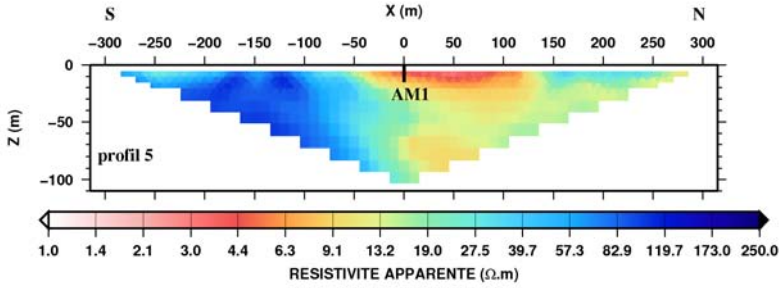
Pour estimer l'étendue de la nappe d'eau saumâtre au voisinage du site expérimental, nous avons réalisé une tomographie électrique avec un long panneau (P7) dans une zone en aval du site expérimental, vers la mer (fig 5.6). Le panneau P7 est centré sur un ancien forage (E24) en exploitation à $\sim$ 850 m du SEH. Il existe également un second forage E25 (non présenté sur la figure 5.6) en activité non loin du forage E24 localisé plus en aval vers la mer. Ces deux forages approvisionnent en eau douce la population locale, ainsi que leur bétail. L'imagerie électrique conduite sur cette zone avec un aquifère d'eau en exploitation depuis des années, va nous permettre d'identifier



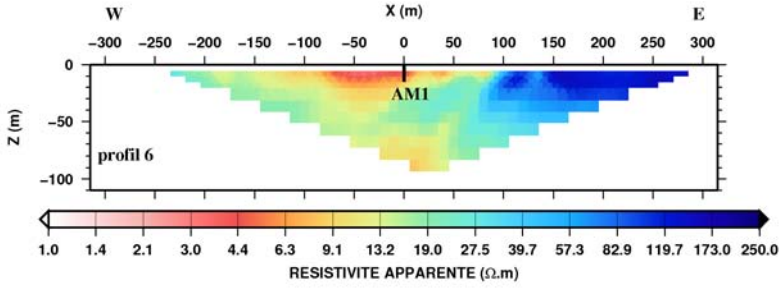
(a) Profil P2



(b) Profil P4



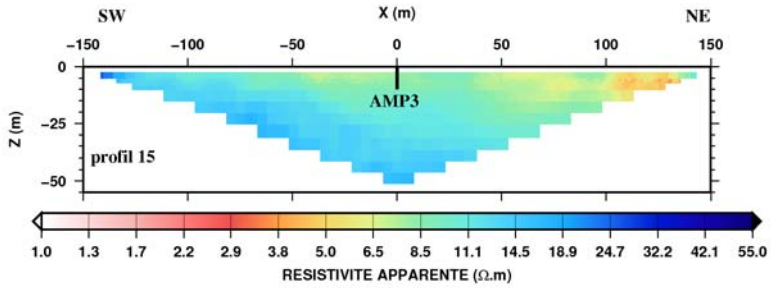
(c) Profil P5



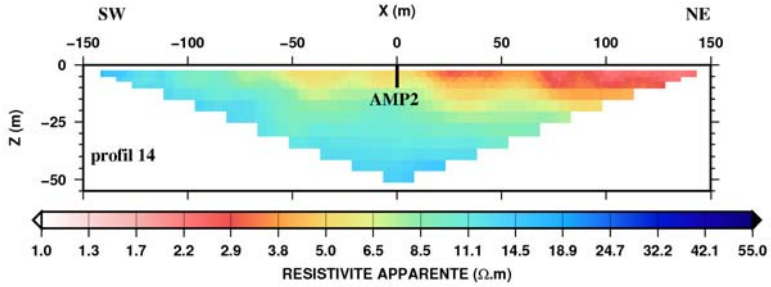
(d) Profil P6

FIG. 5.7: Données électriques (résistivité apparente) acquises par la configuration en étoile sous forme de pseudo-sections. Echelle verticale pseudo-profonseur (a/2). Traits noirs : Localisation des forages.

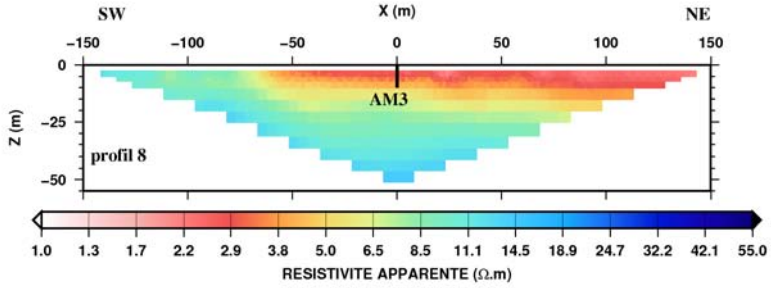
la présence éventuelle d'une nappe saumâtre en-dessous de la nappe d'eau douce. Sur la figure 5.10, nous avons la pseudo-section du panneau P7.



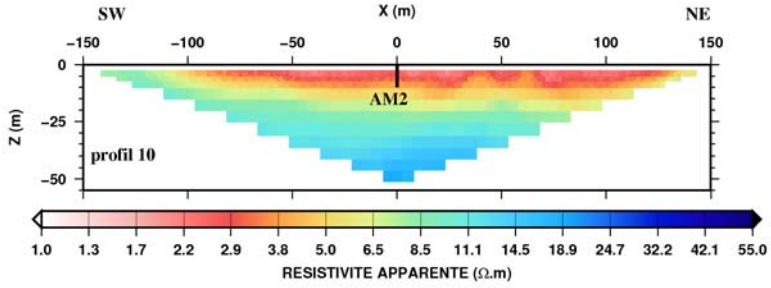
(a) Profil P15



(b) Profil P14



(c) Profil P8

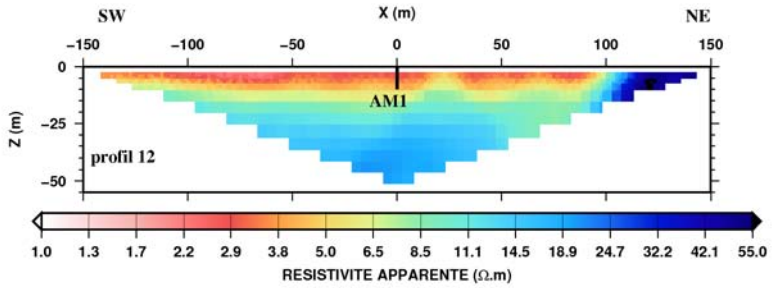


(d) Profil P10

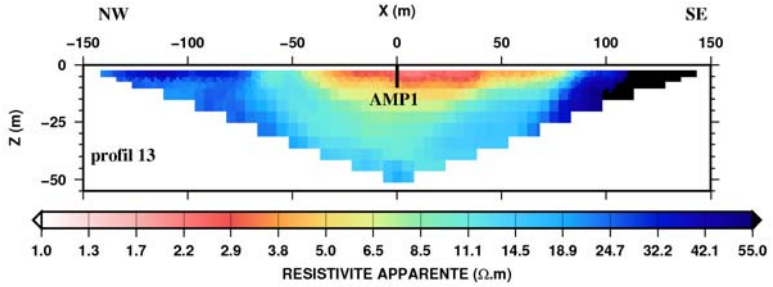
FIG. 5.8: Données électriques acquises par la configuration en grille (pas= 5m) sous forme de pseudo-sections. Echelle verticale pseudo-profonseur (a/2). Traits noirs : Localisation des forages.

5.5 Inversion des données

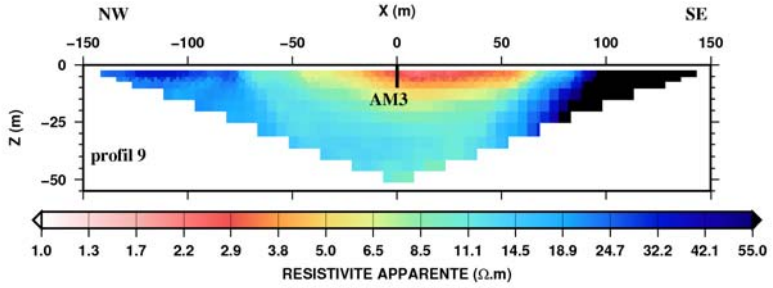
Dans un premier temps, nous avons entrepris une interprétation de l'ensemble des données électriques avec une approche 2D. Cependant, le site est caractérisé par une



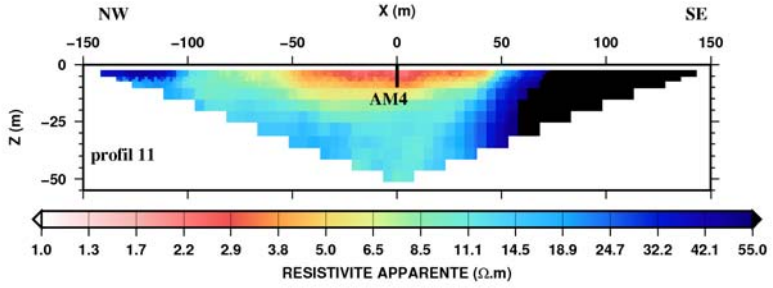
(a) Profil P12



(b) Profil P13



(c) Profil P9



(d) Profil P11

FIG. 5.9: Données électriques acquises par la configuration en grille (pas= 5m) sous forme de pseudo-sections. Echelle verticale pseudo-profonseur (a/2). Traits noirs : Localisation des forages.

géologie à géométrie complexe parcourue par un réseau de failles et d'intrusions magmatiques (Daoud, 2008). Par la suite je décrirai l'inversion 3D réalisée à partir de ces données. Une comparaison des résultats issus d'une approche 2D et 3D est réalisée afin de mettre en évidence les limites d'une approche 2D sur un milieu à priori 3D.

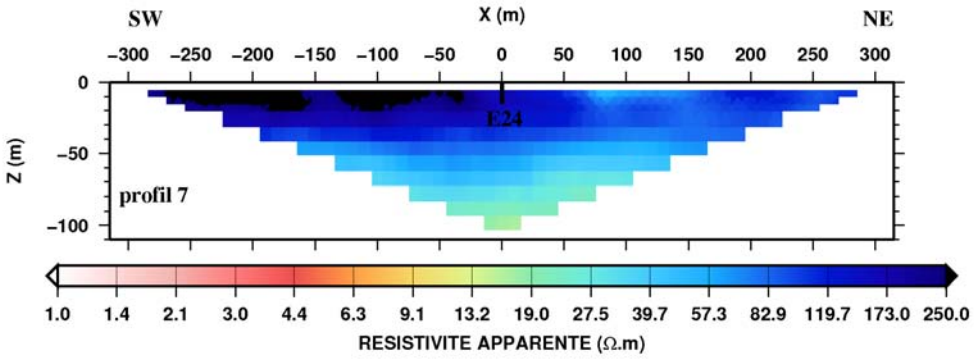


FIG. 5.10: Pseudo-section du panneau 7 centré sur le forage E24 et localisé à $\sim$ 850 m en aval vers la mer du site expérimental.

5.5.1 Inversion 2D

Pour décrire la distribution de la résistivité vraie du sous-sol et interpréter correctement les données électriques, il faut inverser les résistivités apparentes en utilisant des techniques d'inversion que nous avons décrites dans le chapitre 2. Le plus souvent, les données collectées par des systèmes multi-électrodes sont interprétées avec des programmes d'inversion commerciaux tel que Res2dinv (Loke, 1999). Les algorithmes d'inversion utilisés sont la méthode Gauss-Newton avec la modification de Marquardt-Levenberg et la méthode de Quasi-Newton (chapitre 2, sections 2.3.2.2). Parfois, les deux algorithmes sont utilisés dans la même procédure d'inversion afin d'avoir un compromis entre une convergence rapide et une bonne résolution. Par la suite, nous allons aborder le problème inverse avec une approche 2D pour interpréter les données électriques collectées sur le site expérimental. Nous avons testé la formulation du problème par la méthode des moindres carrés et la méthode de Quasi-Newton pour minimiser l'écart entre les 2 pseudo-sections (mesurée et théorique) avec une contrainte de lissage. Cette contrainte de lissage est indispensable dès que le nombre de paramètres à inverser devient important (Loke and Barker, 1996a), ce qui est le cas pour l'inversion 2D.

Pour calculer la pseudo-section théorique, le programme d'inversion Res2dinv possède un module de calcul direct appelé Res2dmod. Cet outil de modélisation discrétise l'équation de Poisson par la méthode des différences finies ou par la méthode des éléments finis si on veut inclure la topographie du milieu. La paramétrisation du modèle est automatique, elle est construite à partir des positions des électrodes et dépend du dispositif de mesure choisi (Loke, 1999). La résistivité des paramètres du modèle à priori est généralement obtenue en calculant la moyenne des résistivités apparentes mesurées. Ce module de calcul direct est autonome et l'utilisateur n'intervient par exemple que s'il veut prendre en compte la morphologie du milieu étudié (topographie). Le choix de l'approche de discrétisation (différences finies ou éléments finis) est sollicité par l'utilisateur dans le fichier d'entrée. Dans notre étude, nous avons choisi la méthode des différences finies pour discrétiser le sous-sol. Ce choix a été motivé par la morphologie du site expérimental qui présente une topographie assez plate.

5.5.1.1 Panneaux longs

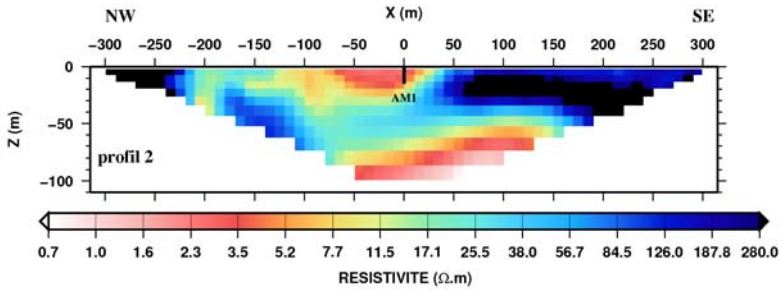
Dans un premier temps, nous avons inversé les différentes pseudo-sections obtenues avec la configuration en étoile centrée sur le forage AM1 (fig 5.6) en utilisant le code d'inversion Res2dinv de Loke and Barker (1996b,a). Les résultats de l'inversion 2D après 8 itérations pour tous les panneaux sont illustrés sur la figure 5.11 avec la localisation des forages.

Sur l'ensemble des modèles inversés, il apparaît une structure conductrice ($<$ 5 Ohm.m) à l'aplomb du forage AM1. La largeur et la profondeur de cette anomalie conductrice sont variables d'un panneau à un autre. Par exemple, sur le profil P4, on observe qu'elle semble plus large, occupant les 2/3 de la longueur du panneau. Cette couche conductrice repose sur une couche plus résistante visible sur les 4 profils. Aux extrémités de chaque panneau, la structure résistante affleure avec des valeurs de résistivité atteignant $\approx$ 300 Ohm.m et son épaisseur est variable le long d'un profil. Par exemple sur le profil P4, cette épaisseur est plus faible dans la partie centrale et plus grande de part et d'autre de cette zone. Plus en profondeur, sous la couche résistante, les modèles montrent une structure conductrice ($<$ 5 Ohm.m) avec une géométrie variable selon les profils. En comparant le profil P4 et P6 au voisinage du forage AM1, on observe en profondeur sur l'un (P4) l'anomalie conductrice, tandis que sur l'autre (P6), celle-ci est absente.

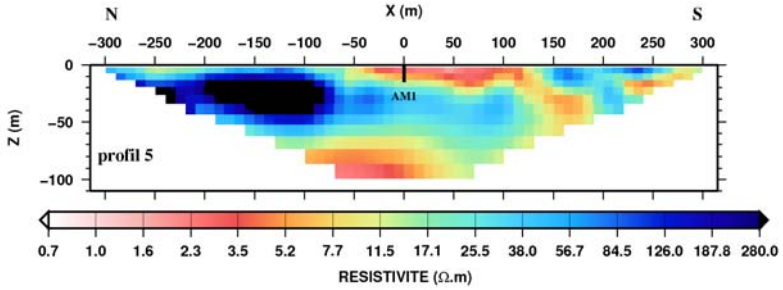
Pour mieux mettre en évidence les différences entre les différents modèles, nous avons extrait un profil de résistivité vertical de chaque panneau inversé à la position du forage AM1, comme l'illustre la figure 5.12. Malgré le fait que ces profils soient extraits au même point, on observe une différence particulièrement significative entre le profil P6 et les trois autres. Une forte anisotropie électrique pourrait expliquer de telles différences en fonction de la direction du profil.

La figure 5.13 représente le modèle de résistivité du panneau 7 situé à l'est du SEH (fig 5.6) obtenu après 8 itérations. On observe sur cette figure une structure très résistante à la surface et un milieu moins résistant en profondeur. On s'aperçoit que la nature du sous-sol à cet endroit est différente de celle du site expérimental puisqu'on n'observe pas de structure conductrice ($<$ 5 $Ohm.m$) en surface ni en profondeur. Parmi les sondages électriques de type Schlumberger réalisés par la CGG en 1987, le VES G198, est situé entre le SEH et l'emplacement du panneau P7 (fig 5.6). L'inversion 1D de ce sondage électrique en utilisant un modèle à priori à 5 couches sur la base des logs lithologiques, en particulier le log lithologique réalisé sur le forage AM1, est présentée sur la figure 5.14. Les figures 5.14a,b représentent l'ajustement entre la réponse du modèle 1D et les observations et le modèle 1D obtenu. Le résultat de l'inversion 1D montre une succession de couches de résistivités variables (190 - 350 - 80 Ohm.m) sur un milieu conducteur ($\sim$ 7 Ohm.m). Nous pouvons noter ici l'absence de la structure conductrice en surface observée sur le SEH. Par contre, la comparaison du profil de résistivité extrait du panneau 7 inversé et du résultat de l'inversion 1D du VES G198 met en évidence une similitude remarquable (fig 5.15).

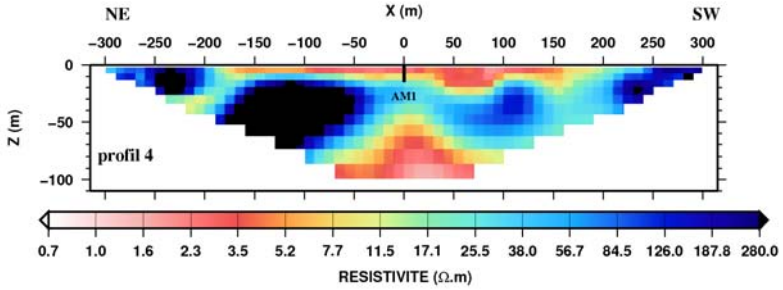
Pour mieux rendre compte de la distribution de la résistivité dans l'espace selon les



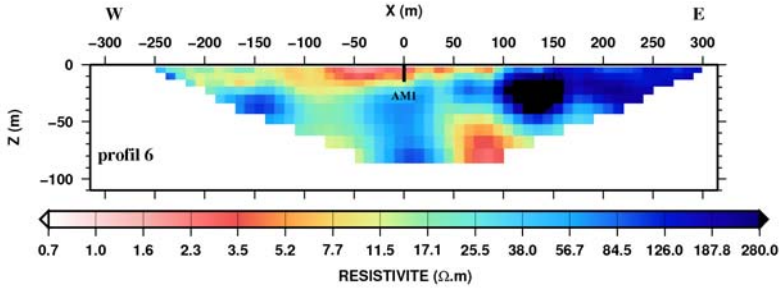
(a) Profil P2 ($rms = 10.92\%$)



(b) Profil P5 ($rms = 5.9\%$)



(c) Profil P4 ($rms = 8.1\%$)



(d) Profil P6 ($rms = 4.3\%$)

FIG. 5.11: Modèles de résistivité résultant de l'inversion 2D (à partir des longs profils). (a) Profil P2; (b) Profil 5; (c) Profil P4; (d) Profil P6.

résultats de l'inversion 2D, une vue 3D des 4 pseudo-sections inversées (P2, P4, P5, et P6) est représentée sur la figure 5.16. Sur cette figure on voit bien que la zone d'étude est un milieu très hétérogène avec en son centre une anomalie conductrice apparemment 3D en surface entourée par des structures plus résistantes.

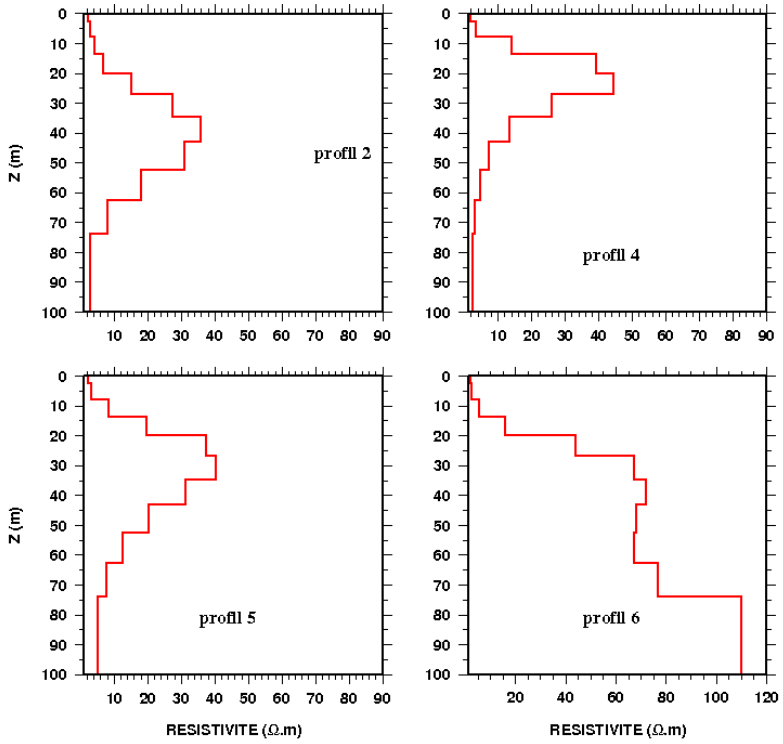


FIG. 5.12: Profils de résistivité extraits des panneaux P2, P4, P5 et P6 à l'aplomb du forage AM1.

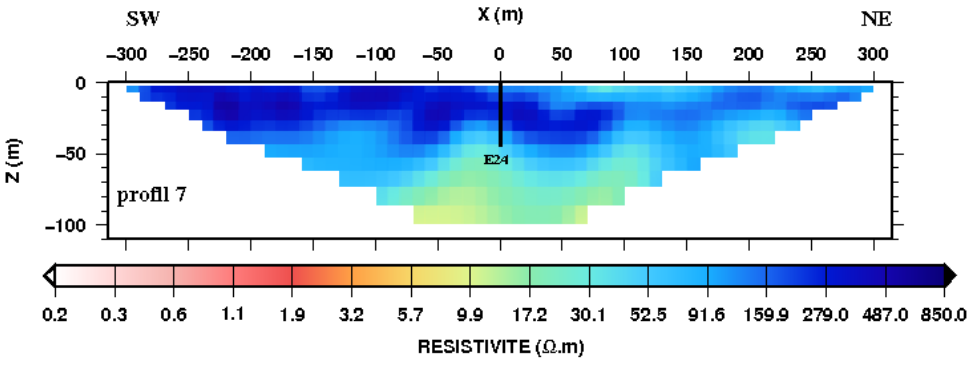
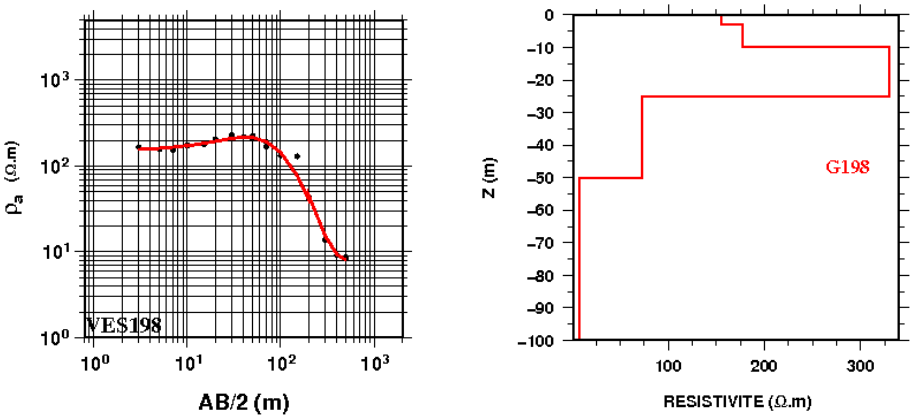


FIG. 5.13: Pseudo-section inversée du panneau 7 localisé à ∼ 850 m en aval vers la mer du site expérimental.

En résumé, les modèles de résistivité obtenus sur le SEH ont mis en évidence la présence en surface d'un milieu conducteur (<5 Ohm.m), d'épaisseur variable au centre du site. Cette structure repose sur un milieu résistant (∼ 40 Ohm.m) qui est lui-même au dessus d'une structure conductrice (<5 Ohm.m). Les résultats de l'inversion 2D du panneau P7 (à l'est du SEH) et de l'inversion 1D du sondage électrique (proche de P7) ont montré des modèles géoélectriques comparables mais différents de ceux obtenus sur



(a) fit du sondage G198 (b) résultat de l'inversion 1D

FIG. 5.14: (a) Le fit du sondage électrique G198 et (b) le résultat de l'inversion 1D sous forme d'un profil de résistivité vertical. Points noirs : observations. Trait plein rouge : réponse du modèle.

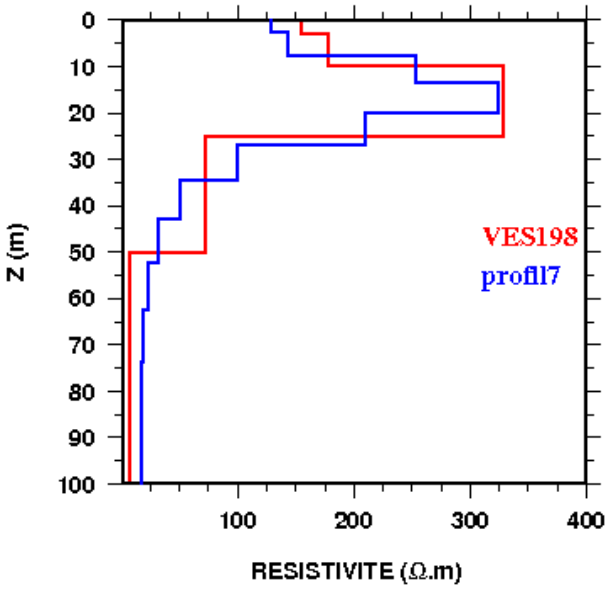


FIG. 5.15: Profil de résistivité vertical extrait de la pseudo-section inversée du panneau 7 à l'aplomb du forage E24 et le résultat de l'inversion 1D du VES G198.

le SEH.

5.5.1.2 Panneaux courts

Dans cette partie, nous allons décrire les résultats de l'inversion 2D obtenus à partir des panneaux courts (*espacement* = $5m$). Les 8 modèles obtenus pour les panneaux constituant la configuration en grille sont présentés sur la figure 5.17 et 5.18. On

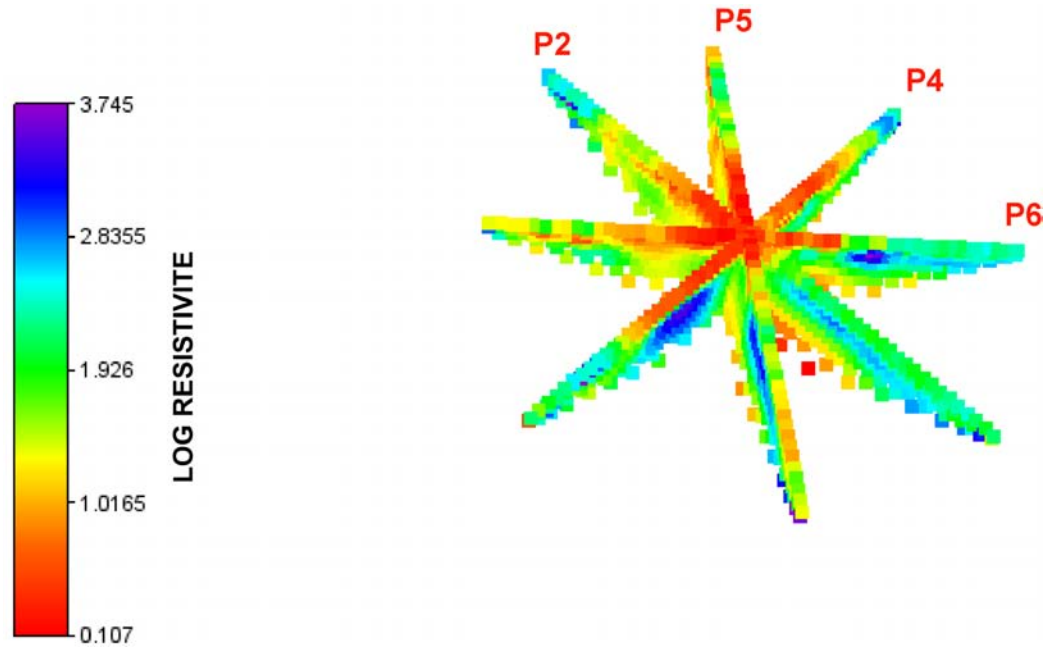
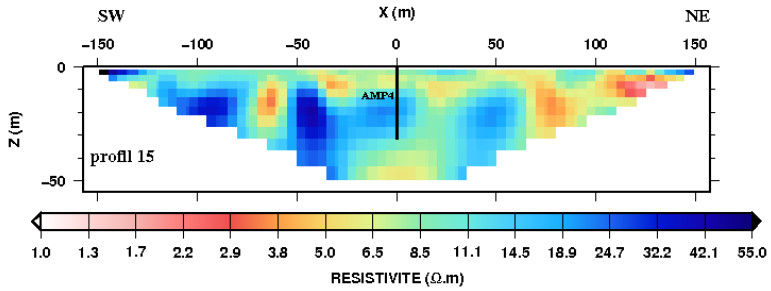
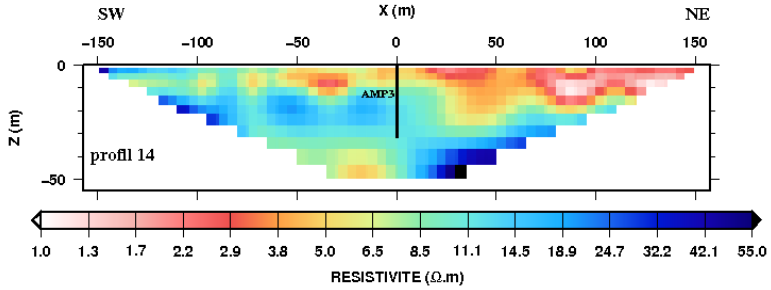


FIG. 5.16: Vue 3D des résultats de l'inversion 2D obtenus à partir des panneaux longs.

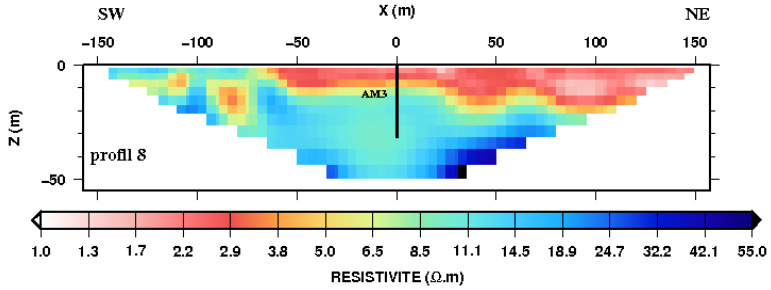
remarque que la structure conductrice en surface mise en évidence avec les panneaux longs est bien visible sur l'ensemble des profils inversés sauf sur le panneau P15 où elle n'apparaît pas au centre du dispositif mais plutôt à l'extrémité N-E du panneau. Grâce à l'espacement entre électrodes de la configuration en grille, nous avons une assez bonne résolution de la proche surface du sous-sol. De ce fait, on distingue clairement l'anomalie conductrice, notamment sa profondeur qui atteint les 20 mètres dans la direction N-E de la partie centrale du site pour la plupart des profils (P14, P8, P11 et P10). Cette structure conductrice surmonte un milieu résistant mis en évidence par l'ensemble des modèles de résistivité. En profondeur, une structure conductrice apparaît sur certains profils (P15, P14, P13 et P9). Il apparaît parfois sur certains modèles quelques hétérogénéités conductrices dans le milieu résistant. Pour tester s'il ne s'agit pas d'artefacts dus au processus d'inversion, nous avons calculé la sensibilité de chaque profil (fig 5.19). Durant le processus d'inversion, le code d'inversion Res2dinv évalue la fonction sensibilité de chaque paramètre du modèle par rapport aux données ce qui permet d'avoir une bonne appréciation des résultats obtenus en confirmant ou en réfutant l'existence des anomalies imagées. On remarque par exemple sur la figure 5.19a que les endroits où apparaissent des hétérogénéités conductrices dans le milieu résistant présentent de fortes valeurs de la fonction sensibilité. Autrement dit, à ces endroits, le modèle de résistivité obtenu est bien contraint par les données. On peut cependant remarquer sur la figure 5.19e de faibles valeurs de la fonction sensibilité. Ceci est probablement du à l'effet conjugué de la couche conductrice en surface, qui absorbe la quasi totalité du courant injecté et du milieu plus résistant sous-jacent, qui fait office d'écran aux lignes de courant pour qu'elles puissent se propager en profondeur. La figure 5.20 représente une vue 3D des résultats de l'inversion 2D sur l'ensemble des panneaux courts. Sur cette représentation en perspective, on peut constater que la



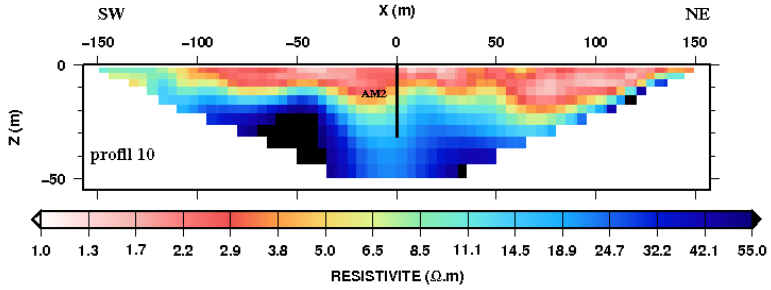
(a) Profil P15 ($rms = 4.5\%$)



(b) Profil P14 ($rms = 3.1\%$)



(c) Profil P8 ($rms = 3.0\%$)

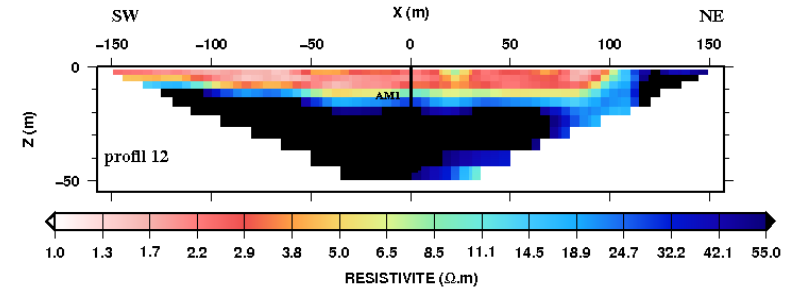


(d) Profil P10 ($rms = 3.4\%$)

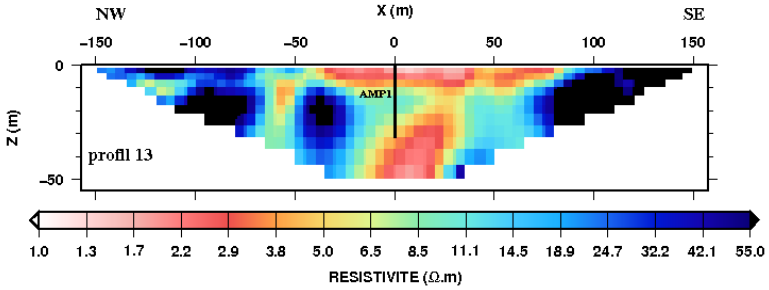
FIG. 5.17: Modèles de résistivité obtenus à partir de l'inversion 2D des données acquises avec la configuration en grille. Traits noirs : Forages ou piézomètres.

structure conductrice observée en surface possède une géométrie 3D.

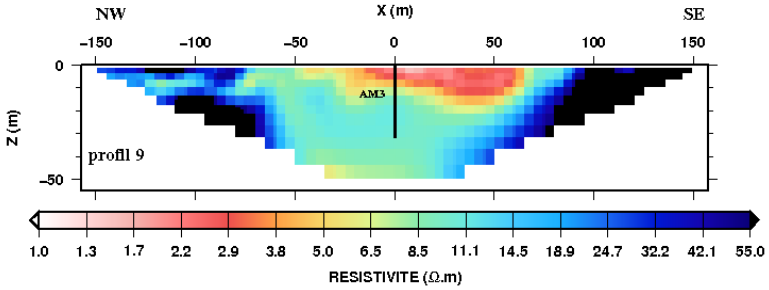
Maintenant, nous allons comparer les modèles de résistivité 2D obtenus à partir de deux configurations (étoile et grille) entre eux. Pour cela, nous avons choisi le panneau P9 parmi les panneaux courts que nous allons comparer à un panneau long, notamment



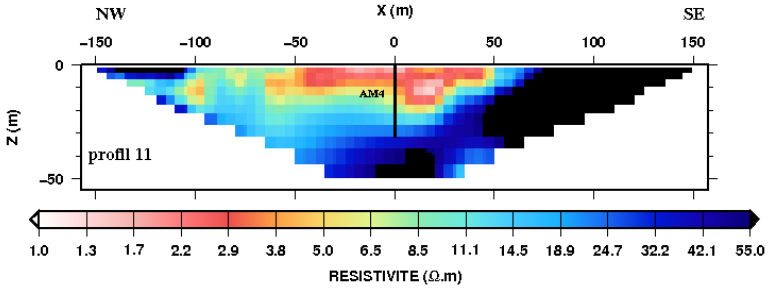
(a) Profil P12 ($rms = 3.7\%$)



(b) Profil P13 ($rms = 5.7\%$)



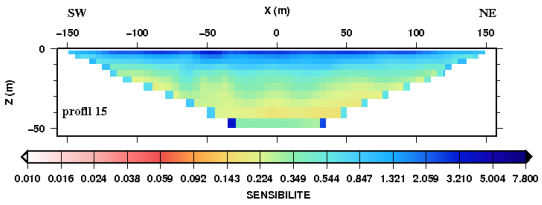
(c) Profil P9 ($rms = 4.3\%$)



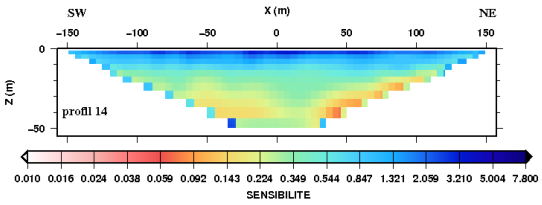
(d) Profil P11 ($rms = 7.3\%$)

FIG. 5.18: Modèles de résistivité obtenus à partir de l'inversion 2D des données acquises avec la configuration en grille. Traits noirs : Forages ou piézomètres.

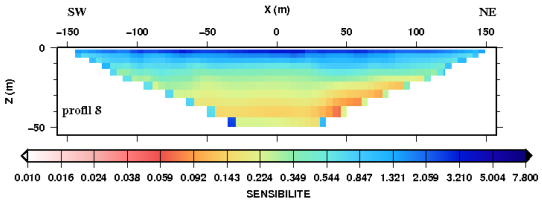
le panneau P2. Ces deux panneaux passent par les mêmes points comme le montre la figure 5.21. La figure 5.21 montre les deux modèles de résistivité obtenus par les panneaux P9 et P2. On remarque une bonne corrélation entre les structures imagées par les deux panneaux aux mêmes points. Sur la figure 5.22, nous avons les résultats de l'inversion 2D issus des panneaux P12 (court) et P4 (long). En dépit de leur seul



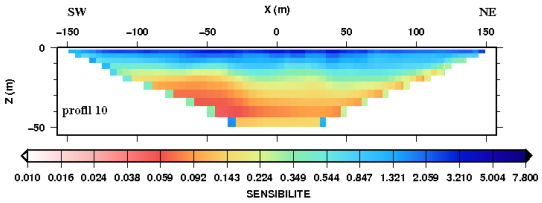
(a) Profil P15



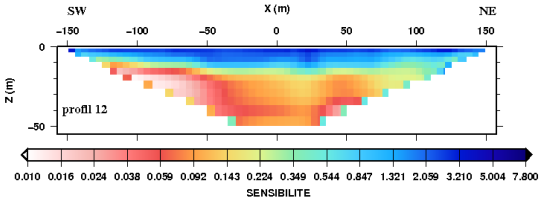
(b) Profil P14



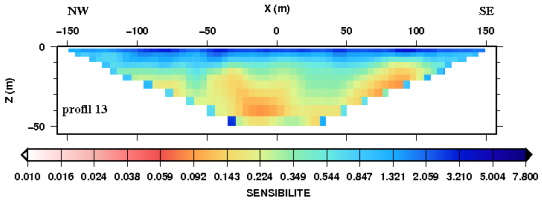
(c) Profil P8



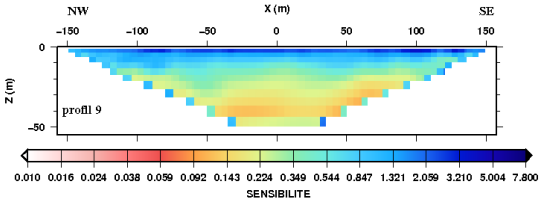
(d) Profil P10



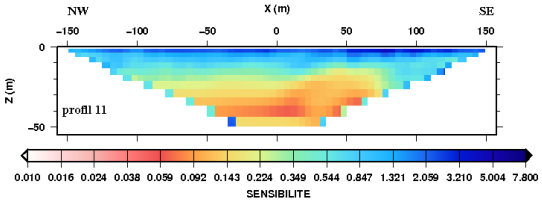
(e) Profil P12



(f) Profil P13



(g) Profil P9



(h) Profil P11

FIG. 5.19: Sensibilité des modèles de résistivité obtenus à partir de l'inversion 2D dans la configuration en grille.

point commun (AM1), on observe sur cette figure que les deux panneaux arrivent à imager les mêmes structures au voisinage de leur intersection (AM1). La comparaison entre ces 4 panneaux montre que les deux configurations donnent une même image du sous-sol lorsque leur panneaux respectifs coïncident (P2 et P9) ou sont proches (P4 et P12).

En conclusion de l'ensemble des résultats de l'inversion 2D (panneaux longs et courts), le SEH présente des hétérogénéités que l'approche 2D met en évidence mais qu'elle ne reproduit probablement pas correctement. Il est donc nécessaire d'utiliser une approche d'interprétation 3D pour obtenir une image réaliste du sous-sol. Dans cette optique, nous avons réalisé une étude 3D dont nous décrivons ci-dessous les résultats.

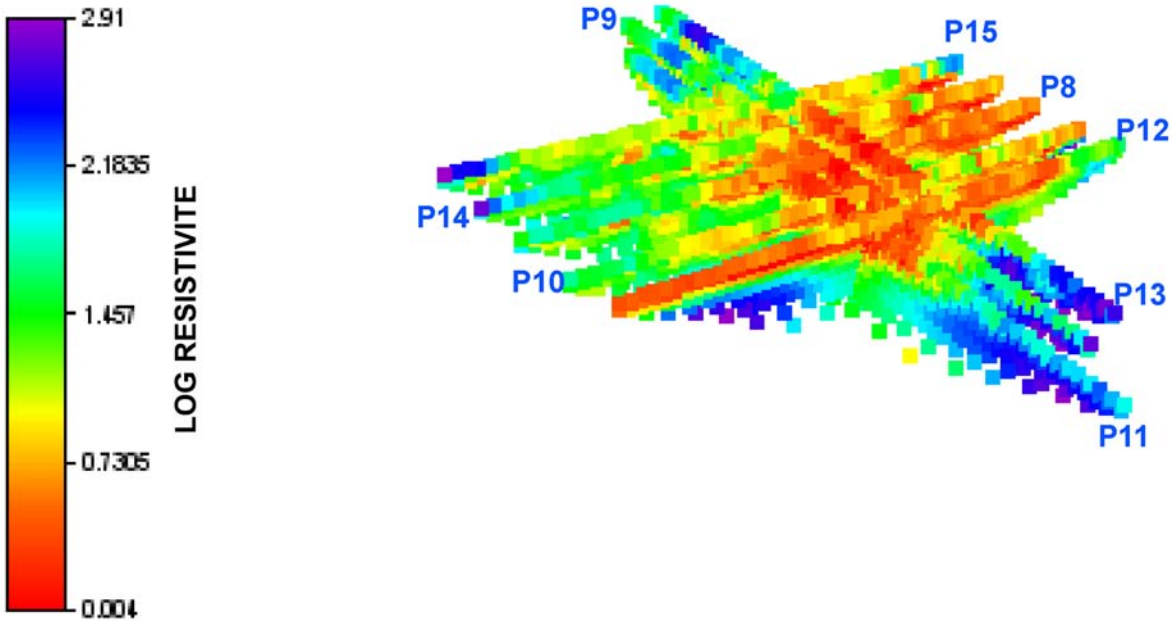


FIG. 5.20: Vue 3D des résultats de l'inversion 2D de l'ensemble des panneaux courts.

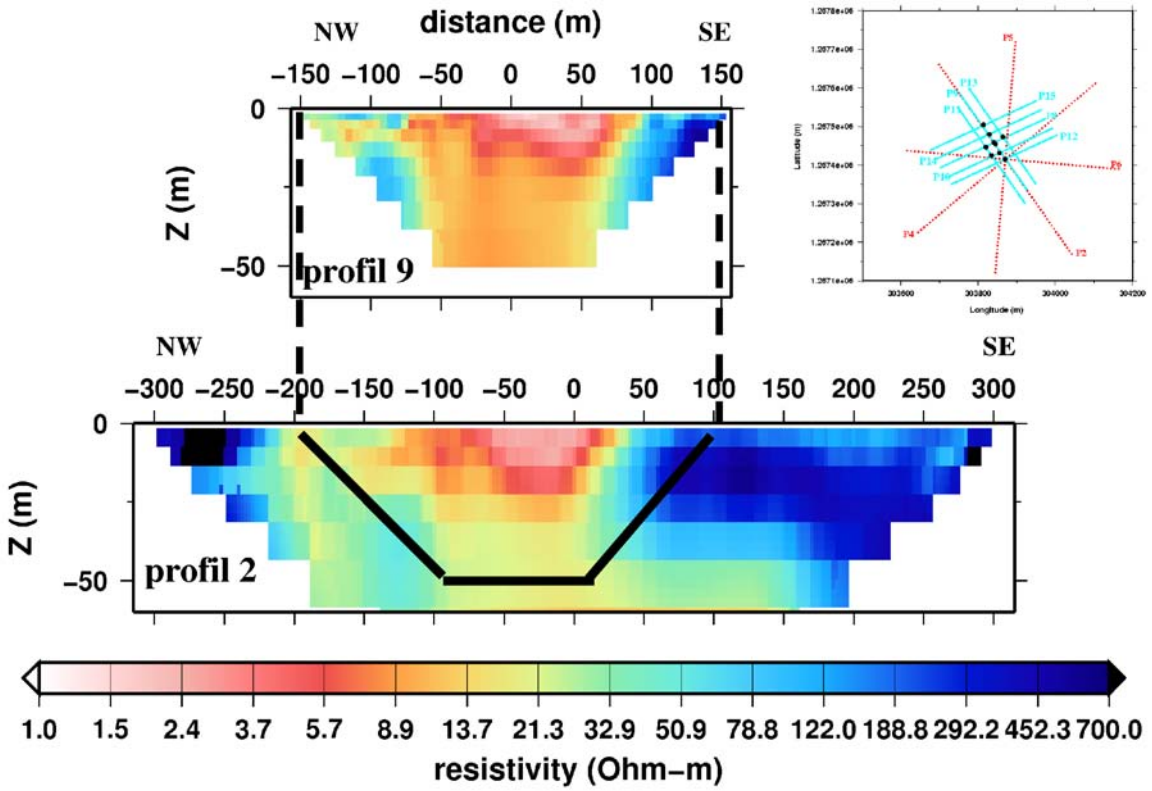


FIG. 5.21: Comparaison entre les modèles 2D obtenus à partir des panneaux P9 et P2.

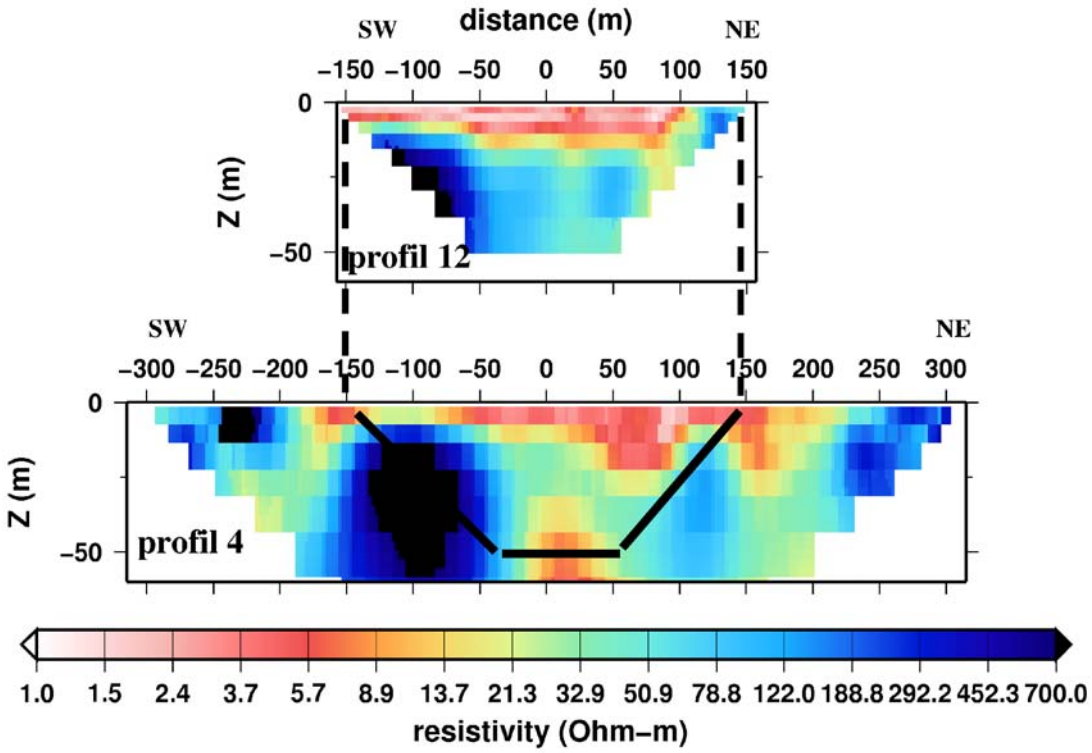


FIG. 5.22: Comparaison entre les modèles 2D obtenus à partir des panneaux P4 et P12.

5.5.2 Inversion 3D

Dans un premier temps, nous souhaitions utiliser notre code d'inversion 3D pour traiter l'ensemble des panneaux électriques. Cependant, du fait du grand nombre de données, nous nous sommes confrontés à un très grand nombre de paramètres à déterminer pour un nombre important de sources à calculer. Par exemple dans la configuration en étoile, nous avons un total de 1704 mesures. Si on considère un modèle carré de dimension 630m (longueur d'un panneau), on obtient 3844 paramètres pour une couche. En supposant par exemple un milieu à 6 couches, on se retrouve avec 23064 inconnues à déterminer. Notre outil d'inversion 3D ne permet pas pour le moment d'inverser un tel nombre de paramètres, car le temps de calcul serait trop long. De plus le problème serait sous-déterminé (nombre de données $<$ nombre de paramètres). Nous avons donc utilisé le code d'inversion Res3dinv (Loke, 1999).

Le programme d'inversion 3D commercial Res3dinv utilise les mêmes algorithmes de minimisation que le code d'inversion Res2dinv. Celui-ci possède son module de calcul direct (Res3dmod) qui est plus où moins basé sur les mêmes principes que Res2dmod. La seule différence est que celui-ci évalue le champ de potentiel (théorique) dans les 3 directions (x, y, z), ce qui implique une paramétrisation 3D du modèle.

Nous avons choisi la même démarche que celle utilisée pour l'inversion 2D qui consiste à interpréter séparément les données issues de la configuration en étoile et celles de la configuration en grille. Mais chacun de ces jeux de données ne peut être

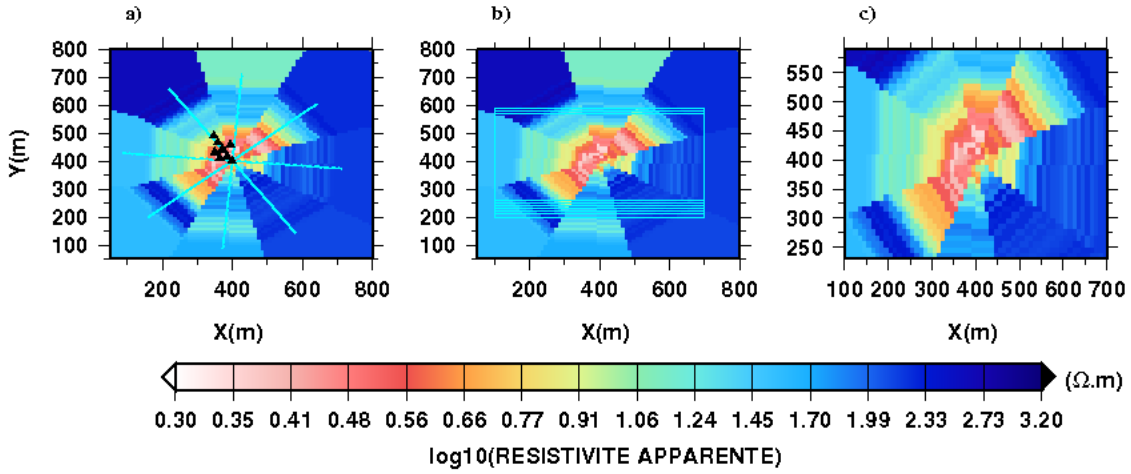


FIG. 5.23: Interpolation du logarithme de la résistivité apparente des 4 panneaux longs pour la préparation d'un fichier d'entrée compréhensible par Res3dinv. a) Logarithme de la résistivité apparente de la configuration en étoile avec les positions des forages et piézomètres (points noirs), b) Construction de 40 panneaux parallèles virtuels (ici tous les profils virtuels ne sont présentés) dans la direction y, c) Nouveau jeu de données à inverser qui correspond à la zone réduite en bleu sur la figure 5.23b.

utilisé directement pour une application de Res3dinv. En effet, ce code nécessite que les données soient distribuées selon un maillage carré régulier. Or, les données acquises sur le SEH ne respectent pas cette configuration. Il faudrait avoir réalisé des panneaux parallèles et distants de l'espacement entre électrodes. Pour contourner cette difficulté, nous avons interpolé sur une grille régulière les données acquises avec chacune des configurations. La figure 5.23a montre le résultat obtenu pour la configuration en étoile. Pour interpoler les résistivités apparentes, nous avons utilisé la méthode des plus proches voisins qui consiste à estimer les valeurs (ici la résistivité apparente) en ne prenant en compte que les points situés dans le voisinage du point à interpoler. Cette technique permet d'attribuer à une cellule de résistivité inconnue la résistivité de la cellule connue la plus proche. Après cette interpolation, on construit des panneaux virtuels parallèles espacés de 10 m pour la configuration en étoile (fig 5.23b) pour pouvoir extraire des données afin de les inverser (fig 5.23c). Puis ces données issues des panneaux virtuels sont assemblées pour constituer un jeu de données 3D selon le format exigé par le progamme Res3dinv.

5.5.2.1 Configuration en étoile

Pour cette configuration, nous avons un rapport de 220 entre le maximum (506 Ohm.m) et le minimum (2.2 Ohm.m) de la résistivité apparente. Nous avons donc interpolé les logarithmes de la résistivité apparente afin de ne pas trop biaiser les données (fig 5.23a). Du fait de la configuration en étoile, la densité des données est plus grande au centre de la zone d'étude que dans la périphérie. Pour limiter l'effet néfaste d'une trop grande interpolation, nous avons réduit la zone à interpoler (fig

5.23b). La taille du modèle à inverser est de 64 (x) × 40 (y) × 11 (z) mailles de 10m, soit au total 27027 paramètres. Le nombre total de données correspondant aux 40 panneaux atteint 17040. Un terme de lissage est rajouté à la fonction objectif de minimisation du fait du fort contraste de résistivité observé dans les données.

Après 5 itérations, nous obtenons une erreur rms de 27.4 % entre les observations (fig 5.24) et la réponse du modèle (fig 5.25). Malgré le fort rms obtenu, on remarque qu'il existe une bonne corrélation entre la réponse du modèle et les données en particulier pour les premières couches. Sur la figure 5.26 est représenté le modèle de résistivité 3D sous forme de couches à différentes profondeurs. On voit clairement la structure

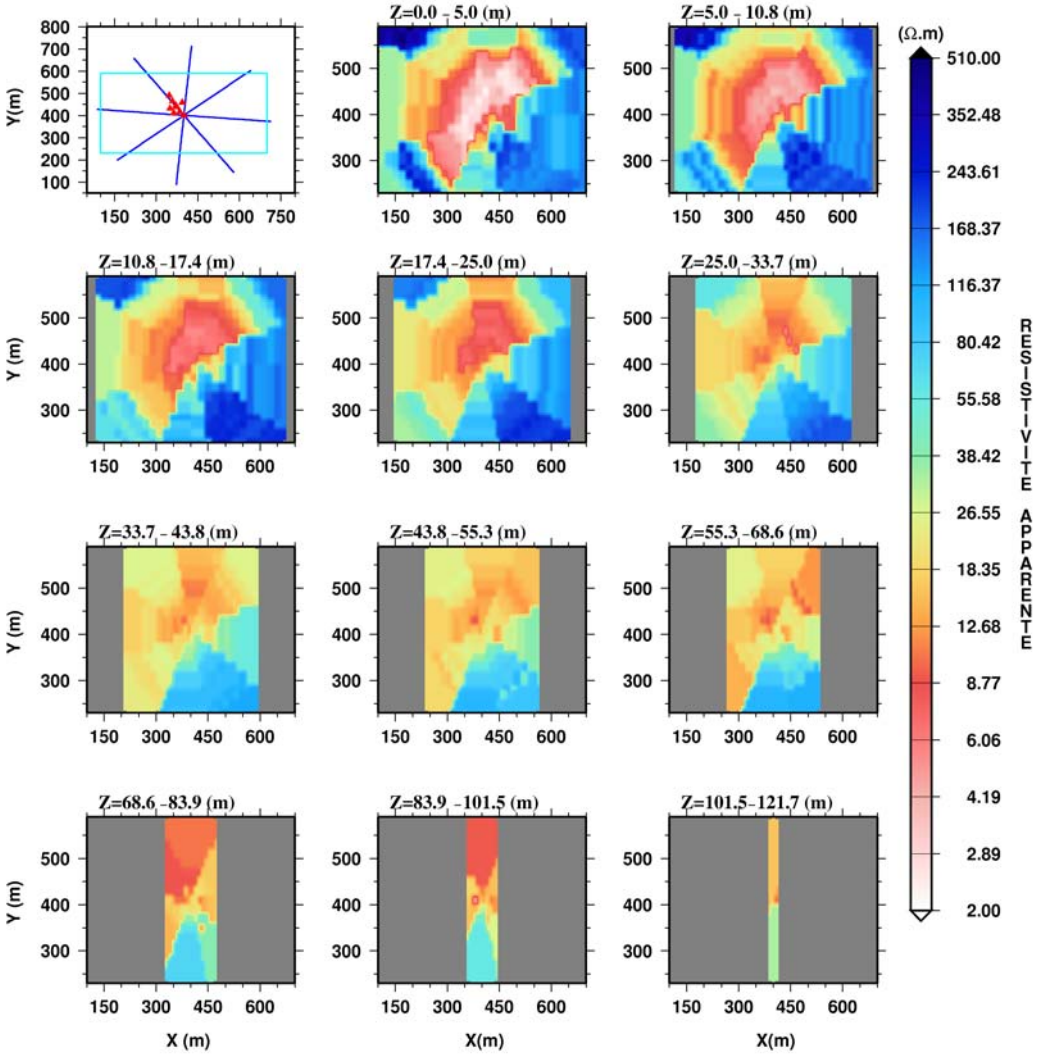


FIG. 5.24: Les données issues des panneaux longs sous forme de couches à différentes profondeurs.

conductrice superficielle observée dans la partie centrale du site sur la plupart des modèles 2D. On remarque que cette structure conductrice est orientée SO-NE et qu'elle est plus épaisse au N-E, où elle atteint une profondeur de $\sim$ 17 m. L'unité conductrice

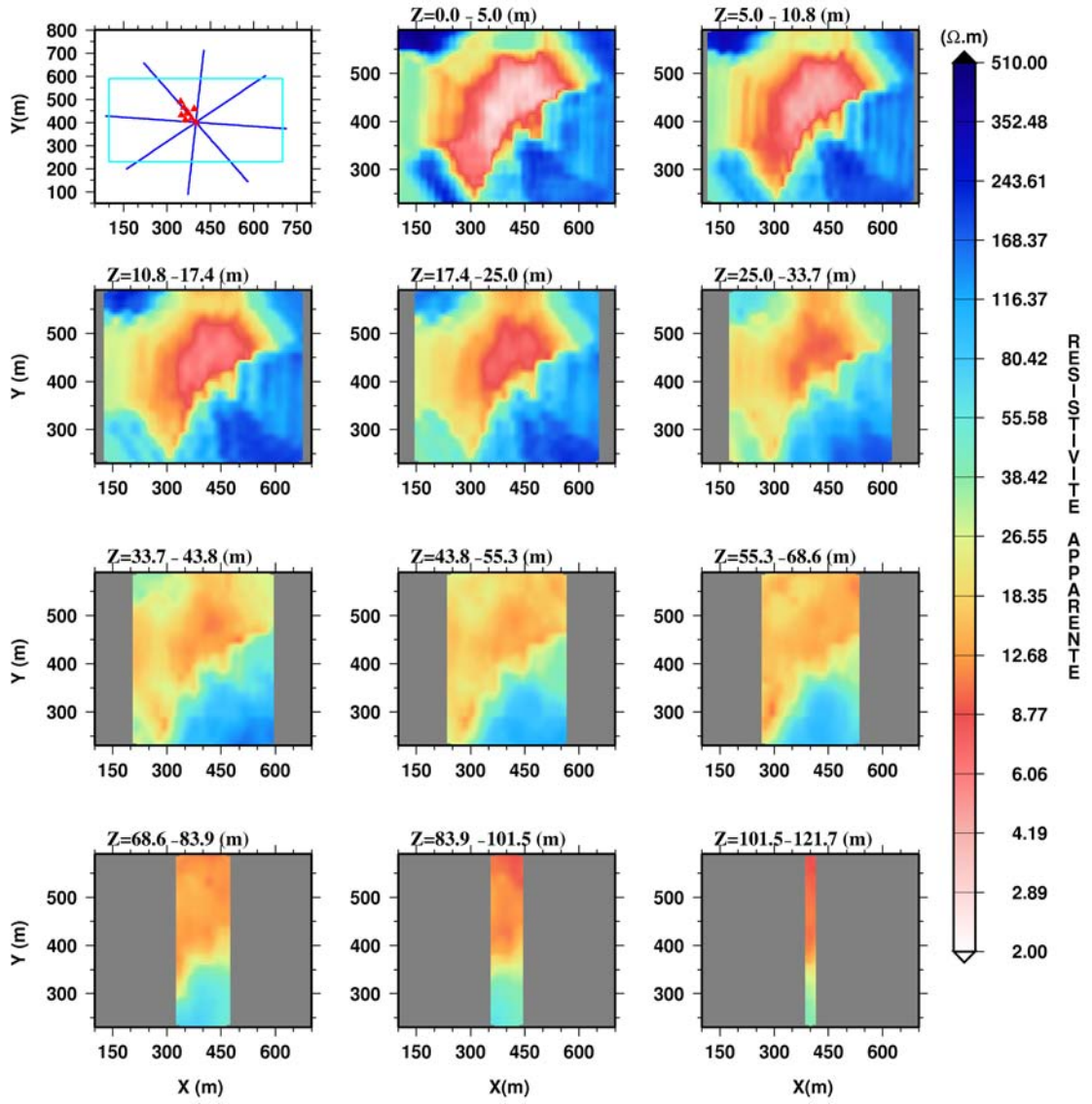


FIG. 5.25: La réponse du modèle sous forme de couches à différentes profondeurs.

est dans un encaissant résistant. A partir de 17 m de profondeur, le milieu est résistant avec localement quelques structures conductrices qui paraissent connectées entre 55 m et 84 m.

La figure 5.27 montre des sections verticales extraites du modèle de résistivité 3D selon les directions des panneaux longs. Le panneau P4 (fig 5.27c) de direction parallèle à la structure conductrice montre un milieu conducteur qui s'étend en profondeur, au sein d'un milieu résistant. Le panneau P2, perpendiculaire à la direction de la structure conductrice montre au SE un contact entre conducteur et résistant très marqué et subvertical.

Nous avons ensuite extrait deux profils verticaux du modèle de résistivité 3D à l'aplomb des forages AM1 et AM3 afin de comparer les résultats des inversions 2D et 3D. Avec la configuration en étoile, l'ensemble des panneaux étant centrés sur AM1, j'ai pu extraire

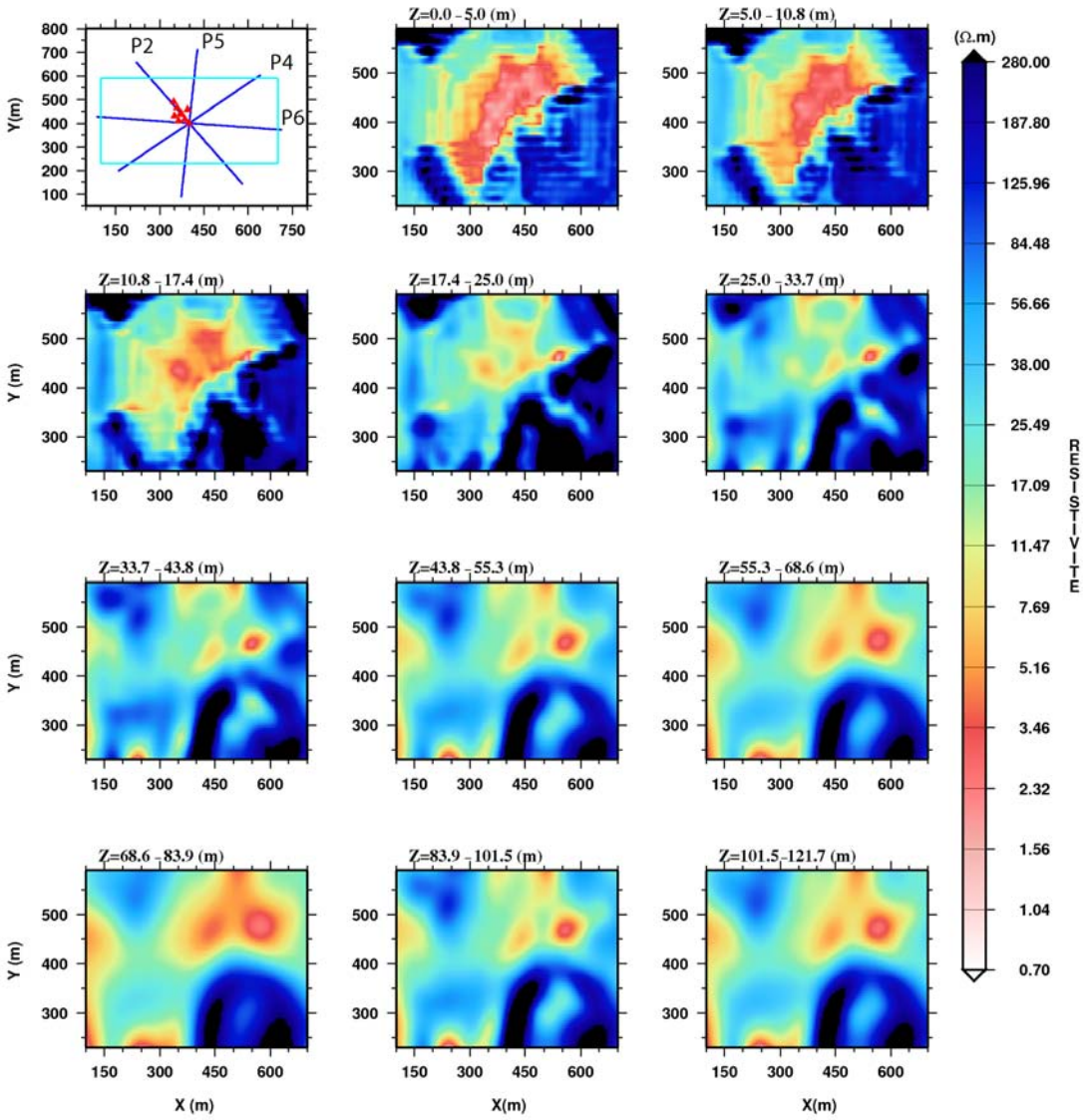
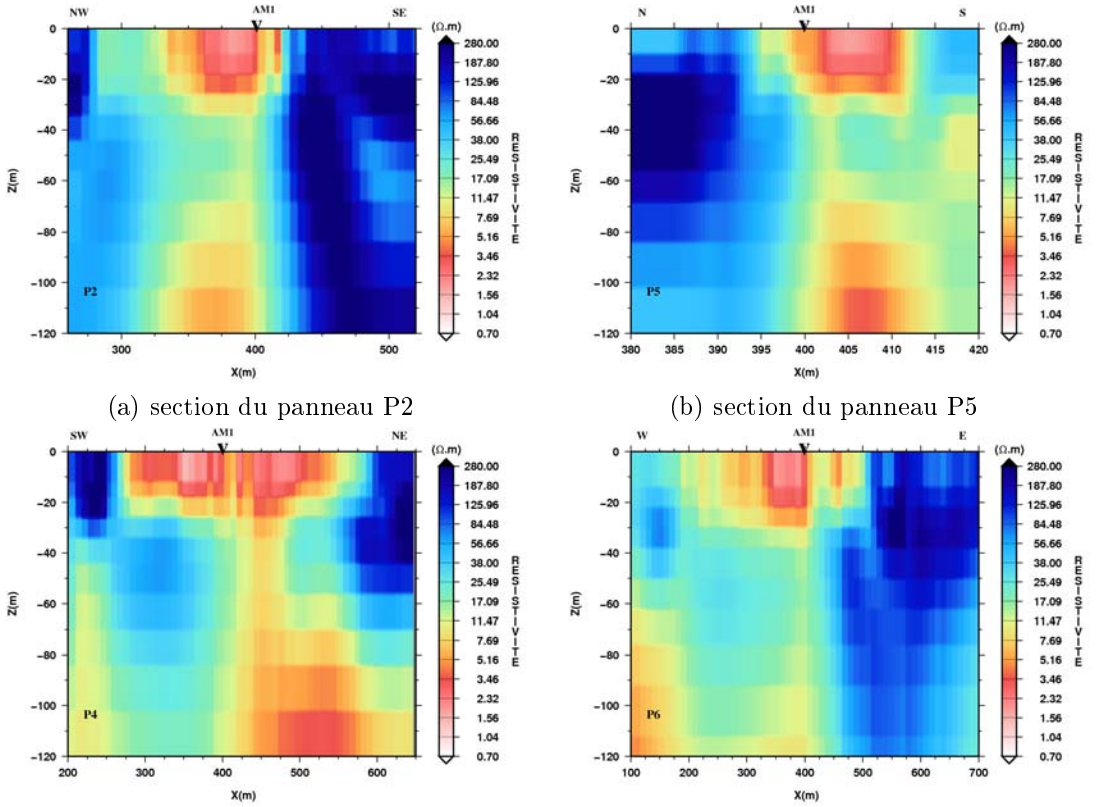


FIG. 5.26: Résultat de l'inversion 3D obtenue à partir des panneaux avec un espacement de 10 m. En haut à gauche : carte qui montre les panneaux considérés à l'origine (avant interpolation) et les positions des forages. Le cadre bleu correspond à la surface du modèle considéré pour l'inversion 3D.

un profil vertical de chaque modèle 2D en ce point. J'ai extrait un profil vertical du modèle 2D du panneau P2 au point AM3. La figure 5.28a montre l'ensemble des profils verticaux extraits des modèles 2D et le profil vertical extrait du modèle de résistivité 3D au point AM1. La figure 5.28b montre le profil vertical extrait du panneau P2 (modèle 2D) au point AM3 et le profil vertical extrait du modèle 3D. Sur la figure 5.28a, on observe une différence significative entre les profils issus des deux approches. On peut rappeler que les profils verticaux extraits des modèles 2D étaient déjà différents entre eux au point AM1 (fig 5.6). Par contre, sur la figure 5.28b, on remarque que cette différence entre profils verticaux à partir d'un modèle 2D (panneaux P2) et du modèle



(a) section du panneau P2

(b) section du panneau P5

(c) section du panneau P4

(d) section du panneau P6

FIG. 5.27: Sections verticales extraites du modèle de résistivité 3D suivant les directions de panneaux longs.

3D est moindre. On voit clairement que ces deux profils identifient à l'aplomb du forage AM3, une succession de structures conductrice-résistante-conductrice. Le panneau P2 est perpendiculaire à la direction des structures (SO-NE). La direction de ce panneau correspond donc à la direction optimale pour une approche 2D ce qui explique le bon agrément entre 2D et 3D pour ce panneau. Par contre, on voit bien dans les autres directions, une approche 2D n'est plus satisfaisante.

5.5.2.2 Configuration en grille

En suivant la même démarche que pour la configuration en étoile, nous avons construit 20 panneaux virtuels parallèles afin d'extraire des données électriques qui puissent être interprétables par Res3dinv. Le rapport entre le maximum (49.6 Ohm.m) et le minimum (1.4 Ohm.m) des données étant faible (< 100), nous avons interpolé les résistivités apparentes sans utiliser la fonction logarithme. A partir des données interpolées, on construit un jeu de données 3D et on obtient un total de 8520 mesures. Le nombre total d'inconnus (paramètres) à déterminer est de 13167. Après 5 itérations, on obtient une erreur rms de 13.5% entre les données (fig 5.29) et la réponse du modèle (fig 5.30). Dans cette configuration, on observe une bonne corrélation entre les données et la réponse du modèle même pour les couches profondes ce qui n'était pas le cas pour

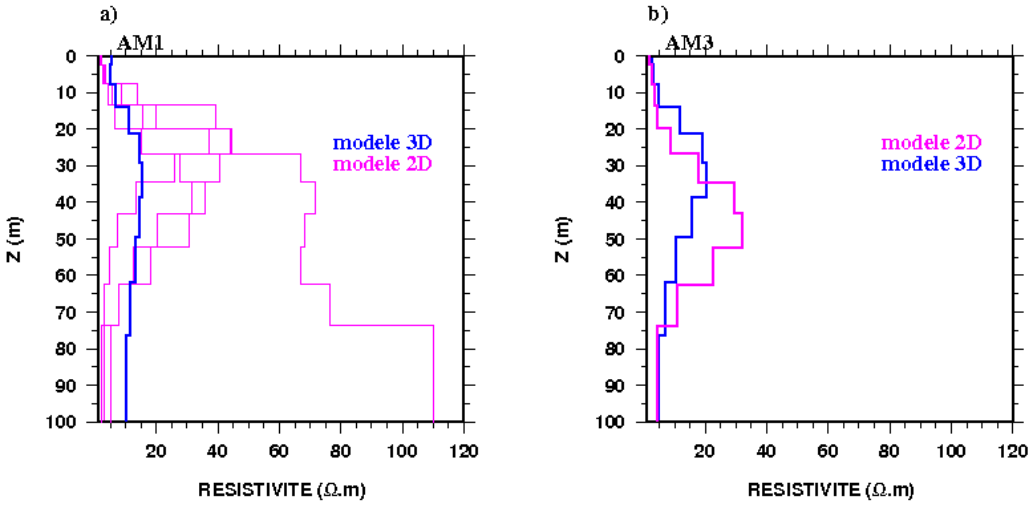


FIG. 5.28: Comparaison des profils verticaux obtenus avec les deux approches (2D et 3D). a) Les profils extraits des modèles 2D et un profil extrait du modèle 3D sur un même forage (AM1). b) Profils sur le forage AM3 selon les deux approches.

la configuration en étoile.

La figure 5.31 représente le résultat de l'inversion 3D et montre clairement une structure conductrice en surface très marquée dans la direction SO-NE du modèle. A partir de 12 m de profondeur, elle disparaît du côté Sud mais persiste au N-E du modèle. Cette unité correspond à la structure conductrice mise en évidence dans le modèle de résistivité 3D obtenu à partir de la configuration en étoile, mais elle est ici imagée avec une résolution plus grande. La figure 5.32 illustre 4 sections extraites du modèle 3D dans les directions des panneaux P8, P9, P10 et P12. L'ensemble des sections mettent en évidence un conducteur en surface plus ou moins étalé dans la direction du panneau considéré, reposant sur une structure plus résistante. Sur les sections parallèles à la direction principale SO-NE, on voit bien la structure conductrice s'étendre en profondeur au NE de la zone. Sur la section du panneau P9 perpendiculaire à la direction principale, la base de la structure conductrice n'excède pas 20 m de profondeur.

Sur la figure 5.33a, nous comparons un profil vertical extrait du modèle 2D du panneau P12 à un profil vertical extrait du modèle 3D de la configuration en grille au point AM1 et sur la figure 5.33b deux profils verticaux extraits des modèles 2D des panneaux P8 et P9 sont comparés à un profil vertical du modèle 3D au point AM3. On remarque qu'il existe une similitude entre le profil extrait du modèle 3D (en bleu) et celui extrait du modèle 2D au point AM3 (fig 5.33b). Par contre, les profils extraits sur le forage AM1 dans les deux approches sont différents. Cette différence est due aux effets latéraux invalidant l'approche 2D. Si on regarde le modèle de résistivité 3D (fig 5.31), on remarque que le panneau P12 dans sa partie N-E passe au dessus d'une structure résistante limité au Nord par l'unité conductrice superficielle. Avec une approche 2D, ce résistant va être pris pour une structure allongée perpendiculaire au panneau, ce qui se traduit par une forte anomalie résistante. Ceci pourrait expliquer la différence de

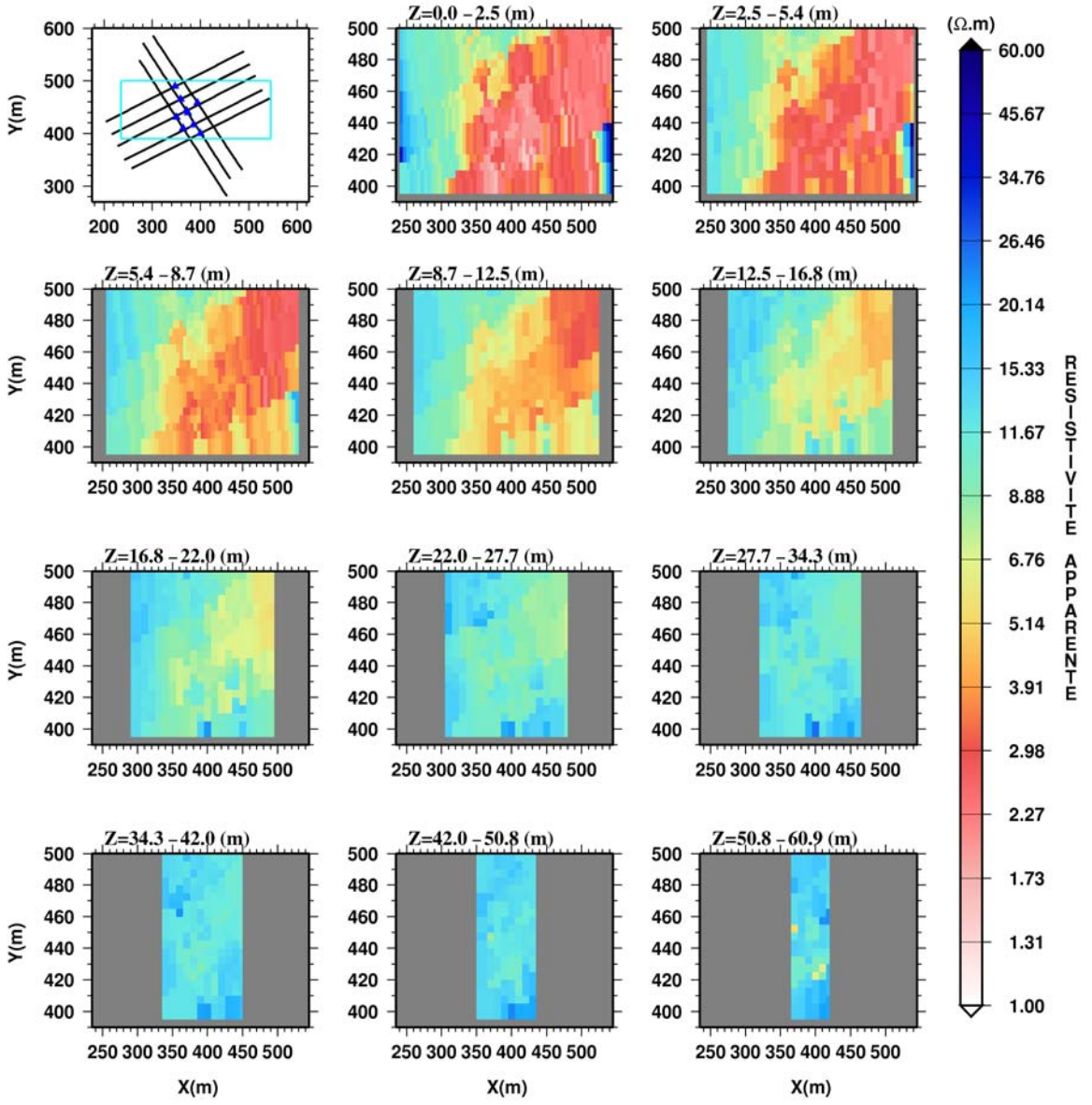


FIG. 5.29: Les données issues des panneaux courts sous forme de couches à différentes profondeurs.

résistivité observée en profondeur sur le profil vertical extrait du modèle 2D du panneau P12 et le profil extrait du modèle 3D. Nous avons précédemment constaté cette différence de lithologie lors de l'interprétation 2D des panneaux longs (section 5.5.1.1).

L'inversion 3D dans les deux configurations a mis en évidence une structure conductrice orientée SO-NE qui repose sur une unité résistante. En profondeur, seul le modèle de résistivité 3D de la configuration en étoile (grande profondeur d'investigation) montre l'existence d'une anomalie conductrice. En certains endroits du modèle, cette unité conductrice semble être connectée à la structure conductrice superficielle. Nous avons également observé de grandes différences entre les modèles 2D en un même point ce

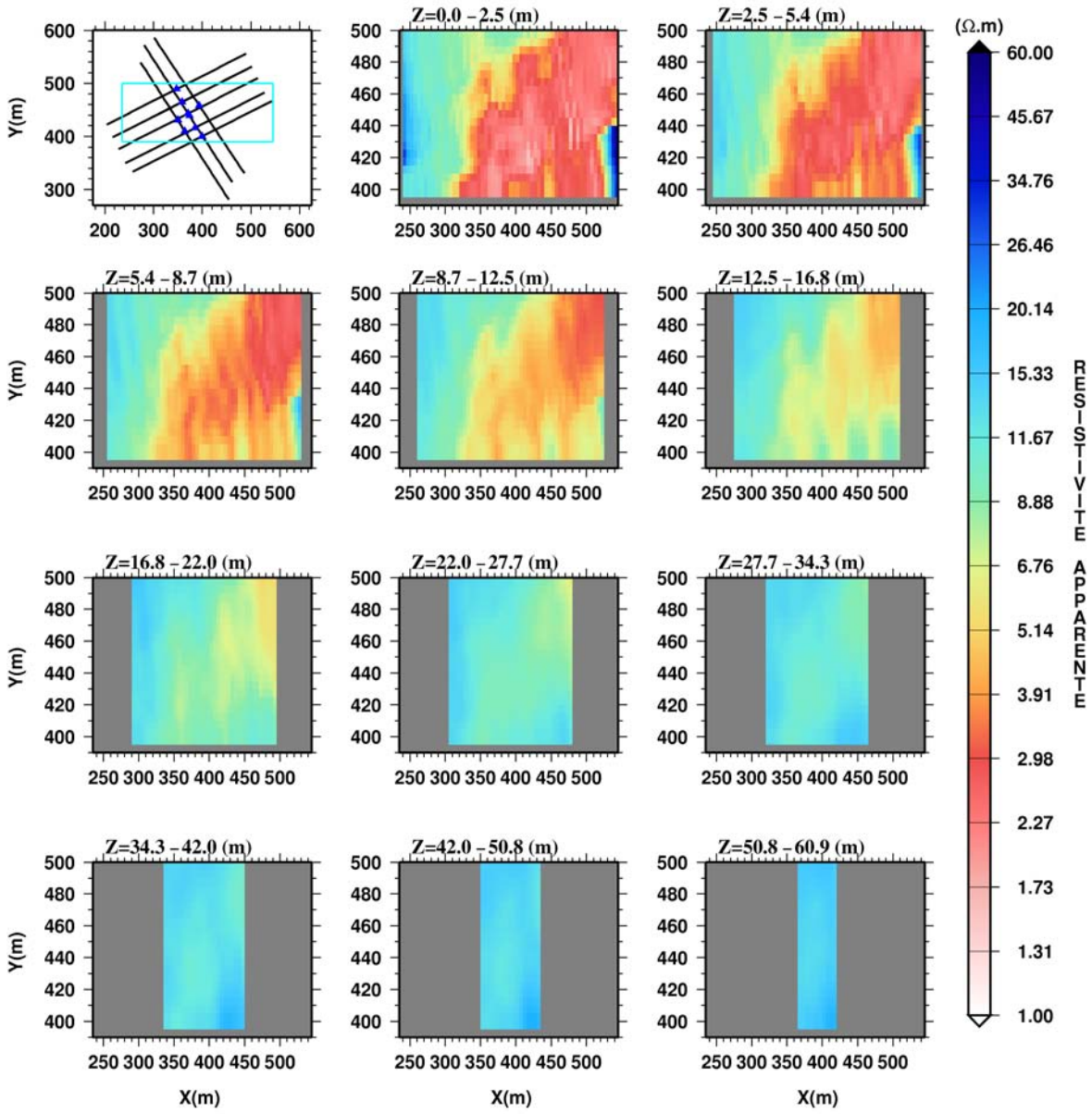


FIG. 5.30: La réponse du modèle sous forme de couches à différentes profondeurs.

qui pourrait s'expliquer par la présence d'une anisotropie et donc montre la limitation d'une approche 2D. L'apport de l'inversion 3D par rapport à l'inversion 2D est la mise en évidence de l'anomalie conductrice qui connecte les deux unités conductrices en surface et en profondeur. Cette anomalie conductrice qui traverse le résistant n'a été observée que sur le modèle de résistivité 2D du panneau P13. De plus l'approche 3D permet de délimiter cette anomalie conductrice en la localisant dans la partie S-E du site.

Notre démarche qui consiste à interpoler les données électriques de chaque configuration avant de procéder une inversion 3D peut être discutable car en interpolant,

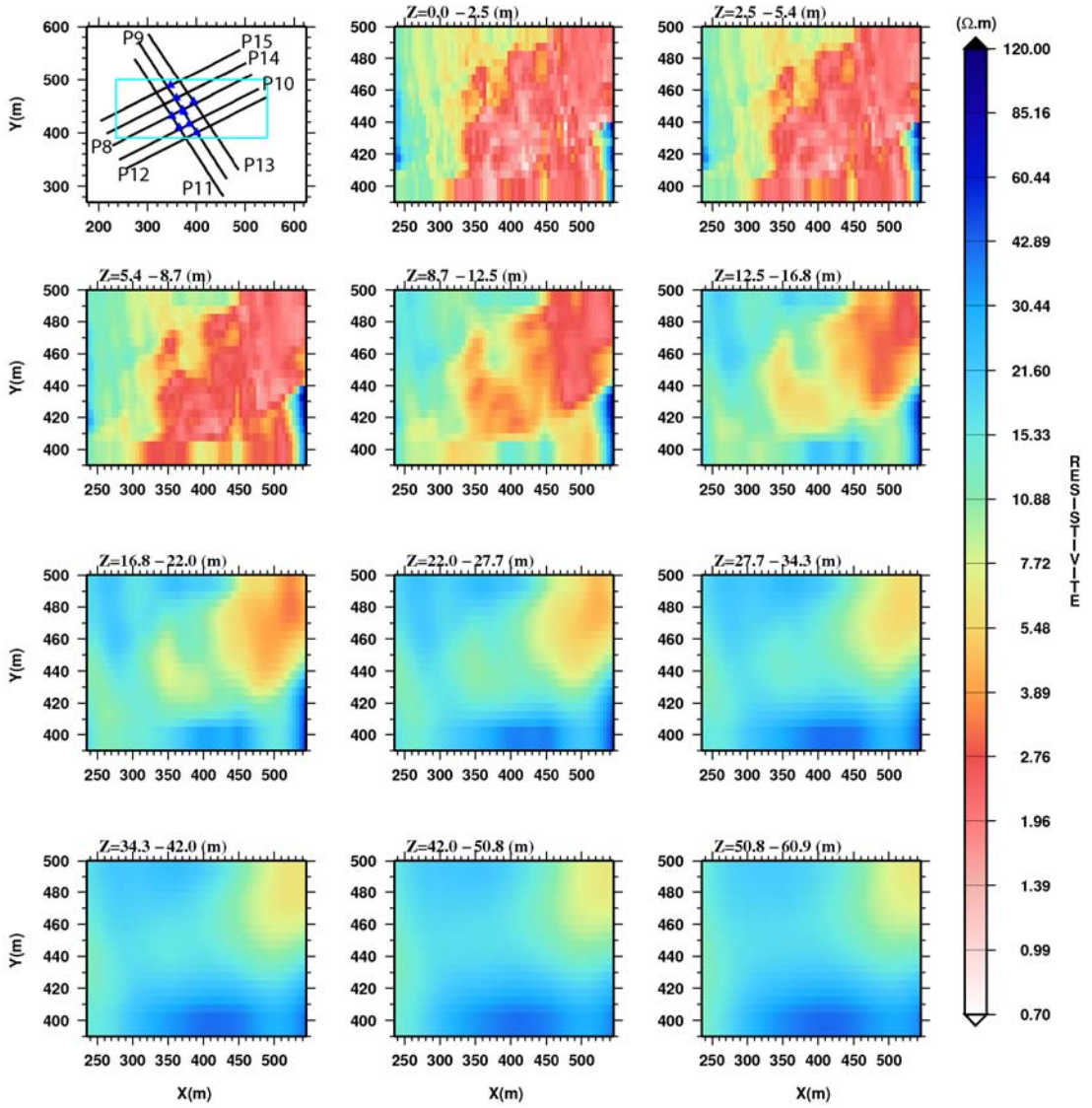
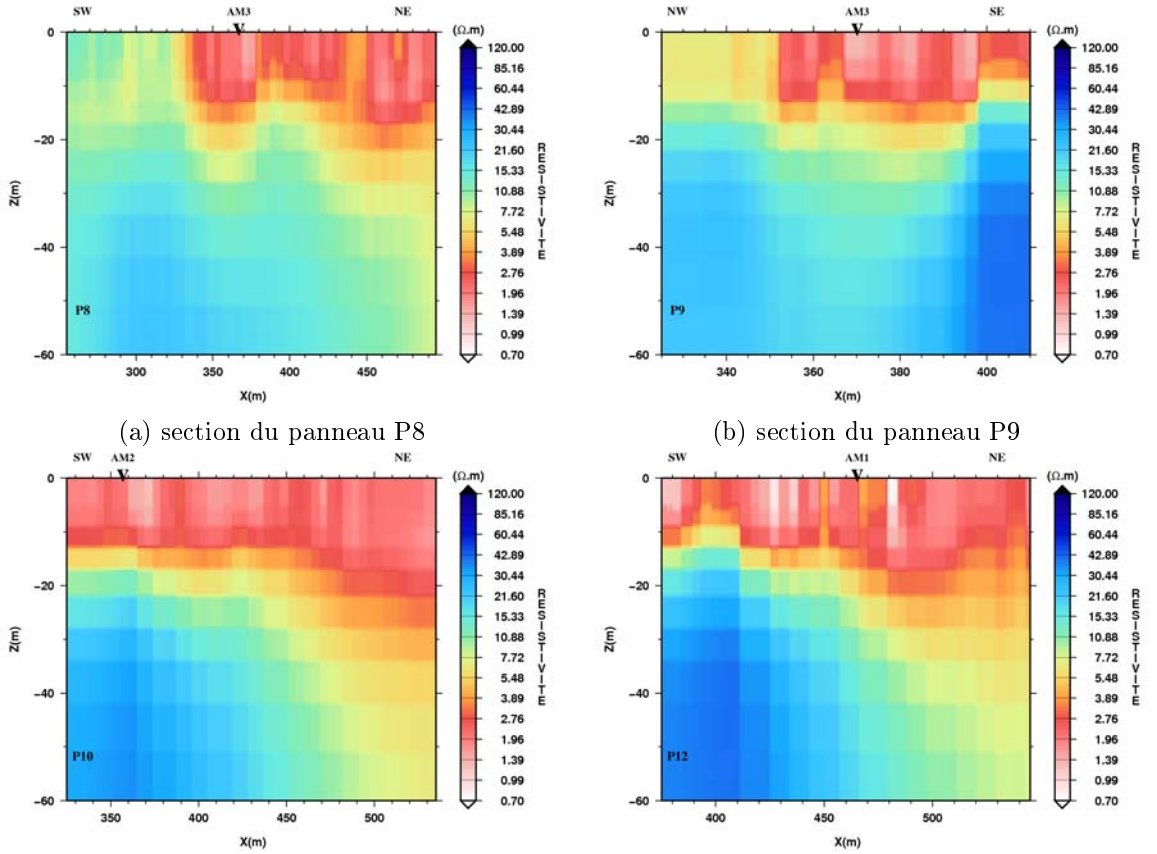


FIG. 5.31: Résultat de l'inversion 3D obtenue à partir des panneaux qui ont un espacement entre électrodes de 5 m et une carte qui montre les panneaux considérés et les positions des forages. Le cadre bleu correspond à la taille du modèle inversé.

on crée des données qui n'existent pas en réalité. Toutefois, dans notre démarche, nous étions conscients de l'effet qu'une interpolation pourrait avoir sur les modèles finaux, en particulier sur le modèle obtenu par la configuration en étoile. C'est pour cette raison que nous avons réduit la taille de nos modèles afin de minimiser cet effet. Une vraie inversion en 3D même si on crée des points de mesures qui n'existent pas par interpolation nous a semblé plus correcte que de faire une interpolation des modèles de résistivité obtenus par l'inversion 2D, car ici au moins on prend en compte la distribution de la résistivité dans les 3 directions.



(a) section du panneau P8

(b) section du panneau P9

(c) section du panneau P10

(d) section du panneau P12

FIG. 5.32: Sections verticales extraites du modèle de résistivité 3D suivant les directions des panneaux P8, P9, P10 et P12. Nous avons également les forages localisés dans les directions de ces différents panneaux.

5.6 Interprétation et discussion

Dans cette partie, nous allons essayer de donner un sens géologique aux différentes structures mises en évidence par l'imagerie électrique 3D. Le modèle de résistivité 3D montre une anomalie conductrice avec une direction SO-NE jusqu'à $\simeq$ 17 m de profondeur qui semble être plus profonde au NE de la zone. Cette structure conductrice est comprise dans un milieu résistant mais avec des hétérogénéités conductrices en profondeur. Localement les conducteurs superficiels (0 -17 m) et profonds ($>$ 60 m) sont connectés (fig 5.27c).

Pour comparer les modèles de résistivité aux logs lithologiques réalisés sur les différents forages et piézomètres, nous avons choisi les profils verticaux extraits du modèle 3D obtenu à partir de l'inversion des panneaux longs afin de mieux voir comment se comporte la résistivité du milieu au-delà de la couche de scories. Ces profils sont comparés aux logs lithologiques sur la figure 5.34. Avec la résolution de nos données, il est difficile sur les profils de résistivité de différencier les lithologies au sein des unités sédimentaires (argile, alluvions, limons et sable). Il en est de même au sein des unités

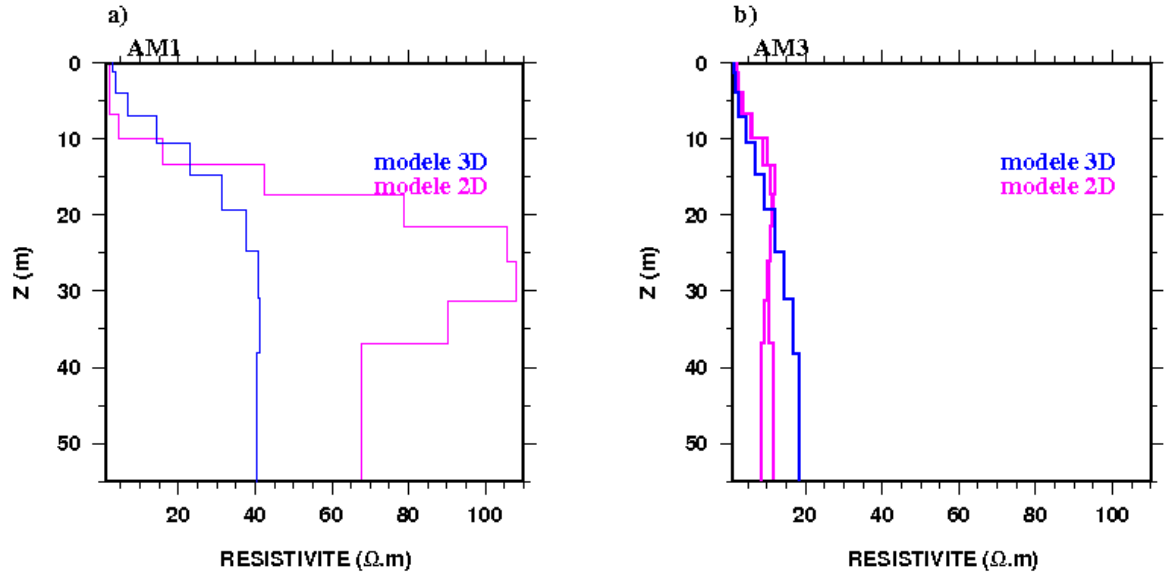
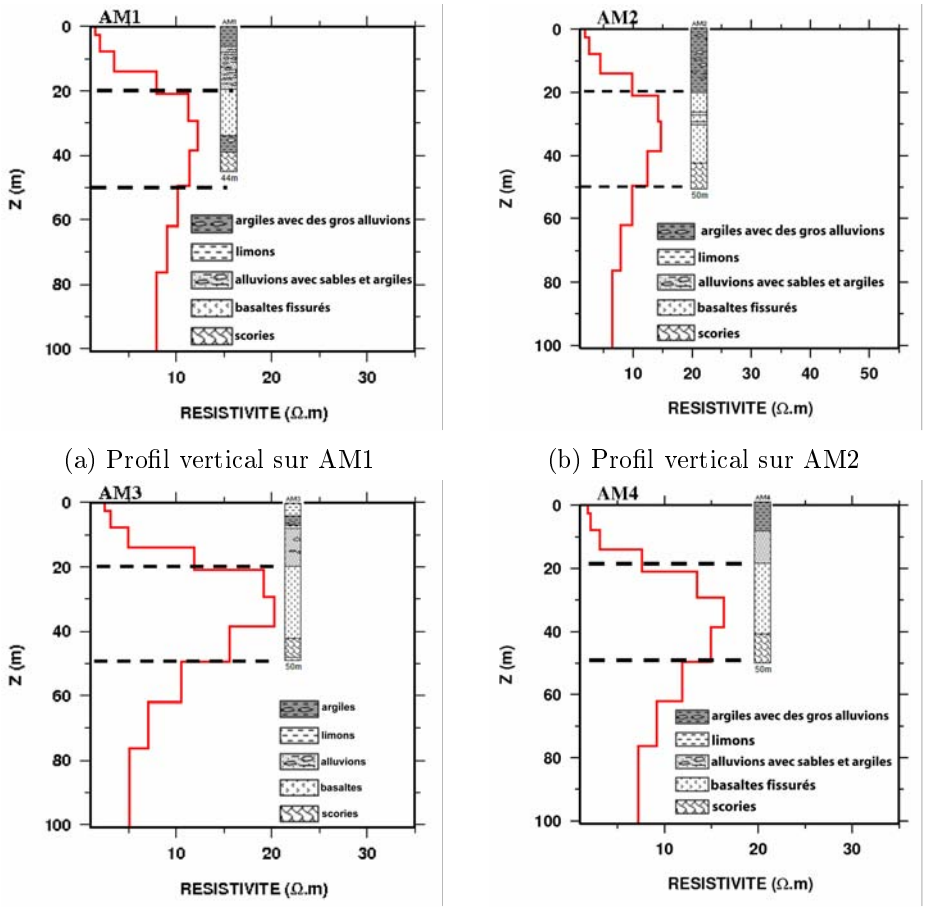


FIG. 5.33: Comparaison des profils verticaux obtenus avec les deux approches (2D et 3D). a) Un profil extrait d'un modèle 2D (P12) et un profil extrait du modèle 3D sur un même forage (AM1). b) Profils extraits des modèles 2D (P8 et P9) et du modèle 3D sur le forage AM3.

volcaniques (basaltes et scories). Néanmoins, le fort contraste de résistivité entre un milieu conducteur (0 - $\sim$ 20 m) et un milieu résistant correspond bien sur les logs au contact entre sédiments et roches volcaniques. Nous avons ensuite considéré des sections verticales extraites des modèles 3D (panneaux longs et panneaux courts) pour identifier les aquifères (eau douce et eau saumâtre). Pour cela, nous avons choisi dans un premier temps 2 sections verticales selon les directions des panneaux P2 et P4 et 2 sections verticales de direction E-O (PH1 et PH2), toutes quatres extraites du modèle de résistivité 3D obtenu avec les panneaux longs (fig 5.35). Les 4 sections (fig 5.36, 5.37, 5.38, 5.39) sont interprétées en termes hydrogéologiques sur la base des arguments suivants : D'après les logs lithologiques, l'anomalie conductrice en surface peut être associée aux unités sédimentaires. Cette couche de sédiments est piégée de part et d'autre par des structures plus résistantes, probablement des coulées de laves. La structure sédimentaire est orientée dans la direction SO-NE (fig 5.26 et 5.31). Son épaisseur est variable d'une section à une autre, mais on peut l'estimer à une vingtaine de mètres. Le résistant sous-jacent à la structure conductrice est probablement les basaltes fissurés qui, nous le savons, constituent l'aquifère d'eau douce (Jalludin et al., en préparation 2009). Le toit de cet aquifère a été estimé à 28 m de profondeur, ce qui correspond au niveau statique de la nappe. Sur toutes les sections extraites du modèle 3D, on observe une zone étroite dans cette unité basaltique, qui connecte les sédiments superficiels avec un conducteur plus profond. Cette structure conductrice en profondeur est susceptible d'être l'aquifère d'eau saumâtre. Cet aquifère d'eau saumâtre a la forme d'un dôme en intrusion dans les unités volcaniques. Il occupe le quart N-E du SEH et semble connecté aux sédiments de surface par une zone de fractures (fig 5.36).



(a) Profil vertical sur AM1

(b) Profil vertical sur AM2

(c) Profil vertical sur AM3

(d) Profil vertical sur AM4

FIG. 5.34: Profils verticaux extraits du modèle de résistivité 3D sur les forages AM1, AM2, AM3 et AM4 avec les logs lithologiques respectifs.

Nous avons extrait 2 sections verticales du modèle de résistivité 3D (panneaux courts) selon les directions des panneaux P8 et P9 comme l'illustre la figure 5.35. Les sections extraites du modèle 3D obtenu avec les panneaux courts (faible profondeur d'investigation) montrent des résultats qui vont dans le même sens que ceux des sections profondes (panneaux longs) dans les 60 premiers mètres. C'est à dire que nous avons une anomalie conductrice en surface associée aux unités sédimentaires et un résistant sous-jacent associé aux basaltes. La section 5.40 montre partiellement dans sa partie N-E l'anomalie conductrice entre les sédiments et l'aquifère d'eau saumâtre associée à une zone de fractures lors de l'interprétation des sections profondes. Par contre, sur la figure 5.41, cette zone de fractures n'apparaît pas, et nous ne voyons que les sédiments qui reposent sur les basaltes. Nous observons également sur chaque section verticale un fort contraste de résistivité entre les sédiments en surface et son encaissant (basaltes). Cette zone de contact verticale et profonde de $\approx$ 20 m peut s'expliquer par la présence d'une faille qui est d'ailleurs bien visible sur les 4 sections verticales (fig 5.36, 5.37, 5.38, 5.39). Pour déterminer l'orientation de cette faille, nous avons cartographié les

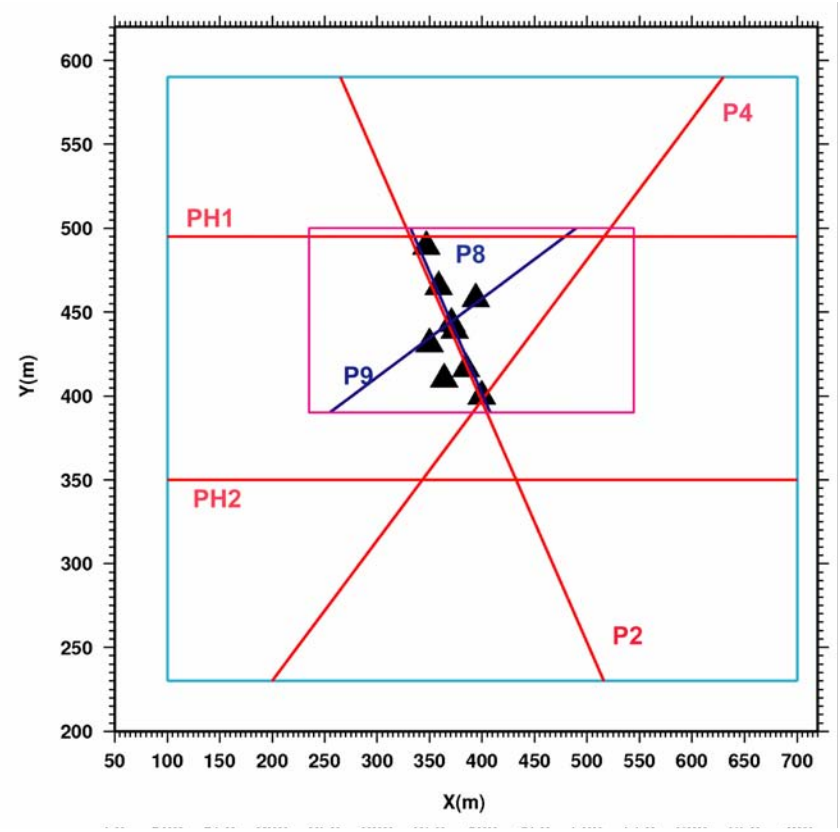


FIG. 5.35: Une carte représentant les deux modèles utilisés dans l'approche 3D selon qu'on considère les panneaux longs (cadre en bleu) ou les panneaux courts (cadre en violet). Traits rouges et bleus : Orientation de 6 sections verticales choisies pour l'interprétation en termes hydrogéologiques des modèles de résistivité 3D obtenus. Points noirs : Positions des forages.

sédiments en surface sur chaque profil dans un plan comme le montre la figure 5.42. Il apparaît clairement qu'elle a une direction SO-NE, ce qui était prévisible sur le modèle de résistivité 3D (fig 5.26).
Les travaux géologiques réalisées sur la fracturation de cette région montrent un réseau de failles orienté dans la direction E-O (Daoud, 2008). Ces études géologiques montrent également quelques failles orientées SO-NE, en particulier au voisinage du site expérimental hydrologique (fig 5.1). Ceci confirme le résultat de l'imagerie électrique 3D concernant l'existence et l'orientation de la faille observée sur le SEH.

5.7 Exploitation de données de forages

Une fois déterminée la distribution de la résistivité sur le site expérimental (SEH) à partir des observations effectuées en surface, nous nous intéressons maintenant au comportement de celle-ci à une échelle plus petite à partir des données recueillies en forages (diagraphie). A partir de la distribution locale de la résistivité électrique nous

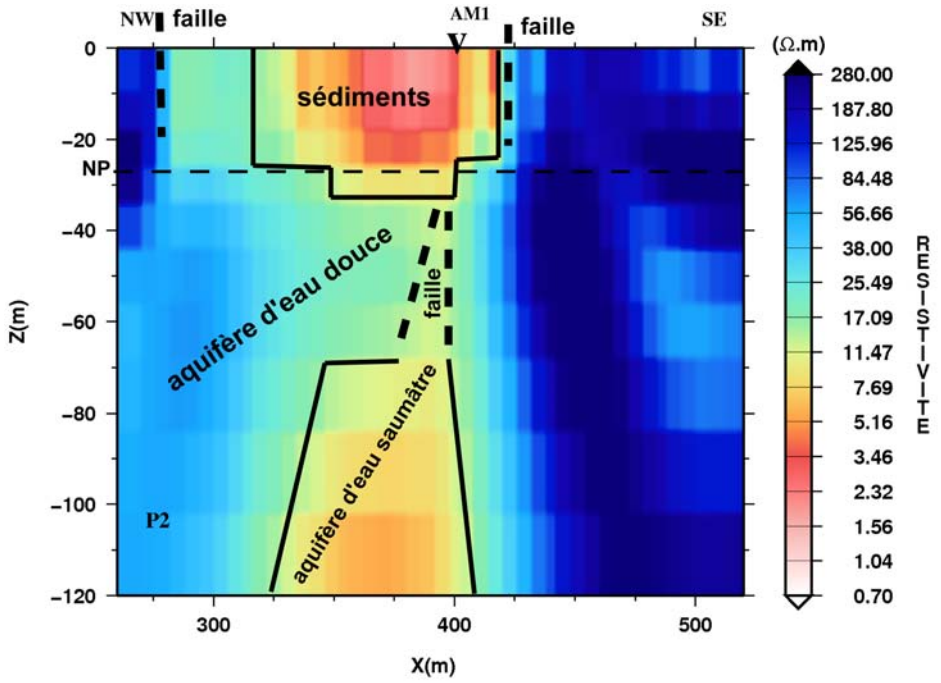


FIG. 5.36: Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction du panneau P2 avec les interprétations géologiques.

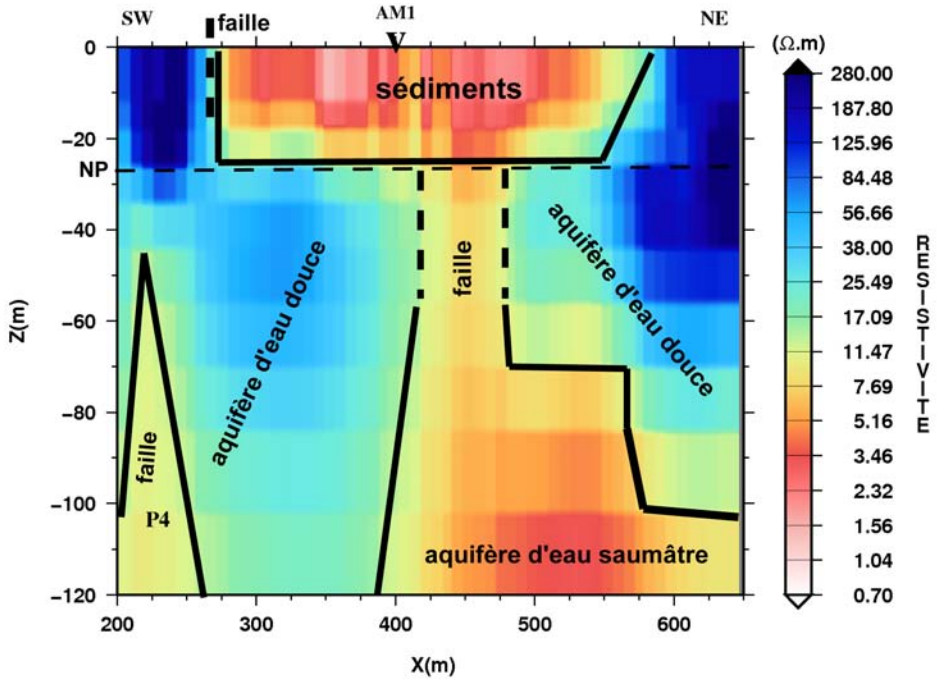


FIG. 5.37: Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction du panneau P4 avec les interprétations géologiques.

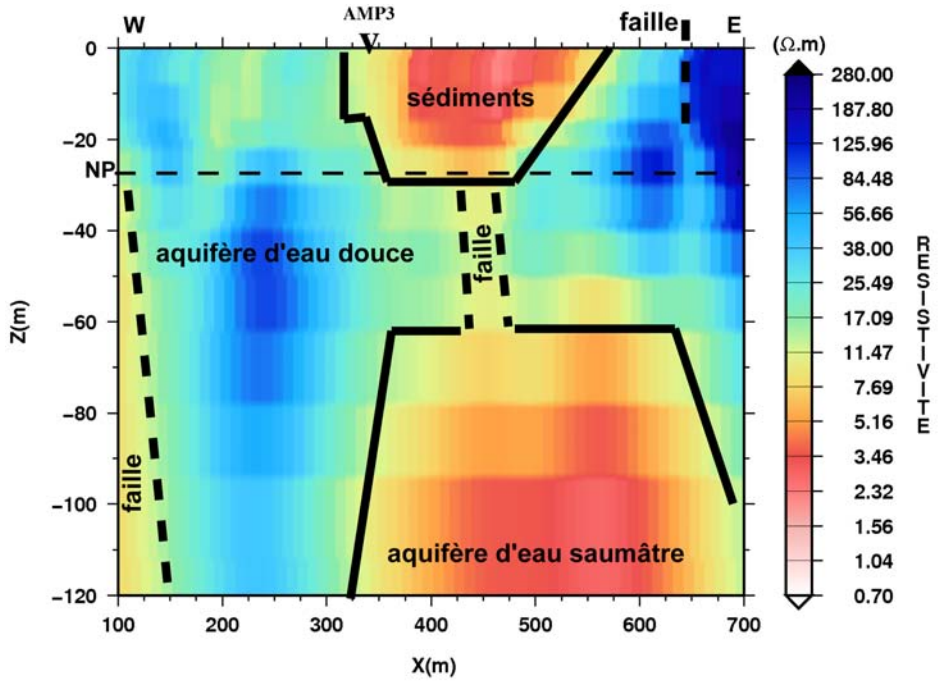


FIG. 5.38: Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction PH1.

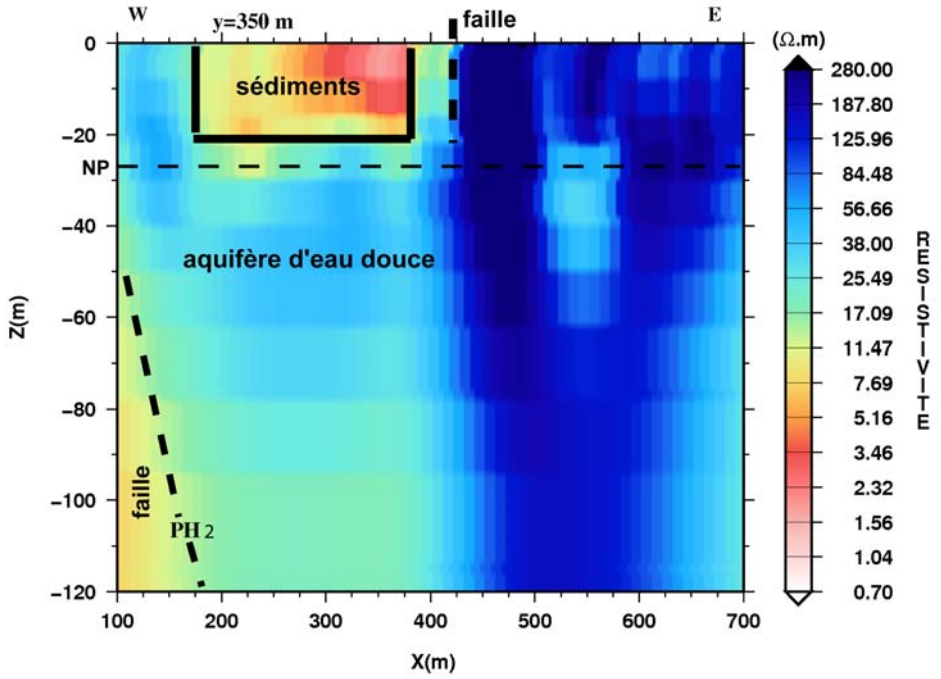


FIG. 5.39: Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction PH2.

voulons déterminer la porosité connectée de la zone saturée au voisinage immédiat des forages. Pour cela, nous allons utiliser la loi d'Archie (Archie, 1942) en supposant que

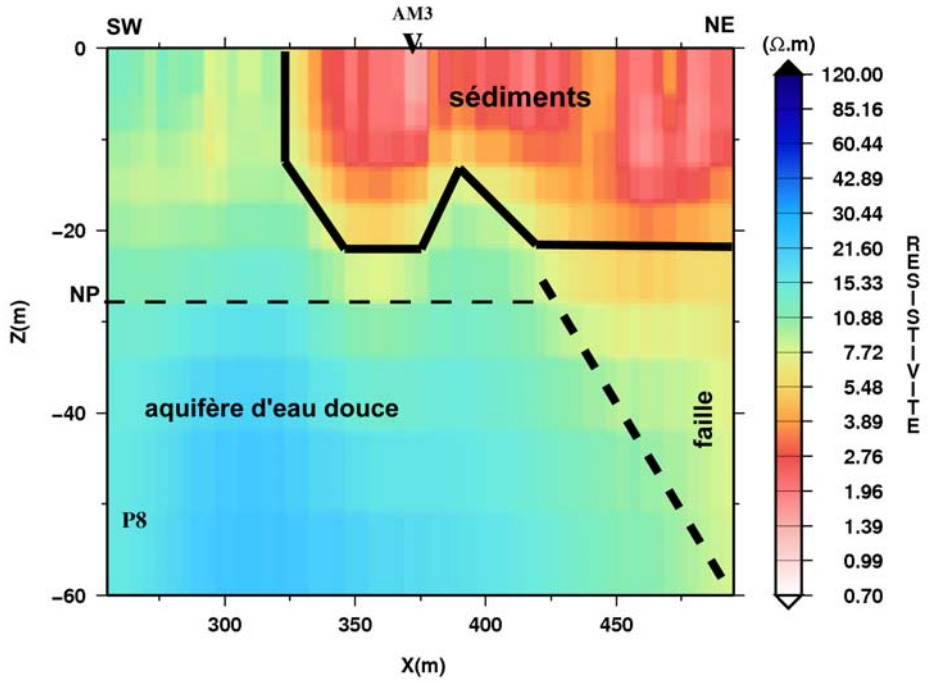


FIG. 5.40: Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction du panneau P8 avec les interprétations géologiques.

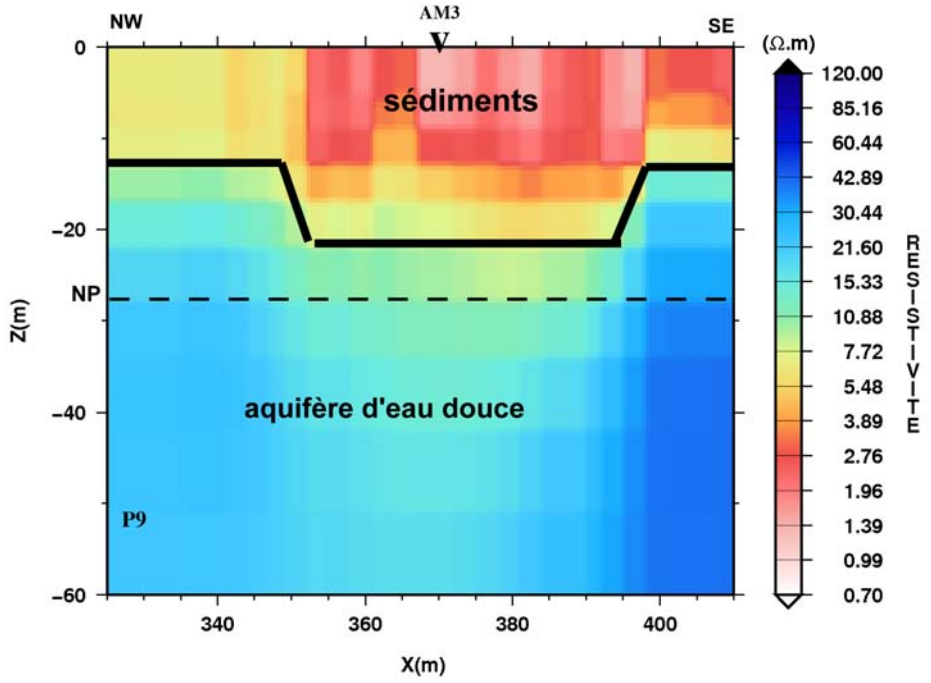


FIG. 5.41: Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction du panneau P9 avec les interprétations géologiques.

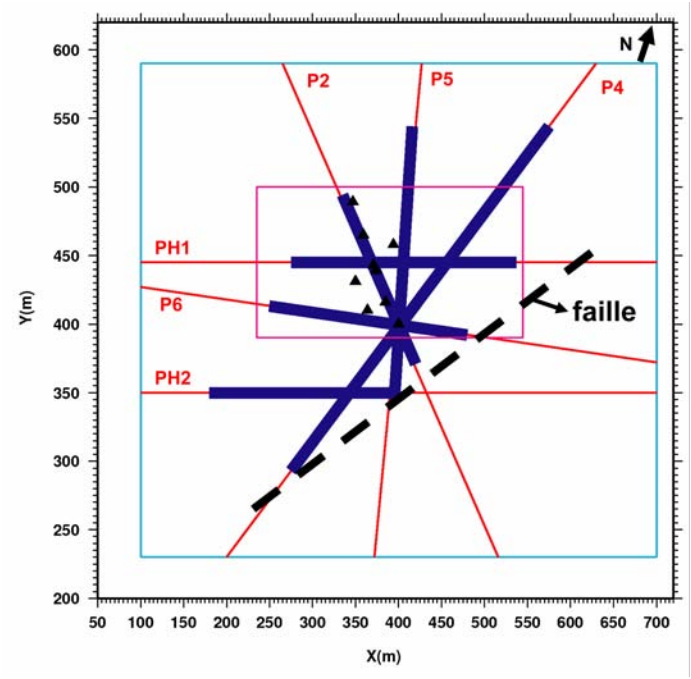


FIG. 5.42: Une vue en plan de la distribution de l'anomalie conductrice en surface (trait bleus) pour déterminer la direction de la faille. Sur cette coupe horizontale, nous avons également les profils P2, P4, P5, P6, PH1,PH2. et les positions des forages (triangles noirs).

la zone saturée est dépourvue d'argile. Ainsi, les mesures effectuées en forage vont nous



FIG. 5.43: Mesure de la distribution de la résistivité en forage.

permettre d'accéder à ce paramètre physique qui peut guider la recherche des systèmes susceptibles d'être des réservoirs en eau à une échelle plus réduite et on pourra par

la suite étendre ces résultats à l'échelle du site en utilisant cette fois-ci les résistivités obtenues en surface.

5.7.1 Résistivités autour des forages

Durant la mission de terrain, nous avons effectué des mesures de la résistivité dans les forages et les piézomètres avec un dispositif Wenner comme le montre la figure 5.43. Dans chaque forage (ou piézomètre), deux séries de mesures ont été effectuées en utilisant 2 types de configurations (a=30 cm et a=1 m, avec a la distance entre électrodes). Sur la figure 5.44, nous présentons les mesures (résistivités apparentes) collectées le long de deux des forages du site.

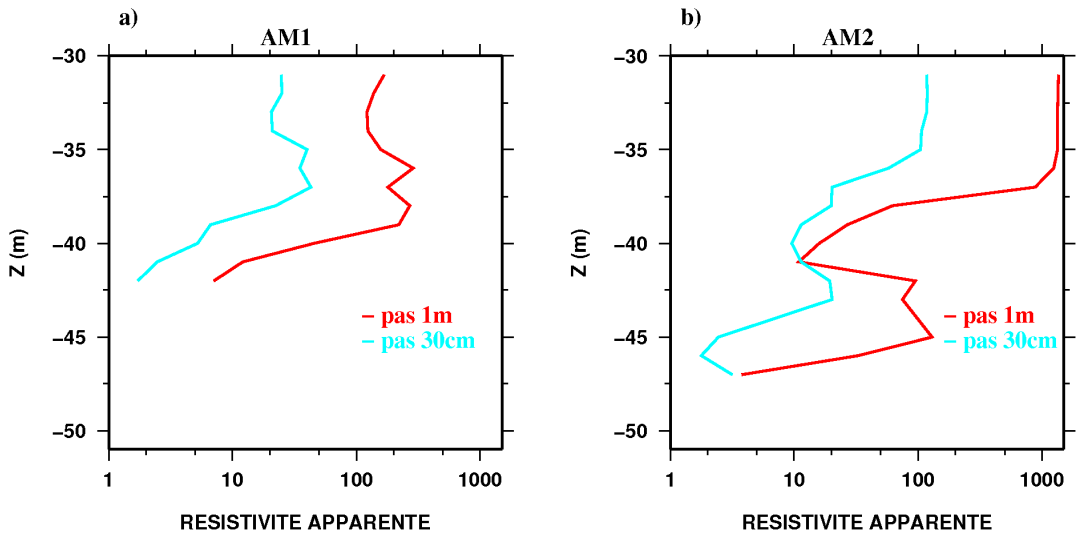


FIG. 5.44: Exemple de mesures de résistivité apparente effectuées dans deux forages du SEH. a) Résistivités apparentes mesurées avec un pas entre électrodes de 30 cm (en bleu) et celles mesurées avec un pas de 1 m (en rouge) dans le forage AM1. b) Même chose mais effectuée dans le forage AM2. L'échelle des résistivités est log.

La quantité mesurée représente la résistivité apparente d'un milieu à 2 domaines de conductivité σ_1 et σ_2, constitué du puits contenant le fluide et de la roche aquifère. Il faut prendre en compte l'effet de la partie tubée contenant exclusivement le fluide afin de déterminer la résistivité vraie autour du puits. Pour corriger l'effet du premier milieu de conductivité σ_1 et de déterminer la conductivité vraie du milieu autour du puits, un programme a été mis au point dont le principe théorique est expliqué ci-dessous.

On modélise un tube de rayon r_0 rempli d'un liquide de conductivité σ_1 dans un espace infini de conductivité σ_2. En coordonnées cylindriques, l'axe du tube est z, l'axe horizontal r et il y a symétrie cylindrique donc pas de dépendance azimutale. On injecte un courant I en $z, r = 0, 0$. Si le milieu est homogène ($\sigma_2 = \sigma_1$), le potentiel V_n en r, z

est :

$$V_n(r,z) = \frac{I}{4\pi\sigma_1}\frac{1}{(r^2+z^2)^{1/2}} = \frac{I}{\pi\sigma_1}\int_0^{\inf} K_0(2\pi ur)\cos(2\pi uz)du \tag{5.1}$$

La deuxième égalité exprime le potentiel en fonction d'une représentation intégrale utile pour la suite. La fonction K_0 est la fonction de Bessel modifiée de 2nd espèce d'ordre zéro. La variable u est le nombre d'onde le long de l'axe vertical pour cette géométrie cylindrique. En présence du tube et donc du contraste de conductivité le potentiel est modifié. Dans la region $r < r_0$, le potentiel total vaut $V = V_n + V_1$ ou V_n est le potentiel ci-dessus et V_1 sa perturbation. Dans la region $r > r_0$, le potentiel total est $V = V_2$. Etudions la region $r < r_0$. Le potentiel V_1 vérifie l'équation de Laplace :

$$\Delta V_1 = 0 = \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\frac{r\partial V_1}{\partial r} + \frac{\partial^2 V_1}{\partial z^2} \tag{5.2}$$

La solution générale en coordonnées cylindriques est de la forme :

$$V_1(r,z) = \int_0^{\inf} [F_1 I_0(2\pi ur) + F_2 K_0(2\pi ur)]\cos(2\pi uz)du \tag{5.3}$$

Où F_1 et F_2 sont des constantes et I_0 la fonction de Bessel modifiée de 1ère espèce d'ordre zéro. En $r < r_0$, $F_2 = 0$ car K_0 n'est pas définie en $r = 0$. Dans la region $r > r_0$, V_2 vérifie également l'équation de Laplace et la solution est de la même forme que précédemment mais ici $F_1 = 0$ car I_0 n'est pas défini quand r tend vers l'infini. En résumé, pour chaque nombre d'onde u, les potentiels s'expriment :

$$V(r,u) = F_1 I_0(2\pi ur) + \frac{I}{\pi\sigma_1}K_0(2\pi ur), r < r_0 \tag{5.4}$$

$$V(r,u) = F_2 K_0(2\pi ur), r > r_0 \tag{5.5}$$

Il reste à poser les conditions de continuité en $r = r_0$. Là, le potentiel total et la composante normale (donc radiale) du courant sont continus - autrement dit $V_n + V_1 = V_2$ et $\sigma_1(\frac{dV_n}{dr} + \frac{dV_1}{dr}) = \sigma_2\frac{dV_2}{dr}$ en $r = r_0$. En posant ces relations et en les résolvant pour obtenir F_1 et F_2, le potentiel total en $r < r_0$ devient :

$$V(r,z) = \frac{I}{4\pi\sigma_1}\frac{1}{(r^2+z^2)^{1/2}} + \int_0^{\inf} F_1(u) I_0(2\pi ur)\cos(2\pi uz)du \tag{5.6}$$

En $r = 0$, $I_0(0) = 1$.

$$V(0,z) = \frac{I}{4\pi\sigma_1}\frac{1}{(r^2+z^2)^{1/2}} + \frac{I(\sigma_1-\sigma_2)}{\pi\sigma_1}\int_0^{\inf}\frac{K_0()K_1()}{\sigma_1 K_0()I_1() + \sigma_2 K_1()I_0()}\cos(2\pi uz)du \tag{5.7}$$

Où les parenthèses vides représentent l'expression $(2\pi ur_0)$. A noter que les dérivées en r de I_0 et K_0 sont nécessaires. Elles s'expriment en fonction des fonctions de Bessel d'ordre 1, $I_0' = I_1$ et $K_0' = -K_1$.

Dans la pratique, si a est la distance inter-électrodes, on a besoin de calculer $V(0,z)$ en $z = a$ et $z = 2a$ pour un courant $+I$ et $-I$ afin de déterminer la différence de potentiel totale δV pour le Wenner. On en déduit ainsi la résistivité apparente en multipliant δV par $4\pi a$.

5.7.2 Résultats

A partir du diamètre de chaque forage, des résistivités de l'eau et des résistivités apparentes mesurées dans chaque forage selon les deux configurations (a=30 cm et a=1 m),nous calculons la résistivité de la roche aquifère localement. Dans un premier temps, on va essayer de voir si les résultats obtenus par cette démarche sont cohérents avec les résultats obtenus avec les panneaux. La figure 5.45 représente les résistivités obtenues dans les puits et celles obtenues avec les panneaux au même point. On remarque qu'il existe une différence entre les valeurs des puits et celles des panneaux en terme de résistivité. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que pour les puits, on calcule la résistivité de la roche localement (voisinage immédiat du puits) et qu'il est possible d'avoir des grandes valeurs de résistivités comme par exemple le basalte massif. Par contre pour les panneaux, la résistivité est calculée sur un volume plus grand proportionnel à la taille d'une maille de calcul (5 × 5 m). De plus celle-ci est lissée par le processus d'inversion pour éviter les forts contrastes de résistivité, ce qui pourrait justifier des valeurs de résistivité plus faibles que celles obtenues par notre approche dans les forages.

Sur la figure 5.45, on observe une différence significative entre les valeurs de résistivité obtenues par 2 panneaux passant approximativement au même point au niveau du forage ce qui montre qu'on est en présence d'un milieu très hétérogène. La comparaison entre les résistivités obtenues à partir des sondages électriques dans les puits et celles obtenues avec les panneaux montre que les hétérogénéités présentes sur le site expérimental ont des tailles plus petites que celles des paramètres des modèles (5 × 5 m pour les panneaux courts).

5.7.3 Interprétation

En supposant la matrice de la partie saturée essentiellement constituée de basaltes et scories sans argile, on a essayé de calculer la porosité connectée du milieu au voisinage des forages en utilisant les résistivités obtenues dans les puits et les conductivités de l'eau mesurées. Pour calculer la porosité de la roche, on utilise la loi d'Archie sans prendre en compte le coefficient de saturation (chapitre 1) :

$$\rho_r = \rho_l a \phi^{-m} \tag{5.8}$$

avec ρ_r la résistivité de la roche, ρ_l la résistivité du fluide (eau), a un facteur géométrique, ϕ la porosité et m le facteur de cimentation.

Pour des matériaux consolidés et dépourvus d'argile, le facteur géométrique et le facteur de cimentation peuvent être fixés à 2 et 1 respectivement (eg. Chapellier, 2000) et la porosité peut être obtenue par :

$$\phi = \sqrt{\frac{\rho_l}{\rho_r}} \tag{5.9}$$

La figure 5.46 représente les porosités calculées dans les différents forages et piézomètres. On constate que la porosité augmente en fonction de la profondeur et en par-

ticulier entre 37 et 40 m de profondeur, où cette augmentation est significative dans la plupart de forages (fig 5.46a). Cette augmentation brutale de la porosité pourrait s'expliquer par le passage des basaltes aux scories qui se situe plus ou moins à ces profondeurs d'après les logs lithologiques. Par contre pour les piézomètres, la porosité augmente avec la profondeur, mais on n'observe pas une croissance brutale de celle-ci. Ceci est probablement dû au fait que les piézomètres n'interceptent pas tous les scories à part 2 d'entre eux (AMP1 et AMP4) qui l'affleurent légèrement.

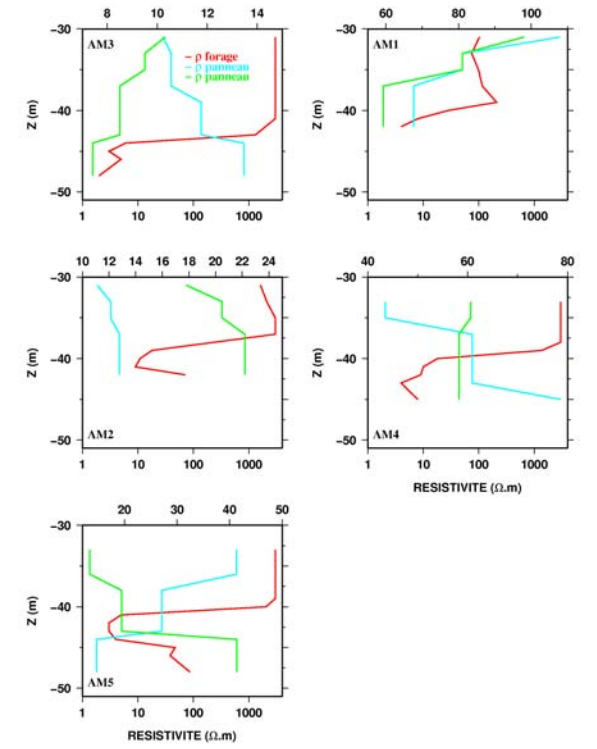
Maintenant, nous voulons connaître la porosité sur l'ensemble du site du moins dans les couches profondes. Pour cela, nous avons utilisé les valeurs de résistivité obtenues avec l'inversion 3D des panneaux courts et la conductivité de l'eau et le résultat est porté sur la figure 5.47. Or, cette approche pour calculer la porosité sur l'ensemble du SEH n'est valable qu'à l'échelle de résolution des panneaux qui est de 5×5 m pour les panneaux courts. Autrement dit, ce calcul n'a pas de sens si on tient compte des hétérogénéités de taille plus petite que celle des paramètres des modèles. Sur cette figure on voit que la porosité du site augmente de façon significative lorsqu'on passe des basaltes aux scories. On remarque que l'unité basaltique présente des valeurs de porosité faible ($\sim 7\%$) dans la partie Sud du site. Ce qui pourrait correspondre à des basaltes massifs et assez jeunes, probablement émis par le volcan d'Atar dont le cône est visible sur la figure 5.6. Au N-E du site, on note également une augmentation de la porosité (jusqu'à $\sim 20\%$). Il pourrait s'agir des basaltes fissurés ou le début de l'apparition des scories.

5.8 Conclusion

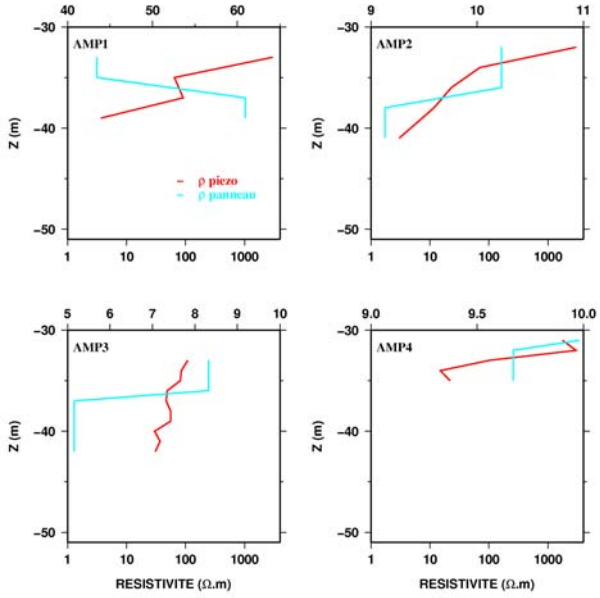
Les résultats de l'inversion 3D ont mis en évidence la présence d'un petit bassin sédimentaire dans des unités volcaniques. Ce petit bassin est localisé au centre du site expérimental (SEH). Cette couche de sédiments a une direction SO-NE et pourrait être contrôlée par une faille, reportée en détail sur la figure 5.42. En profondeur, les sédiments reposent sur des basaltes qui constituent probablement le réservoir d'eau douce. Les panneaux longs, grâce à leur grande profondeur d'investigation, ont permis d'imager une anomalie conductrice à ~ 70 m de profondeur. Cette unité conductrice en profondeur pourrait être associée à l'aquifère d'eau saumâtre, qui est responsable de la présence de l'eau salée observée sur le SEH. L'inversion 3D des panneaux longs a mis en évidence la présence d'une zone de fracture dans les basaltes, ce que l'inversion 2D n'a pas mis en évidence. Seul un profil 2D parmi les panneaux courts, le panneau P13, montre la présence de cette zone de failles. Or ce panneau P13 est perpendiculaire à la direction de la faille, ce qui rend dans ce cas raisonnable l'hypothèse 2D. Ceci valide notre approche 3D qui consistait à interpoler les données de chaque configuration pour en construire des panneaux parallèles virtuels qui respectent la configuration exigée par Res3dinv. D'après le résultat obtenu pour le panneau P7 situé à ~ 850 m du SEH, où l'anomalie conductrice en profondeur n'est pas observée, on peut supposer que le réservoir d'eau saumâtre est restreint sur le site expérimental. Il pourrait s'agir de poches d'eau d'origine marine piégées par des failles. Les aquifères d'eau douce des forages (E24 et 25), en aval vers la mer et d'eau saumâtre observés sur le SEH sont

probablement séparés par la faille mise en évidence par les modèles de résistivité.

Localement, l'approche pour déterminer la porosité connectée a montré que le milieu est très hétérogène avec des hétérogénéités pouvant être plus petites que la taille des paramètres des modèles. Ensuite, en faisant abstraction de l'existence de ces petites hétérogénéités, nous avons extrapolé les résultats obtenus localement sur l'ensemble du site en considérant la distribution de la résistivité électrique obtenue avec l'inversion 3D. Le résultat obtenu montre un sous-sol peu poreux au niveau des unités basaltiques et qui voit croître sa porosité dès qu'on atteint les unités scoriacées.



(a)



(b)

FIG. 5.45: Comparaison des résistivités mesurées dans les puits (forages et piézomètres) et celles obtenues en surface (panneaux). a) Résistivités obtenues par les forages (rouges) et les panneaux (bleues et verts). Ici par exemple pour le forage AM3, nous avons considéré 2 panneaux perpendiculaires d'où 2 courbes (verte et bleue). b) Résistivités obtenues par les piézomètres (rouges) et les panneaux (bleues). Dans les deux cas, nous avons les résistivités vraies. L'échelle pour les résistivités est en log pour les puits et normal (sans log) pour les panneaux.

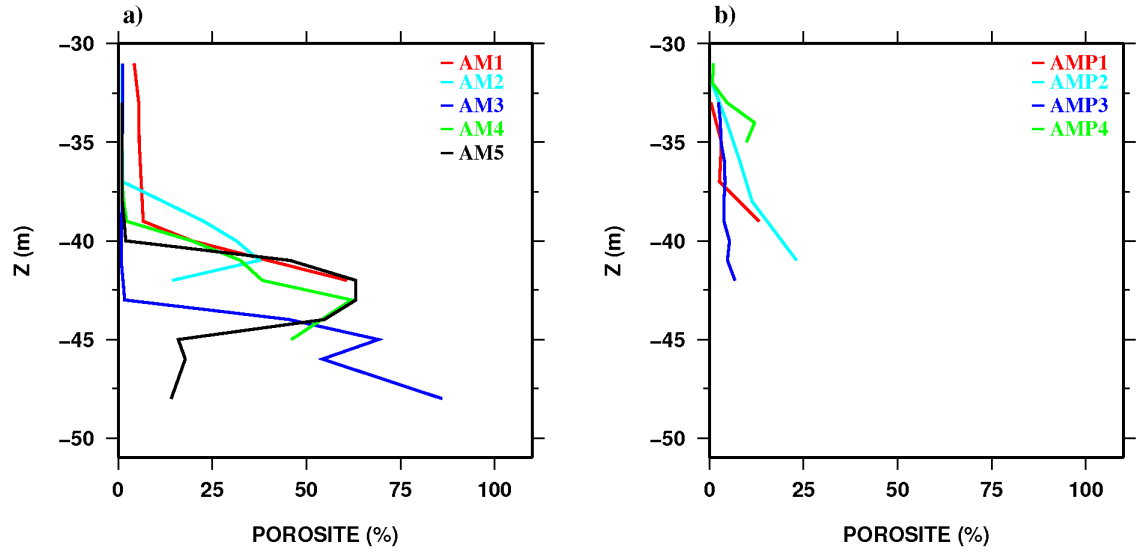


FIG. 5.46: a) Porosités calculées dans les forages en fonction de la profondeur. b) Porosités calculées dans les piézomètres en fonction de la profondeur.

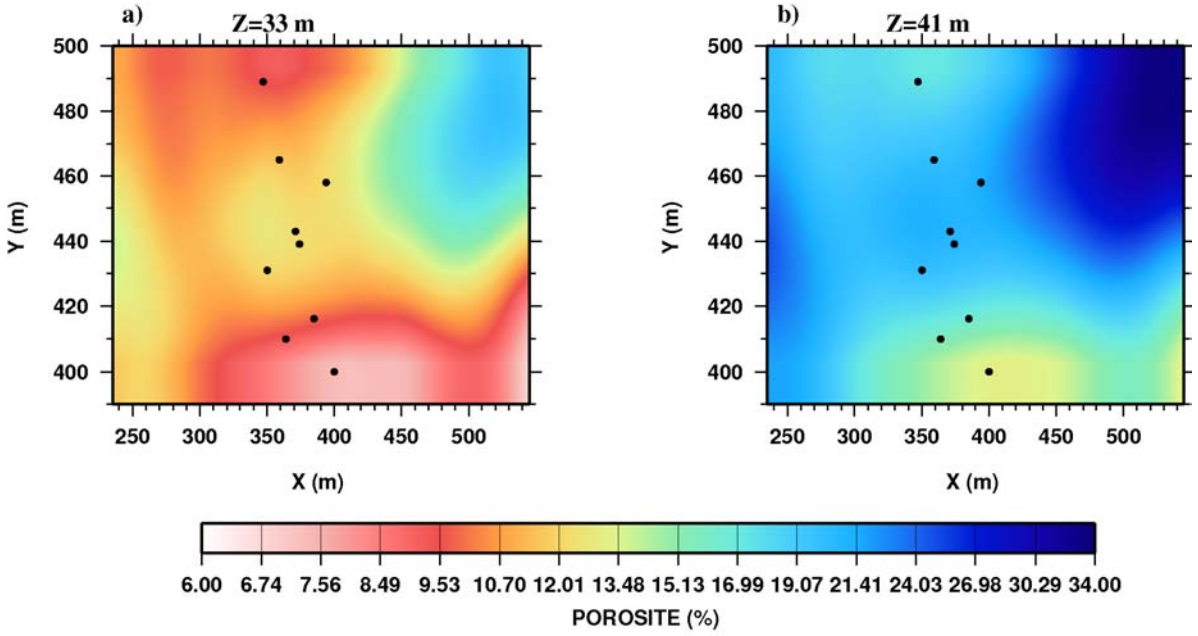


FIG. 5.47: a) Distribution de la porosité sur l'ensemble du SEH en z=33 m. b) Distribution de la porosité sur le SEH en z=41 m. Points noirs : positions des forages et piézomètres.

Conclusion

Conclusion générale

Mon travail de thèse entre dans le cadre du programme « Nappe de Djibouti » du projet Mawari financé par le ministère des affaires étrangères français et mené par le Centre d'Etude et de Recherches de Djibouti (CERD). L'objectif est de mieux comprendre l'hydrologie en milieu basaltique fissuré qui contrôle les aquifères à Djbouti. Ma contribution a porté sur l'emploi de l'imagerie électrique 3D des aquifères qui constituent la nappe de la ville de Djibouti afin de comprendre le phénomène d'intrusion marine qui l'envahi depuis ces 30 dernières années. Dans ce but, nous avons mené cette étude sur deux échelles différentes : (1) A l'échelle de la nappe (km) pour laquelle nous disposons de données électriques collectées par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) en 1987 et (2) à l'échelle locale sur un site expérimental où nous avons nous mêmes réalisé une imagerie électrique de haute résolution avec des panneaux électriques.

La première partie de mes travaux a été consacrée à la mise au point d'un outil de modélisation 3D de données électriques. Cet outil devait permettre de modéliser les propriétés du sous-sol à partir de données acquises avec un ensemble de dispositifs de type Schlumberger d'orientations quelconques dans la zone d'étude. Pour la résolution du problème direct, notre outil de modélisation utilise l'algorithme direct qui discrétise le milieu par la méthode des différences finies. Traditionnellement, en méthode électrique, la méthode de Gauss-Newton avec une condition de régularisation de type Marquardt-Levenberg est utilisée pour résoudre le problème inverse. Cependant, cette approche nécessite une évaluation de la matrice sensibilité très coûteuse en temps de calcul, en particulier lors d'une modélisation inverse des structures à géométrie complexe (3D). Pour cette raison, l'algorithme de minimisation que nous avons devéloppé utilise une approche qui consiste à contourner cet obstacle en calculant le gradient de la fonction objectif par une méthode de différences finies. Ce gradient de la fonction objectif est ensuite utilisé comme direction de descente dans une méthode de plus grande pente pour rechercher un minimum de la fonction objectif. Le programme de modélisation 3D ainsi développé a été validé sur un ensemble de jeu de données simulé à partir des modèles synthétiques de complexité croissante. Les résultats obtenus sont satisfaisants et montre la robustesse de l'algorithme de minimisation qui arrive à reconstruire les modèles synthétiques tout en évitant l'inversion et le stockage de matrices de grandes tailles.

L'application de ce programme à des sondages électriques acquis par la Compagnie Générale de Géophysique sur la plaine de Djibouti a été abordée. Du fait du grand nombre de ces sondages et de leur éloignement les uns des autres, il nous est apparu

difficile de les inverser tous dans une même procédure d'inversion. Ainsi, nous avons du choisir deux jeux de sondages électriques répartis sur deux zones situées au Nord de la plaine de Djibouti. Les modèles de résistivité obtenus ont mis en évidence une direction structurale résistante orientée NO-SE. Cette structure résistante est parfois traversée par des anomalies conductrices E-O que l'on peut associer à des failles d'après les informations géologiques de surface. Les résultats de l'inversion 3D des données électriques a également mis en évidence dans les couches profondes de part et d'autre de cette direction structurale des anomalies conductrices qui peuvent être assimilées à des aquifères d'eau saumâtre. Bien que la plupart des forages dans lesquels l'eau saumâtre ait été observée se situent vers la côte, ce résultat montre que ces eaux saumâtres qui envahissent la nappe de la ville de Djibouti peuvent également être présentes dans des poches piégées par des structures résistantes (coulées volcaniques) à l'intérieur des terres. Les modèles de résistivité sont en accord avec des profils verticaux obtenus par l'inversion 1D de deux stations magnétotélluriques et un log lithologique d'un forage présent sur la zone d'étude.

La seconde partie du travail a été consacrée à l'étude de la nappe de Djibouti à une échelle locale, sur le site hydrogéologique expérimental d'Atar. Sur ce site, une imagerie électrique de haute résolution a été réalisée avec des panneaux électriques. Au total, nous avons réalisé 13 panneaux électriques dont 12 sur le site expérimental et 1 à son voisinage. Dans un premier temps, je souhaitais utiliser notre programme de modélisation 3D pour traiter l'ensemble des panneaux électriques. Cependant, du fait du grand nombre des données, nous avons été confrontés à un très grand nombre de paramètres à déterminer. Pour cette raison, nous avons du utiliser d'autres programmes d'inversion (Res2dinv et Res3dinv) pour interpréter ces données dans un premier temps. Les résultats obtenus ont mis en évidence la présence d'un petit bassin sédimentaire restreint au centre du site dans des unités volcaniques. En profondeur, une anomalie conductrice que l'on pourrait associer à l'aquifère d'eau saumâtre a été mis en évidence. Une zone de fracture dans les unités basaltiques a été observée. D'après le résultat du panneau réalisé à l'extérieur du site, où l'anomalie conductrice en profondeur n'était pas observée, on peut penser que cet aquifère d'eau saumâtre est restreint sur le site expérimental. Il pourrait s'agir de poches d'eau d'origine marine piégées par des failles. Une étude locale de la distribution de la résistivité au voisinage des forages a été réalisée à partir des données obtenues en forages. La distribution de la résistivité ainsi obtenue au voisinage des forages nous a permis de déterminer la porosité connectée ce qui a montré un milieu fortement hétérogène avec des hétérogénéités pouvant être plus petites que la taille des paramètres des modèles. Les outils d'interprétation commerciaux utilisés (Res2dinv et Res3dinv) donnent des résultats assez rapidement pour une exploitation en terme hydrogéologique mais peuvent présenter certaines limitations pour imager des zones à géométrie complexe, tels que les milieux volcaniques. L'autre inconvénient de ces outils est l'absence de flexibilité du programme Res3dinv qui exige un formatage spécifique pour l'acquisition des données.

Finalement, bien que l'approche méthodologique que j'ai développée ne soit pas encore suffisamment performante pour inverser un jeu important de données, elle offre la possibilité d'analyser des distributions de données très hétérogènes et est donc un

moyen de reprendre l'analyse des données existantes en très grande quantité dans le monde.

Que ce soit avec mon algorithme ou avec Res3dinv, l'apport de l'inversion 3D dans le contexte géologique de Djibouti est indéniable, fournissant des informations uniques sur la structure du sous-sol, conduisant à mieux comprendre l'hydrologie de la nappe de Djibouti. Il faut maintenant étendre ces études à l'ensemble de données de la CGG et continuer l'acquisition de nouvelles données, notamment à proximité des forages en activité afin de caractériser l'ensemble hydrologique contrôlant l'apport d'eau potable de la ville de Djibouti.

Table des figures

1.1 Résistivité et conductivité de quelques matériaux géologiques (d'après Chapellier, 2000). 10

1.2 Texture de quelques roches (d'après Ward (1990)) 12

1.3 Distribution des courants et les lignes de potentiel pour 2 électrodes de courants A et B à la surface du sous-sol (d'après Nostrand and Cook, 1966) 17

1.4 Dispositifs couramment utilisés en prospection géophysique (d'après Knodel et al, 1997). 19

1.5 Principe de fonctionnement du panneau électrique (d'après Loke, 1999). 20

1.6 Panneau électrique mobile de type PACES.(selon Christiansen, 1998) . 20

1.7 Valeurs de la fonction de sensibilité pour les quadripôles couramment utilisés (d'après Chapellier, 2000). 22

2.1 Etude de faisabilité de l'inversion 1D LCI. (a) Le modèle synthétique. (b) La réponse du modèle sous forme de pseudo-section. (c) Résultat de l'inversion en utilisant le programme de Loke (Res2Dinv) et en minimisant la norme (L_2) de l'écart entre données observées et calculées. (d) Même chose que (c) mais en minimisant cette fois la valeur absolue (L_1) de l'écart. (e) Résultat de l'inversion 1D-LCI en utilisant un modèle initial à 5 couches. (f) Même chose que (e) mais en contraignant le modèle avec des informations à priori (d'après (Wisen et al., 2005). 27

2.2 Comparaison du résultat de l'inversion 3D et du modèle synthétique qui a permis de générer les données. Le modèle synthétique est constitué d'un conducteur de 10 Ohm.m plongé dans un résistant de 1000 Ohm.m. L'échelle de couleur est en logarithme (base 10) et les points noirs sur la couche 1 du modèle synthétique représentent les points sources d'injections (7 sources) (d'après Park and Van (1991)). 35

2.3 Vue en perspective du modèle synthétique à 5 prismes utilisé par Ellis and Oldenburg (1994). Le modèle est constitué de 3 prismes en surface (S1, S2, S3) de résistivités 100, 200, 2000 Ohm.m respectivement et de 2 prismes enfouis (B1, B2) de résistivités 2000 et 100 Ohm.m. L'épaisseur des prismes en surface (S1, S2, S3) est de 40 m. Le prisme B1 a une épaisseur de 200m et placé à 50m de profondeur. Le prisme B2 est épais de 180m et localisé à une profondeur de 95m (d'après Ellis and Oldenburg (1994)). 36

2.4 Trois sections (1 verticale et 2 horizontales) du modèle synthétique à 5 prismes (à droite) et les sections correspondantes du modèle de résistivité obtenu par l'inversion 3D (à gauche). En haut : Sections verticales extraites du modèle de résistivité et du modèle synthétique au point x=475m. Au milieu : Sections horizontales extraites du modèle de résistivité et du modèle synthétique en z=20m. En bas : Sections horizontales en z=150m. L'échelle de couleur est en logarithme (base 10) (d'après Ellis and Oldenburg (1994)). 38

2.5 Une coupe verticale et horizontale du modèle synthétique utilisé par Zhang et al. (1995) pour tester leur code d'inversion 3D. A gauche, section verticale du modèle synthétique plus les positions des électrodes de potentiel (points noirs pleins) et la position d'une source (point noir avec un cercle) dans le forage. A droite, coupe horizontale du modèle synthétique avec la localisation des électrodes en surface (d'après Zhang et al. (1995)). 39

2.6 Résultat de l'inversion 3D obtenu des données électriques simulées à partir du modèle synthétique de la figure 2.5. Les points représentent les positions des électrodes (courant et potentiel) (d'après Zhang et al. (1995)). 40

2.7 Disposition des électrodes sur le site de Birmigham en Angleterre pour collecter les données électriques. La configuration utilisée est dite « cross-diagonal » avec une grille de 5×5. Le symbole $\times$ représente les points de mesures du potentiel électrique et le symbole + représente les points d'injection de courant électrique (d'après Loke and Barker (1996a)). . . 40

2.8 Modèle de résistivité obtenu sur le site de Birmigham (Angleterre) avec le code d'inversion 3D de Loke (1999). (a) Couches extraites du modèle de résistivité, (b) Coupes verticales dans le plan (xz) extraites du modèle géoélectrique obtenu. 41

2.9 Modèle synthétique assimilé au site de stockage de déchets. (a) Vue en perspective du modèle synthétique avec l'anomalie résistante au centre. (b) Résultat de l'inversion 3D des données simulées à partir du modèle synthétique (d'après Bentley and Gharibi (2004)) 42

2.10 Vue en perspective des profils extraits du modèle de résistivité obtenu à partir du modèle synthétique assimilé au site de stockage de déchets et des profils de résistivité obtenus à partir du même modèle synthétique en utilisant une approche 2D. (a) Les profils extraits du modèle de résistivité 3D. (b) Les mêmes profils mais interprétés en 2D (d'après Bentley and Gharibi (2004)). 43

2.11 Vue en perspective du modèle synthétique 3D considéré par Tsourlos (2004) pour comparer les deux approches (2D et 3D) (d'après Tsourlos (2004)). 44

2.12 Inversion 2D des données simulées à partir du modèle synthétique de la figure 2.11. Coupes horizontales extraites du modèle synthétique et du modèle de résistivité 2D interpolé dans différentes directions (d'après Tsourlos (2004)). 45

2.13 Inversion 2D des données simulées à partir du modèle synthétique de la figure 2.11. a) Coupe horizontale du modèle synthétique. (b) Coupe horizontale extraite du modèle de résistivité 2D en interpolant les profils dans les 2 directions. c) Coupe horizontale extraite du modèle de résistivité 3D obtenu à partir de l'ensemble des panneaux orientés dans les 2 directions. d) Coupe horizontale extraite du modèle de résistivité 3D obtenu à partir des panneaux orientés dans la direction x (d'après Tsourlos (2004)). 46

2.14 Inversion 3D des données électriques de surface pour la detection des mines souterraines en milieu urbanisé. (a) une série de couches en fonction de la profondeur. (b) Une couche à la profondeur $z = 1.2m$ (d'après Chambers et al. (2007)). 47

2.15 Inversion 3D des données électriques de forages pour la détection de mines souterraines en milieu urbanisé. (a) une série de sections horizontales en incorporant les forages et avec la projection de l'emplacement de la cavité. (b) coupes horizontales du modèle de résistivité avec les emplacements des forages (cercle blancs) et la position de la cavité (cercle noir) (d'après Chambers et al. (2007)). 48

2.16 Différentes vues du modèle synthétique considéré par Santos and Sultan (2008) pour générer des données. A droite : Couche extraite du modèle synthétique. A gauche : Coupe verticale extraite du modèle synthétique dans la direction y ($x = 750m$). En bas : Coupe verticale dans la direction x ($y = 350m$). Croix :Centres des sondages électriques (d'après Santos and Sultan (2008)). 49

2.17 Inversion 3D des données simulées à partir du modèle synthétique de la figure 2.16 pour valider le code d'interprétation 3D de Santos and Sultan (2008). (A) Résultat de l'inversion 3D des sondages orientés selon la direction x. (B) Résultat de l'inversion 3D des sondages orientés selon la direction y. (C) Modèle de résistivité 3D avec tous les sondages orientés dans les deux direction x, y (d'après Santos and Sultan (2008)). 50

3.1 Grille définie pour le programme de calcul direct 3D indiquant le dimensionnement des mailles (f, g, h) et la conductivité des cellules (σ^c). Les variables i, j, k représentent les indices des noeuds de la grille dans les 3 directions (D'après Spitzer, 1995). 56
3.2 Exemple de paramétrisation 2D (vue en plan) pour le problème direct pour deux sondages électriques différents avec les positions de leurs électrodes (en rouge). Sur chaque figure nous avons également les positions des autres sondages et leurs numéro. 58
3.3 Vue en plan de la paramétrisation du modèle pour le problème inverse. Les points noirs représentent les centres des sondages et les points rouges les positions des des électrodes. 62
3.4 Exemple de grille de calcul direct pour un sondage électrique qui n'est autre que la superposition de la grille de modélisation en violet et de la grille de paramétrisation du modèle en noir. 64
3.5 Vue en plan du premier modèle synthétique pour valider le code d'inversion 3D (Exemple 1). La première section horizontale est une carte sur laquelle nous avons la localisation des sondages (point noirs) et leurs azimuts représentés par les points rouges (positions des électrodes). Les autres sections horizontales sont des vues en plan du modèle synthétique à différentes profondeurs. 68
3.6 Réponse du modèle de résistivité obtenu avec les données simulées à partir du premier modèle synthétique. Les points noirs représentent les données et les courbes rouges sont les réponse du modèle pour chaque sondage. 69
3.7 Modèle de résistivité obtenu par l'inversion des données simulées à partir du premier modèle synthétique constitué d'une anomalie conductrice cubique dans un milieu homogène résistant. 70
3.8 (a), (b) Convergences des termes (FC, TL) qui constituent la fonctionnelle à minimiser en fonction du nombre de modèles calculés (a). (c) Convergence de FC en fonction de TL. 71
3.9 Réponse du modèle de résistivité obtenu avec les données simulées à partir du second modèle synthétique (Exemple 2). Les points noirs représentent les données et les courbes rouges sont la réponse du modèle pour chaque sondage. 72
3.10 (a), (b) Convergences de FC et TL en fonction de nombre de modèles calculés. (c) Convergence de FC en fonction de TL. 72
3.11 Résultat de l'inversion 3D des données simulées à partir du second modèle synthétique (Exemple 2). (a) Modèle synthétique. (b) Modèle de résistivité obtenu par l'inversion 3D en partant d'un modèle initial de 100 Ohm.m. 73
3.12 Réponse du modèle de résistivité obtenu avec les données simulées à partir du troisième modèle synthétique (Exemple 3). Les points noirs représentent les données et les courbes rouges sont la réponse du modèle pour chaque sondage. 74

3.13 Résultat de l'inversion des données simulées à partir du milieu contenant la structure en T (Exemple 3). (a) Modèle synthétique avec l'anomalie en forme de T. (b) Modèle de résistivité obtenu avec les données simulées en partant d'un modèle initial de 400 Ohm.m. 75
3.14 (a), (b) Convergences de FC et de TL en fonction de nombre de modèles calculés. (c) Convergence de FC en fonction de TL. 76
3.15 Résultat de l'inversion des données simulées à partir du milieu contenant la structure en T (Exemple 3). (a) Modèle synthétique avec l'anomalie en forme de T. (b) Modèle de résistivité obtenu avec les données simulées en partant cette fois-ci d'un modèle initial de 70 Ohm.m. 77
3.16 Volume d'investigation (VOI) calculé pour tous les paramètres du modèle en T (fig 3.15). 78
3.17 Réponse du modèle de résistivité obtenu avec les données simulées à partir du quatrième modèle synthétique (Exemple 4). Les points noirs représentent les données et les courbes rouges sont la réponse du modèle pour chaque sondage. 78
3.18 Résultat de l'inversion des données simulées à partir du 4^{ieme} modèle synthétique (Exemple 4). (a) Modèle synthétique. (b) Modèle de résistivité obtenu avec les données simulées à partir du 4^{ieme} modèle synthétique (erreur rms= 4.9%). 79

4.1 Carte géologique de la république de Djibouti. Cadre vert : Correspond à la carte de fracturation de la figure 4.2 (d'après Daoud, 2008). 85
4.2 Carte de fracturation des basaltes du Golfe (d'après Daoud, 2008). . . . 86
4.3 L'ensemble des sondages électriques réalisés par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) en 1987 (points rouges) et les stations MT réalisées par l'équipe de l'université de Brest (triangles bleus). 87
4.4 (a) Carte de fracturation des basaltes du Golfe avec la localisation de deux zones d'étude (d'après Daoud, 2008). (b) Les sondages électriques sélectionnés sur les zones d'étude avec leurs numéros. Points rouges : azimuts des VES de la zone 1 (ou positions des électrodes). Points bleus : azimuts des VES de la zone 2. Points noirs : Centres de chaque sondage 89
4.5 Distribution de 16 sondages électriques choisis sur la zone 1 avec leurs numéros. Points rouges : Positions des électrodes. Points bleus : Centre de chaque dispositif. Cadres bleus : Paramètres regoupés. 90
4.6 Modèle initial pour l'inversion 3D qui correspond au modèle de résistivité obtenu par l'interpolation des modèles 1D. La première section horizontale est une carte sur laquelle nous avons la localisation des sondages (point noirs) et leurs azimuts représentés par les points rouges (positions des électrodes). 91
4.7 (a), (b) Réponses du modèle de résistivité final et du modèle interpolé (modèle initial). Points noirs : Données réelles. Courbes rouges : Réponse du modèle 3D final pour chaque sondage. Courbes bleues : Réponse du modèle interpolé (modèle initial) 92

4.8 Résultat de l'inversion 3D des 16 VES en utilisant comme modèle à priori le modèle interpolé à partir des modèles 1D. La première section horizontale représente la zone d'étude avec les sondages électriques considérés. Points noirs : Centre de chaque dispositif (VES). Points rouges : Azimuts de chaque VES. 93

4.9 (a), (b) Réponse du modèle dans le cas où le modèle initial est un milieu homogène (100 Ohm.m). Points noirs : Données réelles. Courbes rouges : Réponse du modèle pour chaque sondage. 95

4.10 Résultat de l'inversion 3D des 16 VES en utilisant comme modèle à priori un modèle homogène (100 Ohm.m). La première section horizontale représente la zone d'étude avec les sondages électriques considérés. Points noirs : Centre de chaque dispositif (VES). Points rouges : Azimuts de chaque VES. 96

4.11 Le Volume d'investigation pour les deux modèles de résistivité obtenus par l'inversion 3D en partant de deux modèles initiaux différents. Cadre bleu : limite du modèle de résistivité 97

4.12 (a) Réponse du modèle final en partant d'un modèle initial de 100 Ohm.m. (b) Réponse du modèle modifié pour tester la sensibilité du modèle aux données. 103

4.13 Distribution de 11 sondages électriques choisis sur la zone 2 avec leurs numéros. Points rouges : Position des électrodes. Points bleus : Centre de chaque dispositif. Entre les cadres bleus, nous avons les paramètres regroupés. 104

4.14 Réponse du modèle dans le cas où on considère un milieu homogène de résistivité 150 ohm. Points noirs : Données. Courbes rouges : la réponse du modèle pour chaque VES. 105

4.15 Résultat de l'inversion 3D des 11 VES en utilisant un modèle à priori homogène de résistivité 150 Ohm.m. La première section horizontale représente la zone d'étude avec les sondages électriques considérés. Points noirs : Centre de chaque dispositif (VES). Points rouges : Azimut de chaque VES (ou positions des électrodes). 106

4.16 Réponse du modèle dans le cas de l'inversion avec un modèle initial homogène de résistivité 70 ohm (résistivité moyenne des données). Points noirs : Données. Courbes rouges : la réponse du modèle pour chaque VES.107

4.17 Résultat de l'inversion 3D des 11 VES en utilisant un modèle à priori homogène de résistivité 70 Ohm.m (résistivité moyenne des données). La première section horizontale représente la zone d'étude avec les sondages électriques considérés. Points noirs : Centre de chaque dispositif (VES). Points rouges : Azimuts de chaque VES (ou positions des électrodes). . 108

4.18 Le Volume d'investigation pour les deux modèles de résistivité obtenus par l'inversion 3D de 11 sondages électriques. Ici nous avons délimité par un trait noir la partie du modèle contrainte et celle non contrainte par les données. 109

4.19 Les modèles de résistivité retenus pour rechercher des structures géologiques similaires dans les deux zones. (a) Modèle de résistivité de la zone 1 en partant d'un modèle initial de 100 Ohm.m. Symbole ovale noir : Direction structurale (structure résistante). Symboles ovales rouges : Anomalies conductrices de part et d'autre de la structure résistante (b) Modèle de résistivité de la zone 2 en partant d'un modèle initial de 70 Ohm.m. 110

4.20 Carte de la zone d'étude avec les sondages électriques considérés dans les deux zones (zone 1, zone 2), 3 stations MT et un forage. Traits roses : coupes verticales (SV1, SV2) extraites des modèles de résistivité obtenus par l'inversion 3D des sondages de deux zones. Triangles verts : Stations MT. Triangle noir : Forage. 111

4.21 Section verticale extraite du modèle de résistivité obtenu par l'inversion 3D des sondages électriques de la zone 1 et un profil de résistivité 1D obtenu par l'inversion des données de la station MT 420. 112

4.22 Section verticale extraite du modèle de résistivité obtenu par l'inversion 3D des sondages électriques de la zone 2 et un profil de résistivité 1D obtenu par l'inversion des données de la station MT 412. 113

4.23 Profil vertical extrait du modèle de résistivité 3D de la zone 1 (a) et un log lithologique. 114

5.1 Carte géologique de la plaine de Djibouti et localisation du site expérimental hydrogéologique d'Atar (d'après Daoud, 2008). 118

5.2 Les logs lithologiques des forages réalisés sur le site expérimental ATAR (d'après Jalludin, en préparation). Voir localisation sur la figure 5.1 . . 119

5.3 Profils de conductivité et de température réalisés dans les différents forages présents sur le site expérimental (SEH). A droite, les profils de température et à gauche les profils de conductivité (d'après Jalludin, en préparation). 120

5.4 Protocole d'acquisition des données par la méthode de tomographie électrique 2D. Ici par exemple, un Wenner est utilisé comme dispositif de mesure (d'après Loke, 1999). 121

5.5 Le résistivimètre ABEM Lund Imaging system à 64 électrodes utilisé pour collecter les données électriques sur le site expérimental d'Atar. . 122

5.6 Carte de localisation du site expérimental hydrogéologique (cadre blanc en pointillé) et les différents panneaux électriques réalisés sur celui-ci (encart) et à son voisinage. Un long panneau électrique (P7 en trait rouge) a été réalisé à l'emplacement de l'ancien forage E24 (triangle bleu). Un sondage électrique (étoile bleu) avait été réalisé lors de la campagne CGG(1987). Encart : les profils réalisés sur le SEH, avec en rouge les panneaux longs (pas=10m) et en bleu les panneaux courts (pas=5m). Les points noirs représentent les positions des forages et des piézomètres. Cette carte de localisation du site est tirée de Google Earth. 123

5.7 Données électriques (résistivité apparente) acquises par la configuration en étoile sous forme de pseudo-sections. Echelle verticale pseudo-profonseur (a/2). Traits noirs : Localisation des forages. 124

5.8 Données électriques acquises par la configuration en grille (pas= 5m) sous forme de pseudo-sections. Echelle verticale pseudo-profonseur (a/2). Traits noirs : Localisation des forages. 125

5.9 Données électriques acquises par la configuration en grille (pas= 5m) sous forme de pseudo-sections. Echelle verticale pseudo-profonseur (a/2). Traits noirs : Localisation des forages. 126

5.10 Pseudo-section du panneau 7 centré sur le forage E24 et localisé à $\sim$ 850 m en aval vers la mer du site expérimental. 127

5.11 Modèles de résistivité résultant de l'inversion 2D (à partir des longs profils). (a) Profil P2; (b) Profil 5; (c) Profil P4; (d) Profil P6. 129

5.12 Profils de résistivité extraits des panneaux P2, P4, P5 et P6 à l'aplomb du forage AM1. 130

5.13 Pseudo-section inversée du panneau 7 localisé à $\sim$ 850 m en aval vers la mer du site expérimental. 130

5.14 (a) Le fit du sondage électrique G198 et (b) le résultat de l'inversion 1D sous forme d'un profil de résistivité vertical. Points noirs : observations. Trait plein rouge : réponse du modèle. 131

5.15 Profil de résistivité vertical extrait de la pseudo-section inversée du panneau 7 à l'aplomb du forage E24 et le résultat de l'inversion 1D du VES G198. 131

5.16 Vue 3D des résultats de l'inversion 2D obtenus à partir des panneaux longs. 132

5.17 Modèles de résistivité obtenus à partir de l'inversion 2D des données acquises avec la configuration en grille. Traits noirs : Forages ou piézomètres. 133

5.18 Modèles de résistivité obtenus à partir de l'inversion 2D des données acquises avec la configuration en grille. Traits noirs : Forages ou piézomètres. 134

5.19 Sensibilité des modèles de résistivité obtenus à partir de l'inversion 2D dans la configuration en grille. 135

5.20 Vue 3D des résultats de l'inversion 2D de l'ensemble des panneaux courts. 136

5.21 Comparaison entre les modèles 2D obtenus à partir des panneaux P9 et P2. 136

5.22 Comparaison entre les modèles 2D obtenus à partir des panneaux P4 et P12. 137

5.23 Interpolation du logarithme de la résistivité apparente des 4 panneaux longs pour la préparation d'un fichier d'entrée compréhensible par Res3dinv. a) Logarithme de la résistivité apparente de la configuration en étoile avec les positions des forages et piézomètres (points noirs), b) Construction de 40 panneaux parallèles virtuels (ici tous les profils virtuels ne sont présentés) dans la direction y, c) Nouveau jeu de données à inverser qui correspond à la zone réduite en bleu sur la figure 5.23b. 138

5.24 Les données issues des panneaux longs sous forme de couches à différentes profondeurs. 139

5.25 La réponse du modèle sous forme de couches à différentes profondeurs. 140

5.26 Résultat de l'inversion 3D obtenue à partir des panneaux avec un espacement de 10 m. En haut à gauche : carte qui montre les panneaux considérés à l'origine (avant interpolation) et les positions des forages. Le cadre bleu correspond à la surface du modèle considéré pour l'inversion 3D. 141

5.27 Sections verticales extraites du modèle de résistivité 3D suivant les directions de panneaux longs. 142

5.28 Comparaison des profils verticaux obtenus avec les deux approches (2D et 3D). a) Les profils extraits des modèles 2D et un profil extrait du modèle 3D sur un même forage (AM1). b) Profils sur le forage AM3 selon les deux approches. 143

5.29 Les données issues des panneaux courts sous forme de couches à différentes profondeurs. 144

5.30 La réponse du modèle sous forme de couches à différentes profondeurs. 145

5.31 Résultat de l'inversion 3D obtenue à partir des panneaux qui ont un espacement entre électrodes de 5 m et une carte qui montre les panneaux considérés et les positions des forages. Le cadre bleu correspond à la taille du modèle inversé. 146

5.32 Sections verticales extraites du modèle de résistivité 3D suivant les directions des panneaux P8, P9, P10 et P12. Nous avons également les forages localisés dans les directions de ces différents panneaux. 147

5.33 Comparaison des profils verticaux obtenus avec les deux approches (2D et 3D). a) Un profil extrait d'un modèle 2D (P12) et un profil extrait du modèle 3D sur un même forage (AM1). b) Profils extraits des modèles 2D (P8 et P9) et du modèle 3D sur le forage AM3. 148

5.34 Profils verticaux extraits du modèle de résistivité 3D sur les forages AM1, AM2, AM3 et AM4 avec les logs lithologiques respectifs. 149

5.35 Une carte représentant les deux modèles utilisés dans l'approche 3D selon qu'on considère les panneaux longs (cadre en bleu) ou les panneaux courts (cadre en violet). Traits rouges et bleus : Orientation de 6 sections verticales choisies pour l'interprétation en termes hydrogéologiques des modèles de résistivité 3D obtenus. Points noirs : Positions des forages. . 150

5.36 Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction du panneau P2 avec les interprétations géologiques. 151
5.37 Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction du panneau P4 avec les interprétations géologiques. 151
5.38 Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction PH1. 152
5.39 Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction PH2. 152
5.40 Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction du panneau P8 avec les interprétations géologiques. 153
5.41 Section vertcale extraite du modèle 3D selon la direction du panneau P9 avec les interprétations géologiques. 153
5.42 Une vue en plan de la distribution de l'anomalie conductrice en surface (trait bleus) pour déterminer la direction de la faille. Sur cette coupe horizontale, nous avons également les profils P2, P4, P5, P6, PH1,PH2. et les positions des forages (triangles noirs). 154
5.43 Mesure de la distribution de la résistivité en forage. 154
5.44 Exemple de mesures de résistivité apparente effectuées dans deux forages du SEH. a) Résistivités apparentes mesurées avec un pas entre électrodes de 30 cm (en bleu) et celles mesurées avec un pas de 1 m (en rouge) dans le forage AM1. b) Même chose mais effectuée dans le forage AM2. L'échelle des résistivités est log. 155
5.45 Comparaison des résistivités mesurées dans les puits (forages et piézomètres) et celles obtenues en surface (panneaux). a) Résistivités obtenues par les forages (rouges) et les panneaux (bleues et verts). Ici par exemple pour le forage AM3, nous avons considéré 2 panneaux perpendiculaires d'où 2 courbes (verte et bleue). b) Résistivités obtenues par les piézomètres (rouges) et les panneaux (bleues). Dans les deux cas, nous avons les résistivités vraies. L'échelle pour les résistivités est en log pour les puits et normal (sans log) pour les panneaux. 160
5.46 a) Porosités calculées dans les forages en fonction de la profondeur. b) Porosités calculées dans les piézomètres en fonction de la profondeur. . 161
5.47 a) Distribution de la porosité sur l'ensemble du SEH en z=33 m. b) Distribution de la porosité sur le SEH en z=41 m. Points noirs : positions des forages et piézomètres. 161

Bibliographie

Bibliographie

Abu-hassanein Z. S., Benson C. H., et Blotz L. R. Electrical resistivity of compacted clay. *Journal of geotechnical*, 122 :397–406, 1996.

Alcala F. J. et Custodio E. Using the cl/br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in spain and portugal. *Journal of Hydrology.*, 359 :189–207, 2008.

Archie G. E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Petroleum Trans. AIME*, 146 :54–62, 1942.

Arthaud F., Choukroune P., et Robineau B. Transverse tectonics during the split of a continent : Data from the afar rift. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, XXII :901–908, 1980.

Auken E. et Christiansen A. V. Layered and laterally constrained 2d inversion of resistivity data. *Geophysics*, 69 :752–761, 2004.

Barberi F., Bonatti E., Marinelli G., et Varet J. Transverse tectonics during the split of a continent : Data from the afar rift. *Tectonophysics*, 23(1-2) :17, 1974.

Barker R. D. Signal contribution sections and their use in resistivity studies. *Geophysics*, 59 :123–129, 1979.

Beiner J. Fortran routine mindef for function minimization. *Institut de Physique, Univ. of Neuchatel, Switzerland*, 65 :1–13, 1970.

Bentley L. R. et Gharibi M. Two- and three-dimensional electrical resistivity imaging at a heterogeneous remediation site. *Geophysics*, 69 :674–680, 2004.

Binley A., Cassiani G., Middleton R., et Winship P. Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. *Journal of Hydrology*, 267 :147–159, 2002.

Boerner D. E. et West G. F. Fréchet derivatives and single scattering theory. *Geophysical Journal International*, 98 :385–390, 1989.

Boonchaisuk S., Vachiratienchai C., et Siripunvaraporn W. Two-dimensional direct current (dc) resistivity inversion : Data space occam's approach. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168 :204–211, 2008.

Boulanger O. et Chouteau M. 3d modelling and sensitivity in dc resistivity using charge density. *Geophysical Prospecting*, 53 :579–617, 2005.

Chambers J. E., Kuras O., Meldrum P. I., Ogilvy R. D., et Hollands J. Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. *Geophysics*, 71 :231–239, 2006.

Chambers J. E., Ogilvy R. D., et Meldrum P. I. 3d resistivity imaging of buried oil- and tar-contaminated waste deposits. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4 :3–14, 1999.

Chambers J. E., Wilkinson P. B., Weller A. L., Meldrum P. I., Ogilvy R. D., et Caunt S. Mineshaft imaging using surface and crosshole 3d electrical resistivity tomography : A case history from the east pennine coalfield, uk. *Journal of Applied Geophysics*, 62 :324–337, 2007.

Chapellier D. Prospection électrique de surface. *Université de Lausanne - Institut Français du Pétrole*, page 99, 2000.

Chessex R., Delaloye M., Muller J., et Weidmann M. K-ar datations on volcanic rocks of the republic of djibouti. geodynamic evolution of the afro-arabian rift system intern. *Symp, Rome. 18-20 avril.*, 1975.

Christensen N. B. et Sorensen K. I. Surface and borehole electric and electromagnetic methods for hydrogeological investigations. *European Journal of Engineering and Environmental Geophysics*, 3 :75–86, 1998.

Coggon J. H. Electromagnetic and electrical modelling by the finite elemnt method. *Geophysics*, 36 :132–155, 1971.

Dabas M., Tabbagh A., et Tabbagh J. 3-d inversion in subsurface electrical surveying—i. theory. *Geophysical Journal International*, 119 :975–990., 1994.

Dahlin T. 2d resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, 14, 1996.

Dahlin T., Bernstone C., et Loke M. H. A 3-d resistivity investigation of a contaminated site at lernacken,sweden. *Geophysics*, 67 :1692–1700, 2002.

Dahlin T. et Loke M. H. Quasi-3d resistivity imaging-mapping of three dimensional structures using two dimensional dc resistivity techniques. *Procs. 3rd Meeting Environmental and Engineering Geophysics*, pages 8–11, 1997.

Dahlin T. et Zhou B. A numerical comparison of 2d resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52 :379–398, 2004.

Daoud M. Dynamique du rifting continental de 30 ma à l'actuel dans la partie sud est du triangle atar. tectonique et magmatisme du rift de tadjoura et des domaines danakil et d'ali sabieh, république de djibouti. *Thèse de l'université de Brest*, page 189, 2008.

Dey A. et Morrison H. F. Resistivity modelling for arbitrarily shaped three-dimensional strucures. *Geophysics*, 44 :753–780, 1979.

Edwards L. S. A modified pseudosection for resistivity and ip. *Geophysics*, 42 :1020–1036, 1977.

Ellis R. G. et Oldenburg D. W. The pole-pole 3-d dc-resistivity inverse problem : a conjugate-gradient approach. *Geophys.J.Int*, 119 :187–194, 1994.

Fischer G. et Quang B. V. L. Topography and minimization of the standard deviation in one–dimensional magnetotelluric modelling. *Geophys. J. Astr. Soc.*, 67 :279–292, 1981.

Flint R. C., Jackson P. D., et McCann D. M. Geophysical imaging inside masonry structures. *NDTand E International*, 32 :469–479, 1999.

Friedel S., Thielen A., et Springman S. M. Investigation of a slope endangered by rainfall-induced landslides using 3d resistivity tomography and geotechnical testing. *Journal of Applied Geophysics*, 60 :100–114, 2006.

Gasse F., Fournier M., et Richard O. Carte géologique de la république de djibouti à 1 :100 000. djibouti. notice explicative. *ISERST, Ministère français de la Coopération, Paris.*, 1983.

Gilli E., Mangan C., et Mudry J. Hydrogéologie : Objet, méthodes, applications. *Livre*, 2004.

Gokturkler G., Balkaya C., et Erhan Z. Geophysical investigation of a landslide : The altındağ landslide site, İzmir (western turkey). *Engineering Geology*, 65 :84–96, 2008.

Goldberg D.E. Real-coded genetic algorithms, virtual alphabets and blocking. *Complex Systems*, 5 :139–167, 1991.

Guichet X. Streaming potential of a sand comumn in partial saturation condition. *Journal of Geophysical Research*, 108 :NO. B3, 2141, 2003.

Gunther T. Inversion methods and resolution analysis for the 2d/3d reconstruction of resistivity structures from dc measurements. *Thèse*, page 150, 2004.

Hautot S. Mdélisation électrique et électromagnétique tri-dimensionnelle : caractérisation de la structure électrique de domaines géologiques et hydrogéologiques complexes. *Thèse*, 1999.

Hautot S., Tarits P., et Gall B. Le. Characterisation of aquifers in complex fractured basalt bedrock by high resolution electromagnetic imaging : the case study of the djibouti aquifer. *en préparation.*

Hautot S., Tarits P., Perrier F., Tarits C., et Trique M. Groundwater electromagnetic imaging in complex geological and topographical regions : A case study of a tectonic boundary in the french alps. *Geophysics*, 67 :1048– 1060, 2002.

Heigold P., Gilkeson R., Cartwright K., et Reed P. Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. *Ground Water*, 17 :338–345, 1979.

Houmed-Gaba A. Hydrogéologie des milieux volcaniques sous climat aride. caractérisation sur site expérimental et modélisation numérique de l'aquifère basaltique de djibouti (corne de l'afrique). *Thèse de l'université de Poitiers*, page 204, 2009.

Houssein-ofleh B. Etude de l'aquifère basaltique de djibouti et des aquifères adjacents : approche hydrochimique et isotopique. *Thèse de l'université de Paris XI*, page 206, 2006.

Hsissou Y., Mudry J., Mania J., Bouchaou L., et Chauve P. Utilisation du rapport br/cl pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines : exemple de la plaine du souss (maroc). *C. R. Acad. Scl. Paris, Sciences de la terre et des plaanètes / Earth & Planetary Sciences*, 328 :381–386, 1999.

Jackson A., Constable C., et Gillet N. Maximum entropy regularization of the geomagnetic core field inverse problem. *Geophys. J. Int.*, 171 :995–1004, 2007.

Jalludin M., Houmed-Gaba A., Houssein-Ofleh B., Razak M., et Khaireh S. First results from the hydrogeological experimental site in a volcanic aquifer. mawari regional project. republic of djibouti (horn of africa). premiers résultats du site expérimental hydrogéologique en roche volcanique. projet régional mawari. république de djibouti (corne de l'afrique). *en préparation*.

Kelly W. Electrical sounding of estimating aquifer hydraulic conductivity. *Ground Water*, 15 :420–224, 1977.

Kirkpatrick S., Gelatt C. D., et Vecchi M. P. Optimization by simulated annealing. *Science*, 220 :671–680, 1983.

Lesur V., Cuer M., et Straub A. 2-d and 3-d interpretation of electrical tomography measurements, part1 : The forward problem. *Geophysics*, 64 :386–395, 1999a.

Lesur V., Cuer M., et Straub A. 2-d and 3-d interpretation of electrical tomography measurements, part2 : The inversion problem. *Geophysics*, 64 :396–402, 1999b.

Li Y. et Oldenburg D. W. Inversion of 3-d dc resistivity data using approximate inverse mapping. *Geophys.J.Int*, 116 :527–537, 1994.

Li Y. et Oldenburg W. D. Approximate inverse mapping in dc resistivity problems. *Geophysical Journal International*, 109 :343–362, 1992.

Lines L. R. et Treitel S. A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, 1984.

Loke M. H. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. 1999.

Loke M. H. et Barker R. D. Improvements to the zohdy method for the inverse of resistivity sounding and psudosection data. *Computers & Geosciences*, 21 :321–332, 1994.

Loke M. H. et Barker R. D. Pratical techniques for 3d resistivity surveys and data inversion. *Geophysical prospecting*, 44 :499–523, 1996a.

Loke M. H. et Barker R. D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudo-sections using a quasi-newton method. *Geophysical prospecting*, 44 :131–152, 1996b.

Lorne B., Perrier F., et Avouac J. P. Streaming potential measurements 2. relationship between electrical and hydraulic flow patterns from rock samples during deformation. *Journal of Geophysical Research*, 104 :NO. B8, 17879–17896, 1999.

Louis I. F., Karastarhis V. C., Vafidis A. P., et Louis F. I. Resistivity modelling and imaging methods for mapping near-surface features : Application to a site characterization at the ancient temple of olympian zeus in athens. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 5 :135–144, 2002.

Mackie R. L., Bennett B. R., et Madden T. R. Long-period magnetotelluric measurements near the central california coast : A land-locked view of the conductivity structure under the pacific ocean. *Geophys. J.*, 95 :181–194, 1988.

Madden T. R. Inversion of low-frequency electromagnetic data, in oceanographic and geophysical tomography. *Elsevier Science Publ.*, pages 337–408, 1990.

Madden T. R. et Swift C. M. Magnetotelluric studies of the electrical conductivity structure of the crust and upper mantle, in the earth's crust and upper mantle. *Am. Geophys. Union*, 13 :469–479, 1969.

McGillivray P. R. et Oldenburg D. W. Methods for calculating fréchet derivatives and sensitivities for the non-linear inversion problem, a comparative study. *Geophysical Prospecting*, 38 :499–524, 1990.

Mosegaard K., , et Tarantola A. Monte carlo sampling of solutions to inverse problem. *Journal of Geophysical Research*, 100 :12431–12447, 1995.

Mufti I. R. Finite-diference resistivity modeling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysics*, 41 :62–78, 1976.

Negri S., Leucci G., et Mazzone F. High resolution 3d ert to help gpr data interpretation for researching archaeological items in a geologically complex subsurface. *Journal of applied Geophysics*, 65 :111–120, 2008.

Nimmer R. E., Osiensky J. L., Binley A., et Williams B. C. Three-dimensional effects causing artifacts in two-dimensional, cross-borehole, electrical imaging. *Journal of Hydrology*, 359 :59–70, 2008.

Nostrand R. G. Van et Cook K. L. Interpretation of resistivity data. *U.S. Geol. Survey*, 449, 1966.

Ogilvy R. D., Meldrum P. I., et Chambers J. E. Imaging of industrial waste deposits and buried quarry geometry by 3-d resistivity tomography. *Geophysics*, 3 :103–113, 1999.

Oldenborger G. A., Routh P. S., et Knoll M. D. Modelreliability for 3d electrical resistivity tomography : application of the volume investigation index to a time-lapse monitoring experiment. *Geophysics*, 72 :167–175, 2007.

Oldenburg D. W. et Li Y. *Inversion for applied geophysics.* 1990.

Oldenburg D. W. et Li Y. Estimating depth of investigation in dc resistivity and ip surveys. *Geophysics*, 64 :403–416, 1999.

Olhoeft G. R. Low-frequency electrical properties. *Geophysics*, 50 (12) :2492–2503, 1985.

Park S. K. et Van G. P. Inversion of pole-pole data for 3-d resistivity structure beneath arrays of electrodes. *Geophysics*, 56 :951–960, 1991.

Parker R. L. Geophysical inverse theory. *Princeton Univ Press*, 1994.

Pellerin L. Application of electrical and electromagnetic methods for environmental and geotechnical investigations. *Surveys in Geophysics*, 23 :101–132, 2001.

Pessel M. Tomographie electrique : Développement méthodologiques et applications. *Thèse de l'université de Rennes*, page 129, 2001.

Revil A., Schwaeger H., Cathles I. L. M., et Manhardt P. D. Streaming potential in porous media 2. theory and application to geothermal systeme. *Geophys. Res.*, 104 : 20033–20048, 1999.

Roy A. et Apparao A. Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, 36 :943–959, 1971.

Santos F. A. M et Sultan S. A. On the 3-d inversion of vertical electrical soundings : Application to the south ismailia area—cairo desert road, cairo, egypt. *Journal of Applied Geophysics*, 65 :97–110, 2008.

Sasaki Y. 3d resistivity inversion using the finite element method. *Geophysics*, 59 : 1839–1848, 1994.

Schwarzbach C., Borner R., et Spitzer K. Two-dimensional inversion of direct current resistivity data using a parallel, multi-objective genetic algorithm. *Geophys. J. Int.*, 162 :685–695, 2005.

Slater L., Binley A., Versteeg R., Cassiani G., Birken R., et Sandberg S. A 3d ert study of solute transport in a large experimental tank. *Journal of Applied Geophysics*, 49 : 211–229, 2002.

Sorensen K. I. Pulled array continuous electrical profilings. *first break*, 14 :85–90, 1996.

Spitzer K. 3-d finite-difference algorithm for dc resistivity modelling using conjugate gradient methods. *Geophys.J.Int*, 123 :903–914, 1995.

Spitzer K. The three-dimensional dc sensitivity for surface and subsurface sources. *Geophys.J.Int*, 134 :736–746, 1998.

Spitzer K. et Kumpel H. H. 3d fd resistivity modeling and sensitivity analyses applied to a highly resistive phonolitic body. *Geophysical prospecting*, 45 :963–982, 1997.

Swift C. M. Theoretical magnetotelluric and turam response from two-dimensional inhomogeneities. *Geophysics*, 36 :38–52, 1971.

Tabbagh A. The response of a three-dimensional magnetic and conductive body in shallow depth electromagnetic prospecting. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 81 :215–230., 1985.

Tabbagh A. Méthodes électriques et électromagnétiques appliquées á 1 'archéologie et á 1 'étude de l'environnement. *Física de la Tierra*, 7 :161–192, 1995.

Tabbagh J., Samouëlian A., Tabbagh A., et Cousin I. Numerical modelling of direct current electrical resistivity for the characterisation of cracks in soils. *Journal of Applied Geophysics*, 62 :313–323, 2007.

Tarits P., Jouanne V., Menvielle M., et Roussignol M. Bayesian statistics of non-linear inverse problem : exemple of the magnetotelluric 1-d inversion problem. *Geophys. J. Int*, 119 :353–368, 1994.

Taylor R. W. Continuous electrical resistivity surveys along the lake michigan and green bay coastlines of wisconsin. *Proceedings of the SaGEEP'92*, pages 674–680, 1992.

Telford W. M., Geldart L. P., et Sheriff R. E. Applied geophysics. *Cambridge University Press*, 1990.

Tezkan B., Georgescu P., et Fauzi U. A radiomagnetotelluric survey on an oil-contaminated area near the brazi refinery, romania. *Geophysical Prospecting*, 53 : 311–323, 2005.

Thomsen R., Sondergaard V. H., et Sorensen K. I. Hydrogeological mapping as a basis for establishing site-specific groundwater protection zones in denmark. *Hydrogeology Journal*, 12 :550–562, 2004.

Tikhonov A. V. et Arsenin V. Y. Solutions of ill problems. *V. H. Winston and Son, Washington*, 1977.

Tsourlos P. I. Inversion of electrical resistivity tomography data deriving from 3d structures. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XXXVI, 2004.

Van G. P, Park S. K., et Hamilton P. Monitoring leaks from storage ponds using resistivity methods. *Geophysics*, 56 :1267–1270, 1991.

Vos M. D. Generalizing the notion of schema in genetic algorithms. *Artificial Intelligence*, 50 :385–396, 1991.

Ward S. H. Geotechnical and environmental geophysics, chapter resistivity and induced polarization methods. *Soc. Expl. Geophys.*, 5 :147–189, 1990.

Wisen R., Auken E., et Dahlin T. Combination of 1d laterally constrained inversion and 2d smooth inversion of resistivity data with a priori data from boreholes. *Near Surface Geophysics*, pages 71–79., 2005.

Xu B. et Noel M. On the completeness of data sets with multielectrode systems for electrical resistivity survey. *Geophysical Prospecting*, pages 791–801, 1993.

Yeh T. C. J., Liu S., Glass R. J., Baker K., Brainard J. R., Alumbaugh D., et LaBrecque D. A geostatistically based inverse model for electrical resistivity surveys and its applications to vadose zone hydrology. *Water Resources Research*, 38 :1278, 2002.

Zhang J., Mackie R. L., et Madden T. R. 3-d resistivity forward modeling and inversion using conjugate gradients. *Geophysics*, 60 :1313–1325, 1995.