PolyPublie
Polytechnique Montréal

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL
UNIVERSITÉ D'INGÉNIERIE

Titre: Title:	Cartographie de l'élévation de l'interface eau douce - eau salée aux Îles-de-la-Madeleine par la méthode électromagnétique transitoire (TEM)
Auteur: Author:	Abdelhamid Madani
Date:	2012
Type:	Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis
Référence: Citation:	Madani, A. (2012). Cartographie de l'élévation de l'interface eau douce - eau salée aux Îles-de-la-Madeleine par la méthode électromagnétique transitoire (TEM) [Master's thesis, École Polytechnique de Montréal]. PolyPublie. https://publications.polymtl.ca/895/

Document en libre accès dans PolyPublie
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: PolyPublie URL:	https://publications.polymtl.ca/895/
Directeurs de recherche: Advisors:	Michel C. Chouteau
Programme: Program:	Génie minéral

Ce fichier a été téléchargé à partir de PolyPublie, le dépôt institutionnel de Polytechnique Montréal
This file has been downloaded from PolyPublie, the institutional repository of Polytechnique Montréal

https://publications.polymtl.ca

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

CARTOGRAPHIE DE L'ÉLÉVATION DE L'INTERFACE EAU DOUCE-EAU SALÉE AUX ÎLES-DE-LA-MADELEINE PAR LA MÉTHODE ÉLECTROMAGNÉTIQUE TRANSITOIRE (TEM)

ABDELHAMID MADANI

DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION

DU DIPLÔME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES

(GÉNIE MINÉRAL)

JUIN 2012

© Abdelhamid Madani, 2012.

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé:

CARTOGRAPHIE DE L'ÉLÉVATION DE L'INTERFACE EAU DOUCE-EAU SALÉE AUX ÎLES-DE-LA-MADELEINE PAR LA MÉTHODE ÉLECTROMAGNÉTIQUE TRANSITOIRE (TEM)

Présenté par : MADANI Abdelhamid

en vue de l'obtention du diplôme de : Maîtrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

M. MARCOTTE Denis, Ph.D, président

M. CHOUTEAU Michel, Ph.D, membre et directeur de recherche

M. GLOAGUEN Erwan, Ph.D, membre

DÉDICACE

À la mémoire de ma mère

À mon cher père

À mon adorable épouse Aïcha

À mes adorables enfants

Abdelmadjid, Ayman et Manel-Leïla

"L'efficacité d'une idée a son histoire qui commence avec son moment d'Archimède, quand sa poussée originelle bouleverse le monde, ou que l'on croit trouver en elle le point d'appui nécessaire pour soulever le monde. "

Malek Bennabi

REMERCIEMENTS

La rédaction du mémoire de fin d'étude pour l'obtention d'une maîtrise recherche marque la fin d'une étape du cursus universitaire. Tout au long de cette période, j'ai eu l'immense plaisir de travailler avec des gens formidables qui n'ont épargné aucun effort pour m'offrir toute l'aide nécessaire pour la réalisation de ce travail. Sans l'aide de mon professeur Michel Chouteau ce travail n'aurait pu voir le jour. Je tiens donc à lui exprimer toute ma gratitude de m'avoir accepté pour réaliser ce mémoire et de m'avoir guidé par ses critiques et suggestions pour enrichir ce travail. Sa patience, ses qualités humaines et ses connaissances scientifiques ont grandement contribués à réaliser ce mémoire. Le Dr. Abderrezak Bouchedda, stagiaire postdoctoral, s'est montré très patient à mon égard, sa compétence, ses encouragements et ses nombreux conseils m'ont aidé à surmonter les défis liés à ce travail. Mes remerciements s'adressent également au professeur Denis Marcotte pour avoir accepté de présider la soutenance de ce mémoire ainsi que le professeur Erwan Gloaguen de l'INRS pour avoir accepté d'être membre du jury. J'adresse aussi mes remerciements au Ministère du développement durable de l'environnement et des parcs du Québec pour leur financement de ce projet. Mes remerciements s'adressent également à mon collègue et ami Zakaria Boudour dont le soutien moral m'a été d'une grande utilité. Il ne faut pas oublier Benoît Boudreau et Annick Petitpas, tous deux employés à la municipalité des Îles-de-la-Madeleine qui nous ont grandement facilité le travail aux Îles. Mes vifs remerciements à Manon Leduc du Laboratoire de Géochimie Analytique ainsi qu'à Noura El-Harrak, technicienne du département des génies civil, géologique et des mines. Je tiens également à remercier mon épouse Aïcha qui a supporté mes sautes d'humeur et m'a soutenu sans relâche.

Je remercie également toux ceux qui ont contribués de près ou de loin à réaliser ce mémoire.

RÉSUMÉ

Ce projet de recherche est dédié à la cartographie de l'élévation de l'interface eau douce-eau salée sur l'archipel des Îles-de-la-Madeleine par la méthode électromagnétique transitoire (TEM) dans le but d'établir un suivi temporel de la qualité des nappes d'eaux souterraines. Soixante treize sondages TEM ont été réalisés entre mai 2010 et juin 2011 sur les zones des puits à Fatima, Étang-du-Nord, Havre-Aux-Maisons, Grande-Entrée et Grosse-Île. Les sondages TEM ont été effectués avec de boucles de 50 m x 50 m et 60 m x 40 m x 2 tours à l'exception de quelques sondages de 100 m x 100 m. Afin de contrôler la qualité de l'eau et d'aider à contraindre l'interprétation des sondages TEM, des diagraphies de conductivité électromagnétique ont été réalisés dans quatre anciens puits d'exploration et quinze puits forés en 2009. L'interprétation des résultats nous montre que la nappe salée est associée à un niveau de résistivité faible entre 2 et 4 Ω.m et son élévation varie de -40 m/nmm à Grande-Entrée et plus de -250 m/nmm à Havre-Aubert. Dans les secteurs Étang-du-Nord Est, Fatima Est et Grande-Entrée, la nappe salée est à faible profondeur près des côtes et s'enfonce vers l'intérieur comme prévu par la relation de Ghyben-Herzberg. Ces trois zones ont été identifiées pour réaliser le suivi temporel des nappes en raison du risque associé à la proximité de puits en exploitation et de la faible élévation de la nappe saline. Les secteurs de Fatima Centre proche des sondages FAT03 et FAT07 et de Havre-Aux-Maisons ont montré des résultats non conforme au modèle hydrogéologique et des travaux supplémentaires sont recommandés pour vérifier l'origine des zones conductrices mises en évidence. En revanche, les résultats de l'interprétation des secteurs de Havre-Aubert et de Grosse-Île ne montrent pas de risque de contamination en raison de la profondeur de la nappe saline. Une modélisation de la zone de mélange entre l'aquifère d'eau douce et la nappe salée a démontré qu'il était difficile de résoudre celle-ci pour des épaisseurs inférieures à 10 m et 30 m pour des profondeurs de 40 et 130 m respectivement. Si la résistivité de la zone de mélange est connue, la résolution est améliorée (5 et 10 m respectivement).

Les sondages TEM montrent tous aux temps longs des réponses négatives associées à des effets de polarisation provoquée. Les résultats de l'inversion des sondages TEM affectés par cet effet ont montré que la dispersion proviendrait vraisemblablement des couches superficielles.

Des chargeabilités variant de 0.8 à 0.9 ont été obtenues sur les sondages TEM traités. L'origine de cette chargeabilité est pour le moment inconnue mais elle pourrait être liée à la présence de

matériaux fins (argile). Cet effet PP n'a pas empêché de déterminer la nappe saline sur une profondeur maximale de 250 m.

Les essais sur carottes en laboratoire n'ont malheureusement pas réussi à déterminer la relation entre la résistivité de l'eau et la résistivité des grès rouges saturés. L'immersion des carottes dans de l'eau déionisée n'a pas réussi à éliminer le sel présent dans celles-ci.

Pour le suivi temporel des nappes, nous recommandons de réaliser des forages traversant l'interface eau douce-eau salée sur les secteurs sélectionnés, de faire des levés de diagraphies de conductivité EM pour bien caractériser le niveau de cette interface, d'installer des sondes multiparamétriques(conductivité, température, pression) dans les puits de suivi implantés sur plusieurs niveaux et de localiser des sites de sondages TEM à proximité qui serviront au suivi de la nappe.

ABSTRACT

This research project is dedicated to mapping the elevation of the freshwater-saltwater interface in Magdalen Islands using the transient electromagnetic method (TEM) in order to monitor time-varying quality of groundwater tables. Seventy-three TEM soundings were conducted between May 2010 and June 2011 close to Well regions in Fatima, Étang-du-Nord, Havre-Aux-Maisons, Grande-Entrée and Grosse-Île. TEM soundings were carried out with loops of 50 m x 50 m and 60 m x 40 m x 2 turns except some surveys of 100 m x 100 m. To control water quality and help constrain the interpretation of TEM soundings, conductivity logs were made in four previous exploration wells and fifteen wells drilled in 2009. Results show that saline water is associated with a low resistivity level between 2 and 4 Ω.m and its elevation ranges from -40 m at Grand-Entrée and more than -250 m at Havre-Aubert. In Étang-du-Nord east, Fatima east and Grande-Entrée, saline water is shallow near shore and plunges inward as expected by the Ghyben Herzberg relation. These three areas have been identified to achieve the time-lapse monitoring of groundwater because of the risk associated with the proximity of wells in operation and the low elevation of saline water. Fatima center area close to FAT03 and FAT07 soundings and Havre-Aux-Maisons showed inconsistent results with the hydrogeological model, further work is recommended to verify the origin of the conductive areas highlighted. However, the results of the interpretation of areas at Havre-Aubert and Grosse-Île did not show a risk of contamination due to the depth of saline water. Modeling of the transition zone between the freshwater aquifer and the saline groundwater has demonstrated that it was difficult to solve it for thicknesses below 10 m and 30 m to depths of 40 and 130 m respectively. If the resistivity of the transition zone is known, the resolution is improved (5 and 10 m respectively).

TEM soundings showed negative responses at late time associated with induced polarization (IP) effects. The inversion results of TEM soundings affected by this effect have shown that this dispersion most likely originates from near-surface layers. Chargeabilities ranging from 0.8 to 0.9 were obtained on the TEM soundings processed. The origin of this chargeability is currently unknown but could be related to the presence of fine material (clay). IP effect has not prevented determination of the saline water to a maximum depth of 250 m.

The laboratory tests on core samples were unfortunately not able to determine the relationship between resistivity and water resistivity of saturated red sandstone. Immersion of cores in deionized water failed to eliminate the salt present in it.

For time-varying monitoring of groundwater, we recommend performing drilling through the interface between freshwater and saltwater on selected areas, to conduct conductivity logs to fully characterize the level of this interface, to install multiparameter probes (conductivity, temperature, pressure) in monitoring wells located at different levels and to locate sites of TEM soundings in the vicinity that will be used to monitor the groundwater.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE……III

REMERCIEMENTS…….....IV

RÉSUMÉ……V

ABSTRACT……..VII

TABLE DES MATIÈRES .... ……IX

LISTE DES TABLEAUX……...XIII

LISTE DES FIGURES ……XV

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS . ……XIX

LISTE DES ANNEXES……..XXI

INTRODUCTION……1

CHAPITRE 1 MÉTHODOLOGIE……..4

1.1 Choix du problème étudié……...4

1.2 Revue de la littérature…….....4

1.3 Question de recherche……....6

1.4 Objectif général…….....6

1.5 Objectifs spécifiques…….....6

1.6. Méthodologie……7

1.6.1 Localisation de la région d'étude.....7

1.6.2 Description géologiques des Îles-de-la-Madeleine……7

1.7 Positionnement des sondages TEM……...9

1.8 Rappel du principe de l'inversion et de la modélisation……...13

1.8.1 Modélisation……..13

1.8.2 Inversion……13

1.9 Programme de modélisation et inversion….....15

1.9.1 EMMA……...15

1.9.2 SITEM-SEMDI…….16

CHAPITRE 2 ÉTUDES GÉOPHYSIQUES ET HYDROGÉOLOGIQUES AUX ÎLES-DE-LA-MADELEINE…….18

2.1 Modélisation des intrusions salines…….....18

2.2 Impacts des changements climatiques sur les eaux souterraines……..19

2.3 Études géophysiques aux Îles-de-la-Madeleine……...20

2.4 Principe de la tomographie électrique……..……20

2.5 Études réalisées par Madelin'Eau….....21

2.5.1 Tomographie électrique…….21

2.5.2 Interprétation des données ERT à Étang-du-Nord……21

2.5.3 Interprétation des données ERT à Fatima……..21

2.6 Études réalisées par le LAGA….....22

2.6.1 Tomographie électrique…….22

2.6.2 Interprétation des données ERT à Fatima……..26

2.6.3 Interprétation des données ERT à Étang-du-Nord……26

2.7 Sondages de diagraphies EM39…….....29

2.7.1 Principe de diagraphie de conductivité EM……...29

2.7.2 Interprétation du puits Vigneau…….31

2.7.3 Interprétation du puits Hav002……..33

2.7.4 Interprétation du puits Fatima 13007031……...34

2.7.5 Interprétation du puits Cap-Aux-Meules 13007086……..35

2.7.6 Interprétation du puits EDN-09-01A…….37

2.8 Mesures sur carottes de forage…… ……38

CHAPITRE 3 MÉTHODE ÉLECTROMAGNÉTIQUE TRANSITOIRE…….....41

3 Méthode électromagnétique transitoire……...41

3.1 Principe de la méthode transitoire……....41

3.2 Équipements utilisés…….45

3.2.1 Émetteur…….45

3.2.2 Récepteur……...46

3.3 Source de bruits……48

3.3.1 Bruits de l'équipement……...48

3.3.2 Bruits géologiques…….48

3.3.3 Interférences électromagnétiques……..48

CHAPITRE 4 INTERPRÉTATION DES SONDAGES TEM…….....50

4.1 Sondages TEM réalisés …….....50

4.2 Élévation de l'interface eau douce-eau salée par la relation Ghyben-Herzberg……...51

4.3 Résolution des paramètres du modèle unidimensionnel interprété……..53

4.4 Sensibilité de l'interprétation au nombre de couches choisi…….54

4.5 Reproductibilité des mesures et des interprétations…….57

4.6 Résolution de la zone de mélange……58

4.7 Interprétation des sondages TEM par Île……..60

4.7.1 Secteur de l'Étang-du-Nord……...61

4.7.2 Secteur de Fatima…….....63

4.7.3 Secteur de Havre-Aux-Maisons…….65

4.7.4 Secteur de Havre-Aubert…….....66

4.7.5 Secteur de Grande-Entrée…….....68

4.7.6 Secteur de Grosse-Île…….....69

CHAPITRE 5 MODÉLISATION ET INVERSION TEM AVEC EFFET PP……..71

5.1 Programme de modélisation et inversion ……71

5.2 Polarisation provoquée…….....71

5.3 Modélisation et inversion de l'effet PP avec le programme JOINTEM……...74

5.4 Modélisation des sondages TEM avec effet PP……74

5.5 Inversion des sondages TEM avec effet PP aux Îles-de-la-Madeleine……80

5.5.1 Inversion des sondages TEM avec effet PP à Fatima……80

5.5.2 Inversion des sondages TEM avec effet PP à Étang-du-Nord……...85

5.5.3 Inversion des sondages TEM avec effet PP à Grande-Entrée……...90

5.5.4 Inversion des sondages TEM avec effet PP à Havre-Aux-Maisons……..94

5.6 Discusssion……100

CHAPITRE 6 DISCUSSION GÉNÉRALE, CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

……..101

6.1 Discussion……..101

6.2 Conclusion……102

6.3 Recommandations……103

BIBLIOGRAPHIE……105

ANNEXES……109

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1: Positionnement des sondages TEM……9

Tableau 2.1: Salinité, qualité et conductivité de l'eau……...36

Tableau 2.2: Comparaison de la résistivité de l'eau interstitielle de la carotte 950' et la resistivité de l'eau déionisée……...39

Tableau 4.1: Paramètres du modèle de résistivité 4 couches incluant la zone de mélange à Étang-du-Nord……...59

Tableau 4.2: Paramètres du modèle de résistivité 4 couches incluant la zone de mélange à Grande-Entrée…….59

Tableau 4.3: Élévation de l'interface eau douce-eau salée interprétée à partir des niveaux statiques et de la relation de Ghyben-Herzberg à Étang-du-Nord……..61

Tableau 4.4: Élévation de l'interface eau douce-eau salée interprétée à partir des niveaux statiques et de la relation de Ghyben-Herzberg à Fatima……...63

Tableau 4.5: Élévation de l'interface eau douce-eau salée interprétée à partir des niveaux statiques et de la relation de Ghyben-Herzberg à Havre-Aux-Maisons…….66

Tableau 4.6: Élévation de l'interface eau douce-eau salée interprétée à partir des niveaux statiques et de la relation de Ghyben-Herzberg à Havre-Aubert……...68

Tableau 4.7: Élévation de l'interface eau douce-eau salée interprétée à partir des niveaux statiques et de la relation de Ghyben-Herzberg à Grande-Entrée…….69

Tableau 5.1: Paramètres du modèle synthétique A avec effet PP sur la 1ère couche…..……75

Tableau 5.2: Résultats de l'inversion du modèle synthétique A avec effet PP sur la 1ère couche…….77

Tableau 5.3: Résultats de l'inversion du modèle synthétique A avec effet PP sur la 1ère et 2ème couche……..79

Tableau 5.4: Paramètres du modele initial du sondage FAT08…….81

Tableau 5.5: Comparaison des paramètres obtenus après inversion du sondage FAT08 avec effet PP sur les deux premières couches et la première couche uniquement……..84

Tableau 5.6: Paramètres du modele initial du sondage ETAN05…….86

Tableau 5.7: Comparaison des paramètres obtenus après inversion du sondage ETAN05 avec effet PP sur les deux premières couches et la première couche uniquement……..89

Tableau 5.8: Paramètres du modele initial du sondage GE03……...91

Tableau 5.9: Comparaison des paramètres obtenus après inversion du sondage GE03 avec effet PP sur les deux premières couches et la première couche uniquement……..94

Tableau 5.10: Paramètres du modele initial du sondage HAM04…….96

Tableau 5.11: Comparaison des paramètres obtenus après inversion du sondage HAM04 avec effet PP sur les deux premières couches et la première couche uniquement……..99

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Localisation de la régiond'étude……7

Figure 1.2: Géologie des Îles-de-la-Madeleine ……8

Figure 1.3 : Position des sondages TEM à Étang-du-Nord (en jaune), en vert les anciens puits municipaux et en rouge les puits récents de 2009..……10

Figure 1.4 : Position des sondages TEM à Fatima (en jaune), en vert les anciens puits municipaux et en rouge les puits récents de 2009……..10

Figure 1.5 : Position des sondages TEM à Havre-Aux-Maisons (en jaune), en vert les anciens puits municipaux et en rouge les puits récents de 2009……11

Figure 1.6 : Position des sondages TEM à Havre-Aubert (en jaune), en vert les anciens puits municipaux et en rouge les puits récents de 2009……..……11

Figure 1.7 : Position des sondages TEM à Grande-Entrée (en jaune), en rouge les puits municipaux en attente de certification……..…….....12

Figure 1.8 : Position des sondages TEM à Grosse-Île (en bleu)……...12

Figure 2.1 : Modélisation des intrusions salines à Étang-du-Nord (Madelin'Eau, 2004)…….....19

Figure 2.2 : Localisation des profils ERT à Fatima réalisés par Madelin'Eau en 2003 (Madelin'Eau, 2004)……...23

Figure 2.3 : Localisation des profils ERT à Étang-du-Nord réalisés par Madelin'Eau en 2003 (Madelin'Eau, 2004)……...24

Figure 2.4: Localisation des profils ERT en rouge et en orange à Fatima réalisé par le LAGA…….....25

Figure 2.5: Localisation des profils ERT en vert à Étang-du-Nord réalisé par le LAGA ……..……...25

Figure 2.6: Modèles de résistivité obtenus par inversion des données ERT de Madelin'Eau à Étang-du-Nord(Madelin'Eau, 2004)…….....27

Figure 2.7 : Modèles de résistivité obtenus par inversion des données ERT de Madelin'Eau à Fatima (Madelin'Eau, 2004)…….....28

Figure 2.8: Modèles de résistivité obtenus par inversion des données ERT du LAGA à Fatima (Chouteau et Intissar 2010)…….....28

Figure 2.9 : Modèles de résistivité obtenus par inversion des données ERT du LAGA à Étang-du-Nord(Chouteau et Intissar 2010)…….....29

Figure 2.10 : Principe de la diagraphie de conductivité EM selonMcNeill……...30

Figure 2.11: Diagraphies EM39 à la descente et à la montée du puits EDN-09-01A……...31

Figure 2.12: Diagraphies de conductivité EM et gamma naturel sur le puits Vigneau (Havre-Aubert)…….....32

Figure 2.13: Diagraphies de conductivité EM et gamma naturel sur le puits Hav002 (Havre-Aubert)…….....34

Figure 2.14: Diagraphies de conductivité EM et gamma naturel sur le puits 13007031 (Fatima)…….....35

Figure 2.15: Diagraphies de conductivité EM et gamma naturel sur le puits 13007086 (Cap-Aux-Meules) ……..37

Figure 2.16: Levé EM39 du puits EDN-09-01A……...38

Figure 3.1: Configuration d'un système TEM. avecune boucle centrale. ……...43

Figure 3.2: Principe de la TEM. a) Montre le courant dans la boucle émettrice. b) Forme de l'onde de courant injecté avec la force électromotrice induite dans le sous-sol. c) Échantillonnage du signal mesuré 44

Figure 3.3 : Émetteur TEM 47 de Geonics Ltd…….46

Figure 3.4 : Émetteur TEM 57 de Geonics Ltd…….46

Figure 3.5 : Récepteur PROTEM de Geonics Ltd……....48

Figure 4.1: Relation de Ghyben-Herzberg pour l'élévation sous le niveau moyen des mers de l'interface eau douce-eau salée……...52

Figure 4.2: Résultat de l'inversion du sondage ETAN06……..54

Figure 4.3a: Résistivités apparentes observées et interprétation sous forme de modèle à 2, 3,4 et 5 couches du sondage GE04……..56

Figure 4.3b: Résistivités apparentes observées et interprétation sous forme de modèle à 2, 3,4 et 5 couches du sondage ETAN17…….57

Figure 4.4: Reproductibitlié du sondage ETAN02……58

Figure 4.5: Carte de l'élévation de la nappe à Étang-du-Nord……..62

Figure 4.6: Interprétation du sondage TEM ETAN17……..……62

Figure 4.7: Carte de l'élévation de la nappe à Fatima…….……..64

Figure 4.8: Interprétation du sondage FAT03 près du puits P8……64

Figure 4.9: Carte de l'élévation de la nappe à Havre-Aux-Maisons…….65

Figure 4.10: Carte de l'élévation de la nappe à Havre-Aubert..……67

Figure 4.11: Composantes X, Y et Z du champ magnétique secondaire du sondage HA10…….68

Figure 4.12: Carte de l'élévation de la nappe à Grande-Entrée...……..69

Figure 4.13: Carte de l'élévation de la nappe à Grosse-Île…..……..70

Figure 5.1: Mouvement ionique dans une roche polarisable sous l'effet d'une induction du type TEM (Flis et al, 1989)…..……..72

Figure 5.2: Inversion du modèle synthétique A en appliquant l'effet PP sur la 1ère couche…....76

Figure 5.3: Inversion du modèle synthétique A en appliquant l'effet PP sur la 1ère et 2ème couche……...……..78

Figure 5.4 :Interprétation 1D du sondage FAT08 sans effet PP.....80

Figure 5.5 :Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère et 2ème couche du sondage FAT08.....82

Figure 5.6 :Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère couche du sondage FAT08.....83

Figure 5.7 :Interprétation 1D du sondage ETAN05 sans effet PP.....85

Figure 5.8 :Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère et la 2ème couche du sondage ETAN05....87

Figure 5.9 :Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère couche du sondage ETAN05.....88

Figure 5.10 :Interprétation 1D du sondage GE03 sans effet PP.....90

Figure 5.11 :Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère et 2ème couche du sondage GE03.....92

Figure 5.12 :Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère couche du sondage GE03.....93

Figure 5.13 :Interprétation 1D du sondage HAM04 sans effet PP.....95

Figure 5.14 :Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère et 2ème couche du sondage HAM04.....97

Figure 5.15 :Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère couche du sondage HAM04.....98

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

∇	Opérateur différentiel
E	Intensité du champ électrique
H	Intensité du champ magnétique
B	Induction magnétique
D	Courant de déplacement
J	Densité du courant électrique
σ	Conductivité électrique (Siemens/m)
μ	Perméabilité magnétique(H/m)
$\boldsymbol{M_r}$	Moment de la bobine réceptrice($A.m^2$)
R	Rayon de la boucle émettrice
I	Courant Transmis(A)
T	Temps après coupure(s)
V	Voltage induit dans la bobine réceptrice
X	Composante horizontale du champ secondaire
Y	Composante transversale du champ secondaire
Z	Composante verticale du champ secondaire
$\boldsymbol{\rho_{app}}$	Résistivité apparente (Ω.m)
$\boldsymbol{\rho_f}$	Densité du fluide ρ
$\boldsymbol{\rho_s}$	Densité de l'eau salée
$\boldsymbol{H}$	Hauteur de l'aquifère d'eau douce
h	Niveau piézométrique de l'eau douce
∂b/∂t	Variation temporelle du champ magnétique secondaire

EMMA	ElectroMagnetic Modeling and Analysis
SITEM	Single site TEM data processing
SEMDI	Single site ElectroMagnetic Data Inversion
TEM	TransientElectroMagnetism
A	Côté de la boucle d'émission (m)
Sa	Surface de la boucle de réception (m^2)
I	Courant injecté (A)
V	Voltage induit dans la boucle de réception (V)
T	Temps après coupure
JOINTEM	Joint TEM
PP	Polarisation provoquée
g(m)	Modèle non linéaire direct
d	Données
d^o_i	Données observées
m_0	Modèle de référence
Δm	Différence entre m et m_0
d^c_i	Données calculées
Δc_i	Erreur entre les données calculées et observées
Gij	Matrice Jacobienne
Z	Impédance (modèle Cole-Cole)
R_0	Résistance indépendante de la fréquence(modèle Cole-Cole)
m	Chargeabilité (modèle Cole-Cole)
τ	Temps de relaxation (modèle Cole-Cole)
c	Exposant effet de fréquence (modèle Cole-Cole)
i	Nombre imaginaire
Φ	Fonction objective
ω	Fréquence angulaire(Hz)

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1- Diagraphies EM39 de conductivité et gamma naturel des puits récents (2009).....109

ANNEXE 2- Sondages TEM interprété ……..122

ANNEXE 3- Détermination de la zone de mélange par modélisation des sondages TEM……..134

ANNEXE 4- Modélisation des sondages TEM avec effet PP……..167

INTRODUCTION

Sur l'archipel des Îles-de-la-Madeleine situé en plein cœur du Golfe du St-Laurent, l'eau souterraine représente l'unique source d'approvisionnement en eau potable deses habitants. (http://www.muniles.ca/services_travaux_eau_potable.html). Selon Sylvestre (1979), la formation géologique du membre de l'Étang-des-Caps, composée de grès éoliens rouges à laminations obliques géantes est considérée comme l'unité géologique la plus perméable et donc le meilleur aquifère renfermant l'eau souterraine. L'eau de cette formation est d'excellente qualité. Environ le tiers de la surface totale de l'archipel est composée de cette formation qui est recouverte par un mélange de dépôts de sable et d'argile (Madelin'Eau, 2004). Compte tenu de la forte perméabilité de l'aquifère, des risques d'infiltration et de remontée d'eau saline qui menacent en permanence l'eau douce de cet aquifère. Les changements climatiques modifient considérablement les précipitations, source de recharge des aquifères des Îles qui risquent de détériorer la qualité de l'eau diminuant ainsi la quantité d'eau douce disponible. Aussi l'utilisation croissante de l'eau potable pour des besoins résidentiels et industriels contribue à l'infiltration de la nappe saline dans les aquifères d'eau douce. Afin de palier à ce problème, le MDDEP a conclu une entente de recherche avec le LAGA de l'École Polytechnique de Montréal pour la réalisation des travaux géophysiques dans le but de déterminer la présence des nappes salines, de les cartographier et de faire un suivi temporel de ces dernières. Soixante treize sondages TEM ont été effectués sur l'île Centrale, Havre-Aux-Maisons, Havre-Aubert, Grande-Entrée et Grosse-Île ainsi que dix neuf sondages de diagraphies de conductivité EM et gamma naturel. Le projet a été divisé en trois phases : la phase I réalisée de mai 2009 à juin 2010 a permis de démontrer l'applicabilité des méthodes d'imagerie de résistivité électrique et électromagnétique dans le domaine temps à des fins de caractérisation de l'aquifère et de suivi de l'interface eau douce-eau-salée (Chouteau et Intissar 2010). La phase II a pour but de déterminer les profils de référence de l'interface eau douce-eau salée de toutes les îles et de proposer une méthodologie pour le suivi temporel de l'évolution de cette interface. Et enfin la phase III pour la mise en place des stations permanentes de suivi des eaux souterraines.

Des études géophysiques précédentes aux Îles-de-la-Madeleine ont révélé la présence d'une formation de faible résistivité caractéristiques d'une nappe d'eau salée (Madelin'Eau, 2004) par la méthode de tomographie de résistivité électrique (ERT) et qui indique une possible intrusion

d'eau salée dans l'aquifère gréseux. La compagnie Geoterrex a effectué des levés géophysiques aux Îles en 1971 et 1976. Ces travaux ont permis de positionner le contact eau douce-eau salée sur un certain nombre de profils et de déterminer le plancher de la nappe d'eau douce à proximité des puits de pompage (Madelin'Eau, 2004). Madelin'Eau a modélisé le contexte hydrogéologique des Îles-de-la-Madeleine avec le logiciel de modélisation SUTRA. Cette modélisation a permis de simuler le fonctionnement hydrogéologique des aquifères des Îles. Les résultats de cette simulation ont montrés qu'avec un régime de pompage excessif l'équilibre eau douce-eau salée pourrait être brisé provoquant des remontées salines. Une chute de résistivité a aussi été constatée sur des profils ERT réalisés en 2009 par le Laboratoire de Géophysique Appliquée (LAGA) liée possiblement à une remontée d'eau salée (Chouteau et Intissar, 2010).Les résultats de l'inversion des profils ERT ont permis de cartographier la zone non saturée se trouvant en surface ayant une résistivité relativement élevée (plus de 500 Ω.m), suivie de la nappe d'eau douce où la résistivité diminue avec la profondeur de la partie non saturée (environ 110 Ω.m) vers la zone saturée (environ 50 Ω.m). Certaines parties des profils ERT proche du Golfe du St-Laurent ont montrés des résistivités faibles, caractéristiques d'un aquifère saturé d'eau salée qui pourraient indiquer une possible intrusion d'eau salée dans l'aquifère gréseux. Sur la base des résultats de l'inversion ERT, il a été décidé d'appliquer la méthode TEM dans le but de mettre en évidence l'interface eau douce-eau salée sur les différentes îles citées plus haut. L'archipel des Îles-de-la-Madeleine, ayant une superficie de 202 km², se trouve dans le Golfe du St-Laurent et est composé d'une douzaine d'îles, dont six sont reliées entre elles par d'étroits cordons de sable. La forte perméabilité de l'aquifère et le contact hydraulique permanent avec les eaux du Golfe du Saint-Laurent aux Îles-de-la-Madeleine l'expose à des risques d'infiltration et de remontée d'eaux salines (Chouteau et Intissar, 2010). Une autre source non négligeable de contamination de l'eau douce est l'activité humaine. La seule source de recharge des aquifères des îles est constituée par les précipitations. La rupture de l'équilibre fragile entre la recharge et le pompage excessif des aquifères d'eau douce et les changements climatiques, pourraient grandement contribuer à l'intrusion des eaux salines dans les nappes d'eau douce. Pour pouvoir mettre en évidence cette infiltration, il faut choisir une méthode géophysique capable de détecter les zones de faibles résistivités (Goldman et Neubauer 1994) qui est une caractéristique des eaux salines des aquifères. Notre choix s'est porté sur la méthode TEM qui est basée sur la sensibilité de celle-ci aux couches conductrices (Kaufman et Keller, 1983) et permet une profondeur d'investigation

plus importante que la tomographie électrique pour un dispositif réduit. La méthode TEM (Time Domain ElectroMagnetism) a montré son efficacité quant à la détermination des structures conductrices (Fitterman et Stewart, 1986), ce qui est le cas des nappes d'eau salée. La technique TEM est une méthode géophysique de surface utilisée pour la caractérisation des propriétés géologiques et hydrogéologiques du sous sol (Auken et al, 2002).

La méthode électromagnétique transitoire est très utilisée pour la cartographie de l'interface eau douce-eau salée dans les régions côtières (Descloîtres et al. 2000, Nielsen et al. 2007). Différentes études EM ont montrées de très bons résultats pour la résolution de l'interface eau douce-eau salée (Stewart et Gay, 1986 ; Mills et al. 1988 ; Fitterman et Hoekstra, 1984).

Le chapitre 1 traite des objectifs principaux de cette étude entre autres la méthodologie à suivre (modélisation, inversion, géologie) pour réaliser les objectifs ainsi que de la revue de la littérature relative aux Îles. Dans le chapitre 2 nous parlerons des études géophysiques et hydrogéologiques effectués aux Îles. Le chapitre 3 traite du principe de la méthode électromagnétique, l'équipement utilisé et les sources de bruits des données TEM. Le chapitre 4 montre les résultats de l'interprétation des données TEM pour chaque secteur des Îles. Dans le chapitre 5, il est question d'interpréter les données TEM en tenant compte de l'effet de la polarisation provoquée et déterminer l'origine de cet effet dispersif. Et enfin le chapitre 6 marque la conclusion de cette étude et les recommandations. Les sondages TEM ont été réalisés aux Îles-de-la-Madeleine afin de déterminer l'élévation de l'interface eau douce-eau salée. La méthode électromagnétique transitoire, la tomographie de résistivité électrique (ERT) et les levés EM39 de conductivité EM et de gamma naturel ont été réalisés aux Îles-de-la-Madeleine entre mai 2009 et juin 2011. Deux longs profils ERT situés à Fatima et Étang-du-Nord ont été réalisés par le LAGA dont l'objectif consistait à tester la capacité de la méthode ERT à révéler les changements possibles dans le système aquifère. Les résultats de l'inversion des données ERT seront montrés dans le chapitre 3.

CHAPITRE 1 MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre décrit les objectifs visés pour arriver aux résultats de cette présente étude. Aussi, nous expliquons la raison du choix de la méthode TEM pour déterminer l'interface eau douce-eau salée et nous dressons un portrait de la revue de la littérature consultée relative à l'intrusion de l'eau salée dans les régions côtières similaires aux Îles-de-la-Madeleine. Nous présentons aussi la méthodologie à suivre pour résoudre l'interface eau douce-eau salée. En effet, nous parlerons de la localisation de la zone d'étude, d'une brève description géologique des Îles-de-la-Madeleine, du principe de la modélisation et de l'inversion ainsi que des programmes utilisés pour effectuer l'inversion des données TEM.

1.1 Choix du problème étudié

Les mesures de tomographie électriques (ERT) ont déjà été effectuées aux Îles-de-la-Madeleine afin de déterminer la distribution de la résistivité à une certaine profondeur. Compte tenu de la limite de la profondeur d'investigation de la méthode ERT par rapport à la méthode TEM qui va au-delà des 70 mètres permise par l'ERT aux Îles-de-la-Madeleine et la grande sensibilité de la méthode transitoire aux structures conductrices, il a été décidé de faire des sondages TEM sur les principales Îles dans le but de résoudre l'interface eau douce-eau salée aidé par des mesures de diagraphies de conductivité EM et gamma naturel pour contraindre l'inversion 1D des sondages TEM.

1.2 Revue de la littérature

Des sondages électrique effectués par la compagnie Geoterrex et la tomographie de résistivité électrique (ERT) réalisée par Madelin'Eau et le LAGA ont révélés des zones de faibles résistivités à proximité de la côte correspondant à la zone de mélange entre l'eau douce et l'eau salée (Madelin'Eau, 2004).La méthode TEM est devenue de plus en plus populaire en hydrogéologie au milieu des années 80. Elle a plusieurs avantages par rapport à la méthode ERT, notamment sa profondeur d'investigation et sa grande sensibilité aux structures conductrices. La méthode TEM est très utilisée en investigation hydrogéologique parce que la profondeur de l'unité de faible résistivité est comprise dans la profondeur de pénétration des sondages TEM (Auken et al, 2003). Elle est bien adaptée pour cartographier la résistivité et la profondeur de

bons conducteurs et par conséquent un outil puissant pour identifier le sommet des formations de faibles résistivités causés par la saturation en eau interstitielle salée. Les sondages TEM sont très utilisés pour la cartographie des changements de la qualité des eaux souterraines qui dépendent entièrement de la variation de la conductivité (Al Garni et El Kaliouby, 2011).

Plusieurs cas typique de son application ont été publiés pour démontrer son utilité pour l'exploration des eaux souterraines particulièrement sur l'infiltration d'eau salée (Mills et al. (1988) ; Hoekstra et Blohm (1990)). Al Garni et al. (2011) ont fait une étude pour la cartographie des intrusions salines sur la côte ouest de l'Arabie Saoudite près de la mer rouge en utilisant la TEM. Cette étude a permis de cartographier avec précision les zones conductrices jusqu'à des profondeurs supérieure à 100 m. Hoekstra et Blohm (1990) ont utilisés la TEM pour cartographier différents niveaux d'intrusion saline dans des aquifères près de Monterey Bay en Californie. Ils ont décrit la cartographie des quatre aquifères contaminés par de l'eau saline et déterminés la délimitation de l'étendue de l'infiltration d'eau salée dans le système d'eau douce dans les milieux côtiers. Mills et al (1988) ont décrit l'étendue de l'intrusion des eaux salines sur la vallée Salinas à Monterey en Californie. Ils ont montré que sur les trois aquifères étudiés, deux ont été contaminés par les eaux salées.

Le succès de l'utilisation de la TEM dans des environnements arides a aussi été démontré par les travaux de Young et al. (1998) à Oman sur les plaines de Batinah près des côtes du Golfe d'Oman. Les travaux ont montrés des intrusions salines jusqu'à l'intérieur des terres.

Compte tenu de sa rapidité d'exécution et sa grande couverture, Fitterman et Deszcz-Pan, (2001) ont utilisés la méthode TEM héliportés pour la cartographie de l'interface eau douce/eau salée dans le parc national d'Everglades en Floride. Les résultats obtenus ont permis de cartographier l'étendue des intrusions salines dans les aquifères d'eau douce. Auken et al. (2010) ont utilisés la méthode TEM aéroportées pour la délimitation de l'interface eau douce/eau salée sur l'île de Terschelling aux Pays-Bas et sur le Fjord Tingkøbing au Danemark. Ils ont réussi à cartographier la sortie d'eau douce à la mer sur plusieurs centaines de mètres du rivage à Terschelling et cartographier la nappe d'eau douce en dessous d'une couche d'eau saumâtre de 2-5 m d'épaisseur et d'une couche de sédiments conductrice d'épaisseur 40-80 m sur le Fjord de Tingkøbing au Danemark.

La conductivité électrique des roches saturée en eau est contrôlée par la porosité, la conductivité de l'eau dans l'espace poreux et la présence d'argile. Archie (1942) a établit une équation empirique reliant la résistivité électrique d'un sol saturé à la résistivité électrique du fluide interstitiel par la relation suivante:

$\rho_{app} = a\rho_w \Phi^{-m}$ où a et m sont des constantes dépendant du type de sol, Φ la porosité et ρ_w la résistivité du fluide interstitiel.

1.3 Question de recherche

Comment obtenir une résolution optimale de l'interface eau douce-eau salée en utilisant la méthode géophysique TEM ? De quelles informations géophysiques et géologiques supplémentaires a-t-on besoin pour répondre à cette question ? Quels sont les facteurs qui pourraient affecter la résolution de cette interface et comment faire pour les atténuer ?

1.4 Objectif général

L'objectif général de cette étude est de cartographier les élévations de l'interface eau douce-eau salée aux Îles-de-la-Madeleine et d'évaluer la résolution obtenue afin de mettre en place des stations permanentes de suivi temporel de l'évolution de cette interface.

1.5 Objectifs spécifiques

1.5.1 Évaluer la capacité de la méthode TEM aux Îles-de-la-Madeleine à imager l'interface eau douce-eau salée.

1.5.2 Étudier au laboratoire les propriétés électriques sur des échantillons de formations aquifères afin de permettre d'interpréter les modèles de résistivité obtenus en termes de concentration en sel et s'assurer que les modèles interprétés sont bien ceux de l'eau douce et de l'eau salée aux conditions géologiques des Îles.

1.5.3 Comparer ce modèle de comportement avec les données ERT et EM39.

1.5.4 Étudier la résolution des paramètres interprétés, la robustesse des modèles interprétés et la sensibilité à des variations des paramètres pour s'assurer de l'utilisation de la méthode TEM pour le suivi temporel de l'interface eau douce-eau salée.

1.6 Méthodologie

1.6.1 Localisation de la région d'étude

Les Îles-de-la-Madeleine se situent en plein cœur de l'estuaire du St-Laurent (Figure 1.1). Cet archipel, plus près des provinces de l'Atlantique que du Québec, a une superficie de 202 km^2. Il comprend une quinzaine d'îles, dont seulement huit sont habitées et sept sont reliées entre elles par d'étroites dunes de sable. Ces îles sont du Nord au Sud : l'île de la Grande-Entrée, l'île de l'Est, la Grosse-Île, l'île au loup, l'île du Havre-Aux-Maisons, l'île du Cap-Aux-Meules et l'île du Havre-Aubert. L'île d'Entrée est la seule île habitée qui n'est pas reliée à l'archipel, la seule voie de liaison est la voie maritime.

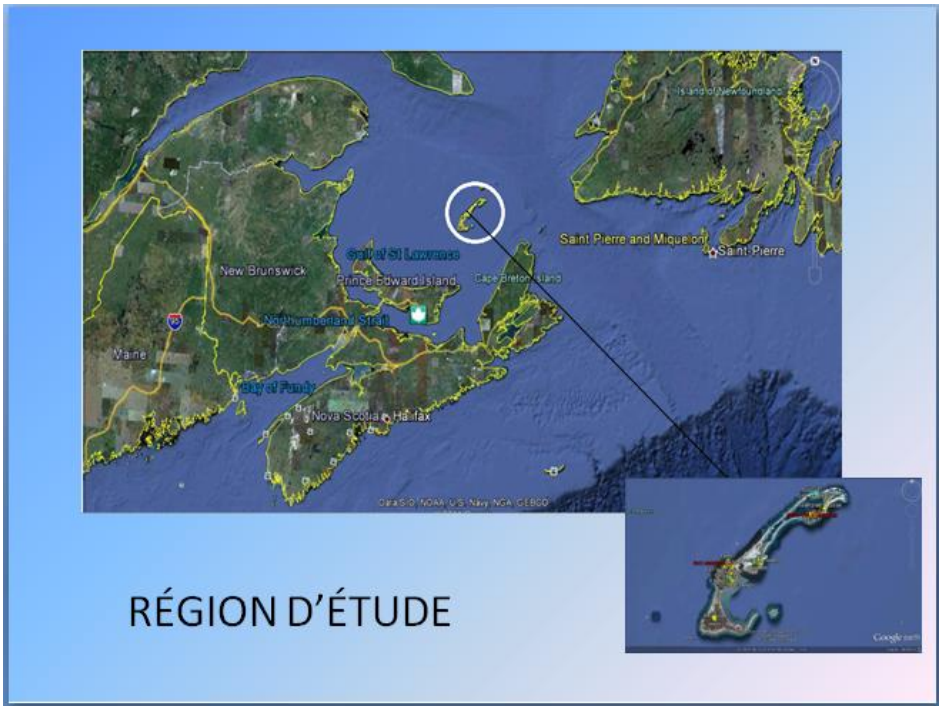


Figure 1.1 : Localisation de la région d'étude

1.6.2 Description géologique des Îles-de-la-Madeleine

La formation de Cap-aux-Meules, composée de grès rouge, constitue la principale formation aquifère des îles (Figure 2.2). Selon Brisebois (1981), les roches observables en surface sont regroupées en deux assemblages principaux (Madelin'Eau, 2004) :

- Le groupe de Windsor d'âge carbonifère regroupant les formations de Havre-aux-Maisons et du Cap-du-Diable
- La formation du Cap-aux-Meules, d'âge Permien inférieur reposant en discordance sur le Groupe de Windsor.

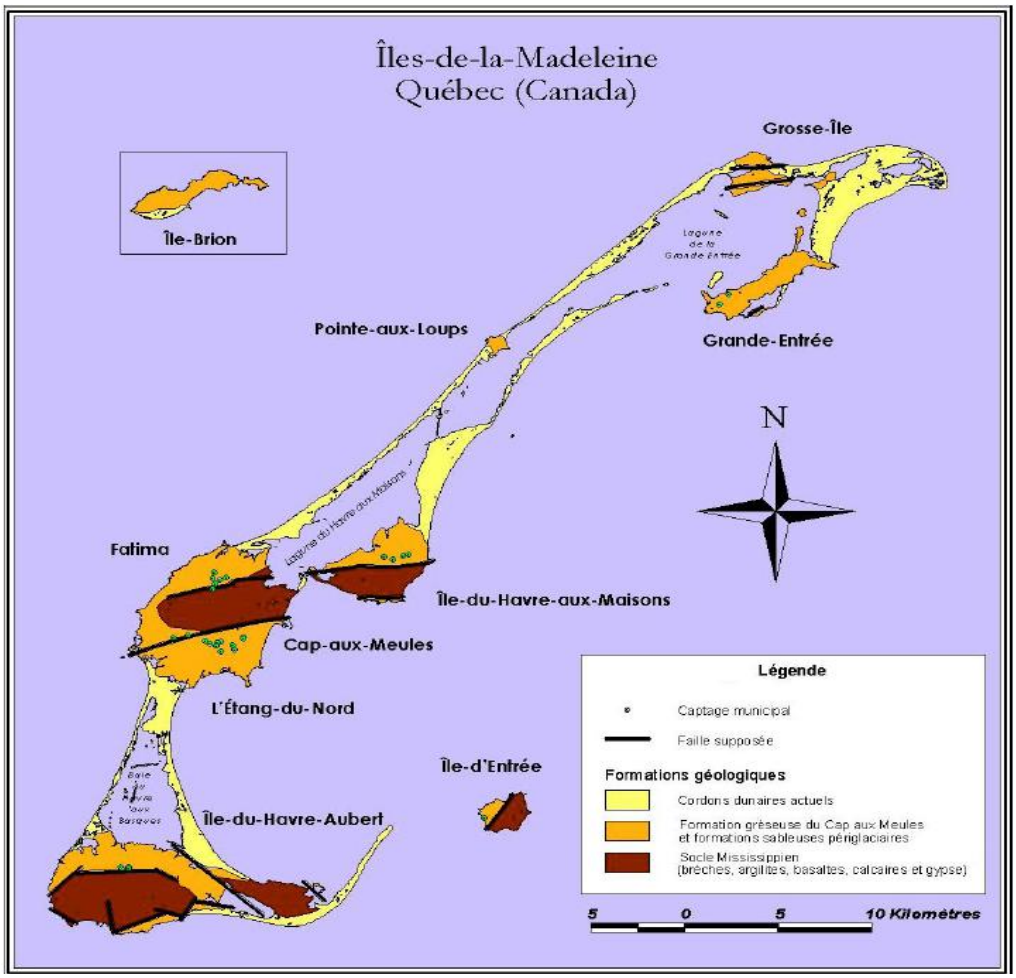


Figure 1.2 : Géologie des Îles-de-la-Madeleine

Brisebois (1981) a relevé plusieurs caractéristique structurales aux Îles dont :

- Des failles subverticales séparant de façon marquée les horsts
- Les horsts :
  - De Havre-Aubert
  - Du Cap-Aux-Meules
  - Du Havre-Aux-Maisons
- D'autres failles verticales de l'Île d'Entrée, de l'Île de Grande-Entrée et de Grosse-Île
- Deux synclinaux à l'Île d'Entrée et à Havre-Aux-Maisons

- Un anticlinal à l'île de Grande-Entrée
- Des diaclases

Sylvestre (1979) précise que le tiers de la surface totale des îles est recouvert par le membre de l'Étang-des-Caps, constitué de grès rouge et gris-vert, un réservoir aquifère de très bonne perméabilité, représentant la seule formation aquifère exploitable (Madelin'Eau, 2004).

Selon Madelin'Eau, la porosité des grès, déterminée à l'Université de Sherbrooke, a été estimée à 30 % et la perméabilité est de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-7} m/s. Gélinas et Choquette (1996) rapportent des valeurs de porosité dans l'intervalle de 28-33 % pour les grès rouges du Membre de l'Étang-des-Caps de la formation du Cap-Aux-Meules (Chouteau et al, 2011).

1.7 Positionnement des sondages TEM

Tableau 1.1: Distribution des sondages TEM sur les Îles-de-la-Madeleine

Havre-Aubert	**Étang-du Nord**	**Fatima**	**Havre-Aux-Maisons**	**Grande-Entrée**	**Grosse-Île**
12	22	13	14	8	4

Le choix du positionnement des sondages TEM a été fait à proximité des puits et piézomètres existants sur les îles pour deux raisons :

- Pour pouvoir comparer les résultats avec les informations géologiques et hydrogéologiques disponibles.
- Pour pouvoir contraindre les interprétations des sondages TEM par les mesures de conductivité électrique réalisées par les diagraphies EM dans les puits.

La position des sondages TEM sur chacun des secteurs étudiés est indiquée sur les figures 1.3 à 1.8.

Figure 1.3 : Position des sondages TEM à Étang-du-Nord (en jaune), en vert les anciens puits municipaux et en rouge les puits récents de 2009.

Figure 1.4 : Position des sondages TEM à Fatima (en jaune), en vert les anciens puits municipaux et en rouge les puits récents de 2009.

Figure 1.5 : Position des sondages TEM à Havre-Aux-Maisons (en jaune), en vert les anciens puits municipaux et en rouge les puits récents de 2009.

Figure 1.6 : Position des sondages TEM à l'Île du Havre-Aubert (en jaune), en vert les anciens puits municipaux et en rouge les puits récents de 2009.

Figure 1.7 : Position des sondages TEM à Grande-Entrée (en jaune), en rouge les puits municipaux en attente de certification.

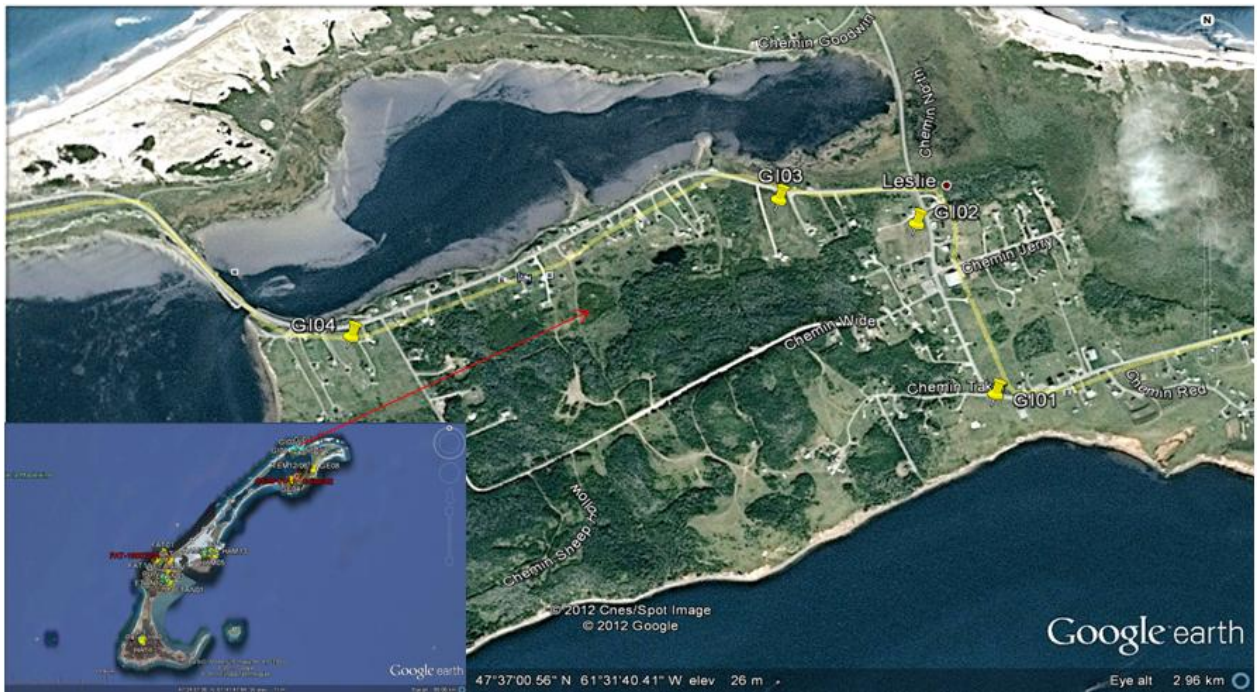


Figure 1.8 : Position des sondages TEM à Grosse-Île (en jaune).

1.8 Rappel du principe de l'inversion et de la modélisation

1.8.1 Modélisation

En modélisation, le géophysicien choisit un type particulier de modèle structural du sous-sol, lui associe des propriétés physiques et l'utilise pour prédire les réponses que l'on mesurerait sur le terrain. La modélisation est l'une des techniques qui a été largement utilisée dans toutes les branches de la géophysique pour une interprétation quantitative des données disponibles aux fins de délimitation, évaluation et gestion des ressources naturelles et pour une meilleure compréhension des processus géologiques. La modélisation est un processus mathématique de calcul théorique de la réponse d'un modèle géophysique connu.

1.8.2 Inversion

L'objectif principal de l'inversion est de trouver les paramètres du modèle les plus appropriés qui donnent lieu à des réponses répliquant le mieux possible les données mesurées. En inversion, il existe deux types du problème : le problème inverse linéaire et le problème inverse non linéaire. En géophysique, beaucoup de problèmes inverses sont non linéaires. La relation mathématique qui lie le modèle inconnu aux données s'écrit de la manière suivante :

$$d = g(m) \tag{1.1}$$

Un exemple de problème non linéaire est donnée par l'expression $d_1 = 2m_1^3$ (1.2)

g(m) représente le modèle direct, *d* les données et *g* est la fonction permettant aux données d'être calculées pour un modèle donné de paramètres m (Richardson et Zandt 2009).

La linéarisation du problème non linéaire en géophysique sert à réduire les équations non linéaires en une forme qui peut être utilisé pour les problèmes linéaires. Linéariser le problème revient à effectuer une expansion de g(m) dans le voisinage d'un modèle de référence $\boldsymbol{m_0}$ en série de Taylor.

$$d^o{}_i = g_i(\boldsymbol{m}) \approx g_i(\boldsymbol{m_0}) + \sum_{j=1}^{M}\left[\frac{\partial g_i(\boldsymbol{m})}{\partial m_j}.\Delta m_j\right] + \frac{1}{2}\sum_{j=1}^{M}\left[\frac{\partial^2 g_i(\boldsymbol{m})}{\partial {m_j}^2}.\Delta {m^2}_j\right] + 0(\Delta {m^3}_j) \tag{1.3}$$

Δm est la différence entre un modèle de paramètres courants m et un modèle initial$\boldsymbol{m_0}$

Δm=m-$\boldsymbol{m_0}$

Si nous supposons que les termes $\Delta \mathbf{m}^{\mathbf{n}}\mathbf{j}$ pour $\mathbf{n} \geq \mathbf{2}$ sont très petits devant $\Delta \boldsymbol{m_j}$ alors

$$d^{o}{}_i = g_i(\boldsymbol{m}) \approx g_i(\boldsymbol{m_0}) + \sum_{j=1}^{M} \left[\frac{\partial g_i(\boldsymbol{m})}{\partial m_j} . \Delta m_j \right] \quad (1.4)$$

Les données calculées pour $\mathbf{m}=\boldsymbol{m_0}$ sont donnés par

$$d^{c}{}_i = g_i(\boldsymbol{m_0}) \quad (1.5)$$

Par conséquent

$$d^{o}{}_i - d^{c}{}_i \approx \sum_{j=1}^{M} \left[\frac{\partial g_i(\boldsymbol{m})}{\partial m_j} . \Delta m_j \right] \quad (1.6)$$

L'erreur entre les réponses observée et calculée se définit par:

$$\Delta c_i = d^{o}{}_i - d^{c}{}_i \quad (1.7)$$

Les dérivées partielles si elles existent au voisinage de $\mathbf{m}=\boldsymbol{m_0}$ représentent une constante que l'on peut noter

$$\frac{\partial g_i(\boldsymbol{m})}{\partial m_j} | \boldsymbol{m} = \boldsymbol{m_0} \quad (1.8)$$

Nous définissons alors *Gij* la matrice Jacobienne (matrice de sensibilité) comme:

$$Gij = \frac{\partial g_i(\boldsymbol{m})}{\partial m_j} | \boldsymbol{m} = \boldsymbol{m_0} i=1 \,, \ldots, N \quad (1.9)$$

En combinant les équations précédentes nous obtenons :

$$\Delta c_i = \sum_{j=1}^{M} G_{ij} \Delta m_j | \boldsymbol{m} = \boldsymbol{m_0}$$

En notation matricielle:

$$\Delta \boldsymbol{c} \simeq \boldsymbol{G} \Delta \boldsymbol{m} \quad (1.10)$$

Cette équation représente une relation linéaire entre $\Delta \mathbf{c}$ (la différence entre les données observées et calculées en $\boldsymbol{m_0}$) et $\Delta \mathbf{m}$ (la variation dans les paramètres du modèle)

La procédure de résolution de l'équation (2.10) se fait en répétant les étapes suivantes :

1- Prendre un modèle de vecteur $\boldsymbol{m_0}$

2- Estimer le vecteur de donnée calculé $d^{c}{}_i$ et calculer l'erreur $\Delta c_i = d^{o}{}_i - d^{c}{}_i$

3- Calculer

$$Gij = \frac{\partial g_i(\boldsymbol{m})}{\partial m_j} | \boldsymbol{m} = \boldsymbol{m_0}$$

4- Résoudre **Δm** en utilisant un opérateur d'inversion approprié (approche itérative au sens des moindres carrés par exemple)

5- Former un nouveau modèle de vecteur

$$\boldsymbol{m_1} = \boldsymbol{m_0} + \Delta \boldsymbol{m}$$

Répétez les étapes 1-5 jusqu'à ce que **Δm** soit suffisamment petit, et que la somme des résidus $\Sigma\ (\Delta c)^2$ soit faible.

1.9 Programmes de modélisation et inversion

Les programmes utilisés pour la modélisation et l'inversion des données TEM sont respectivement EMMA et SITEM-SEMDI développés par l'université d'Aarhus au Danemark (http://www.aarhusgeo.com/Download/sitem-semdi-download-and-licensing.html). EMMA est un logiciel libre nous permettant de simuler des données électromagnétiques et électriques. SITEM-SEMDI est un programme d'inversion 1D, qui sert à analyser et effectuer l'inversion des données électriques et électromagnétiques. Il est basé essentiellement sur un modèle 1D. Les réponses du modèle peuvent être calculées aussi bien dans le domaine temporel que dans le domaine fréquentiel. L'inversion des données est réalisée par une approche itérative au sens des moindres carrées.

1.9.1EMMA

EMMA est un programme interactif de modélisation et d'analyse des données électriques et électromagnétiques avec une interface utilisateur graphique conviviale fonctionnant sous Windows. Ce logiciel est capable de modéliser des réponses électriques et électromagnétiques 1D. Cet outil permet d'étudier les paramètres d'acquisition qui conduisent à une meilleure détermination d'un modèle du sous-sol donné. EMMA s'appuie sur un espace de travail sur

lequel tous les résultats des essais de modélisation sont conservés. Les fenêtres temporelles d'enregistrement adoptées sont celles des systèmes Geonics TEM47 et TEM57.

1.9.2 SITEM-SEMDI

Le programme SITEM-SEMDI sert à analyser et inverser les données électriques et électromagnétiques. Le programme prend en charge la méthode électromagnétique aussi bien dans le domaine temporel que fréquentiel. Cet outil effectue l'inversion 1D des données TEM. Nous pouvons directement importer les données brutes dans le programme SITEM pour le prétraitement des données TEM. Le prétraitement consiste à éditer le signal distordu par des structures métalliques et/ou bruité par des interférences EM. Après prétraitement de ces données, ces dernières sont sauvegardées sous format *.tem* pour être ensuite inversées par le programme SEMDI. SEMDI est un programme d'inversion des données TEM à interface utilisateur graphique. Il utilise le fichier exécutable em1dinv.exe pour effectuer l'inversion des données TEM. Il produit des modèles de fichiers et soumet ces derniers avec les fichiers de données produits par SITEM à l'inversion par le programme em1dinv.exe

(http://www.aarhusgeo.com/Download/sitem-semdi-download-and-licensing.html).

L'inversion des données TEM est réalisée à l'aide d'une approche des moindres carrés amortis basée sur une optimisation de Marquardt-Levenberg (Auken et al, 2004). Cette méthode est une technique de régularisation afin de réduire l'instabilité de la solution. Elle trouve une solution entre la méthode de Gauss-Newton et la méthode du gradient maximum.

Soit la relation non linéaire d=g(m) où g(m) est le modèle direct et d les données observées. Le développement en série de Taylor au premier ordre au voisinage de m_0 nous donne :

$$g(m)= g(m_0) +G\Delta m \quad (1.11)$$

Où $\Delta m=m_j - m_0$ (1.12)

G la matrice Jacobienne

L'écart e entre le modèle direct et les données observées s'écrit :

$$e=d -g(m)=d- (g(m_0)+G\Delta m) \quad (1.13)$$

Pour résoudre cette équation linéaire pour déterminer m, il s'agit de minimiser la norme des erreurs au carré

Soit $\Phi = \| e \|_2 = e^T e = (d-(g(m_0)+G\Delta m)^T (d-(g(m_0)+G\Delta m)$ (1.14)

Φ est appelée fonction objective

Minimiser Φ revient à déterminer $\frac{\partial \Phi}{\partial m} = 0$

La solution itérative est donc $m=m_0+(G^TG)^{-1}G^T(d-g(m_0))$ (1.15)

Elle est appelée méthode de Gauss-Newton.

Les difficultés liées au mauvais conditionnement de la matrice G^TG peuvent apparaître. La méthode de Marquardt-Levenberg consiste à écrire une solution itérative :

$m=m_0 +(G^TG -\lambda I)^{-1}G^T(d-g(m_0))$ (1.16)

Où λ est un scalaire positif appelé paramètre d'amortissement et I la matrice identité.

L'introduction de ces deux termes vise à amortir les instabilités dues au caractère mal conditionné du problème.

CHAPITRE 2 ÉTUDES GÉOPHYSIQUES ET HYDROGÉOLOGIQUESAUX ÎLES-DE-LA-MADELEINE

Il est utile de faire un rappel des travaux antécédents réalisés aux Îles et de résumer les principaux résultats de ces études. Nous présentons les résultats de la modélisation des intrusions salines réalisés par Madelin'Eau ainsi que les résultats de deux profils de tomographie électrique (ERT) réalisés par Madelin'Eau et les résultats des deux profils ERT réalisé par le LAGA. Les résultats de diagraphies EM et de gamma naturel sont aussi montrés dans ce chapitre.

2.1 Modélisation des intrusions salines

Madelin'Eau a réalisé une simulation des intrusions salines aux Îles avec le logiciel SUTRA. La modélisation consiste à simuler différents contextes de pompage pour les conditions hydrogéologiques connues en régime permanent. Nous nous limiterons à montrer uniquement les résultats de la modélisation du secteur de l'Étang-du-Nord à l'Île Centrale (Figure 2.1) en raison de la similarité des résultats sur d'autres secteurs des îles. Le débit moyen d'un puits représente donc la répartition uniforme sur 365 jours du volume total d'eau prélevé sur ce puits durant toute l'année. La simulation obtenue avec ces débits moyens représente le comportement moyen de la nappe à l'équilibre. La nappe, dans ce régime de pompage, ne semble pas menacée à long terme. La seconde simulation présente la situation obtenue dans le cas où l'on doublerait les débits annuels moyens. Les puits pompent en moyenne sur l'année pendant 10 à 12 heures par jour et durant l'été le pompage peut atteindre 20 à 24 heures donc le double de la moyenne, ce scénario s'approcherait d'une situation de prélèvement soutenu qui durerait toute l'année et qui se poursuivrait sur plusieurs années d'affilée. On observe plusieurs remontées saumâtres en particulier à proximité de PU-9, PU-10, P-2, P-3 et PU-6. Il en ressort de ce constat que le risque d'intrusion saline dans ce secteur est bien réel. La troisième situation présente le cas extrême d'une consommation quintuplée. Dans ce cas, les prélèvements sont supérieurs à la recharge de la nappe, on constate une invasion totale de l'eau de mer dans l'aquifère jusqu'au puits les plus en amont. La principale conclusion que l'on peut tirer de ces observations est que les durées journalières de pompage moyenne sur l'année (2003) ne doivent en aucun cas être augmentées sur les puits existants, autrement dit l'intensité des prélèvements doit être contrôlée. Des résultats similaires de modélisation ont été constatés sur d'autres secteurs des Îles (Madelin'Eau, 2004).

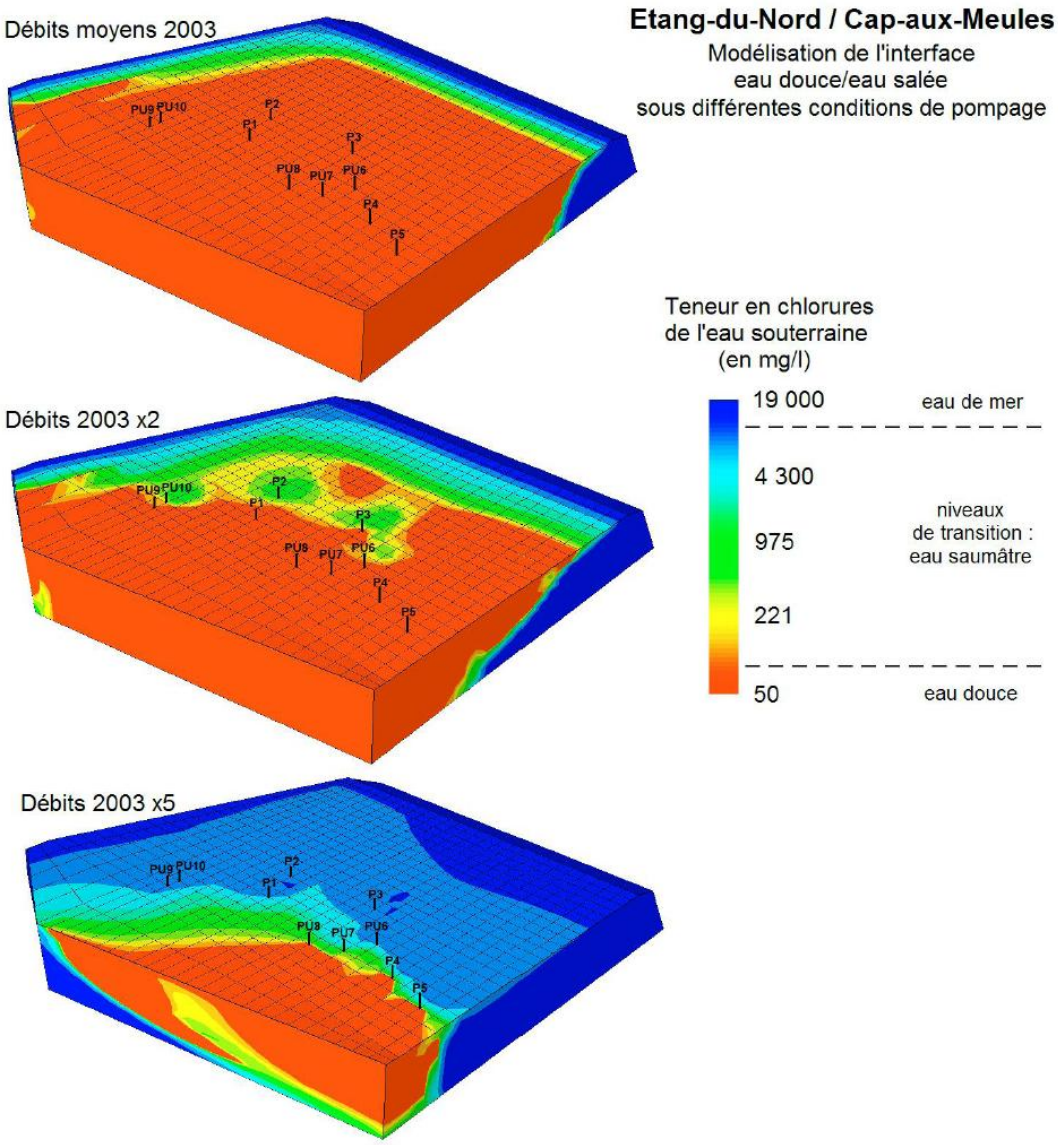


Figure2.1: Modélisation des intrusions salines à Étang-du-Nord (Madelin'Eau 2004)

2.2 Impacts des changements climatiques sur les eaux souterraines

Le réchauffement climatique pourrait élever le niveau de la mer de plusieurs dizaines de centimètres au cours des cinquante prochaines années et de plusieurs mètres dans les siècles à venir. Une telle hausse inonderait les deltas, les atolls coralliens et les plaines côtières et menacerait ainsi la qualité de l'eau dans les aquifères. L'augmentation du niveau de la mer induit par des changements climatiques aux Îles-de-la-Madeleine causerait des intrusions salines dans les aquifères d'eau douce.

Les aquifères sont très susceptibles de subir des baisses significatives du niveau piézométrique sous des conditions de recharge réduite ou d'exploitation excessive des ressources eneau souterraine. Une étude dans le but d'évaluer les influences directes et indirectes des changements climatiques sur les nappes phréatiques a été réalisé dans la partie Est du Canada. Cette étude a montré que les précipitations annuelles ainsi que les températures moyennes annuelles tendent à augmenter légèrement depuis le début du siècle. La recharge des nappes tend à diminuer depuis près de trente ans (Rivard et al, 2003)

2.3 Études géophysiques aux Îles-de-la-Madeleine

Il y a déjà eu des études géophysiques aux Îles-de-la-Madeleine dans le passé. En effet, Madelin'Eau (Madelin'Eau, 2004) a fait une étude de tomographie électrique et Geoterrex (Geoterrex 1971 et 1976) a réalisé des sondages électriques. De même, le LAGA a réalisé des levés de tomographie électrique aux îles (Chouteau et Intissar, 2010). Nous présenterons ici uniquement les résultats de certains profils ERT effectués par Madelin'Eau et les deux profils ERT du LAGA.

2.4 Principe de la tomographie électrique

La tomographie électrique vise à reconstruire la distribution de la résistivité (réelle) du sol selon une section verticale (2D) ou dans un volume de sol (3D) à partir des mesures faites avec des configurations d'électrodes de dimensions variables. La première étape de cette méthode d'investigation consiste à réaliser une série de mesures individuelles grâce à des électrodes métalliques enfoncées dans le sol, généralement le long d'un profil (2D). L'espacement minimum entre deux électrodes adjacentes a ainsi que la distance maximum entre dipôle émetteur – dipôle récepteur pour une acquisition donnée, déterminent la longueur du profil, la profondeur de pénétration et la résolution désirée. Les mesures électriques sont réalisées selon une séquence prédéfinie. Les valeurs des résistivités apparentes ρ_{app} obtenues pour chacun des quadripôles de mesure sont reportées à l'aplomb du dispositif à une profondeur proportionnelle à la valeur de l'espacement a. On parle alors de niveaux d'acquisition. Si l'espacement entre les électrodes augmente, la profondeur d'investigation augmente elle aussi. On peut alors représenter les résistivités apparentes mesurées sous la forme d'une pseudo-section qui reflète qualitativement la variation spatiale et verticale de la résistivité apparente (Chouteau et Intissar 2010).

2.5 Études réalisés par Madelin'Eau

2.5.1 Tomographie électrique

Le groupe Madelin'Eau a réalisé 35 profils de tomographie de résistivité électrique (ERT) sur les principales îles des Îles-de-la-Madeleine. Le dispositif Wenner a été utilisé par Madelin'Eau pour la recherche de structure essentiellement horizontale. L'équipement utilisé est :

- Le TERRAMETER ABEM SAS 300 B
- Le sélecteur d'électrode ABEM ES 464
- Système LUND, composé de flutes électriques (longueur 100 m) avec 64 sorties à intervalles réguliers (5m)
- Logiciel d'inversion RES2DINV

2.5.2Interprétation des données ERT à Étang-du-Nord

Le résultat de l'inversion du profil ERT proche des puits municipaux P1 et P2 (Figure 3.6) et d'orientation N-S que le LAGA a réoccupé en 2009 et 2010 révèle une zone non saturée des formations gréseuses de résistivités de 100-500 Ω.m. Une autre formation aquifère gréseuse se caractérisant par des résistivités de 40 à 80 Ω.m est présente. Au sud, une formation conductrice caractérisant probablement une zone de mélange eau douce-eau salée avec des résistivités de 5-20 Ω.m. Au sud et en profondeur, une formation conductrice caractérisant l'eau salée avec des résistivités inférieures à 5 Ω.m (Madelin'Eau, 2004).Certains profils ERT du groupe Madelin'Eau tels que ceux de Grande-Entrée (Figure 3.4) ont révélé la présence de la nappe saline de résistivité inférieure à 10 Ω.m à de faibles profondeurs.

2.5.3 Interprétation des données ERT à Fatima

Le résultat de l'inversion du profil ERT proche des puits d'exploitation PU-4, PU-3 et P8 (Figure 3.7) montre une formation résistive en surface d'épaisseur d'environ 15 m et avec des résistivités supérieures à 70 Ω.m correspondant à la zone non saturée. Une deuxième couche de résistivité moyenne se situant à une profondeur de 15 à plus de 50 m et ayant des résistivités de 20-70 Ω.m caractéristiques de la nappe d'eau douce. Enfin, une troisième couche qui apparait au-delà de 50

m de profondeur dans la partie nord du profil proche de la mer, avec des résistivités inférieures à 20 Ω.m. Cette formation pourrait correspondre à la zone de transition entre l'eau douce et l'eau salée (Madelin'Eau, 2004).

2.6 Études réalisées par le LAGA

2.6.1 Tomographie électrique

Le LAGA a aussi réalisé 2 profils électriques situés dans le secteur de Fatima et l'Étang-du-Nord (Figure 3.5 et 3.6)entre les mois de mai et novembre 2009 dans le but de tester la capacité de la méthode ERT à révéler les changements possibles dans le système aquifère de l'île Centrale. Le dispositif dipôle-dipôle a été utilisé par le LAGA. Les mesures ont été effectuées à l'aide de l'instrument Syscal Pro de 96 électrodes d'Iris Instrument avec un espacement de 5 m entre les électrodes. L'inversion des données ERT a été réalisée à l'aide du logiciel RES2DINV de Geotomo Software. La méthode robuste (L1) a été utilisée pour l'inversion des données ERT afin de mettre en évidence des structures avec de forts contrastes de résistivité.

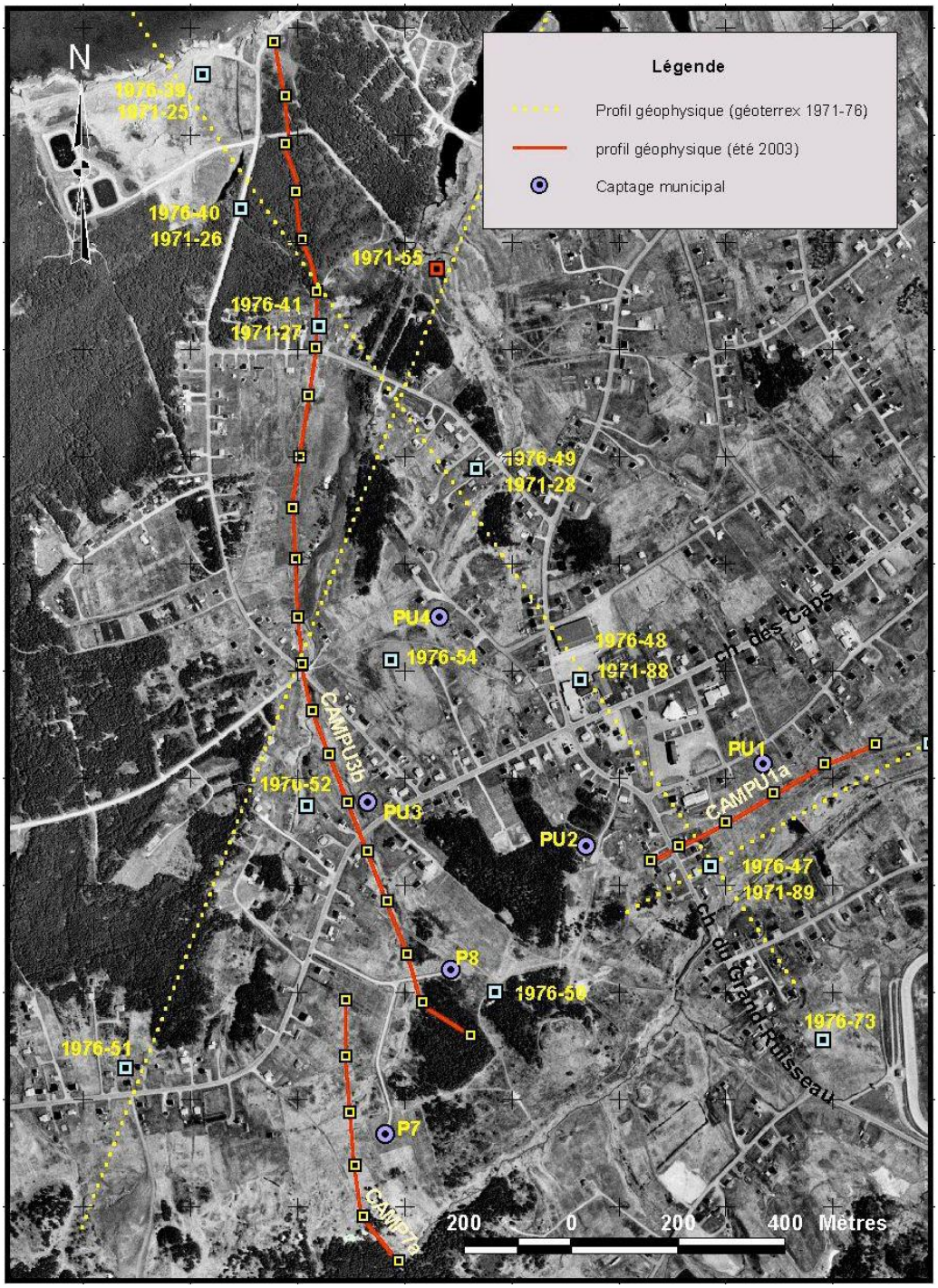


Figure 2.2: Localisation des profils ERT à Fatima réalisés par Madelin'Eau en 2003 (Madelin'Eau, 2004)

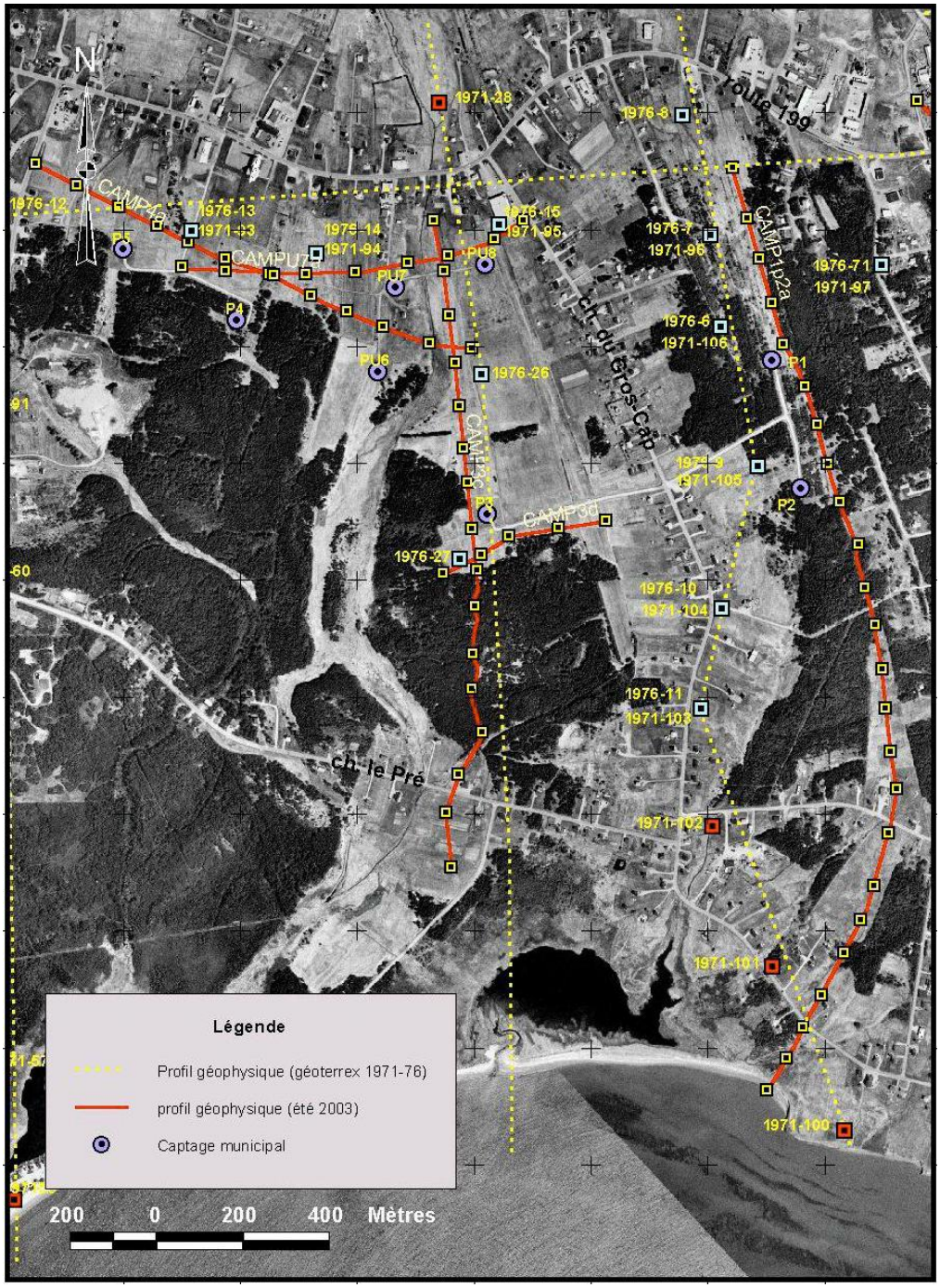


Figure 2.3: Localisation des profils ERT à Étang-du-Nord réalisés par Madelin'Eau en 2003 (Madelin'Eau, 2004)

Figure 2.4 : Localisation de profil électrique en rouge et en orange à Fatima réalisé par le LAGA

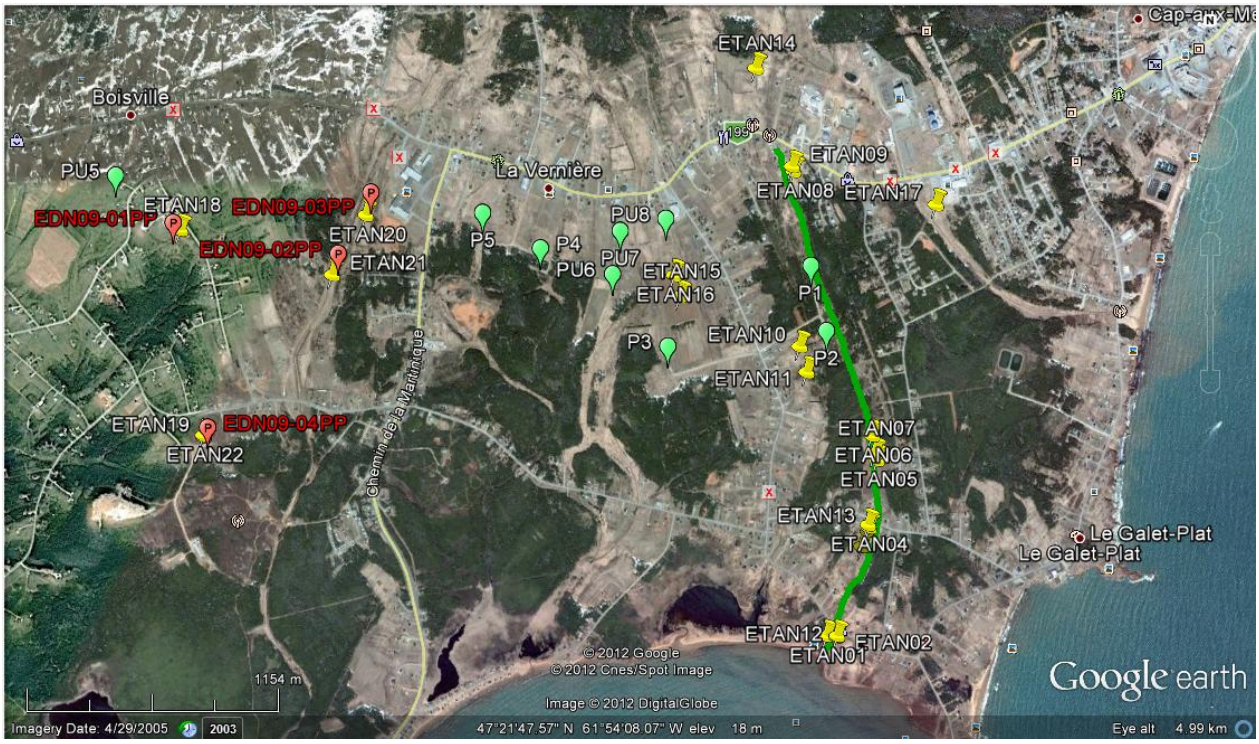


Figure 2.5 : Localisation de profil électrique en vert à Étang-du-Nord réalisé par le LAGA

2.6.2 Interprétation des données ERT à Fatima

Dans le secteur de Fatima (Figure 3.8), l'interprétation des données électriques révèle la présence de couche résistive de 500 Ω.m à 600 Ω.m et d'épaisseur de 5 m qui représente la couche superficielle non saturée. Une deuxième couche de résistivité de 110 Ω.m à 160 Ω.m et ayant une épaisseur d'environ 10 m et augmente à plus de 20 m entre les points 400 m et 900 m, pourrait correspondre à la partie supérieure de l'aquifère faiblement saturé. Une troisième couche plus conductrice sous jacente pourrait correspondre à l'aquifère gréseux (nappe d'eau douce) avec une résistivité moyenne d'environ 55 Ω.m. À l'intérieur de cette formation une bande plus conductrice apparait avec des faibles résistivités de l'ordre de 40 Ω.m. Cette partie du levé est proche des puits PU-3 et PU-4 et pourrait correspondre à une possible remontée de la zone de mélange eau douce-eau salée à cause du pompage (Chouteau et Intissar, 2010).

2.6.3 Interprétation des données ERT à Étang-du-Nord

Dans le secteur de l'Étang-du-Nord (Figure 3.9), l'analyse des modèles de résistivités montre au Sud du profil et jusqu'à la position de 470 m la présence d'une couche résistante en surface ayant une résistivité de 600 Ω.m et d'épaisseur d'environ 5 m qui représente la zone non saturée. Une deuxième couche moins résistante de 60-80 Ω.m représentant l'aquifère d'eau douce avec une épaisseur d'environ 30 m. Deux autres bandes conductrices sont apparentes au sud du profil du côté du Golfe du St-Laurent et pourraient représenter l'intrusion de l'eau salée dans des couches perméables. Au-delà de la position de 470 m, nous retrouvons la couche résistante de résistivité 600 Ω.m et d'épaisseur d'environ 5 m. Une deuxième couche de résistivité variant de 100 Ω.m à 600 Ω.m et d'épaisseur d'environ 15 m pourrait correspondre à la partie supérieure de l'aquifère composée d'unités géoélectriques avec différentes porosité et degré de saturation. Une troisième couche plus conductrice de résistivité de 100 Ω.m s'étend sur toute la profondeur étudiée, elle pourrait correspondre à l'aquifère gréseux saturé. Quelques endroits dans cet aquifère présentent des anomalies plus conductrices comme celle située vers la fin du profil. Ces zones conductrices contiennent possiblement des eaux plus chargées ou présentent une proportion appréciable d'argile (Chouteau et Intissar 2010).

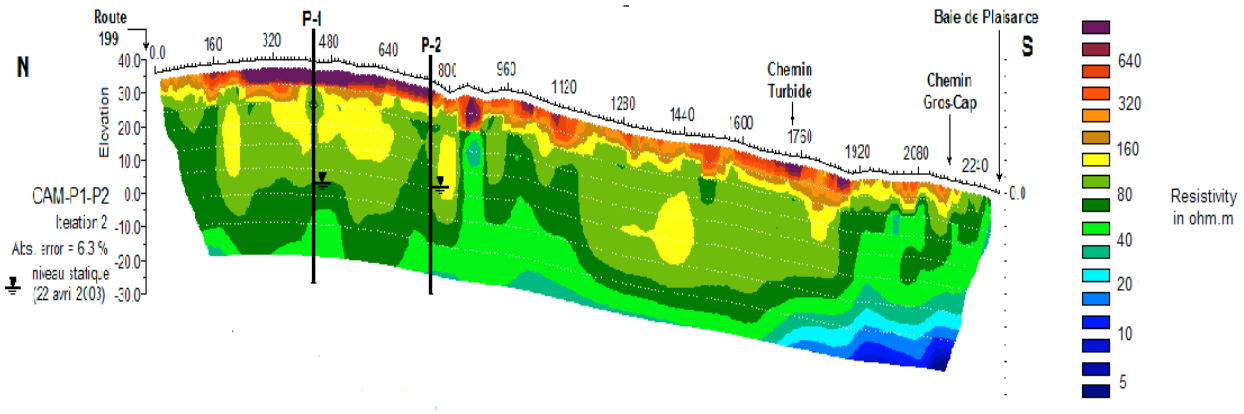


Figure 2.6: Modèles de résistivité obtenus par inversion des données ERT de Madelin'Eau à Étang-du-Nord (Madelin'Eau, 2004)

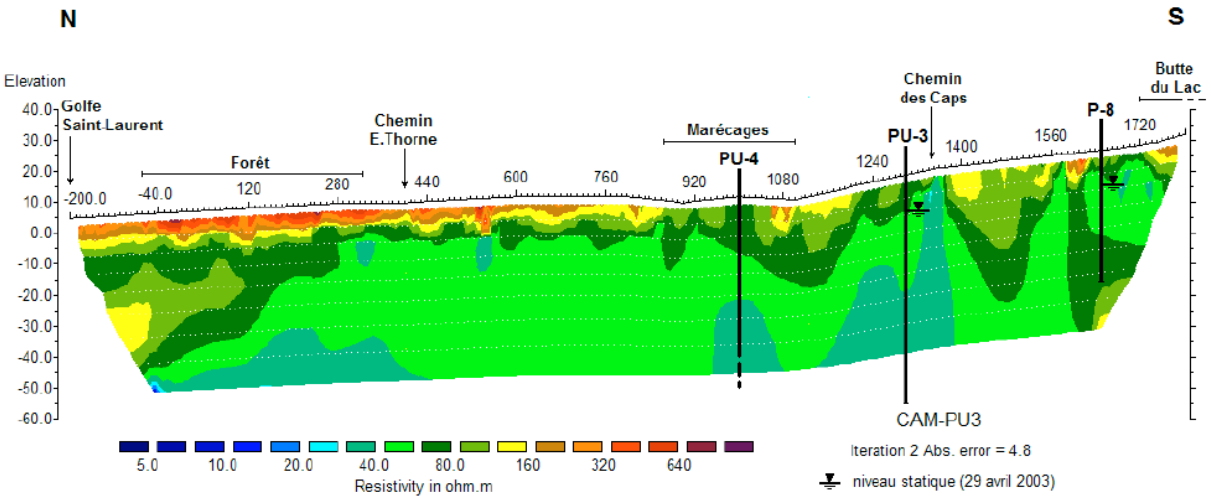


Figure 2.7 : Modèles de résistivité obtenus par inversion des données ERT de Madelin'Eau à Fatima (Madelin'Eau, 2004)

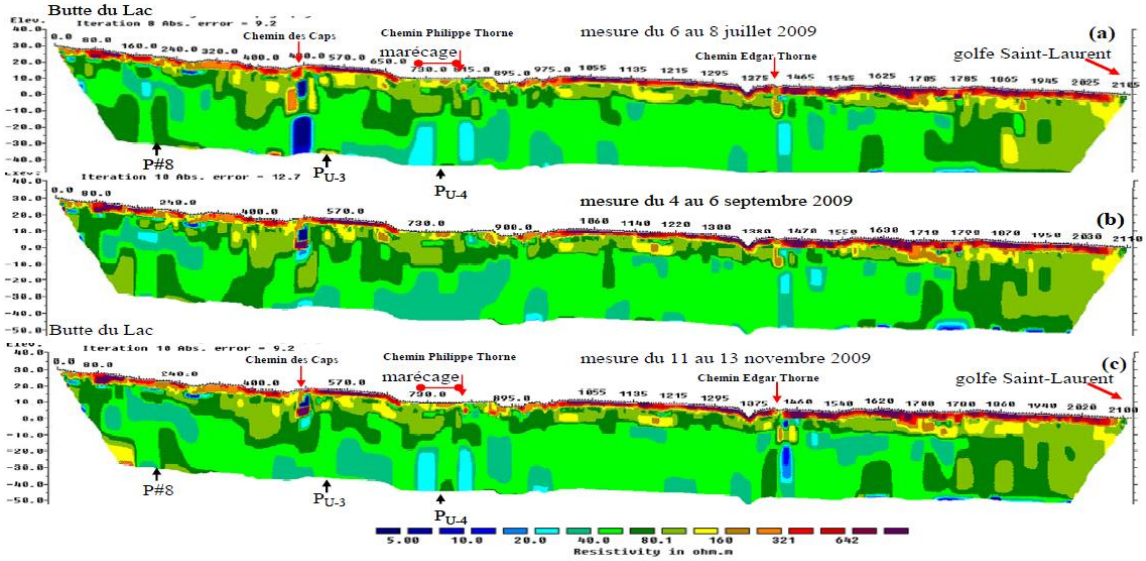


Figure 2.8 : Modèles de résistivité obtenus par inversion des données ERT du LAGA à Fatima (Chouteau et Intissar 2010)

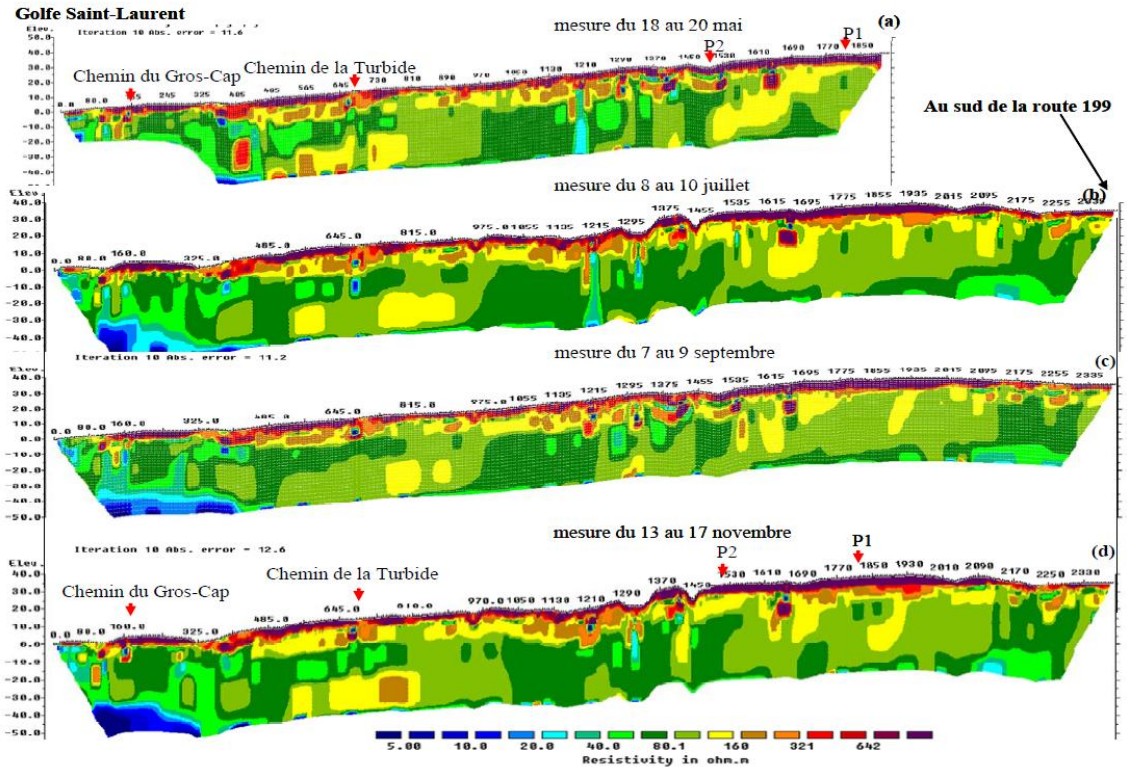


Figure 2.9 : Modèles de résistivités obtenus par inversion des données ERT du LAGA à Étang-du-Nord (Chouteau et Intissar 2010)

2.7 Sondages de diagraphies EM39

2.7.1 Principe de diagraphie de conductivité EM

La diagraphie de conductivité EM mesure la conductivité électrique des formations autour des parois du puits. La sonde de conductivité EM a été au préalable calibrée par des mesures en l'air. Le principe de fonctionnement est basé sur la loi d'induction de Faraday. Une bobine émettrice génère des courants par induction dans les formations autour du forage en émettant un champ électromagnétique à une fréquence de 39.2 KHz pour l'équipement EM39. Ces courants induits créent à leur tour un champ magnétique secondaire qui est détecté et mesuré par une bobine réceptrice (Figure 2.10). Le signal enregistré est proportionnel à la conductivité de la formation entourant les parois du puits. La distance séparant la bobine émettrice Tx de la bobine réceptrice Rx est de 50 cm. Une autre sonde dite de gamma naturel, a été utilisée dans le but de mesurer le rayonnement gamma émis par les formations intersectées par le puits. La mesure consiste en nombre de comptes par seconde (cps) intégré sur une fenêtre de 2 à 5 secondes. La principale

source de rayonnement gamma dans les terrains sédimentaires qui caractérisent les îles est l'isotope K^{40} du potassium. Les comptes élevés sont associés normalement aux formations silteuses et argileuses généralement enrichies en potassium. Les grès sont en général constitués de quartz et le compte est bas sauf lorsqu'il y a présence d'argile.

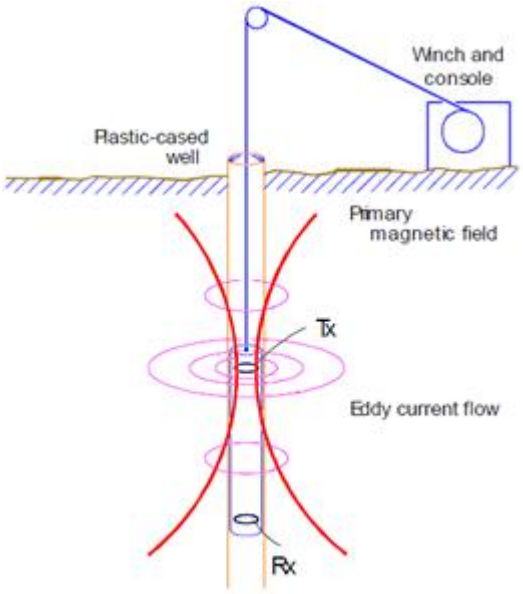


Figure 2.10 : Principe de la diagraphie de conductivité EM (McNeill, 1990)

Les diagraphies de conductivité EM et de gamma naturel ont été réalisées sur d'anciens puits et de nouveaux puits forés en 2009. Les profondeurs des puits varient entre 40-60 m à l'exception des puits Vigneau (Havre-Aubert) d'une profondeur anticipée de 73 m et du puits 13007086 de Cap-Aux-Meules d'une profondeur de 91 m. Nous n'avons toutefois pas pu atteindre les profondeurs anticipées de certains puits en raison de forage bouché possiblement par des éboulements. Ainsi la profondeur à laquelle on a eu accès au puits 13007031 est de 23.4 m au lieu de 73 m initialement prévu. Nous avons noté en général une bonne corrélation entre l'enregistrement des données sur le puits EDN-09-01A à la montée et à la descente, avec un certain écart moyen en conductivité de 2 mS/m et de 3 cps en gamma naturel. Avec des coefficients de corrélation de 0.88entre les deux courbes de conductivité et de 0.78 pour les courbes du gamma naturel, cela nous indique que les données sont répétables et apparaissent avoir un bon rapport signal-sur-bruit (Figure 3.11). Les profondeurs du levé de diagraphie ont été corrigées par rapport au zéro du levé. Les sondages de conductivité EM et gamma naturel Vigneau 13007011, Hav002, Fatima 13007031 et Cap-Aux-Meules 13007086 d'anciens puits sont illustrés sur les figures

2.12, 2.13, 2.14 et 2.15. Ces puits sont caractérisés en général par de faibles conductivités de l'ordre de 2-3 mS/m à l'exception de Cap-Aux-Meules 13007086 où l'on enregistre des conductivités de 15-30 mS/m.

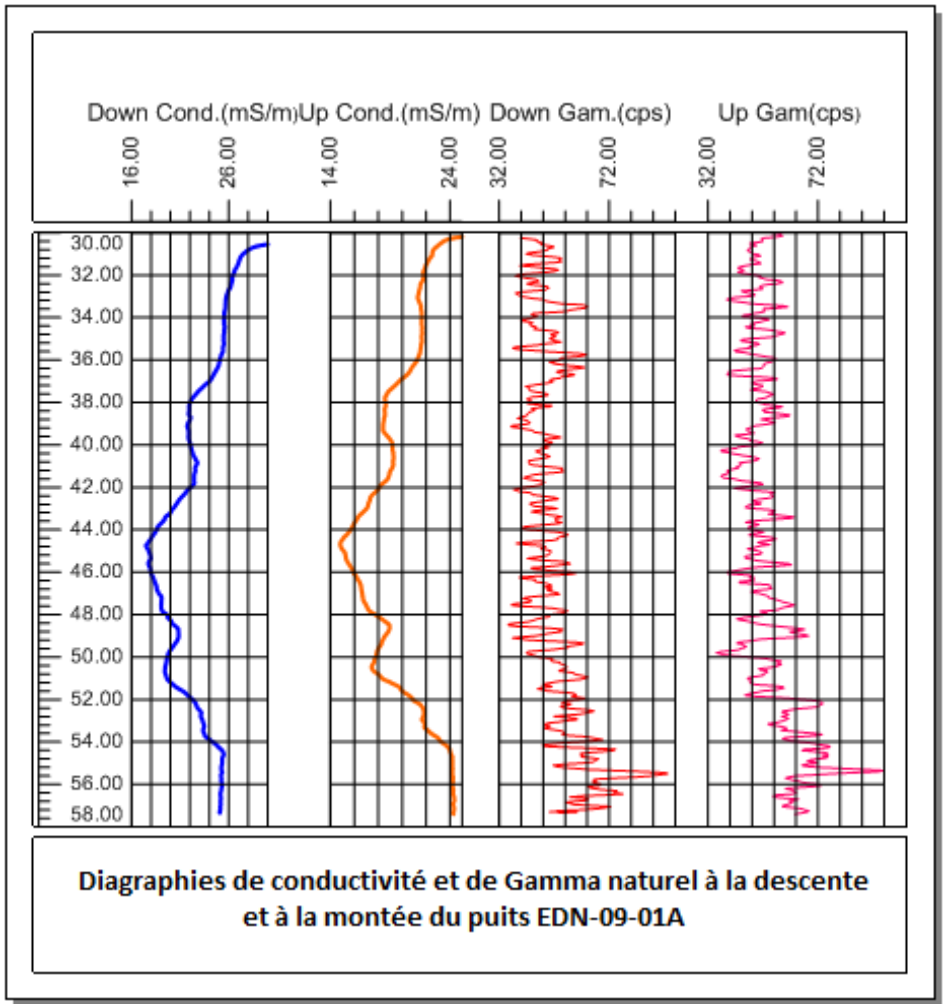


Figure 2.11: Diagraphies EM39 à la descente et à la montée du puits EDN-09-01A

2.7.2 Interprétation du puits Vigneau

Le puits possède un tubage métallique jusqu'à une profondeur de 25 m. La conductivité varie autour de 1.6-2.1 mS/m ce qui correspond à des résistivités de 475 à 625 Ω.m pour les formations autour du puits sur l'épaisseur non tubée. Cela suppose une eau saturant les pores à 30-39Ω.m en considérant la porosité présumée des grès à 25 % et m=2 suivant la formule d'Archie.

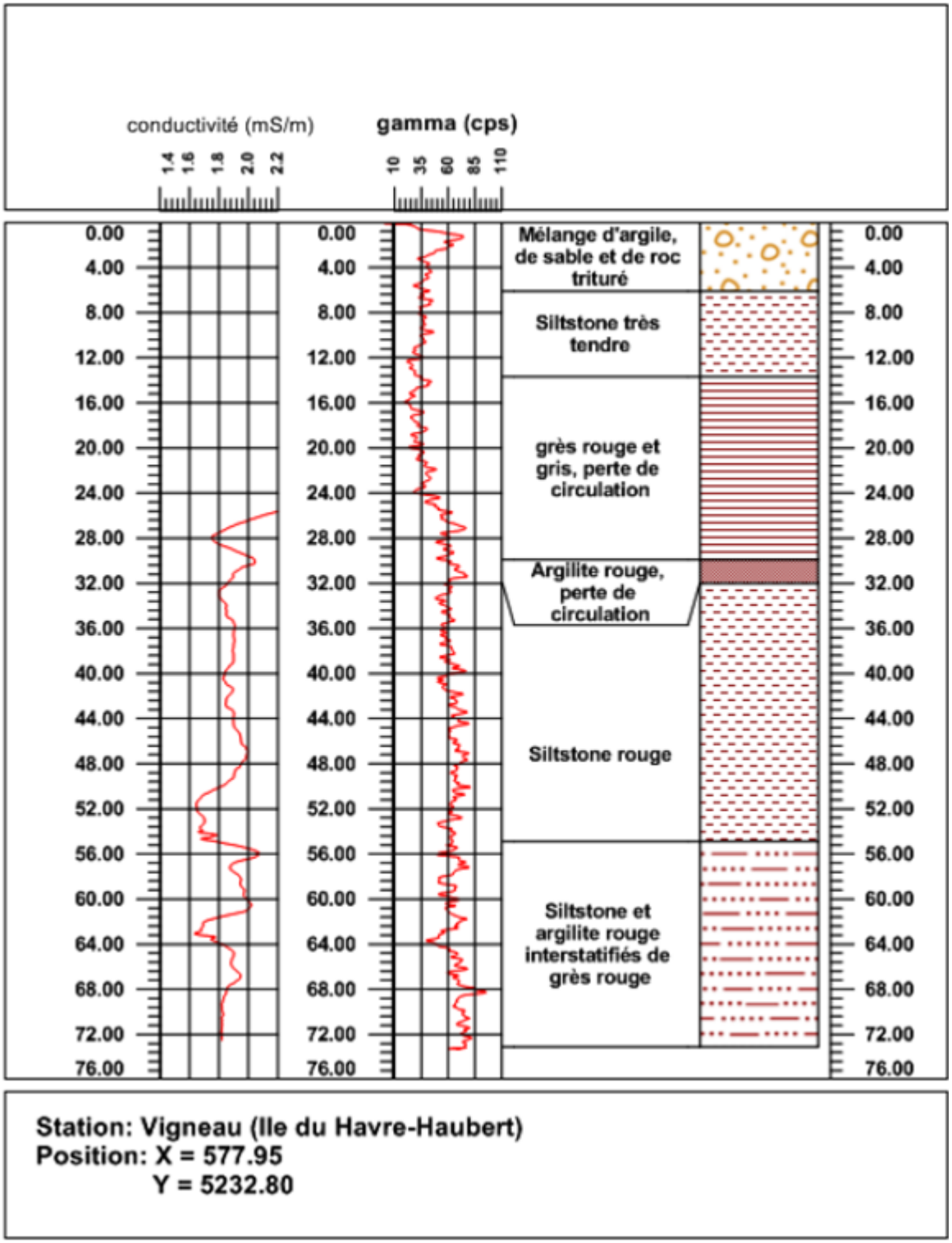


Figure 2.12 : Diagraphies de conductivité EM et gamma naturel sur le puits Vigneau, Havre-Aubert

2.7.3 Interprétation du puits Hav02

La conductivité dans ce puits varie autour de 2-3 mS/m sur l'épaisseur non tubée du puits. Il y a une bonne corrélation entre les valeurs de conductivités et le gamma naturel. Les valeurs de conductivités légèrement plus élevées que celles du puits Vigneau démontrent toutefois une eau de très bonne qualité. Nous avons relevé deux mesures élevées de gamma naturel sur ce puits aux positions 8-16 m et 40-44 m, révélatrices d'une augmentation de la teneur en argile. Les documents relatifs à la stratigraphie du puits sont inexistants.

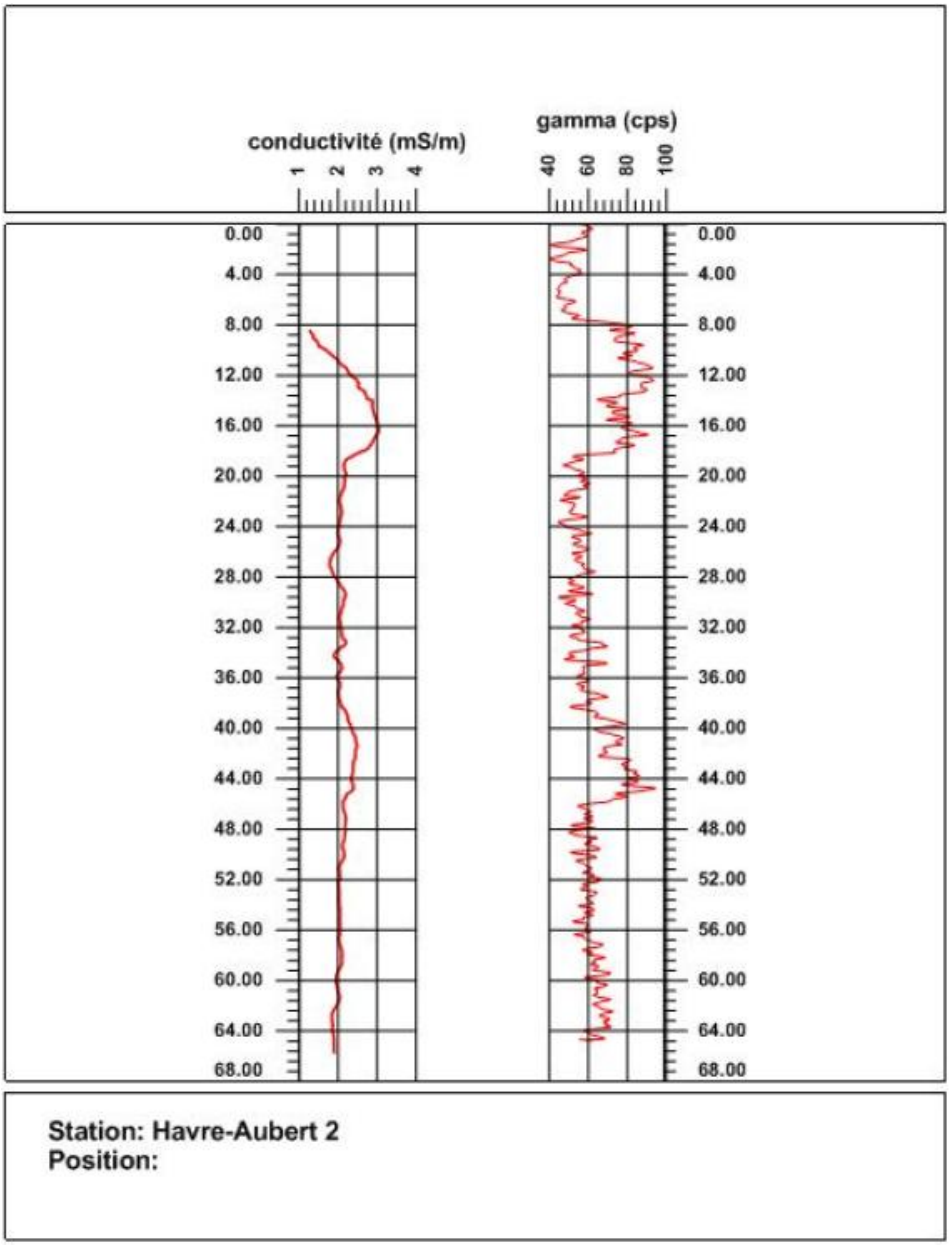


Figure 2.13: Diagraphies de conductivité EM et gamma naturel sur le puits Hav002 (Havre-Aubert).

2.7.4 Interprétation du puits Fatima 13007031

Le puits 13007031 situé dans le voisinage du sondage FAT08 a révélé la présence de grès à grain fin, d'argilite et de grès rouge sur les formations superficielles. La profondeur à laquelle on a eu accès dans ce puits est de 23.4 m. Sur cette courte distance, la conductivité est faible et est de

l'ordre de 2 mS/m correspondant à une résistivité de 500 Ω.m excepté le pic de 3.6 mS/m à la position 21.5 m. La partie non tubée du puits est trop courte pour en tirer de l'information utile.

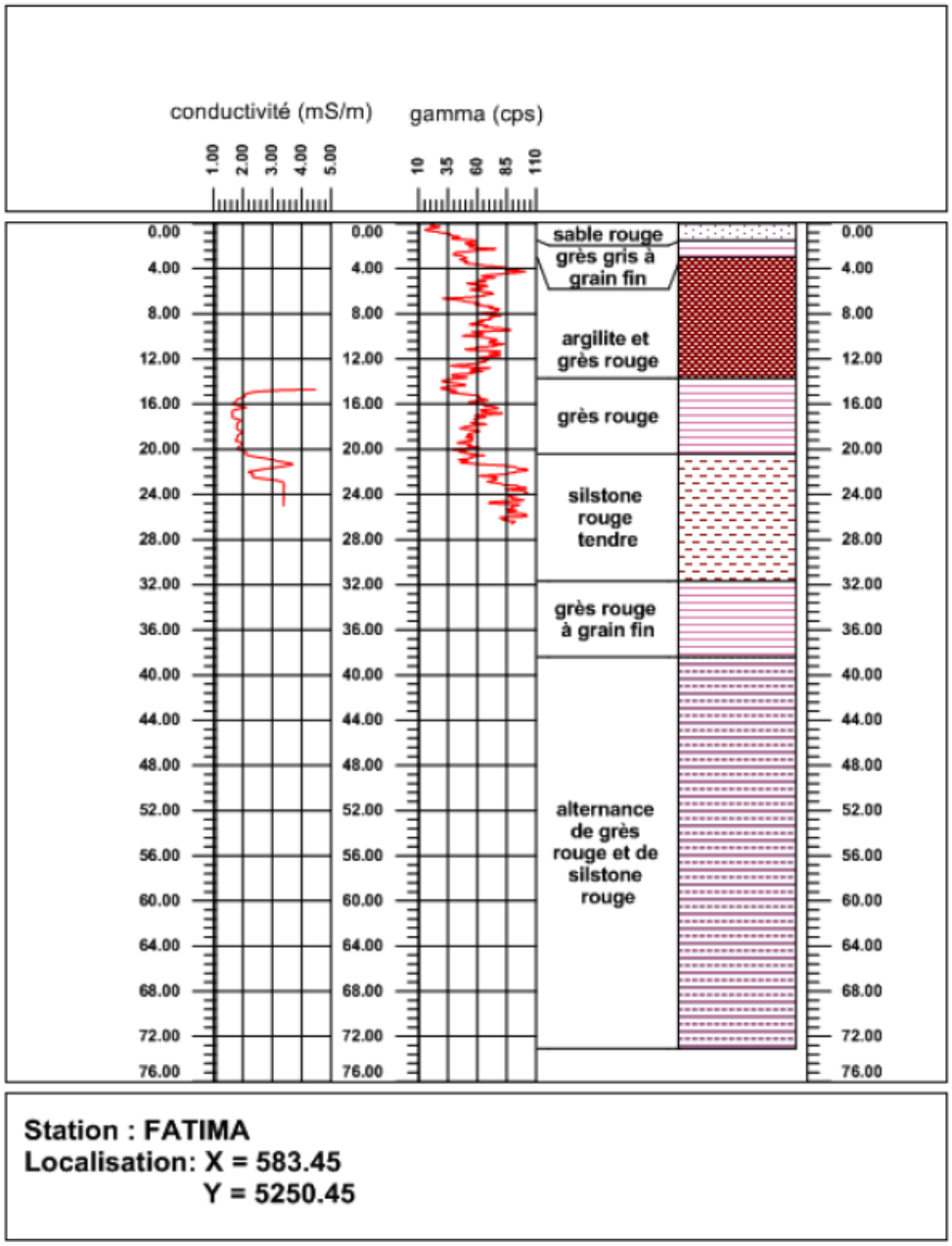


Figure 2.14 : Diagraphies de conductivité EM et gamma naturel sur le puits 13007031 (Fatima).

2.7.5 Interprétation du puits Cap-Aux-Meules 13007086

La longueur du tubage dans ce puits est de 4 m. Les valeurs de conductivité EM sont grandes relativement aux autres puits et varient autour de 15 mS/m-30 mS/m correspondant à des

résistivités de 33 Ω.m à 66 Ω.m Il est à noter une bonne corrélation entre les zones de conductivité élevée et les zones de rayonnement gamma élevé entre 65 m et 90 m de profondeur qui pourrait être attribué à la présence d'argile. Le puits est dans un grès fissuré, ce qui suppose une grande porosité et si on suppose une porosité de 30 %telle qu'estimée par l'université de Sherbrooke (Madelin'Eau, 2004), on a des résistivités de l'eau de 5-11 Ω.m qui correspond à une salinité de 800 à 1600 mg/l à la température T=10 ˚ C qui présume une eau entre fraîche et saumâtre (Tableau 3.1).

Tableau 2.1 : Salinité, qualité et conductivité de l'eau

Qualité	Concentration (mg/L)	Conductivité (µS/cm)
Fraiche	<1000	0-800
Saumâtre	1000 – 5000	1600-4800
Très saumâtre	5000 – 15 000	27 000
Saline	15 000-30 000	>4800
Eau de mer	30 000 – 40 000	51 500
Saumure	40 000 – 300 000+	100 000

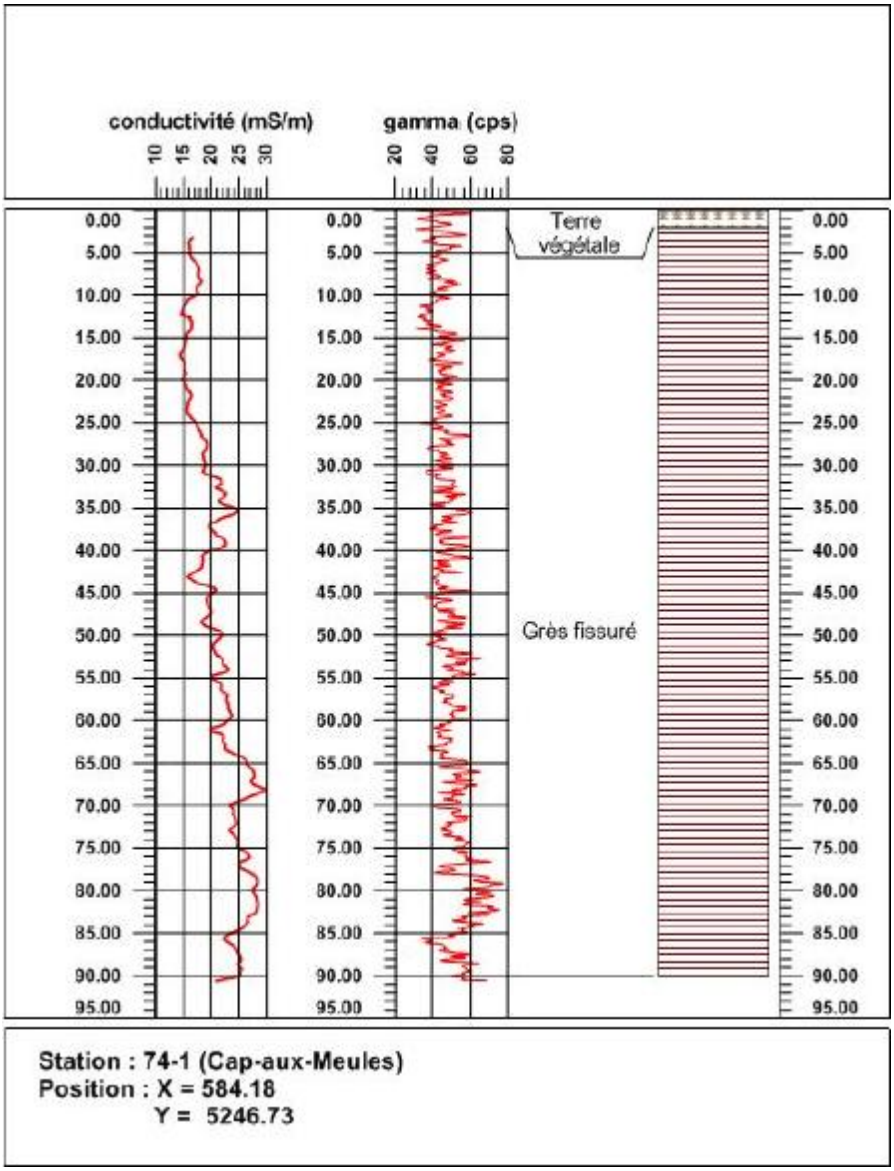


Figure 2.15 : Diagraphies de conductivité EM et gamma naturel sur le puits 13007086(Cap-Aux-Meules).

2.7.6 Interprétation du puits EDN-09-01A

La profondeur du puits EDN-09-01A est de 56.87 m et la profondeur du tubage en acier est de 29.61 m, ce qui nous laisse 27.3 m d'information utile. La conductivité sur l'épaisseur non tubée du puits varie autour de 18-26 mS/m correspondant à des résistivités de 38-56 Ω.m. Ces valeurs de conductivités nous indiquent que l'eau contenue dans ce puits est douce jusqu'à la profondeur permise.

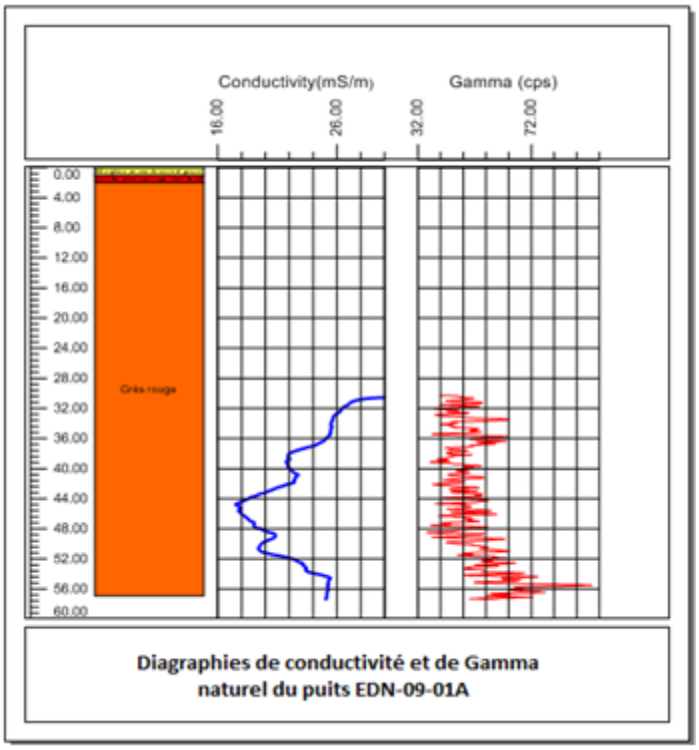


Figure 2.16: Levé EM39 EDN-09-01A

Quatorze autres diagraphies de conductivité EM et gamma naturel sur des puits forés en 2009 ont été enregistrées. Tous les résultats de ces diagraphies peuvent être consultés en annexe. De manière générale, la conductivité des formations oscille autour de 10-30 mS/m correspondant à des résistivités de 30-100 Ω.m Il n'y a pas de corrélation entre les valeurs de conductivité et le gamma naturel. En supposant une porosité des grès rouge de 25-30 % pour une formation ayant une résistivité de 45 Ω.m (22 mS/m), ce qui correspond à une eau interstitielle de 8-10 Ω.m de bonne qualité. Les sondages de diagraphies EM ont permis de contraindre l'inversion 1D des sondages TEM dans le voisinage des puits et de réduire l'ambigüité de l'interprétation sur les couches superficielles.

2.8 Mesures sur carottes de forage

Les mesures des propriétés électriques sur des échantillons de carottes provenant du forage pétrolier G-003 situé au Nord-Ouest de Fatima (Lat. 47° 25' 31.57'' ; Long. 61°52'00.43'') ont fait l'objet d'étude au Laboratoire de Géophysique Appliquée. Ce forage présente des grès rouges

ayant des porosités variant entre 15 et 25 % (Corridor Resources, 2000). Un porte-échantillon a été développé et un montage expérimental a été mis en place. Nous avons commencé par faire circuler dans le montage une eau déionisée présentant une résistivité de 1800 Ω.m. Après deux jours de saturation, la mesure de résistivité de la solution était descendue à 30 Ω.m indiquant que la carotte avait libéré du sel contenu dans ses pores. Des circulations d'eau déionisée n'ont pas permis de lessiver le sel contenu dans la carotte. D'autres échantillons ont été testés mais tous présentaient le même comportement. Dans le but de permettre l'élimination du sel dans les pores, les carottes ont été immergées dans un bassin contenant de l'eau déionisée. Des mesures régulières de conductivité de l'eau déionisée ont été effectuées au cours du temps pour suivre le processus de désalinisation. Régulièrement, nous vérifions la conductivité de l'eau du bassin pour suivre le processus de désalinisation et nous remplaçons l'eau ainsi chargée par de l'eau déionisée (Chouteau et al, 2011). Pour vérifier le processus de désalinisation, nous avons effectué des mesures électriques aux bornes des carottes afin de déterminer la résistivité de la carotte. Ensuite, en appliquant la relation d'Archie pour un milieu saturé, on déduit la résistivité de l'eau interstitielle ρ_w et on compare cette valeur à celle de la résistivité de l'eau déionisée $\rho_{d.w}$ pour vérifier s'il y a équilibre entre les deux. Ainsi pour la carotte provenant de la profondeur de 290 m (950 pieds), nous avons déduit une résistivité de 259 Ω.m pour une résistivité de l'eau déionisée de 635 Ω.m en appliquant la relation d'Archie pour un milieu saturé $\rho_m=\rho_w a\Phi^{-m}$ avec un facteur de cimentation des grès de m=2.0 et *a* facteur dépendant de la lithologie. Pour une porosité Φ=0.25 et a=1 (si les grains des minéraux sont des isolants parfaits) alors : $\rho_{m=}\rho_w(0.25)^{-2}$

La résistivité ρ_w de l'eau interstitielle se calcule ainsi à partir de $\rho_{w=}\rho_m(0.25)^2$

Les résultats obtenus sont illustrés au tableau 3.2:

Tableau 2.2 : Comparaison de la résistivité de l'eau interstitielle de la carotte 950' et la résistivité de l'eau déionisée

$\rho_{950'}$ (Ω.m)	259
ρ_w (Ω.m)	16.2
$\rho_{d.w}$ (Ω.m)	635

Nous constatons qu'il n'y a pas d'équilibre entre la résistivité de l'eau interstitielle de la carotte ρ_w et la résistivité de l'eau déionisée $\rho_{d.w}$. Des mesures similaires ont été effectuées sur les

autres échantillons et les mêmes résultats sont obtenus. Nous en concluons que les carottes n'ont pas libéré complètement leur contenu en sel. Le processus de désalinisation des carottes semble être très long puisqu'il procède par diffusion; les carottes ne peuvent donc être exploitées pour le moment pour déterminer les propriétés électriques des grès.

CHAPITRE 3 MÉTHODE ÉLECTROMAGNÉTIQUE TRANSITOIRE

Dans ce chapitre, vu l'importance de la méthode TEM dans nos travaux, nous présentons les équations de Maxwell décrivant les phénomènes électromagnétiques, le principe de base de la méthode TEM et l'équipement employé sur terrain.

3. Méthode électromagnétique transitoire

3.1 Principe de la méthode transitoire

La méthode TEM est fondée sur les équations de Maxwell qui décrivent les phénomènes électromagnétiques. Le champ électromagnétique est défini par cinq vecteurs suivants : L'intensité du champ électrique **E**, l'intensité du champ magnétique **H**, l'induction magnétique **B**, les courants de déplacement **D** et la densité du courant électrique **J**. Les équations de Maxwell dans le domaine temporel peuvent être écrites de la manière suivante :

$\nabla \mathbf{x}\, \mathbf{E} = -\partial \mathbf{B}/\partial t$ Loi de Faraday (3.1)

$\nabla \mathbf{x}\, \mathbf{H} = \mathbf{J} + \partial \mathbf{D}/\partial t$ Loi d'Ampère (3.2)

$\nabla . \mathbf{D} = \rho$ Loi de Gauss pour le champ électrique (3.3)

$\nabla . \mathbf{B} = 0$ Loi de Gauss pour le champ magnétique (3.4)

où ρ est la densité de charge électrique

D'autres équations, les équations constitutives, relient les propriétés physiques aux cinq vecteurs définis plus haut sont :

$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}$, $\mathbf{b} = \mu \mathbf{H}$ et $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$ (loi d'Ohm)

Où **ε** est la permittivité électrique du matériau, **μ** est sa susceptibilité magnétique et **σ,** sa conductivité électrique (S/m).

La technique TEM est réalisée à l'aide d'un émetteur et d'une boucle d'émission, et d'un récepteur raccordée à la bobine réceptrice. L'émetteur transmet un courant continu à travers la boucle qui produit un champ magnétique primaire (Figure 3.1). Le processus de coupure brusque du courant émetteur induit selon la loi de Faraday (équation 3.1) une force électromotrice de courte durée dans le sol. Dû à la conductivité finie du sol, des courants de Foucault sont générés causant un champ magnétique secondaire qui s'oppose à la disparition du champ magnétique

primaire. La variation du champ magnétique secondaire avec le temps induit un voltage dans la bobine réceptrice située au centre de la boucle émettrice. L'intensité et la distribution des courants induits dépendent de la conductivité du sol et du temps écoulé après coupure du champ primaire. Par conséquent la tension enregistrée au récepteur donne des informations sur la résistivité du sol (Fitterman et Stewart 1986) pour des couches de plus en plus profondes à mesure que le temps augmente. L'image de diffusion des courants de Foucault est associée à des ronds de fumée (Nabighian, 1979).

La profondeur de ces boucles de courant à un instant t donné suit la relation suivante (Nabighian, 1979) :

$$Z = \frac{2}{\sqrt{\pi}}\sqrt{\frac{4t}{\sigma\mu}} \qquad (3.5)$$

Le signal reçu par la bobine est la variation du champ magnétique secondaire en fonction du temps. La technique TEM produit des pseudo-sections 1D et 2D à la manière de la méthode électrique. Les profondeurs d'investigation varient de quelques mètres à des centaines de mètres. Elle ne produit cependant pas de haute résolution pour des couches superficielles en raison du turn-off time qui coupe les premières informations provenant de celles-ci. Il y a différentes configurations de bobines émettrice et réceptrice. Ici, on a privilégié le dispositif en boucle centrale (Fig. 3.1), cette configuration utilise une bobine réceptrice de faible surface située au centre de la boucle d'émission. Elle présente l'avantage d'être faiblement influencé par des variations latérales de la conductivité électrique ainsi que d'être d'exécution rapide. L'effet PP est plus prononcé dans cette configuration et se manifeste à des temps longs (Christiansen et al, 2006)

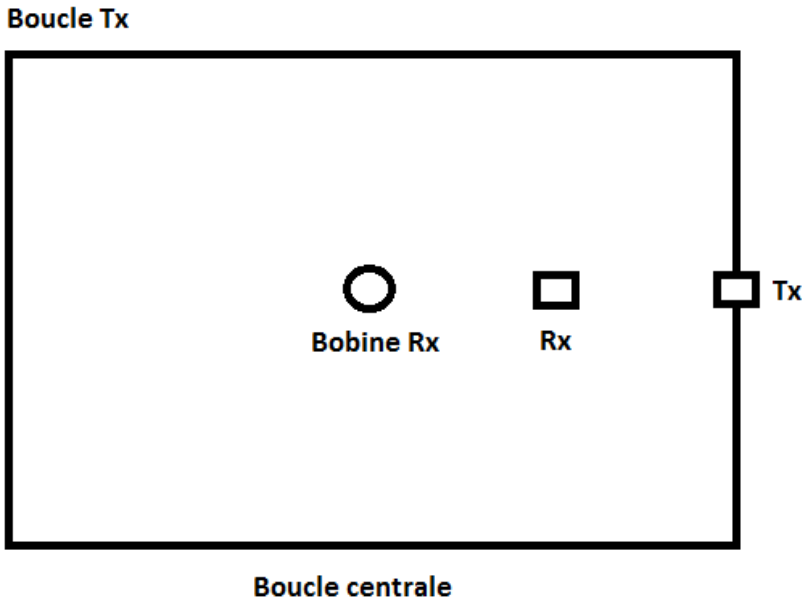


Figure 3.1 : Configuration d'un système TEM avec une boucle centrale.

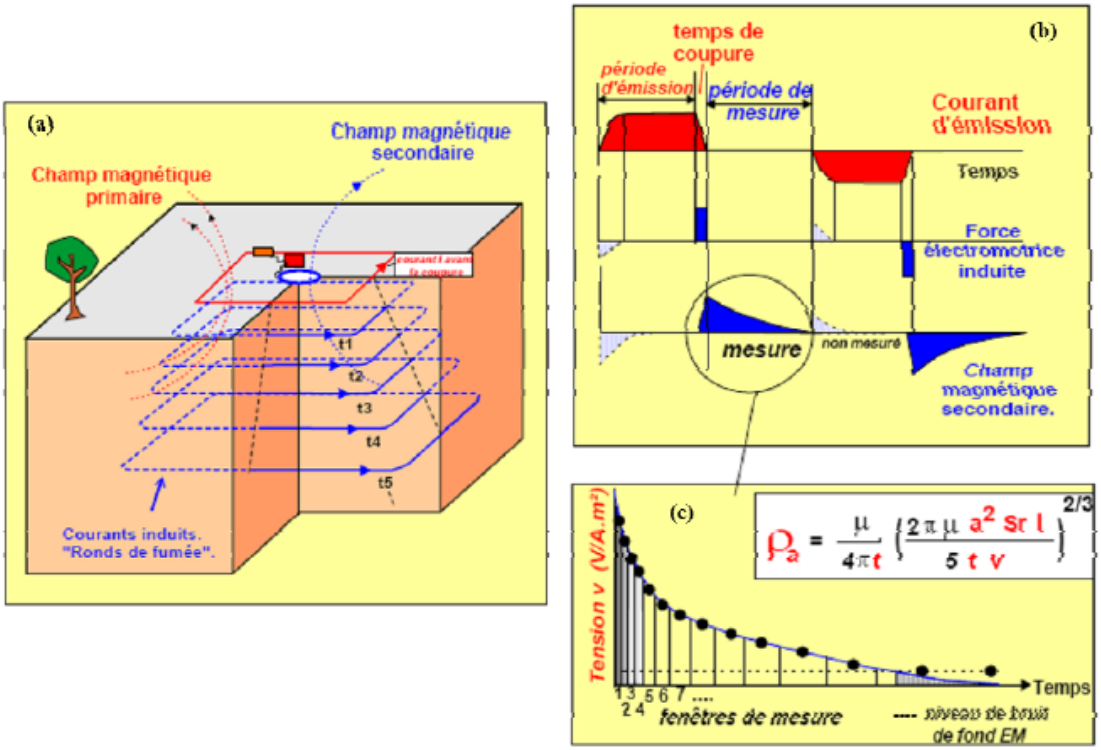


Figure 3.2 : Principe du sondage TEM. (a) Courant dans la boucle émettrice. (b) Forme de l'onde de courant injectée avec la force électromotrice induite dans le sous-sol. (c) Échantillonnage du signal mesuré

Pour rendre les courbes enregistrées représentative de la résistivité de la structure, nous convertissons les courbes de tension en résistivité apparente en comparant la tension mesurée à la tension qui pourrait être mesuré sur un demi-espace de résistivité constante. L'approximation de la résistivité apparente en temps long est donnée par la formule suivante (Fitterman et Stewart 1986) :

$$\rho_{app} = \frac{\mu_0}{4\pi t}\left(\frac{2\pi\mu_0 a^2 S_a I}{5tV}\right)^{2/3} \quad (3.6)$$

Avec

ρ_{app} Résistivité apparente (Ω.m)

a : Côté de la boucle d'émission (m)

Sa : Surface de la boucle de réception (m^2)

I : Courant injecté (A)

V : Voltage induit dans la boucle de réception (V)

σ Conductivité électrique (Siemens/m)

t Temps après coupure (s)

μ_0 Perméabilité magnétique

3.2 Équipements utilisés

3.2.1 Émetteur

Nous avons utilisés deux types d'émetteur le TEM 47 et le TEM 57 de GEONICS. Le premier permet de générer des champs à des fréquences de répétition élevées (285 Hz (U), 75 Hz (V) et 30Hz (H) et mesurer les réponses superficielles de 0-100 m de profondeur, et le second produit des champs à de basses fréquences de répétition de 30 Hz (H), 7.5 Hz (M) et 3 Hz (L) pour mesurer les réponses plus profondes supérieures à 40 m. La gamme de profondeur est déterminée par le moment magnétique disponible (produit de la surface de la boucle de transmission par le courant) et par la fréquence de répétition des impulsions de courant. Les émetteurs TEM47 et TEM57 sont reliés au récepteur par un câble de référence pour permettre la synchronisation.. La boucle d'émission du PROTEM 47 permet d'injecter un courant maximum de 3 A dépendamment de la taille de la boucle utilisée. Dans notre cas nous avons utilisé des courants variant de 0.5 A à 2.5 A pour l'émetteur TEM 47. La boucle d'émission du PROTEM 57 produit des courants de 8 à 20 A; nous avons généré des courants de 13.5 à 18 A pour ce système.

Figure 3.3 : Émetteur TEM 47 de Geonics Ltd.

Figure 3.4 : Émetteur TEM 57 de Geonics Ltd.

3.2.2 Récepteur

La fonction principale du récepteur électromagnétique dans le domaine temporel est d'enregistrer le signal transitoire généré par la décroissance des courants de Foucault dans le sous-sol. Comme la tension reçue s'étend sur une gamme de très grande amplitude, le récepteur doit enregistrer avec précision à la fois de grandes amplitudes qui évoluent rapidement au temps court et de très

faibles amplitudes qui varient lentement aux temps longs. Le récepteur numérique PROTEM de GEONICS est un système de réception simultanée de trois composantes électromagnétiques dans le domaine temporel. Le PROTEM 47 et 57 utilisent une boucle multi-tour pour mesurer le champ EM au centre de la boucle émettrice. La bobine réceptrice du PROTEM 47 a une surface effective de 31.4 m^2 alors que la bobine réceptrice du PROTEM 57 a une surface effective de 200 m^2. Toutes les fonctions du récepteur sont contrôlées par un ordinateur interne qui reçoit les instructions de l'opérateur à travers des touches et affiche les messages et les résultats sur un écran LCD. Ce récepteur peut fonctionner avec sept fréquences de répétition. Ces dernières sont notées U, V, H, M, L, K et J qui représentent les fréquences respectives 285, 75, 30, 7.5, 3, 0.75 et 0.3 Hz dans les régions où la fréquence des lignes haute tension est de 60 Hz et les fréquences 237.5, 62.5, 25, 6.25, 2.5, 0.625 et 0.25 Hz pour des fréquences de 50 Hz des lignes haute tension telle qu'en Europe. La gamme des temps mesurés s'étend de 6.8 µs à 80 ms. Si une bobine réceptrice 3D est utilisée, le récepteur peut mesurer les composantes X, Y et Z simultanément. Dans le cas d'une bobine 1D, il mesure une composante. Le signal EM enregistré durant un intervalle de temps très court appelé fenêtre (*gate* en anglais), est intégré sur chacune des fenêtres, résultant en un point de mesure pour chaque fenêtre. La largeur de ces fenêtres croît de manière géométrique. La composante verticale du champ magnétique secondaire a été mesurée par le récepteur PROTEM. Nous avons toutefois fait des mesures de composantes X et Y pour vérifier s'il y a une grande variation dans ces deux directions. Nous avons noté dans la majorité des sondages que la composante Z est plus importante que X et Y autrement dit, le terrain étudié est interprété comme étant 1D.

Figure 3.5 : Récepteur numérique PROTEM de Geonics Ltd.

3.3 Sources de bruits

Comme dans tout enregistrement géophysique, les données TEM sont affectées par le bruit (Spies, 1989; McNae et al, 1984). Il existe différentes sources de bruits EM lors de l'utilisation de la méthode TEM tel que le bruit dû à l'instrument de mesure, bruits électromagnétiques, géologique ou urbains.

3.3.1 Bruits de l'équipement

Un défaut de calibration de notre instrument de mesure pourrait être une source de bruit instrumentale. En effet lors de l'émission on doit s'assurer de la stabilité du courant d'injection et du turn-off time. La synchronisation entre l'émetteur et le récepteur doit aussi être parfaite.

3.3.2 Bruits géologiques

Le bruit géologique comprend entre autres les effets électrochimiques du sous-sol ou effet de polarisation provoquée (Smith et West, 1988), des hétérogénéités superficielles et la topographie.

3.3.3 Interférences électromagnétiques

Les lignes haute-tension sont une source non négligeable de bruits EM induit qui pourraient saturer le signal EM si le gain sélectionné est trop élevé. La seule façon de réduire ce bruit est de

s’éloigner autant que possible des lignes haute-tension. D’autres bruits urbains peuvent interférer avec nos mesures TEM tel que les structures métalliques, des détritus métalliques ou des tuyaux.

CHAPITRE 4 INTERPRÉTATION DES SONDAGES TEM

Dans ce chapitre nous montrons tous les résultats de l'inversion des données TEM pour chaque secteur des Îles-de-la-Madeleine. Les résultats des estimés de l'élévation de la nappe saline ont été comparés à ceux estimés par la relation de Ghyben-Herzberg (Voir section 4.2). Seul le secteur de Grosse-Île ne dispose pas de données de puits pour pouvoir faire cette comparaison.

4.1 Sondages TEM réalisés

Durant cette phase II du projet, 48 sondages TEM ont été réalisé sur les principales îles. La géométrie de la boucle de transmission utilisée pour tous les sondages TEM est en général une boucle centrale de dimension 50 m x 50 m ou 60 m x 40 m avec 2 tours de câbles. Nous avons essayé autant que possible d'installer des boucles de transmission plus grande(100 m X 100 m), mais les endroits dégagés étaient trop petits pour y déployer de telles tailles. Néanmoins, nous avons réussi à déployer des boucles d'émission de 100 m x 100 m sur certains secteurs tels qu'Étang-du-Nord, Havre-Aubert et Havre-Aux-Maisons. Des courants de 0.5 à 2.5 A ont été utilisés avec le TEM47 et des courants de 13.5 à 18 A avec le TEM57. La gamme des temps mesurés après coupure du champ primaire s'étend de 6.8 μs à 80 ms.

La stratigraphie des Îles sur les zones aquifères de grès rouge est quasi-horizontale et de composition relativement homogène et isotrope. Les niveaux d'eau suivent approximativement la topographie qui est faible aux Îles et l'hydrostratification de la zone saturée en fonction de la salinité de l'eau est à faible pendage. Par conséquent, les sondages TEM sont interprétés sous forme d'un modèle de couches horizontales (modèle 1D). L'interprétation repose sur la composante verticale **Z** du champ magnétique secondaire puisque les composantes horizontales **X** et **Y** du champ secondaire mesurées au centre de la boucle d'émission sont nulles. Les composantes **X** et **Y** du champ secondaire ont été simultanément mesurées lors des sondages TEM dans la gamme de temps intermédiaire à long correspondant au système TEM57 (fréquences de répétition 30, 7 et 3 Hz). Une bobine de réception à trois axes (3D-3 Txcoil de Geonics Ltd.) a été placée au centre de la boucle d'émission. Dans la majorité des sondages réalisés, les composantes **X** et **Y** sont de l'ordre de 100 fois plus faibles que la composante **Z**. Sur quelques sondages TEM les composantes **X** et **Y** mesurées sont de l'ordre de 3 à 10 fois plus faibles, ce qui indique la présence de variations latérales de résistivité à proximité du lieu de

sondage. L'interprétation des paramètres de ces sondages (épaisseur, résistivité et profondeur) est à prendre avec précaution (Chouteau et al, 2011).

Les sondages ont été interprétés à l'aide du logiciel SITEM-SEMDI d'Aarhus Geophysics. Ce programme permet de faire une interprétation 1D des sondages TEM sous forme de couches en calculant la résolution sur les paramètres estimés. Dans le but d'éviter toute ambigüité dans l'interprétation des données TEM, nous avons utilisé des modèles les plus simples possible.

Dans les secteurs où la nappe saline n'a pas été détectée tel que Havre-Aubert, nous avons estimé une profondeur minimale à partir de laquelle on pourrait la voir. Tous les sondages TEM sont présentés à l'annexe 2 avec leur interprétation.

4.2 Élévation de l'interface eau douce-eau salée par la relation Ghyben-Herzberg

Le principe de cette relation a été découvert indépendamment par un chercheur hollandais Baden-Ghyben et un scientifique allemand Herzberg. La relation de Ghyben-Herzberg, basée sur la différence de densité entre l'eau douce et l'eau salée, décrit en régime permanent l'attitude de l'aquifère d'eau douce en équilibre hydrostatique sur la nappe salée. Cet équilibre qui existe entre les deux fluides ayant des densités différentes (Bowen, 1986) est décrit par la relation dite de Ghyben-Herzberg:

$$H = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h \qquad (4.1)$$

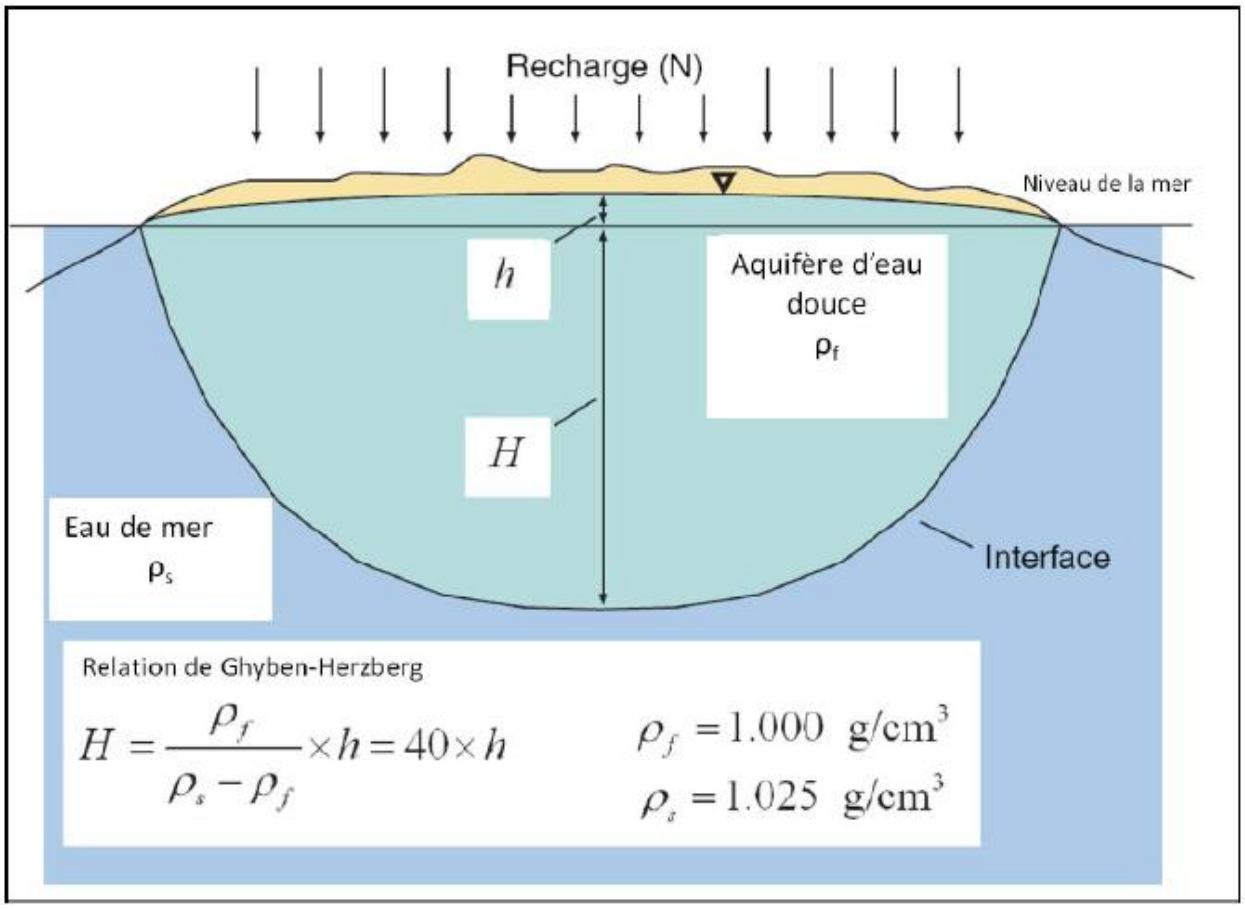


Figure 4.1: Relation de Ghyben-Herzberg pour l'élévation sous le niveau moyen des mers de l'interface eau douce-eau salée(Chouteau et al, 2011)

Cette relation nous donne l'élévation du niveau de l'interface qui dépend du contraste de densité entre l'eau douce et l'eau salée. Ces densités dépendent de la concentration en sels et de la température. Avec des estimés de la densité de l'eau douce ρ_f=1.000 g/cm^{3}et de l'eau salée ρ_s=1.025 g/cm^3, l'interface sous le niveau moyen des mers se trouve à 40 fois l'élévation du niveau piézométrique de la nappe d'eau douce dans le puits soit, z = 40h

La loi de Ghyben-Herzberg tient compte d'une interface franche entre l'eau douce et l'eau salée et devrait être appliqué lorsque l'aquifère est homogène, la dispersion hydrodynamique est négligeable, les flux verticaux dans l'aquifère sont négligeables et l'eau salée est immobile (Stoll, 2006). L'eau douce recouvre en général l'eau salée et les deux fluides sont séparés par une zone de mélange. L'étendue de l'intrusion saline dépend d'un certain nombre de facteurs tels que la géométrie des aquifères, ses propriétés (conductivité hydraulique, anisotropie, porosité), les taux

de prélèvement, la profondeur, le taux de recharge et la distance des puits de pompage de la côte (Ghassemi et al, 1993)

4.3 Résolution des paramètres du modèle unidimensionnel interprété

Pour chaque sondage TEM, les données mesurées en fonction du temps montrent une dispersion plus ou moins importante. Ce sont les barres d'erreur que l'on aperçoit sur les graphiques de la résistivité apparente (figure 4.2). Plus la dispersion est grande, moins les paramètres du modèle seront bien déterminés. Autrement dit, des erreurs sur les données engendrent une incertitude sur les paramètres du modèle de couches. Le programme d'inversion SITEM-SEMDI permet pour chaque inversion obtenue de déterminer l'incertitude sur les résistivités, les épaisseurs et les profondeurs des couches (Chouteau et al, 2011). Nous montrons à titre d'exemple le sondage ETAN06 réalisé à Étang-du-Nord (Figure 5.2) avec un tableau présentant les paramètres déterminés par l'inversion pour chacune des trois couches du modèle obtenu ainsi que leurs incertitudes associées. Les incertitudes ResSTD, ThkSTD et DepSTD sont associées respectivement à la résistivité, l'épaisseur et la profondeur. Ainsi à la couche numéro deux de l'exemple, ResSTD=1.03, veut dire que les valeurs de résistivités varie sur l'intervalle $48.6/1.03<\rho< 48.6*1.03$ soit $47.2\ \Omega.m <\rho< 50.06\ \Omega.m$ autrement dit la résistivité a été déterminée avec une précision de 3 %. De la même manière pour la même couche, l'épaisseur a été déterminée avec une précision de 2 % et la profondeur à 1 % ce qui représente une bonne résolution.

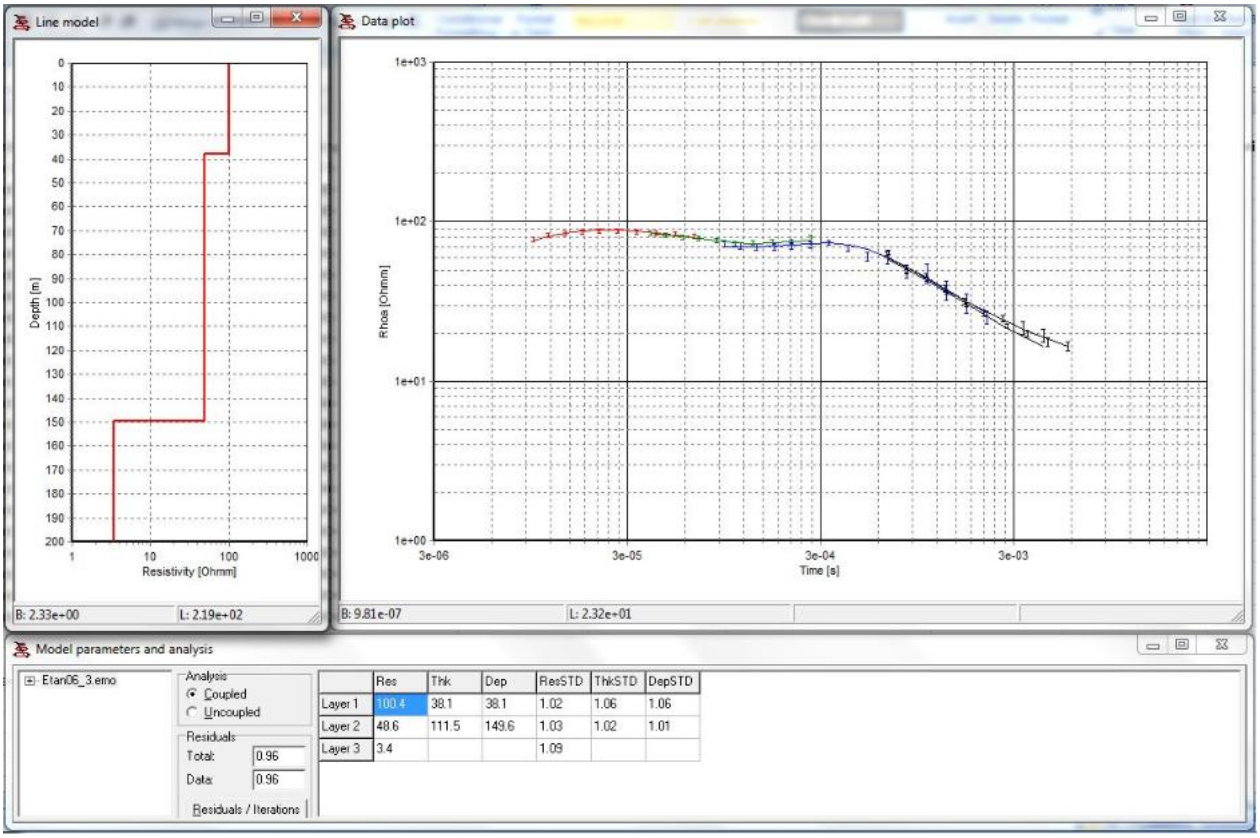
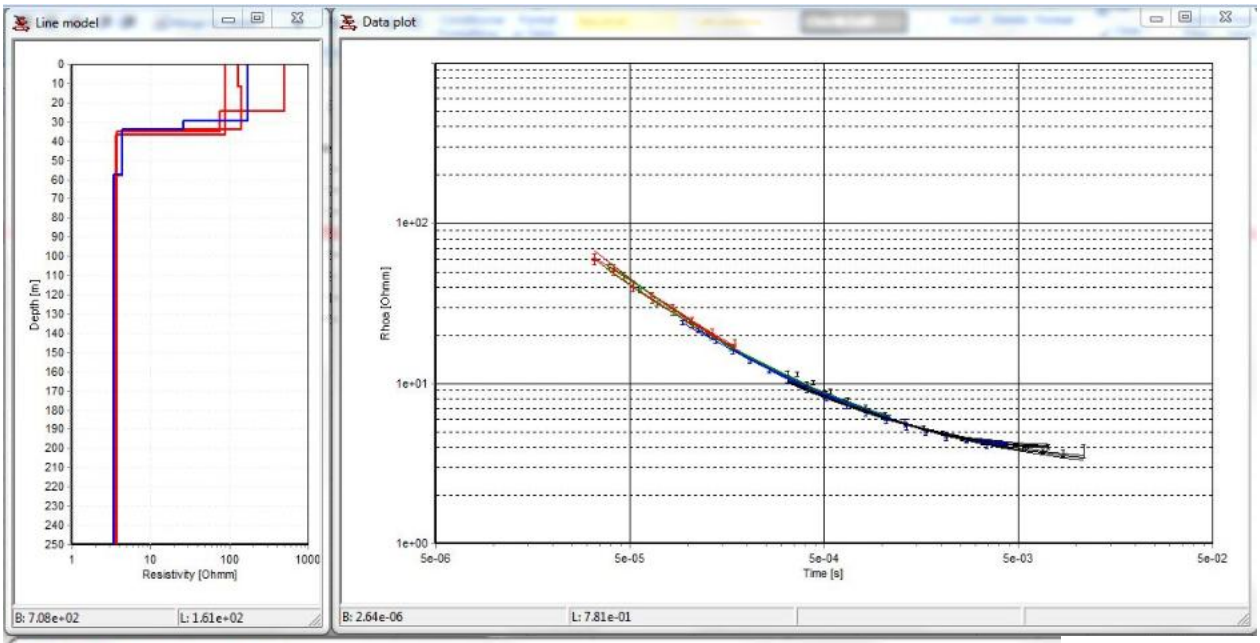


Figure 4.2 : Résultat de l'inversion du sondage ETAN06

4.4 Sensibilité de l'interprétation au nombre de couches choisi

En se basant sur la géologie des îles et des levés de tomographie de résistivité électrique réalisés par Madelin'Eau et le LAGA, le modèle électrique est constitué au minimum de trois couches : une couche superficielle résistive de 200-600 Ω.m non saturée, une couche de grès rouge d'eau douce de l'ordre de 50 Ω.met reposant sur un substratum semi-infini de grès rouge saturé en eau salée. Une étude a été faite sur le sondage GE05 à Grande-Entrée et le sondage ETAN17 à Étang-du-Nord en considérant 2, 3, 4 et 5 couches dans le but de tester la sensibilité de la méthode à déterminer la profondeur et la résistivité de la couche de grès saturé en eau salée. Les résultats montrent que les modèles à 3 et 4 couches donnent le meilleur ajustement (Figure 4.3a et 4.3b). Nous constatons que la zone de faible résistivité (3-4 Ω.m) est toujours bien déterminée pour les deux sondages considérés.



Model parameters and analysis

- sondage5-06_2.emo
- sondage5-06_3.emo
- sondage5-06_4.emo
- sondage5-06_5.emo

Analysis: Coupled / Uncoupled

Residuals — Total: 1.51 — Data: 1.51

Residuals / Iterations

	Res	Thk	Dep	ResSTD	ThkSTD	DepSTD
Layer 1	98.6	37.1	37.1	1.08	1.01	1.01
Layer 2	3.6			1.01		

Model parameters and analysis

- sondage5-06_2.emo
- sondage5-06_3.emo
  - Model 1 (3 layers)
- sondage5-06_4.emo
- sondage5-06_5.emo

Analysis: Coupled / Uncoupled

Residuals — Total: 1.65 — Data: 1.66

Residuals / Iterations

	Res	Thk	Dep	ResSTD	ThkSTD	DepSTD
Layer 1	495.6	24.6	24.6	1.10	99.00	99.00
Layer 2	77.3	10.3	35.0	99.00	99.00	1.30
Layer 3	3.8			1.03		

Model parameters and analysis

- sondage5-06_2.emo
- sondage5-06_3.emo
  - Model 1 (3 layers)
- sondage5-06_4.emo
  - Model 1 (4 layers)
- sondage5-06_5.emo

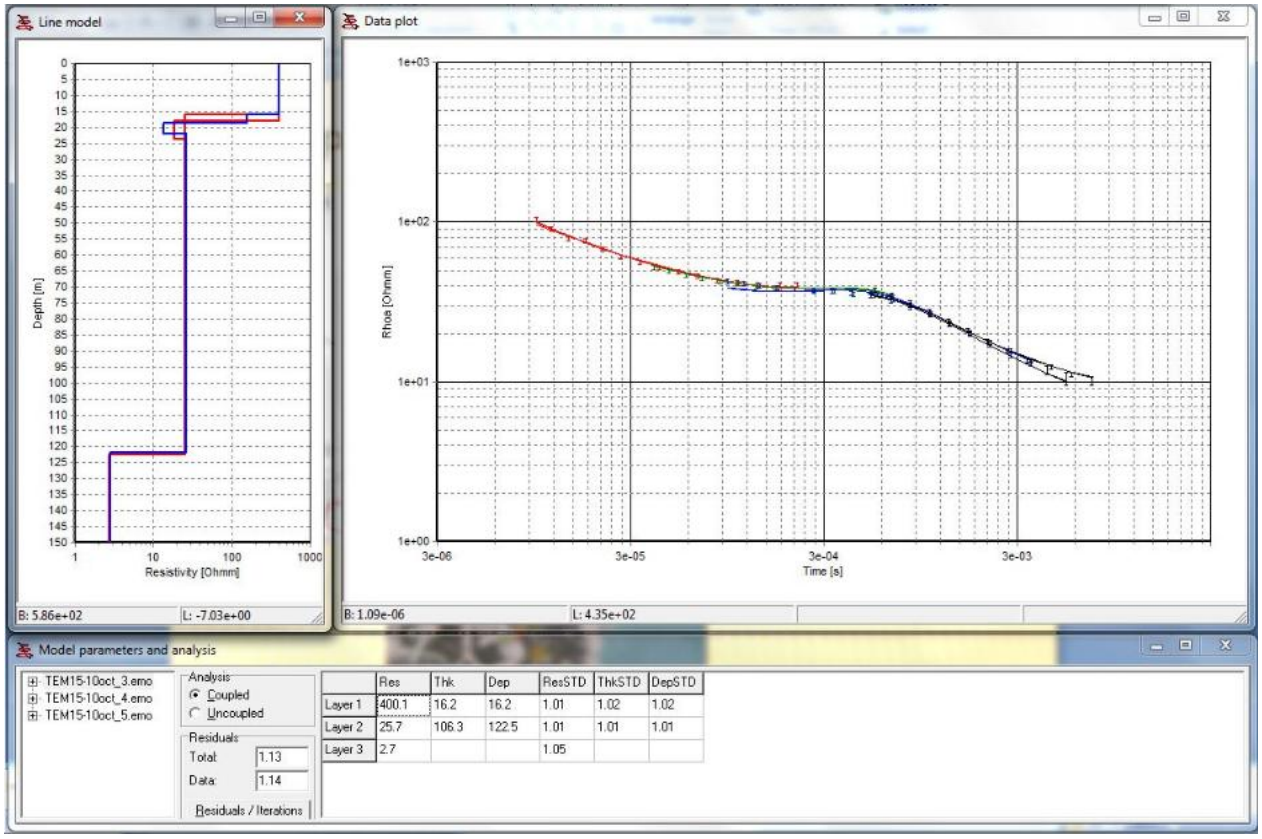
Analysis: Coupled / Uncoupled

Residuals — Total: 1.41 — Data: 1.41

Residuals / Iterations

	Res	Thk	Dep	ResSTD	ThkSTD	DepSTD
Layer 1	130.7	11.6	11.6	99.00	99.00	99.00
Layer 2	141.5	22.4	34.0	99.00	99.00	1.76
Layer 3	4.4	24.2	58.2	1.41	1.72	3.74
Layer 4	3.4			1.08		

Figure 4.3a : Résistivités apparentes observées et interprétation sous forme de modèles à 2, 3, 4 et 5 couches du sondage GE05.



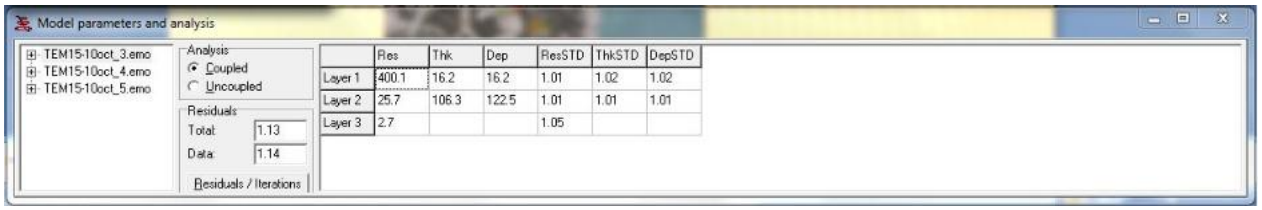


Figure 4.3b : Résistivités apparentes observées et interprétation sous forme de modèles à 3, 4 et 5 couches du sondage ETAN17.

4.5 Reproductibilité des mesures et des interprétations

Afin de vérifier la reproductibilité des mesures des sondages à l'intérieur d'un laps de temps sur lequel les variations possibles de la nappe saline sont négligeables, nous avons répété en mai et juin 2010 les mesures à la station ETAN02 d'Étang-du-Nord en prenant les mêmes paramètres d'acquisition. La figure 4.4 montre les données de résistivité apparente des deux sondages ainsi que leur interprétation respective sous forme de modèle à 3 couches. Nous constatons que les courbes sont quasiment superposées et que leur interprétation donne la nappe saline à 42.6 et 44.7 m avec une résistivité de 2.9 et 2.8 Ω.m respectivement. Le petit écart peut être dû au positionnement non exact de la station. En effet, la résolution du GPS est de l'ordre de 10 m en x et y.

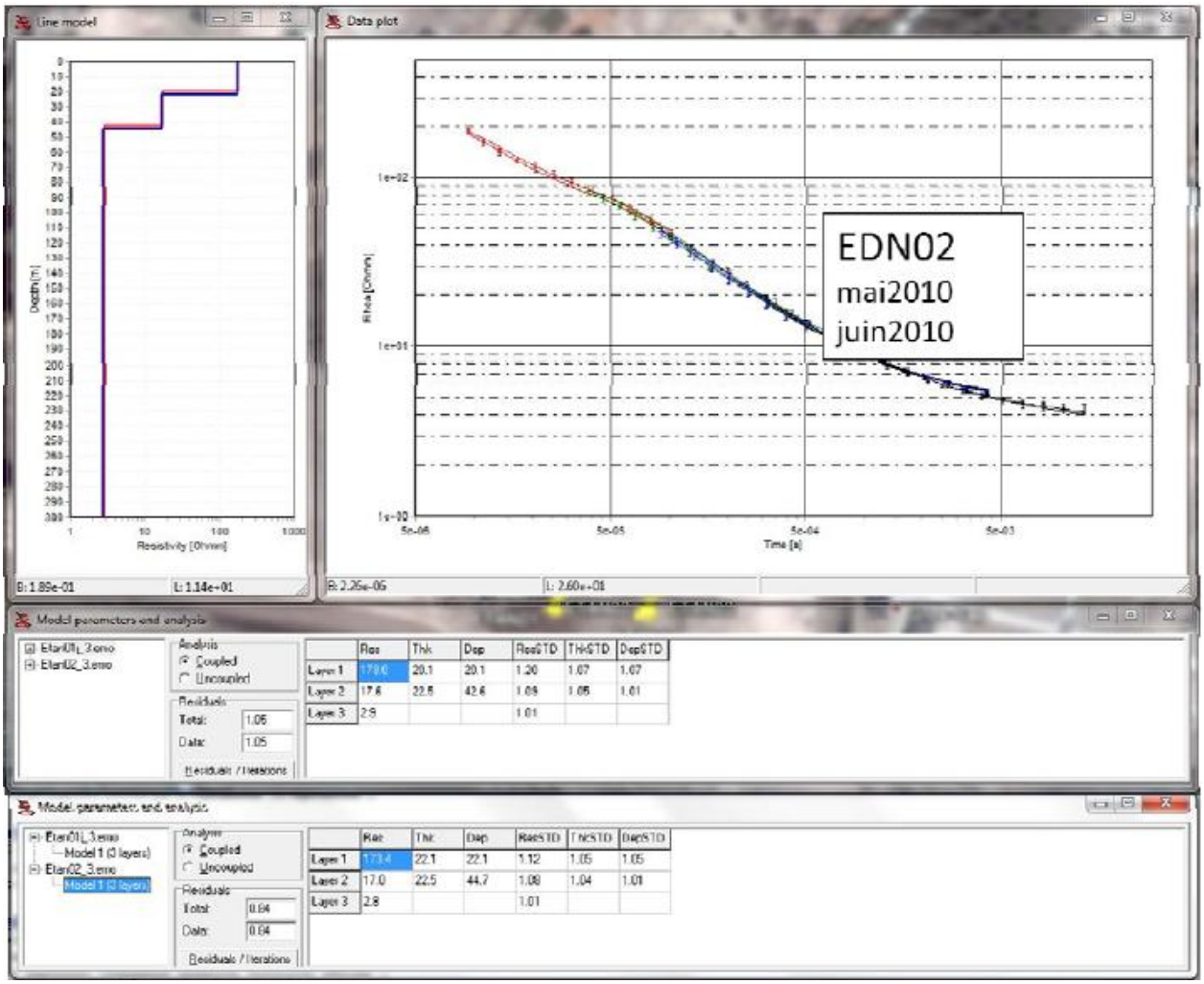


Figure 4.4 : Reproductibilité du sondage ETAN02.

4.6 Résolution de la zone de mélange

Plusieurs méthodes ont été formulées pour estimer l'interface eau douce-eau salée dans les aquifères côtiers et insulaires. Une façon simplifiée est de supposer l'eau douce et l'eau salée comme étant non miscible et qu'ils sont statiques (Cooper et al. 1964). L'interface eau douce eau salée peut être estimée par la relation de Ghyben-Herzberg (voir section 4.2), en réalité une nette interface entre les deux fluides n'existe pas telle que supposé par le modèle de Ghyben-Herzberg. Une zone de transition due à l'action des marées océaniques, les fluctuations saisonnières et les gradients de température existe entre les deux fluides (Wagner, 2007).

La zone intermédiaire entre l'eau douce et l'eau salée a fait l'objet d'une modélisation par le programme EMMA afin de vérifier s'il est possible de déterminer cette zone de mélange pour les modèles typiques aux Îles-de-la-Madeleine. Deux cas typiques ont été considérés : Grande-Entrée

dont la profondeur de la nappe saline est à 40 m et Étang-du-Nord dont la profondeur de l'eau salée est à 100-130 m. Les réponses TEM à des modèles à 4 couches présentant une épaisseur variable de la zone de mélange ont été calculées (Tableaux 4.1 et 4.2) puis interprétés par inversion 1D.

Une inversion sans contraintes laisse libres les paramètres résistivité-épaisseur du modèle à déterminer tandis que l'inversion avec contraintes introduit des informations a priori provenant soit des données de puits soit d'autres données géophysiques disponibles afin que la solution soit la plus réaliste possible.

Tableau 4.1: Paramètres du modèle de résistivité à 4 couches incluant la zone de mélange à Étang-du-Nord

Couche #	Résistivité (Ω.m)	Épaisseur (m) Cas prof.=100 m	Profondeur (m)	Épaisseur (m) Cas prof.=130 m	Profondeur (m)
1	400	5	0	5-10	0
2	50	94-90-85-65	5	115-90	5-10
3	10	1-5-10-30	99-95-90-70	10-30	120-100
4	3		100		130

Tableau 4.2: Paramètres du modèle de résistivité à 4 couches incluant la zone de mélange à Grande-Entrée

Couche #	Résistivité (Ω.m)	Épaisseur (m)	Profondeur (m)
1	200	5	0
2	50	30-25	5
3	10	5-10	35-30
4	3		40

Les résultats de cette analyse sont décrits en détails à l'annexe 3. Nous donnons ici un résumé décrivant les principales conclusions de cette étude. Avec le modèle typique à Étang-du-Nord avec 5 % d'erreur sur les résistivités apparentes, l'inversion sans contrainte ne permet pas de déterminer la zone de mélange pour une épaisseur inférieure à 10 m. Seule la profondeur et la

résistivité de la nappe saline sont bien déterminées quelque soit l'épaisseur de la zone de mélange. Pour une épaisseur de 30 m, l'inversion sans contrainte retrouve la résistivité et l'épaisseur de la zone de mélange avec des incertitudes relatives sur les valeurs vraies. Si la zone de mélange est de 10 m et plus, l'inversion arrive à déterminer l'épaisseur de la zone de mélange en fixant la résistivité de la 3ème couche à 10 Ω.m. La profondeur et la résistivité de la nappe saline sont toujours bien déterminées. En présence de bruit constant de 0.9 nV/m^2 pour les mêmes modèles, on obtient les mêmes résultats. Si le bruit constant est augmenté à 3 nV/ m^2, il n'est plus possible de déterminer la zone de mélange quelque soit l'épaisseur considérée dans le tableau.

Pour le modèle typique de Grande-Entrée avec 5 % d'erreur sur les résistivités apparentes, l'inversion sans contrainte ne permet pas de résoudre la zone de mélange lorsque son épaisseur est inférieure à 10 m. Pour une épaisseur supérieure à 10 m celle-ci est bien déterminée. Si on contraint la résistivité de la 3ème couche à 10 Ω.m, on peut alors résoudre la zone de mélange pour une épaisseur de 5 m et plus. Il est à noter que la profondeur et la résistivité de la nappe saline sont très bien déterminées dans tous les cas. En ajoutant un bruit constant 3 nV/m^2, l'inversion non contrainte ne restitue pas la profondeur et la résistivité de la zone de mélange si son épaisseur est de 5 ou 10 m.

Pour le modèle typique d'Étang-du-Nord, l'inversion ne permet pas de résoudre la zone de mélange pour une épaisseur inférieure à 10 m. En revanche, les profondeurs et résistivité de la nappe saline sont toujours bien déterminées quelque soit l'épaisseur de la zone de mélange.

4.7 Interprétation des sondages TEM par Île

Toute l'interprétation des sondages TEM des îles est basée sur un modèle 1D. Lors du processus d'inversion des données TEM, nous sommes confrontés au problème d'équivalence qui stipule que des modèles différents donnent des réponses quasi-identiques. La solution n'est donc pas unique. Les altitudes des stations TEM ont été déterminées à l'aide d'un modèle numérique de terrain grâce à l'application API Google Elevation de Google. Les élévations de l'interface eau douce-eau salée par rapport au niveau moyen des mers sont cartographiées à l'aide du logiciel Oasis Montaj de Geosoft inc. en utilisant une interpolation par courbure minimale et superposées sur une image de Google Earth. Il est à noter un effet d'interpolation sur les cartes dû à une faible couverture des secteurs. Nous avons dû inclure des points d'élévation zéro où la mer est présente.

Les élévations estimées par sondage TEM pour chaque secteur sont comparées avec les estimés obtenus à partir de la relation de Ghyben-Herzberg et des données des niveaux d'eau dans les puits disponibles.

4.7.1 Secteur de l'Étang-du-Nord

À l'Est de ce secteur sur la figure 4.5, la nappe salée s'enfonce du Sud (bord de mer) vers le Nord. Plus au Nord du secteur Est de l'Étang-du-Nord, la nappe semble remonter là où il y a plus de puits d'exploitation, cette remontée est vraisemblablement dû au pompage des puits. Par contre à l'ouest de ce secteur, la nappe salée semble être plus profonde avec des profondeurs interprétées supérieures à 200 m. Le sondage TEM ETAN17 est le seul qui se trouve proche du puits CAP-AUX-MEULES-13007086, son interprétation estime la profondeur de la nappe saline à 122 m soit 30 m plus profond que le puits pour une résistivité estimé à 2.2 Ω.m. Les profondeurs estimées par la relation de Ghyben-Herzberg au niveau des puits P1, P2 et P3 sont en bonne concordance avec ceux estimées par la méthode TEM au niveau des stations ETAN10 et ETAN11. Sur le secteur Ouest, la nappe saline se trouve à une élévation minimum de 180 m, ce qui est en conformité avec les estimés par la relation de Ghyben-Herzberg (Tableau 4.3).

Tableau 4.3: Élévation de l'interface eau douce-eau salée interprétée à partir des niveaux statiques et de la relation de Ghyben-Herzberg à Étang-du-Nord

Puits Étang-du-Nord	X (MTM)	Y (MTM)	alt. (m)	niveau piézom. (m/nmm)	Profondeur puits (m)	elev. Interface ED/ES (m/nmm)
P1	275241	5247568	37.5	3.6	63.7	-144
P2	275309	5247271	30.1	3.23	61	-129.2
P3	274583	5247208	16.1	3.73	36.9	-149.2
P4	274004	5247659	24	6.33	45.7	-253.2
P5	273742	5247822	30.9	7.37	57	-294.8
P6	272860	5248162	42.1	14.5	92.7	-580
PU5	272061	5248009	27.2	17.68?	n.d.	-707.2?
PU6	274333	5247539	24.3	5.19	n.d.	-207.6
PU7	274370	5247735	28.6	5.46	76.1	-218.4
PU8	274579	5247788	26.1	5.31	71.63	-212.4
PU9	275780	5248050	14.7	2.78	76.2	-111.2
PU10	275817	5247952	13.5	3.76	76.2	-150.4
Edn-09-01	272361	5247795	30.53	11.09	61.5	-443.6
Edn-09-02	273105	5247640	30.92	8.63	61.6	-345.2
Edn-09-03	273205	5247920	35.32	10.53	68	-421.2
Edn-09-04	272466	5246856	15.53	5.75	43.2	-230

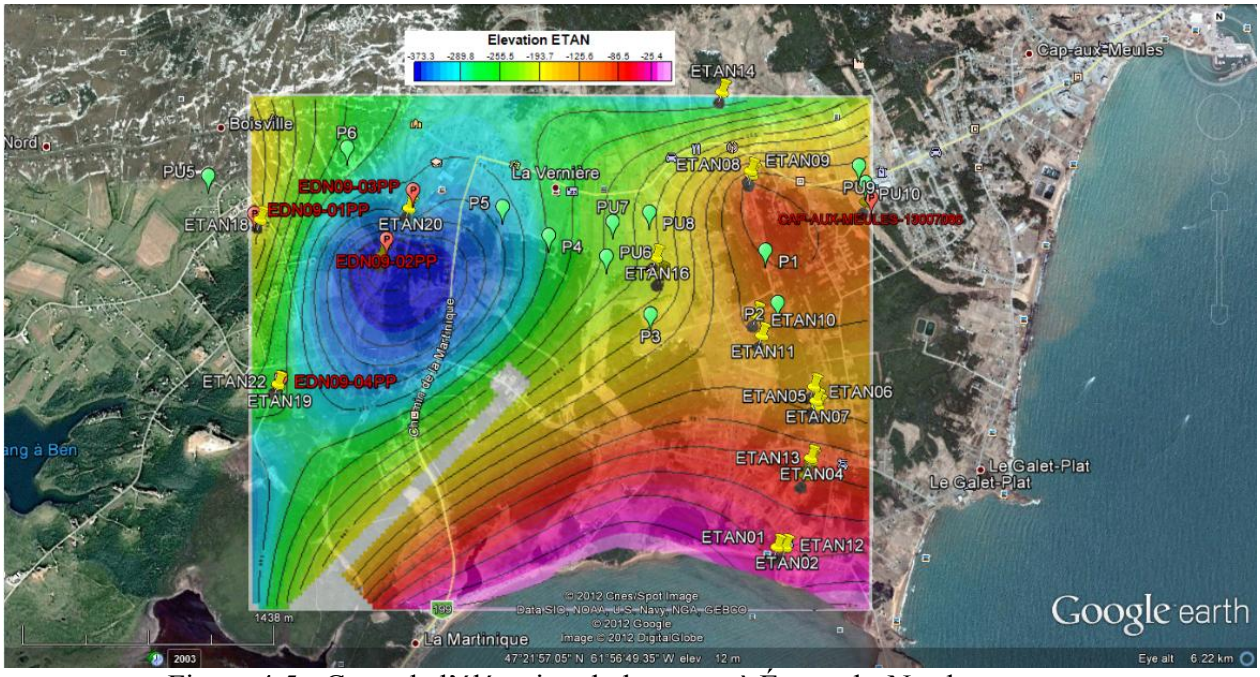


Figure 4.5 : Carte de l'élévation de la nappe à Étang-du-Nord

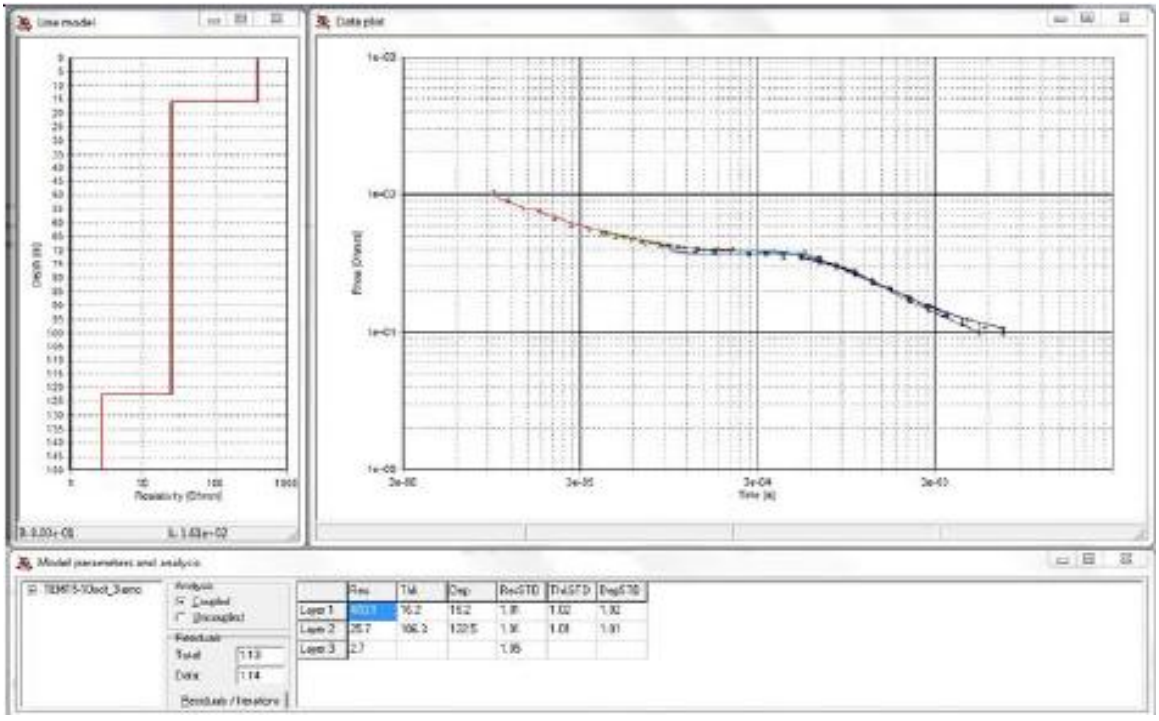


Figure 4.6 : Interprétation du sondage TEM ETAN17

4.7.2 Secteur de Fatima

Sur la région Est de Fatima (Figure 4.7), la nappe salée s'enfonce du Nord (bord de la mer) vers le Sud. De même, la nappe saline semble s'enfoncer de l'Est vers l'Ouest de cette zone et semble remonter aux alentours du puits P8 proche des stations FAT03 et FAT7 avec des élévations de l'ordre de -61 m. Nous ne pouvons expliquer ce comportement inattendu, cela pourrait être dû à une cause géologique ou une variation latérale de résistivité autrement dit un effet 2D causé probablement par des structures métalliques. Un forage sélectionné dans cet endroit pourrait expliquer l'origine de la détection de la nappe salée dans cette région. Malheureusement, nous n'avons pas d'enregistrement des composantes **X** et **Y** qui pourraient confirmer ou infirmer cette possibilité. D'autant plus que la relation de Ghyben-Herzberg donne une estimation de l'élévation de la nappe saline au niveau de puits P8 bien supérieure à ceux estimés par la TEM (Tableau 5.4). Dans le secteur Ouest de Fatima, la nappe salée est plus profonde. Le sondage FAT03 est présenté à la figure 4.8 à titre d'exemple.

Tableau 4.4: Élévation de l'interface eau douce-eau salée interprétée à partir des niveaux statiques et de la relation de Ghyben-Herzberg à Fatima

Puits Fatima	X (MTM)	Y (MTM)	alt. (m)	niveau piézom. (m/nmm)	Profondeur puits (m)	elev. Interface ED/ES (m/nmm)
P7	274164	5250935	42	29.41	62.2	-1176.4
P8	274287	5251240	33.4	15.55	48.8	-622
PU1	274869	5251625	20.2	9.6	60.01	-384
PU2	274540	5251473	29.3	10.16	71.63	-406.4
PU3	274132	5251554	21.9	7.38	77.3	-295.2
PU4	274267	5251899	17.3	n.d.	n.d.	n.d.
Fat-09-01	272563	5250968	33.45	27.21	52.4	-1088.4
Fat-09-02	272711	5251114	33.81	26.26	61.6	-1050.4
Fat-09-03	272917	5251185	33.97	27.48	55.5	-1099.2
Fat-09-04	273308	5251954	22.44	5.32	49.4	-212.8

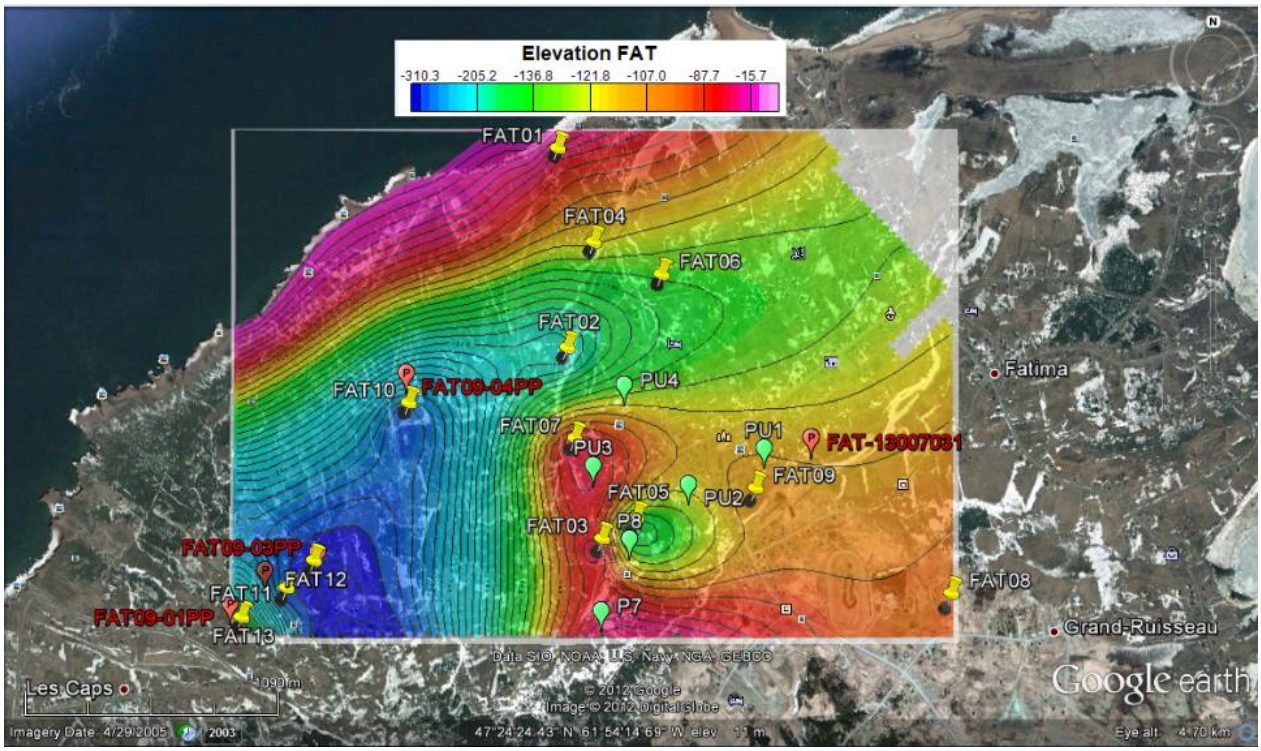


Figure 4.7 : Carte de l'élévation de la nappe à Fatima

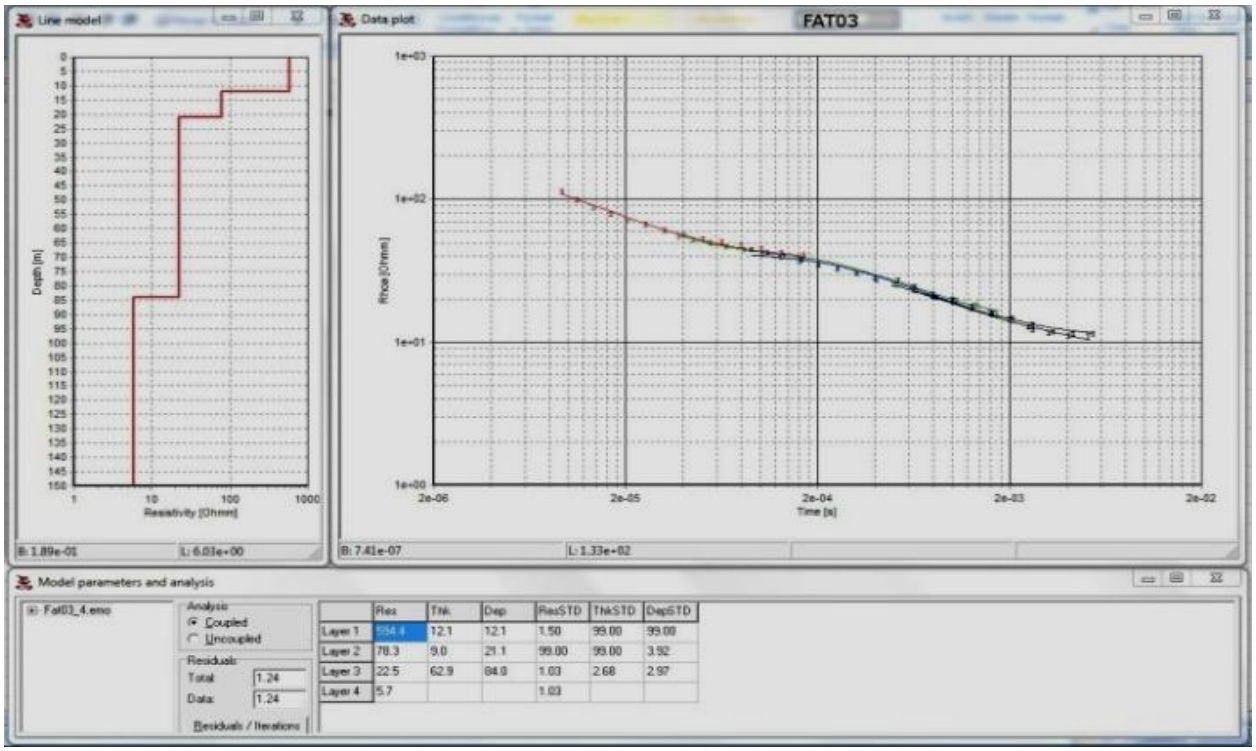


Figure 4.8: Interprétation du sondage FAT03 près du puits P8

4.7.3 Secteur de Havre-Aux-Maisons

Sur la figure 4.9 nous présentons la superposition de la carte des élévations de l'interface eau douce-eau salée à la carte tirée de Google Earth dans le secteur de Havre-Aux-Maisons. La partie de l'élévation la moins profonde se trouve dans la partie Sud du secteur. Les sondages HAM03, 06, 09, 10 et 12 montrent les élévations de cette couche conductrice entre -40 et -100 m. Les sondages HAM08 et 14 détectent la zone conductrice entre -120 et -145 m. Si l'on compare les élévations estimées avec celles de la relation Ghyben-Herzberg, pour le puits P1 avec le sondage voisin HAM07 (-222.8 et -170.9), P2 avec le sondage HAM01 (-212.4 et -193.6), P3 et HAM-09-02PPavec le sondage HAM01 (-192.8, -170 et -193.6) et P4 avec HAM11 (-216.8 et -241.6)on observe une bonne concordance des élévations (voir Tableau 4.5). En revanche, les sondages TEM situées au Sud du secteur ont des élévations de l'interface bien inférieures aux estimés des puits. Cela pourrait être dû à la présence d'une structure géologique telle qu'une faille déjà interprétée par Madelin'Eau (2004) par la méthode de tomographie électrique. Les résistivités trouvées varient autour de 3-6 Ω.m dans cette zone. D'autres levés géophysiques seraient nécessaires sur cette zone afin de réduire l'ambigüité de l'interprétation.

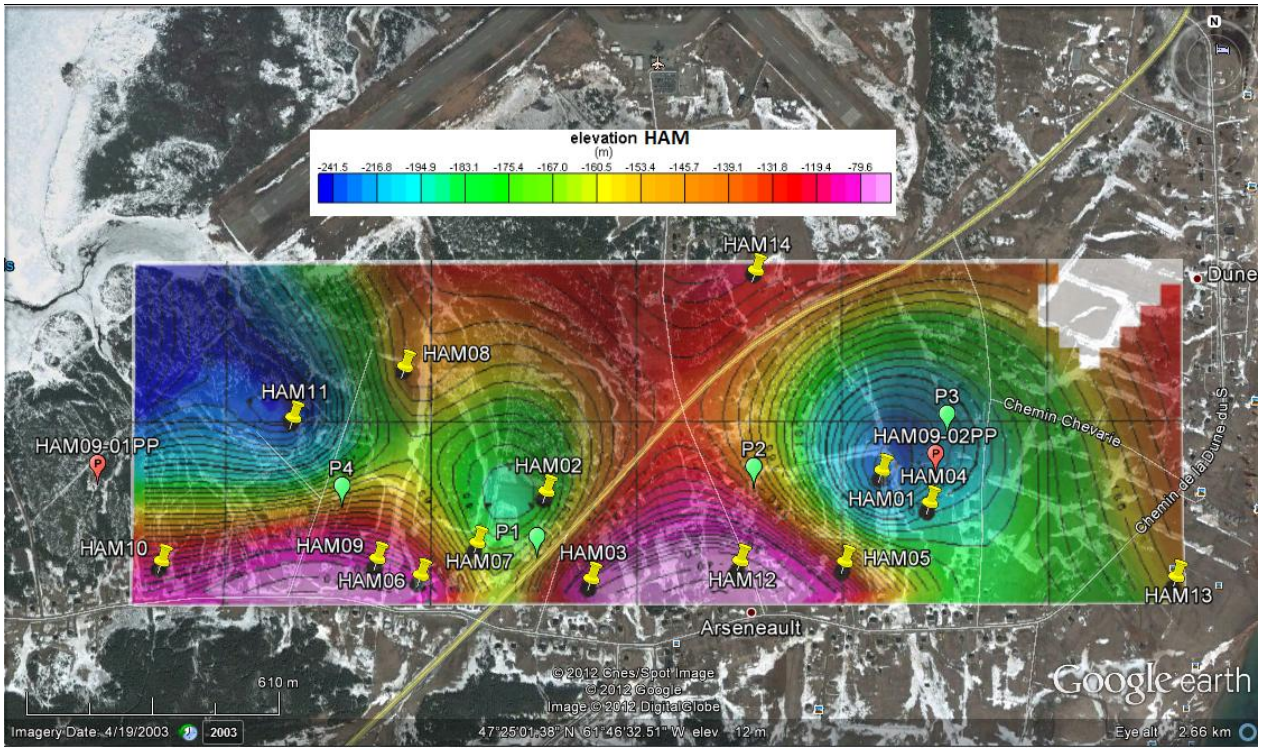


Figure 4.9 : Carte de l'élévation de la nappe à Havre-Aux-Maisons

Tableau 4.5: Élévation de l'interface eau douce-eau salée interprétée à partir des niveaux statiques et de la relation de Ghyben-Herzberg à Havre-Aux-Maisons

Puits Havre-Aux-Maisons	X (MTM)	Y (MTM)	alt. (m)	niveau piézom. (m/nmm)	Profondeur puits (m)	elev. Interface ED/ES (m/nmm)
P1	283760	5252687	21.4	5.57	n.d.	-222.8
P2	284287	5252853	22.4	5.31	n.d.	-212.4
P3	284575	5252978	20.4	4.82	35	-192.8
P4	283287	5252811	19.3	5.42	36.3	-216.8
HAM-09-01 PP	282694	5252865	12.04	4.16	43.3	-166.4
HAM-09-02-PP	284746	5252880	21.3	4.25	48.8	-170

4.7.4 Secteur du Havre-Aubert

Tous les sondages TEM du secteur Havre-Aubert ne détectent pas de zone conductrice en deçà de -150 m, à l'exception des sondages TEM HA10 et HA11 qui montrent des conducteurs de 10 Ω.m à une élévation de -41 à -45 m (Figure 4.10). Les réponses des composantes X et Y du champ secondaire de ces deux sondages (Figure 4.11) ont montré qu'il s'agit plutôt d'un effet latéral puisqu'elles sont relativement fortes (10 à 30 % de **Z**) qui pourrait être dû à des clôtures ou des conduites métalliques. Il est à noter que l'élévation de l'interface représente une profondeur minimale. Selon la relation de Ghyben-Herzberg, les niveaux statiques dans les puits indiquent que l'interface eau douce-eau salée devrait se trouver à une élévation supérieure à -370 m (Tableau 4.6). Il y a un accord entre les valeurs estimées par les sondages TEM et Ghyben-Herzberg.

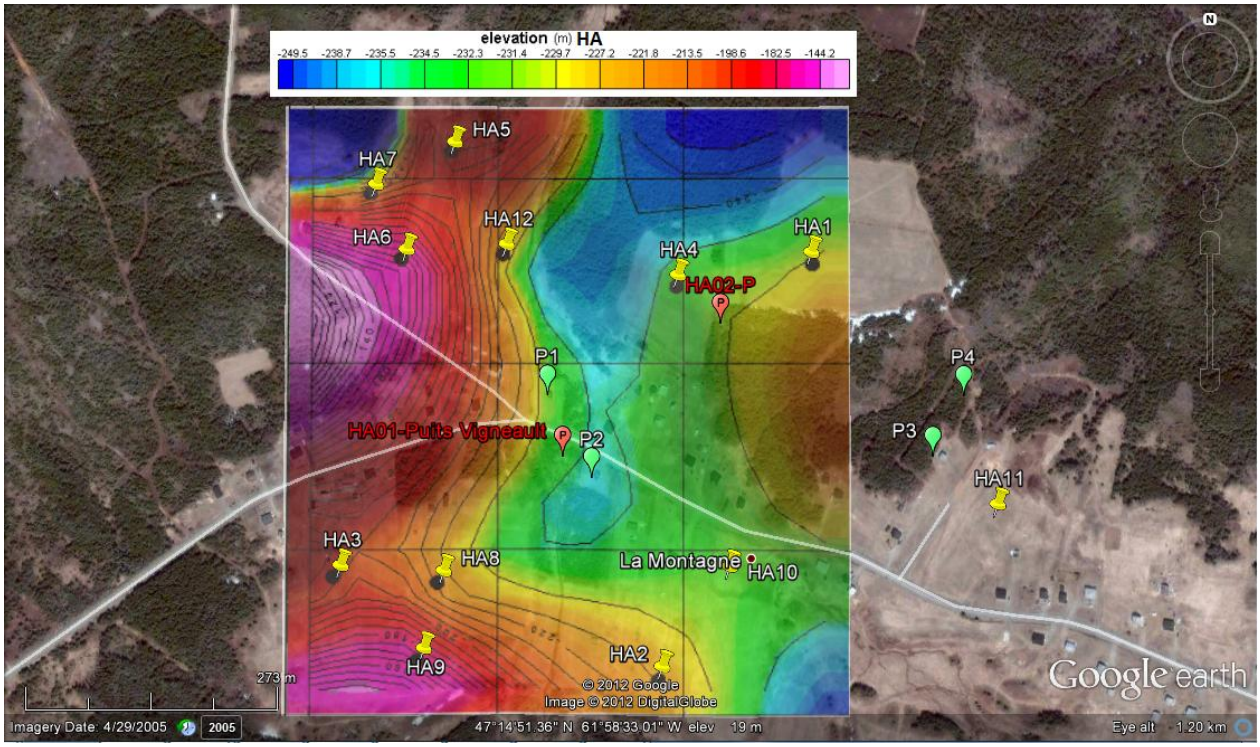


Figure 4.10 : Carte de l'élévation de la nappe à Havre-Aubert

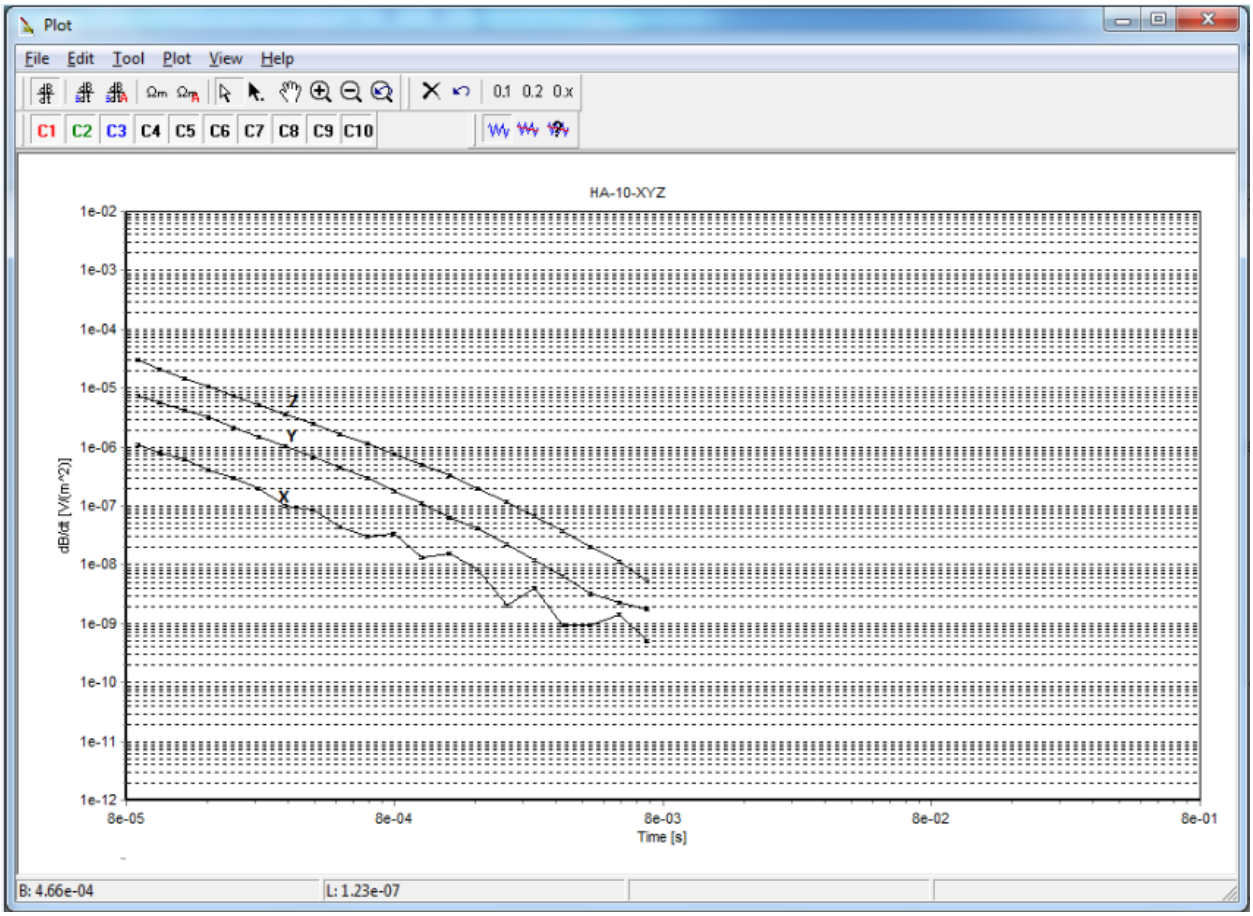


Figure 4.11 : Composantes X, Y et Z de la dérivée du champ magnétique secondaire du sondage HA10

Tableau 4.6: Élévation de l'interface eau douce-eau salée interprétée à partir des niveaux statiques et de la relation de Ghyben-Herzberg à Havre-Aubert

Puits Havre-Aubert	X (MTM)	Y (MTM)	alt. (m)	niveau piézom. (m/nmm)	Profondeur puits (m)	elev. Interface ED/ES (m/nmm)
P1	269253	5234368	16.5	9.32	70	-372.8
P2	269301	5234278	18.5	9.36	70	-374.4
P3	269670	5234300	34.1	9.79	77.3	-391.6
P4	269705	5234365	31.2	9.36	67.7	-374.4
Puits PZ (Vigneau)			18.2	9.53	70	-381.2

4.7.5 Secteur de Grande-Entrée

Sur la figure 4.12 les élévations de l'interface eau douce-eau salée sont comprises entre -30 et -50 m légèrement plus faibles que celles estimées par Ghyben-Herzberg (Tableau 4.7).La nappe salée semble s'enfoncer du Nord vers le Sud tel qu'illustrée dans la figure 4.12 sur la partie Nord de ce secteur. En effet, La majeure partie des sondages TEM se trouve un peu au nord par rapport au puits qui eux indiquent selon Ghyben-Herzberg une élévation sous le niveau de la mer

légèrement plus grande, ce qui pourrait expliquer cet enfoncement du Nord vers le Sud. Les résultats de tomographie électrique de Madelin'Eau (Madelin'Eau, 2004) confirment cet enfoncement du Nord vers le Sud sur la partie Nord du secteur.

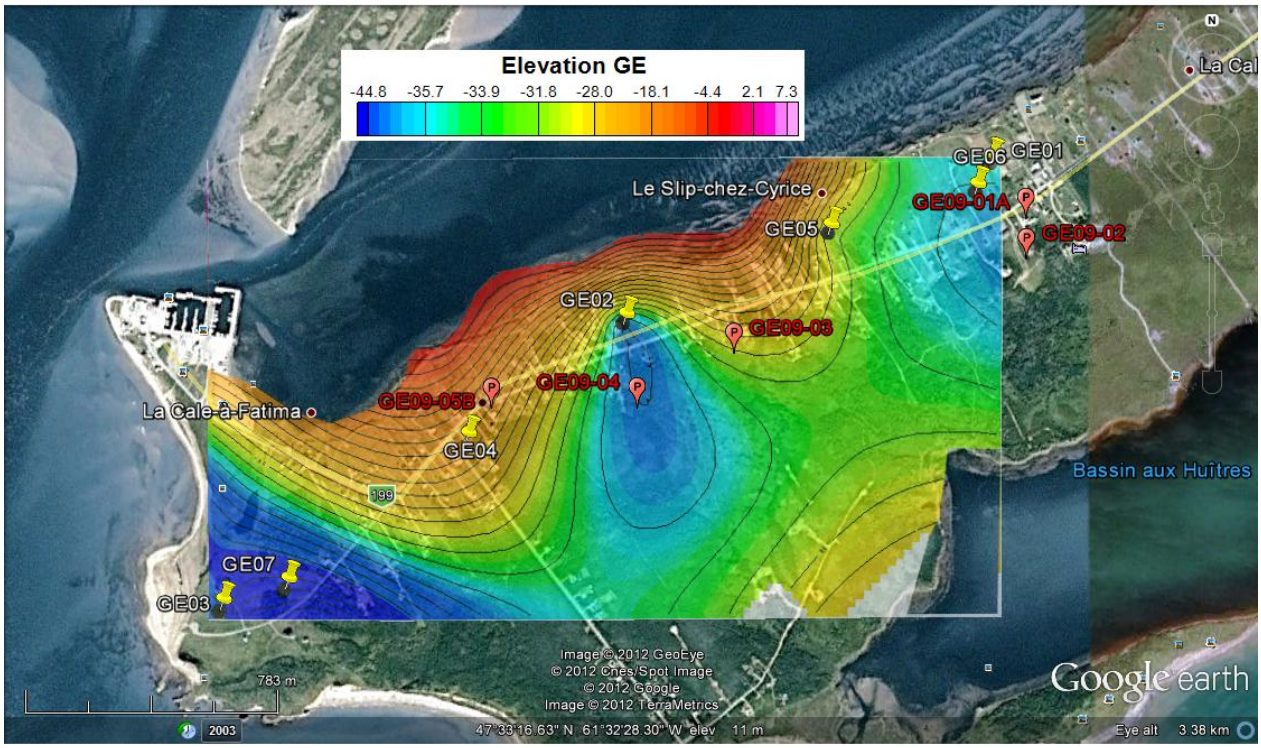


Figure 4.12: Carte de l'élévation de la nappe à Grande-Entrée

Tableau 4.7: Élévation de l'interface eau douce-eau salée interprétée à partir des niveaux statiques et de la relation de Ghyben-Herzberg à Grande-Entrée

Puits Grande-Entrée	X (MTM)	Y (MTM)	alt. (m)	niveau piézom. (m/nmm)	Profondeur puits (m)	elev. Interface ED/ES (m/nmm)
GE-09-01A	303136	5268853	21.31	1.31	41.2	-52.4
GE-09-02	302907	5268753	24.32	1.4	42.1	-56
GE-09-03	301983	5268441	10.69	1.38	42.1	-55.2
GE-09-04	301708	5268281	13.78	1.47	41.5	-58.8
GE-09-05	301235	5267978	18.72	1.63	42.1	-65.2

4.7.6 Secteur de Grosse-Île

Compte tenu du nombre très limité de sondages TEM sur l'Île de Grosse-Île (Figure 5.13), il est très difficile de se prononcer sur les élévations de l'interface eau douce-eau salée dans ce secteur.

L'élévation à l'interface semble profonde (-140 à -160 m) en bordure Sud du bras de mer. Elle diminue à -75 m vers l'intérieur. Malheureusement nous n'avons pas de puits municipaux dans cette région pour pouvoir estimer l'élévation de l'interface eau douce-eau salée par la relation de Ghyben-Herzberg, néanmoins Poulin (1977) mentionne un dôme de piézométrie de 15 m/nmm sur Grosse-Île Nord et de 36 m/nmm sur Grosse-Île Sud.

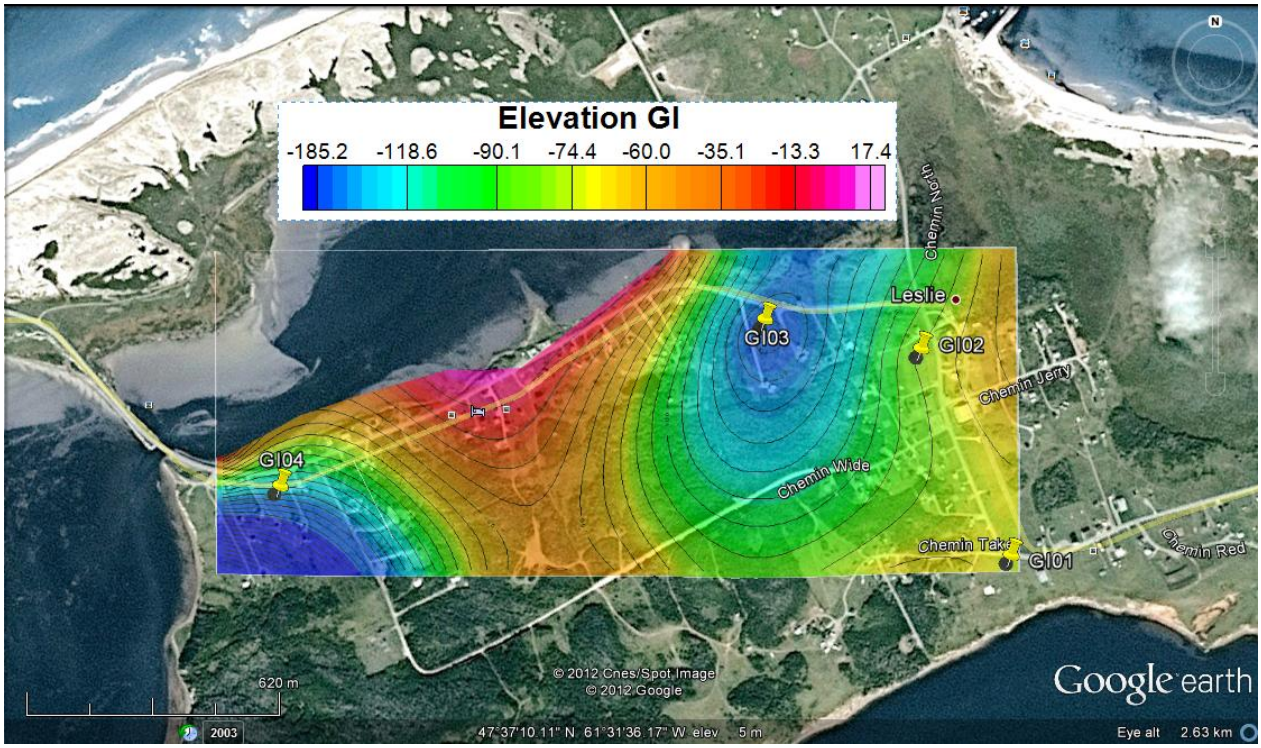


Figure 4.13: Carte de l'élévation de la nappe à Grosse-Île

CHAPITRE 5 MODÉLISATION ET INVERSION TEM AVEC EFFET PP

Ce chapitre traite du phénomène de polarisation provoquée (PP) dans les sondages TEM. Cet effet PP est considéré comme du bruit dans nos données TEM lorsqu'elles doivent être interprétées en modèle de résistivité uniquement. Sur les Îles, nous avons été confrontés au problème de distorsion des courbes de sondage TEM aux temps longs. Nous nous sommes penchés sur la question pour déterminer l'origine de cet effet dispersif. Pour ce faire, nous avons utilisé un programme qui tient compte de l'effet PP en utilisant le modèle largement utilisé par la communauté de géophysiciens, à savoir le modèle Cole-Cole.

5.1 Programme de modélisation et inversion

Le programme utilisé pour la modélisation de l'effet PP, JOINTEM a été développé par Pirttijärvi (2009) de l'université d'Oulu en Finlande. Le code permet de modéliser et d'interpréter par inversion les données de sondages électriques, TEM, AMT et VLF. Ce logiciel est basé sur une interprétation 1D et les paramètres à déterminer sont la résistivité, l'épaisseur et les paramètres du modèle Cole-Cole de la conductivité complexe. L'inversion des données TEM cherche à minimiser la différence entre les données mesurées et les données modélisées résultant en un modèle simple de la structure géoélectrique réelle qui doit être interprété géologiquement. Comme le modèle obtenu n'est pas unique, il est nécessaire de contraindre la solution avec des informations *a priori* obtenues avec les données de puits et d'autres méthodes géophysiques. JOINTEM est une application 32 bit compatible avec Windows. Il possède une interface graphique simple qui peut être utilisée pour changer les paramètres, gérer les fichiers d'entrée-sortie et visualiser les données et les réponses du modèle (Pirttijärvi, 2009).

5.2 Polarisation provoquée

Le phénomène polarisation provoquée pourrait être décrit comme la faculté que possèdent certaines roches à se polariser c.a.d à déplacer des charges électriques sous l'action d'un champ électrique puis de se dépolariser lorsqu'on interrompt brusquement ce champ. La cause principale des effets PP est la présence de barrières à la circulation des charges qui dépendent de la fréquence et qui se forment à l'interface entre l'eau minéralisée et les minéraux de la roche (Descloîtres 1998). En effet, en réponse à la coupure de courant dans la boucle émettrice, des courants de Foucault sont générés par induction dans le sol pour préserver le champ magnétique

existant avant la coupure. Ces courants créent des accumulations de charge dans les couches superficielles qui sont polarisables. Avec le temps, les courants induits diminuent et pénètrent de plus en plus profondément dans le sol. Les charges accumulées sont alors libres de retourner à leur état d'équilibre et un courant de dépolarisation est alors créé. Sa direction est opposée aux courants induits décroissant et si le sol est suffisamment polarisable, le champ magnétique associé aux courants de dépolarisation peut dominer les courants induits (Krivochieva et Chouteau 2001).

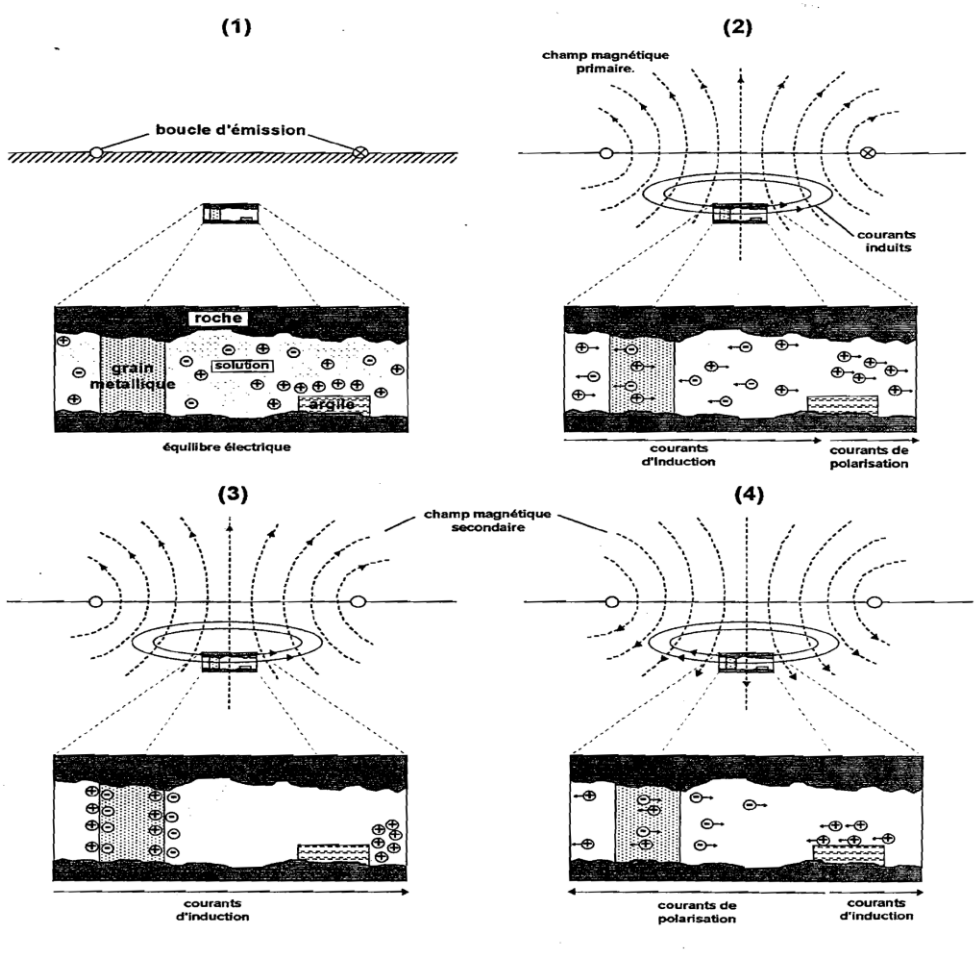


Figure 5.1 : Mouvement ionique dans une roche polarisable sous l'effet d'une induction du type TEM (Flis et al, 1989)

Certaines couches superficielles aux Îles contenant un matériau granulaire très fin (argile ou argilite) sont susceptibles de stocker des charges électriques au passage de courant. Celles-ci se déchargent lors de la coupure du champ primaire en générant un courant de dépolarisation qui

donne lieu à une réponse magnétique enregistrée par la bobine réceptrice. Cette réponse se manifeste tardivement dans nos mesures et comme elle est de direction opposée à celle générée par induction, le champ secondaire présente une inversion de polarité aux temps longs. La taille des grains et la concentration en minéraux affectent la réponse PP. Ainsi une concentration élevée résulte en une augmentation de la chargeabilité *m* et la constante de temps τ et une taille des grains élevée augmente la constante de temps et diminue la chargeabilité (Pelton et al, 1978). Cet effet apparait sur certains sondages des Îles tel que le sondageETAN05 (Figure A4.5). La PP est un bruit sur l'enregistrement TEM qu'il faudra au préalable supprimer avant l'inversion des données TEM si on utilise un logiciel d'inversion qui n'inclut pas l'effet PP (c'est le cas de SITEM-SEMDI).

Le comportement du circuit électrique équivalent à l'effet PP observé dans le sol peut être décrit par le modèle Cole-Cole, modèle qui prend en compte une conductivité dépendante de la fréquence. Ce modèle est décrit dans le domaine fréquentiel par la relation suivante (Flis et al, 1989) :

$$Z = \mathrm{R}_0 \left[1 - m\left(1 - \frac{1}{1+(i\omega\tau)^c}\right)\right] \qquad (5.1)$$

Où **Z** est l'impédance, $\boldsymbol{R_0}$ la résistivité DC, **m** la chargeabilité (sans unité), **τ** la constante de temps (s) pour l'effet PP et **c** l'exposant (sans unité). Pelton et al. 1978 ont été les premiers à utiliser ce modèle en géophysique. C'est ce modèle qui sera utilisé lors du processus d'inversion des données TEM avec effet PP. Dans toute l'interprétation des sondages TEM nous sommes toujours confrontés au problème d'équivalence, pour lequel deux couches peuvent donner le même effet qu'une seule couche, et pour les couches minces seule le produit conductivité-épaisseur est bien déterminé mais aucun des paramètres (conductivité, épaisseur) indépendamment. La non linéarité du modèle Cole-Cole produit une non-unicité de la solution également.

La chargeabilité *m* caractérise l'intensité de l'effet PP et le temps de relaxation τ détermine la durée du phénomène PP (Lee 1981).τ croit avec la taille des grains responsables de l'effet PP, cette croissance serait proportionnelle au carré de la taille des grains (Descloîtres, 1998). El Kaliouby et al. (1997) ont montré que le signal PP est proportionnel au rayon de la boucle, plus la boucle est grande plus la contribution de la réponse du signal TEM est importante.

5.3 Modélisation et inversion de l'effet PP avec le programme JOINTEM

La modélisation et l'inversion sont effectuées sur les courbes de résistivité apparente. Sur pratiquement tous les sondages affectés par l'effet PP, le phénomène est plus important sur les fréquences de répétitions M=7.5 Hz et L=3 Hz. L'effet PP se manifeste plus tôt sur la fréquence L, à 2.5 ms pour certains sondages TEM.C'est pour cela que la modélisation et l'inversion des données TEM effectuées tient compte seulement des fréquences de répétition H, M et L. Le programme effectue une inversion par approche itérative au sens des moindres carrés et l'optimisation est basée sur une inversion linéarisée où la décomposition en valeur singulière (SVD) et un facteur de régularisation sont utilisés. Les fenêtres d'enregistrement en temps sont celles du système TEM57 de Geonics et le modèle aquifère considéré est déduit des résultats de l'inversion TEM sans effet PP. Dans toutes les figures des résultats de l'inversion, la courbe rouge représente les données mesurées et la courbe bleue les données calculées. Un bruit de 5 % est ajouté aux modèles utilisés.

5.4 Modélisation des sondages TEM avec effet PP

Le but de cette modélisation est de tester la robustesse du programme JOINTEM. Pour ce faire, nous avons considéré le modèle résistivité obtenu à partir du sondage Fat01 comme étant représentatif des données mesurées. Le tableau 5.1 présente le modèle synthétique A utilisé avec un effet dispersif considéré à la première couche. Les résultats obtenus de l'inversion du modèle synthétique A se trouvent aux figures 5.1 et 5.2. La convergence du programme vers une solution optimale dépend des paramètres du modèle initial. Avec le modèle initial montré au tableau 5.2, nous constatons que les épaisseurs, les résistivités et les paramètres Cole-Cole sont estimés avec une excellente résolution quand on applique l'effet de la dispersion à la première couche. Nous constatons que le programme JOINTEM restitue tous les paramètres du modèle synthétique A de manière fidèle.

Tableau 5.1 : Paramètres du modèle synthétique A avec effet PP sur la 1ère couche

Résistivité (Ωm)	Épaisseur (m)	Constante de temps τ (μs)	Exposant c	Chargeabilité m
379	43.5	37.3	1.5	0.8
14.5	20.9			
5.5				

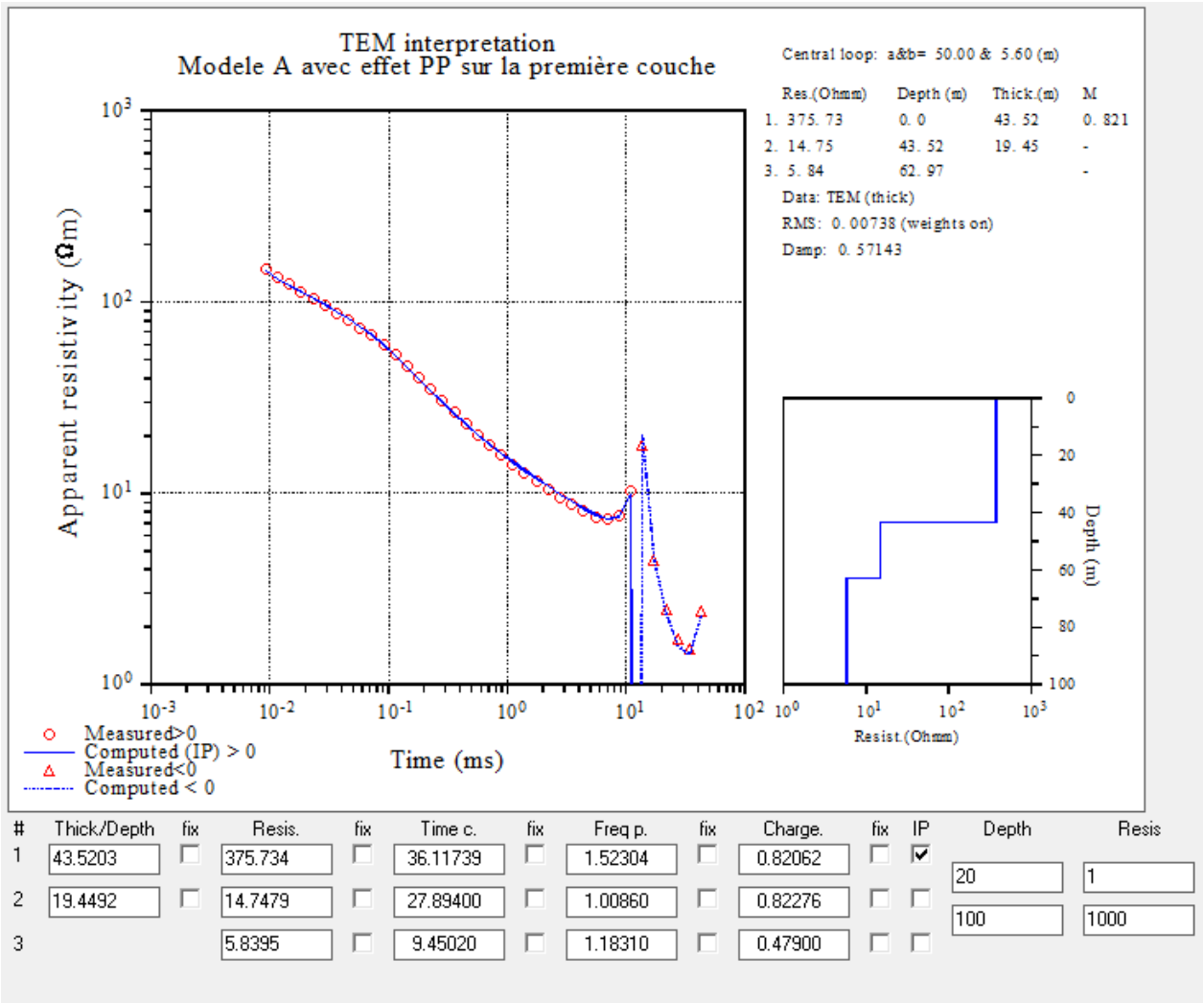


Figure 5.2: Inversion du modèle synthétique A en appliquant l'effet PP sur la 1ère couche

Tableau 5.2: Résultats de l'inversion du modèle synthétique A avec effet PP sur la 1ère couche

Paramètres	Modèle direct	Modèle initial	Modèle inversé
ρ_1 (Ωm)	379	1000	376
ρ_2 (Ωm)	14.5	100	14.7
ρ_3 (Ωm)	5.5	10	5.8
h_1(m)	43.5	100	43.5
h_2 (m)	20.9	100	19.4
Constante de temps τ (μs)	37	30	36
Exposant c	1.5	1.0	1.5
Chargeabilité m	0.8	0.6	0.82

À présent, nous allons effectuer l'inversion du modèle A en appliquant l'effet dispersif sur la première et la deuxième couche. Les résultats sont illustrés sur la figure 5.2.

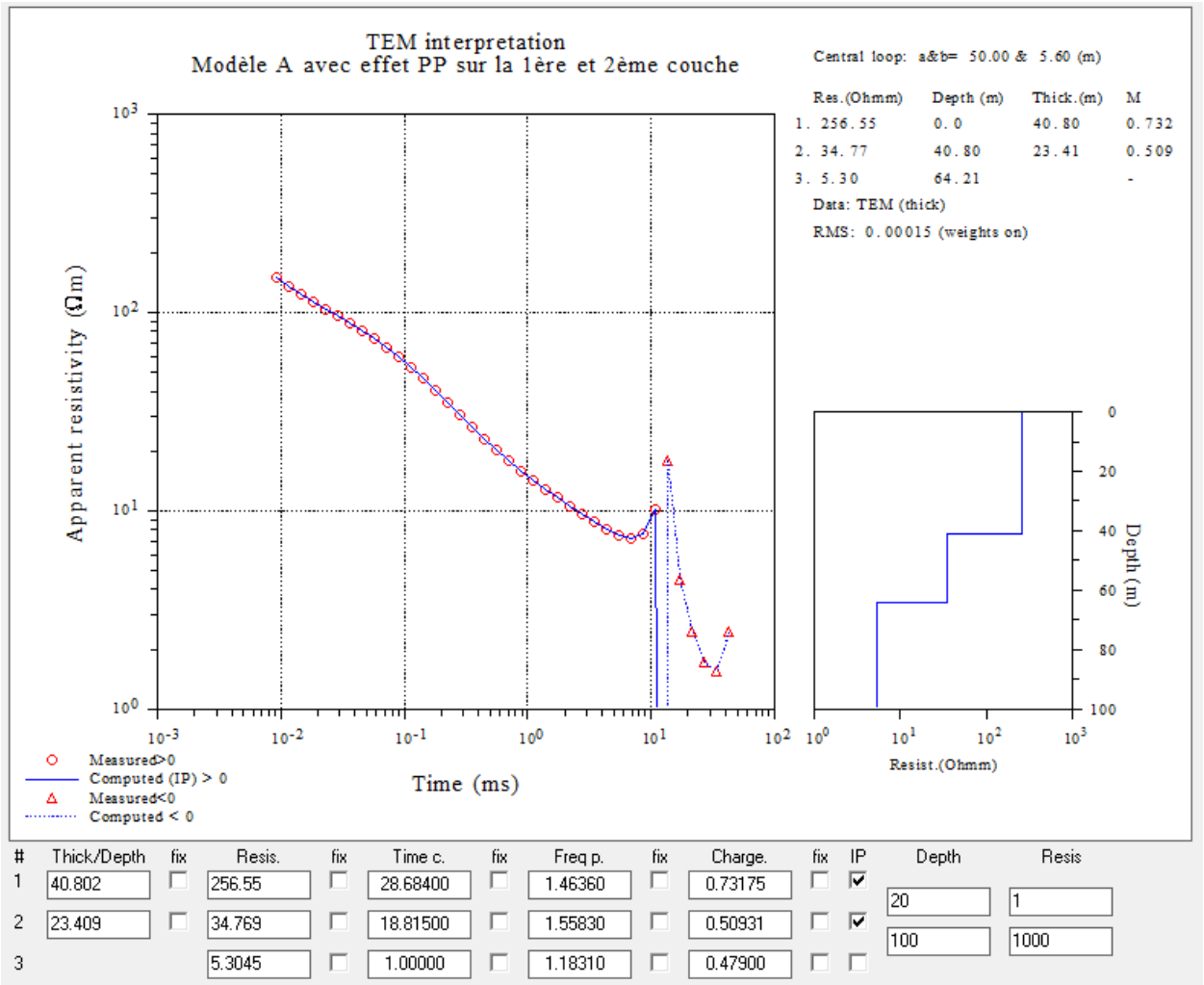


Figure 5.3:Inversion du modèle synthétique A en appliquant l'effet PP sur la 1ère et 2ème couche

Tableau 5.3: Résultats de l'inversion du modèle synthétique A avec effet PP sur la 1ère et 2ème couche.

Paramètres	Modèle direct	Modèle initial	Modèle inversé
ρ_1 (Ωm)	379	800	256
ρ_2 (Ωm)	14.5	100	34.7
ρ_3 (Ωm)	5.5	10	5.3
h_1(m)	43.5	100	40.8
h_2 (m)	20.9	50	23.4
Constante de temps τ (μs) de la 1ère couche	30.7	50	28
Exposant c de la 1ère couche	1.6	1.0	1.46
Chargeabilité m de la 1ère couche	0.7	0.9	0.73
Constante de temps τ (μs) de la 2ème couche		50	19
Exposant c de la 2ème couche		1.0	1.56
Chargeabilité m de la 2ème couche		0.9	0.51

Pour exécuter l'inversion, nous avons utilisé un modèle initial du tableau 5.3 en prenant les mêmes paramètres Cole-Cole sur les deux couches soit τ=50 μs, c=1.0 et m=0.9. Nous n'avons pu restituer tous les paramètres (résistivités-épaisseurs) à l'exception de la résistivité de la troisième couche qui représente la couche de la nappe saline qui se détermine bien (Tableau 5.3). Il faut cependant noter que la chargeabilité de la première couche m_1=0.73 et la constante de temps τ_1=29 μs sont plus élevées que celle de la deuxième couche m_2=0.51 et τ_2=19 μs (Figure 6.2), autrement dit la première couche est plus polarisable et montre que l'effet dispersif mesuré peut-être causé essentiellement par celle-ci. Les paramètres Cole-Cole obtenus pour cette première couche sont relativement bien déterminés. D'autres modèles synthétiques avec effet dispersif sur la deuxième couche et sans effet dispersif peuvent être consultés à l'annexe 4.

5.5 Inversion des sondages TEM avec effet PP aux Îles-de-la-Madeleine

L'objectif de l'inversion des sondages TEM en tenant compte de l'effet PP est de déterminer l'origine de la polarisation provoquée sur nos sondages. Nous avons effectués l'inversion sur des sondages des secteurs de Fatima, Étang-du-Nord, Havre-Aux-Maisons, Havre-Aubert et Grande-Entrée affectés par le phénomène de la polarisation provoquée.

5.5.1 Inversion de sondage TEM avec effet PP à Fatima

Nous montrons à la figure 5.3 le modèle 1Dobtenu sans effet PP du sondage FAT08 pour comparer les interprétations.

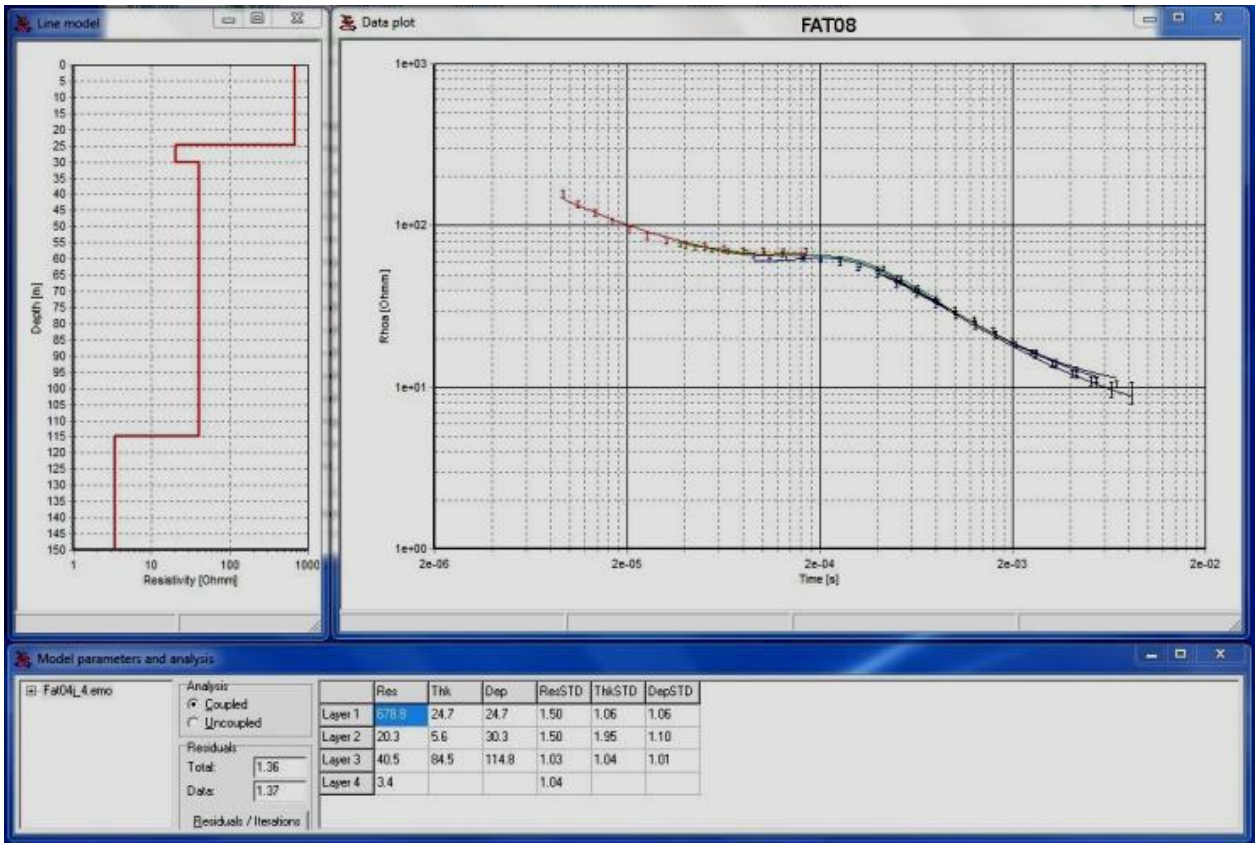


Figure 5.4 : Interprétation 1D du sondage FAT08 sans effet PP

Le sondage du secteur de Fatima illustré à la figure 5.4,a été interprété par un modèle à 4 couches. L'effet PP observable sur ces sondages apparait à partir de 5 ms à la fréquence L=3 Hz. Le modèle initial considéré est celui du résultat de l'inversion TEM sans effet PP, les paramètres épaisseurs et résistivité de la couche saline ont été fixés. Il est montré au tableau 5.4. En inversant les données en prenant uniquement les fréquences du TEM57 pour une rampe égale à 100 µs avec effet dispersif sur la première et la deuxième couche, nous obtenons une chargeabilité

m=0.95 et une constante de temps τ=207 µs, plus grandes sur la première couche que sur la deuxième couche (chargeabilité m=0.59et constante de temps τ=11µs). Ces valeurs élevées de chargeabilité et constante de temps indiquent que la première couche a une contribution majeure à l'effet PP observé.

Tableau 5.4 : Paramètres du modèle initial du sondage FAT08

Épaisseurs (m)	Résistivités (Ω.m)	Constante de temps τ (µs)	Exposant c	Chargeabilité m
24.7	650	40	1.4	0.8
5.6	20.3	40	1.4	0.8
84.5	40.5			
	5			

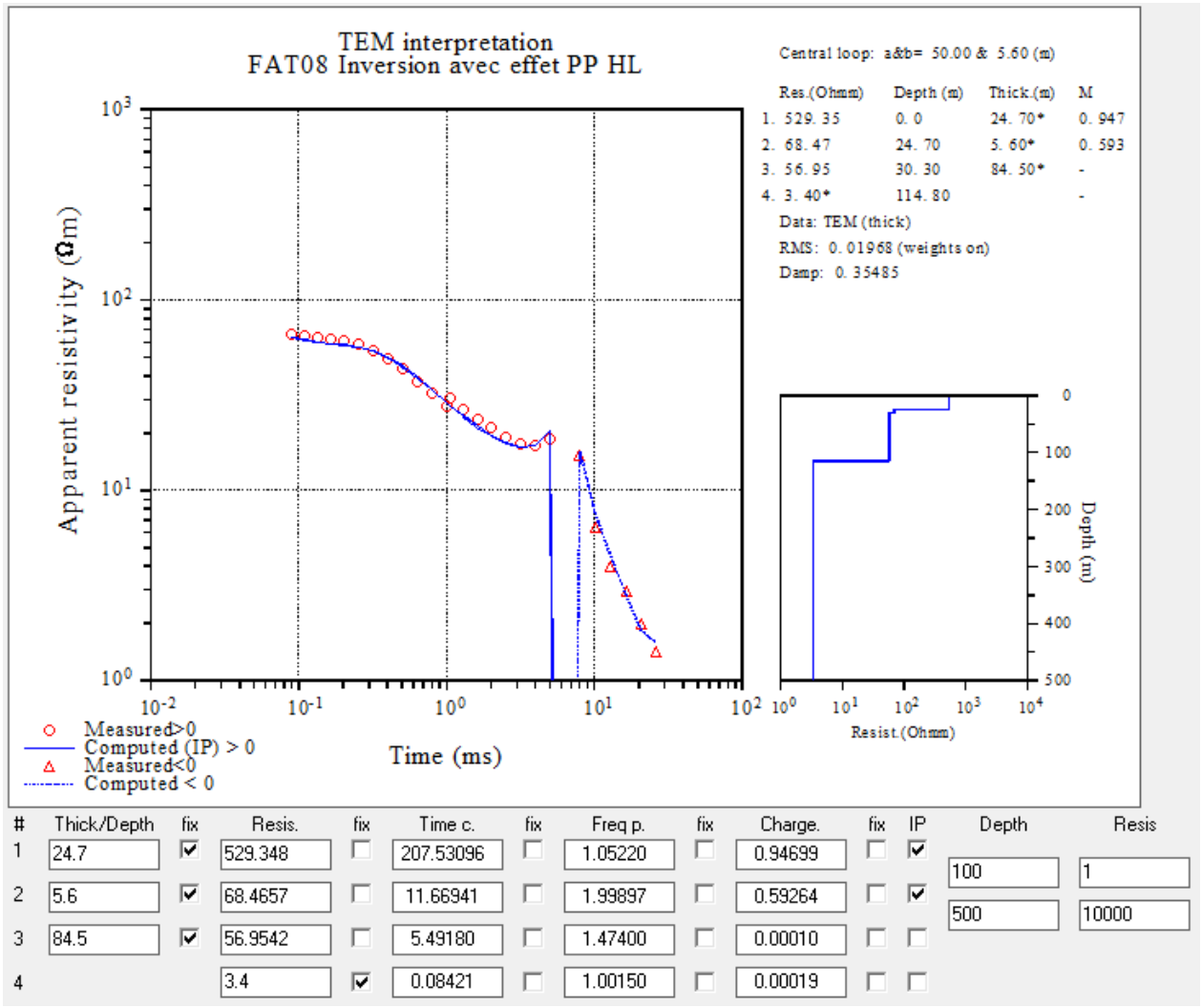


Figure 5.5: Inversion TEM avec Effet PP sur la 1ère et 2ème couche du sondage FAT08

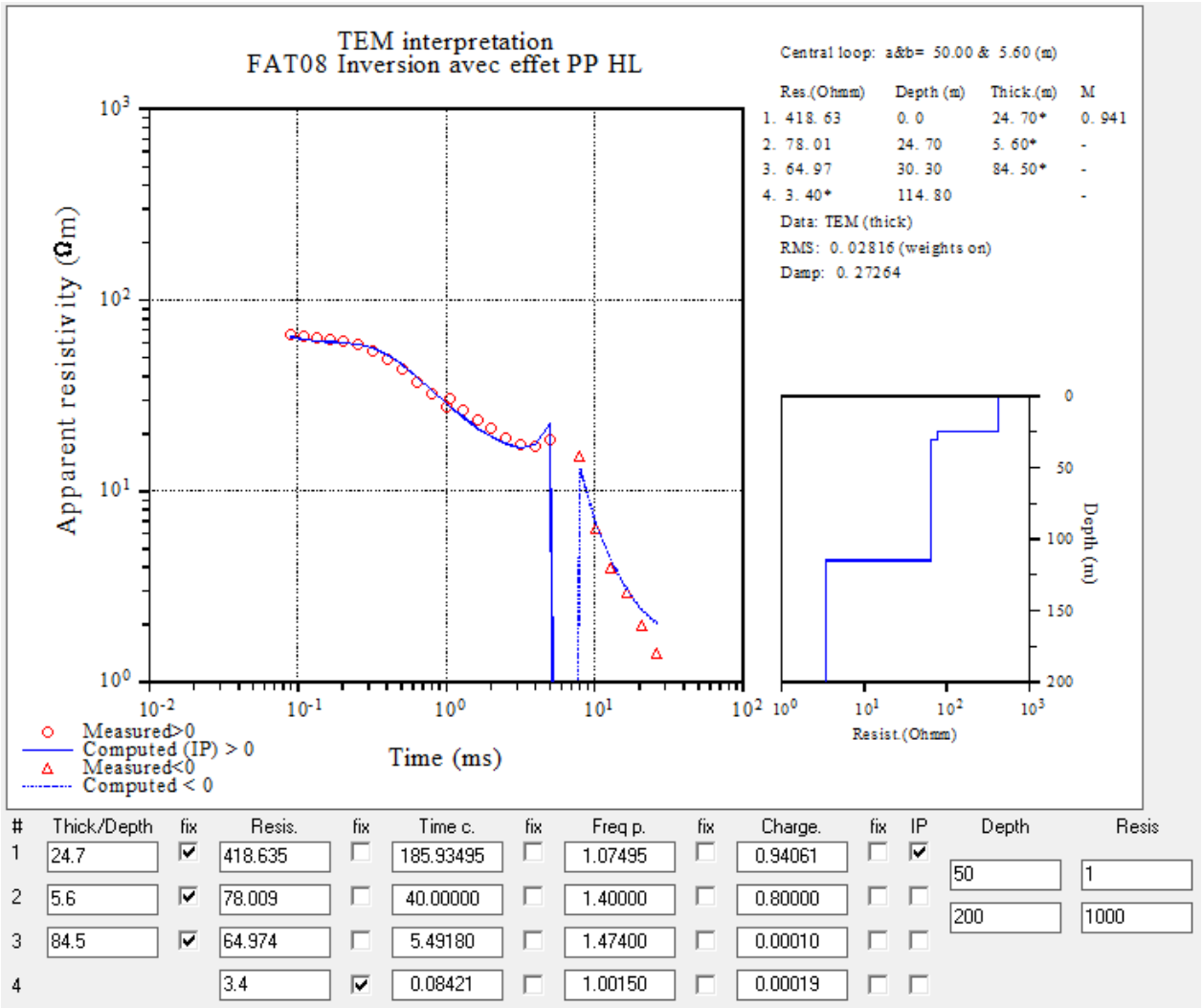


Figure 5.6: Inversion TEM avec Effet PP sur la 1ère couche du sondage FAT08

La figure 5.5 montre l'inversion du sondage FAT08 en appliquant l'effet PP sur la première couche uniquement. En comparant les résultats pour une et deux couches polarisables (tableau 5.5), nous constatons que la chargeabilité m=0.94 et la constante de temps τ=186 µs sont toujours aussi élevées sur cette couche. Cela explique que l'effet dispersif proviendrait vraisemblablement de la première couche.

Tableau 5.5 : Comparaison des paramètres obtenus après inversion du sondage FAT08 avec effet PP sur les deux premières couches et la première couche uniquement.

Paramètres	Inversion avec effet PP sur Les 2 premières couches	Inversion avec effet PP sur la première couche uniquement
ρ_1 (Ωm)	529	418
ρ_2 (Ωm)	68	78
ρ_3 (Ωm)	57	64
ρ_4 (Ωm)	3.4	3.4
h_1(m)	24.7	24.7
h_2 (m)	5.6	5.6
h_3 (m)	84.5	84.5
Constante de temps τ (μs) de la 1ère couche	207	186
Exposant c de la 1ère couche	1.05	1.07
Chargeabilité m de la 1ère couche	0.95	0.94
Constante de temps τ (μs) de la 2ème couche	11	
Exposant c de la 2ème couche	1.99	
Chargeabilité m de la 2ème couche	0.59	

5.5.2 Inversion de sondage TEM avec effet PP à Étang-du-Nord

Le modèle 1D obtenu du sondage TEM ETAN05 est montré à la figure 5.7 pour pouvoir comparer les deux interprétations.

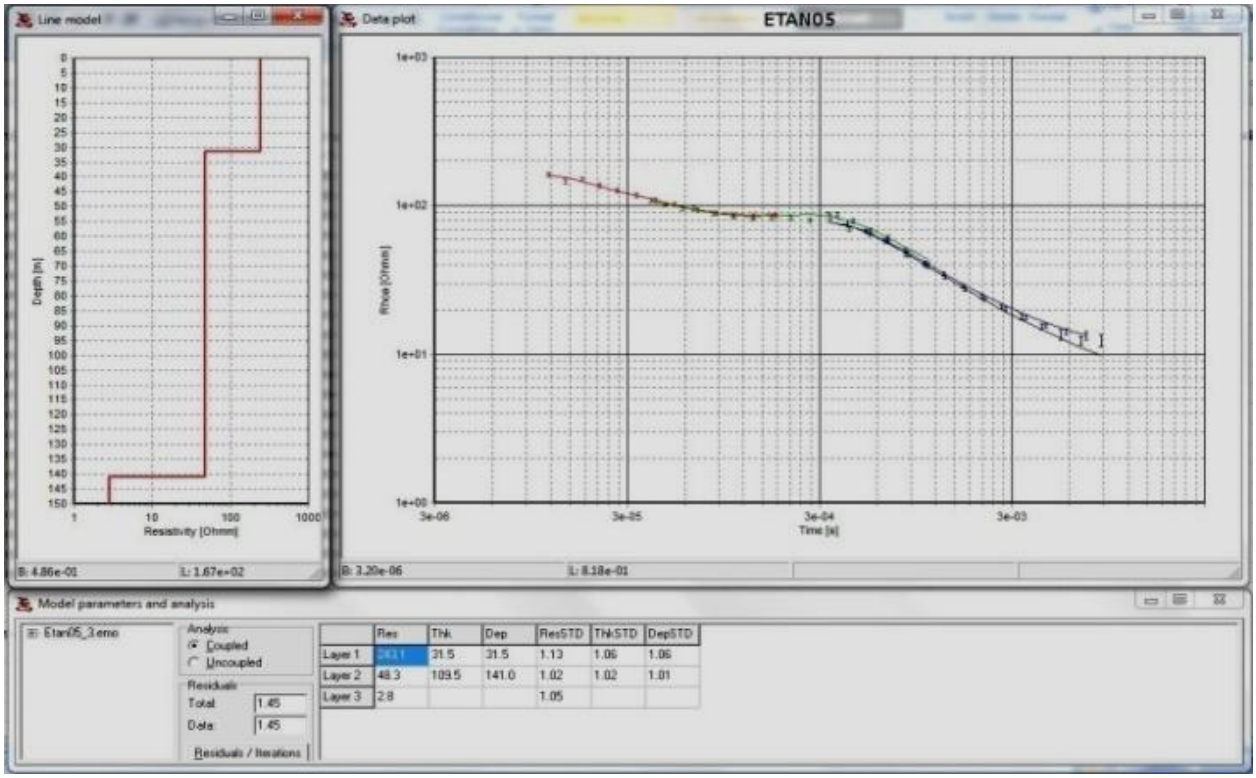


Figure 5.7 : Interprétation 1D du sondage ETAN05 sans effet PP

Nous allons étudier l'effet PP sur le sondage ETAN05 dans le secteur Étang-du-Nord. Les paramètres du modèle initial sont montrés au tableau 5.6, ce sont ceux des résultats de l'inversion TEM sans effet PP. Nous avons fixés les épaisseurs et la résistivité de la couche saline. Nous allons appliquer l'inversion avec effet PP sur les deux premières couches en tenant compte uniquement des fréquences du TEM57 pour une rampe égale à 100 µset comparer les paramètres Cole-Cole trouvés. Les résultats de cette inversion se trouvent à la figure 5.8. Nous avons pris les mêmes paramètres Cole-Cole initiaux pour les deux premières couches.

Tableau 5.6 : Paramètres du modèle initial du sondage ETAN05

Épaisseurs (m)	Résistivités (Ω.m)	Constante de temps τ (μs)	Exposant c	Chargeabilité m
31.5	500	50	1.0	0.8
109.5	48.9	50	1.0	0.8
	2.8			

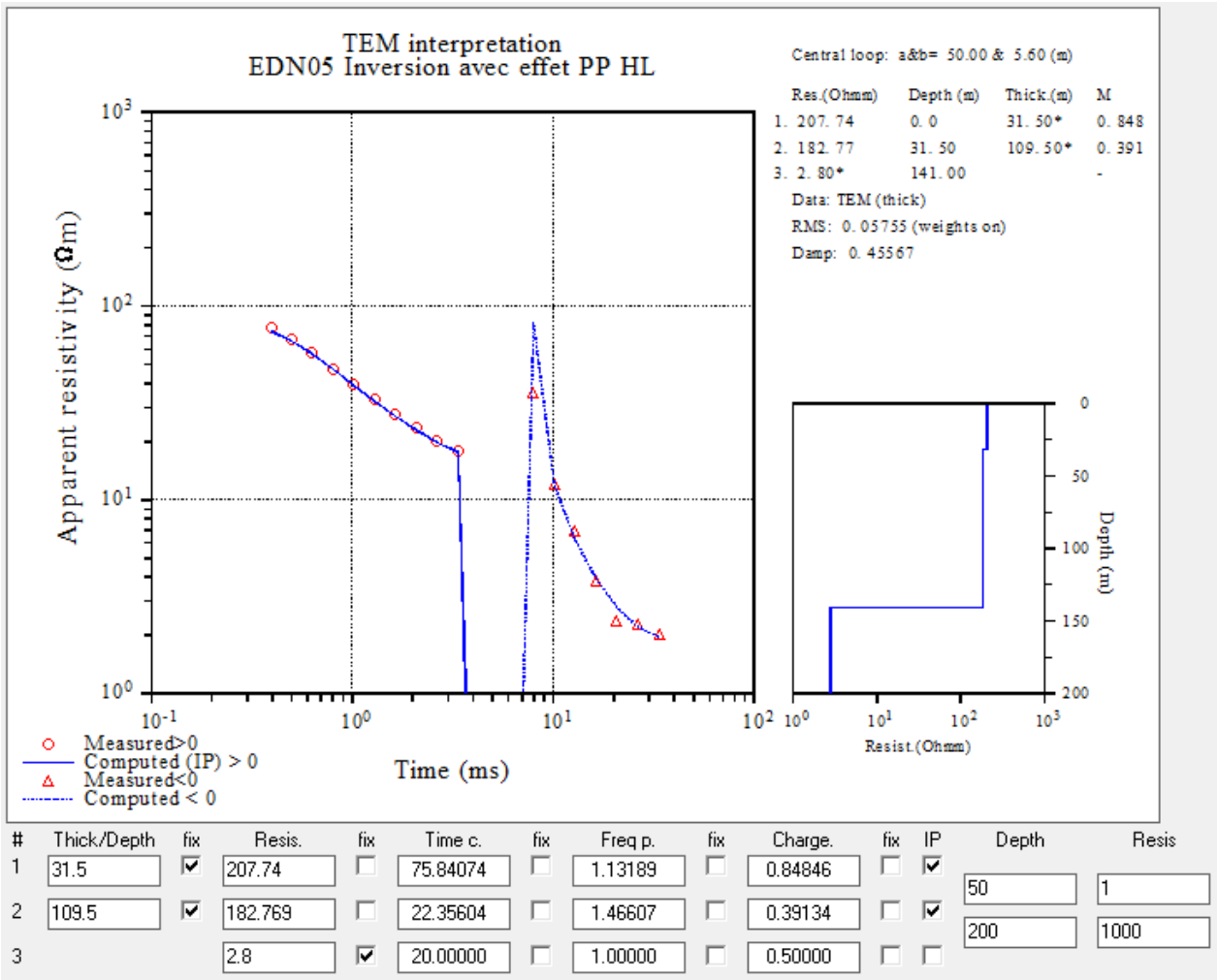


Figure 5.8 : Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère et la 2ème couche du sondage ETAN05

L'analyse des paramètres obtenus après inversion du sondage ETAN05 avec effet PP sur les deux premières couches nous montre que l'effet dispersif est plus important sur la première couche de résistivité 207 Ω.m et d'épaisseur fixée à 31.5 m, où l'on constate une chargeabilité de 0.85 et une constante de temps τ=76 µs, alors que la deuxième couche, de résistivité plus faible (182Ω.m), la chargeabilité et le temps de relaxation sont plus faibles respectivement 0.39 et 22 µs (Figure 5.8). Une chargeabilité et une constante de temps plus grande sur la première couche se traduisent par une couche plus polarisable en surface. Nous pouvons supposer que la première couche pourrait être la cause de cet effet dispersif.

Une autre inversion du sondage ETAN05 avec effet PP uniquement sur la première couche a été réalisée pour comparer avec les résultats obtenus avec effet PP sur les deux premières couches (Figure 5.9).

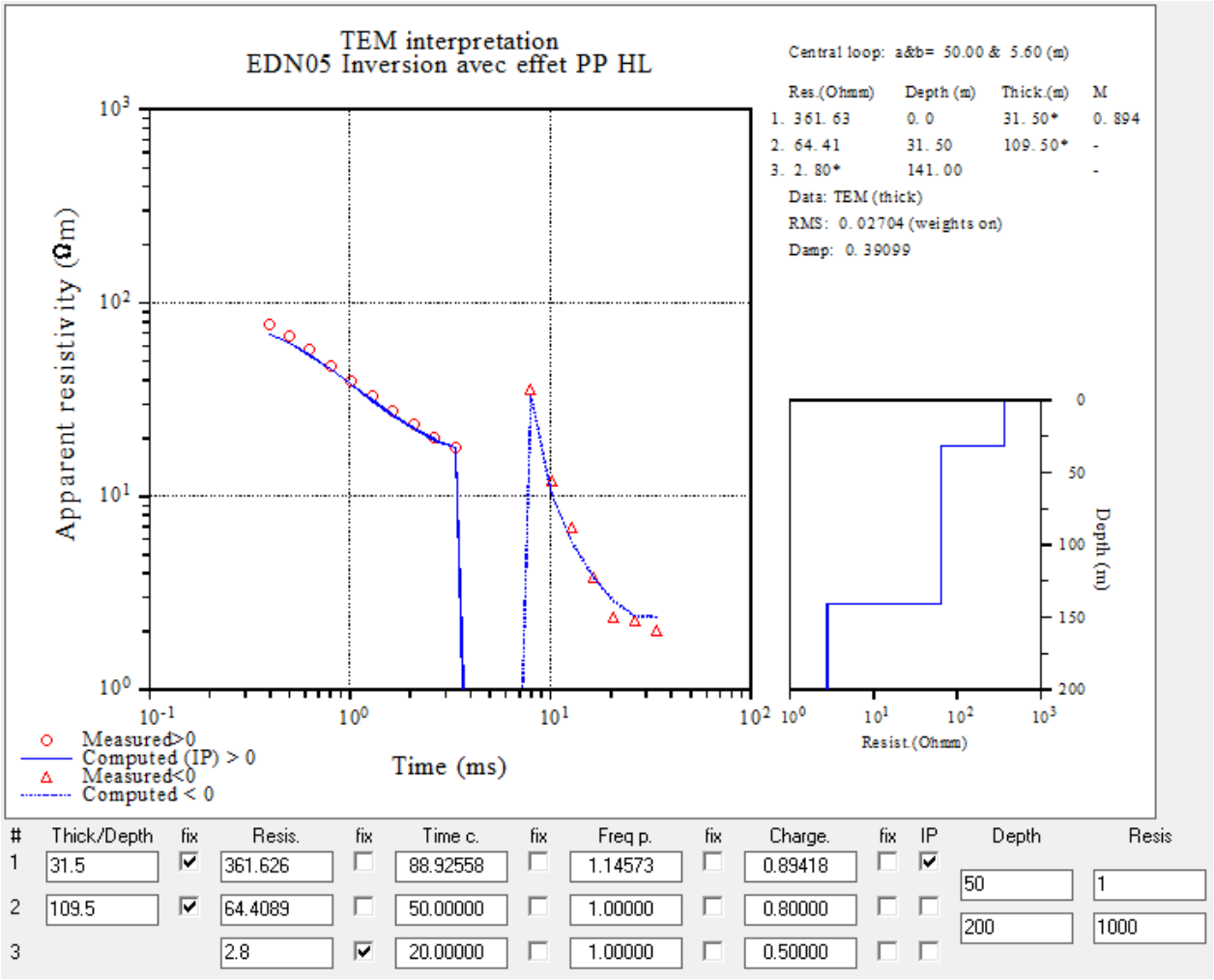


Figure 5.9 : Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère couche du sondage ETAN05

Le modèle initial utilisé est proche de celui de l'inversion avec effet PP sur les deux premières couches. Les résultats de l'inversion montrent que les paramètres Cole-Cole sont toujours aussi élevés sur la première couche. Le tableau 5.7 montre les résultats obtenus.

Tableau 5.7 : Comparaison des paramètres obtenus après inversion du sondage ETAN05 avec effet PP sur les deux premières couches et la première couche uniquement.

Paramètres	Inversion avec effet PP sur Les 2 premières couches	Inversion avec effet PP sur la première couche uniquement
ρ_1 (Ωm)	207	361
ρ_2 (Ωm)	182	64
ρ_3 (Ωm)	2.8	2.8
h_1(m)	31.5	31.5
h_2 (m)	109.5	109.5
Constante de temps τ (μs) de la 1ère couche	76	89
Exposant c de la 1ère couche	1.13	1.14
Chargeabilité m de la 1ère couche	0.85	0.89
Constante de temps τ (μs) de la 2ème couche	22	
Exposant c de la 2ème couche	1.46	
Chargeabilité m de la 2ème couche	0.39	

5.5.3 Inversion de sondage TEM avec effet PP à Grande-Entrée

Nous montrons à la figure 5.10 le modèle 1D obtenu du sondage GE03 sans effet PP pour comparer les interprétations.

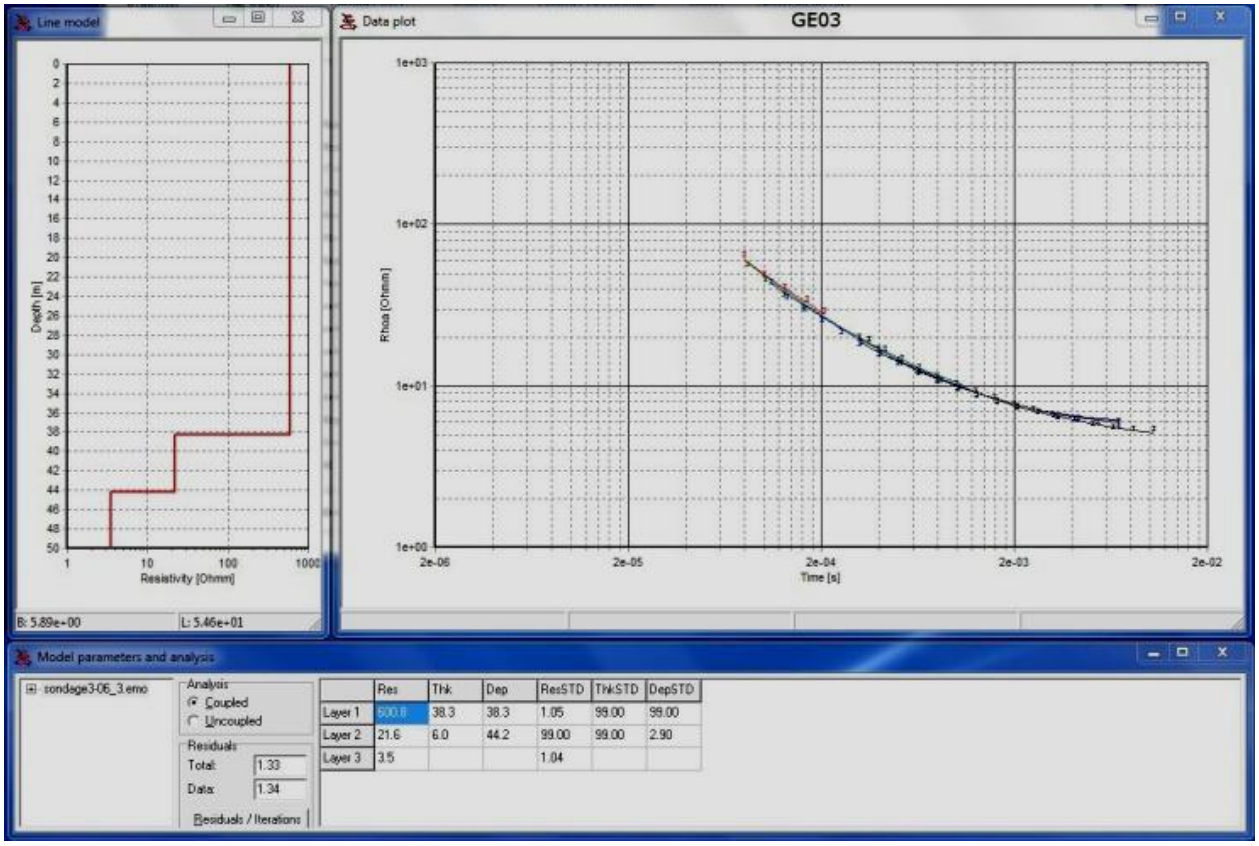


Figure 5.10 : Interprétation 1D du sondage GE03 sans effet PP

Un autre sondage à Grande-Entrée affecté par l'effet PP a fait l'objet d'une inversion. Un modèle à trois couches a été interprété à partir de l'inversion sans effet PP. Nous avons pris les fréquences du TEM57 avec une rampe de 100 µs. Nous avons appliqué l'effet PP sur les deux premières couches avec un modèle initial déduit des résultats de l'inversion TEM sans effet PP, les épaisseurs et la résistivité de la couche saline ont été fixés (tableau 5.8).

Tableau5.8 : Paramètres du modèle initial du sondage GE03

Épaisseurs (m)	Résistivités (Ω.m)	Constante de temps τ (μs)	Exposant c	Chargeabilité m
38.3	600	40	1.2	0.8
6	21.6	40	1.2	0.8
	3.5			

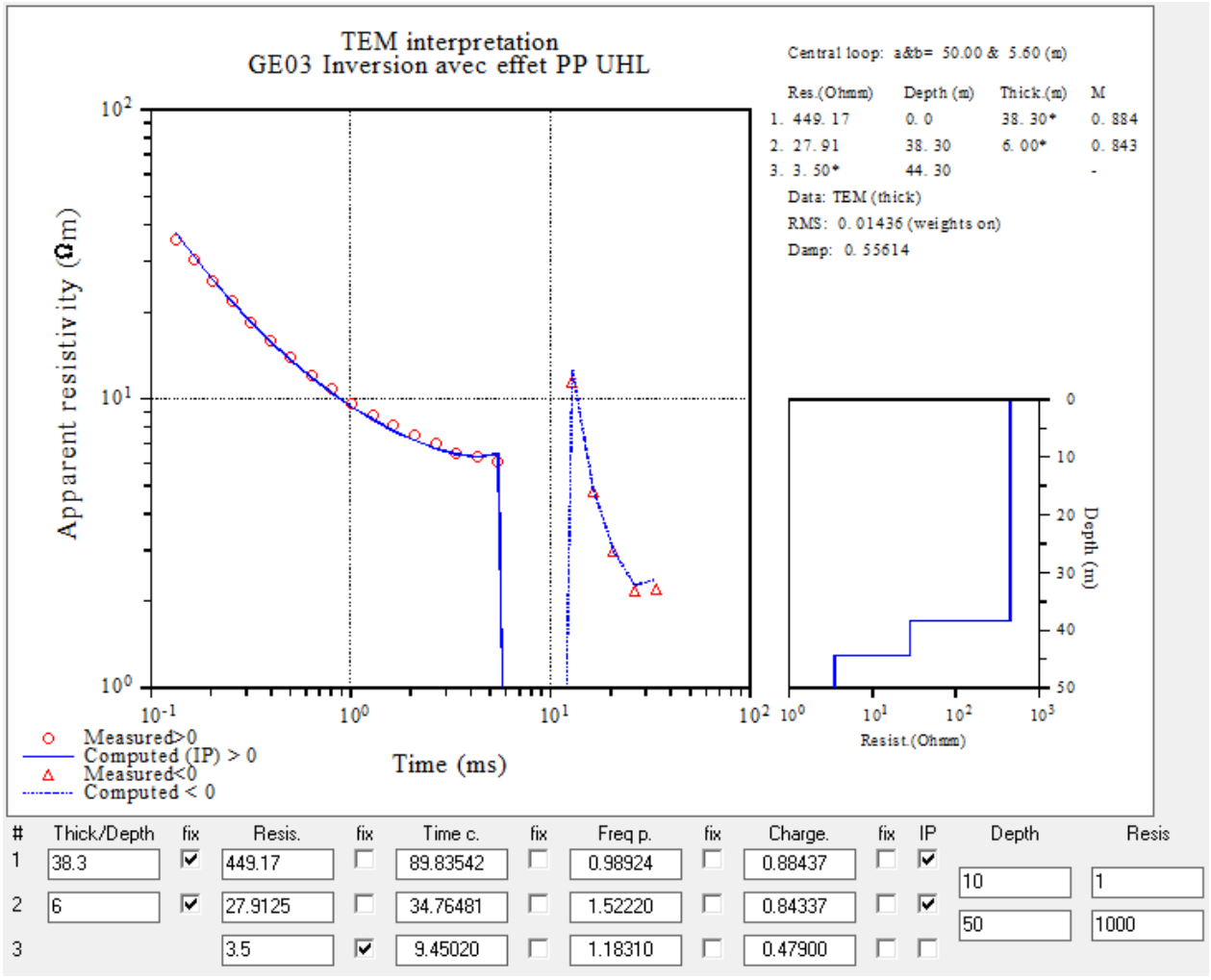


Figure 5.11:Inversion TEM avec Effet PP sur les 1ère et2ème couches du sondage GE03

L'inversion nous donne une chargeabilité très élevée à la première couche. En effet, l'amplitude de la polarisation est plus grande à la première couche résistive d'épaisseur fixé à 38.3 m avec une chargeabilité m=0.88 et une constante de temps τ=89 µs que la deuxième couche où la chargeabilité est moins élevée 0.84 et la constante de temps de 34 µs plus faible que celle de la première couche (Figure 5.11). En se basant sur les valeurs plus élevées de la chargeabilité et de la constante de temps à la première couche qu'à la deuxième, nous en concluons que l'effet PP observé provient essentiellement des propriétés de dispersion de la couche la plus superficielle.

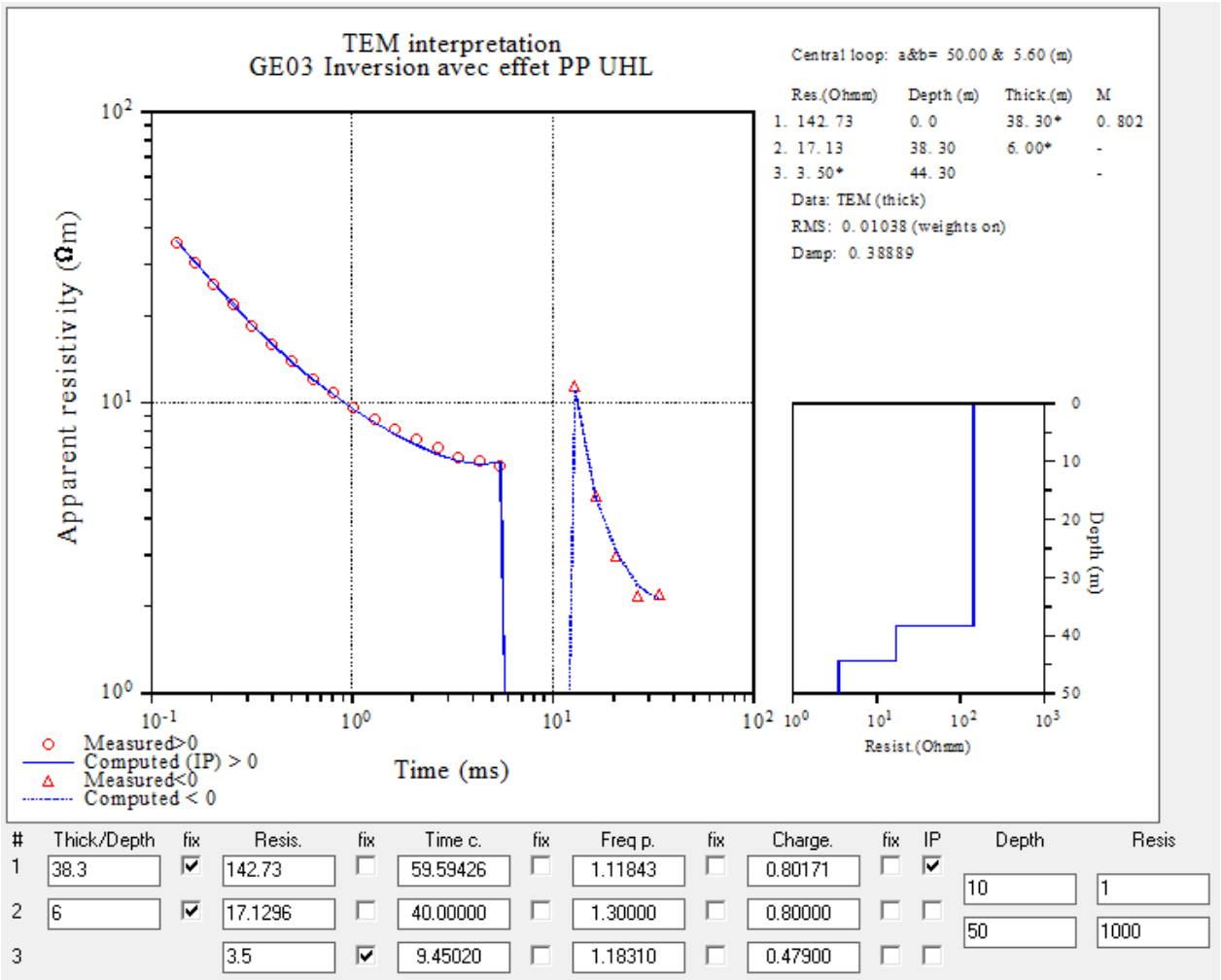


Figure 5.12 : Inversion TEM avec Effet PP sur la 1ère couche du sondage GE03

Le modèle initial choisi pour l'inversion avec effet PP uniquement sur la première couche est le même que celui du tableau5.8. Les résultats de l'inversion du sondage GE03 en appliquant l'effet PP à la première couche (Figure 5.12) nous montrent une chargeabilité et une constante de temps comparables à l'inversion avec effet PP sur les deux premières couches. Les paramètres Cole-Cole obtenus en appliquant l'effet PP sur les deux premières couches et la première couche uniquement sont montrés au tableau 5.9.

Tableau 5.9: Comparaison des paramètres obtenus après inversion du sondage GE03 avec effet PP sur les deux premières couches et la première couche uniquement.

Paramètres	Inversion avec effet PP sur Les 2 premières couches	Inversion avec effet PP sur la première couche uniquement
ρ_1 (Ωm)	449	142
ρ_2 (Ωm)	28	17
ρ_3 (Ωm)	3.5	3.5
h_1(m)	38.3	38.3
h_2 (m)	6	6
Constante de temps τ (μs) de la 1ère couche	90	60
Exposant c de la 1ère couche	1.0	1.11
Chargeabilité m de la 1ère couche	0.88	0.80
Constante de temps τ (μs) de la 2ème couche	35	
Exposant c de la 2ème couche	1.52	
Chargeabilité m de la 2ème couche	0.84	

5.5.4 Inversion de sondage TEM avec effet PP à Havre-Aux-Maisons

Afin de comparer les interprétations nous montrons à la figure 5.13 le modèle 1D obtenu du sondage HAM04 sans effet PP.

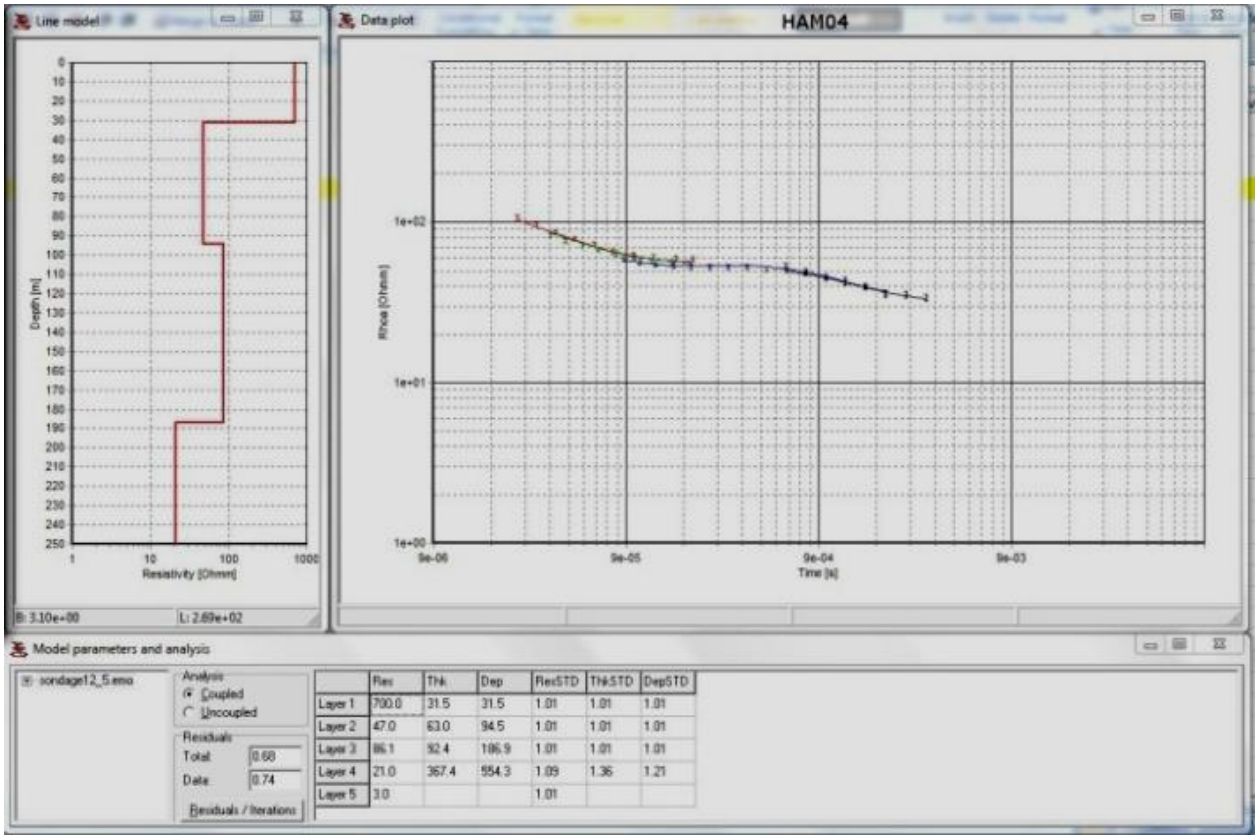


Figure 5.13 : Interprétation 1D du sondage HAM04 sans effet PP

Le modèle initial pour inverser le sondage HAM04 avec effet PP est déduit des résultats de l'inversion TEM sans effet PP, il est montré au tableau 5.10.

Tableau 5.10:Paramètres du modèle initial du sondage HAM04

Épaisseurs (m)	Résistivités (Ω.m)	Constante de temps τ (μs)	Exposant c	Chargeabilité m
31.5	700	50	1.2	0.8
63	47	50	1.2	0.8
92.4	86			
367.4	21			
	3			

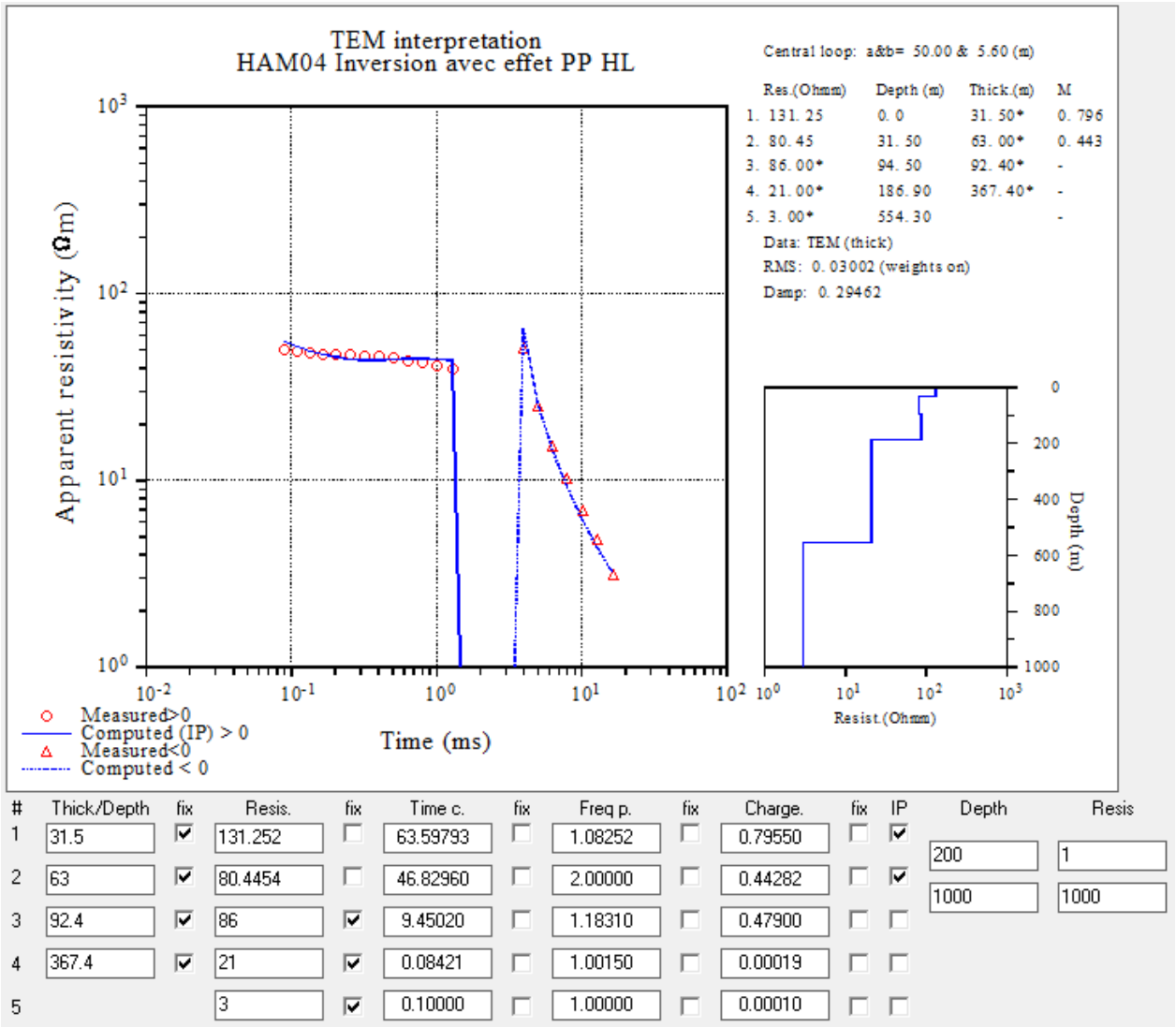


Figure 5.14:Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère et 2ème couche du sondage HAM04

L'analyse des résultats de l'inversion avec effet PP sur les deux premières couches du sondage HAM04 nous montre une première couche résistive de 131Ω.m et d'épaisseur fixée à31.5 m avec des paramètres Cole-Cole suivants : constante de temps τ=64 µs, un exposant c=1.08 et une chargeabilité m=0.80, alors que pour la deuxième couche nous obtenons une constante de temps τ=47 µs, un exposant c=2.0 et une chargeabilité m=0.44,plus faible que la première (Figure 5.14). Les paramètres de chargeabilité m et de constante de temps τ de la première couche nous révèlent que l'effet observé sur le sondage peut être majoritairement attribué à l'effet dispersif de cette couche. La première couche de grès non saturé pourrait être responsable du phénomène de polarisation provoquée observé sur ce sondage.

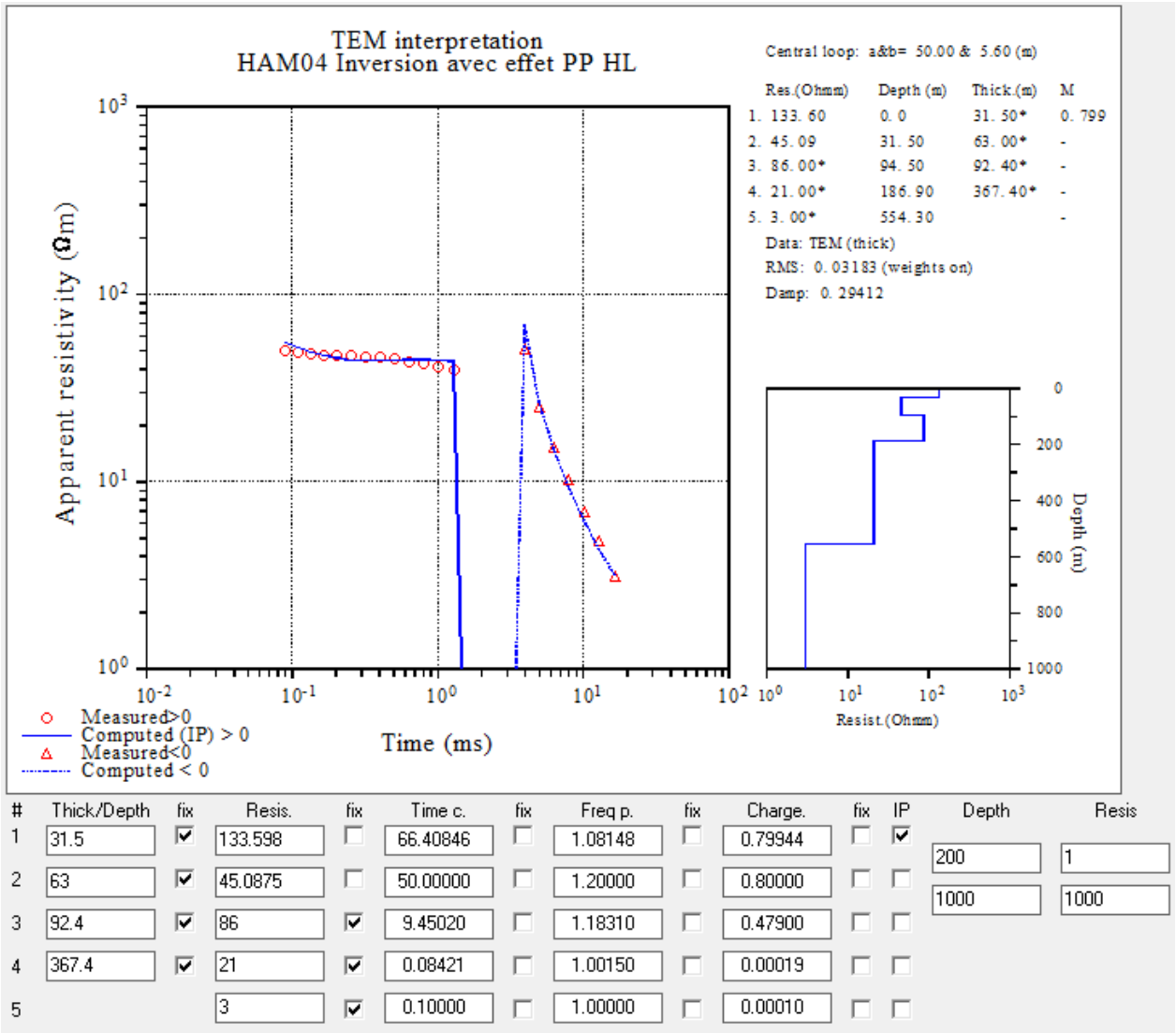


Figure 5.15:Inversion TEM avec effet PP sur la 1ère couche du sondage HAM04

À présent, l'effet PP a été appliqué sur la première couche uniquement en partant du même modèle initial du tableau 5.10. Nous constatons que les paramètres Cole-Cole obtenus, sont très comparables (tableau 5.15) et nous montrent que l'effet dispersif proviendrait essentiellement de la première couche.

Tableau 5.11: Comparaison des paramètres obtenus après inversion du sondage HAM04 avec effet PP sur les deux premières couches et la première couche uniquement.

Paramètres	Inversion avec effet PP sur Les 2 premières couches	Inversion avec effet PP sur la première couche uniquement
ρ_1 (Ωm)	131	134
ρ_2 (Ωm)	80	45
ρ_3 (Ωm)	86	86
ρ_4 (Ωm)	21	21
ρ_5 (Ωm)	3	3
h_1(m)	31.5	31.5
h_2 (m)	63	63
h_3 (m)	92.4	92.4
h_4 (m)	367.4	367.4
Constante de temps τ (μs) de la 1ère couche	64	66
Exposant c de la 1ère couche	1.08	1.08
Chargeabilité m de la 1ère couche	0.80	0.80
Constante de temps τ (μs) de la 2ème couche	47	
Exposant c de la 2ème couche	2.0	
Chargeabilité m de la 2ème couche	0.44	

D'autres tests d'inversion des sondages TEM avec effet PP ont été effectués sur des sondages des secteurs de Fatima, Étang-du-Nord, Havre-Aubert et Havre-Aux-Maisons. Les résultats de ces tests ont tous montrés que cet effet dispersif est très élevé sur les premières couches, les chargeabilités variant autour de 0.8 à 0.95.

5.6 Discussion

Sur la base des résultats obtenus de la modélisation et inversion de sondages TEM montrant un effet PP, on peut tirer les principales conclusions suivantes:

- L'amplitude de la réponse TEM avec effet PP dépend des paramètres chargeabilité m et du temps de relaxation τ.
- Pour des terrains résistants, la réponse PP apparait plutôt que la réponse EM générant ainsi une inversion de polarité qui survient à des temps d'intermédiaires à longs
- Les valeurs de chargeabilité *m*et les constantes de temps τ sont plus grandes sur les couches superficielles.

Cette étude de l'effet PP sur les sondages TEM nous a permis de comprendre l'origine de l'inversion de la polarité sur nos mesures. En effet, les résultats de l'inversion TEM avec effet PP ont tous montrés que ce changement de polarité était explicable par un effet PP qui, vraisemblablement pourrait provenir des couches superficielles. Le matériau qui pourrait causer l'effet PP aux îles pourrait être lié à de l'argile (dépôts meubles) ou encore de l'argilite comme il a été constaté dans certains puits tel que celui de Fatima (13007031).La chargeabilité obtenue pour les sondages étudiés est relativement élevée et varie de 0.8 à 0.95 sur les secteurs étudiés.

CHAPITRE 6 DISCUSSION GÉNÉRALE, CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

6.1 DISCUSSION

Lors du processus d'inversion des données TEM, nous avons été confrontés au problème d'équivalence en raison de non-unicité de la solution. Pour réduire cette ambigüité, nous avons utilisés des informations *a priori* provenant des données de tomographie électrique et des levés de diagraphies EM et gamma naturel. L'interprétation a été fondée sur la relation anticipée entre les zones de faibles résistivités et la nappe salée, il est essentiel d'avoir une validation des résultats obtenus dans la présente étude. Le forage de puits sur certaines zones critiques et qui devront atteindre et dépasser le niveau de la nappe salée devrait valider cette interprétation. Ainsi, la vérification du niveau de la nappe pourra se faire en effectuant des relevés de diagraphies EM dans les forages réalisés (Chouteau et al, 2011). Aussi, on devrait augmenter le nombre de sondages TEM pour une meilleure couverture des sites étudiés. Certains secteurs des îles présentaient des effets latéraux. À Havre-Aubert par exemple, nous avons noté sur les sondages HA10 et HA11 des conducteurs de 10 Ω.m à une élévation de -41/-45 m. Après vérification, nous avons noté des réponses des composantes X et Y relativement forte (10 à 30 % de Z) indiquant une réponse causés possiblement par des clôtures, des conduites métalliques ou des structures géologiques d'extension limitée (i.e faille). Le même effet pourrait être la cause des variations latérales à Fatima à proximité du puits P8 où nous avons interprété une remontée de la nappe saline.

Nous n'avons malheureusement pas pu exploiter les échantillons de carottes provenant d'un puits aux îles en raison de la forte présence de sel dans les pores; nous n'avons pas réussi jusqu'à présent à éliminer la présence de sel par lessivage à l'eau déionisée. Les mesures au laboratoire sur les carottes de forages si elles étaient exploitables auraient permis d'interpréter les modèles de résistivité obtenus en termes de concentration de sel.

Les sondages TEM réalisés se trouvent sur une zone urbaine, de ce fait, les interférences électromagnétiques et les structures métalliques distordent les réponses TEM aux temps courts sur certains sondages. Pour éviter que les sondages soient contaminés par ces bruits, il faut choisir un emplacement loin de toute source d'interférences électromagnétiques et de toute structure anthropique métallique.

Dans notre interprétation, nous avons supposé une stratification horizontale en couches sous la surface des îles. Ce modèle est justifié par le pendage faible des couches sédimentaires constituant la majorité du sous-sol. La géométrie du sous-sol localement peut parfois être plus complexe comme nous l'avons noté dans les secteurs d'Havre-Aubert, Fatima centre et Havre-Aux-Maisons où des variations latérales ont été constatées. Une inversion 2D des sondages TEM dans ces secteurs par exemple aurait peut-être permis de mieux résoudre ces ambigüités si la densité et la répartition des stations TEM avaient été meilleures.

Les données de niveau statique et de conductivité électrique mesurées en continu dans les nouveaux puits de 2009, ne sont pas utilisables à l'heure actuelle car les mesures ne sont pas calibrées. Lorsque ces données auront été corrigées par la calibration, il serait important de les ajouter aux résultats obtenus afin de déterminer le profil de porosité le long des puits, et par la relation de Ghyben-Herzberg, d'estimer l'élévation à l'interface eau douce-eau salée ainsi que sa variation dans le temps (Chouteau et al, 2011).

Il est à noter toutefois dans beaucoup de sondages TEM aux Îles-de-la-Madeleine une inversion de polarité aux temps longs attribués à des effet de dispersion provenant vraisemblablement des formations superficielles comme l'a démontré l'étude au chapitre 6 sur la modélisation et l'inversion des données TEM avec effet dispersif.

6.2 CONCLUSION

La grande sensibilité de la méthode TEM aux structures conductrices comme le cas de l'interface eau douce-eau salée a permis de déterminer celle-ci aux Îles-de-la-Madeleine par inversion des données. En effet, le niveau associé à la nappe saline a une résistivité de l'ordre de 3 Ω.m; au-dessus, une formation de grès rouge aquifère ayant des résistivités de l'ordre de 40 à 50 Ω.m indique une eau de bonne qualité de l'ordre de 8-10 Ω.m. La modélisation a montrée qu'il est difficile de résoudre la présence et l'épaisseur de la zone de mélange contrairement à la nappe saline qui, elle, est bien déterminée en profondeur et en résistivité. Les estimés de l'élévation de la nappe saline pour chaque secteur de l'île ont été comparés à ceux obtenus par la relation de Ghyben-Herzberg. Dans les secteurs Étang-du-Nord, Havre-Aubert, Grande-Entrée et Fatima (Ouest et Est), les résultats obtenus par Ghyben-Herzberg sont en accord avec les élévations obtenues. Pour les secteurs Fatima (centre) et d'Havre-Aux-Maisons, les estimés par les deux approches ne sont pas cohérents. Cette différence entre les estimés pourrait être expliqué par une

origine géologique (faille par exemple) aux zones conductrices ou des effets latéraux telle qu'une interférence avec des clôtures métalliques ou des infrastructures superficielles conductrices non visibles. Les secteurs de Havre-Aubert dont la nappe est à une élévation de -200 m n'est pas vulnérable au changement de la nappe saline. Les élévations de -70 m à l'est et -130 m à l'ouest mettent pour l'instant les puits privés à Grosse-Île à l'abri de remontée de nappe saline. En revanche, les secteurs de Grande-Entrée, Étang-du-Nord Est et Fatima Est sont plus vulnérables en raison de la faible élévation de la nappe saline sous la zone des puits d'exploitation. Ces secteurs devraient faire l'objet d'un suivi temporel.

Le phénomène de la polarisation provoquée a fait l'objet d'une modélisation afin de déterminer l'origine de cet effet dispersif. Smith et West, (1989) et Hohmann et Newman, (1990) ont montrés que les réponses négatives observées sur les systèmes de boucle coïncidente ou centrale pourraient être expliqué par de petits volumes de matériau faiblement polarisable près de la boucle d'émission. L'inversion des sondages TEM avec effet dispersif nous a montré que cet effet PP pourrait trouver son origine dans les formations superficielles. L'inversion des sondages TEM présentant une inversion de polarité aux temps longs a montré que pour tous, l'effet proviendrait des formations superficielles de profondeur maximales de 77 m. La chargeabilité *m* trouvée pour tous les sondages traités est de l'ordre de 0.8-0.95 (Cf. annexe 4).

6.3 RECOMMANDATIONS

Les estimés de l'interface eau douce-eau salée à Havre-Aux-Maisons et Fatima centre ne sont pas cohérents avec ceux obtenus par la relation de Ghyben-Herzberg. Sur la base des résultats de l'inversion TEM des données, nous recommandons des travaux supplémentaires pour les secteurs d'Havre-Aux-Maisons et de Fatima Centre, Ces travaux pourraient inclure :

- Des levés de tomographie électrique à grande pénétration en augmentant l'écartement entre électrodes d'une valeur supérieure à 5 m pour une meilleure interprétation géologique de la région.
- D'autres sondages TEM avec des boucles d'émission de 50 m X 50 m au minimum permettraient de mieux interpréter les élévations de la nappe salée sue ces secteurs.

Les secteurs de Grande-Entrée, Étang-du-Nord-est et de Fatima-est devraient faire l'objet d'un suivi temporel car la nappe est actuellement à une élévation relativement faible sous la zone des puits d'exploitation, nous recommandons donc :

- La réalisation des forages traversant l'interface eau douce-eau salée permettant ainsi de valider l'interprétation des données. À Étang-du-Nord, un forage entre les puits P1 et P2 d'une profondeur d'environ 160 m est souhaitable. À Grande-Entrée un forage de 80 m de profondeur près du puits GE-09-05 serait aussi souhaitable. Un autre forage à Fatima proche des puits FAT08 et FAT09 de 130 m de profondeur est recommandé. Ces forages permettraient :
    - De faire des levés de diagraphie EM pour bien caractériser l'interface eau douce-eau salée et la zone de mélange associée.
    - De valider l'interprétation en termes de résistivité, nombre de couches et profondeur à la nappe salée.
    - L'installation des sondes multi-paramètres pour mesurer la conductivité électrique, la température et la pression en mode continu. Celle-ci servira de référence pour établir à moyen et long terme la fréquence des mesures TEM. Ces travaux permettront de calibrer les méthodes et de vérifier les corrélations.
    - La localisation d'autres sites de sondage TEM à proximité qui serviront de suivi de la nappe permettant ainsi une meilleure couverture des sondages TEM.

Madelin'Eau par modélisation hydrogéologique a montré qu'un pompage excessif des puits d'exploitation pourrait largement contribuer à la contamination de la nappe d'eau douce. De plus la répartition spatiale des puits sur l'île n'est pas homogène. Sur la partie nord du secteur d'Étang-du-Nord, l'interprétation a montré une remontée de la nappe saline causé vraisemblablement par un pompage excessif des puits. Une meilleure distribution des puits d'exploitation sur les principales îles contribuerait à mieux gérer cet aquifère d'eau douce

BIBLIOGRAPHIE

Al Garni, M.A., El Kaliouby, H.M., (2011). Delineation of saline groundwater and seawater intrusion zones using transient electromagnetic (TEM) method, WadiThuwal area, Saudi Arabia, Arab Journal of Geosciences, 4, 655-668.

Archie, G.E., (1942). The electrical resistivity log as an aid to determining some reservoir characteristics: Transactions of the AIME, 146, 54-62.

Auken, E., Breiner, M., Nebel, L., Pellerin, L., Christensen, N. B.Sørensen, K. (2002).EMMA-A Geophysical Training and Education Tool for Electromagnetic Modeling and Analysis, Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 7, 57-68.

Auken, E., Kirkegaard, C., Ribeiro, J., Foged, N., Kok, A. (2010).The use of airborne electromagnetic for efficient mapping of saltwater intrusion and outflow to the sea, SWIM21 conference on 21st Saltwater Intrusion Meeting, Azores, Portugal, 53-56.

Auken, E., Jørgensen, F., Sørensen, K. (2003).Large-scale TEM investigation for groundwater.Exploration Geophysics, 34, 188–194.

Auken, E., Christiansen, A. V. (2004). Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data; Geophysics, 69, 752-761.

Bowen, R. (1986). Saline Intrusion, Groundwater, Elsevier (Ed.), 214-218.

Brisebois, D. (1981) – Lithostratigraphie des strates permo-carbonifères, de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine, Ministère de l'énergie et des ressources, Direction générale des énergies conventionnelles, Service de l'exploration, DPV- 796

Choquette, M., Gélinas, P. J. (1996), Essais de caractérisation des grès rouges de Cap-aux-Meules, Groupe de Recherche en Environnement et en Geo-Ingénierie, Département de Géologie et de Génie Géologique, Université Laval, Québec, 1-26.

Chouteau, M., Intissar, R. (2010), Développement d'une méthodologie de suivi de l'impact des changements climatiques sur les eaux souterraines pour les Îles-de-la-Madeleine-Phase 2 : Caractérisation électrique des aquifères, 1-92.

Chouteau, M., Bouchedda, A., Madani, A. (2011), Développement d'une méthodologie de suivi de l'impact des changements climatiques sur les eaux souterraines pour les Îles-de-la-Madeleine-Phase 2 : Caractérisation des sites : détermination des profils de références et de la méthodologie de suivi, 1-172.

Cooper H. H., Kohout F. A., HenryH. R., Glover,R. E. (1964), Sea water in coastalaquifers. Relation of salt water to fresh water.*Geological Survey Water-Supply Paper 1613-C.* United States Government Printing Office, Washington,1-84

Corridor Resources, (2000). Well History Report, Fatima #1, Cap-Aux-Meules, Magdalen

Islands, Québec, March 15, 2000.

Descloîtres, M., Guérin, R., Albouy, Y., Tabbagh, A., Ritz M., (2000). Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization: A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands. Journal of AppliedGeophysics, 45, 1-18.

Descloîtres, M. (1998). Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : Application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion), Thèse de Doctorat, Université de Paris 6, Paris, France.

El Kaliouby, M.H., Diwany, E.A, Hussain, S.A., Hashish, E.A, Bayoumi, A. (1997).Optimum negative response of a coincident-loop electromagnetic system above a polarisable half-space.Geophysics, 62, 75-79.

Fitterman, D.V., et Hoekstra, P., (1984), Mapping of saltwater intrusion with transient electromagnetic soundings, in Proceeding of the NWWA/EPA Conference on Surface and Borehole Geophysical Methods in Ground Water Investigations, San Antonio, Texas, 429-454

Fitterman, D.V.Stewart, M. T. (1986).Transient electromagnetic sounding for groundwater, Geophysics, 51, 995-1005.

Fitterman, D.V., et Deszcz-Pan, M., (2001), Geophysical mapping of saltwater intrusion in Everglades national park, in Proceeding of the NWWA/EPA First international conference on saltwater intrusion and coastal aquifers monitoring, modeling and management, Essaouira, Morocco, 1-11.

Flis, M.F., Newman, G.A., Hohmann, G.W (1989). Induced polarization effects in time domain electromagnetic measurements: Geophysics, 54, 514-523.

Ghassemi, F., Chen, T. H., Jakeman,A. J.,etJacobson,G. (1993) Two and three - dimensional simulation of seawater intrusion: performances of the "SUTRA" and "HST3D" models, AGSO J. Australian. Geology & Geophysics, 14(2/3), 219-226.

Goldman, M., Newbauer, F. M,, (1994). Groundwater exploration using integrated geophysical techniques. Surveys in Geophysics,15, 331-361.

Hoekstra, P.,Blohm, M. (1990). Case Histories of Time Domain Electromagnetic Soundings.InGeotechnical and Environmental Geophysics, 2, Stanley H. Ward, ed. SEG, Tulsa, Oklahoma,
1-15.

Hohmann G. W., Newman G. A. 1990**.** Transient electromagnetic responses of surficial,polarizable patches.Geophysics55, 1098-1100

HydroGeophysics Group, (2008). Manual for the inversion program, 1-54

Kanta, A., Soupios, P.,Vallianatos, F and Rust, D.,Barsukov, P. (2009). The application of Time Domain Electromagnetic Method to characterize the Keritis Basin, in Western Crete, Greece, 3rd IASME/WSEAS International Conference on Geology and Seismology, Cambridge, ENGLAND, 21-28

Kaufman, A. A., Keller G.V. (1983). Frequency and Transient Soundings.Methods in Chemistry and Geophysics, No. 16, Elsevier, Amsterdam.

Krivochieva, S., Chouteau, M. (2001).Improvement in 1D TDEM Interpretation by Simultaneaous Inversion of Data from Two Loop Configurations; Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 6, 1, 19-32.

Lee, T. (1981). Transient electromagnetic response of a polarisable ground, Geophysics, 46, 1037-1041.

Madelin'Eau. (2004). Gestion des eaux souterraines aux Îles-de-la-Madeleine : Un défi de developpement durable. Rapport final. Document No 1, Méthodologie de l'étude, 1-60.

Madelin'Eau. (2004). Gestion des eaux souterraines aux Îles-de-la-Madeleine : Un défi de developpement durable. Rapport final. Document No 2, Partie A : secteur de l'Étang-du-Nord-Cap-Aux-Meules : Partie B : secteur de Fatima, 1-113.

Madelin'Eau. (2004). Gestion des eaux souterraines aux Îles-de-la-Madeleine : Un défi de developpement durable. Rapport final. Document No 3 (secteurs hors Île de Cap-Aux-Meules), , 1-153.

McNae J.C., Lamontagne Y., West G. F. (1984). Noise processing techniques for time-domain electromagnetic systems.Geophysics 49, 934-948.

Mills, T., Hoekstra, P., Blohm, M. Evans, L. (1988). Time Domain Electromagnetic Soundings forMapping Seawater Intrusion in Monterey County, CA. Ground Water, 26, 771-782.

Pelton, W. H., Ward, S. H., Hallof, P. G., Sill, W. R. Nelson, P. H. (1978).Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multi-frequency IP; Geophysics, 43, 588–609.

Pirttijärvi, M., (2009). Joint Interpretation of electromagnetic and geoelectrical soundings using 1-D layered earth model;User's guide to version 1.3, University of Oulu, Department of Physics, 1-48

Richardson, R. M.ZandtG. (2009). Inverse problems in Geophysics. A set of lecture Notes, 1-271.http://www.geo.arizona.edu/geo5xx/geos567/

Rivard, C., Marion, J. Michaud, S., Benhammane, S., Morin, A., Lefebvre, R. et Rivera, A. (2003). Étude de l'impact potentiel des changements climatiques sur les ressources en eau souterraines dans l'Est du Canada. Commission géologique du Canada, dossier public 1577, 1-39.

Smith, R.S. West, G.F. (1989). Field examples of negative coincident-loop transient electromagnetic responses modeled with polarizable half-planes. Geophysics54, 1491-1498.

Stewart, M. Gay, M.C. (1986). Evaluation of transient electromagnetic soundings for deep detection of conductive fluids.Ground Water. 24, 351-356.

Stoll, A. (2006). Intrusion d'eau saline à l'Île de la Réunion, Rapport de stage, sciences de l'ingénieur de l'environnement: Institut d'ingénierie en environnement, Zurich, Suisse.

Ward, S.H, Hohmann, G.W. (1988). Electromagnetic Theory for Geophysical ApplicationsIn: Nabighian M.N. (Ed.), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Society of exploration geophysicists (SEG), 131-311.

Wagner, A. M. (2007). Using Geophysical constraints to determine groundwater travel times, seafloor arrival locations, and saltwater concentrations for transition zone depths at underground nuclear detonations on Amchitka island,Thèse de Doctorat, Université de Fairbanks, Alaska, USA.

Young, M. E., de Bruijn, R. G. M.and Al-Ismaily, A. S. (1998). Exploration of an Alluvial Aquifer in Oman by time-domain Electromagnetic Sounding.Hydrogeology Journal v. 6, 383-393.

ANNEXE 1 – Diagraphies EM39 de conductivité et gamma naturel des puits récents (2009)

Puits EDN09-02B et EDN-09-03PP

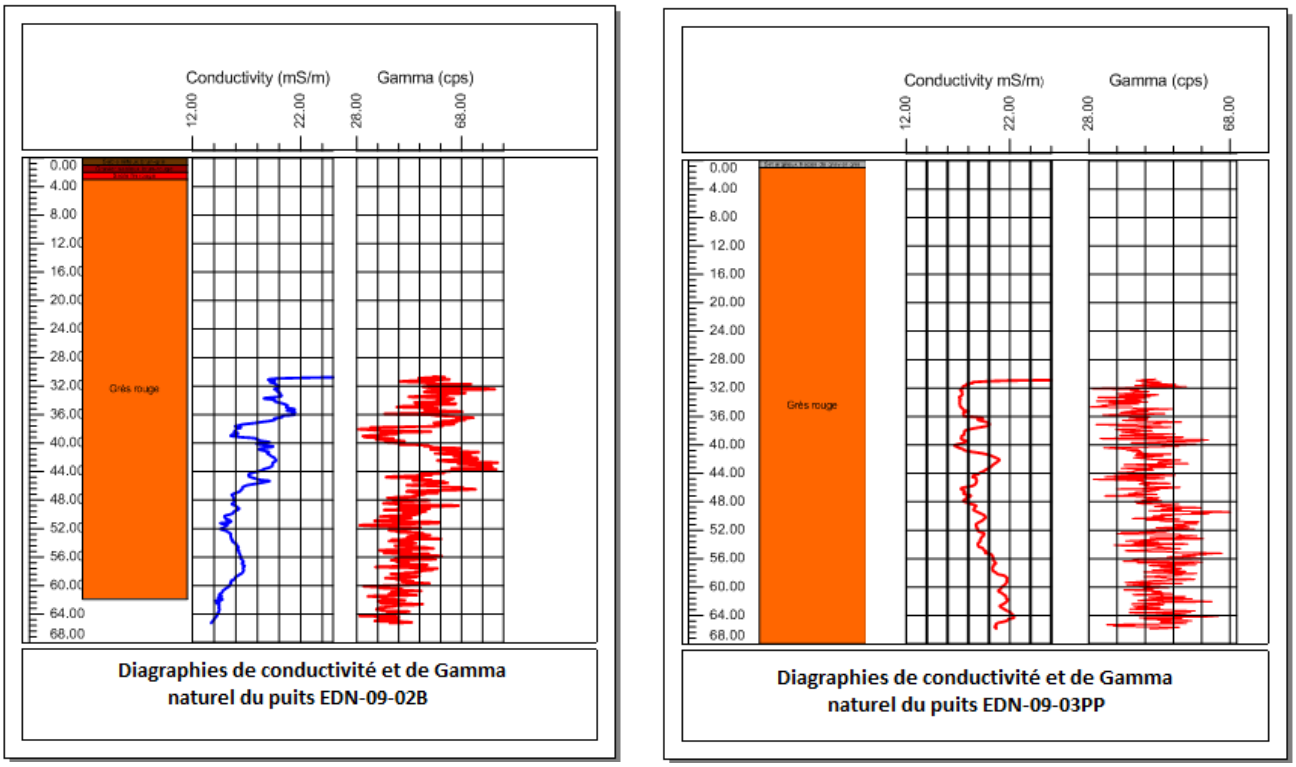


Figure A1.1: Levé EM39 des puits EDN-09-02B et EDN-09-03PP

La profondeur du puits EDN-09-02B est de 61.9 m et la longueur du tubage en acier est de 29.71 m. La conductivité varie autour de 14-21 mS/m correspondant à des résistivités de 47-77 Ω.m sur

une épaisseur non tubée du puits de 32.19 m. La profondeur du puits EDN-09-03PP est de 68 m et la longueur du tubage en acier est de 31.42 m.

La conductivité varie autour de 17-22 mS/m correspondant à des valeurs de résistivités de 45-58 Ω.m sur une épaisseur non tubée du puits de 36.58 m.

Puits EDN-09-04P

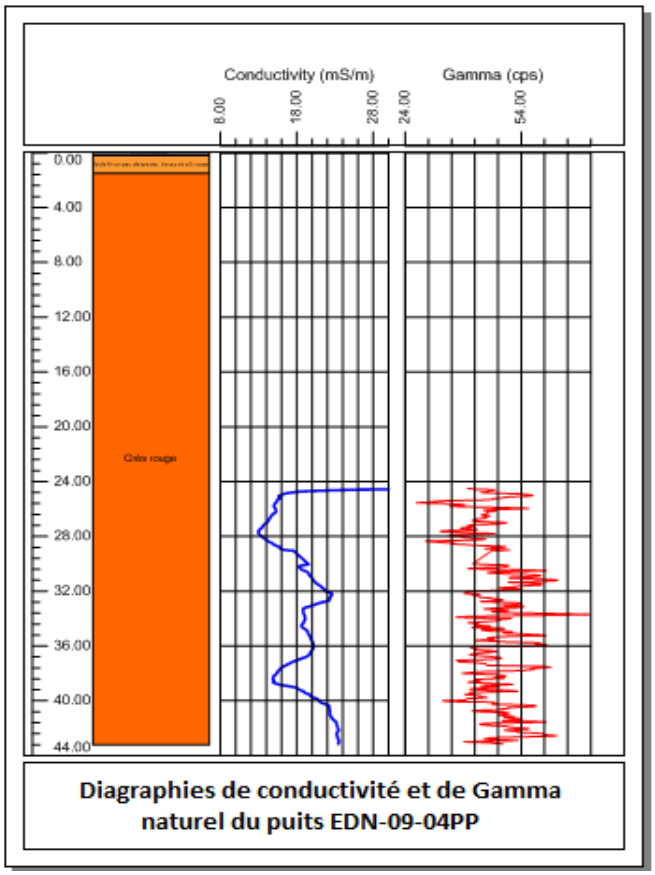


Figure A1.2: Levé EM39 EDN-09-04P

La profondeur du puits est de 43.2 m et la longueur du tubage en acier est à une profondeur de 23.52 m. La conductivité varie autour de 13-22 mS/m correspondant à des résistivités de 45-77 Ω.m sur une épaisseur non tubée du puits de 19.68 m.

Puits FAT09-01P

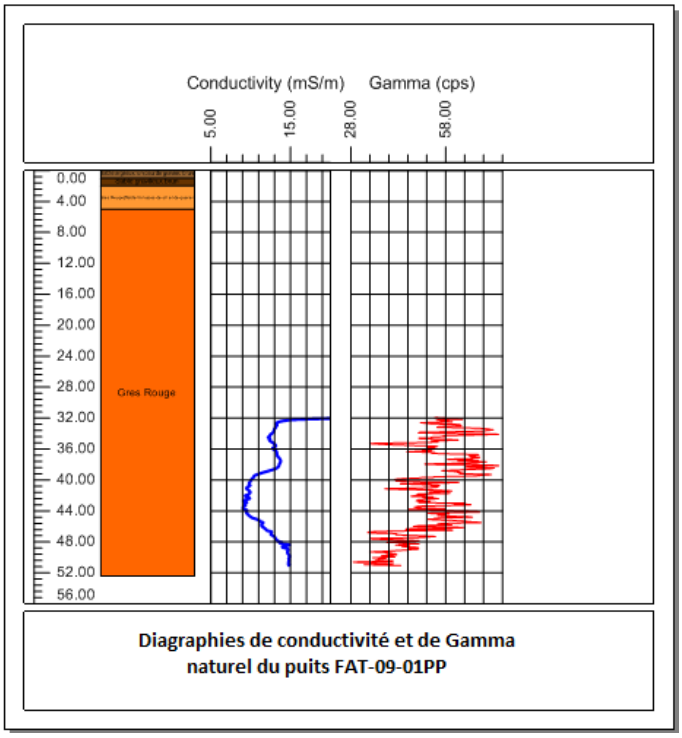


Figure A1.3: Levé EM39 FAT-09-01PP

La profondeur du puits FAT-09-01PP est de 52.4 m et la longueur du tubage en acier est de 29.63 m Dans les formations traversées par la sonde, la conductivité oscille autour de 9-15 mS/m ce qui correspond à des valeurs de résistivités de 66-111 Ω.m pour une épaisseur non tubée du puits de 22.77 m.

Puits FAT09-02P

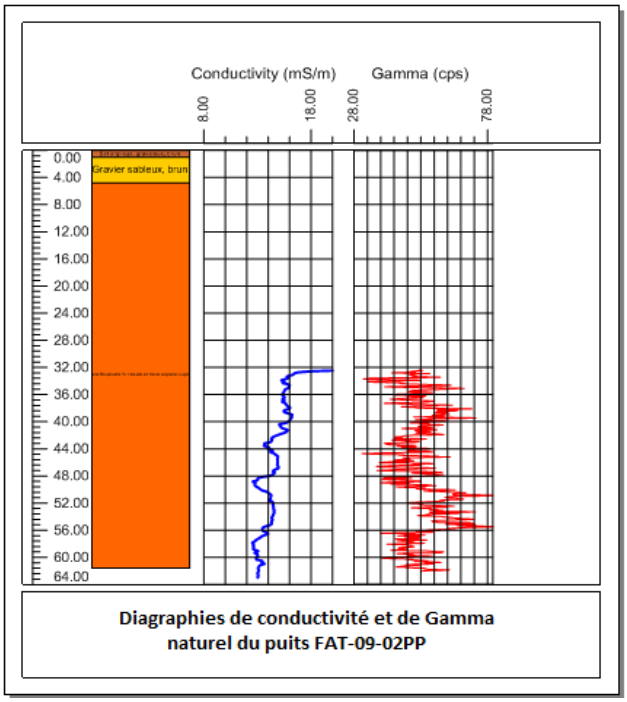


Figure A1.4: Levé EM39 FAT-09-02 PP

La profondeur du puits FAT-09-02PP est de 61.6 m et la longueur du tubage en acier est de 29.67 m La conductivité varie très peu autour de 12-16 mS/m correspondant à des résistivités de l'ordre de 62-83 Ω.m sur une épaisseur non tubée du puits de 31.93 m.

Puits FAT09-03PP

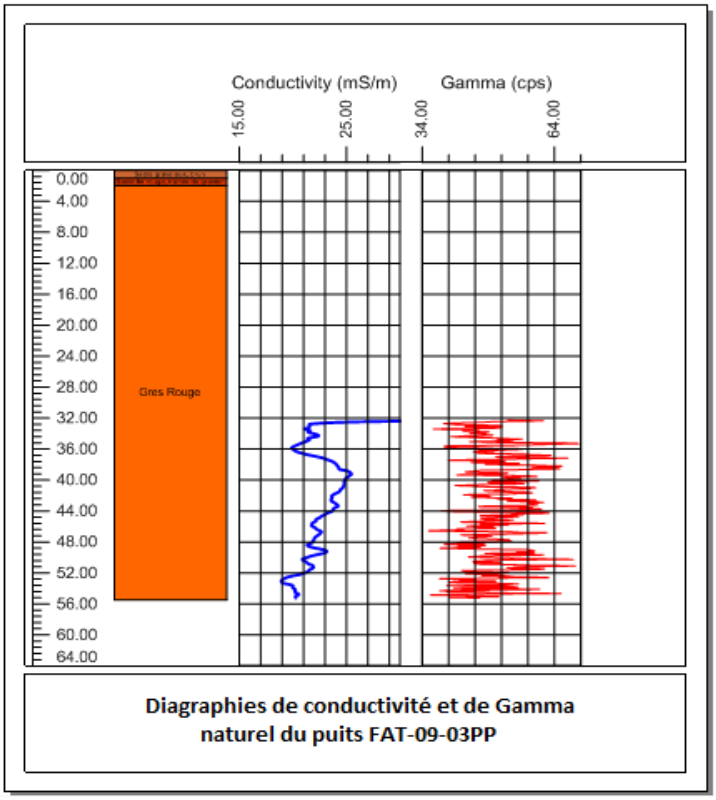


Figure A1.5: Levé EM39 FAT-09-03PP

La profondeur du puits FAT-09-03PP est de 55.5 m et la longueur du tubage en acier est de 29.66 m Les valeurs de conductivité sont pratiquement constante dans les formations traversées et varie autour de 19-25 mS/m correspondant à des valeurs de résistivités de 40-52 Ω.m sur une épaisseur non tubée du puits de 25.84 m.

Puits FAT09-04P

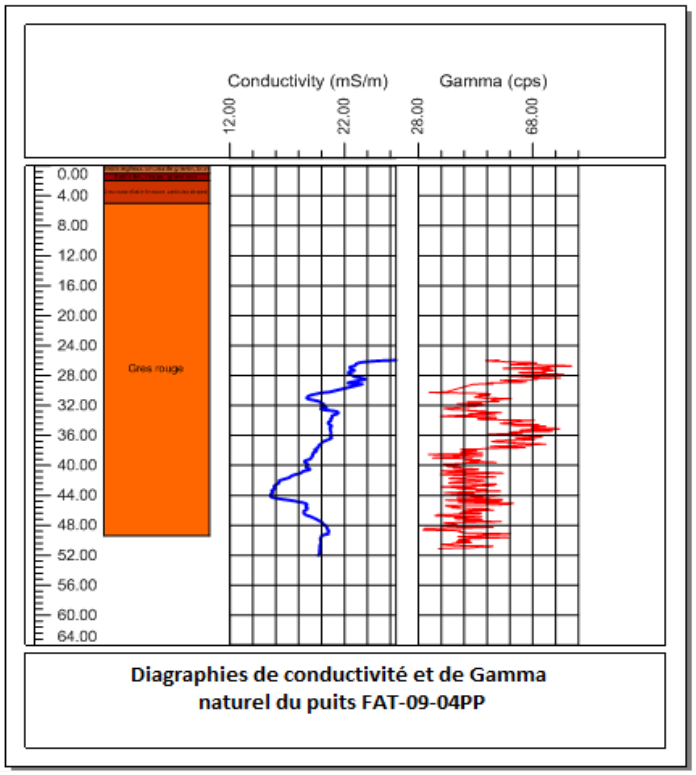


Figure A1.6: Levé EM39 FAT-09-04PP

La profondeur du puits FAT-09-04PP est de 49.4 m et la longueur du tubage en acier est de 24.71 m La conductivité oscille autour de 14-20 mS/m correspondant à des résistivités de 50-71 Ω.m sur une épaisseur non tubée du puits de 24.69 m.

Puits HAM09-01PP

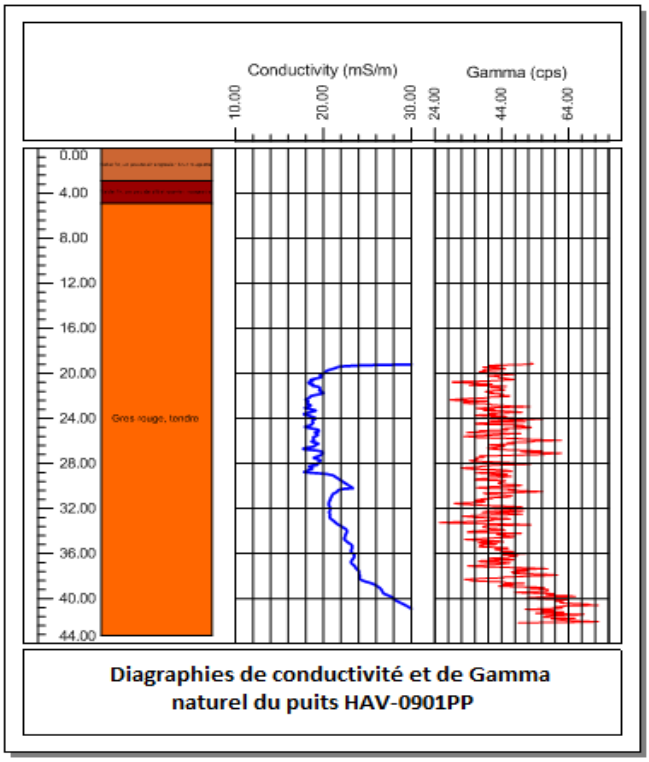


Figure A1.7: Levé EM 39 HAM-09-01PP

La profondeur du puits HAM-09-01PP est de 43.3 m et la longueur du tubage en acier est de 18.26 m. La conductivité oscille autour de 21-29 mS/m correspondant à des résistivités de 35-48 Ω.m sur une épaisseur non tubée du puits de 25.04 m.

Puits HAM09-02PP

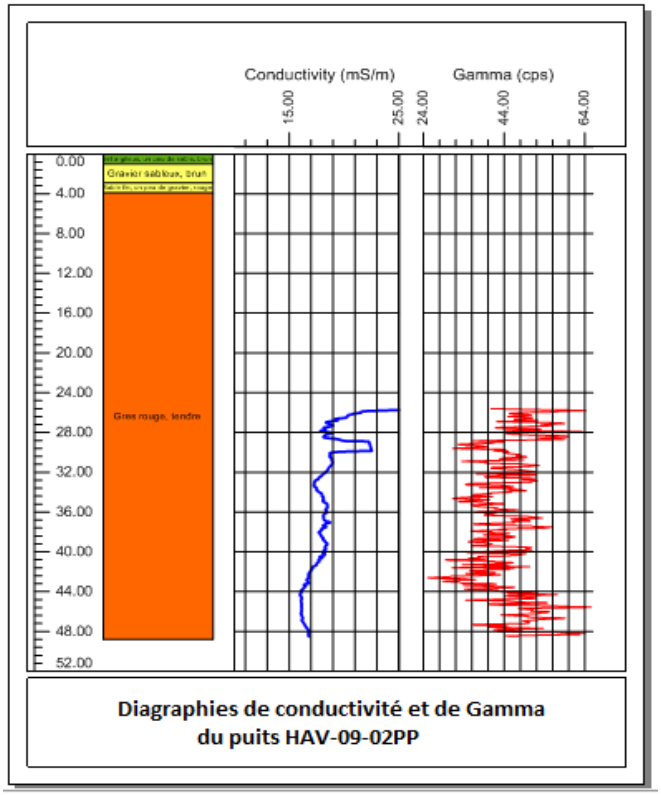


Figure A1.8: Levé EM39 HAM-09-02PP

La profondeur du puits HAM-09-02PP est de 48.8 m et la longueur du tubage en acier est de 27.21 m. La conductivité oscille autour de 16-21 mS/m correspondant à des résistivités de 48-62 Ω.m sur une épaisseur non tubée du puits de 21.59 m.

Puits GE09-01A

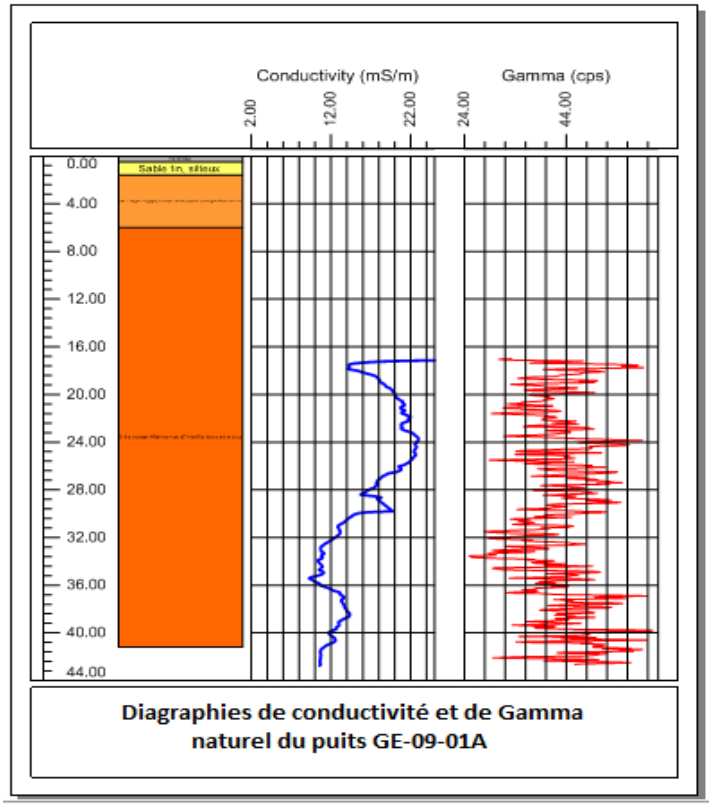


Figure A1.9: Levé EM39 GE-09-01A

La profondeur du puits GE-09-01A est de 41.2 m, alors que le tubage en acier a une profondeur de 28.96 m. La conductivité oscille autour de 9-22 mS/m correspondant à des résistivités de 45-111 Ω.m sur une épaisseur du puits non tubée de 12.24 m

Puits GE09-02

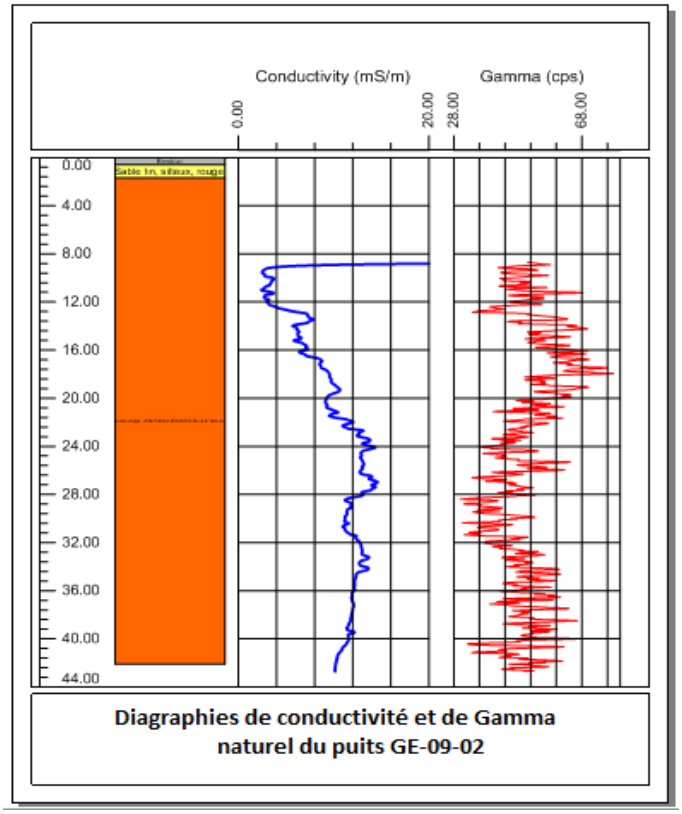


Figure A1.10: Levé EM39 GE-09-02

La profondeur du puits GE-09-02 est de 42.1 m et le tubage en acier est à une profondeur de 8.47 m. La conductivité des formations autour du puits oscille autour de 3-15 mS/m correspondant à des résistivités de 66-333 Ω.m sur une épaisseur de 33.63 m.

Puits GE09-03

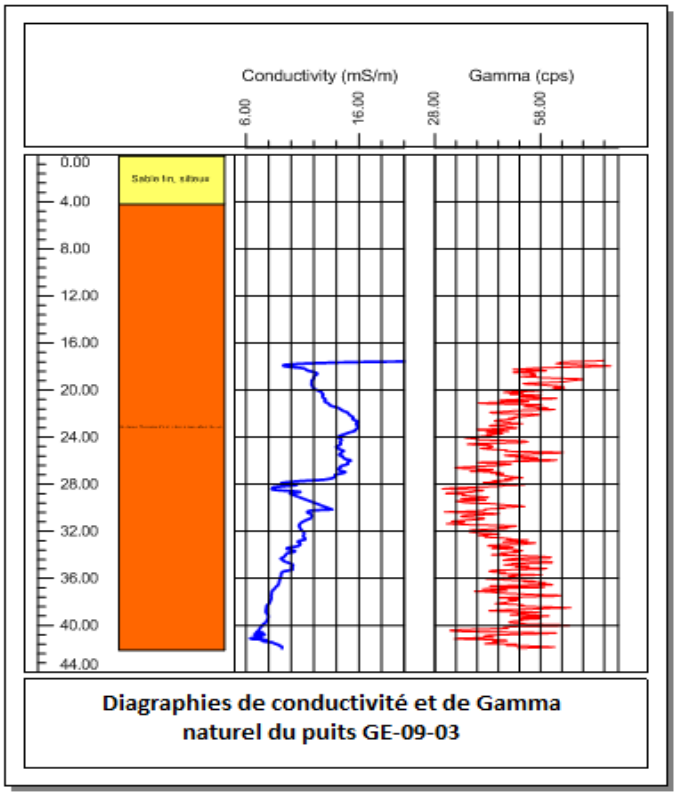


Figure A1.11: Levé EM39 GE-09-03

Le puits GE-09-03 a une profondeur de 42.1 m et le tubage en acier a une longueur de 16.88 m. La conductivité varie autour de 7-16 mS/m correspondant à des résistivités de 62-142 Ω.m sur une épaisseur non tubée du puits de 25.22 m

Puits GE09-04

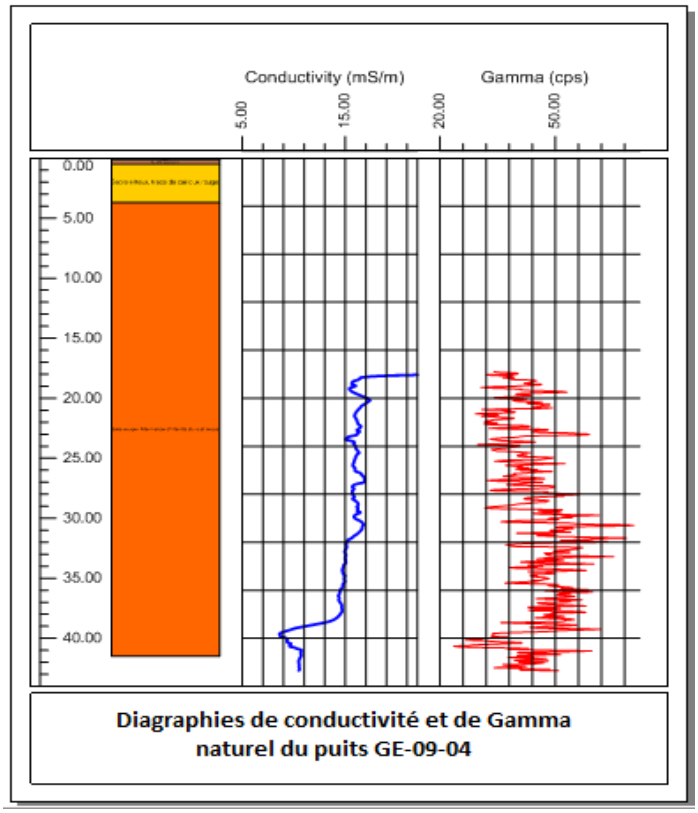


Figure A1.12: Levé EM39 GE-09-04

Le puits GE-09-04 est à une profondeur du puits 41.5 m et le tubage en acier est à une profondeur de 16.78 m. La conductivité des formations traversées varie autour de 9-17 mS/m correspondant à des résistivité de 58-111 Ω.m sur une épaisseur non tubée du puits de 24.72 m

Puits GE09-05B

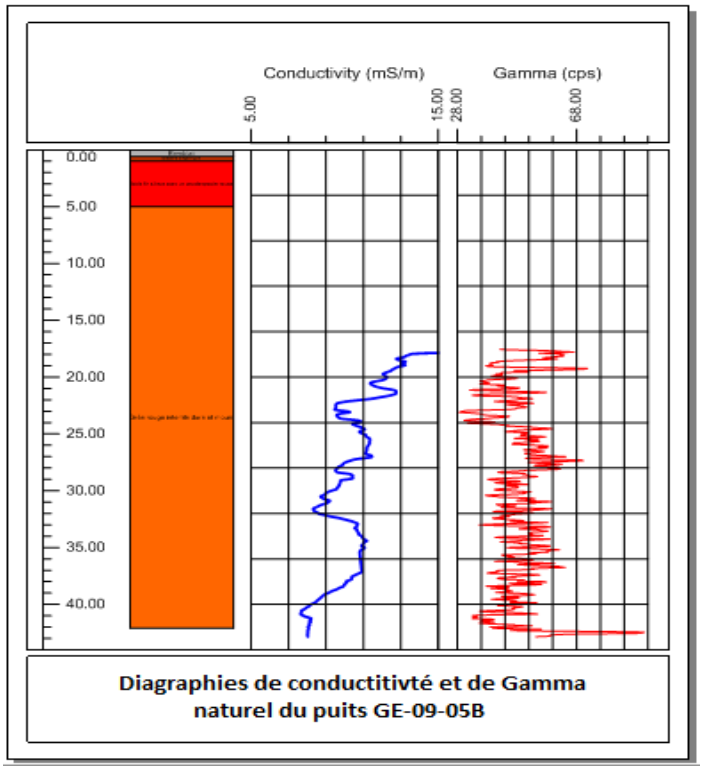
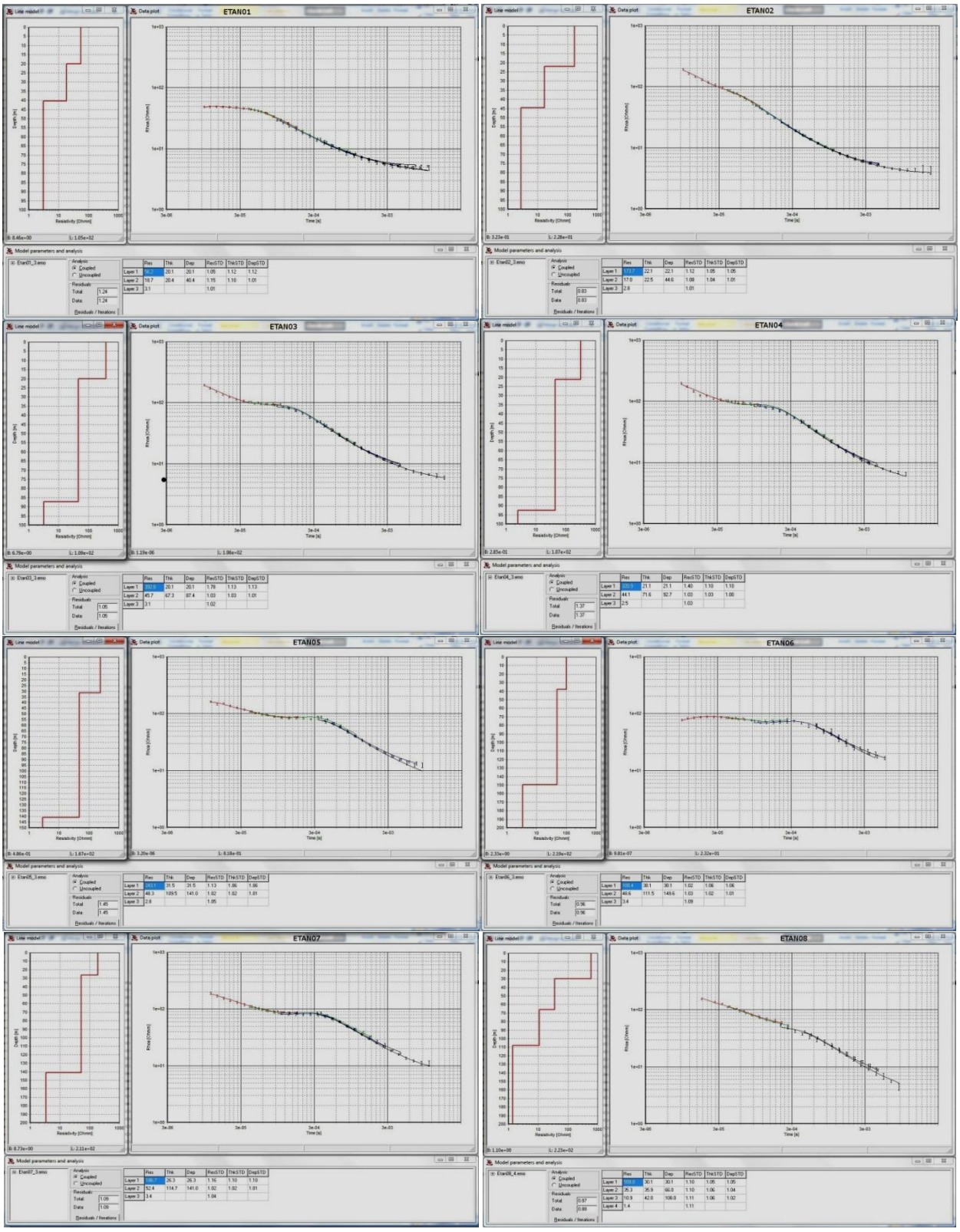


Figure A1.13: Levé EM39 GE-09-05B

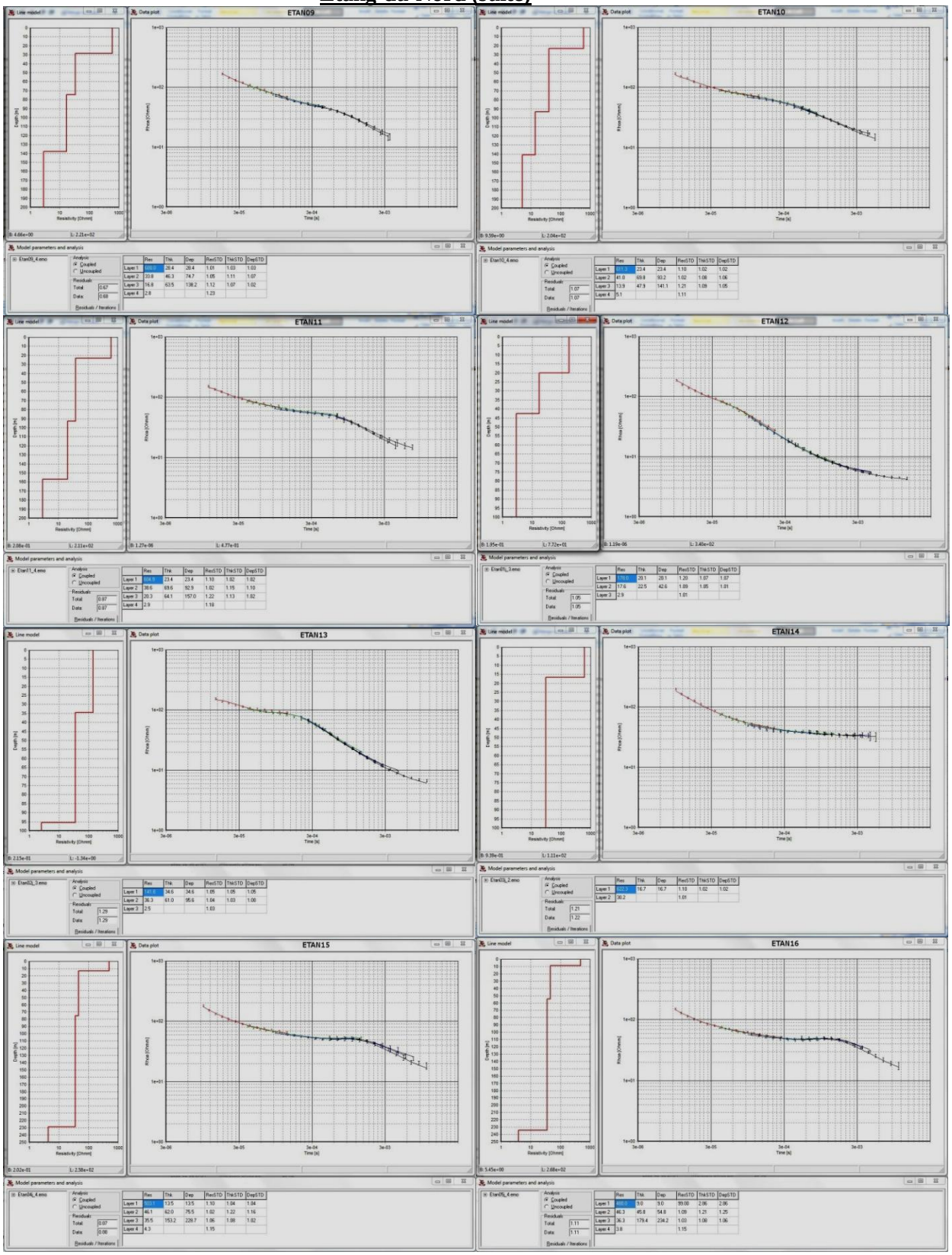
La profondeur du puits GE-09-05B est de 42.1 m et le tubage en acier est à une profondeur de 16.21 m. La conductivité des formations traversées dans ce puits varie autour de 8-13 mS/m correspondant à des résistivités de 77-125 Ω sur une épaisseur non tubée du puits de 25.89 m.

ANNEXE 2 – Sondages TEM interprétés

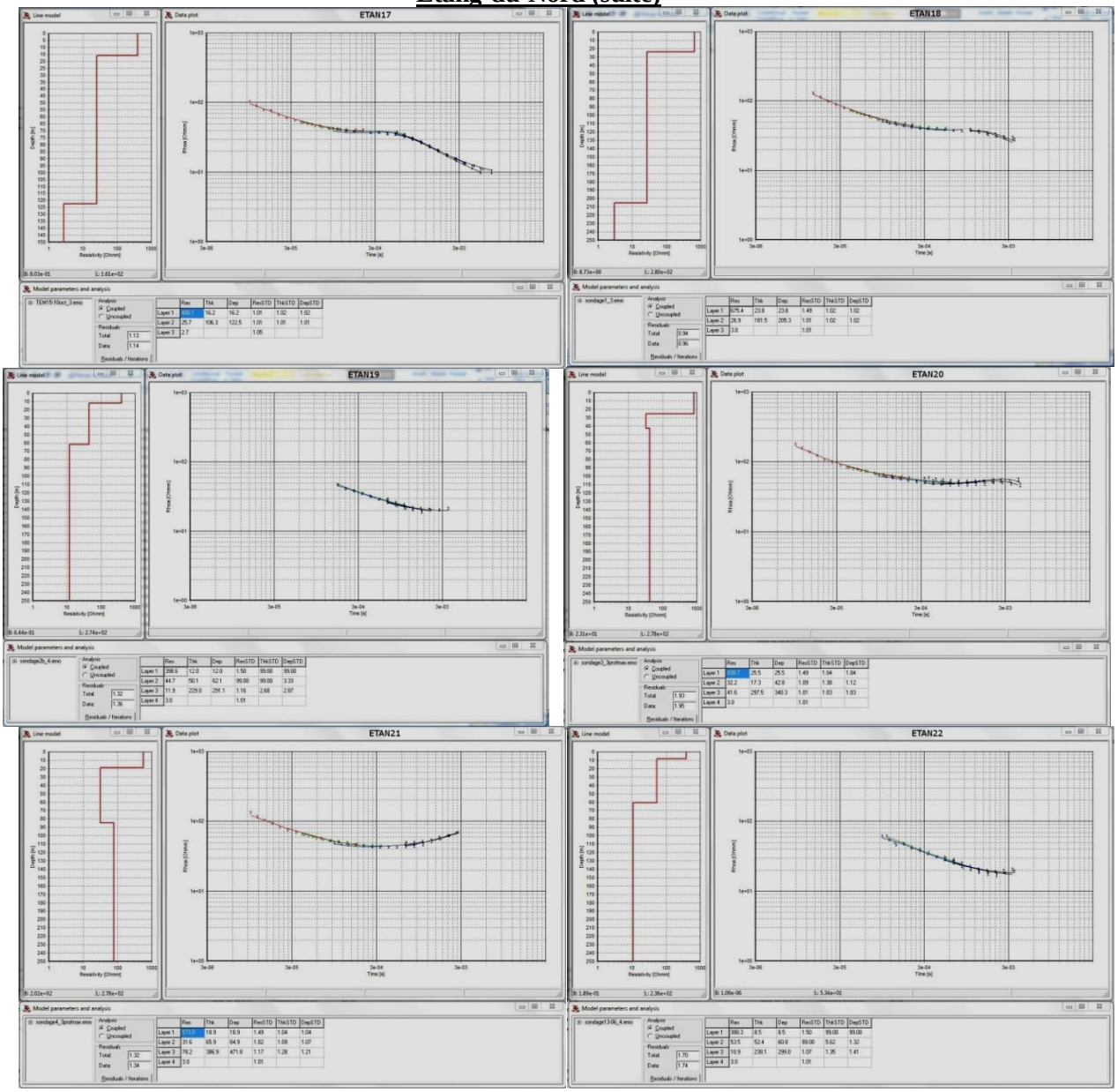
Étang-du-Nord



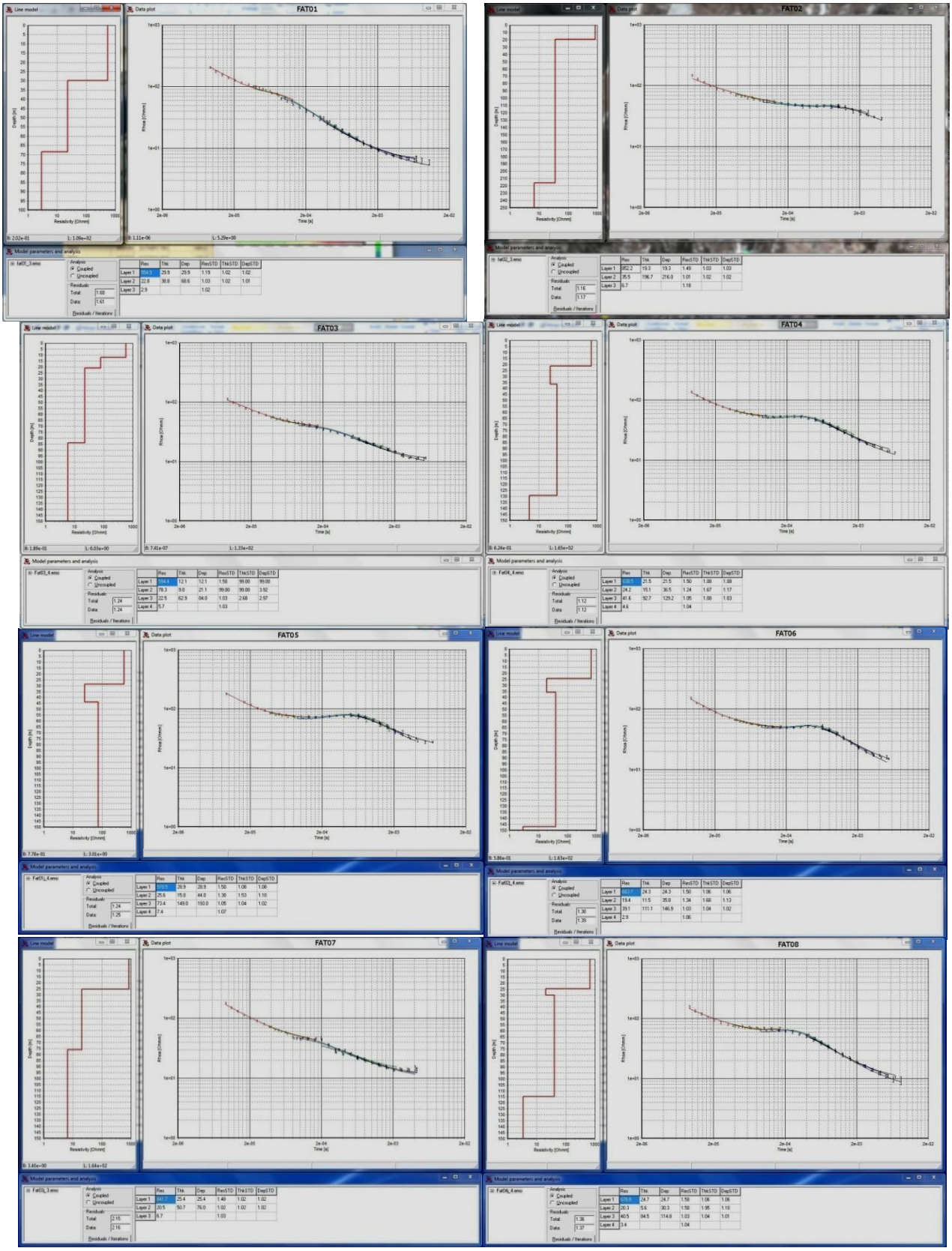
Étang-du-Nord (suite)



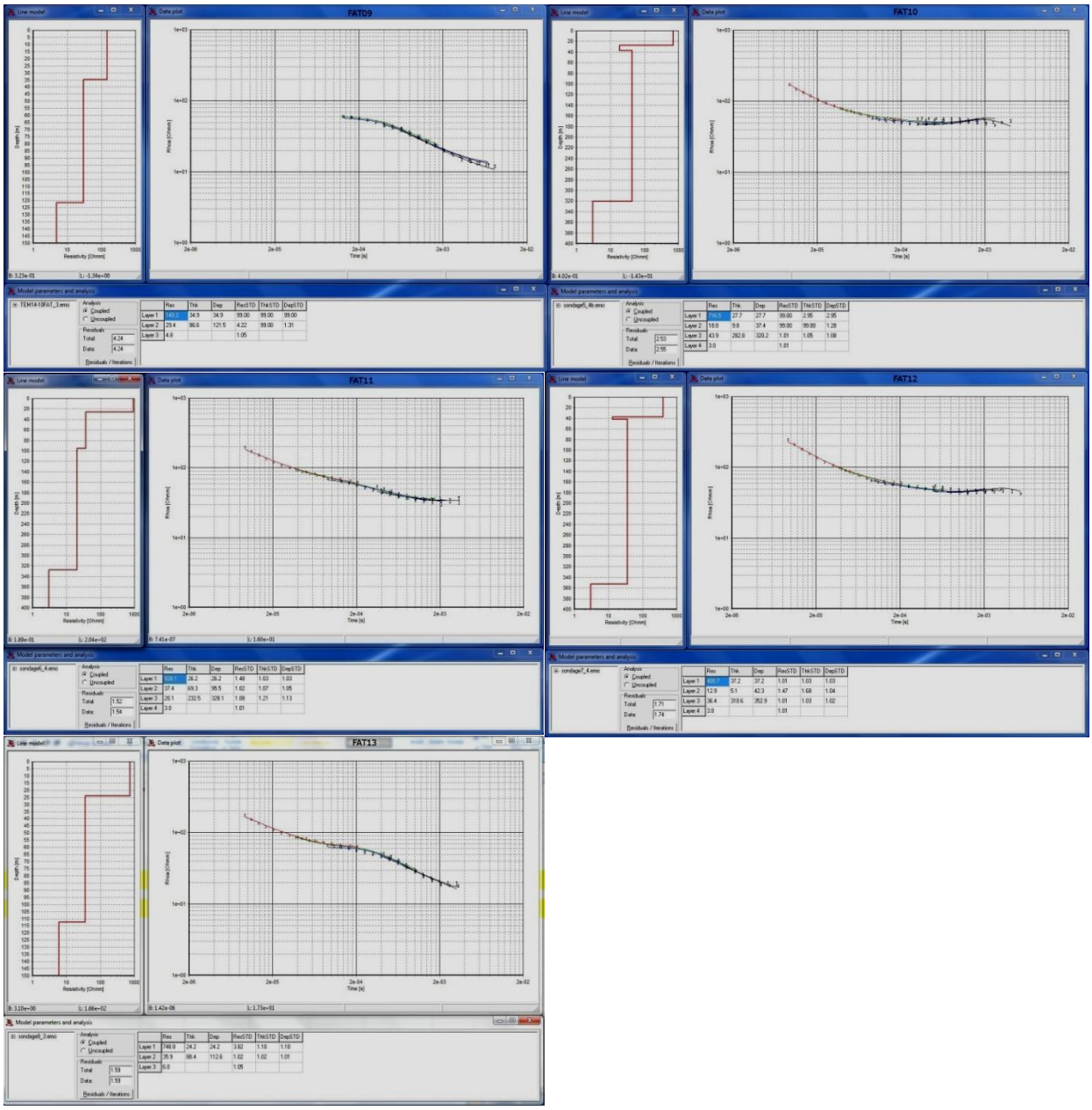
Étang-du-Nord (suite)



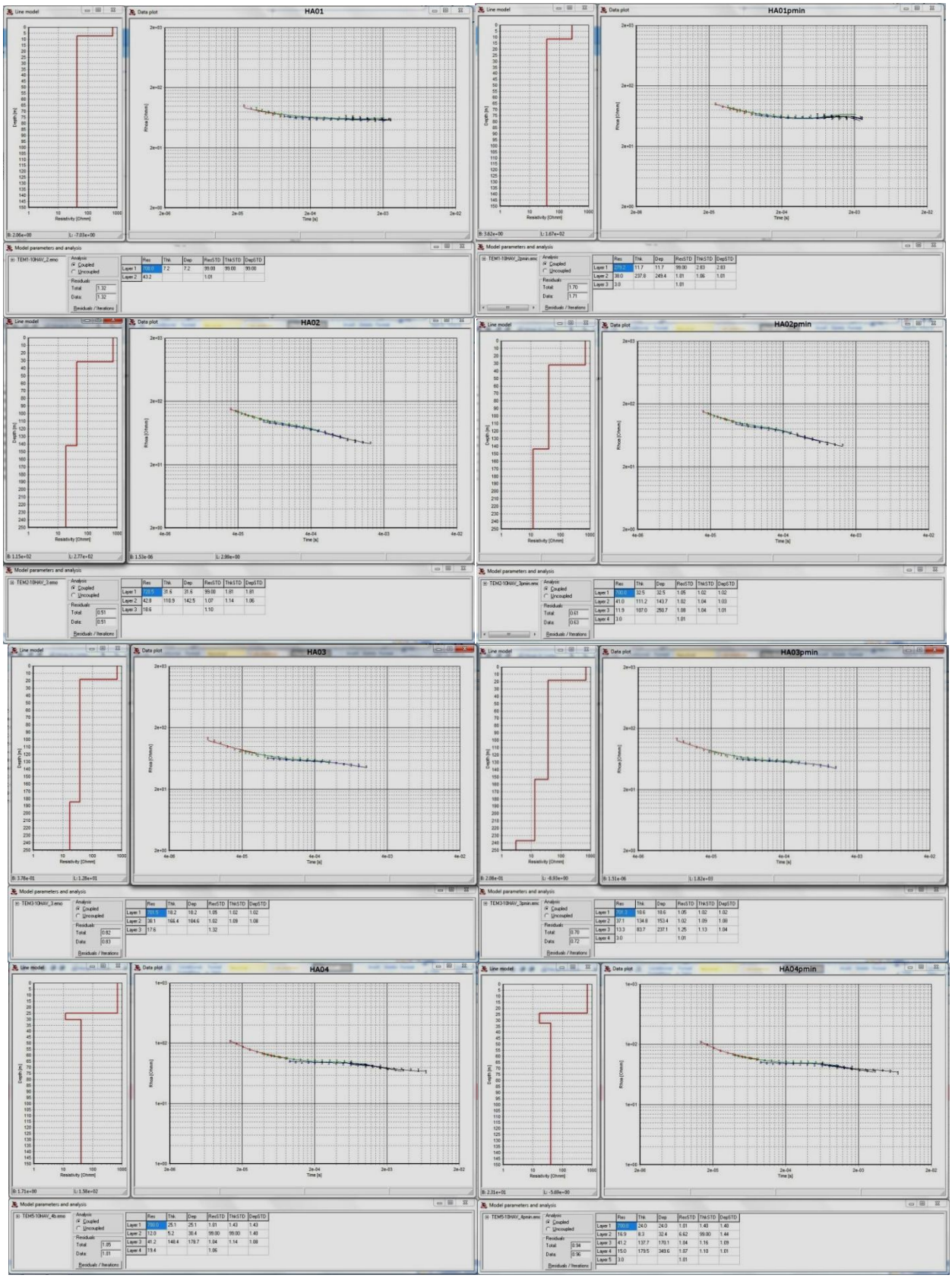
Fatima



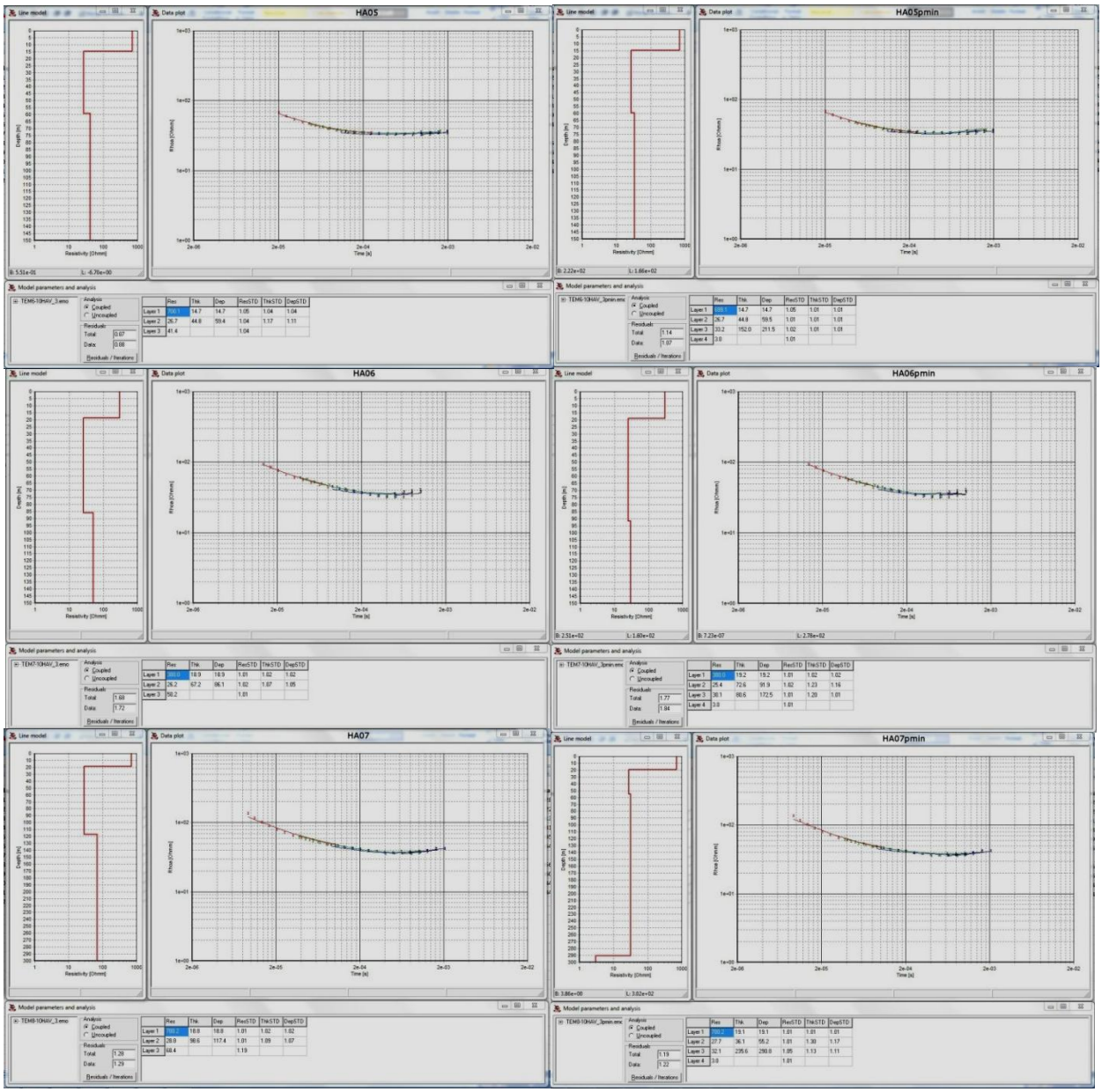
Fatima (suite)

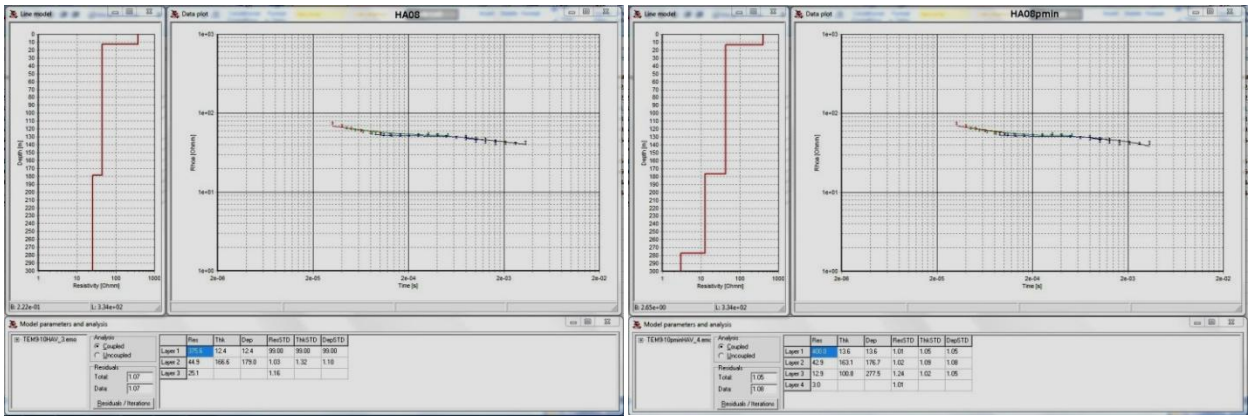


Havre-Aubert

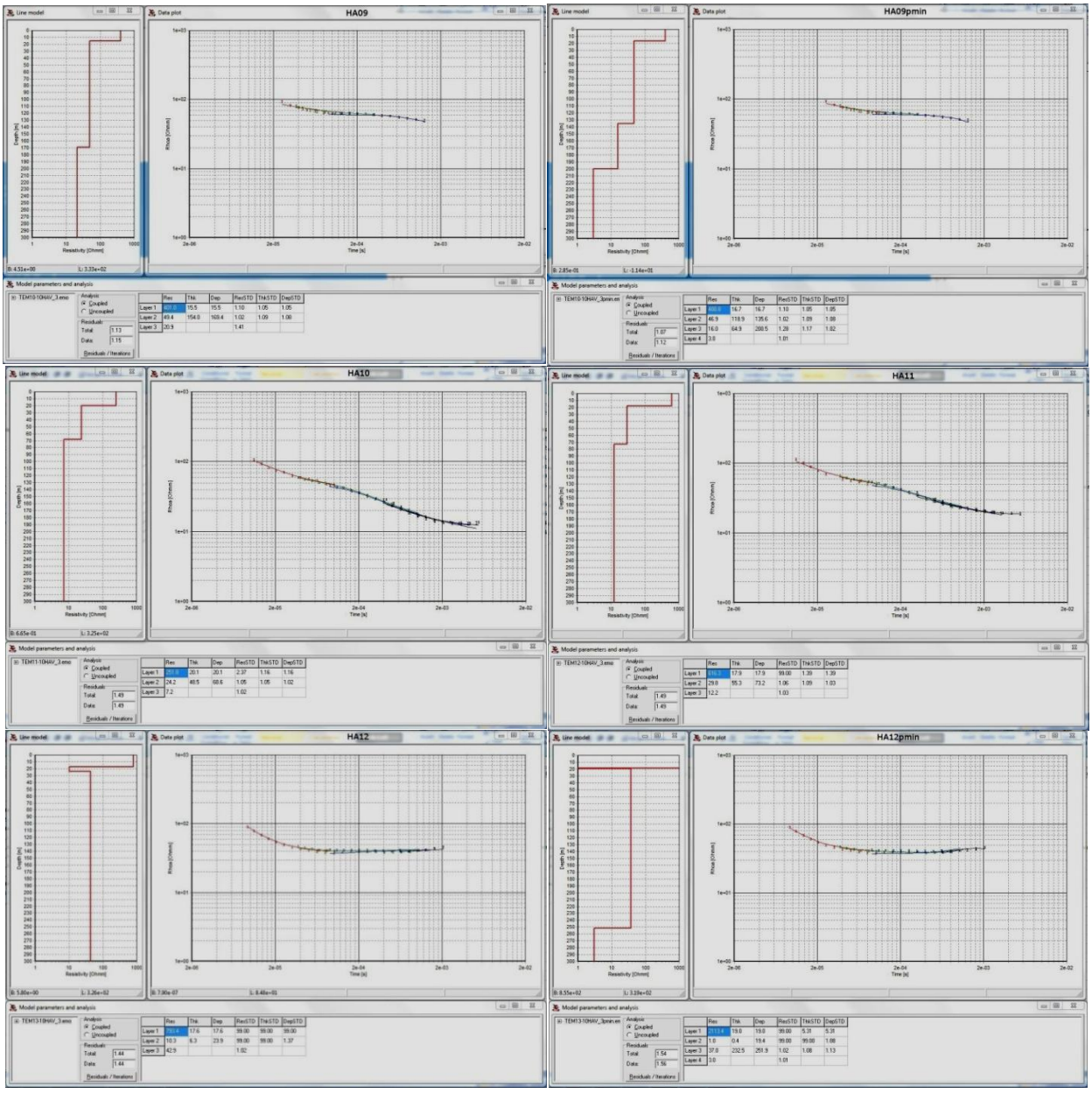


Havre-Aubert (suite)

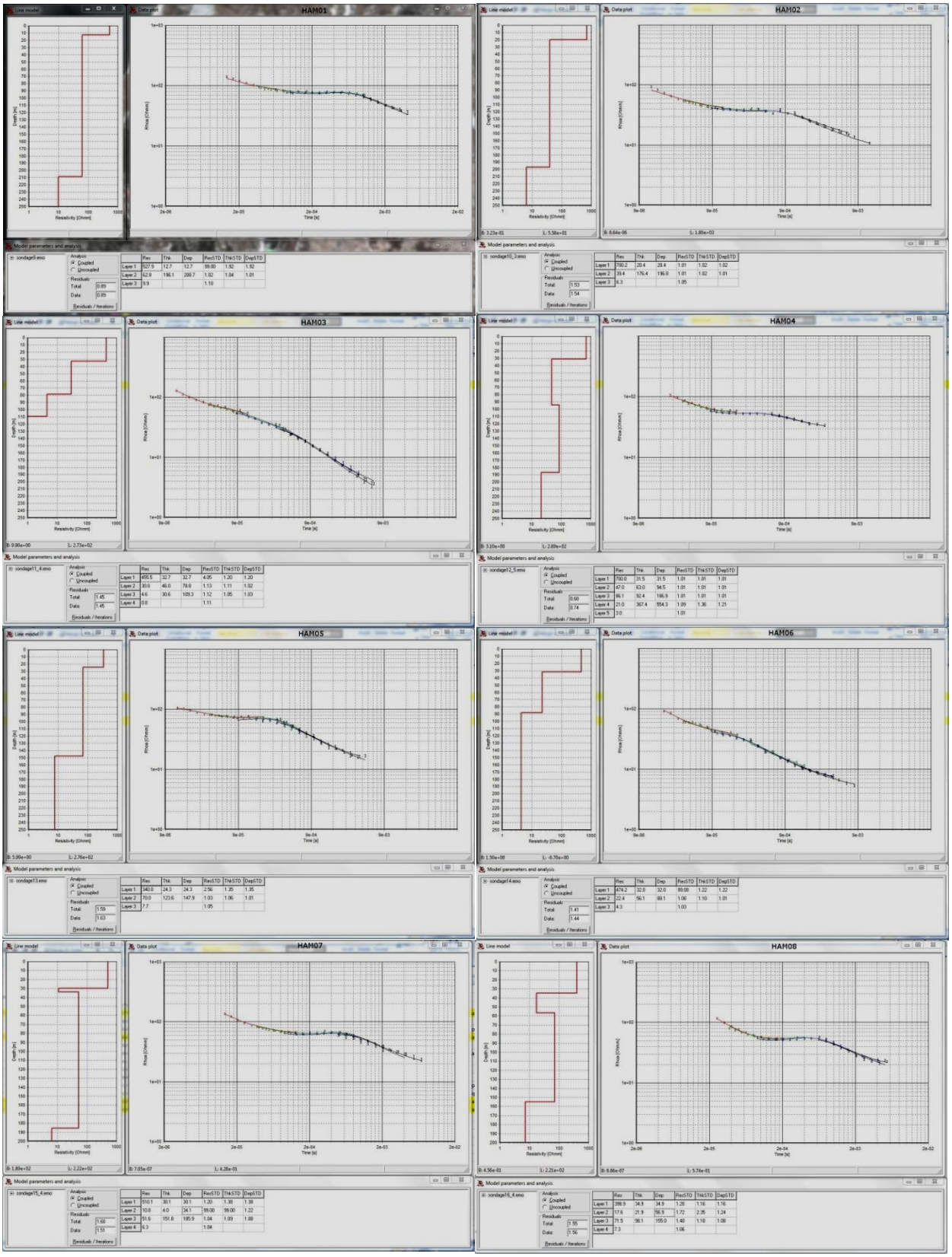




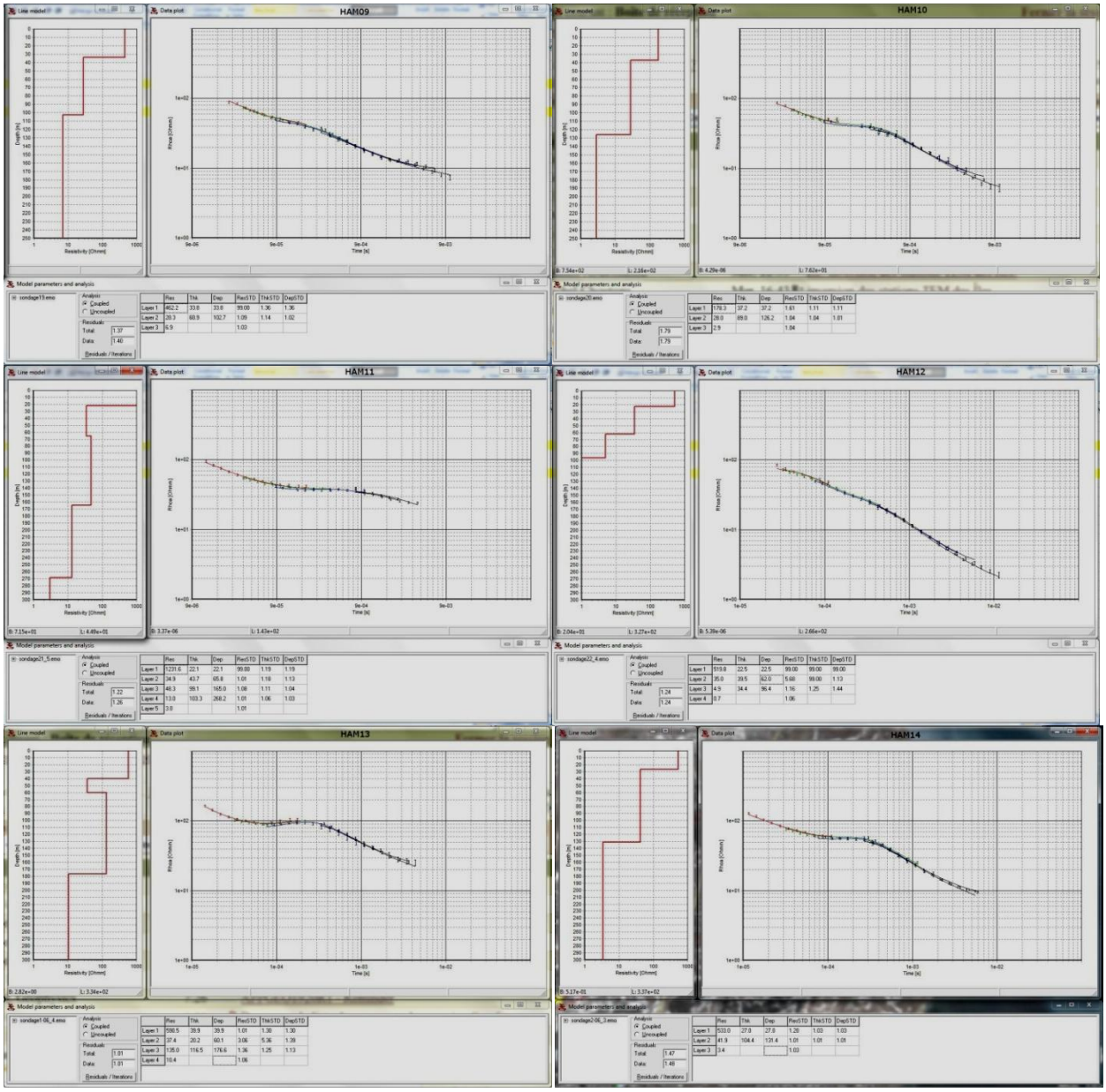
Havre-Aubert (suite)



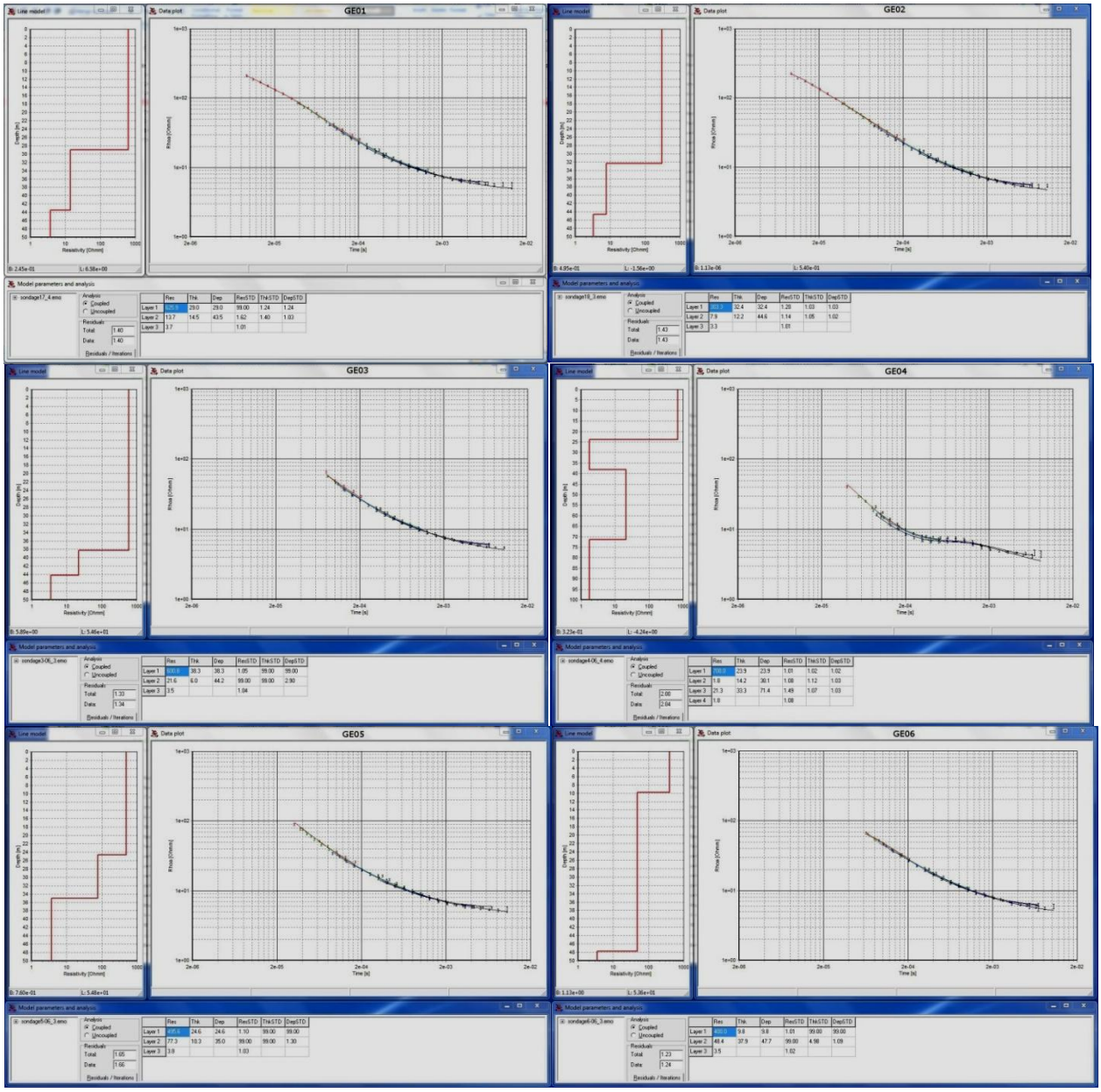
Havre-Aux-Maisons



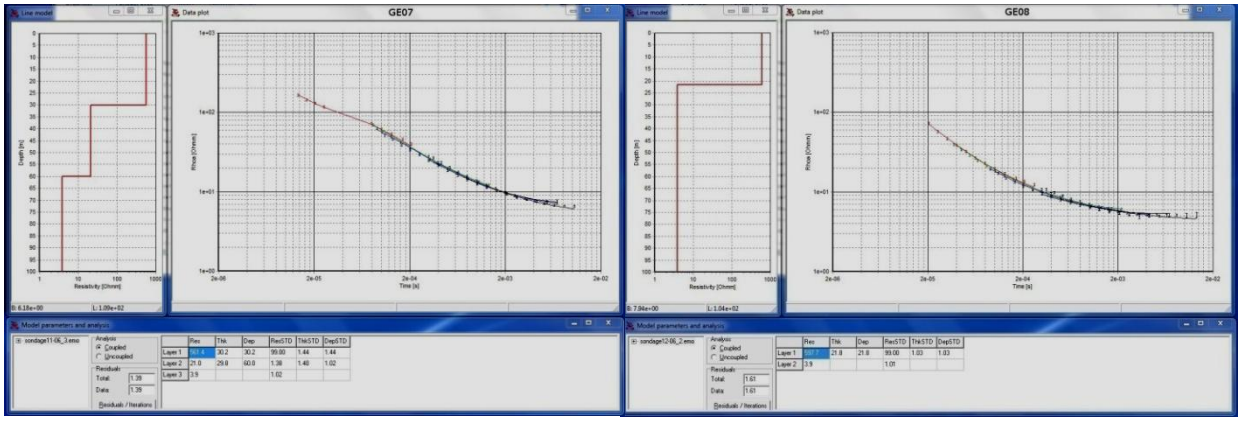
Havre-Aux-Maisons (suite)



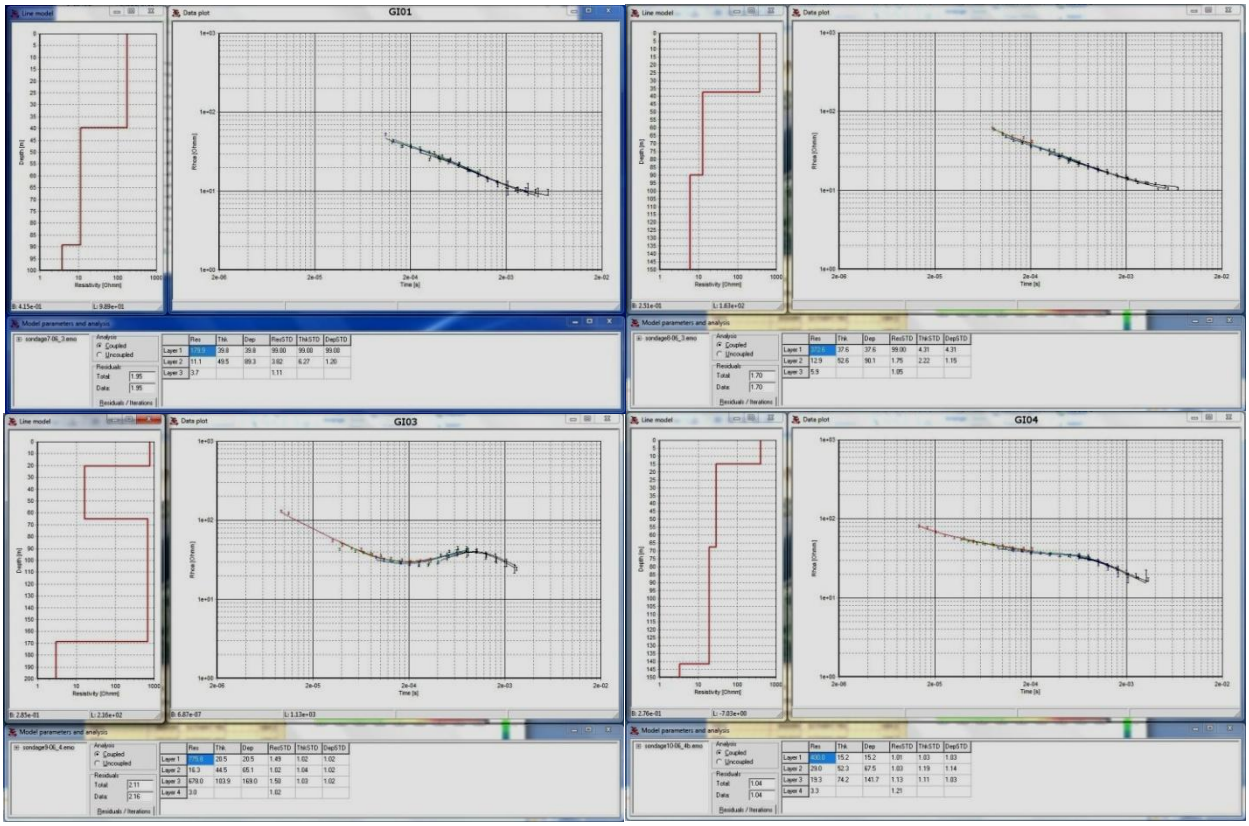
Grande-Entrée



Grande-Entrée (suite)



Grosse-Île



ANNEXE 3 - Détermination de la zone de mélange par modélisation des sondages TEM

La modélisation des données aux Îles-de-la-Madeleine est réalisée à l'aide du logiciel EMMA développée par le groupe HGG de l'université d'Aarhus. La fenêtre d'enregistrement en temps est celle du système Geonics TEM47 et le modèle aquifère considéré est déduit des mesures électriques effectués par le groupe Madelin'Eau. Une configuration centrale a été utilisée avec une boucle de transmission de 50 m X 50 m. Cette modélisation est effectuée afin de déterminer la sensibilité de la méthode TEM à résoudre l'épaisseur de la zone de saumâtre ou zone de mélange entre l'eau douce et l'eau salée. Un modèle à 4 couches a été choisi pour faire la modélisation. Nous avons fait varier l'épaisseur de la troisième couche h_3 en fixant la profondeur de la nappe saline p_3. La résistivité de la zone de transition considérée dans notre modélisation est de ρ_3=10 Ω.m et la résistivité de la nappe saline considérée est de 3 Ω.m. Nous avons utilisé une profondeur à la nappe saline de 100 m pour des épaisseurs de 1 m, 5 m, 10 m et 30 m et un profondeur de 130 m pour des épaisseur de 10 m et 30 m pour les modèles Étang-du-Nord. À Grande-Entrée, deux épaisseurs de la zone de mélange ont été utilisés, 5 m et 10 m pour une profondeur de la nappe saline de 40 m. Des tests d'épaisseur de la zone de mélange trop mince (h_3=1m) par rapport à la profondeur de la nappe saline ont montrés qu'on ne peut résoudre une couche aussi mince. L'inversion des données modélisées a été effectuée par le programme SEMDI-SITEM cité plus haut. Il est à noter que l'interprétation des données se base sur un modèle 1D.

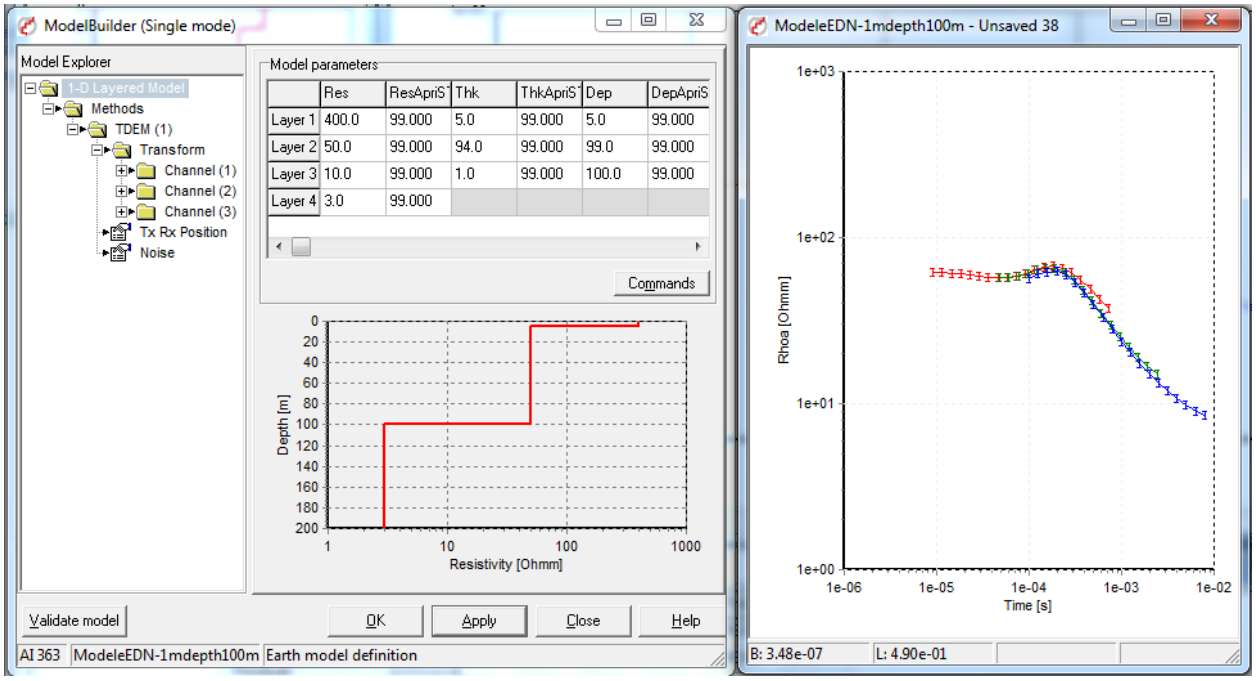


Figure A3.1 : Modele EDN h_3=1 m p_3=100 m

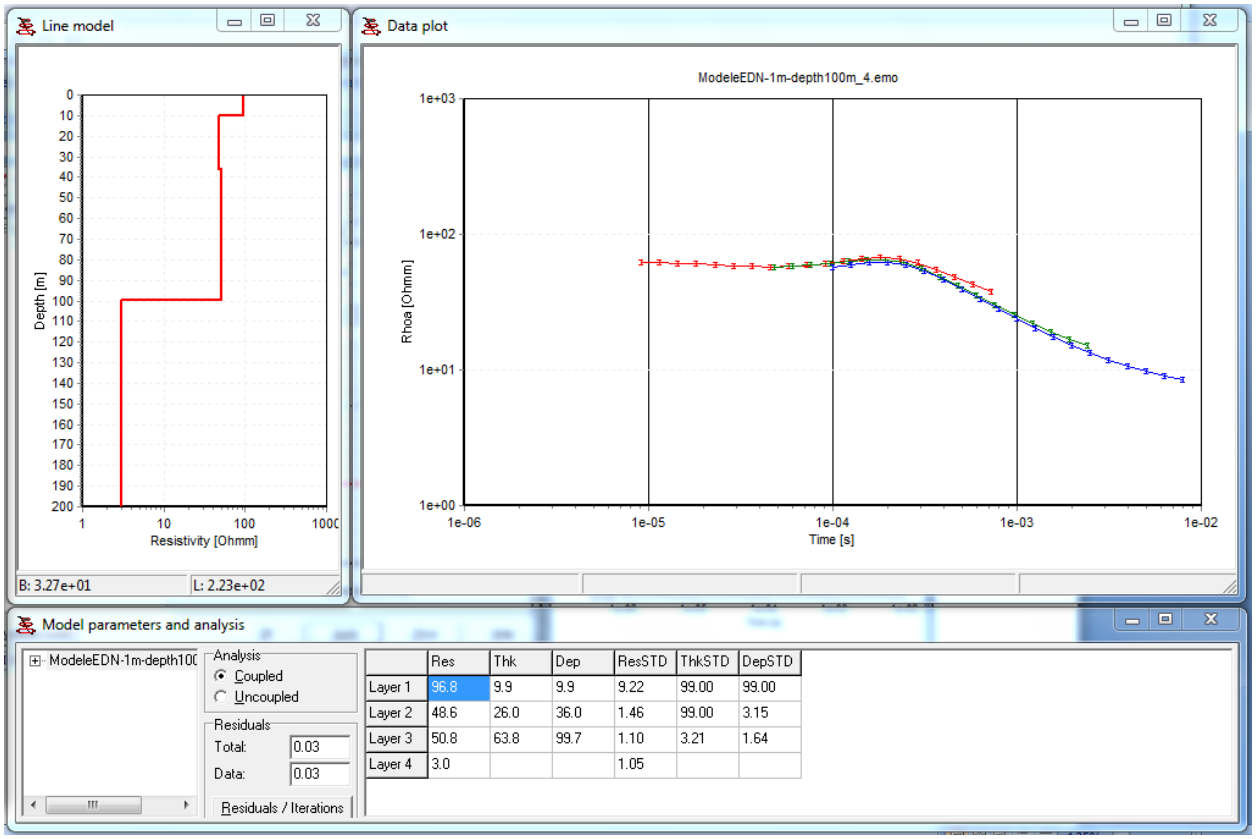
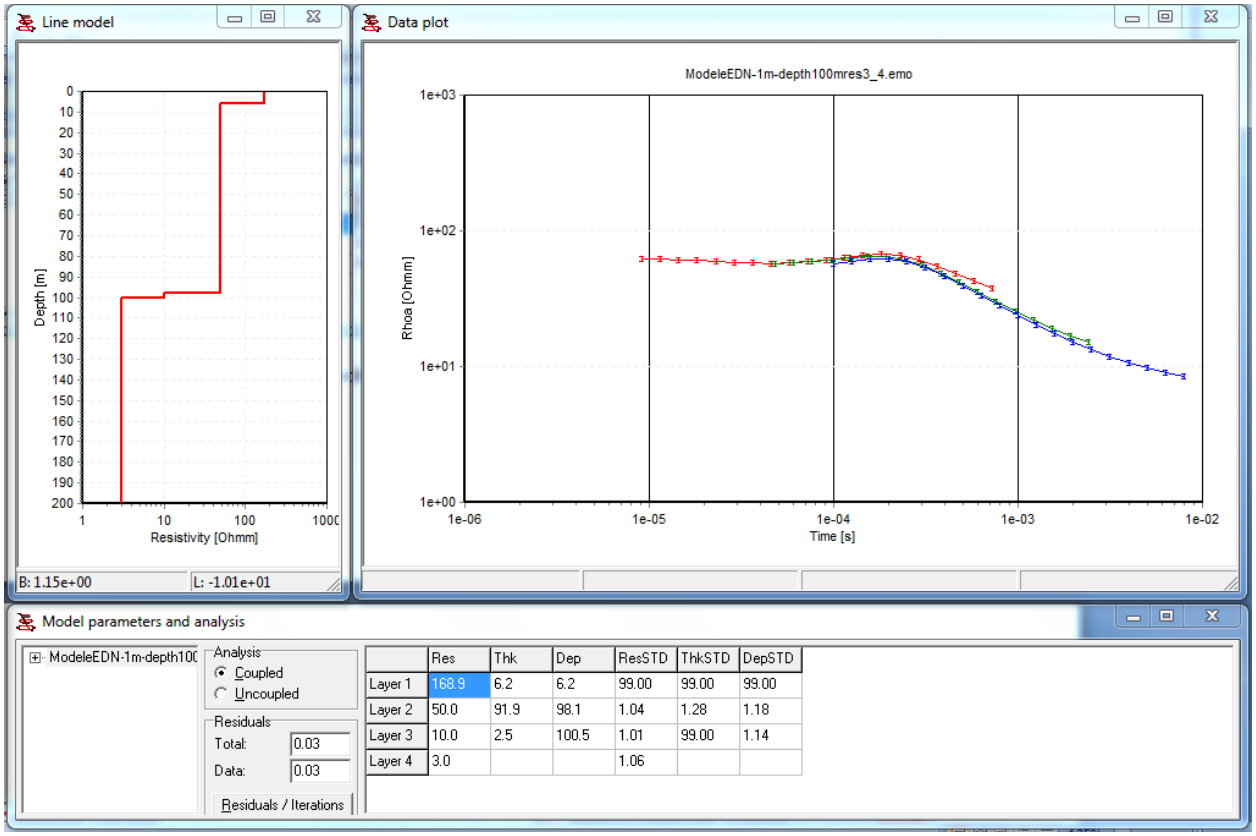


Figure A3.2 : Inversion du modèle EDN h_3=1 m p_3=100 m sans contraintes



	Res	Thk	Dep	ResSTD	ThkSTD	DepSTD
Layer 1	168.9	6.2	6.2	99.00	99.00	99.00
Layer 2	50.0	91.9	98.1	1.04	1.28	1.18
Layer 3	10.0	2.5	100.5	1.01	99.00	1.14
Layer 4	3.0			1.06		

Figure A3.3 : Inversion du modèle EDN h3=1 m p_3=100 m avec contraintes ρ_3=10 Ω.m

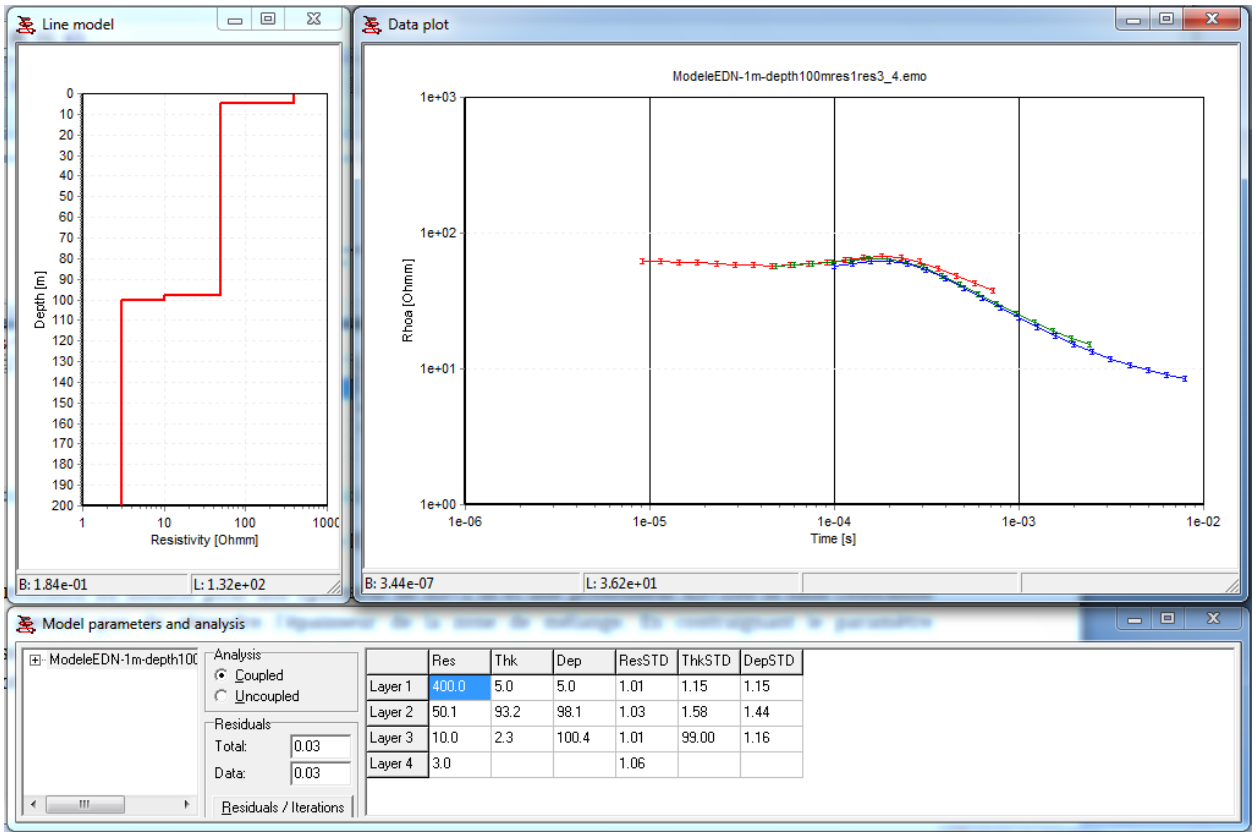


Figure A3.4 : Inversion du modèle EDN h_3=1 m p_3=100 m avec contraintes ρ_1=400 Ω.m ρ_3=10 Ω.m

L'inversion du modèle pour une épaisseur de la zone de mélange de h_3=1 m et une profondeur p_3=100 m sans contraintes ne nous permet pas de résoudre l'épaisseur de la zone de mélange. Toutefois la profondeur de la nappe saline est relativement bien résolue. En contraignant les paramètres résistivités de la première et la troisième couche l'inversion nous donne une épaisseur de 2.3 m pour une profondeur de 100.4 m, ce qui veut dire que cette épaisseur ne peut être résolue.

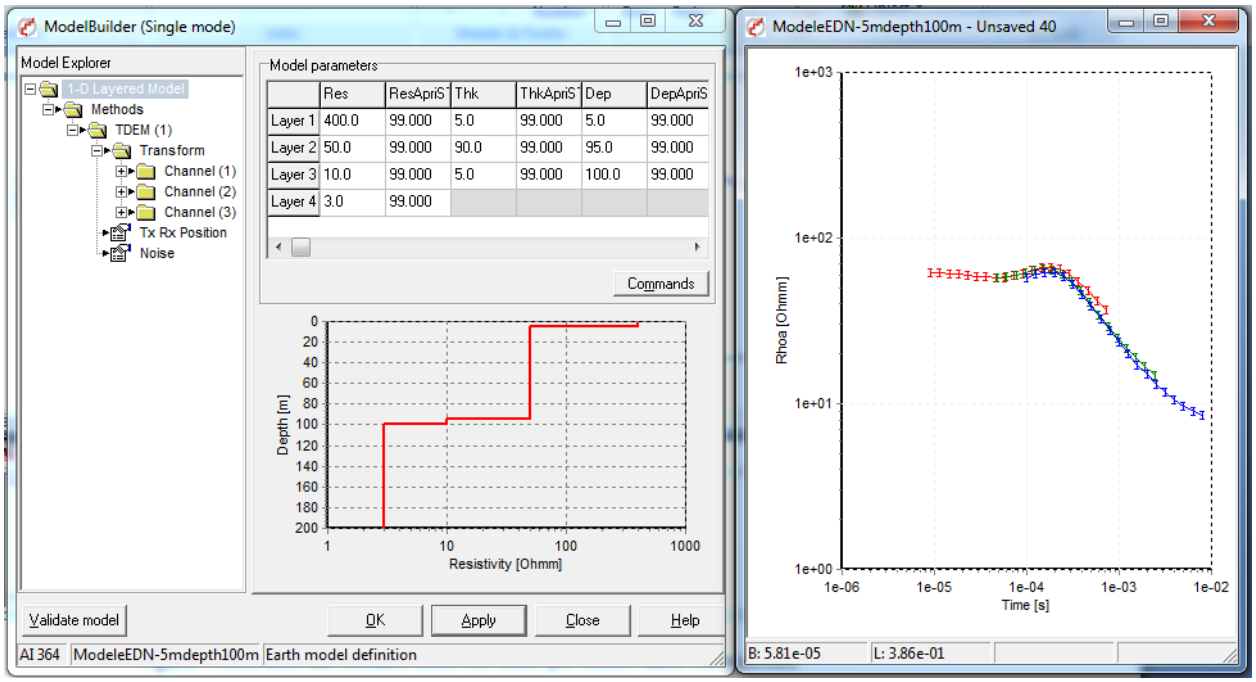


Figure A3.5: Modèle EDN h_3=5 m p_3=100 m

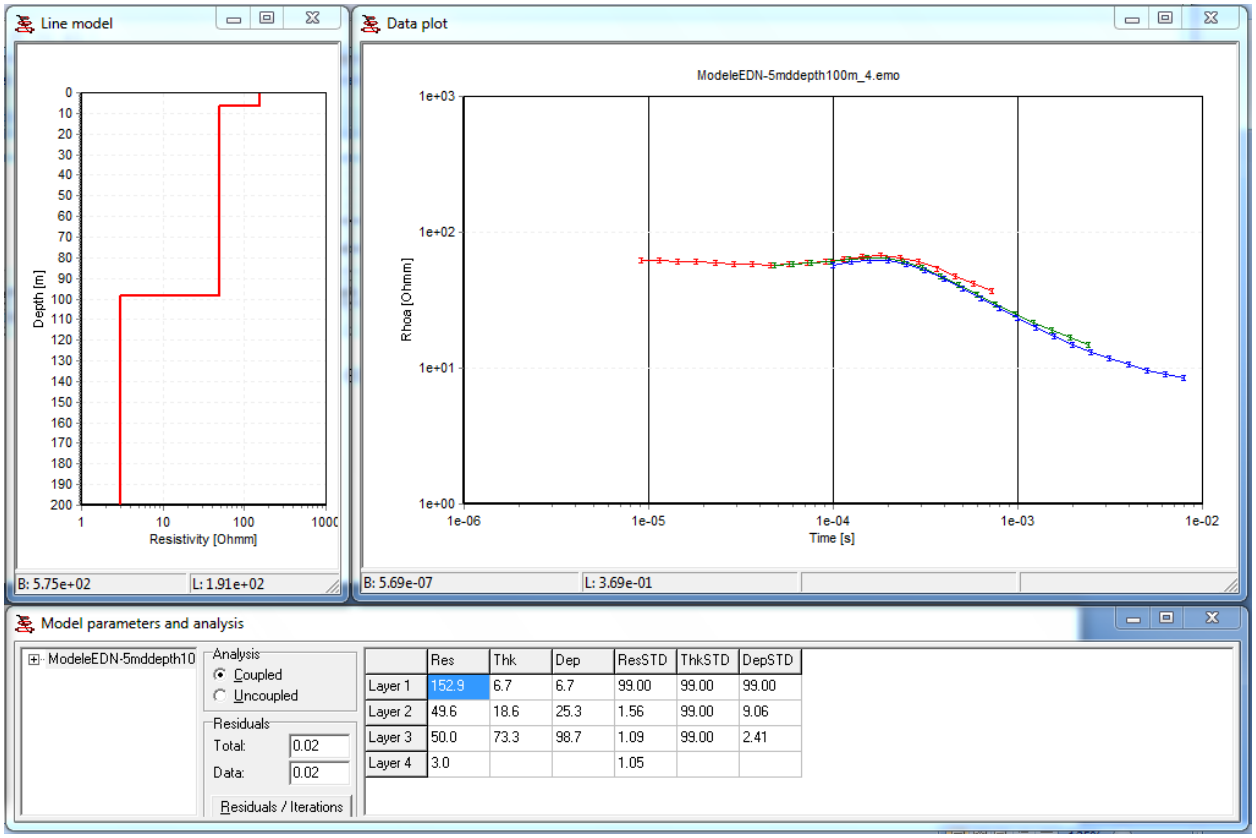


Figure A3.6: Inversion du modèle EDN h_3=5 m p_3=100 m sans contraintes

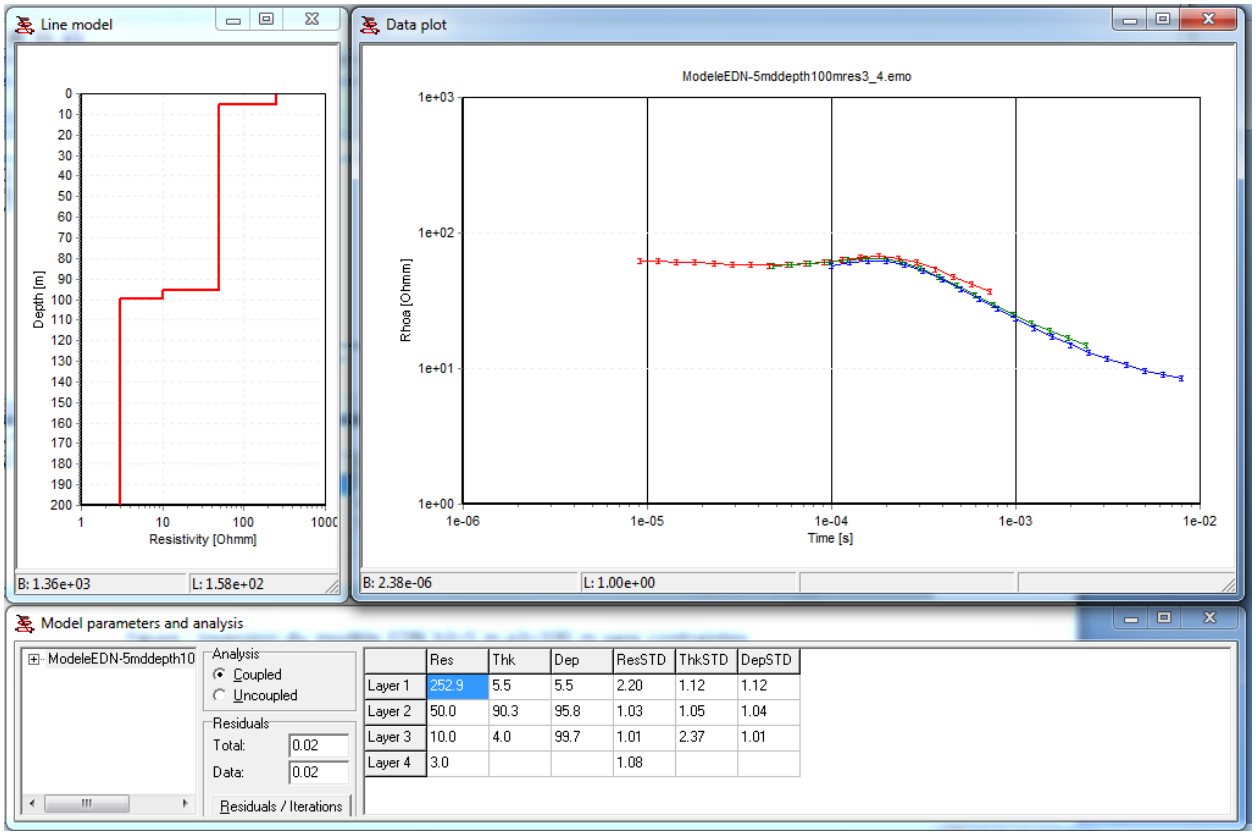


Figure A3.7: Inversion du modèle EDN h_3=5 m p_3=100 m avec contraintes ρ_3=10 Ω.m

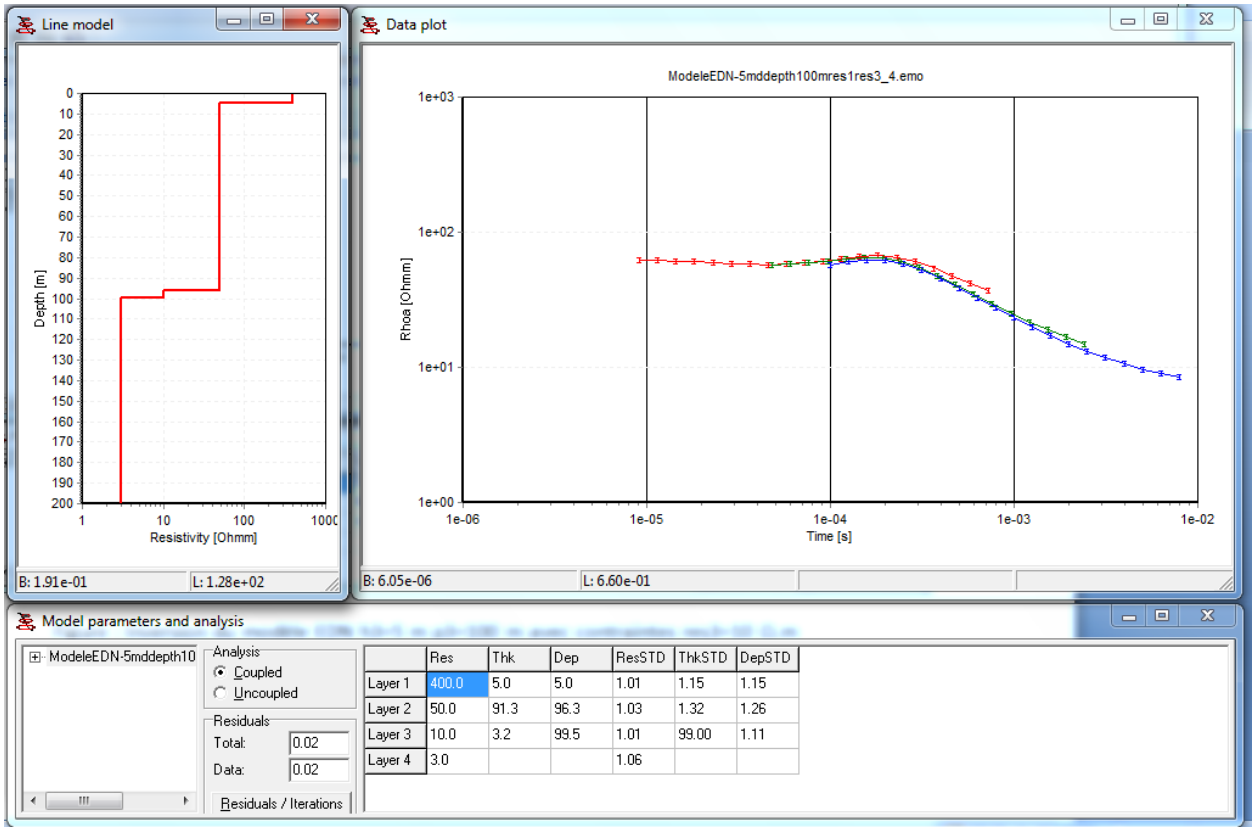


Figure A3.8: Inversion du modèle EDN h_3=5 m p_3=100 m avec contraintes ρ_1=400 Ω.m et ρ_3=10 Ω.m

En augmentant l'épaisseur de la zone de mélange, nous constatons que l'inversion sans contraintes ne résout toujours pas cette épaisseur. Une contrainte sur la résistivité de la troisième couche nous a permis d'estimer l'épaisseur à 4 m et à 3.2 m pour des contraintes de résistivités sur la première et la troisième couche. Il est à noter que la profondeur de la nappe saline se résout bien sans et avec contraintes avec une incertitude 1 % en contraignant ρ_3 et de 11 % en contraignant ρ_1 et ρ_3.

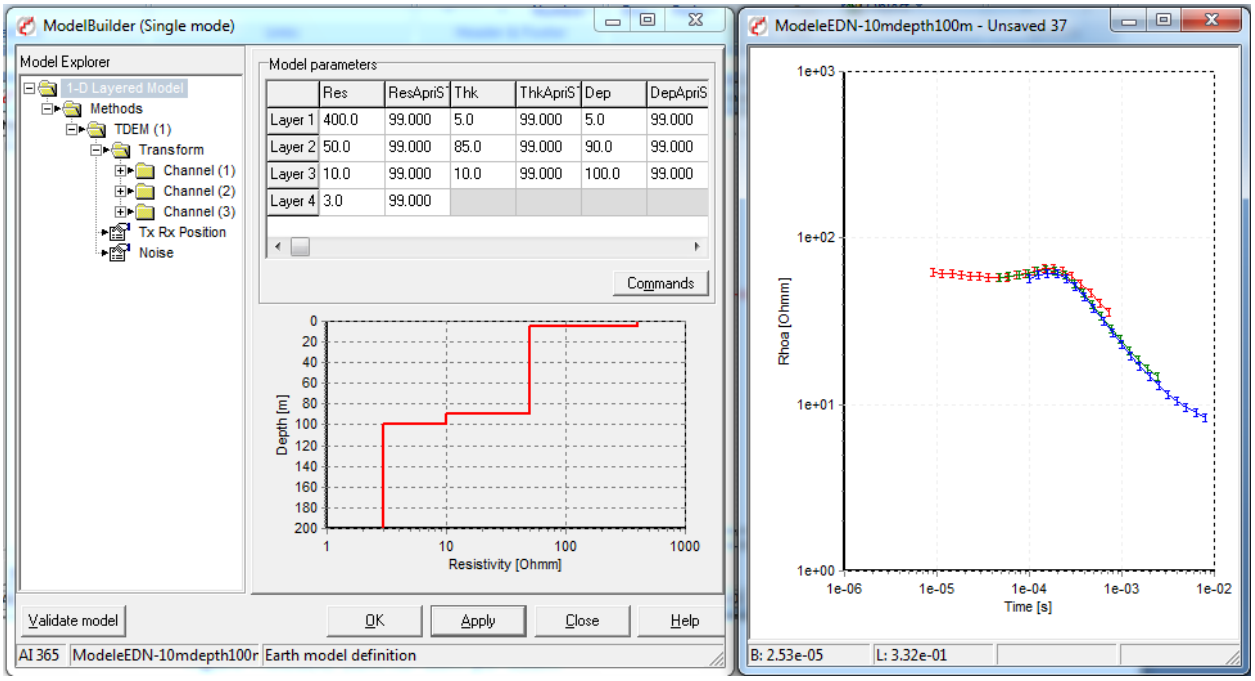


Figure A3.9: Modèle EDN h_3=10 m p_3=100 m

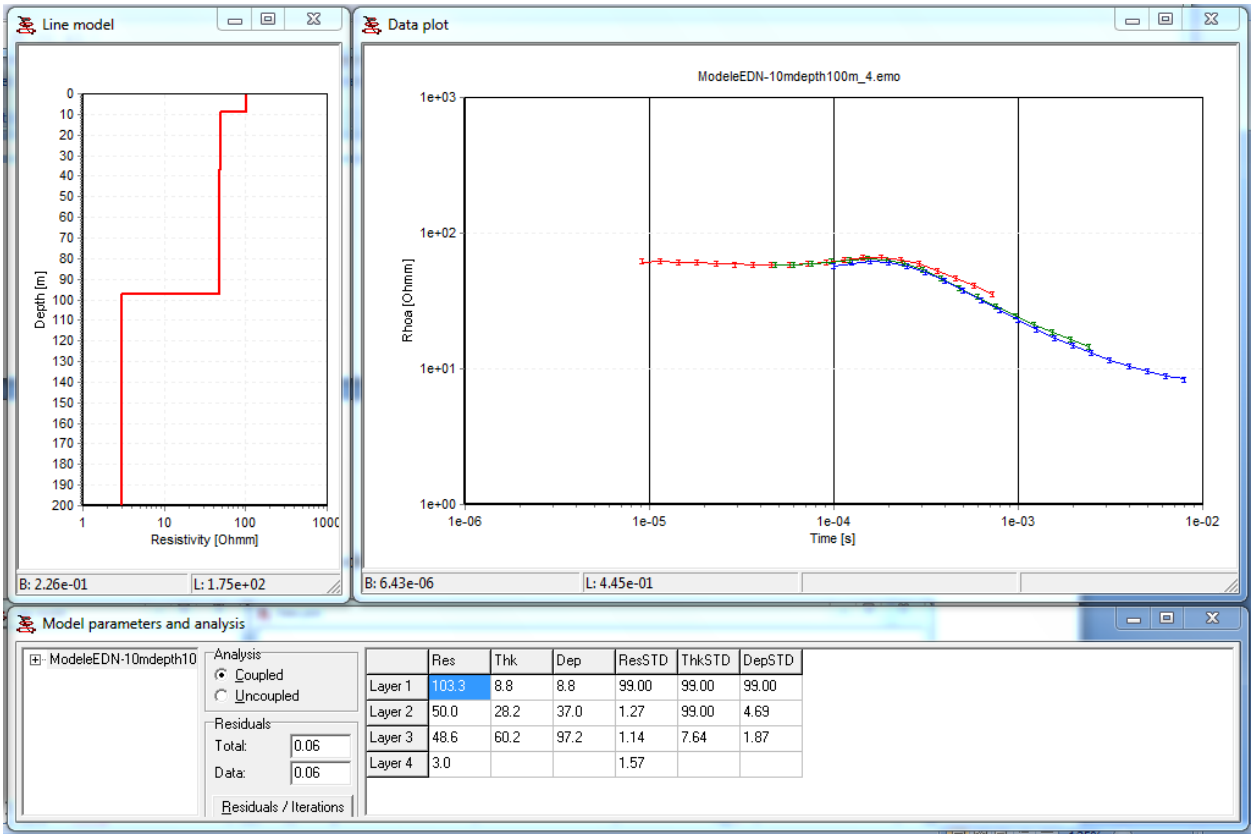


Figure A3.10: Inversion du modèle EDN h_3=10 m p_3=100 m sans contraintes

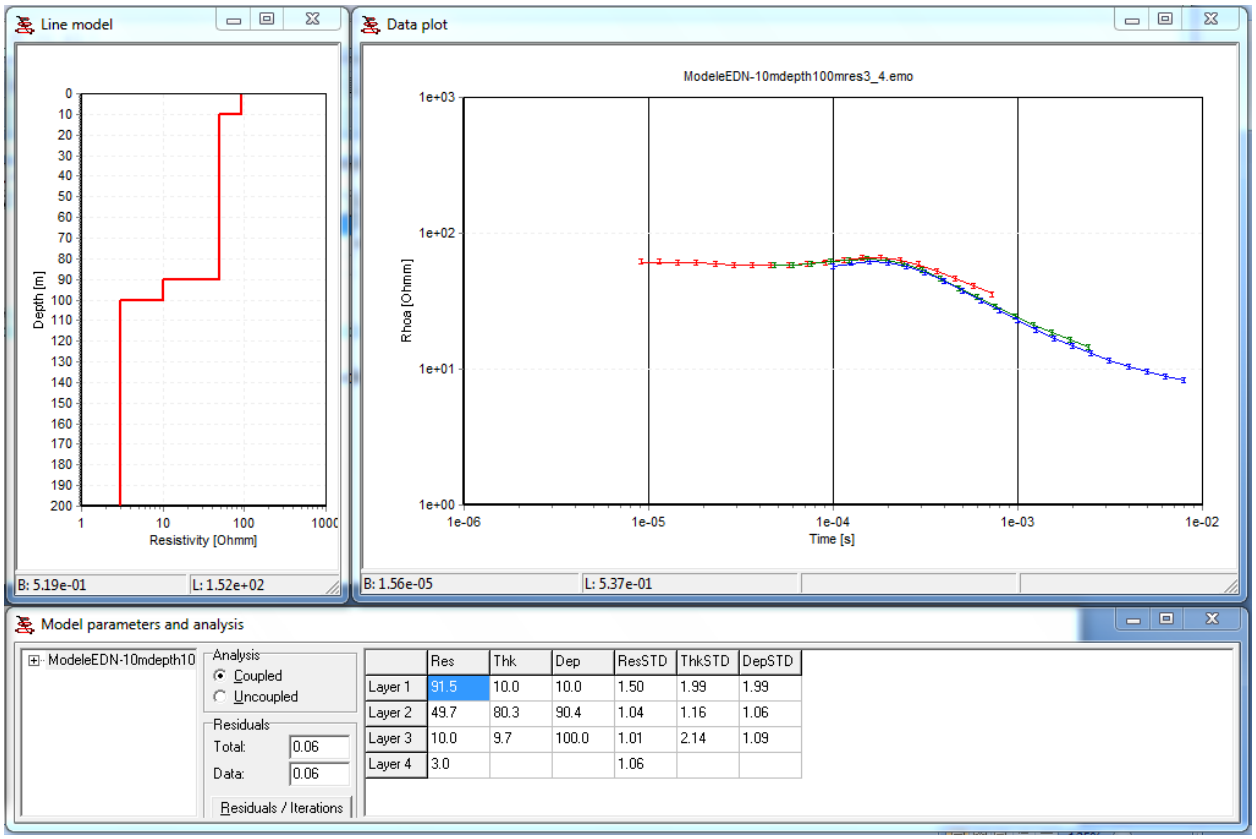


Figure A3.11: Inversion du modèle EDN h_3=10 m p_3=100 m avec contraintes ρ_3=10 Ω.m

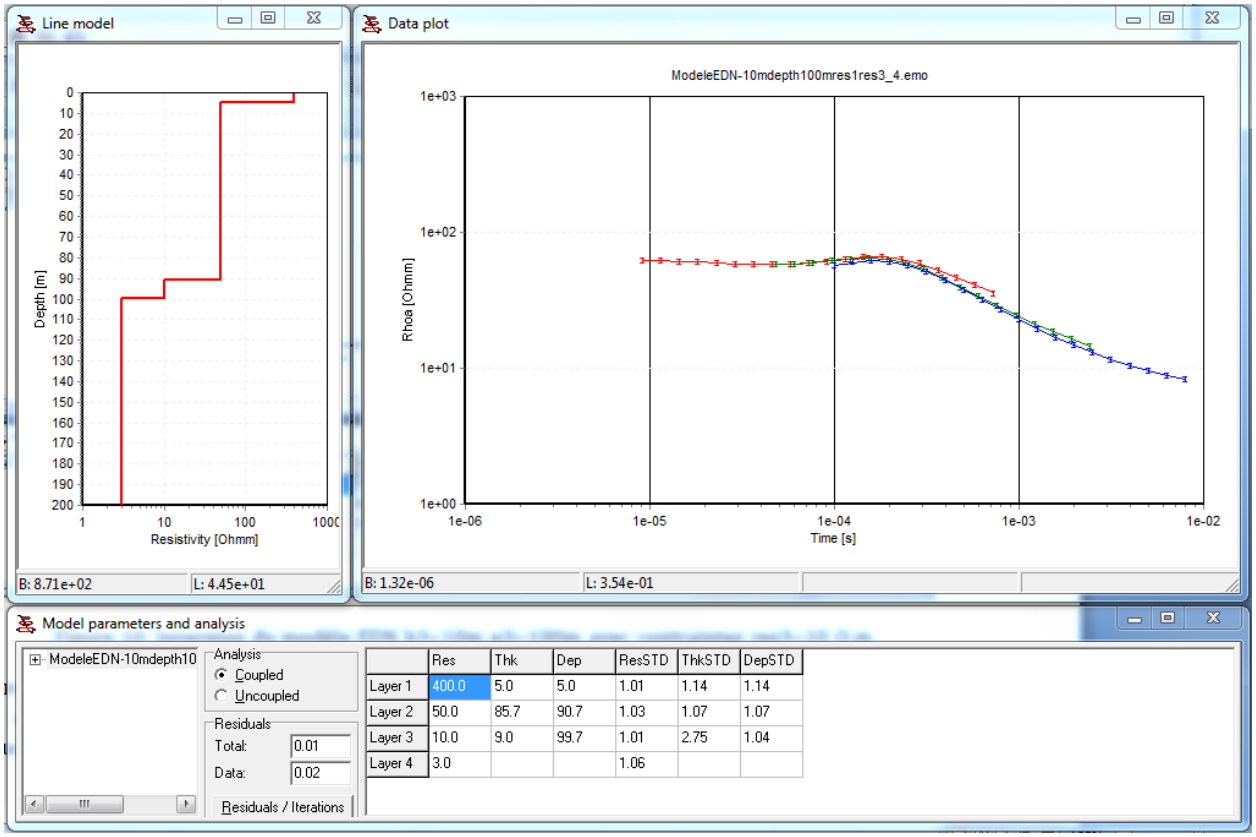


Figure A3.12: Inversion du modèle EDN h_3=10 m p_3=100 m avec contraintes ρ_1=400 Ω.m ρ_3=10 Ω.m

L'inversion sans contraintes des données modélisées pour une épaisseur de la zone de mélange de 10 m ne permet pas de résoudre celle-ci. En contraignant par contre la résistivité de la troisième couche nous avons obtenu une épaisseur de 9.7 m et une épaisseur de 9 m pour des contraintes de résistivités sur la première et la deuxième couche. La profondeur de la nappe saline a une résolution optimale (100m) en contraignant seulement la résistivité de la troisième coucheρ_3.

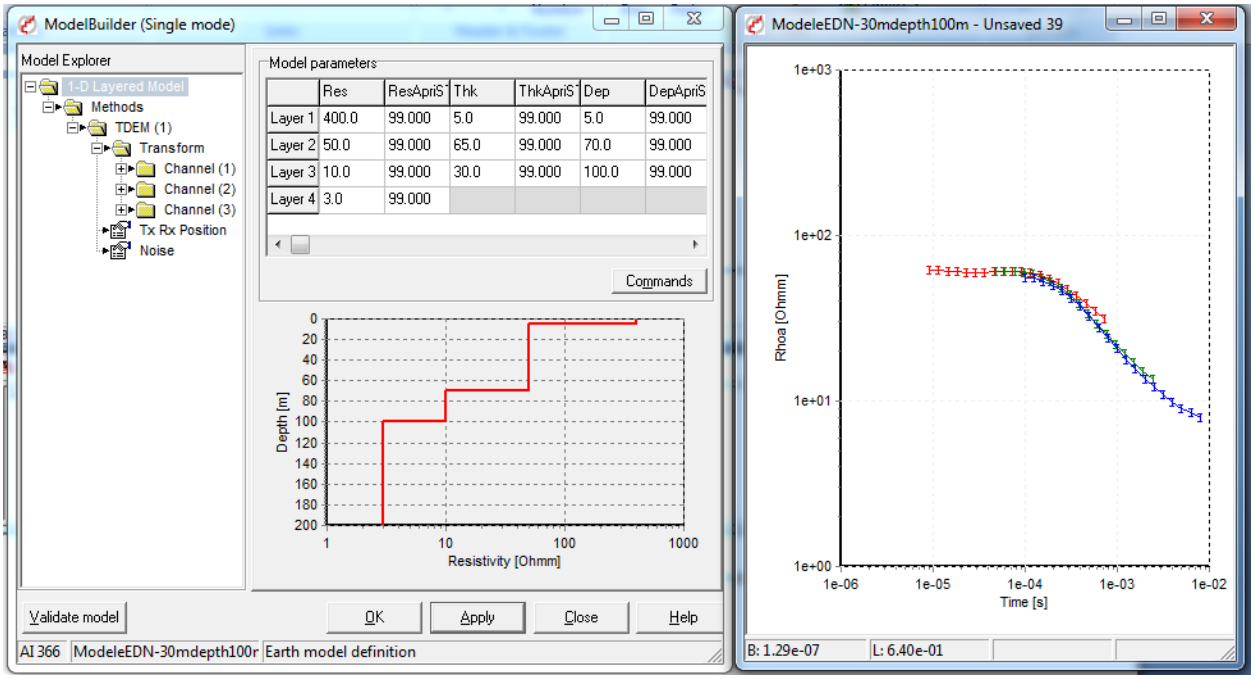


Figure A3.13: Modèle EDN h_3=30 m p_3=100 m

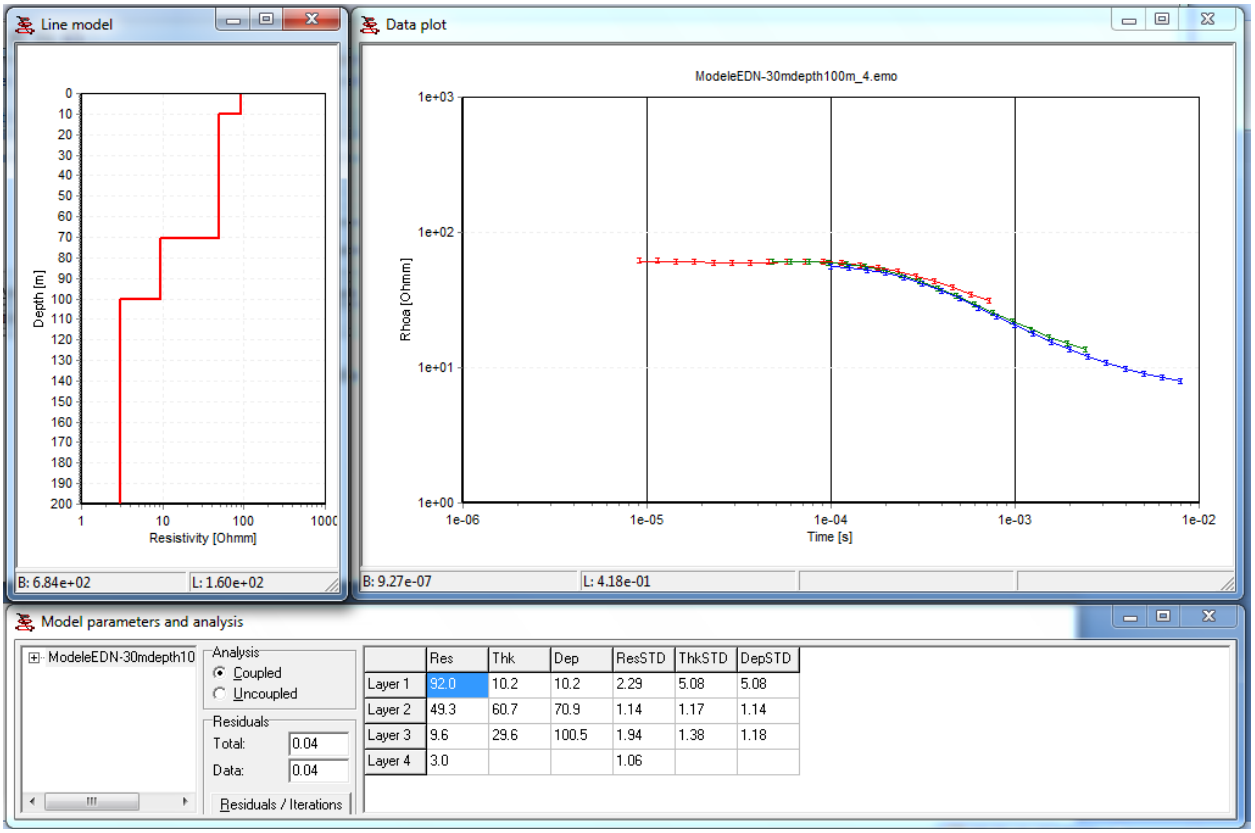


Figure A3.14: Inversion du modèle EDN h_3=30 m p_3=100 m sans contraintes

Le résultat de l'inversion du modèle de la zone de mélange d'une épaisseur de 30 m pour une profondeur de la nappe saline de 100 m nous montre que cette épaisseur se résout bien sans contraintes. Nous avons obtenus une résistivité 9.6 Ω.m sur la 3ème couche et 29.6 m d'épaisseur. L'inversion des données modélisée estime la profondeur de la nappe saline à 100.5 m avec une incertitude de 18 % ce qui nous montre que ce paramètre est bien résolue.

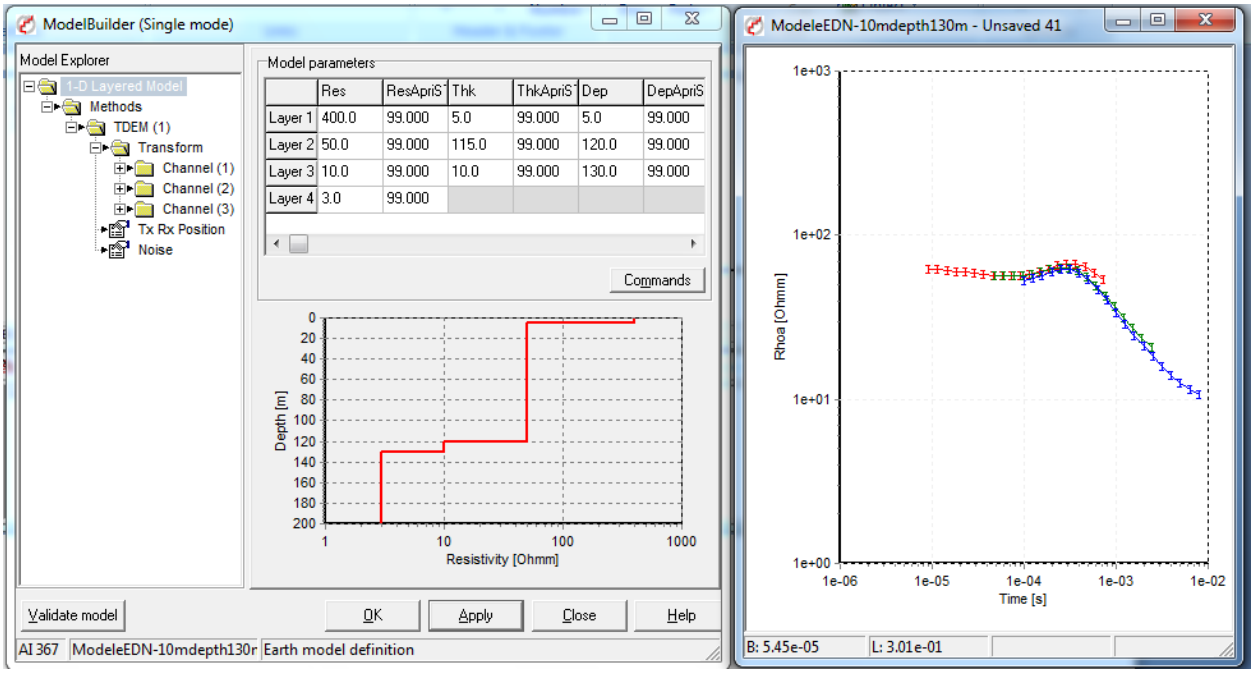


Figure A3.15: Modèle EDN h_3=10 m p_3=130 m sans bruit

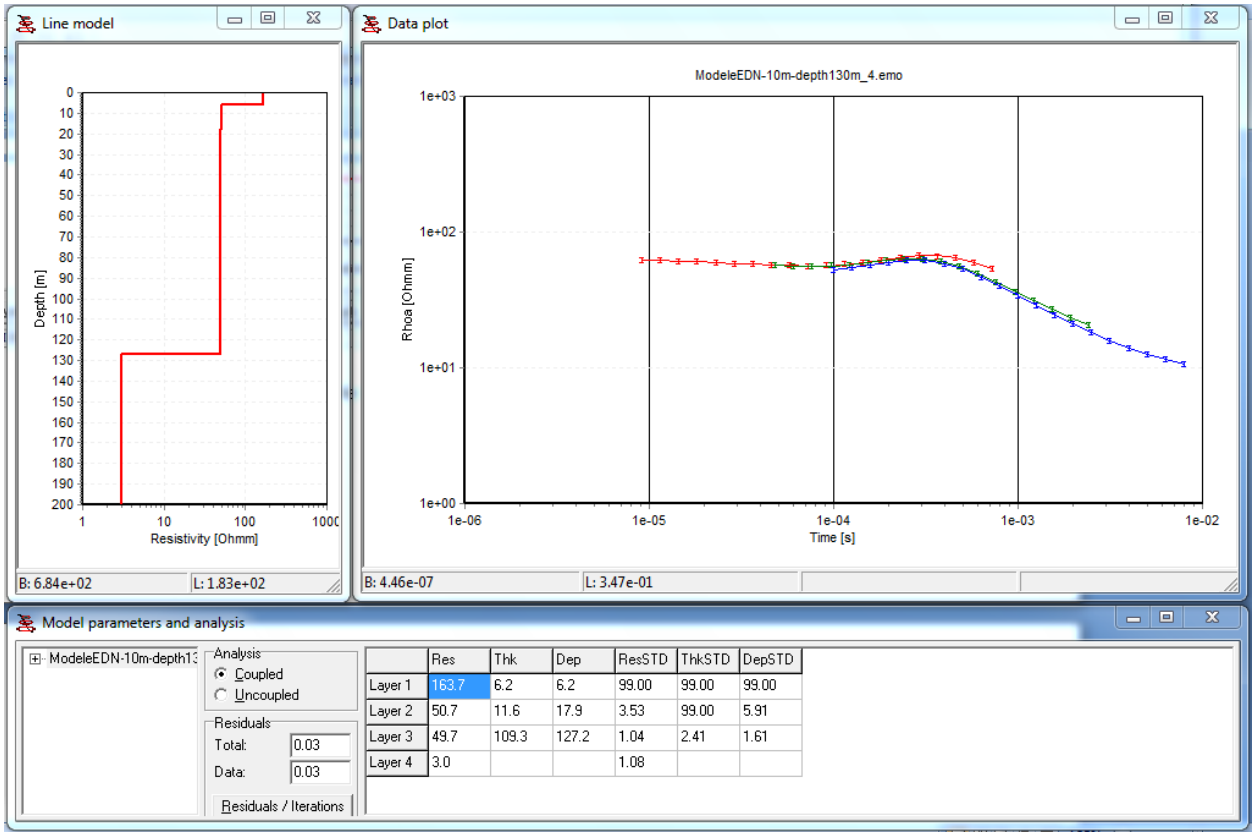
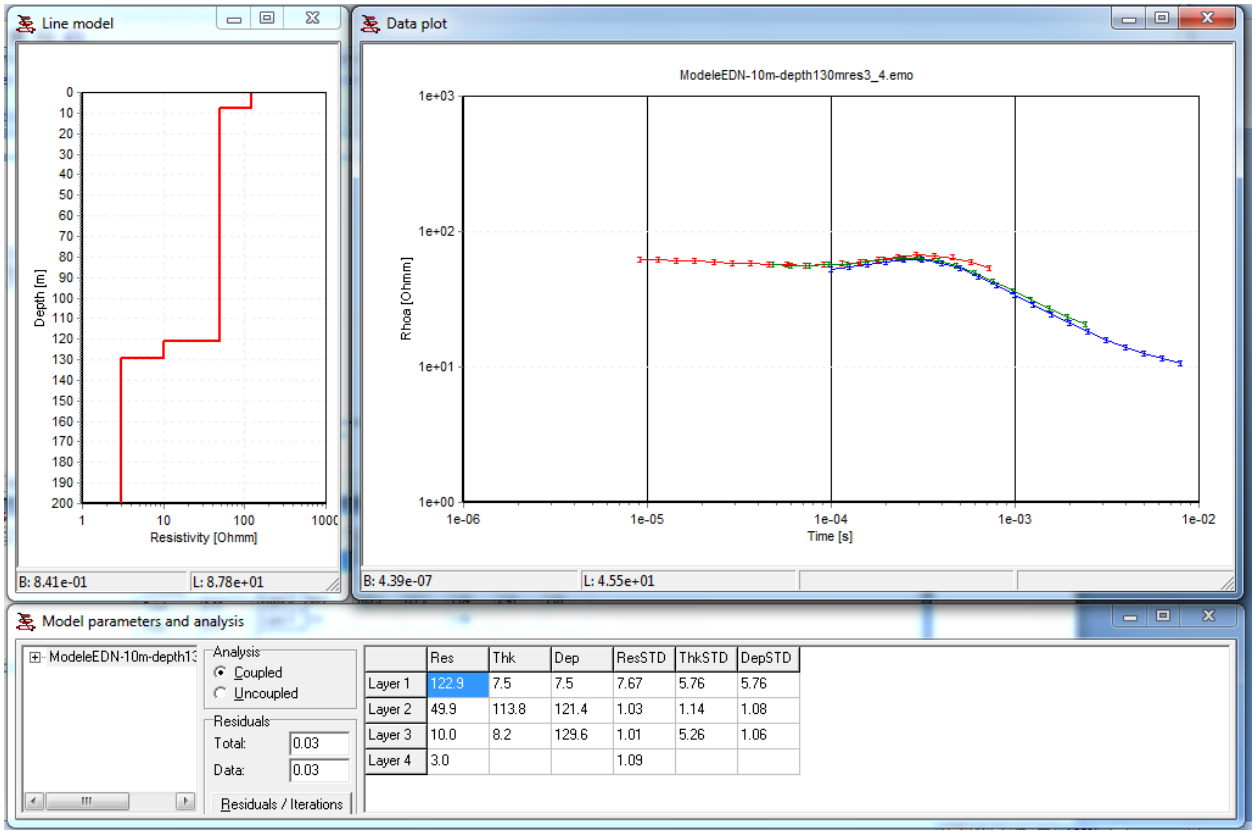


Figure A3.16: Inversion du modèle EDN h_3=10 m p_3=130 m sans contraintes



	Res	Thk	Dep	ResSTD	ThkSTD	DepSTD
Layer 1	122.9	7.5	7.5	7.67	5.76	5.76
Layer 2	49.9	113.8	121.4	1.03	1.14	1.08
Layer 3	10.0	8.2	129.6	1.01	5.26	1.06
Layer 4	3.0			1.09		

Figure A3.17: Inversion du modèle EDN h_3=10 m p_3=130 m avec contraintes ρ_3=10 Ω.m

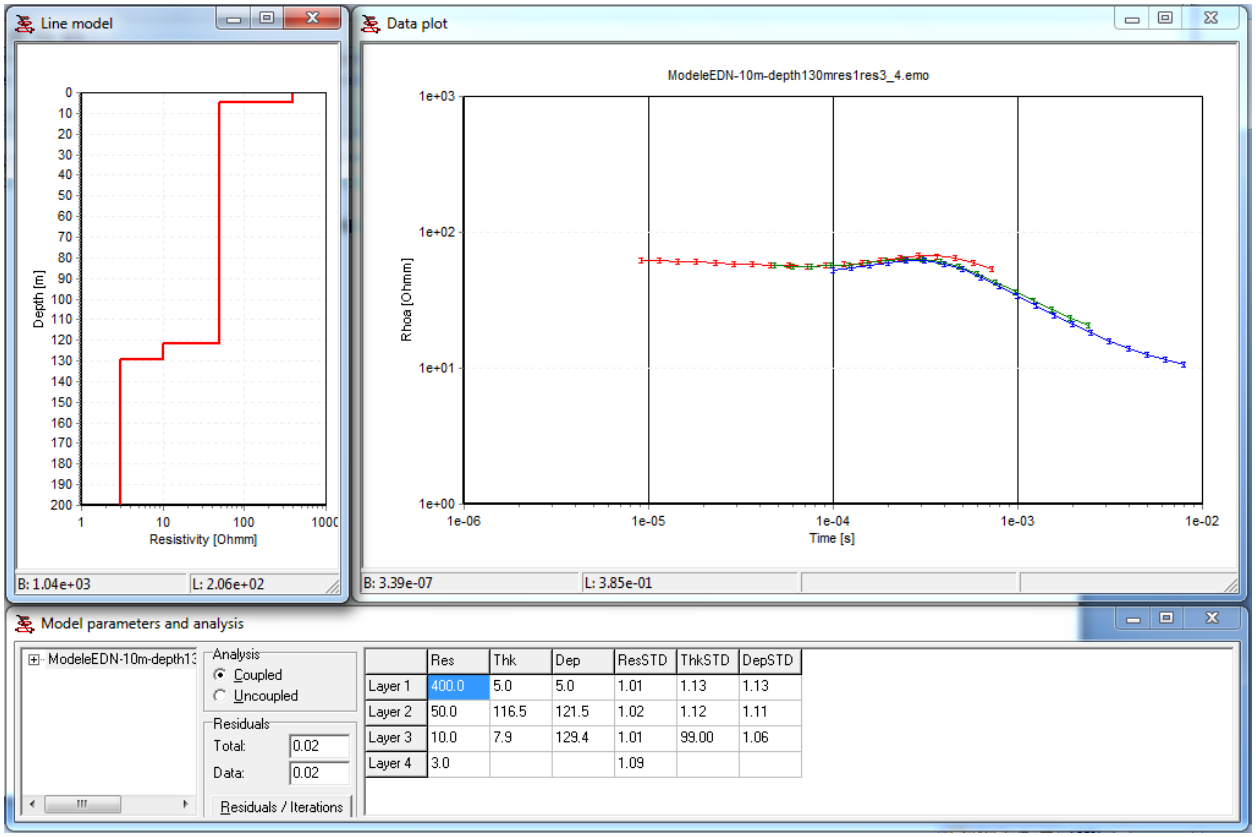


Figure A3.18: Inversion du modèle EDN h_3=10 m p_3=130 m avec contraintes ρ_1=400 Ω.m ρ_3=10 Ω.m

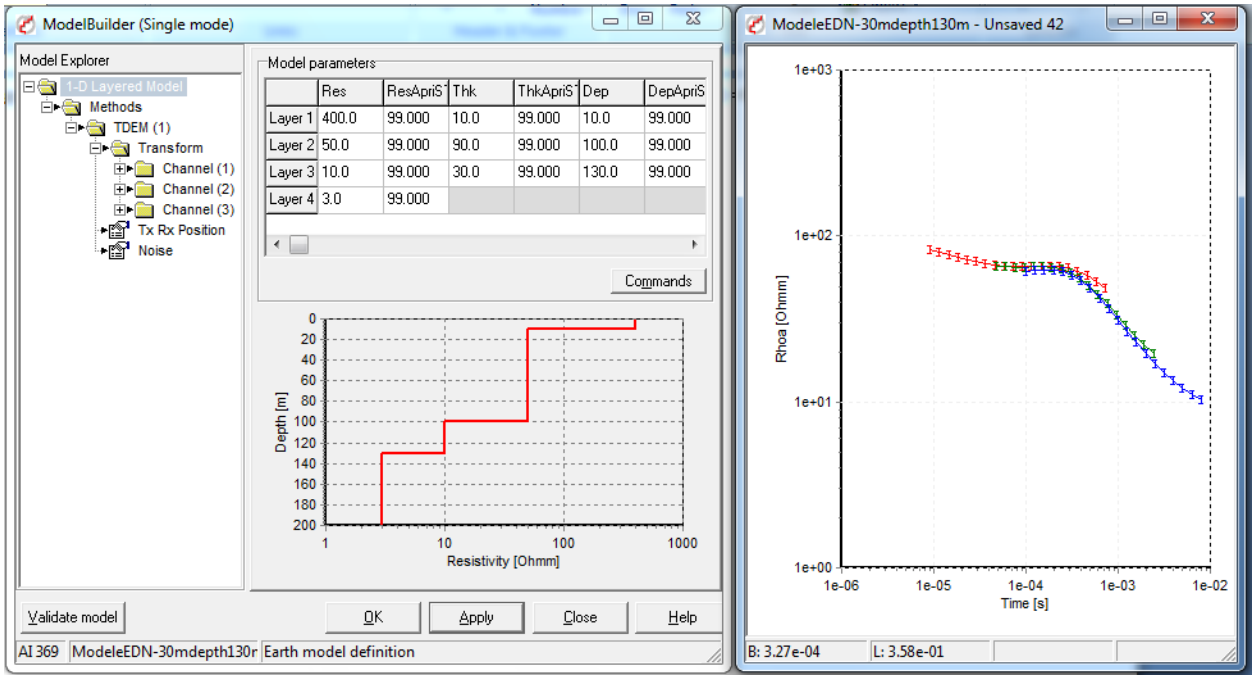


Figure A3.19: Modèle EDN h_3=30 m p_3=130 m

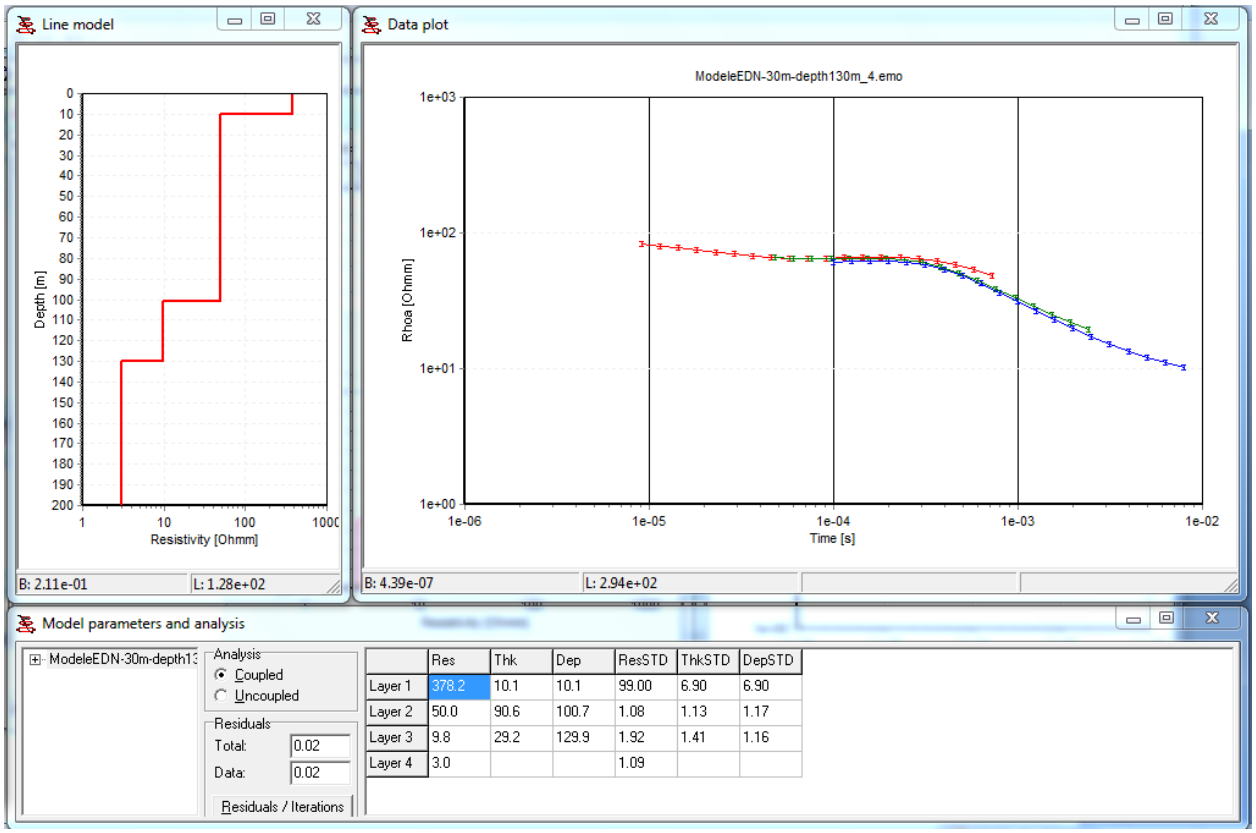


Figure A3.20: Inversion du modèle EDN h_3=30 m p_3=130 m sans contraintes

L'inversion sans contraintes du modèle à une épaisseur de 10 m pour une profondeur de la nappe saline de 130 m ne nous permet pas de résoudre nos paramètres épaisseur et résistivité de la troisième couche. Nous constatons une estimation de la profondeur de la nappe saline de 127.2 m. En contraignant la résistivité ρ3 de la troisième couche nous avons obtenus une épaisseur de 8.2 m. La résolution de cette couche a toutefois diminué (7.9 m) en contraignant les résistivités de la première et de la troisième couche. La profondeur de la nappe saline obtenue après inversion par une contrainte de résistivité de la troisième couche est de 129.6 m et est de 129.4 m avec des contraintes de résistivité sur la première et troisième couche ce qui représente une bonne estimation de la profondeur. En augmentant l'épaisseur de la zone de transition à 30 m, l'inversion sans contraintes nous a permis de résoudre relativement bien cette dernière (29.2 m) pour une résistivité de 9.8 Ω.m et une profondeur de la nappe saline de 129.9 m.

Modélisation et Inversion avec bruit comparable aux données réelles

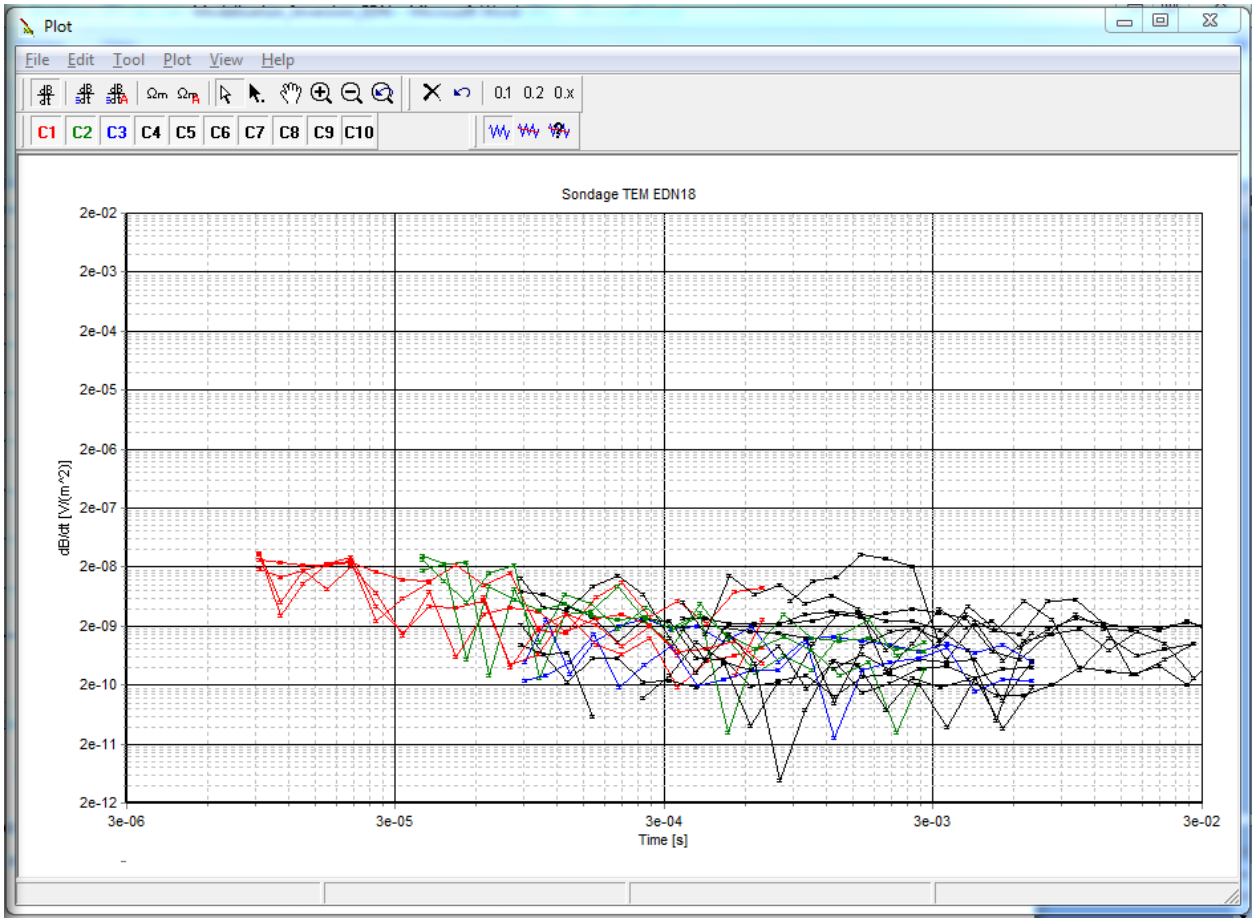


Figure A3.21: Superposition des bruits enregistrés sur les sondages ETAN18, ETAN19 et ETAN20

La figure A3.21 montre le niveau de bruit sur les sondages TEM ETAN18, ETAN19 et ETAN20, ce dernier varie autour de $2.03.10^{-8}$ V/m² et $3.68.\ 10^{-11}$ V/m² à partir du temps de 1 ms. Il est à noter que la pente du bruit est très faible.

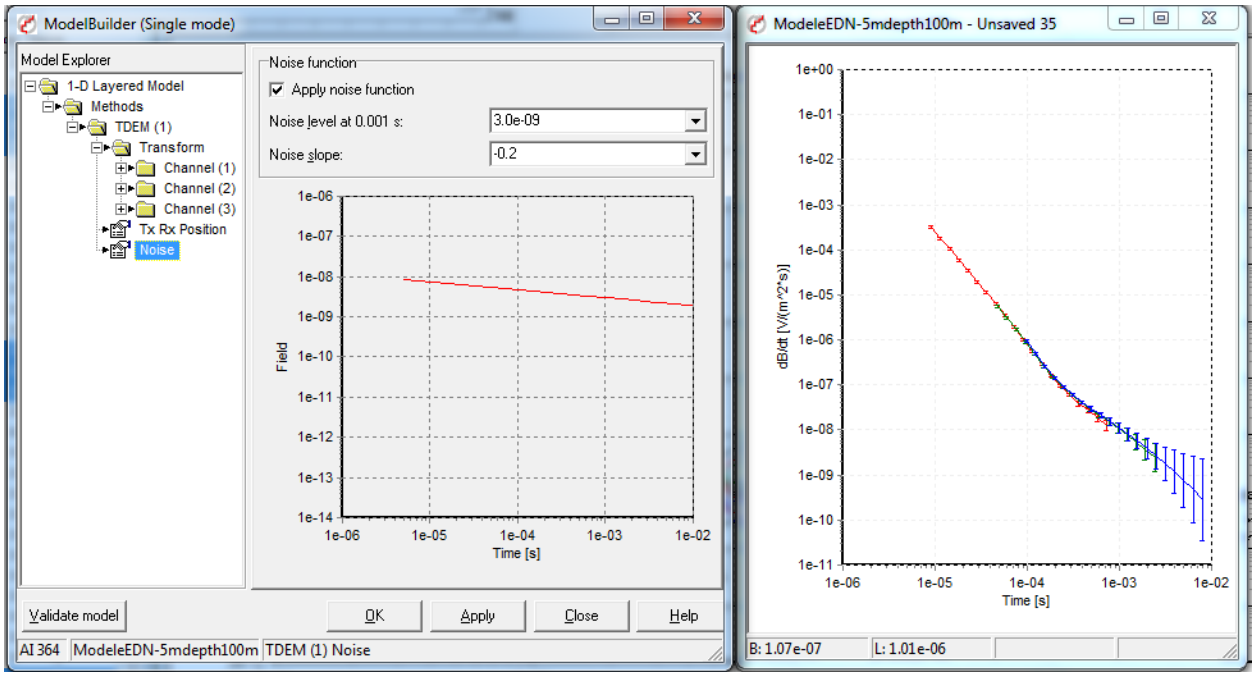


Figure A3.22: Modèle EDN h_3=5m p_3=100m avec bruit de 3nV/m^2

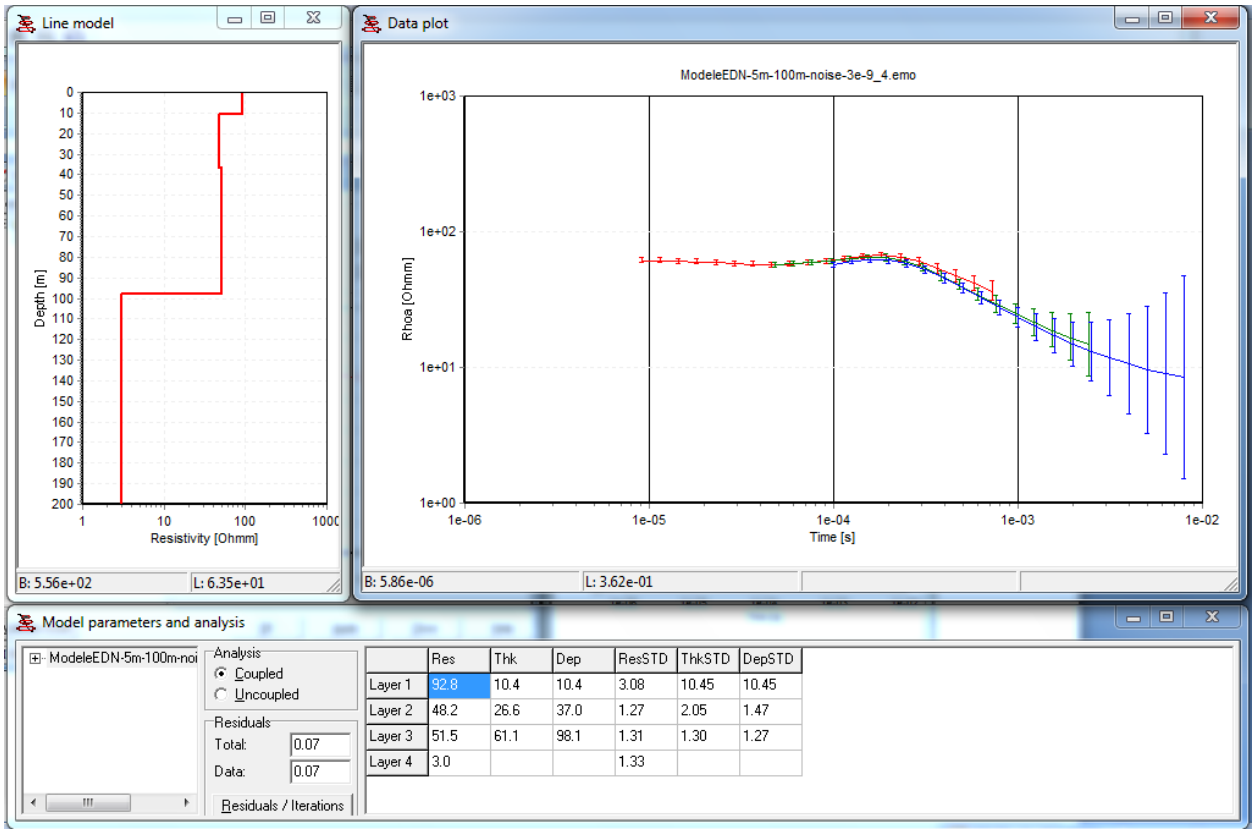


Figure A3.23: Inversion du modèle EDN h_3=5 m p_3=100 m sans contraintes avec bruit de 3 nV/m^2

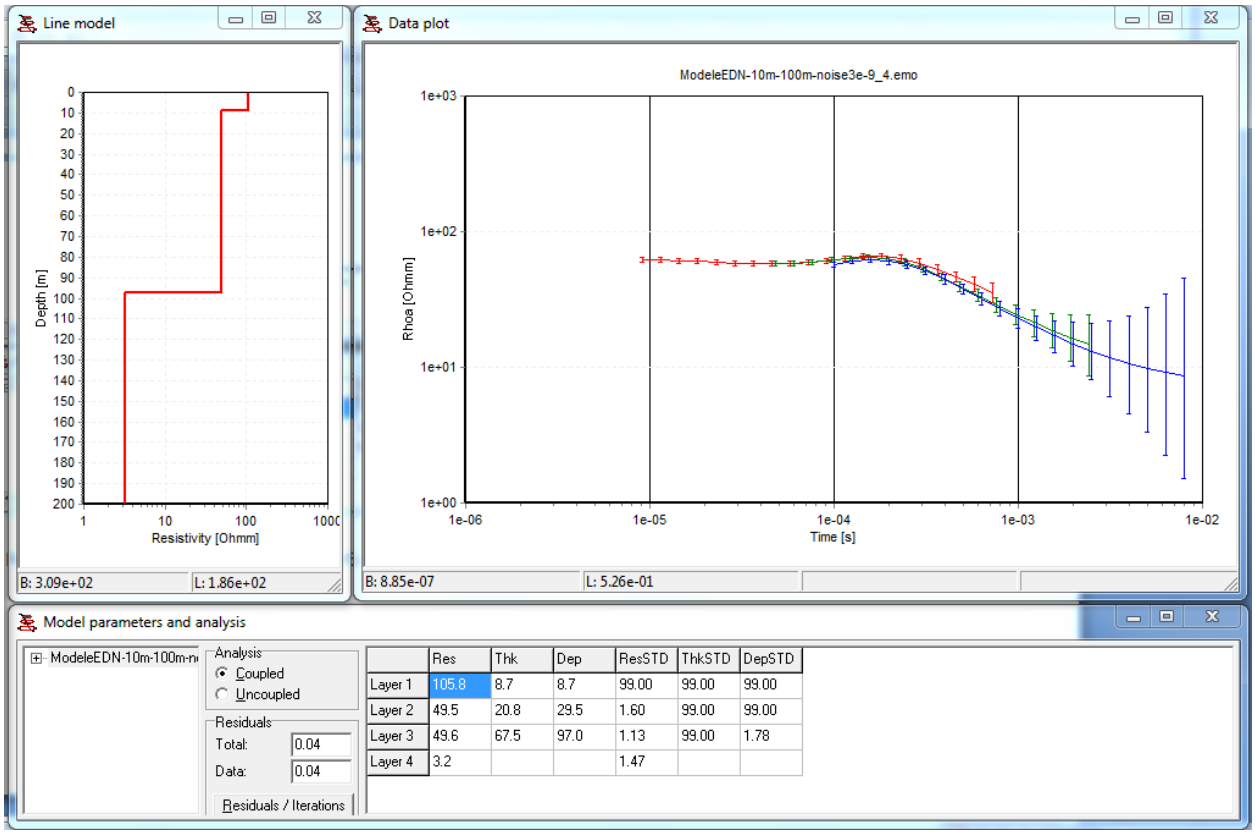


Figure A3.24: Inversion du modèle EDN h_3=10 m p_3=100 m sans contraintes avec bruit de 3 nV/m^2

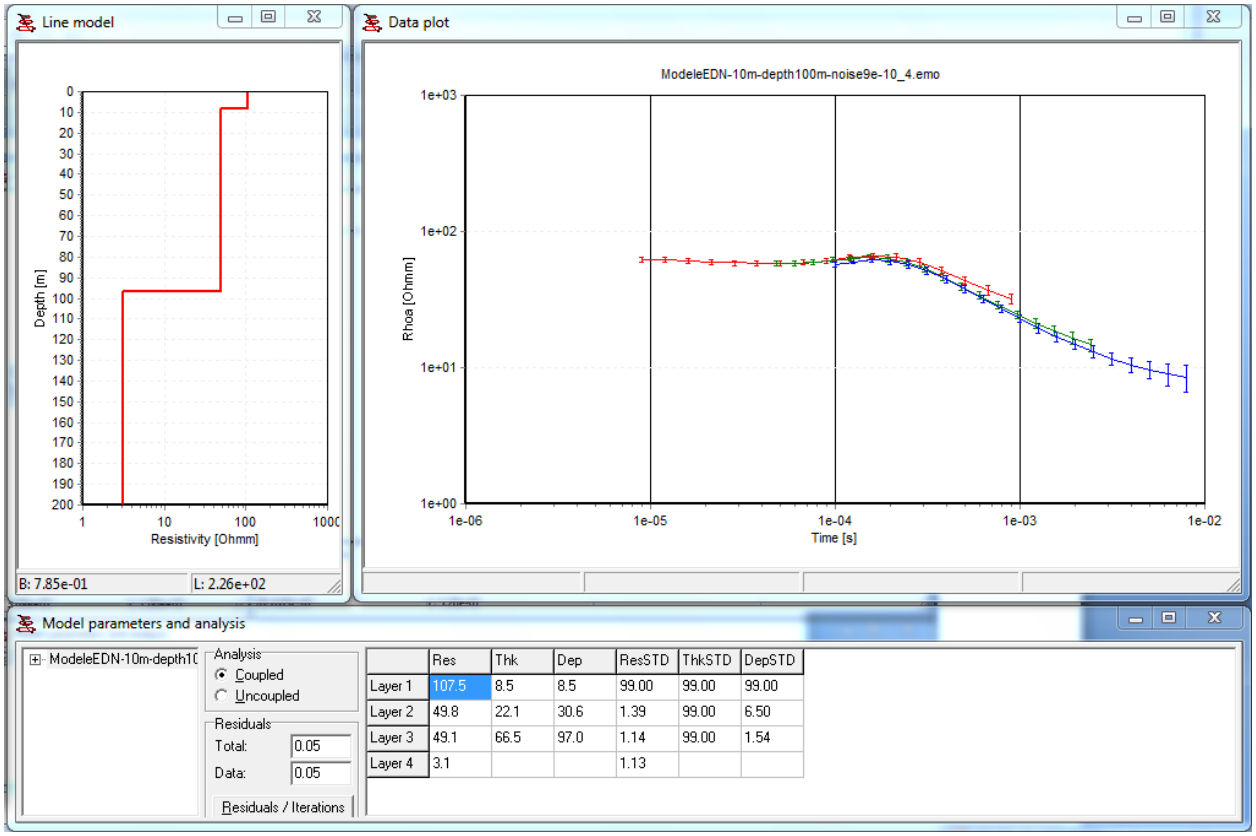


Figure A3.25 : Inversion du modèle EDN h_3=10 m p_3=100 m sans contraintes avec bruit de 0.9 nV/m^2

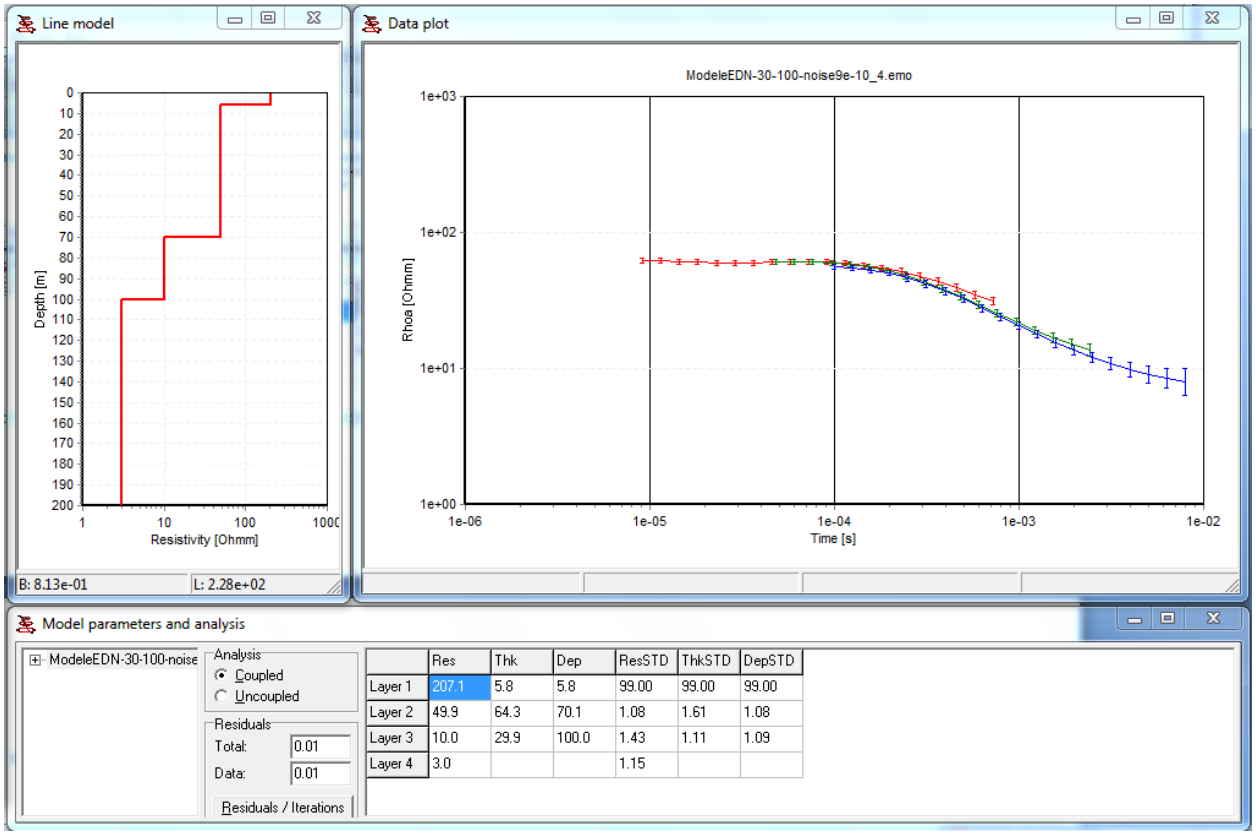


Figure A3.26: Inversion du modèle EDN h_3=30 m p_3=100 m sans contraintes avec bruit de 0.9 nV/m^2

L'inversion des données TDEM modélisée à Étang-du-Nord pour une épaisseur de 10m de la zone de mélange avec un niveau de bruit de 3 nV/m^2 et 0.9 nV/m^2 ne résout pas cette dernière. Nous avons toutefois constaté que l'inversion a produit une résolution optimale de la résistivité ρ_3=10 Ω.m et une relative amélioration de l'épaisseur de la zone de mélange h_3=29.9 m en ajoutant un bruit de 0.9 nV/m^2 pour une h3=30 m et une profondeur de la nappe saline de 100 m qui d'ailleurs a été estimée de façon optimale.

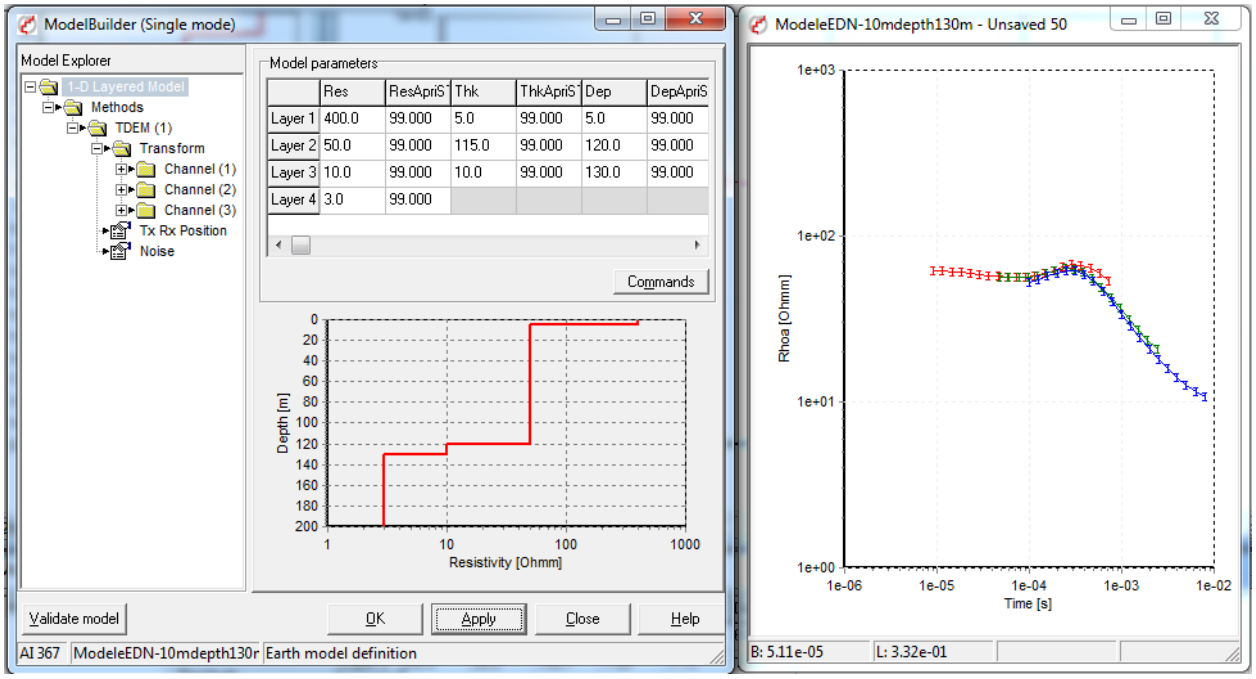


Figure A3.27: Modèle EDN h_3=10 m p_3=130 m sans bruit

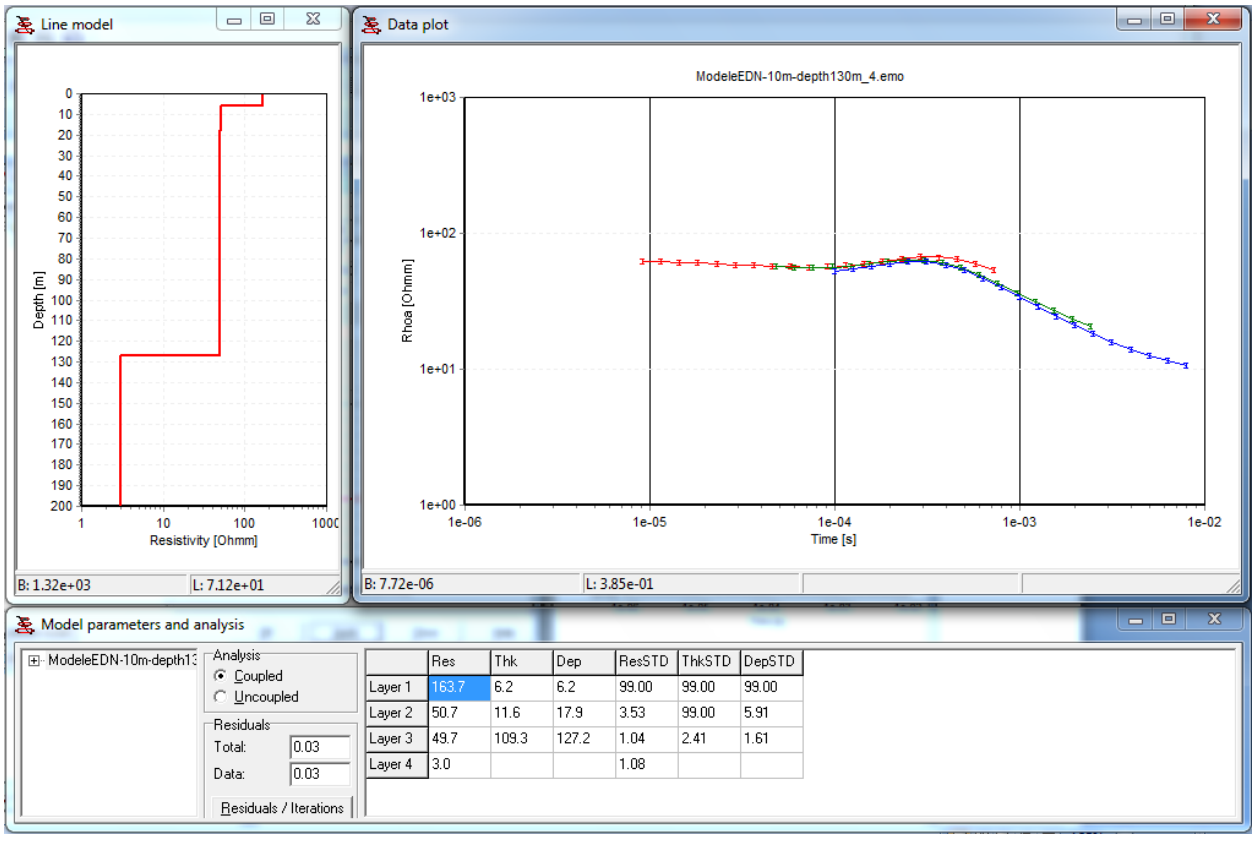


Figure A3.28: Inversion du modèle EDN h_3=10 m p_3=130 m sans contraintes sans bruit

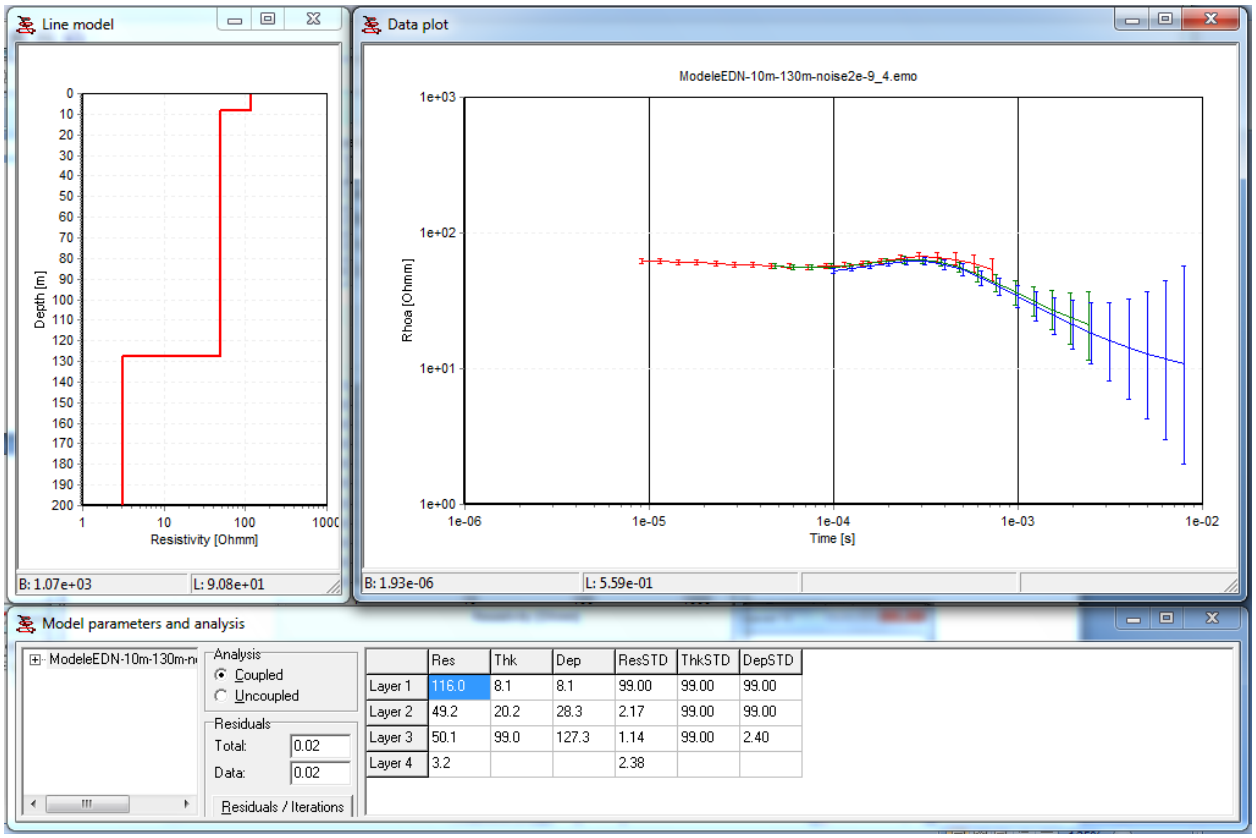


Figure A3.29: Inversion du modèle EDN h_3=10 m p_3=130 m sans contraintes avec bruit de 2nV/m^2

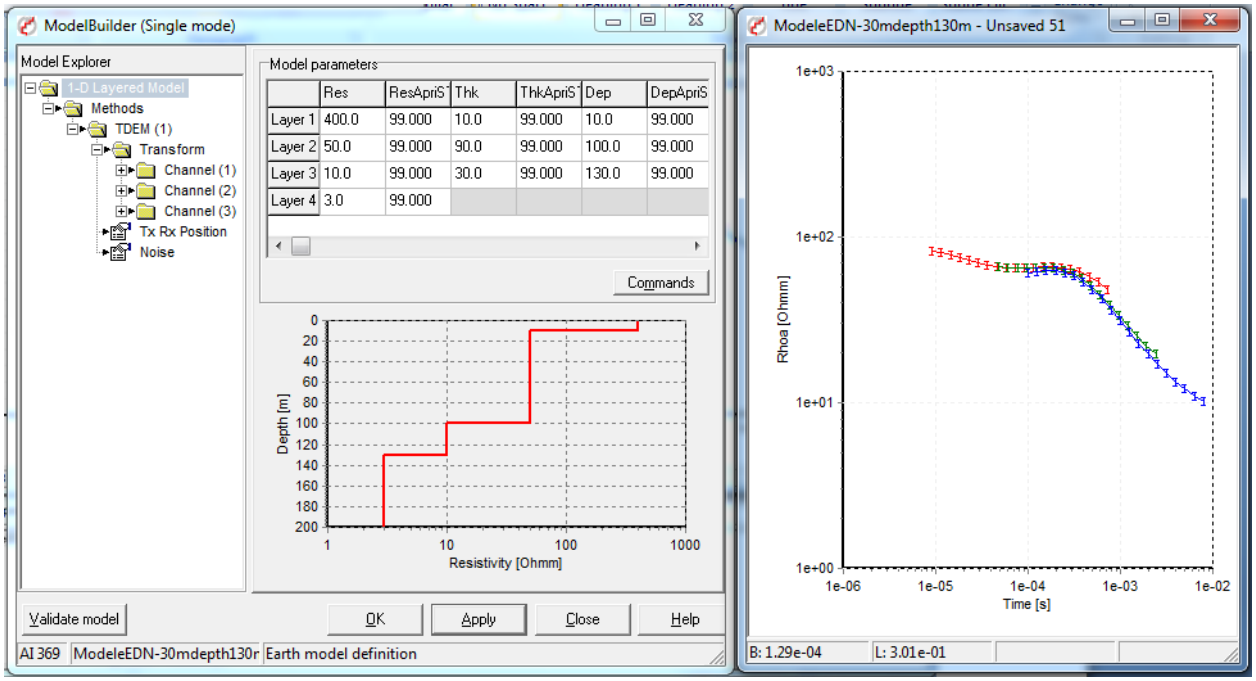


Figure A3.30: Modèle EDN h_3=30 m p_3=130 m sans bruit

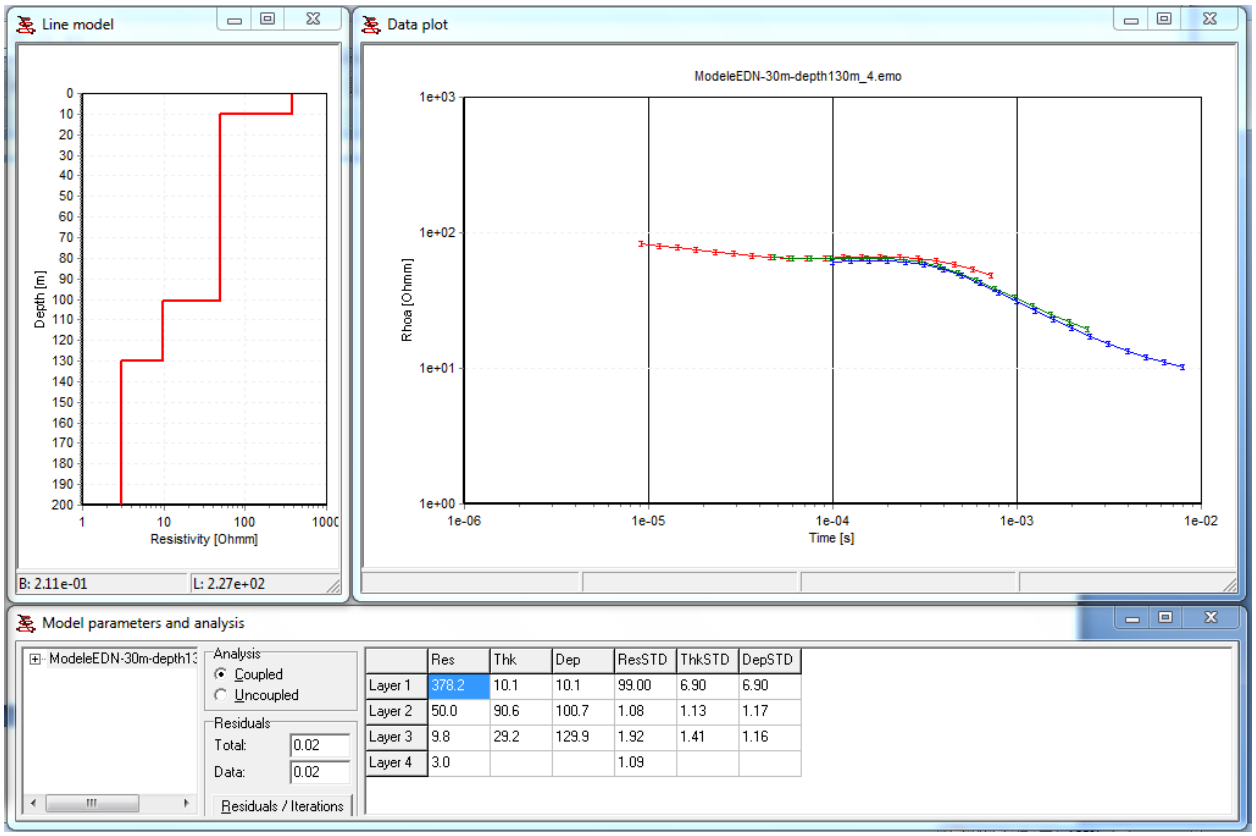


Figure A3.31: Inversion du modèle EDN h_3=30 m p_3=130 m sans contraintes sans bruit

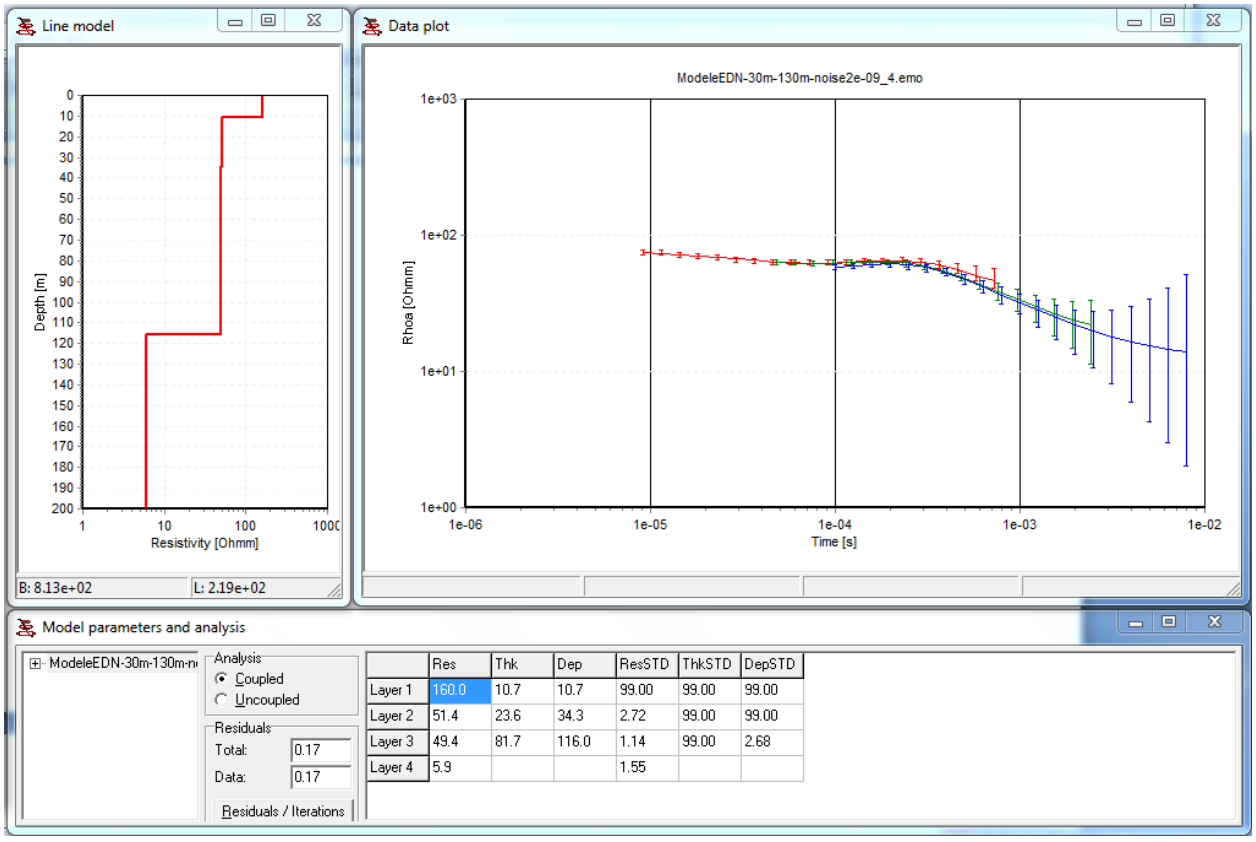


Figure A3.32 : Inversion du modèle EDN h_3=30 m p_3=130 m sans contraintes avec bruit de 2 nV/m^2

L'analyse des résultats de l'inversion des modèles de données à Étang-du-Nord pour des épaisseurs de la zone de mélange de h3=10m et h3=30 m pour une profondeur de la nappe saline de 130 m nous montre que pour une épaisseur relativement faible par rapport à la profondeur de la nappe saline, cette dernière ne peut être résolue sans et avec ajout de bruit de 2nV/m^2 comparable aux données réelles. Une épaisseur h3=30 m pour une profondeur p3=130 m, l'inversion de ce modèle sans ajout de bruits a permis d'estimer la résistivité ρ3 de la zone de mélange à 9.8 Ω.m et l'épaisseur à h3=29.2 m pour une profondeur de la nappe saline estimée de 129.9 m ce qui représente une bonne résolution. Nous constatons, en revanche qu'avec un ajout de bruit de 2nV/m^2 le signal se noie dans le bruit ce qui ne permet pas de résoudre les paramètres de la zone de mélange.

Modélisation-Inversion à Grande-Entrée

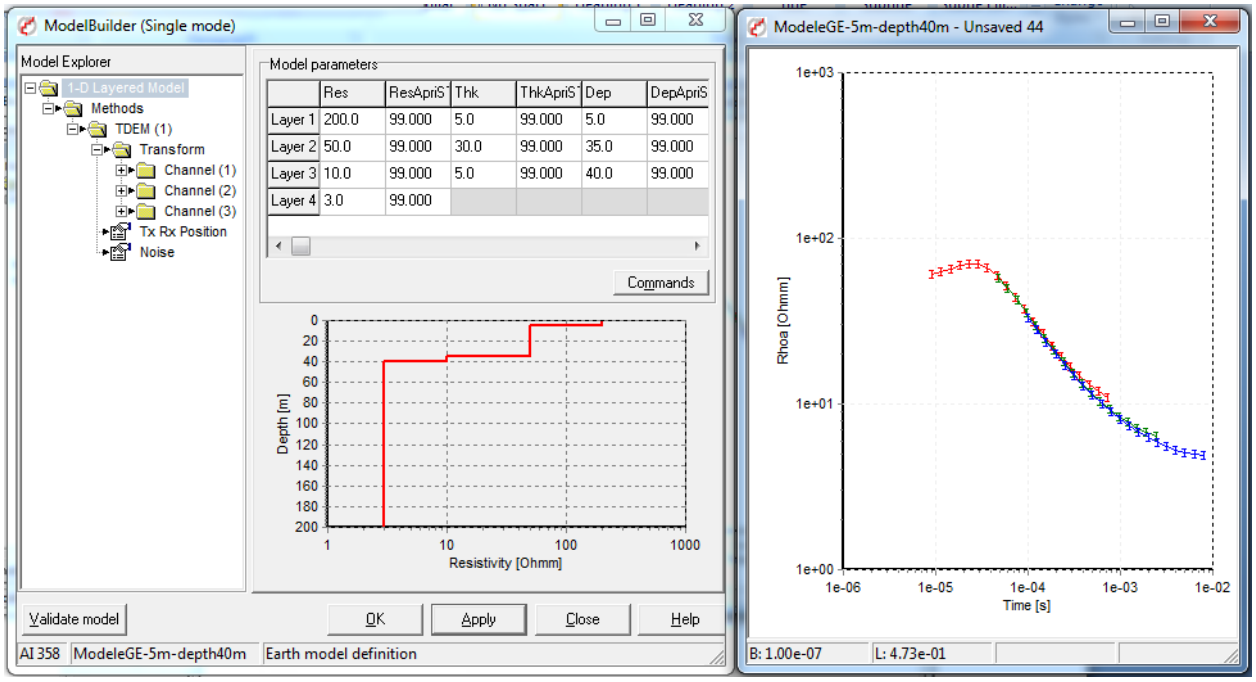


Figure A3.33: Modèle GE h_3=5 m p_3=40 m sans bruit

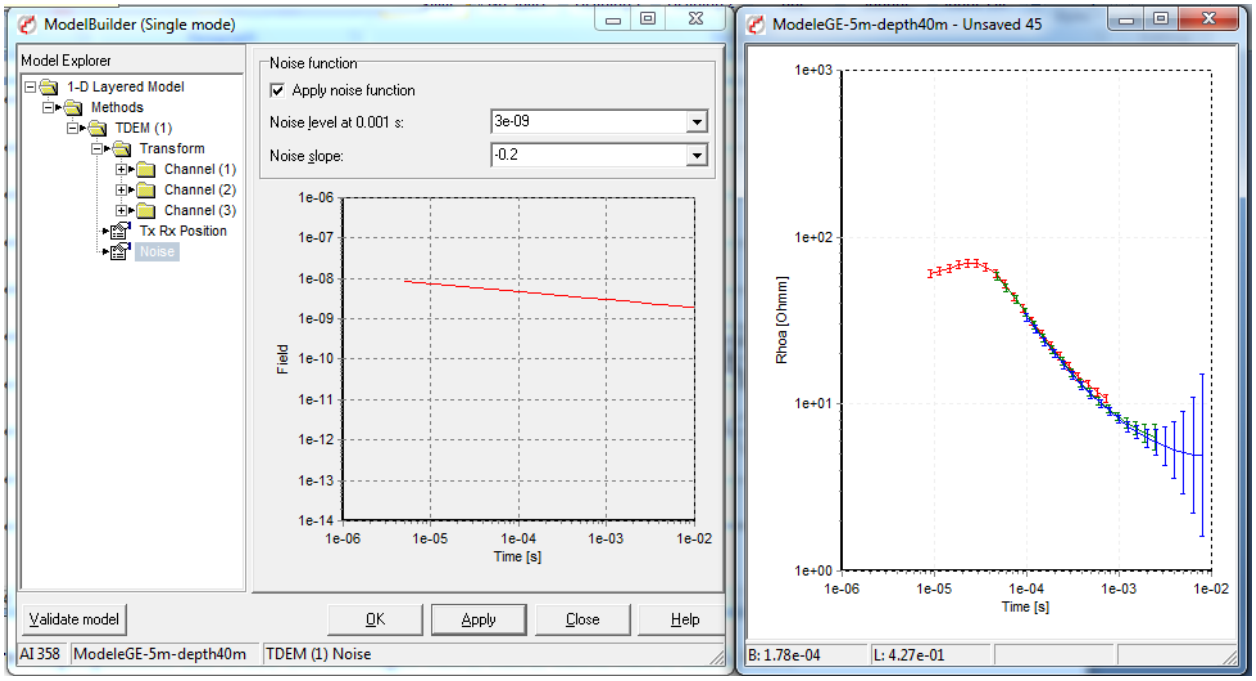


Figure A3.34: Modèle GE h3=5 m p3=40 m avec bruit de 3nV/m^2

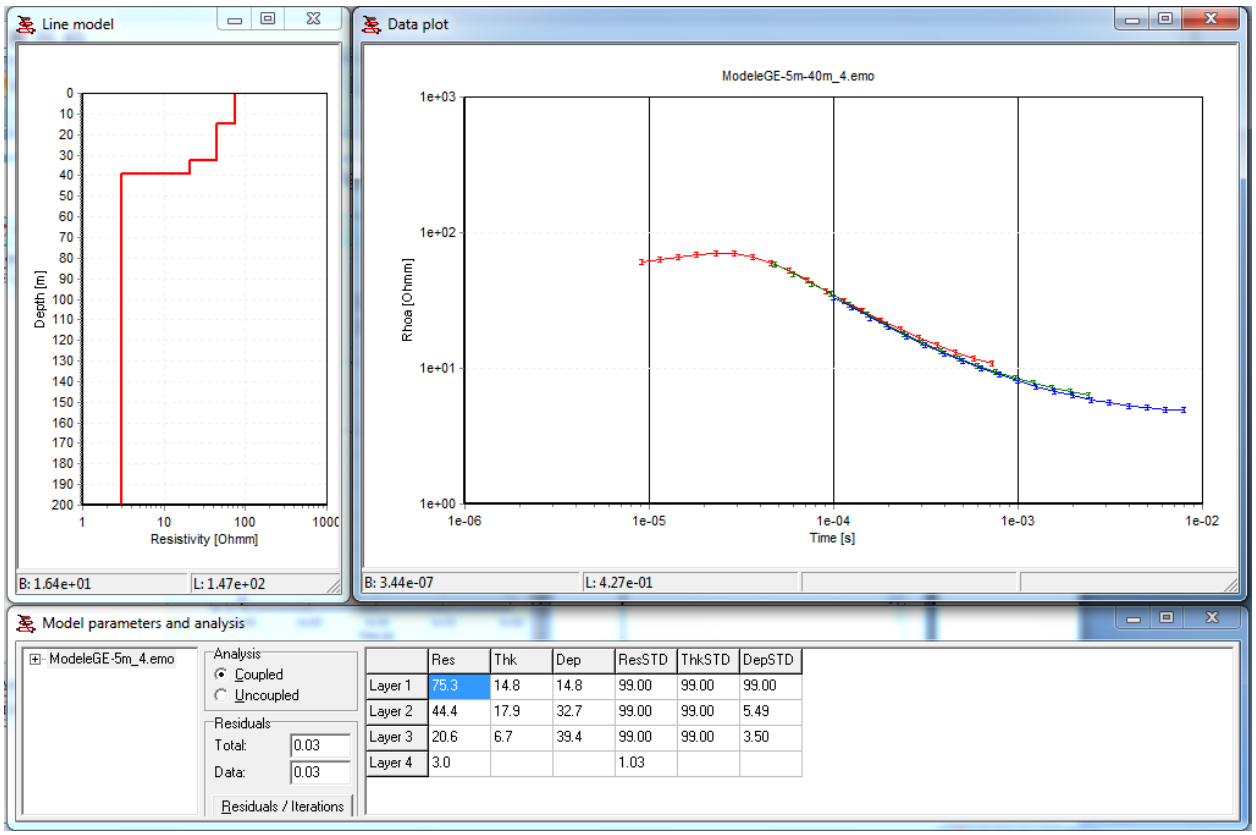


Figure A3.35: Inversion du modèle GE h_3=5 m p_3=40 m sans contraintes sans bruit

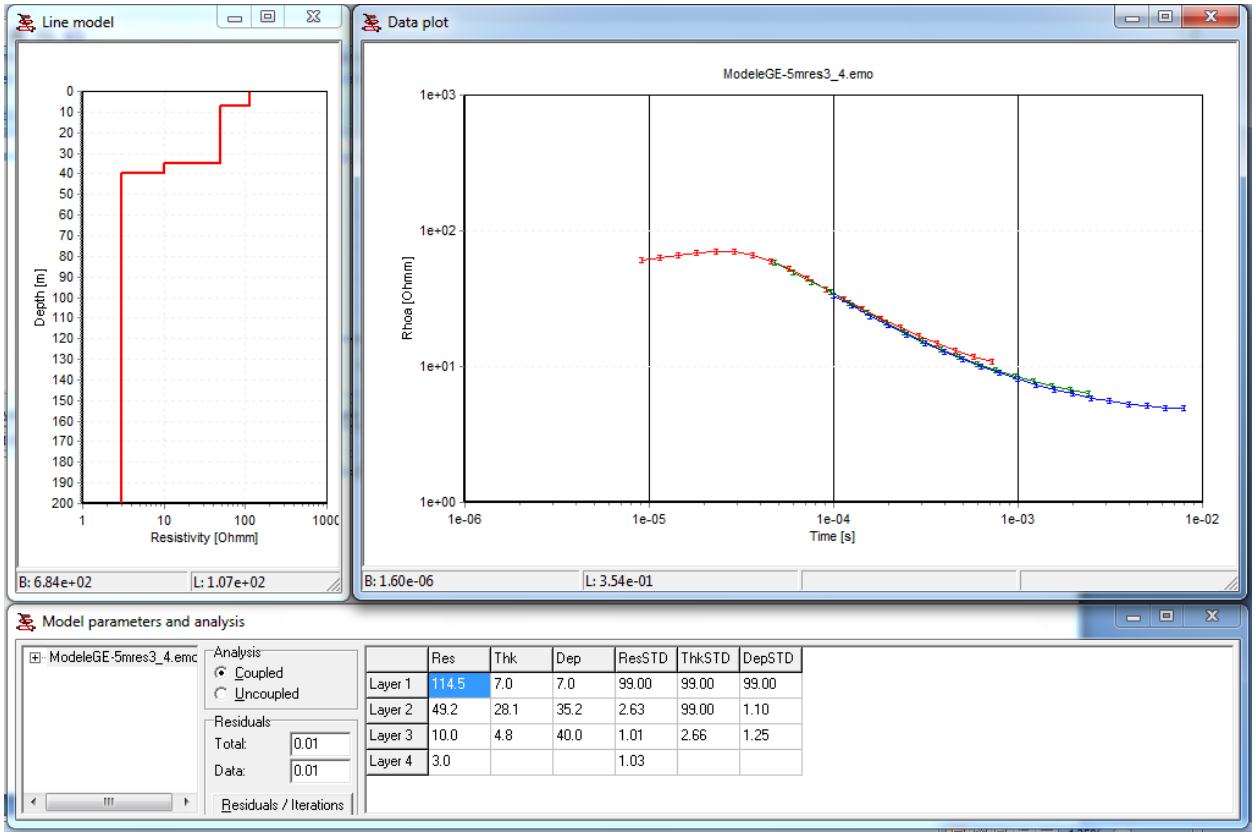


Figure A3.36: Inversion du modèle GE h3=5 m p3=40 m avec contraintes ρ3=10 Ω.m sans bruit

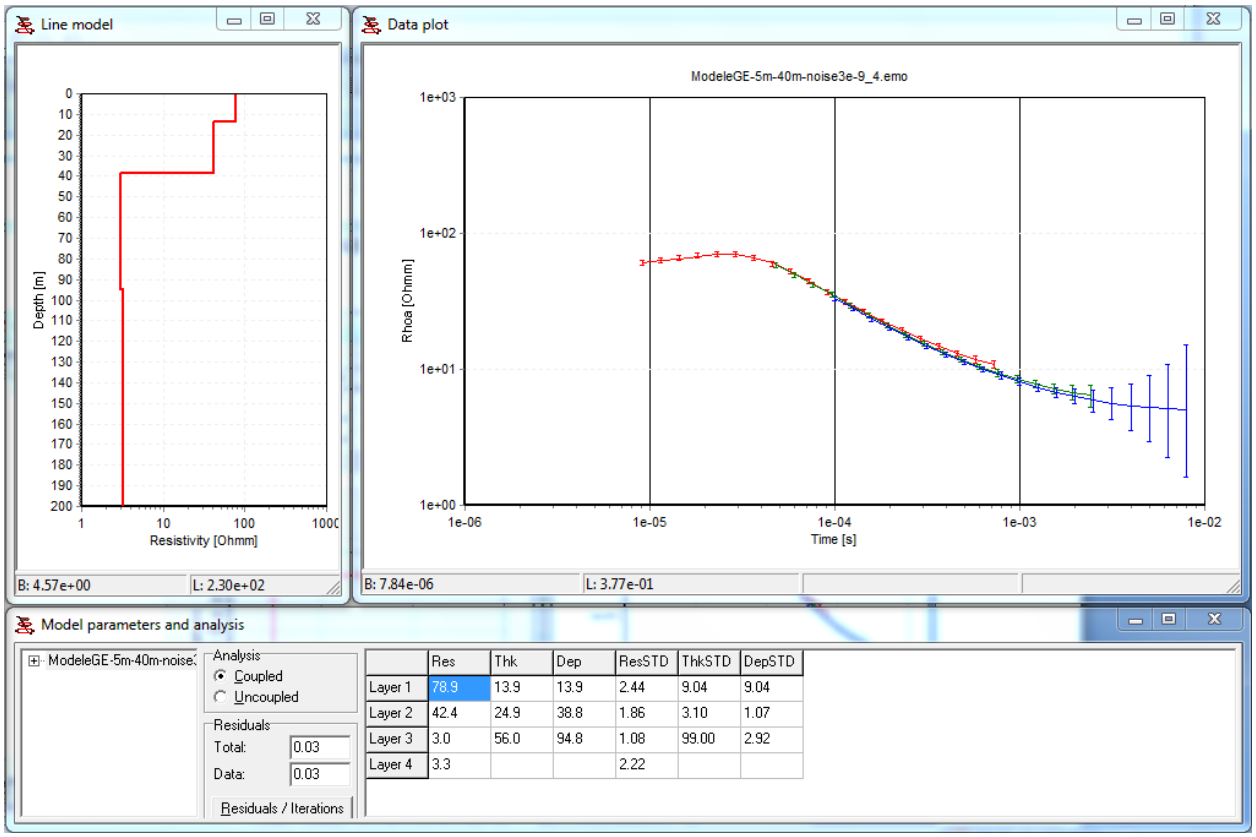


Figure A3.37: Inversion du modèle GE h_3=5 m p_3=40 m sans contraintes avec bruit de 3nV/m^2

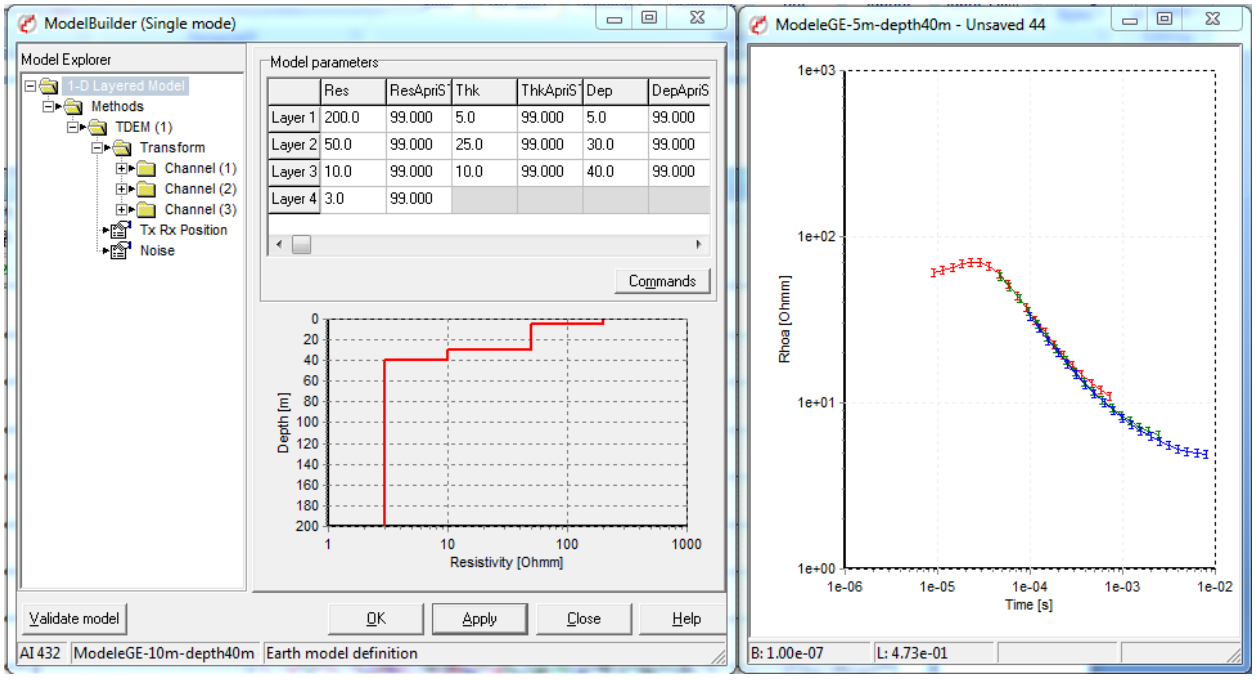


Figure A3.38: Modèle GE h_3=10 m p_3=40 m sans bruit

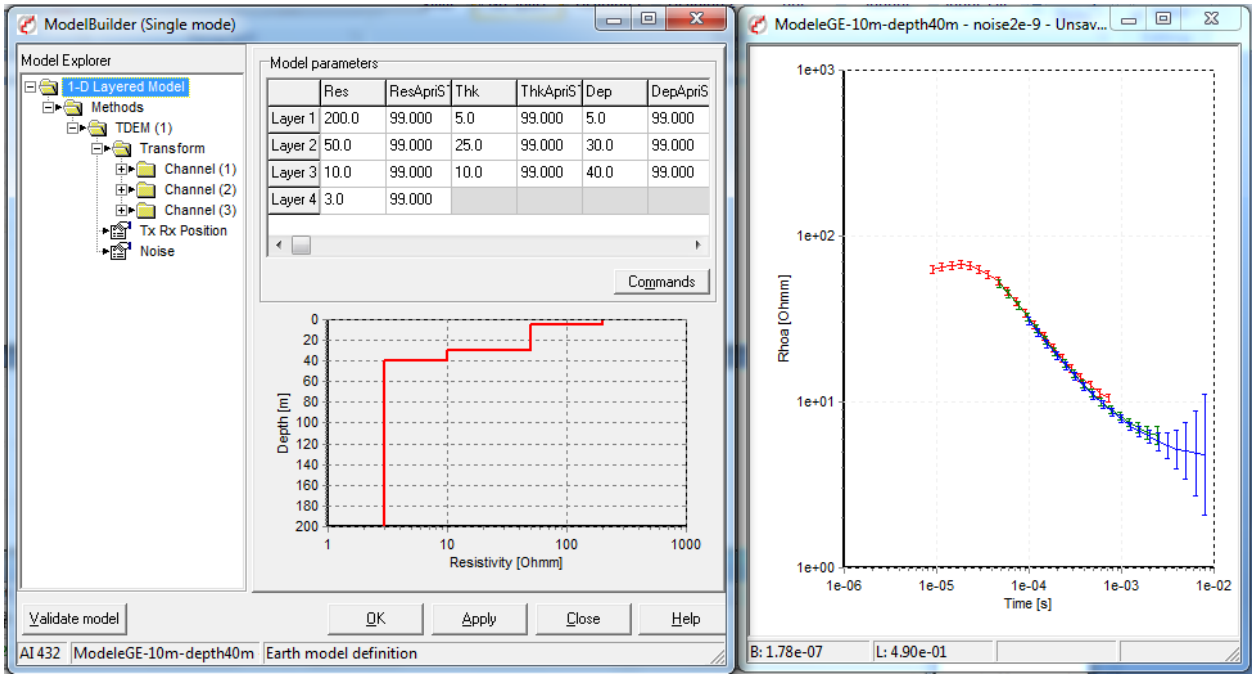


Figure A3.39: Modèle GE h_3=10 m p_3=40 m avec bruit de 3nV/m^2

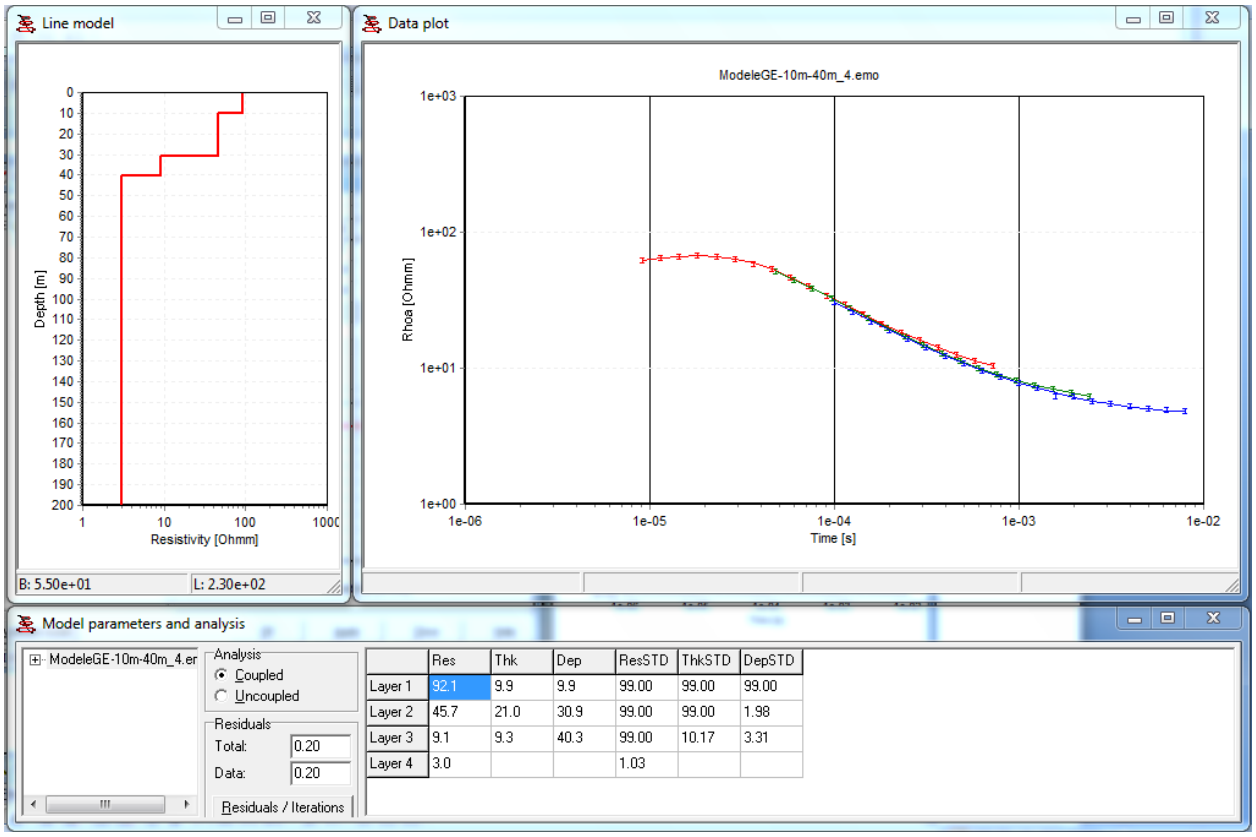


Figure A3.40: Inversion du modèle GE h_3=10 m p_3=40 m sans contraintes sans bruit

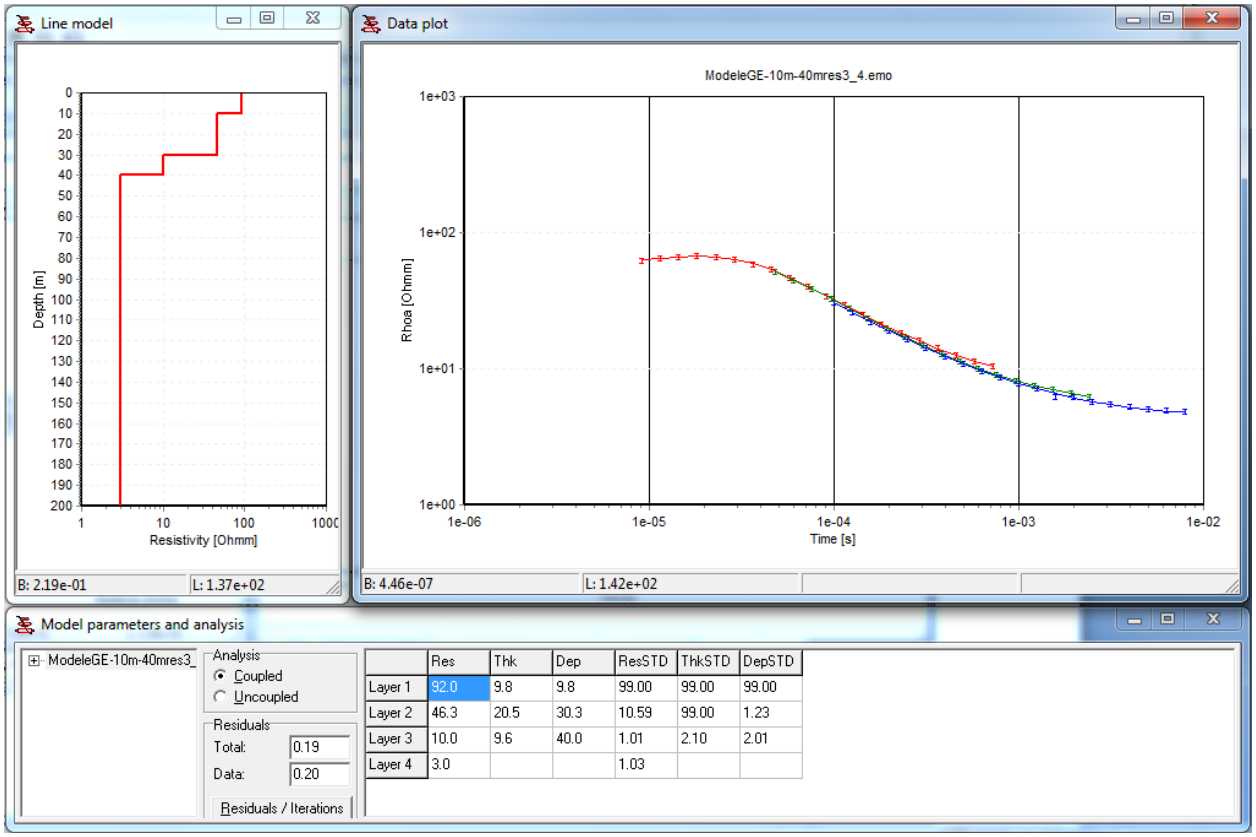


Figure A3.41: Inversion du modèle GE h_3=10 m p_3=40 m avec contraintes ρ3=10 Ω.m sans bruit

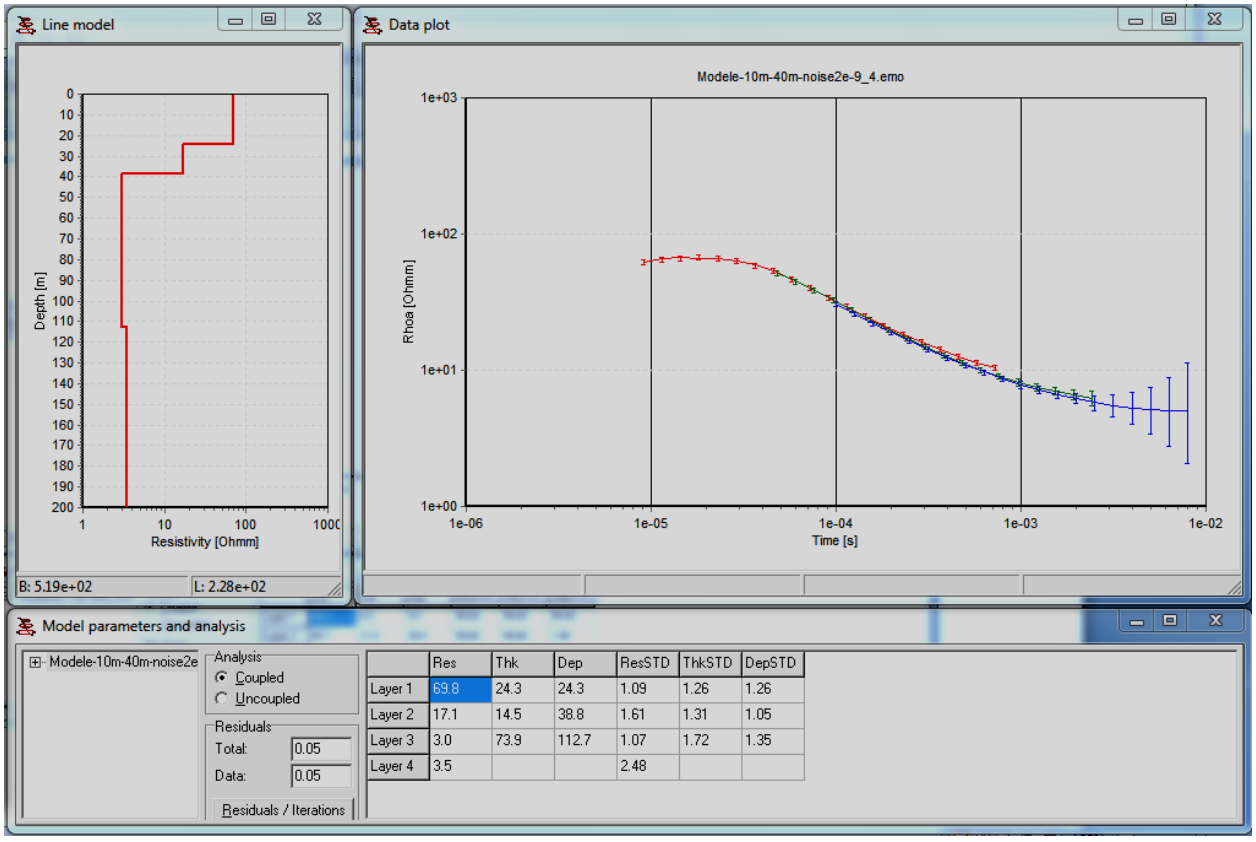


Figure A3.42: Inversion du modèle GE h_3=10 m p_3=40 m sans contraintes avec bruit de 2nV/m^2

L'inversion sans contraintes du modèle à Grande-Entrée d'une épaisseur de h3=5 m de la zone de mélange pour une profondeur de la nappe saline de 40 m n'a pas permis de résoudre celle-ci de façon optimale. Nous avons obtenus une résistivité ρ3=20.6 Ω.m et une épaisseur h3=6.7 m sans ajout de bruits. En contraignant la résistivité ρ3 nous arrivons à mieux estimer l'épaisseur de la zone de mélange (h3=4.8 m). En ajoutant un niveau de bruit de 3nV/m^2, les paramètres estimés telle que l'épaisseur de la zone de mélange ont été très mal résolue, de même que la profondeur de la nappe saline obtenue qui est de 94.8 m. En augmentant l'épaisseur de la zone de mélange h3=10 m dans le modèle sans bruit, nous arrivons à mieux estimer ses paramètres. En effet, nous avons obtenus une résistivité ρ3=9.1 Ω.m et une épaisseur h3=9.3 m pour une profondeur de la nappe saline estimée à 40.3 m. En contraignant la résistivité ρ3, nous arrivons à mieux résoudre l'épaisseur de la zone de mélange, h3 a été estimée à 9.6 m et la profondeur de la nappe saline trouvée est de p3=40 m. En revanche, un modèle avec ajout de bruit de 2nV/m^2 ne permet pas d'estimer les paramètres de la zone de transition. Les valeurs obtenues après inversion s'éloigne beaucoup du modèle direct.

Niveau de bruit à Grande-Entrée

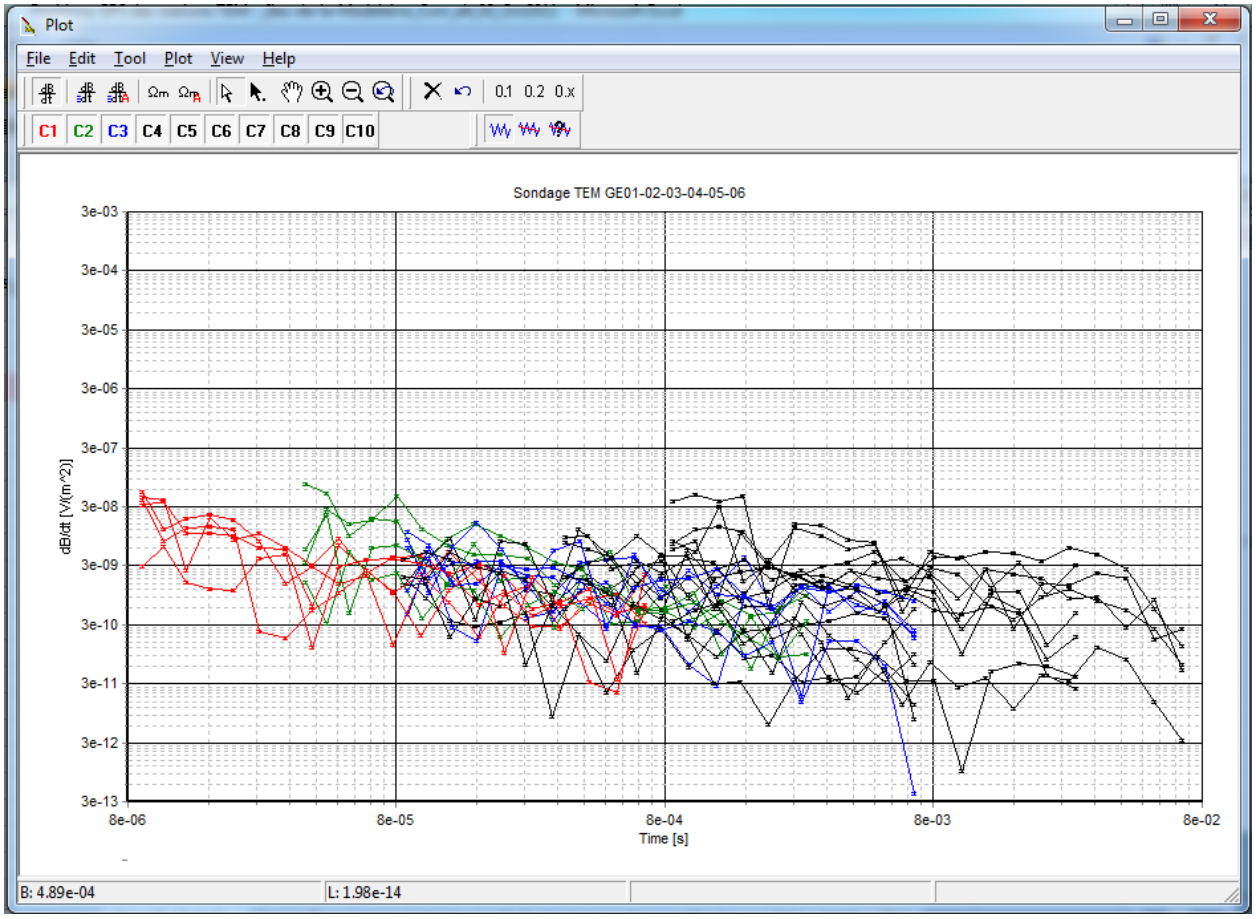


Figure A3.43: Superposition des bruits des sondages GE01, GE01, GE03, GE04, GE05, GE06

Le niveau de bruit à Grande Entrée varie autour de $1.7.10^{-8}$ V/m² et $4.8.\ 10^{-13}$ V/m² à partir du temps de 1 ms.

ANNEXE 4 - Modélisation des sondages TEM avec effet PP

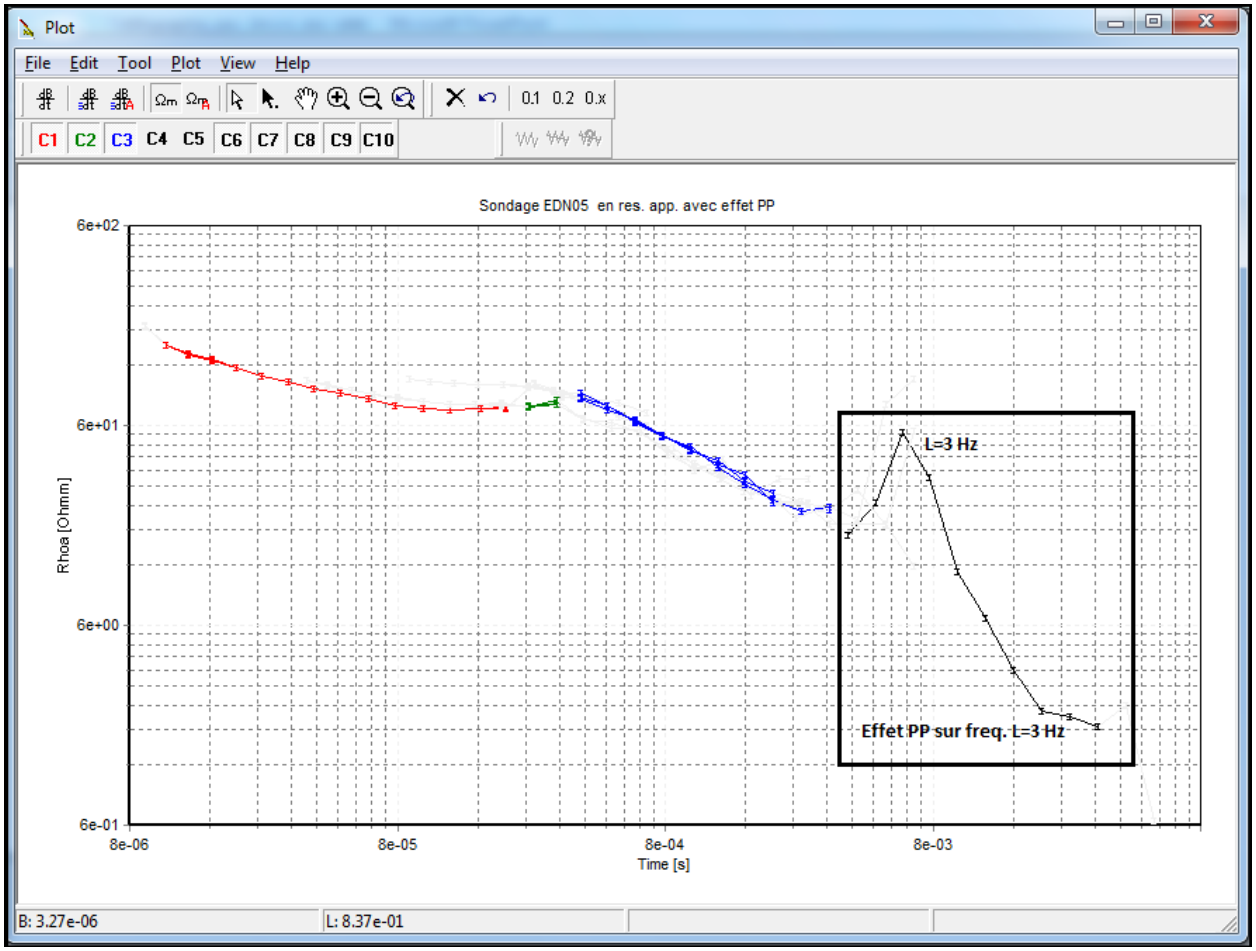


Figure A4.1:Sondage TEM ETAN05 en résistivité apparent avec effet PP

Modélisation des sondages TEM avec effet PP

Sur le modèle synthétique B, l'effet PP considéré est sur la deuxième couche. Le tableau A4.1 illustre les paramètres de ce modèle.

Tableau A4.1 : Paramètres du modèle B synthétique avec effet dispersif sur la 2ème couche

Résistivité (Ωm)	Épaisseur (m)	Constante de temps τ (µs)	Exposant c	Chargeabilité m
379	43.5			
14.5	20.9	30.7	1.6	0.7
5.5				

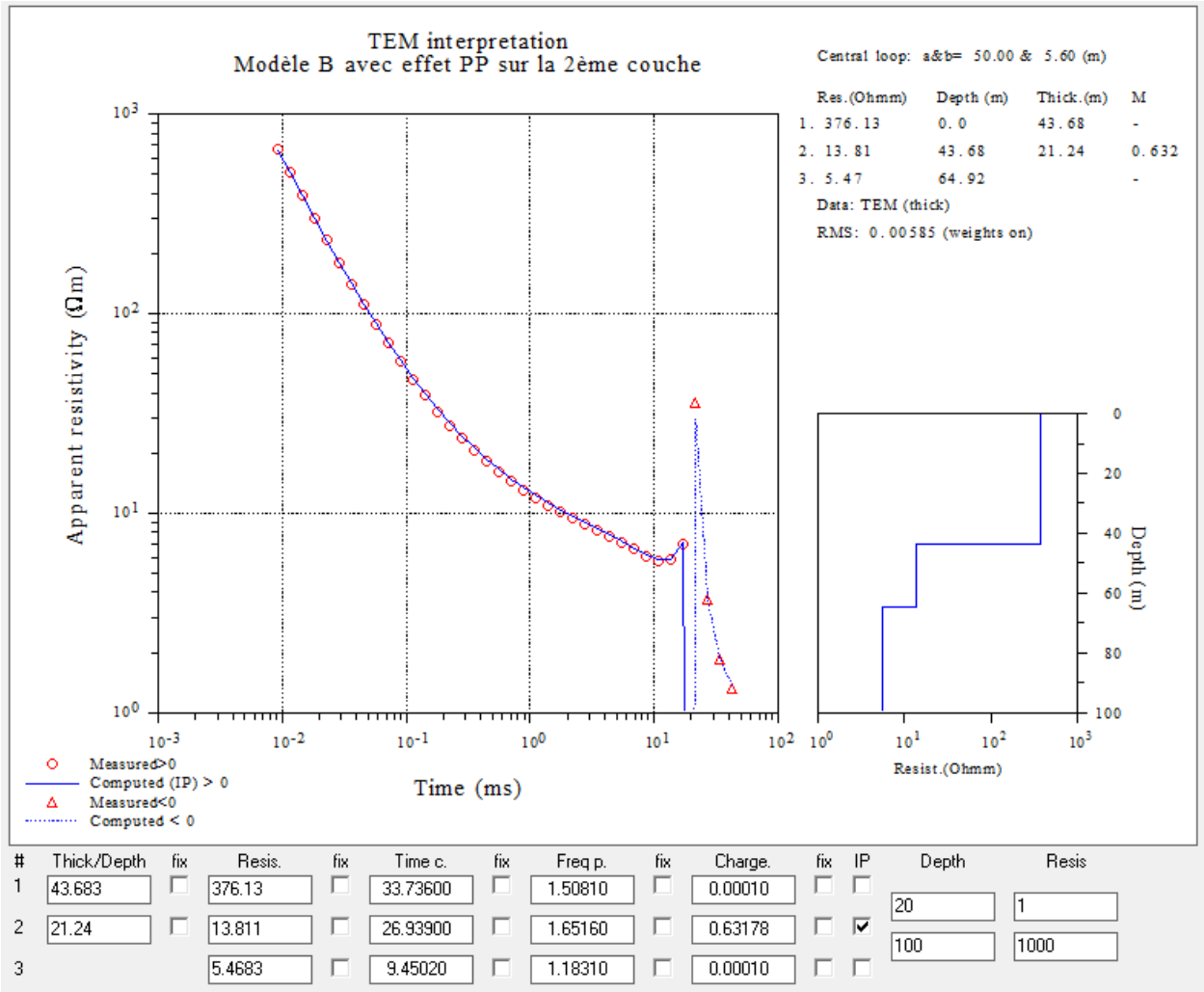


Figure A4.2:Inversion du modèle synthétique B avec effet PP sur la 2ème couche

Tableau A4.2: Résultats de l'inversion du modèle synthétique B avec effet PP sur la 2ème couche

Paramètres	Modèle direct	Modèle initial	Modèle inversé
ρ_1 (Ωm)	379	800	376
ρ_2 (Ωm)	14.5	100	13.8
ρ_3 (Ωm)	5.5	10	5.46
h_1(m)	43.5	100	43.7
h_2 (m)	20.9	50	21.24
Constante de temps τ (μs)	30.7	50	26.9
Exposant c	1.6	1.0	1.65
Chargeabilité m	0.7	0.9	0.63

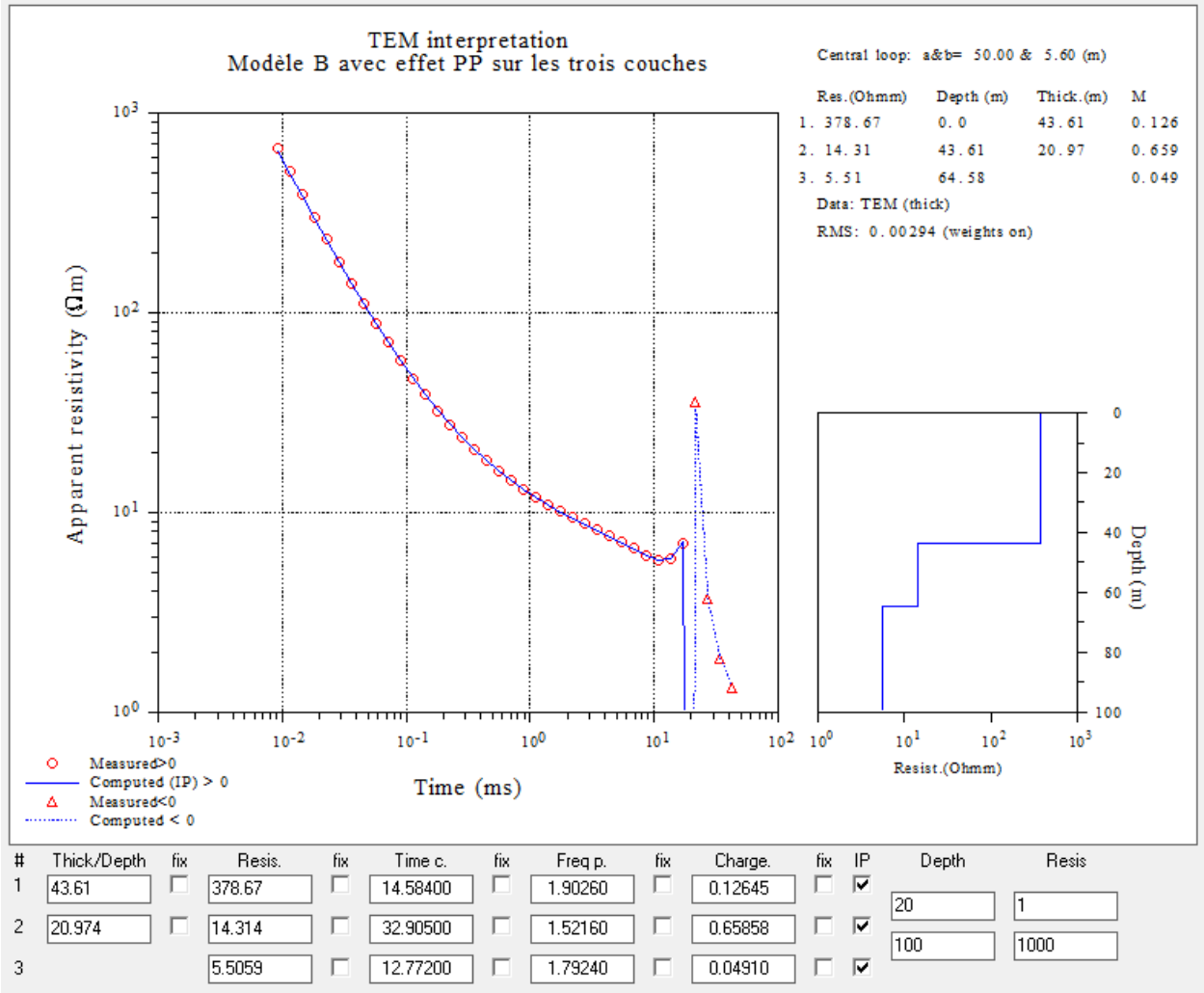


Figure A4.3: L'inversion du modèle synthétique B en appliquant l'effet PP sur la 1ère, 2ème et 3ème couche

En inversant les données avec effet PP sur la deuxième couche, les paramètres résistivité-épaisseur sont bien déterminés. La chargeabilité obtenue sur la deuxième couche m_2=0.63 est légèrement plus faible que celle du modèle direct (0.7) (Voir Tableau A4.2). Nous pouvons dire que l'inversion a permis de restituer ce modèle à trois couches avec effet PP considéré sur la deuxième couche.

À présent, nous appliquons une inversion sur les trois couches du modèle B. L'inversion dece modèle nous a permis de restituer les paramètres résistivité-épaisseur ainsi que les paramètres de Cole-Cole de manière optimale en partant du modèle initial du Tableau A4.3. En effet, nous constatons de faibles valeurs de chargeabilité sur la première et troisième couche (figure A4.3),

dont les valeurs respectives sont m_1=0.12 et m_3=0.05, cela nous montre que l'effet PP a été restitué sur la deuxième couche.

Tableau A4.3 : Résultats de l'inversion du modèle synthétique B en appliquant la dispersion sur la 1ère, 2ème et 3ème couche

Paramètres	Modèle direct	Modèle initial	Modèle inversé
ρ_1 (Ωm)	379	800	378
ρ_2 (Ωm)	14.5	100	14.3
ρ_3 (Ωm)	5.5	10	5.5
h_1(m)	43.5	100	43.6
h_2 (m)	20.9	50	20.9
Constante de temps τ (μs)	30.7	50	32
Exposant c	1.6	1.0	1.52
Chargeabilité m	0.7	0.9	0.66

Modélisation des sondages TEM sans effet PP

Nous avons choisi un modèle à 3 couches de résistivité-épaisseur sans effet dispersif. Les paramètres du modèle sont montrés dans le tableau A4.4.

Tableau A4.4 : Paramètres du modèle C synthétique sans effet dispersif

Résistivité (Ωm)	Épaisseur (m)
71	33.9
26	28.3
4.7	

Tableau A4.5 : Résultats de l'inversion du modèle synthétique C sans effet dispersif

Paramètres	Modèle direct	Modèle initial	Modèle inversé
ρ_1 (Ωm)	71	1000	71
ρ_2 (Ωm)	26	200	25.96
ρ_3 (Ωm)	4.7	20	4.67
h_1(m)	33.9	100	33.87
h_2 (m)	28.3	50	28.29

L'inversion du modèle synthétique C a donnée d'excellents résultats. En effet, tous les paramètres ont été résolus de manière optimale en partant d'un modèle initial très éloigné (Tableau A4.5).

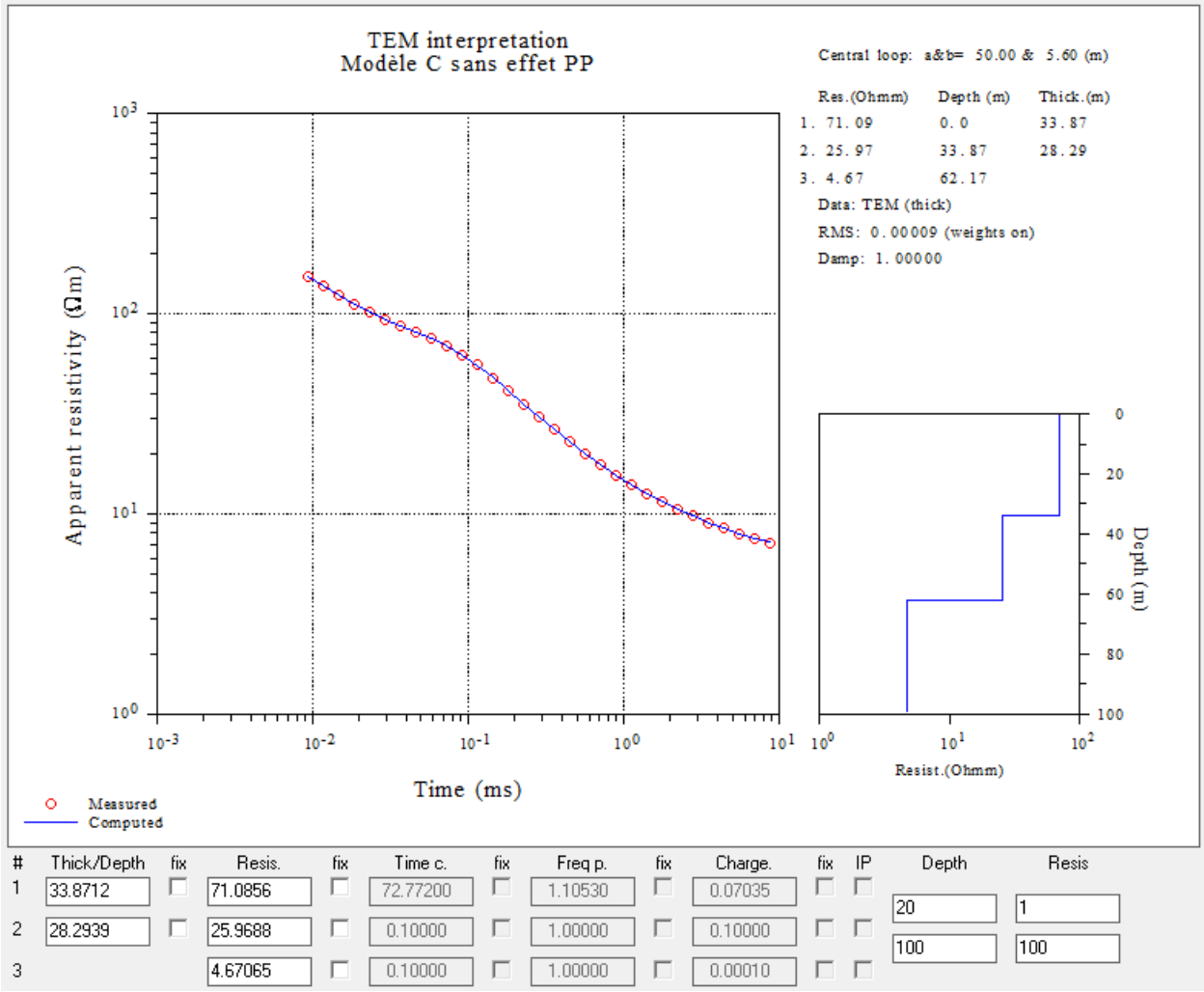


Figure A4.4 : Inversion du modèle synthétique C sans effet PP

Tableau A4.6 : Résultats de l'inversion du modèle synthétique C en appliquant la dispersion sur la 1ère couche

Paramètres	Modèle direct	Modèle initial	Modèle inversé
ρ_1 (Ωm)	71	1000	76
ρ_2 (Ωm)	26	200	25.98
ρ_3 (Ωm)	4.7	20	4.67
h_1(m)	33,9	100	33.86
h_2 (m)	28.3	50	28.29
Constante de temps τ (μs)	-	40	72
Exposant c	-	1.0	1.10
Chargeabilité m	-	0.8	0.07

En partant à présent du même modèle synthétique C, nous effectuons une inversion en appliquant un effet dispersif sur la 1ère couche nous avons obtenus les résultats illustrés sur le tableau A4.6. Les résistivités et épaisseurs du modèle ont pu être restituées. En revanche, la chargeabilité obtenue est très faible (m=0.07) ce qui revient à dire que l'inversion du modèle C sans effet dispersif a permis de le restituer.

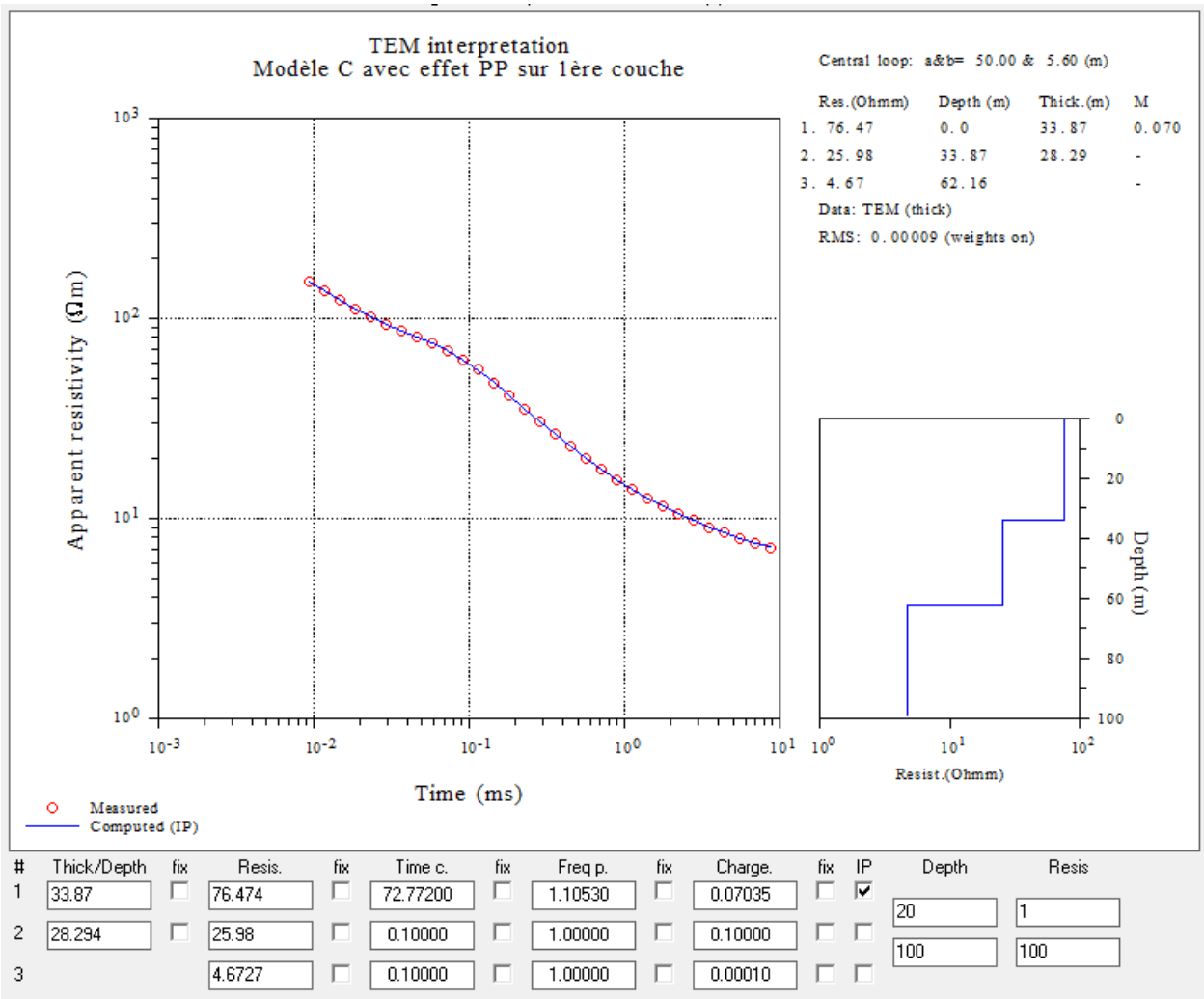


Figure A4.5: Inversion du modèle synthétique C en appliquant l'effet PP sur la 1ère couche

Un autre test de la robustesse du programme JOINTEM en partant d'un modèle initial loin de la solution (figure A4.6) ayant une chargeabilité *m*=0.3, τ=15 µs et c=1.3 pour le sondage ETAN05. Après inversion de ce modèle, nous constatons qu'il converge bien vers la solution (Figure A4.7).

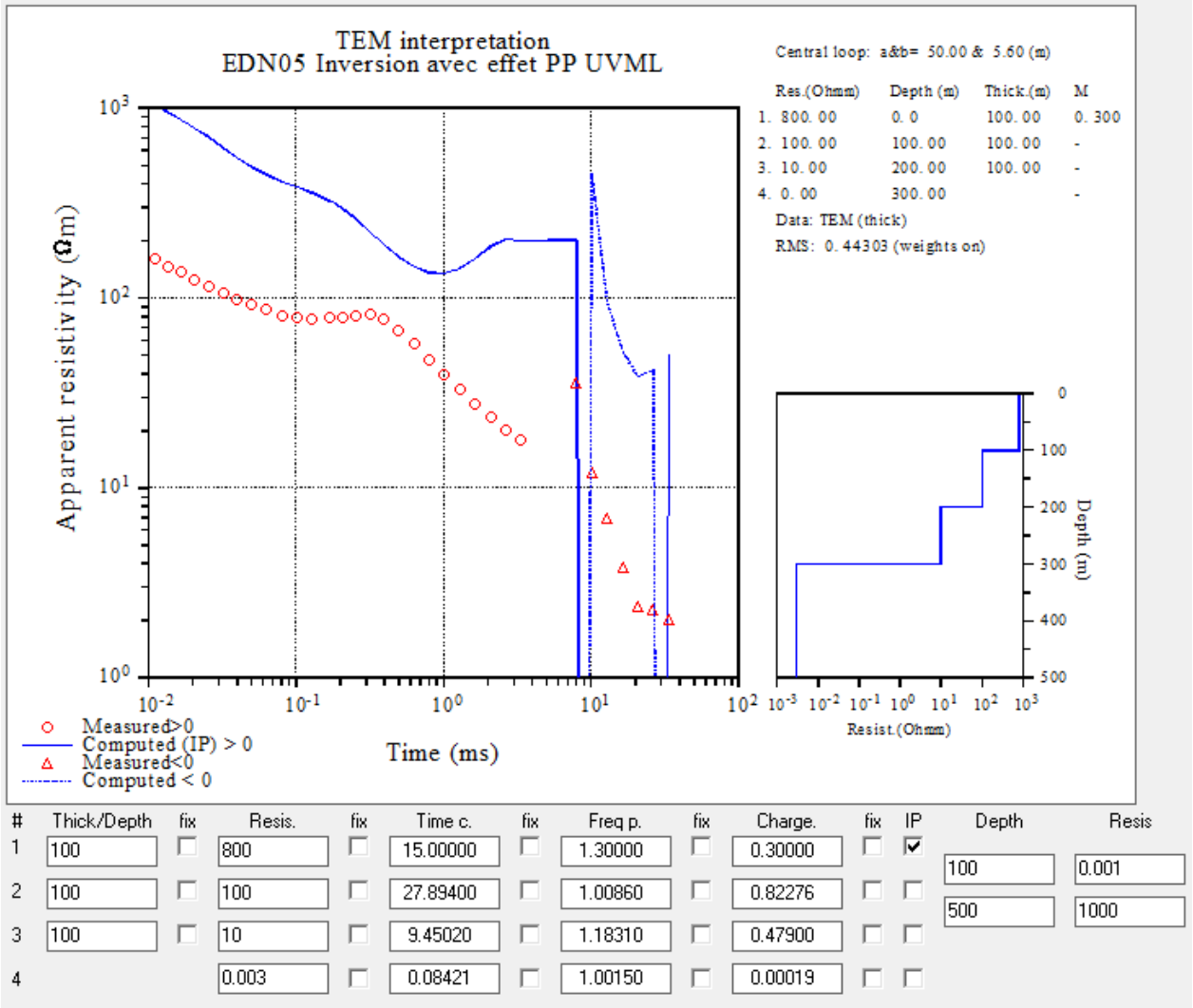


Figure A4.6 : Modèle initial (m=0.3 et τ=15 µs) du sondage ETAN05

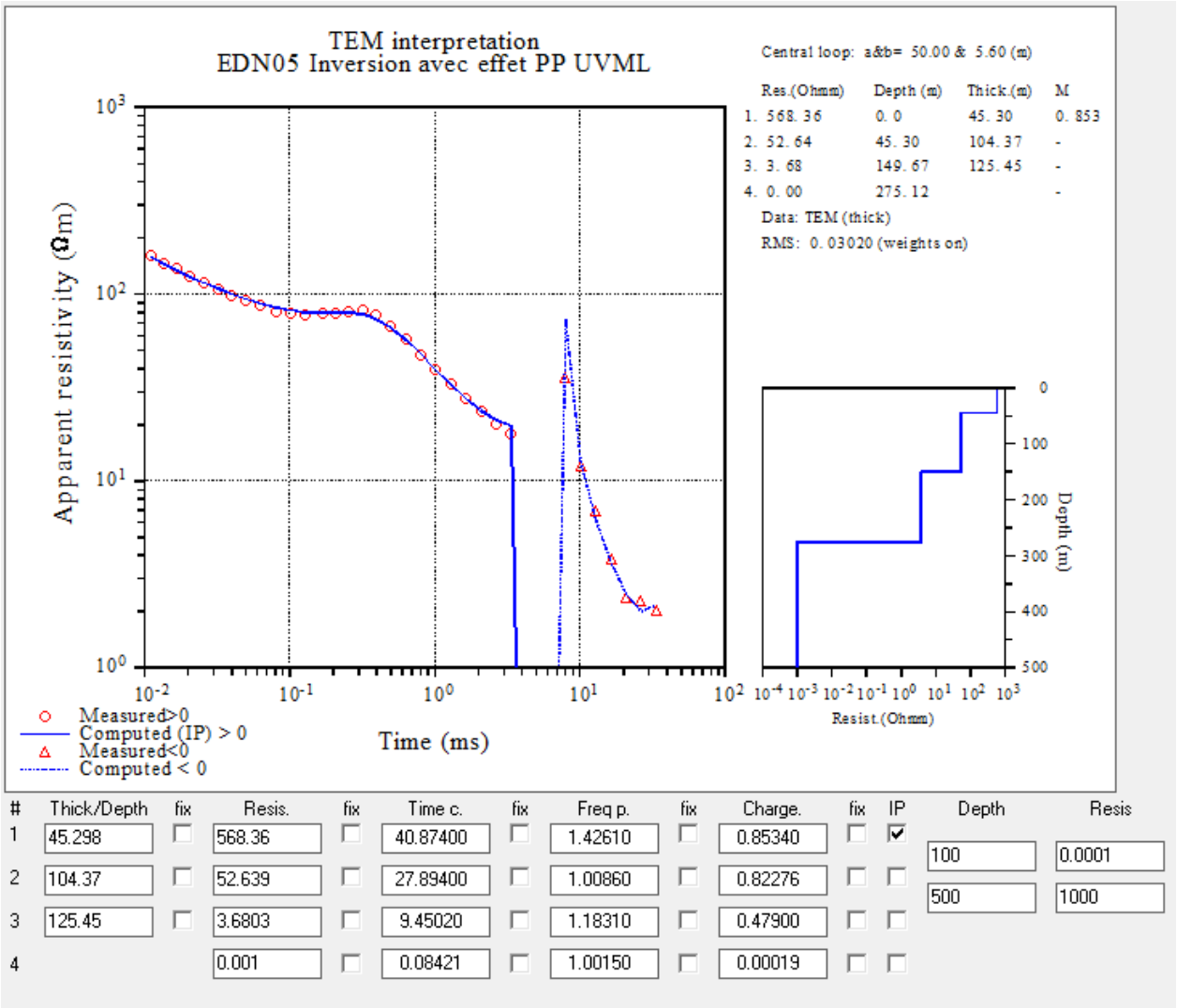


Figure A4.7: Résultat de l'inversion du modèle initial (m=0.3 et τ=15 µs) du sondage ETAN05

Un autre test pour vérifier la robustesse du code de Pirttijärvi en partant d'un modèle initial loin de la solution en prenant les mêmes résistivité-épaisseur et en prenant une constante de temps τ=150 µs , c=1.3 et une chargeabilité m= 0.5 (Figure A4.8). Nous constatons que nous avons pu restituer les paramètres de Cole-Cole avec des valeurs de τ=40 µs, c=1.4 et une chargeabilité m=0.85. Nous retrouvons donc le même ordre de grandeur de chargeabilité, de temps de relaxation τ et de l'exposant c (Figure A4.9).

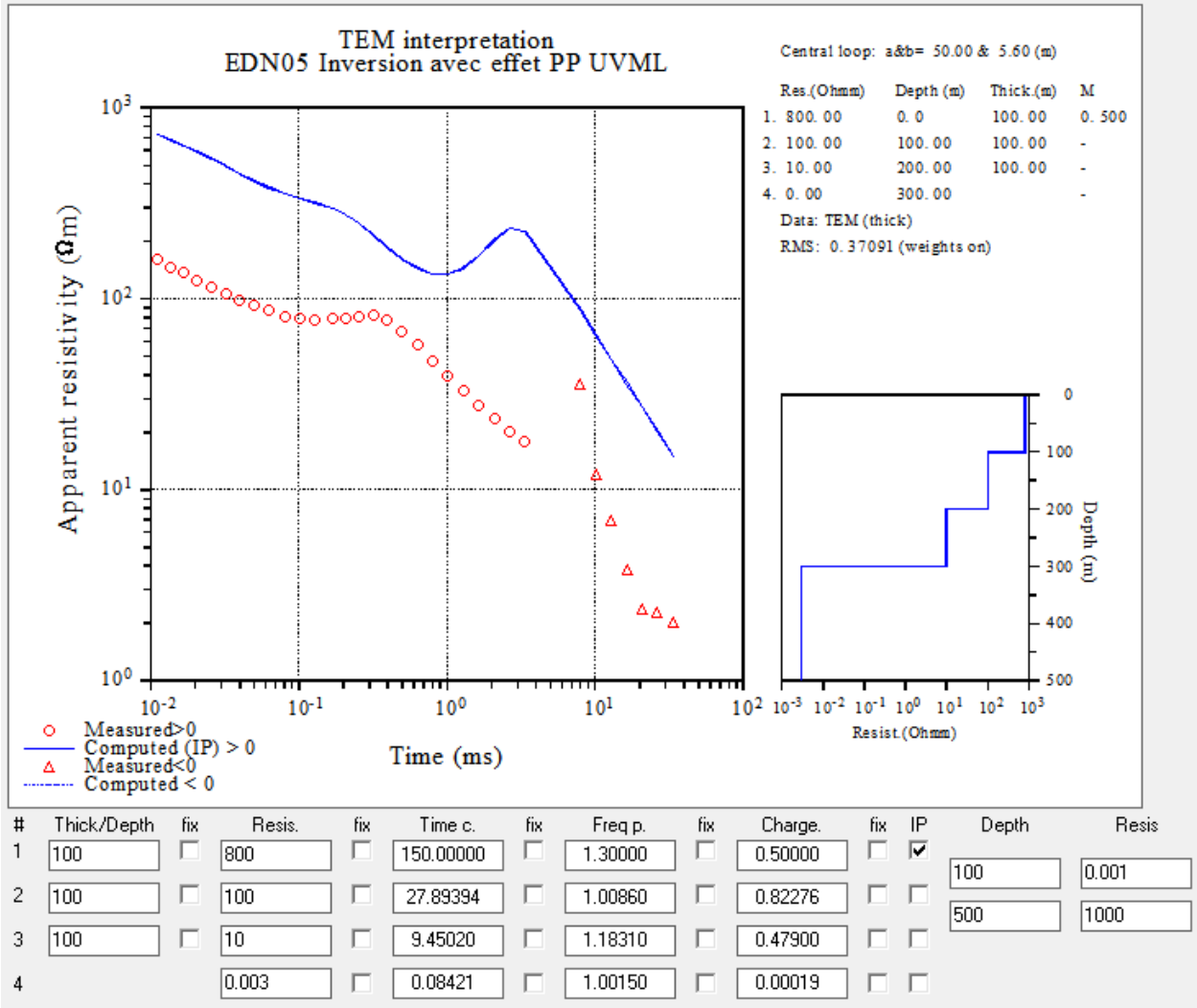


Figure A4.8 : Modèle initial (τ=150 µs et m=0.5) du sondage ETAN05

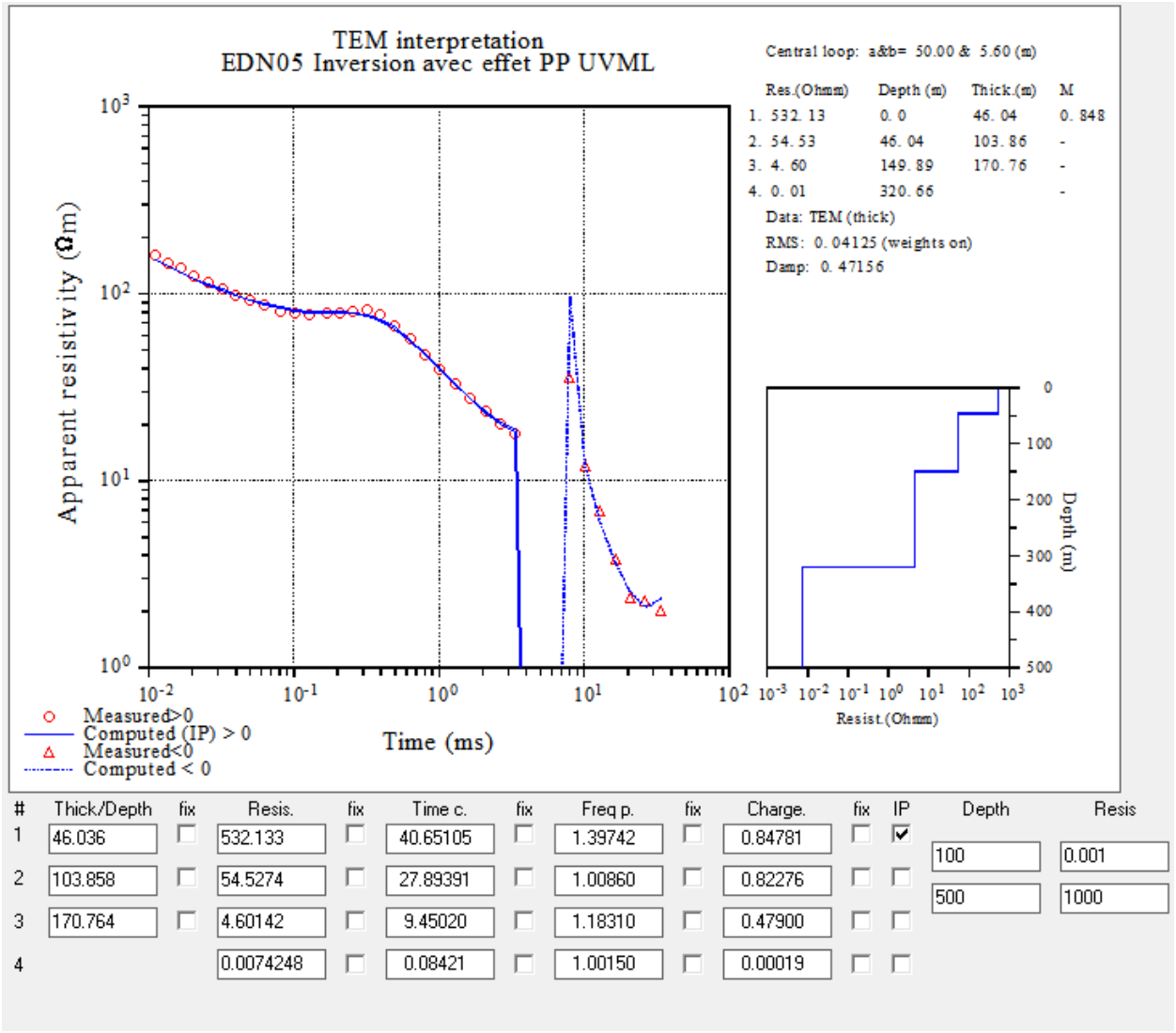


Figure A4.9: Résultat de l'inversion du modèle initial (τ=150 µs et m=0.5) sondage ETAN05