Thèse de Doctorat

Clara JODRY

Mémoire présenté en vue de l'obtention du
grade de Docteur de l'Université de Nantes
sous le label de L'Université Nantes Angers Le Mans

École doctorale : *Sciences Pour l'Ingénieur, Géosciences, Architecture – SPIGA ED 498*

Discipline : *Terres solides et enveloppe superficielle CNU 36*
Spécialité : Géophysique
Unité de recherche : *OSUNA*
LPG Nantes
IFSTTAR – Département GERS- Laboratoire GeoEND

Soutenue le *17/03/2016*

Développements méthodologiques pour l'imagerie et le suivi temporel par méthodes géoélectriques des structures de protection contre les inondations fluviales ou les submersions marines

JURY

Rapporteurs :	**Marc DESCLOITRES**, Ingénieur de recherche, LTHE – IRD **Colette SIRIEIX**, Professeur des universités, I2M – université de Bordeaux
Examinateurs :	**Patrice MERIAUX,** Ingénieur, IRSTEA **Jean-François GIRARD**, Professeur des universités, EOST – Institut de physique du Globe de Strasbourg
Directeur de Thèse :	**Philippe COTE**, Directeur de recherche, GERS - IFSTTAR
Co-directeur de Thèse :	**Martin SANCHEZ**, Maître de conférences, LPG – université de Nantes
Invité(s) :	**Sergio PALMA LOPES**, Ingénieur des Travaux Publics de l'État, GeoEND – GERS - IFSTTAR **Yannick FARGIER**, Chargé de recherche, CEREMA

“Try not. Do. Or do not. There is no try.”
Maître jedi Yoda à Luke Skywalker dans Star Wars, Episode V, The Empire Strikes back. (1980)

À ma famille qui a toujours cru en moi.

Remerciements

À l'issu de la rédaction de cette thèse, mon esprit revient sur ces trois dernières années. Fière d'être arrivée au bout de ce projet qui me tenait particulièrement à cœur, je me rends bien compte que je dois ce succès à de nombreuses personnes. Une thèse est loin d'être le résultat du travail solitaire et je tiens ici à remercier l'ensemble des gens qui s'est engagé avec moi, m'a aidée et soutenue.

En tout premier, je tiens à exprimer mon profond respect à ceux qui sont à la base de mon engagement dans la géophysique appliquée en général et dans ce projet en particulier : Muriel Llubes qui m'a introduite au monde de la géophysique et m'a donné mes premières opportunités de terrain; Christian Camerlynck qui a pris le relais et auprès de qui j'ai pu approfondir les aspects théoriques. Je le remercie également pour avoir suivi mes travaux de thèse et pour ses recommandations ; enfin, Sergio Palma Lopes. Sergio je ne pense pas pouvoir exprimer assez de gratitude au regard de ce que tu as fait pour moi. Ta bienveillance et ton attachement m'ont guidée toute la durée de ma thèse. Ce travail est autant le mien que le tien, un vrai partenariat qui j'espère pourra se renouveler dans le futur. Merci pour ta confiance et ton soutien.

Je remercie chaleureusement Yannick Fargier pour son encadrement en ce qui concerne les aspects numériques. En me permettant de poursuivre tes propres travaux de thèse, tu m'as amenée à aller plus loin et à comprendre des points clés de l'inversion.

Je remercie également Philippe Côte et Martin Sanchez qui en leur qualité de directeurs de thèse m'ont apporté leur point de vue d'experts et m'ont aidée à garder le cap. Merci de votre soutien et vos conseils.

Je voudrais également remercier Paul Fattal qui en participant à mon suivi de thèse a apporté un point de vue extérieur à la géophysique et m'a aidée à préciser l'aspect environnemental. Mme Colette Sirieix et M. Marc Descloîtres, je vous remercie d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ma thèse et de l'attention que vous avez apportée au contenu scientifique de ce travail. J'adresse également ces remerciements à Mr. Jean-François Girard qui m'a fait l'honneur de présider le jury et à Patrice Mériaux qui a examiné mon travail et relu avec application un des chapitre de la thèse avant sa soumission.

Pour leur soutien financier, sans lequel ce projet n'aurait pas existé, je remercie l'OSUNA (Patrick Launneau, Marc Robin et Régine Bonnin notamment) et la région des Pays de la Loire. Pour le partage de leur ressources (humaines et financières), je remercie vivement le CEREMA d'Angers, et plus particulièrement David Hupin qui m'a retrouvée de nombreuses fois sur la levée du val d'Authion, et la Communauté de l'île de Noirmoutier avec Martin Paillart qui a donné plus d'un coup de main à des géophysiciens en galère.
Ce travail a également nécessité la présence et l'aide de nombreux intervenants sur le terrain et au moment du traitement des données. Je pense aux deux stagiaires qui ont contribué ce travail avec moi, Erell Buannic et Kévin Morandière. Aux experts du radar, Donatienne et Xavier, merci pour votre contribution et vos conseils. Je cite tout particulièrement Anaëlle pour son aide précieuse sur le terrain et en dehors. Les heures de travail passent toujours plus vite quand on est bien accompagné !

Je remercie également toute l'équipe de GeoEND : Odile, Mathieu, Fabien, Laurent, Jean-Luc, Olivier, Odile, et mes camarades doctorants et post-doctorants : Raphaël, Raelize, Xiaoting, Milia, Jean-Baptiste, Damien. Merci de m'avoir accueillie et fait partager votre passion. Pour les bons moments, je remercie également Nathalie, Romain et Matthieu. J'ai une pensée particulière pour Vincent qui en occupant le même bureau que moi m'a remonté le moral lors de plusieurs crises de doute, merci Vincent.

Enfin, et non des moindres, je remercie ma famille et mes amis qui m'ont soutenue et encouragée pendant cette thèse et bien avant. Mes parents, ma sœur et mon frère, même loin vous êtes toujours présents dans mon cœur et mon esprit et avec votre confiance infaillible en mes capacités j'ai aujourd'hui su me dépasser et atteindre mon but. Merci.

Table des matières

Remerciements iv
Table des matières v
Liste des illustrations viii
Liste des tableaux xv
Liste des annexes xvi
Notations xvii
Introduction 1
Chapitre I. Méthodes géophysiques 5
1. Théorie 6
1.1. Équation de Maxwell-Lorrentz 6
1.2. Les relations constitutives 7
1.3. Hypothèses générales 7
2. Méthodes de résistivité électrique à courant continu 7
2.1. Résistivité électrique et propriétés des sols 7
2.2. Historique des méthodes électriques à courant continu 8
2.3. Théorie de la résistivité électrique 9
2.4. Distribution du courant électrique 10
2.5. Calcul de la différence de potentiel ΔV pour un demi-espace homogène 11
2.6. Mise en œuvre des mesures de résistivité électrique à courant continu 12
2.7. Méthodes de prospection électrique à courant continu 14
2.8. Configurations d'électrodes 18
3. Méthodes électromagnétiques 21
3.1. Théorie de l'électromagnétisme 21
3.2. Méthodes hautes fréquences en champ proche : le radar géologique 23
3.3. Méthodes basses fréquences en champ proche : le Slingram 27
4. Conclusion 31
Chapitre II. Imagerie de résistivité électrique 33
1. Modélisation numérique appliquée à l'imagerie de résistivité électrique 34
2. Problème direct 35
2.1. Résolution du problème direct 36
2.2. Méthodes des éléments finis 37
2.3. Discrétisation du problème direct 39
3. Problème inverse : reconstruction du modèle 40
3.1. Introduction au problème inverse électrique 40
3.2. Stratégie d'inversion 42
3.3. Méthodes d'inversions : méthodes de descente 42
3.4. Méthode de calcul de la matrice des dérivées de Fréchet : l'état adjoint 45

3.5. Régularisation du problème inverse : Modification de Marquardt-Levenberg 46
3.6. Fiabilité du problème inverse 46
4. Informations a priori et stratégies d'inversion 48
4.1. Effets 3D 48
4.2. Types d'informations a priori 49
4.3. Méthodologie d'inversion $2D^{+}$ et $3D^{-}$ [*Fargier*, 2011] 52
5. Problème inverse en suivi temporel 56
5.1. Méthodes d'inversion temporelles conventionnelles 57
5.2. Inversions temporelles simultanées ou 4D 58
6. Conclusion 60
Chapitre III. Objets d'études 61
1. Structures anthropiques : les digues de protection contre les inondations 62
1.1. Définition et typologie des digues de protection contre les inondations 62
1.2. Classification des digues de protection contre les inondations 63
1.3. Types de ruptures de digues contre les inondations 65
1.4. Méthodes de diagnostic et d'observation 68
1.5. Le diagnostic des ouvrages hydrauliques en terre par méthodes géophysiques 71
2. Systèmes côtiers : cordons dunaires et aquifères 75
2.1. Définition et typologie des cordons dunaires 75
2.2. Gestion et adaptation du trait de côte 77
2.3. Hydrogéologie côtière : rencontre entre deux eaux 78
2.4. Changements climatiques et risques pour les cordons dunaires 79
2.5. Diagnostic et observation du système côtier par méthodes géophysiques 80
3. Présentation des sites d'études 82
3.1. Levée du val d'Authion 82
3.2. Dune de l'Hommée 87
4. Conclusion 91
Chapitre IV. Levée du val d'Authion 93
1. Mise en lumière d'effets 3D sur les mesures de résistivité électrique 94
1.1. Résultats-type : visualisation des résistivités apparentes et inversions 2D 94
1.2. Essais géotechniques complémentaires 96
1.3. Influence de la glissière de sécurité 98
1.4. Mesures géophysiques complémentaires en pied de digue 102
2. Application de la méthodologie $3D^{-}$ à la levée du val d'Authion 104
2.1. Création du modèle numérique 104
2.2. Optimisation du maillage éléments finis du modèle 3D de la levée 105
2.3. Étude numérique de l'effet d'une hétérogénéité en pied de digue 107
2.4. Étude de l'intégration de différentes formes d'a priori 112
3. Observation des évolutions saisonnières de la levée par IRE 120

3.1. Analyse temporelle des mesures de résistivité apparente 120
3.2. Analyse des résultats d'inversion 2D en suivi temporel 122
3.3. Analyse des résultats de variation temporelle de la méthodologie 3D⁻ 133
4. Conclusion 137
Chapitre V. Dune de l'Hommée 139
1. Mise en avant de la complexité du site côtier 140
1.1. Connaissances directes : données géotechniques et paramètres liés à l'eau 141
1.2. Connaissances indirectes : mesures géophysiques électriques et électromagnétiques .. 144
1.3. Résultats-types d'IRE sur la dune grise : visualisation de la qualité des données de résistivité apparente et des inversions 2D 149
2. Suivi temporel par imagerie de résistivité électrique et influence de l'intrusion marine 153
2.1. Méthodologie de suivi des effets induits par l'intrusion marine 153
2.2. Analyse des mesures sur un demi-cycle de marée 158
3. Application de la méthodologie 3D⁻ au site de la dune de l'Hommée 166
3.1. Création du modèle numérique 3D 166
3.2. Optimisation du maillage éléments finis du modèle 3D de la dune de l'Hommée 168
3.3. Étude numérique de l'effet d'une variabilité du toit d'un milieu conducteur sous un milieu résistant 169
3.4. Étude de l'imagerie 3D⁻ de la dune grise à l'aide de deux dispositifs d'IRE 175
4. Conclusion 181
Conclusion 183
Bibliographie 187
Annexes 215

Liste des illustrations

Figure 1. Résistivité et conductivité électrique des sols et roches naturelles. Modifiée d'après [*Palacky*, 1988] 8
Figure 2. Représentation du potentiel électrique généré par l'injection de courant d'une source unique C_1 placée en surface. [*Telford et al.*, 1990] 10
Figure 3. Représentation du potentiel électrique généré par l'injection de courant à l'aide de deux sources a) vue en plan, b) vue en coupe, c) différence de potentiel le long de l'axe qui passe par les deux sources. [Telford et al., 1990] 11
Figure 4. Distorsion des lignes de courant et des équipotentiels à l'interface entre deux milieux de résistivités différentes. [*Chouteau and Giroux*, 2006] 11
Figure 5. Procédé d'une mesure électrique avec les 4 électrodes en surface. 12
Figure 6. Illustration du principe de réciprocité pour 4 électrodes. 12
Figure 7. Représentation schématique des étapes de réalisation de la méthode de sondage électrique : des relevés sur un terrain tabulaire à la courbe de résistivité apparente et au profil vertical de résistivité. [*López Loera et al.*, 2014] 15
Figure 8. Représentation schématique de la méthode de profilage électrique : exemple de résultats sous forme de carte de résistivité apparente. [*Dabas et al.*, 2000] 16
Figure 9. Représentation schématique de la méthode d'imagerie de résistivité électrique 2D : des mesures de terrain à l'image 2D du sous-sol. [*Chitea et al.*, 2011] 17
Figure 10. Représentation schématique de la méthode d'imagerie électrique 3D avec la mise en place d'une grille d'électrodes. Des mesures inter-lignes permettent d'obtenir un résultat d'inversion 3D. [*Merritt et al.*, 2014] 17
Figure 11. Présentation des configurations les plus utilisées en imagerie électrique 2D avec A et B les électrodes d'injection et M et N les électrodes de mesure du potentiel. « a » est la longueur des dipôles et « n » le facteur de séparation des dipôles. 19
Figure 12. Propagation des ondes électromagnétiques dans l'air et le sol entre l'antenne émettrice et l'antenne réceptrice. [*Neal*, 2004] 23
Figure 13. Représentation d'un radargramme brut (a) et d'un radargramme interprété (b). [*Dougherty*, 2013] 26
Figure 14. Représentation schématique du principe de mesure électromagnétique Slingram en mode dipôle vertical coplanaire. [*Chouteau and Giroux*, 2008] 28
Figure 15. Comparaison de la fonction de sensibilité (Φ) de l'appareil de mesure en mode dipôle horizontal (H) ou vertical (V) à la présence d'une fine couche conductrice d'épaisseur dz en fonction de la profondeur normalisée z = profondeur/s avec s la distance entre bobines dans un milieu homogène. [*McNeill*, 1980] 29
Figure 16. Carte de résistivité apparente obtenue à partir de l'acquistion de plusieurs profils parrallèles EM31®. [*Hinschberger et al.*, 2011] 30
Figure 17. Vue schématique de la démarche d'inversion. 35
Figure 18. Représentation d'un domaine Ω discrétisé en 8 éléments finis de forme triangulaire reliés par 9 nœuds. 37
Figure 19. Réponses des normes L_1, L_2 et L_∞ à l'effet d'un point aberrant sur l'ajustement d'un modèle linéaire [*Menke*, 1984; *Fargier*, 2011]. 41
Figure 20. Surface de découplage (bleu limite réelle, rouge surface de découplage) 50
Figure 21. Vue transversale d'un modèle d'une digue avec deux domaines et des interfaces géologiques (trait rouge) 52

Figure 22. a) Schématisation d'une discrétisation $2D^+$ appliquée à un ouvrage hydraulique en terre, b) coupe transversale avec cellules tabulaires et c) coupe transversale avec déformation des cellules en fonction de la topographie [*Fargier*, 2011]. 53
Figure 23. Schématisation de trois dispositions de lignes d'électrodes présentant un coût d'acquisition et une capacité de résolution de plus en plus forts (de a à c) pour une méthodologie $3D^-$ appliquée à un ouvrage hydraulique en terre. [*Jodry et al.*, submitted]..... 54
Figure 24 Schémation de deux possibilités de discrétisation $3D^-$ appliquée à un ouvrage hydraulique en terre [*Fargier*, 2011]..... 54
Figure 25. Typologie d'ouvrages hydrauliques en terre classés selon leur structure interne. [*Foster et al.*, 2000]..... 63
Figure 26. Mécanismes de rupture de digue par des phénomènes hydrauliques ou structurels66
Figure 27. Modes de développement principaux de l'érosion interne et formation d'un renard hydraulique, dans le corps de la digue et/ou sa fondation [*Fell et al.*, 2001]..... 67
Figure 28. Méthodologie générale pour le diagnostic des digues de protection contre les inondations. [*Fauchard and Mériaux*, 2004] 70
Figure 29. Profil type d'un cordon dunaire. ©Agence Folléa-Gautier 76
Figure 30. Deux formes communes de cordons dunaires : triangulaire (à gauche) et trapézoïdale (à droite). ©ONF..... 76
Figure 31. Modèle simplifié de Ghyben-Herzberg de l'interface eau douce/eau salée dans a) un aquifère libre et b) un aquifère libre et confiné. Modifiée d'après [*Werner et al.*, 2012]... 78
Figure 32. Localisation de la Grande Levée du val d'Authion (trait bleu), de la levée du val d'Authion – aval de Saumur (trait rouge) et du site d'observation situé entre Saint-Clément-des-Levées et Saint-Martin-de-la-Place (cercle noir). (carte IGN-NGF69, ech : 1/250000).. 82
Figure 33. Évolution de la Levée du Val d'Authion depuis le XVI siècle jusqu'au début du XXe siècle. [*Dion*, 1934]..... 83
Figure 34. Renforcement de la levée de la Loire, tronçon « val d'Authion – aval de Saumur ». [*Maurin et al.*, 2014] 84
Figure 35. Site de St-Clément-des-levées sur la « Levée du val d'Authion-aval de Saumur ». 84
Figure 36. Modèle géologique simplifié de la Levée du val d'Authion au site de St-Clément-des-levées avec l'instrumentation à demeure et les niveaux d'eau de référence. 85
Figure 37. a) à d) Mise en place du système d'imagerie électrique (photos) et e) schéma d'implantation des « flûtes électriques ». [*Guillon*, 2008] 86
Figure 38. Localisation géoréférencée (IGN-NGF69) des flûtes électriques enfouies, des piézomètres et des sondes de température et tensiométriques. (Image satellite ©Google Earth) 86
Figure 39. Vue générale de l'Ile de Noirmoutier avec la localisation du site d'étude au niveau de la plage de Luzéronde (cercle rouge) et de la coupe géologique A-B définie Figure 43. [*Debaine and Robin*, 2012] 87
Figure 40. Localisation géoréférencée (IGN-NGF69) de la zone d'étude de 1.7 km² (zone hachurée) sur la dune de l'Hommée et profil topographique réalisé en mars 2013 (ligne bleue). (Image satellite Google Earth©) 88
Figure 41. Site de L'Hommée au niveau de la plage de Luzéronde, Ile de Noirmoutier..... 89
Figure 42. Mise en place des aménagements de la dune de l'Hommée a) perré bétonné des Sénégalais (1937) b) épis de bois perpendiculaire à la côte (1987) c) pieux hydrauliques (2006) et d) ganivelles et végétation (2008)..... 89
Figure 43. Coupe géologique de l'île de Noirmoutier au niveau du transect A-B de la Figure 39..... 90
Figure 44. Coupe géologique transversale réalisée en mars 2013 obtenue à partir d'un forage réalisé en 1982 et situé à 520m du site (lieu-dit « les coulis Angibault »)..... 90

Figure 45. Profilages de résistivité apparente pour les lignes d'électrodes côté Val (à gauche) et côté Loire (à droite) en configuration Wenner-Schlumberger. Avec a et n définis Figure 11. 95
Figure 46. Coupes longitudinales d'inversion 2D des données réelles Wenner-Schlumberger : A – côté val et B – côté Loire, avec la localisation de 3 sondages destructifs réalisés en bordure de la crête de la levée côté Loire. 96
Figure 47. Comparaison des relevés de résistivité sur les carottes des sondages SC3, SC4 et SC5 et des résistivités inversées aux positions correspondantes pour le mois d'août 2013. ... 98
Figure 48. Glissière de sécurité dont la continuité est temporairement interrompue pour éviter des phénomènes de court-circuit. 99
Figure 49. Valeur de la médiane (Med) des différences relatives de résistivité apparente (%) pour chaque espacement MN en fonction du coefficient « n » pour a) côté Val et b) côté Loire. 99
Figure 50. Coupe de résistivité inversée Wenner-Schlumberger côté val, a) sans glissière de sécurité, b) avec glissière de sécurité, c) différence relative entre a et b. 101
Figure 51. Coupe de résistivité inversée Wenner-Schlumberger côté Loire, a) sans glissière de sécurité, b) avec glissière de sécurité, c) différence relative entre a et b. 101
Figure 52. Profilages de résistivité apparente relevés en pied de levée côté Loire (2015) en configuration a) Schlumberger avec un espacement de 2 m entre les électrodes de potentiel et b) Wenner avec a = 1 à 15 m. 103
Figure 53. Schéma du modèle 3D représentant le tronçon de digue du val d'Authion avec l'emplacement des lignes d'électrodes (lignes bleues) sous la crête de digue. Les interfaces lithologiques sont représentées par des plans oranges et la Loire par un volume bleu clair.. 105
Figure 54. Convergence des résistances de transfert simulées en fonction du nombre total de mailles dans le modèle et (à gauche) le nombre minimal de mailles entre deux électrodes adjacentes ou (à droite) le facteur d'accroissement de maillage pour des longueurs de quadripôle de configurations Wenner : a) 6 m, b) 18 m, c) 30 m, et d) 54 m d'espacement inter-électrodes. 106
Figure 55. Vue « zoomée » du maillage à la surface du modèle 3D dans la zone au-dessus des lignes d'électrodes enfouies. 107
Figure 56. Coupe horizontale (à gauche) et coupe transversale (à droite) du modèle synthétique 3D de la levée, recoupant la structure anomalique (en vert), avec la localisation des deux lignes d'électrodes (points bleu) A : côté val (Y=63 m) et B : côté Loire (Y=67 m). 108
Figure 57. Coupes longitudinales de résistivité obtenues par inversion 2D dans le cas d'un corps conducteur après 5 itérations pour A : la ligne IRE côté val (Y=63 m) et B : la ligne IRE côté Loire (Y=67 m). Les lignes en pointillés montrent la projection de la structure anomalique conductrice sur les sections longitudinales. 108
Figure 58. Coupes de résistivité extraites du modèle obtenu par inversion 3D⁻ dans le cas d'un corps conducteur après 5 itérations (erreur RMS de 1.69%) : a) sections longitudinales de A : la ligne côté val (Y=63m) et B : la ligne côté Loire (Y=67m), b) coupe horizontale de la levée à une altitude de Z=20m et c) coupe transversale de la levée à X=157m. Les lignes pointillées et continues montrent respectivement la projection et l'emplacement de la structure anomalique conductrice. 109
Figure 59. Coupes d'inversion 2D de la levée en présence d'un corps résistant après 5 itérations : A- de la ligne IRE côté val (Y=63 m) et B- de la ligne IRE côté Loire (Y=67 m). Les lignes en pointillés montrent la projection de la structure anomalique résistante sur les sections longitudinales. 110
Figure 60. Coupes d'inversion 3D⁻ de la levée en présence d'un corps résistant après 5 itérations (erreur RMS de 1.69%) : a) sections longitudinales de A- la ligne côté val (Y=63m)

et B- la ligne côté Loire (Y=67m), b) vue aérienne de la levée à une altitude de Z=20m et c) une vue transversale de la levée à X=157m. Les lignes pointillées et continues marquent l'emplacement de la structure anomalique résistante. 111
Figure 61. Schéma du modèle de la digue montrant les trois sections utilisées pour la comparaison des modèles (plans gris clair) : un plan vertical recoupant la ligne d'électrodes côté Loire à Y = 67m et deux plans horizontaux à la profondeur de Z = 25m dans le remblai et Z = 22m dans la couche des argiles. 113
Figure 62. Coupes de résistivité extraites d'inversions jointes 3D⁻ des modèles 'a' à 'e' après 5 itérations : coupes longitudinales à gauche (Y=67m) ; coupes horizontales au centre (Z=25m) et à droite (Z=22m), avec en pointillés les limites de la crête. Les pointillés de la coupe verticale définissent les limites des coupes 2D et les lignes continues les interfaces lithologiques du milieu. Les pointillés sur les coupes horizontales délimitent la largeur de la crête de la levée. 115
Figure 63. Coupes de résistivité extraites de l'inversion jointe 3D⁻du modèle 'f' après 5 itérations (erreur RMS de 3.22%) : a) coupes longitudinales situées sous les lignes d'électrodes; b) coupes transversales à la levée; c) coupes horizontales. Les pointillés des coupes longitudinales définissent les limites des coupes 2D. Les lignes continues sur les coupes longitudinales et transversales représentent les interfaces lithologiques du milieu. Les pointillés sur les coupes horizontales délimitent la largeur de la crête de la levée. 116
Figure 64. Profilages de résistivité apparente extraits de séquences d'acquisition Wenner-Schlumberger côté val pour différentes longueurs de quadripôle, au cours de l'année 2014. 120
Figure 65. Profilages de résistivité apparente extraits de séquences d'acquisition Wenner-Schlumberger côté Loire pour différentes longueurs de quadripôle, au cours de l'année 2014. 121
Figure 66. Variations au cours des saisons et pour différentes années, des résistivités apparentes moyennes relevées côté val pour différentes longueurs de quadripôle de la séquence d'acquisition Wenner-Schlumberger. 122
Figure 67. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour chaque mois de 2014 et la référence, pour la ligne IRE côté val. La ligne en pointillés indique la limite remblai/limon (Chapitre III.3.1.(a)). .. 125
Figure 68. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour chaque mois de 2014 et la référence, pour la ligne IRE côté Loire. La ligne en pointillés indique la limite remblai/limon (Chapitre III.3.1.(a)). 126
Figure 69. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées en cascade pour chaque mois de 2014 et la référence, pour la ligne IRE côté val. La ligne en pointillés indique la limite remblai/limon (Chapitre III.3.1.(a)). 127
Figure 70. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées en cascade pour chaque mois de 2014 et la référence, pour la ligne IRE côté Loire. La ligne en pointillés indique la limite remblai/limon (Chapitre III.3.1.(a)). 128
Figure 71. a) Évolution de la température du sol dans le remblai de la levée au cours de l'année 2014 et b) Pourcentages de variation de résistivité. 130
Figure 72. Valeurs enregistrées au cours de l'année 2014 pour les paramètres liés à l'eau : a) succion du sol à quatre profondeurs différentes dans la levée, b) pluviométrie à la station de Météo France à Fontaine Guérin (distance au site : 18km) et c) hauteurs de la nappe d'eau dans la levée et hauteur de la Loire (relevées les jours des campagnes de mesures IRE). 131

Figure 73. Coupes de résistivité obtenues par inversion jointes 3D⁻ des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour chaque mois de l'année 2014. Vues longitudinales côté val (Y = 63 m). Les pointillés définissent les limites des coupes 2D et les lignes continues représentent les interfaces lithologiques du milieu. 134
Figure 74. Coupes de résistivité obtenues par inversion jointes 3D⁻ des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour chaque mois de l'année 2014. Vues longitudinales côté Loire (Y = 67 m). Les pointillés définissent les limites des coupes 2D et les lignes continues représentent les interfaces lithologiques du milieu. 135
Figure 75. Coupes de résistivité obtenues par inversion jointes 3D⁻ des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour chaque mois de l'année 2014. Vue transversale à gauche (X = 147 m) et vue horizontale à droite (Z=25m). Les lignes continues sur les coupes transversales représentent les interfaces lithologiques du milieu. Les pointillés sur les coupes horizontales délimitent la largeur de la crête de la levée. 136
Figure 76. Définition de la zone d'intérêt pour le suivi hydrogéologique de l'intrusion saline dans le milieu dunaire du site de l'Hommée. Les flèches schématisent les circulations d'eau a priori possibles et la limite en pointillés bleus représente la limite hypothétique de l'interface entre les nappes d'eau saumâtre et d'eau salée. 140
Figure 77. Photographie aérienne (Google Earth©) du site de l'Hommée en coordonnées GPS Lambert-93 de la position des points de sondages mécaniques (points bleus). 141
Figure 78. Vue aérienne (Google Earth©) du site de l'Hommée en coordonnées GPS Lambert-93 de la position des points de sondages mécaniques (points bleus), des points de tarière à la main (tm, points roses) et des points de pénétromètre dynamique (Tp, points verts). 142
Figure 79. Coupe transversale à Y = 607.5m de la géologie du site de l'Hommée démontrant la variabilité de l'altitude du toit de l'argile au droit des sondages mécaniques et manuels.. 143
Figure 80. Coupe longitudinale à X = –25 m de la géologie du site de l'Hommée démontrant la variabilité de l'altitude du toit de l'argile au droit des sondages mécaniques et manuels et des mesures de résistance de pointe pour les essais au pénétromètre dynamique (représentation schématique de la remontée argileuse)..... 143
Figure 81. Données des sondes mesurant la charge hydraulique, la température et la résistivité pour les piézomètres Pz12, Pz2, Pz32 (à gauche) et Pz11, Pz31 (à droite). 144
Figure 82. Cartographie de résistivité apparente électrique de résolution spatiale moyenne de la dune grise obtenue à l'aide de l'EM31® en mode HCD. Le cercle en pointillés met en avant les anomalies conductrices induites par la présence de la clôture métallique en bout de profil. (Image satellite Google Eart©) 146
Figure 83. Cartographie de résistivité apparente électrique de haute résolution spatiale de la dune grise obtenue à l'aide de l'EM31® en mode HCD. L'ellipse en pointillés encadre une remontée supposée du toit de la couche d'argile. (Image satellite Google Eart©) 146
Figure 84. Radargramme longitudinal de la dune grise acquis à l'aide d'une antenne radar de 500 MHz avec 50 points/m. La ligne rouge marque le toit de la nappe d'eau saumâtre et les hyperboles bleues, une perturbation géologique naturelle. Les lignes oranges montrent des interfaces de réfléxion suceptibles d'être des interfaces lithologiques. 147
Figure 85. Cartographie de la dune grise acquise à l'aide d'une antenne radar de 500 MHz centrée sur la remontée du toit de l'argile. 148
Figure 86. Image satellite (Google Earth©) du site de l'Hommée en coordonnées GPS Lambert-93 : la remontée du toit de la couche d'argile (définie par méthodes électromagnétiques et méthodes directes) est repérée en pointillés rouges ; et la position des

lignes d'IRE : de mars 2014 (points bleus) ; de juillet 2014 (points roses) ; et de nov. 2014 à mars 2015 (points verts). 148
Figure 87. Profilages de résistivité apparente pour la ligne d'électrodes longitudinale L13b (repérée par des points bleus sur la Figure 86) en configuration Wenner-Schlumberger. Avec a et n définis Figure 11. 150
Figure 88. Profilages de résistivité apparente pour la ligne d'électrodes transversale T13b (repérée par des points bleus sur la Figure 86) en configuration Wenner-Schlumberger. Avec a et n définis Figure 11. 150
Figure 89. Coupes d'inversions 2D des données réelles Wenner-Schlumberger du 14 mars 2014 à l'itération 5 : T – ligne transversale à Y = 600 m et L – ligne longitudinale à X = –28.5 m. les pointillés marquent la hauteur de la nappe d'eau saumâtre le jour des mesures. 151
Figure 90. Coupes d'inversions 2D des données réelles Wenner-Schlumberger du 23 juillet 2014 à l'itération 5 : Ts – ligne transversale sud à Y= 600 m et Tn – ligne transversale nord à Y = 615 m. les pointillés marquent la hauteur de la nappe d'eau saumâtre le jour des mesures. 152
Figure 91. Redéfinition de la zone d'intérêt sous la dune grise pour le suivi hydrogéologique de l'intrusion saline dans le milieu dunaire du site de l'Hommée. Les flèches schématisent les circulations d'eau a priori possibles et la limite en pointillés bleus représente la limite hypothétique de l'interface entre les nappes d'eau saumâtre et d'eau salée. 154
Figure 92. Schéma du processus d'itérations lié à l'optimisation du protocole pour le suivi temporel des variations de résistivité dans la zone vadose de la dune grise induites par l'intrusion saline. 154
Figure 93. Profilages des écarts relatifs de résistivité apparente pour la ligne d'électrodes longitudinale (à gauche) et transversale (à droite) en configuration Wenner (n = 1). En bleu, les résultats du 13 mars, en rouge les résultats du 14 mars et en noir les résultats du 24 avril. Avec a et n définis Figure 11 156
Figure 94. Profilages des écarts relatifs de résistivité apparente pour la ligne d'électrodes longitudinale (à gauche) et transversale (à droite) en configuration Schlumberger (a = 0.75 m). En bleu, les résultats du 13 mars, en rouge les résultats du 14 mars et en noir les résultats du 24 avril. Avec a et n définis Figure 11. 156
Figure 95. Variations relatives maximales de résistivité apparente pour différentes longueurs de quadripôle (AB = 2 à 30 m). [*Morandière*, 2014] 157
Figure 96. Profilages des variations relatives de résistivité apparente avec les mesures à marée basse comme référence, pour les lignes d'électrodes longitudinale (à gauche) et transversale (à droite) en configuration Wenner (n = 1). Avec a et n définis Figure 11. 160
Figure 97. Profilages des variations relatives de résistivité apparente avec les mesures à marée basse comme références, pour les lignes d'électrodes longitudinale (à gauche) et transversale (à droite) en configuration Schlumberger (a = 0.75 m). Avec a et n définis Figure 11. 160
Figure 98. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de marée basse (situation de référence Tps1, en haut) suivie des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment (à gauche), en cascade mode 1 (au milieu) et cascade mode 2 (à droite) du Tps considéré et le Tps de référence, pour la ligne IRE longitudinale. 162
Figure 99. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de marée basse (situation de référence Tps1, en haut) suivie des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment (à gauche), en cascade mode 1 (au milieu) et cascade mode 2 (à droite) pour heure et la référence, pour la ligne IRE transversale. 163
Figure 100. Marégraphe et données des sondes hydrogéologiques le 20 mars 2015 pour les piézomètres du site de l'Hommée avec les mesures de charge hydraulique, de température et de résistivité. 165

Figure 101. Modèle 3D schématique représentant le tronçon de la dune de l'Hommée avec l'emplacement des lignes d'imagerie de résistivité électrique pour soit le dispositif croisé (lignes bleues), soit le dispositif parallèle (lignes roses). 167
Figure 102. Modèle schématique de la digue avec un dispositif IRE en croix montrant les sections utilisées pour la comparaison des modèles : deux plans transversaux recoupant la ligne d'électrodes transversale à Y = 600 m, un plan longitudinal recoupant la ligne longitudinale à X = –28.5 m et un plan horizontal à la profondeur de Z = 1.5 m. 167
Figure 103. Modèle schématique de la digue avec un dispositif IRE parallèle montrant les sections utilisées pour la comparaison des modèles : trois plans transversaux recoupant les lignes d'électrodes transversales à Y = 600 et 615 m et un plan au milieu à Y = 607.5 m ; un plan longitudinal à X = –28.5 m et un plan horizontal à la profondeur de Z = 1.5 m. 167
Figure 104. Évolution des chutes de résistances simulées pour des configurations Wenner (0.75m-3.75m-6m d'espacement inter-électrodes) en fonction du nombre total de mailles dans le modèle et (à gauche) le nombre de mailles entre deux électrodes adjacentes et (à droite) du facteur de résolution de maillage. 169
Figure 105. Vue « zoomée » du maillage du modèle 3D autour de la position des électrodes placée en surface avec des lignes croisées (à gauche) et des lignes parallèles (à droite). 169
Figure 106. Vue aérienne (à gauche) et longitudinale (à droite) du modèle synthétique 3D de la dune grise, à l'aplomb de la remontée d'argile (en vert), avec la localisation des deux lignes d'électrodes T et L (points bleus) correspondant respectivement à la ligne transversale (Y=600 m) et la ligne longitudinale (X= – 28.5 m). 170
Figure 107. Coupes d'inversion 2D de la dune grise, pour le dispositif en croix, en présence d'une remontée du toit de la couche conductrice située sous la ligne transversale après 7 itérations : T- de la ligne IRE transversale (Y = 600 m) et L- de la ligne IRE longitudinale (X= –28.5 m). Les lignes en pointillés montrent l'emplacement du toit du milieu conducteur. 171
Figure 108. Coupes d'inversion 3D⁻ de la dune grise en présence d'une remontée d'argile sous la ligne transversale après 7 itérations (erreur RMS de 6.49%) : a) section transversale du milieu dunaire au niveau de la ligne transversale (Y = 600 m), b) Vues longitudinale à X = –28.5 m et transversale à Y = 600 m de la dune grise au niveau des lignes d'électrodes et c) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z = 1.5 m. 171
Figure 109. Vue aérienne (à gauche) et longitudinale (à droite) du modèle synthétique 3D de la dune grise, à l'aplomb de la remontée d'argile (en vert), avec la localisation des deux lignes d'électrodes Ts et Tn (points bleus) correspondant respectivement à la ligne transversale sud (Y = 600 m) et la ligne transversale nord (Y = 615 m). 172
Figure 110. Coupes d'inversion 2D de la dune grise, pour le dispositif parallèle, en présence d'une remontée du toit de la couche conductrice située à Y = 607.5 m après 5 itérations : Ts- de la ligne IRE transversale (Y = 600 m) et Tn- de la ligne IRE transversale (Y = 615 m). Les lignes en pointillés montrent la projection de la remontée du toit du milieu conducteur. 173
Figure 111. Coupes d'inversion 3D⁻de la dune grise en présence d'une remontée d'argile sous la ligne transversale après 5 itérations (erreur RMS de 4.93%) : a) section transversale à Y=607.5 m, b) les vues transversales des deux lignes IRE Ts et Tn, c) une vue longitudinale de la dune grise à X= –28.5 m et d) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z=1.5 m. 174
Figure 112. Modèle 'a', coupes d'inversion 3D⁻ de la dune grise pour les mesures du 14 mars 2014 (lignes IRE croisées) après 7 itérations (erreur RMS de 8.1 %) : a) section transversale du milieu dunaire au niveau de la ligne transversale (Y = 600 m), b) Vues à transversale à Y = 600 m et longitudinale X = –28.5 m de la dune grise au niveau des lignes d'électrodes et c) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z = 1.5 m. 176

Figure 113. Modèle ‘b’, coupes d’inversion 3D⁻ de la dune grise pour les mesures du 14 mars 2014 (lignes IRE croisées) après 7 itérations (erreur RMS de 28.7 %) : a) section transversale du milieu dunaire au niveau de la ligne transversale (Y = 600 m), b) Vues transversale à Y = 600 m et longitudinale à X = –28.5 m de la dune grise au niveau des lignes d’électrodes et c) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z = 1.5 m. 177
Figure 114. Modèle ‘c’, coupes d’inversion 3D⁻de la dune grise pour les mesures du 23 juillet 2014 (lignes IRE croisées) après 7 itérations (erreur RMS de 13 %) : a) section transversale à Y = 607.5 m, b) les vues transversales des deux lignes IRE Ts et Tn, c) vue longitudinale de la dune grise à X = –28.5 m et d) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z = 1.5 m. 178
Figure 115. Modèle ‘d’, coupes d’inversion 3D–de la dune grise pour les mesures du 23 juillet 2014 (lignes IRE croisées) après 7 itérations (erreur RMS de 30.7 %) : a) sections transversale à Y = 607.5 m, b) les vues transversales des deux lignes IRE Ts et Tn, c) vue longitudinale de la dune grise à X = –28.5 m et d) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z = 1.5 m. 179

Liste des tableaux

Tableau 1. Description des informations a priori et des procédés d’intégration utilisés. [*Jodry et al.*, submitted]..... 55
Tableau 2. Classification des digues selon le décret n° 2007-1735 du 11 décembre 2007 du Code de l’environnement [*Article R214-113*, 2007]. 64
Tableau 3. Caractéristiques des modèles ‘a’ à ‘e’ indiquant le type d’informations a priori inclues (col. 2 to 6) et la taille du maillage (col. 7 & 8). 113
Tableau 4. Informations sur les protocoles testés et sur les marées de trois dates obtenues à l’aide du marégraphe de la SHOM situé à l’Herbaudière (à 2km au nord du site d’étude). .. 155
Tableau 5. Informations sur les marées de trois dates obtenues à l’aide du marégraphe de la SHOM situé à l’Herbaudière (à 2km au nord du site d’étude) et le nombre de mesures IRE réalisées sur la journée. 158
Tableau 6. Caractéristiques des modèles ‘a’ à ‘d’ indiquant le type d’informations a priori incluses (col. 4 & 5) et la taille du maillage (col. 6 & 7). 175

Liste des annexes

Annexe 1. Valeurs de permittivité diélectrique, de vitesse d'ondes électromagnétiques, de conductivité et d'atténuation pour différents matériaux géologiques pour des méthodes électromagnétiques utilisant des fréquences entre 80 et 120 MHz [Neal, 2004]. 216
Annexe 2. Résultats-type d'imagerie de résistivité électrique sur la levée du val d'Authion. 217
Annexe 3. Résultats des essais géotechniques réalisés en aout 2013 par le Laboratoire Régional d'Angers (Cerema/DTer Ouest) de Blois (Cerema/DTer Centre) pour le site de la levée du val d'Authion. 218
Annexe 4. Étude de l'influence de la glissière de sécurité sur les mesures géoélectriques du site de la levée du val d'Authion. 220
Annexe 5. Mesures géophysiques complémentaires en pied de digue côté Loire. 222
Annexe 6. Observations météorologiques et mesures directes acquises sur le site ou à proximité du site de la levée du val d'Authion 224
Annexe 7. Coupes de résistivité obtenues par inversion jointe 3D⁻ des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour le mois de janvier 2014 et la référence pour la levée du val d'Authion. 226
Annexe 8. Sondages mécaniques réalisés par le Laboratoire Régional d'Angers (Cerema/DTer Ouest) et sondages à la main sur le site de l'Hommée 227
Annexe 9. Mesures géoélectriques sur le site de la dune de l'Hommée réalisées le 6-7 juin 2012 dans le cadre du stage de Master 2 de Erell Buannic [2012] 240
Annexe 10. Mesures Slingram réalisées sur le site de la dune de l'Hommée. 242
Annexe 11. Mesures radar géologique réalisées sur le site de la dune de l'Hommée 244
Annexe 12. Données maritimes relevées à l'aide du marégraphe situé à l'Herbaudière sur l'île de Noirmoutier (SHOM©) 246
Annexe 13. Résultats-types de mesures d'imagerie de résistivité électrique réalisées sur la dune grise du site de l'Hommée en 2014. 248
Annexe 14. Présentation XIIIème Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Dunkerque, 2-4 juillet 2014 249
Annexe 15. Processus itératif du suivi temporel de l'intrusion saline par mesures d'imagerie de résistivité électrique sur la dune grise du site de l'Hommée. 257

Notations

Voici une liste des notations employées dans ce mémoire. Les unités sont telles que définies par le système international (S.I).

Les vecteurs sont signalés par une flèche. Les matrices sont notées en gras.

Notations mathématiques

∇		Gradient
$\nabla.$		Divergence
$\nabla\times$		Rotationnel
δ		Fonction de Dirac
d		Dérivée
∂		Dérivée partielle
S		Surface fermée
X,Y,Z		Coordonnées cartésiennes
e		Exponentielle
i,j,k		Indices vectoriel ou matriciel
T		Transposé
i		Unité imaginaire

Notations électromagnétiques

σ	$S.m^{-1}$	Conductivité électrique
ρ	Ω.m	Résistivité électrique
ε	$F.m^{-1}$	Permittivité diélectrique
μ	$H.m^{-1}$	Perméabilité magnétique
Φ	%	Porosité
S_w	%	Degré de saturation en eau du milieu
θ_a	%	Teneur en argiles
$type\ A$		Types d'argiles
T	°C	Température
P	Pa / bar	Pression
TDS	$g.l^{-1}$	Teneur en ions dissous de l'eau interstitielle
m_s	$kg.m^{-3}$	Masse volumique sèche
E	$V.m^{-1}$	Champ électrique
H	$A.m^{-1}$	Champ magnétique
D	$C.m^{-2}$	Champ déplacement électrique
B	$Wb.m^{-2}$ ou tesla	Champ d'induction magnétique
J	$A.m^{-2}$	Densité de courant des charges libres dans le sol
η	$C.m^{-3}$	Densité volumique de la charge électrique en un point

t	s	Temps
f	Hz	Fréquence
λ	m	Longueur d'onde
ω	Hz	Pulsation ou fréquence angulaire
v	$m.s^{-1}$	Vitesse de propagation
c	$m.s^{-1}$	Vitesse de la lumière
φ	rad	Phase
Q_d	rad	Quadrature
R	Ω	Résistance de transfert
V	V	Potentiel électrique
I	A	Intensité du courant
r	m	Distance
z	m	Profondeur
h	m	Hauteur
g	$m^3.kg^{-1}.s^{-2}$	Constante gravitationnelle
α	$°C^{-1}$	Coefficient permettant de corriger l'effet de la température
γ	m^{-1}	Constante de propagation
γ'	m^{-1}	Facteur atténuation
γ''	m^{-1}	Paramètre de phase
ε'	$F.m^{-1}$	Partie réelle de la permittivité diélectrique
ε''	$F.m^{-1}$	Partie imaginaire de la permittivité diélectrique
σ'	$H.m^{-1}$	Partie réelle de la conductivité électrique
σ''	$H.m^{-1}$	Partie imaginaire de la conductivité électrique
p	m	Épaisseur de peau
s	m	Distance inter-bobines
NI		Nombre d'induction
a	m	Distance inter-électrodes
n		Nombre entier, facteur de séparation des dipôles
k	$m.V^{-1}$	Coefficient géométrique

Notations modélisation numérique

Ω	Domaine
Ω_e	Sous-domaines en éléments finis e
Γ_D	Frontières de Dirichlet
Π	Formulation intégrale
Γ_N	Frontières de Neumann
$\mathbf{K}$	Matrice globale des éléments finis
$\mathbf{p}$	Vecteur des inconnues
$\mathbf{s}$	Vecteur contenant les termes de source

Notations problème inverse

$\boldsymbol{m}$	Vecteur contenant les paramètres du modèle
$\boldsymbol{d}$	Vecteur contenant les données
N_e	Nombre d'électrodes
N	Nombre de données
M	Nombre de paramètres
$\boldsymbol{\mathcal{G}}$	Opérateur du problème direct
$\boldsymbol{e}$	Vecteur des écarts entre les données mesurées et les données simulées, vecteur erreur
L_p	Norme d'ordre p
Φ	Fonction objectif (ou fonction coût)
τ	Longueur de pas
$\boldsymbol{J}$	Matrice des dérivées partielles
δ	Perturbation
$\boldsymbol{P}$	Matrice définie positive de taille $(M \times M)$
$\boldsymbol{H}$	Matrice Hessienne
$\boldsymbol{I}$	Matrice identité
$\boldsymbol{W}$	Matrice de pondération sur l'amortissement
$\boldsymbol{C}$	Matrice de pondération sur le lissage
$\boldsymbol{m}$	Modèle
λ et $\boldsymbol{\Lambda}$	Facteur d'amortissement et matrice d'amortissement
α	Pas d'incrément de la perturbation du modèle

Acronymes et abréviations

Ct	Constante
C1 C2	Source de courant
P1 P2	Puits de courant
A B	Électrodes d'injection
M N	Électrodes de mesures de potentiel
1D, 2D, 3D, 4D, $2D^+$ et $3D^-$	Dimensions
IRE	Imagerie de tomographie électrique
HCD	Dipôle horizontal coplanaire
VCD	Dipôle vertical coplanaire
EM31®	Appareil Slingram Geonics Limited
RMS	Critère de convergence
DOI	Indice de profondeur d'investigation
$\mathbf{R}_M$	matrice de la résolution du modèle
ref	référence
ini	initial
h	homogène
$norm$	normalisé

OHT	Ouvrage hydraulique en terre
GPS	Global Positioning System
IGN	Institut National de l'Information Géographique et Forestière
NGF/IGN69	Nivellement Général de la France métropolitaine
ONF	Office National des Forêts
SC	Sondage carotté
T	Sondage tarière mécanique
tm	Sondage tarière à la main
tp	Sondage au pénétromètre dynamique
Pz	Piézomètre
Rho app	Résistivité apparente
BM	Basse mer
PM	Pleine mer
Tps	temps
T	Ligne transversale
L	Ligne longitudinale
VBS	Valeur au Bleu d'un sol
§	Paragraphe

Introduction

Enjeux

Les ressources en eau sont, pour l'homme, une source de vie comme elles peuvent être une menace, notamment considérant le risque d'inondation. Contre ce danger, l'humanité a développé des systèmes de défenses, fluviaux et côtiers. Des structures qui font face aux phénomènes saisonniers et aux évènements périodiques exceptionnels tels que les tempêtes ou crues soudaines. Le danger est d'autant plus grand que le changement climatique, lié au réchauffement global de la planète, va intensifier ces phénomènes [*Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2007]. Une confiance excessive envers ces protections, a déjà mené à plusieurs désastres partout dans le monde cette dernière décennie : (i) submersions côtières, aux USA (Ouragan Katrina 2005, Sandy 2012,…), en France (Xynthia 2010) et en Australie (2013) ; (ii) inondations dues à des pluies torrentielles et crues dans le sud de la France et en Europe, en Asie et en Nouvelle-Zélande. Beaucoup de ces évènements, qui ont causé de nombreux morts et dégâts matériels, sont survenus à la suite d'une défaillance de digues ou des débordements. La surveillance des défenses côtières et des protections fluviales contre les inondations est donc un enjeu actuel majeur.

Ces structures sont insuffisamment diagnostiquées bien qu'elles subissent un effet de vieillissement en plus d'éventuelles détériorations exceptionnelles. Pourtant, aujourd'hui, le nombre d'incidents et leur impact sur la société justifient les études et contrôles de ces structures. Ainsi, des discussions scientifiques ont été menées, autant à l'échelle internationale qu'européenne et nationale, pour répondre à la demande d'une politique de contrôle de ces corps. En France, aujourd'hui, tous les gestionnaires de structures de protection doivent obligatoirement réaliser des études de danger et établir une surveillance régulière afin d'éviter que ne se développent des mécanismes pouvant mener à une rupture.

Le rôle des chercheurs est alors d'établir une méthodologie de caractérisation et de surveillance de ces objets de protection. Cela passe notamment par l'établissement d'un lien entre les cinétiques d'évolution du sol, leur compréhension et leurs moyens de détection. C'est dans cette optique que cette thèse a été développée, dans le cadre d'un projet de recherche subventionné par la Région des Pays de la Loire et intitulé « Réseau de Surveillance et Suivi de l'Environnement de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Nantes Atlantique» (RS2E-OSUNA).

Contexte et Problématique géophysique

Dans cette thèse, on s'intéresse particulièrement à la géophysique comme outil d'imagerie et de surveillance associé à une méthodologie de diagnostic et d'auscultation[1] des défenses côtières et protections contre les crues. Les méthodes géophysiques sont non destructives et permettent d'imager ces objets de protection sans pour autant augmenter les risques de dégradation de ces objets de protection. On développe alors des méthodologies de diagnostic et d'auscultation autour de deux structures en particulier : les digues de protection en terre contre les inondations fluviales ; et les dunes côtières, protections naturelles et fragiles contre les submersions marines.

[1] Terminologie issue du domaine des barrages et digues en charges qui correspond au sens de surveillance dans le temps

Les digues de protection en terre, appelées aussi levées, sont des structures anthropiques que l'on retrouve le long des grands fleuves partout dans le monde et dont l'état est périodiquement évalué suivant des réglementations définies dans différents guides méthodologiques [*Fauchard and Mériaux*, 2004; *Royet et al.*, 2013] et qui utilisent notamment des méthodes géophysiques. Beaucoup d'études portent ainsi sur les causes d'instabilité dont la présence d'écoulements en leur sein qui traversent le corps des digues et entrainent progressivement des particules fines de sol créant des zones de faiblesses structurales. Ce phénomène, appelé érosion interne, peut se développer sur plusieurs années puis évoluer dramatiquement en quelques heures à peine en cas de forte sollicitation hydraulique. Ainsi, de nombreuses méthodes géophysiques, associées à des reconnaissances géotechniques, ont été développées et permettent aujourd'hui de diagnostiquer ces ouvrages en mesurant notamment l'évolution des grandeurs physiques représentatives du comportement hydrique des matériaux.
Les dunes côtières sont assimilées comme protections naturelles contre les submersions marines bien qu'elles soient très fragiles et fortement dépendantes des conditions météorologiques. Les mécanismes affectant la tenue des dunes côtières naturelles sont peu connus et l'idée d'accompagner ces formations dans leur évolution, sans les perturber, est assez récente. Les études portent souvent sur un suivi hors sol basé sur des mesures topographiques et elles sont accompagnées de mesures palliatives consistant en un rechargement avec du sable. Peu de recherches portent sur l'évolution interne des dunes côtières et notamment en relation avec les phénomènes hydriques de l'environnement dunaire comme l'intrusion marine. Ce dernier point est pourtant étudié par méthodes géophysiques dans le cadre de la préservation des ressources côtières en eau potable.

Dans les deux cas, digues ou dunes, il nous faut une méthode capable de diagnostiquer et d'ausculter l'état hydrique d'un milieu. Aujourd'hui plusieurs méthodes sont utilisées, dont l'imagerie de résistivité électrique (IRE) qui est largement reconnue comme efficace face à ce genre de problématique. Cette méthode, par mesures indirectes, nous permet de remonter à la distribution de résistivité du sol. Cette propriété dépend notamment de la température, la teneur en eau, la salinité (trois premiers paramètres d'états du sol pouvant varier dans le temps) et de la porosité, la nature des matériaux et de la teneur en argile. On en retire alors des connaissances sur l'état hydrique et la nature lithologique du sol.

Pour développer cette méthodologie dans le cadre d'un suivi temporel de l'évolution du sol, il faut que la méthode d'imagerie de résistivité électrique soit efficace quel que soit l'objet investigué, peu coûteuse et assez facile à mettre en œuvre. Dans notre cas, les géométries 3D et les hétérogénéités de nos deux structures doivent être relativement bien prises en compte pour établir un diagnostic fiable sur lequel sera ensuite basée l'étude temporelle.

Dans le cas d'un développement méthodologique pour les digues de protection fluviales, une approche d'imagerie à deux dimensions (2D) classique ne suffit pas dans ce cadre pour prendre en considération la complexité de ces objets d'études. Premièrement elles sont anciennes, hétérogènes et de compositions variables pas toujours connues. Deuxièmement, elles sont géométriquement très étroites et très étendues en même temps (plusieurs dizaines de kilomètres). Une approche en trois dimensions (3D) n'est pas recommandée non plus, si l'on tient compte du coût que cela implique, des faibles surfaces investiguées ou des limites d'accessibilité de nos deux sites. D'autant plus que leur exploitation dans l'urbanisme contemporain ne les rend pas accessibles à toutes les méthodologies de diagnostic existantes.

Ainsi, bien que cette méthode soit largement utilisée, dans les deux cas, les méthodologies existantes présentent encore des limites.
En ce qui concerne les méthodologies d'auscultation sur le long terme, l'imagerie de résistivité électrique s'est montrée efficace pour une application sur digues en charge. Dans le cas des digues sèches, comme celle étudiée ici, les écoulements sont rythmés par les hauteurs de la rivière et les comportements hydriques varient sur plusieurs années. La méthodologie employée doit pouvoir dans un premier temps distinguer les évolutions saisonnières de l'état de la digue. La présence d'écoulements ou d'érosion interne sera ensuite déduite à partir d'un schéma d'évolution propre à la digue. Il existe donc une nécessité d'adapter les méthodes d'auscultation aujourd'hui utilisée sur digues en charge.
D'autre part les méthodes de diagnostic utilisées sur digues sèches et les méthodes d'auscultation sur digues en charge doivent être adaptées au diagnostic et l'auscultation d'un environnement côtier naturel.

Objectifs de la thèse

Ce travail se réalisera avec pour objectif de développer une méthodologie fortement axée sur l'IRE et combinée à d'autres observations pour : (i) améliorer les connaissances sur les milieux des deux sites ateliers par l'imagerie interne de leur structure, sur la base de l'approche 3D⁻ développée et adaptée spécifiquement à chaque site ; (ii) mieux comprendre les comportements de ces deux sites ateliers basés sur l'observation des évolutions temporelles (internes), par une approche temporelle 2D conventionnelle et à titre exploratoire par une approche temporelle développée pour le 3D⁻. Ces outils seront par la suite présentés et mis à la disposition, d'une part à la communauté scientifique pour l'avancée de l'IRE 2D/3D sur le suivi temporel et d'autre part aux gestionnaires des ouvrages pour évaluer l'efficacité de ces réponses à leurs besoins spécifiques.
Ce travail de thèse introduit ainsi deux objectifs principaux :

- Un premier se concentre sur l'application de la méthodologie 3D⁻ au diagnostic des deux sites. Cette approche provient de développements récents en imagerie géoélectrique [*Fargier*, 2011] qui ont permis d'établir les bases d'une nouvelles méthodologie qui prend en compte l'hétérogénéité des ouvrages et leurs structures fortement 3D tout en gardant un rendement approprié à la demande des gestionnaires et de la longueur des structures étudiées. Les développements entrepris dans cette thèse s'appuient sur des modèles numériques et des méthodes d'inversions 3D qui doivent nous permettre d'obtenir des modèles inverses plus fiables pour la distribution de résistivité dans le sol.
- Le deuxième objectif est le développement d'outils méthodologiques de surveillance de la variation d'état des sols aux interfaces avec l'eau. Dans ce cas, on s'intéresse aux mesures IRE acquises dans le temps et on cherche à corréler leurs variations à des évolutions de paramètres directes pour obtenir une meilleure compréhension du fonctionnement hydrique des sous-sols.

Pour chaque site d'étude, ces objectifs varient sensiblement. Sur la digue de protection fluviale, il nous faut réaliser un suivi temporel de l'état du sol en fonction de variations naturelles et d'en déduire s'il y a une dégradation du sous-sol et donc un risque de déstabilisation de la structure (ex: départ de fines, création d'un vide). Pour cela, on s'appuie sur des observations acquises à l'aide d'un système à demeure. Par ailleurs, un diagnostic précis sera établi et la méthodologie 3D⁻ testée. Pour le site de la dune côtière, l'établissement d'un diagnostic est tout aussi important. Toutefois, il faut également définir et affiner une méthodologie de suivi de l'intrusion marine dans le système dunaire et comprendre ainsi son

impact environnemental. La double application à des structures aussi différentes que les digues et les dunes côtières va permettre d'évaluer les capacités de l'imagerie de résistivité électrique à diagnostiquer et à ausculter aussi bien des sites anthropiques que des sites naturels.

Développement scientifique de la thèse

- **Établissement d'un état de l'art** concernant les méthodes géophysiques électriques et électromagnétiques. On se concentre plus particulièrement sur l'imagerie de résistivité électrique : le processus d'inversion (problème direct et inverse) ; suivi temporel ; intégration d'informations a priori ; résolution de la méthode. On s'intéresse ensuite aux enjeux et phénomènes associés aux digues fluviales et dunes côtières : nature ; risques connus ; diagnostic et auscultation géophysiques existants. Enfin, des archives et études antérieures nous permettent d'établir les connaissances des deux sites ateliers.

- **Observation et suivi des deux sites ateliers** à l'aide d'investigations directes et de mise en place d'instrumentations à demeure. On accumule ainsi des données pour remplir les objectifs fixés en début de thèse. Ces informations nous permettent ensuite d'affiner les développements méthodologiques et les analyses IRE.

- **Développements méthodologiques** de deux objectifs distincts :
  (i) développement et adaptation de l'approche 3D⁻ aux deux sites d'étude ;
  (ii) conception de protocoles de suivi temporel par IRE et moyens d'observations directes.

Ces développements s'avèrent très spécifiques à chaque site atelier qui présentent des caractéristiques très différentes : structure anthropique ou formation naturelle ; environnement fluvial ou littoral (forçages différents); échelles spatiales et temporelles variables (pluriannuelles, saisonnières ou sur un demi-cycle de marée). Pour chacun, on définit des axes de recherches pertinents suivant un même schéma d'organisation :

- **Modélisation** des milieux selon les approches 2D et 3D⁻. Pour cela, on conçoit des maillages adaptés à l'aide d'études paramétriques spécifiques au logiciel COMSOL Multiphysics © qui réalise les opérations de modélisation 3D. On s'intéresse également à l'intégration d'informations a priori dans la discrétisation des modèles et dans les paramètres d'inversion en 2D et 3D⁻.
- **Développement de protocoles de suivi temporel** qui nécessite l'adaptation des acquisitions IRE aux échelles spatiales et temporelles de chaque site. Cet axe de recherche implique également l'ajustement de l'approche 3D⁻ avec notamment la prise en compte de différents maillages pour un même modèle et l'intégration de processus d'inversion dédiés au suivi temporel. L'approche 2D sera explorée plus intensivement avec une étude des paramètres d'inversion pour l'étude temporelle.

- **En conclusion, on entreprend de comparer les méthodologies de diagnostic et de suivi temporel développées pour les deux sites d'étude.** On s'applique à faire ressortir les similitudes et différences des approches entreprises sur les deux objets de protection contre les inondations fluviales et submersions marines. On établit également des perspectives de travail pour l'approche 3D⁻ et pour le suivi de nos deux sites ateliers.

Chapitre I. Méthodes géophysiques

1. Théorie 6
1.1. Équation de Maxwell-Lorrentz 6
1.2. Les relations constitutives 7
1.3. Hypothèses générales 7
2. Méthodes de résistivité électrique à courant continu 7
2.1. Résistivité électrique et propriétés des sols 7
2.2. Historique des méthodes électriques à courant continu 8
2.3. Théorie de la résistivité électrique 9
2.4. Distribution du courant électrique 10
2.5. Calcul de la différence de potentiel ΔV pour un demi-espace homogène 11
2.6. Mise en œuvre des mesures de résistivité électrique à courant continu 12
2.6.(a) Principe des mesures 12
2.6.(b) La profondeur d'investigation 13
2.6.(c) Le coefficient géométrique 13
2.6.(d) Résistivité apparente 14
2.7. Méthodes de prospection électrique à courant continu 14
2.7.(a) Le sondage électrique 15
2.7.(b) Le profilage électrique 15
2.7.(c) Imagerie de résistivité électrique 2D (IRE 2D) 16
2.7.(d) Imagerie de résistivité électrique 3D (IRE 3D) 17
2.7.(e) Imagerie de résistivité électrique en suivi temporel 18
2.8. Configurations d'électrodes 18
2.8.(a) Les différentes configurations possibles 18
2.8.(b) Choix d'une configuration et bruit sur les mesures 19
3. Méthodes électromagnétiques 21
3.1. Théorie de l'électromagnétisme 21
3.2. Méthodes hautes fréquences en champ proche : le radar géologique 23
3.2.(a) Principe 23
3.2.(b) Théorie 24
3.2.(c) Acquisition, étapes de traitement et représentation des données 25
3.2.(d) Avantages et limites 27
3.3. Méthodes basses fréquences en champ proche : le Slingram 27
3.3.(a) Principe 27
3.3.(b) Théorie 28
3.3.(c) Acquisition, étapes de traitement et représentation des données 30
3.3.(d) Avantages et limites 30
4. Conclusion 31

La géophysique est l'application des principes physiques à l'étude de la terre [*Parasnis*, 1986] et plus particulièrement ici, de la proche surface. Ainsi le but de la géophysique est de déduire les propriétés physiques du sol (i.e. électrique, acoustique ou magnétique), à partir de phénomènes physiques associés, afin d'obtenir sa constitution interne. On doit noter que la géophysique est essentiellement utilisée pour détecter les discontinuités de propriétés (spatiales ou temporelles) [*Telford et al.*, 1990]. Pour des investigations de proche surface, cela concerne des changements de nature de sol, d'état du sol ou la détection de structures géologiques comme les failles.
Les méthodes géophysiques employées varient selon les propriétés physiques des roches qui constituent ces structures et en fonction des roches alentours. Nous nous intéresserons aux propriétés électromagnétiques du sous-sol : la conductivité électrique σ (S/m), la permittivité diélectrique ε (F/m) et la perméabilité magnétique μ (H/m).

On commence ainsi par une brève introduction des phénomènes électromagnétiques et des lois qui en découlent. La deuxième section présente les méthodes électriques à courant continu, dont l'imagerie de résistivité électrique, principale méthode géophysique utilisée dans cette thèse. Enfin, parmi les méthodes dites électromagnétiques, deux méthodes sont plus détaillées, le radar géologique et le Slingram. Méthodes que l'on a principalement utilisées en renfort de l'imagerie électrique, les méthodes géophysiques étant souvent complémentaires.

1. Théorie

1.1. Équation de Maxwell-Lorrentz

Le sous-sol est le siège de champs électromagnétiques reliés les uns aux autres par les équations de Maxwell-Lorentz. Ces lois, utilisées pour comprendre tous les phénomènes électromagnétiques du sous-sol et ainsi déterminer ses propriétés électriques et magnétiques, permettent de reconstruire la structure interne du sol. Dans le domaine temporel, ces expressions permettent d'exprimer un champ électrique et magnétique dans un milieu continu quelconque [*Ward and Hohmann*, 1988] :

- Loi d'induction de Faraday : $$\vec{\nabla} \times \vec{E} + \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \quad \text{(I.1)}$$
- Loi d'Ampère-Maxwell : $$\vec{\nabla} \times \vec{H} - \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \vec{J} \quad \text{(I.2)}$$
- Loi de Gauss-Maxwell pour le magnétisme et l'électrique : $$\vec{\nabla}.\vec{D} = \eta \quad \text{et} \quad \vec{\nabla}.\vec{E} = \frac{\eta}{\varepsilon_0} \quad \text{(I.3)}$$
- Loi de divergence de l'induction magnétique : $$\vec{\nabla}.\vec{B} = 0 \quad \text{(I.4)}$$

On relie ainsi le champ électrique E ($V.m^{-1}$), le champ magnétique H ($A.m^{-1}$), le champ de déplacement D ($C.m^{-2}$), le champ d'induction magnétique B ($Wb.m^{-2}$ ou tesla) et la densité de courant dans le sol J ($A.m^{-2}$). Avec η ($C.m^{-3}$), la densité volumique de la charge électrique en un point donné à l'instant t et ε_0 ($F.m^{-1}$)la permittivité diélectrique du vide.

1.2. Les relations constitutives

Les relations constitutives décrivent les propriétés électromagnétiques du sous-sol dans le domaine fréquentiel en les reliant aux champs électromagnétiques:

- Permittivité diélectrique du sol ε (F/m): $\vec{D} = \varepsilon \vec{E}$ (I.5)

Elle décrit la capacité d'un milieu à se polariser (polarisation ionique, atomique ou moléculaire) sous l'action d'un champ électrique.

$\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r \quad o\grave{u} \quad \varepsilon_0 = \frac{1}{36\pi} \times 10^{-9}\ Faraday/m$

Avec ε_0, la permittivité du vide et ε_r, la permittivité relative

- Perméabilité magnétique μ (H/m): $\vec{B} = \mu \vec{H}$ (I.6)

Elle décrit la capacité d'un milieu à se polariser (polarisation induite, d'orientation) sous l'action d'un champ magnétique.

$\mu = \mu_0 \mu_r \quad o\grave{u} \quad \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}\ Henry/m$

Avec μ_0, la perméabilité du vide et μ_r, la perméabilité relative

- Conductivité électrique σ (S/m): $\vec{J} = \sigma \vec{E}$ (I.7)

Elle décrit la capacité d'un milieu à laisser passer un courant. Sous l'action d'un champ électrique, les charges libres se déplacent et engendrent un courant de conduction. Notons que la résistivité électrique ρ (Ω.m) est l'inverse de la conductivité électrique ($\sigma = 1/\rho$).

1.3. Hypothèses générales

Afin de simplifier ces relations, un certain nombre d'hypothèses sont faites dans le cadre de l'application géophysique [*Ward and Hohmann*, 1988] :

(i) Tous les milieux sont linéaires, isotropes, homogènes et possèdent des propriétés électriques qui sont indépendantes du temps, de la température et de la pression.
(ii) Pour un courant alternatif très basse fréquence les signaux sont considérés comme stationnaires et donc indépendants du temps.
(iii) La perméabilité magnétique est considérée comme égale à celle du vide : $\mu = \mu_0$.

2. Méthodes de résistivité électrique à courant continu

2.1. Résistivité électrique et propriétés des sols

La Résistivité Électrique est une grandeur qui gouverne la diffusion d'un champ électrique à courant continu lors de sa traversée dans le sous-sol. Cette propriété physique dépend des propriétés d'état du sol et en conséquence est un atout majeur pour la caractérisation des matériaux. Les résistivités électriques des sols naturels sont distribuées sur une plage entre 10^{-2} et 10^{6} Ω.m (Figure 1).

Et bien que la nature du sol soit une influence majoritaire sur la résistivité, celle-ci résulte également de plusieurs propriétés interdépendantes d'état du milieu :

$$\rho = (\Phi, S_w, T_a, type\ A, T, \rho_d, P, TDS)$$

où Φ représente la porosité du milieu, S_w le degré de saturation en eau du milieu, T_a la teneur en argiles, $type\ A$ les types d'argiles, T la température du milieu, ρ_d la masse volumique

sèche, P la pression et TDS (Total Dissolved Solids) la teneur en ions dissous de l'eau interstitielle (i.e. eau plus ou moins salée).

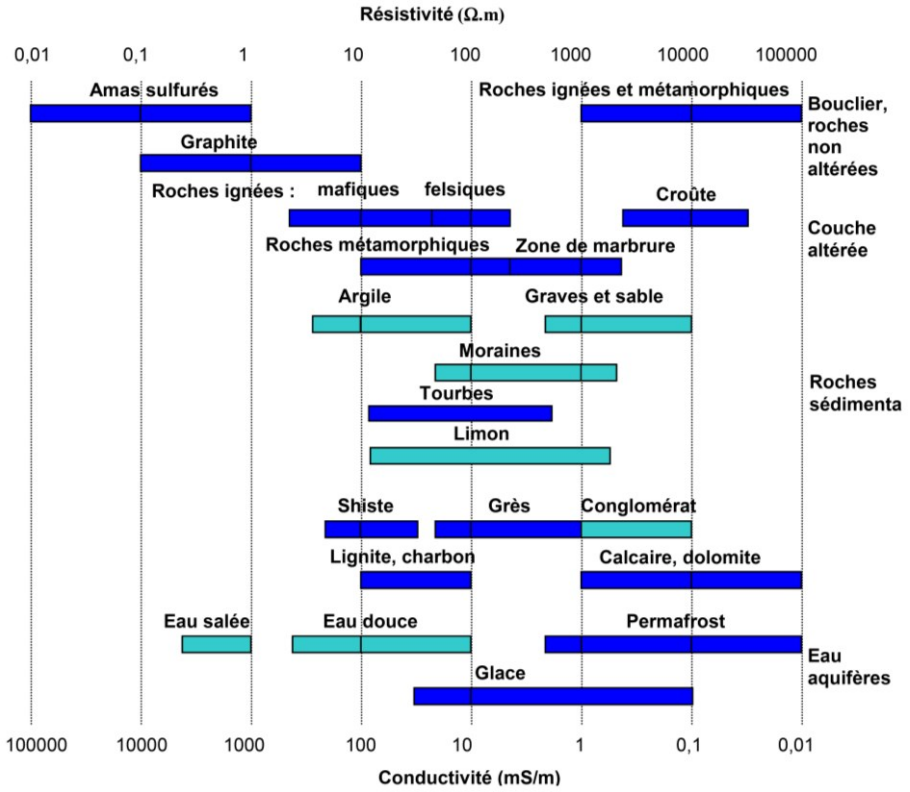


Figure 1. Résistivité et conductivité électrique des sols et roches naturelles. Modifiée d'après [*Palacky*, 1988]

Il existe des lois permettant de prendre en compte certaines influences [*Chapellier*, 2000], ce qui permet de quantifier l'augmentation de la résistivité d'un matériau en fonction de la teneur en argile ou en eau (ex : loi d'Archie [*Archie*, 1942]). Parmi ces lois, on retient celle décrivant le comportement électrique d'un matériau en fonction de sa température [*Keller and Frischknecht*, 1966]:

$$\rho_{T_x} = \frac{\rho_{T_{18°C}}}{1 + \alpha(T_x - 18)} \quad \text{(I.8)}$$

Avec ρ_{T_x}, la résistivité d'un matériau à la température désirée T_x, obtenue à partir de la résistivité $\rho_{T_{18°C}}$ de ce matériau à la température de référence de 18°C. Le coefficient α (°C^{-1}) permet de corriger la température et varie entre 0.02 et 0.03.

Il est important de noter l'interdépendance entre ces propriétés et que la résistivité est une résultante de ces influences. Dans le cadre de cette thèse, on s'intéresse principalement à donner une image de résistivité pour décrire la nature lithologique du sol et à relier des variations de résistivité à des variations d'état du sol comme la température, la teneur en eau et la salinité de l'eau.

2.2. Historique des méthodes électriques à courant continu

L'application en géophysique de méthodes électriques à courant continu a débuté dans les années 1900 en France avec Conrad Schlumberger (1878-1932) avec le développement d'un système de mesures de résistivité du sol. Des études similaires, menées dans d'autres pays,

ont permis d'améliorer cette technique dans le but premier de trouver des ressources minérales. Le principe de la méthode consiste en une mesure du potentiel entre deux points en réponse à l'injection d'un courant continu entre deux sources. Depuis, de nouveaux systèmes automatisés ont vu le jour avec notamment l'utilisation de systèmes multi-électrodes développés dans les années 1980. La mise en œuvre est plus rapide et permet de récolter un nombre important de données en très peu de temps avec un effort modéré [*Stummer et al.*, 2002]. De plus, les domaines d'application sont aujourd'hui très vastes : l'hydrogéologie, le minier, le pétrolier, la géotechnique, l'environnement, l'archéologie… [*Loke et al.*, 2013].

2.3. Théorie de la résistivité électrique

Dans le cas des méthodes électriques, les propriétés magnétiques sont ignorées. De plus, la fréquence utilisée ici est très basse, d'où l'utilisation un peu abusive du terme « courant continu » bien que l'on utilise un courant alternatif. Ainsi les signaux sont supposés stationnaires, ce qui simplifie l'équation (I.1) :

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = 0 \tag{I.9}$$

Dans le cas où $\vec{E}$ est un champ électrostatique créé par une charge ponctuelle q en tout point de l'espace environnant, communément appeler O, on peut alors le relier au potentiel électrostatique V (V) d'après la loi de Coulomb :

$$\vec{\mathrm{E}} = -\vec{\nabla}\mathrm{V} \quad o\grave{u} \quad V = \frac{q}{4\pi\varepsilon_0 r} + cste \tag{I.10}$$

Avec r, la distance entre le point O et le point où l'on calcule le potentiel électrostatique.

Si l'on combine les équations (I.7) et (I.10), on obtient la loi d'Ohm avec la densité de courant $\vec{J}$ (A/m²):

$$\vec{J} = -\sigma\vec{\nabla}\mathrm{V} \tag{I.11}$$

Pour un point quelconque d'un milieu homogène, la conductivité est supposée constante, c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'accumulation de charge. Cela traduit que la densité de courant est à l'équilibre quand elle traverse un espace fermé quelconque :

$$\oiint_S \vec{\mathrm{J}}.\mathrm{d}\vec{\mathrm{S}} = 0 \Leftrightarrow \vec{\nabla}\vec{\mathrm{J}} = 0 \tag{I.12}$$

Ainsi, en combinant, les équations (I.11) et (I.12), on obtient l'équation de Poisson :

$$\vec{\nabla}.\left(\sigma\vec{\nabla}\mathrm{V}\right) = 0 \tag{I.13}$$

Qui équivaut à une équation de Laplace :

$$\vec{\nabla}^2 V = 0 \tag{I.14}$$

Si par contre, on se trouve en présence d'une source de courant d'intensité I (A) au point dont le vecteur position est $\vec{r}_s$, le courant total qui traverse une surface fermée de l'électrode source est donné par :

$$\oiint_S \vec{\mathrm{J}}.\mathrm{d}\vec{\mathrm{S}} = I \tag{I.15}$$

Et l'équation de Laplace s'écrit sous la forme :

$$\vec{\nabla}^2 V = -I\delta(\vec{r} - \vec{r}_s) \quad \text{(I.16)}$$

Où δ est la fonction de Dirac.

L'équation de Poisson peut s'écrire sous la forme :

$$\vec{\nabla}.\left(\sigma\vec{\nabla}\mathrm{V}\right) = -\mathrm{I}\delta(\vec{r} - \vec{r}_s) \quad \text{(I.17)}$$

Si l'on considère qu'en géoélectrique la diffusion d'un champ électrique est générée par plusieurs sources de courant, on intègre alors le principe d'additivité des sources de courant aussi appelé principe de superposition. Et on obtient alors l'équation de Poisson pour la méthode électrique à courant continu, sous la forme matricielle, telle que:

$$\boldsymbol{\nabla}.(\sigma_{(x,y,z)}\boldsymbol{\nabla}V_{(x,y,z)}) = -\sum_s I\delta(\boldsymbol{r} - \boldsymbol{r_s}) \quad \text{(I.18)}$$

Équation de base qu'il nous faut résoudre dans le but de décrire la forme du champ de potentiel V généré par plusieurs sources (s) de courant I dans un milieu de conductivité σ au point r quelconque de coordonnées (x, y, z).

2.4. Distribution du courant électrique

Pour un demi-espace infini, homogène et isotrope contenant un point source unique placé en surface (C_1), le courant se propage radialement et uniformément dans le sol, à partir de ce point (Figure 2). Les surfaces équipotentielles sont perpendiculaires aux lignes de courant et hémisphériques. Les points situés sur une surface équipotentielle reçoivent la même intensité de courant. Ainsi, le potentiel dépend r, distance à la source, et varie inversement à celle-ci.

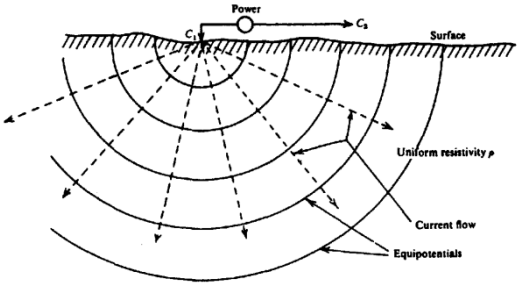


Figure 2. Représentation du potentiel électrique généré par l'injection de courant d'une source unique C_1 placée en surface. [*Telford et al.*, 1990]

Lorsque le champ électrique est généré par le passage d'un courant à travers deux sources (C_1 et C_2) alors le courant circule entre ces deux points (Figure 3a et b). On remarque une chute de la différence de potentiel à proximité des sources (Figure 3c). Cela signifie qu'une grande partie de la résistance du sol provient du voisinage immédiat des sources [*Chapellier*, 2000]. Ainsi, lorsque la résistance de contact entre la source et le sol est très importante, peu de courant circule dans le sous-sol.

En présence d'une interface entre deux milieux de résistivités différentes, présence d'une anomalie ou d'un milieu à plusieurs couches, les lignes de courant seront déviées et on aura une distorsion du potentiel à cette interface (Figure 4) [*Chapellier*, 2000]. Cette distorsion a une forte influence sur la méthode de mesures électriques à courant continu, d'un point du vue pratique et théorique. On note notamment qu'en présence d'un terrain à deux couches géologiques, le courant se concentre dans le milieu de plus faible résistivité qu'il soit en surface ou en profondeur [*Chapellier*, 2000].

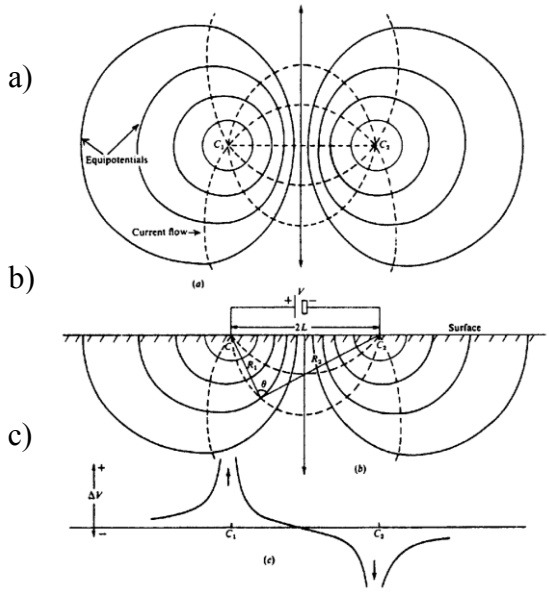


Figure 3. Représentation du potentiel électrique généré par l'injection de courant à l'aide de deux sources a) vue en plan, b) vue en coupe, c) différence de potentiel le long de l'axe qui passe par les deux sources. [Telford et al., 1990]

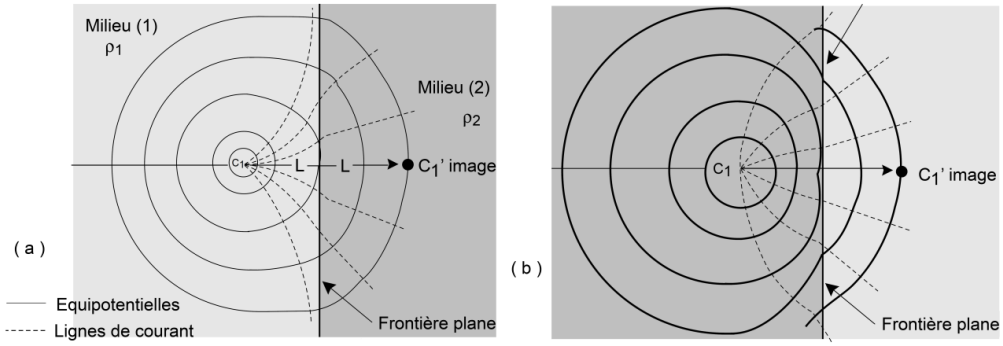


Figure 4. Distorsion des lignes de courant et des équipotentiels à l'interface entre deux milieux de résistivités différentes. [*Chouteau and Giroux*, 2006]

2.5. Calcul de la différence de potentiel ΔV pour un demi-espace homogène

- Cas d'une source ponctuelle

On considère une source, positionnée sur la surface d'un espace semi-sphérique, infini, homogène et isotrope de résistivité ρ, émettant un courant d'intensité I connue. On peut alors calculer le potentiel V(r) en un point M du milieu de coordonnées x,y,z situé à une distance r de la source. Ainsi, d'après l'équation (I.15) et sachant que la surface d'une demi-sphère équivaut à $2\pi r^2$, on obtient la densité de courant j (A/m²) au point M :

$$j = \frac{I}{2\pi r^2} \tag{I.19}$$

De plus, il a été démontré que le potentiel pouvait s'écrire sous la forme [*Telford et al.*, 1990]:

$$V(r) = -Ct_1 \frac{1}{r} + Ct_2 \tag{I.20}$$

Où Ct_1 et Ct_2 sont des constantes. Si l'on suppose que V=0 a une distance r infinie, alors Ct_2=0.

D'après la loi d'Ohm (I.11) et l'équation (I.19), on obtient alors le potentiel V(r) au point M:

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi}\frac{1}{r} \qquad o\grave{u} \qquad Ct_1 = -\frac{I\rho}{2\pi} \tag{I.21}$$

- Cas avec deux sources ponctuelles

Soit le point M distant de r_1 de la source A émettant un courant I et de r_2 de la source B émettant un courant -I. Si on suppose que la terre est un milieu linéaire, le courant électrique obéit au principe de superposition. Le potentiel au point M s'exprime donc :

$$V_M = V_{AM} + V_{BM} = \frac{I\rho}{2\pi r_1} - \frac{I\rho}{2\pi r_2} = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \tag{I.22}$$

Un potentiel ne peut, pourtant pas, être mesuré en tant que tel. En pratique, une mesure correspond à une différence de potentiel entre deux points. Soit un point N distant de r_3 de la source A et de r_4 de la source B. La différence de potentiel ΔV entre les points M et N sera :

$$\Delta V = V_M - V_N \text{ ou encore } \Delta V = \frac{I\rho}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right] \tag{I.23}$$

2.6. Mise en œuvre des mesures de résistivité électrique à courant continu

2.6.(a) Principe des mesures

Le principe d'une mesure de résistivité à courant continu est de faire circuler un courant continu d'intensité I connue, à l'aide de deux électrodes plantées dans le sol, dites d'injection et communément notées A (source de courant) et B (puits de courant). On relève ensuite une différence de potentiel entre deux autres électrodes, dites de potentiel et appelées M et N (Figure 5).

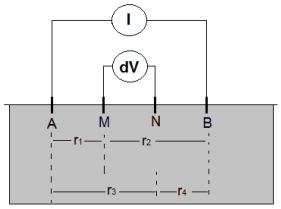


Figure 5. Procédé d'une mesure électrique avec les 4 électrodes en surface.

On note que la position des électrodes est interchangeable. En effet, le principe de réciprocité [*LaBrecque and Daily*, 2008] indique que dans un milieu quelconque, le potentiel créé en un point M par un courant +I envoyé en A est égal à celui qu'on mesurerait en A si M devenait source d'émission. En pratique, cela signifie que les positions des électrodes d'injection de potentiel sont interchangeables (Figure 6).

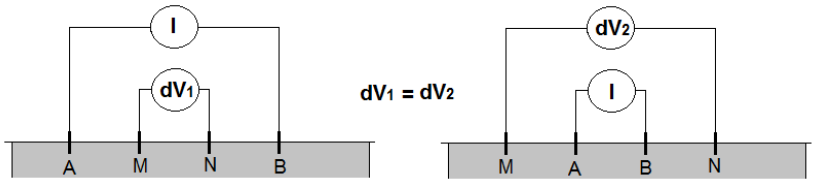


Figure 6. Illustration du principe de réciprocité pour 4 électrodes.

Les grandeurs AM, BM, AN, BN représentent les distances entre les électrodes A et M, B et M, A et N et B et N. L'équation (I.23) s'écrit alors:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right) \quad \text{(I.24)}$$

2.6.(b) La profondeur d'investigation

Pour une configuration d'électrodes ABMN donnée, le volume (ou l'épaisseur) de terrain qui influe sur la mesure est d'autant plus grand que les électrodes sont espacées entre elles. Il dépend également de la configuration utilisée (ex : Wenner ou dipôle-dipôle, §2.8.(a)), puisqu'on voit bien que la forme des lignes de courant et des surfaces équipotentielles est influencée par cette configuration géométrique (Figure 3). Enfin, le volume dépend aussi de la distribution de résistivité dans le terrain. Par exemple si une couche conductrice est située en surface alors le courant se concentre dans cette couche, ce qui réduit la profondeur d'investigation. Inversement, si le terrain présente une couche résistive en surface puis une couche conductrice, la profondeur d'investigation peut être plus grande.

De nombreuses études se penchent sur l'estimation de cette profondeur d'investigation sans connaitre le terrain au préalable, afin d'optimiser la configuration des électrodes de mesures à l'objectif de l'étude de terrain [*Roy and Apparao*, 1971; *Edwards*, 1977]. La convention la plus communément admise [*Barker*, 1989]s'appuie sur la contribution d'une fine à une profondeur indéfinie à la totalité du signal (intégration d'une fonction de sensibilité de la mesure à une couche infiniment fine sur la profondeur).
Cependant, ce concept est biaisé puisque cet effet ne peut pas être mesuré dans le sens où l'on ne peut pas isoler une couche fine à une profondeur sans interrompre le flux de courant. Récemment, Gómez-Treviño and Esparza [2014] présentent une solution numérique qui relie cette sensibilité à une quantité mesurable ce qui permet d'avoir un peu plus confiance dans ce concept de contribution élémentaire.

2.6.(c) Le coefficient géométrique

Les variations de distance et de positionnement des électrodes entre elles permettent de faire varier différentes caractéristiques de la mesure comme la profondeur d'investigation, la résolution verticale ou horizontale… Ainsi, un facteur k (m), appelé coefficient géométrique, permet de tenir compte de l'emplacement des électrodes, dans le milieu et les unes par rapport aux autres, et également de la géométrie du milieu lui-même. Il existe alors différentes expressions de cette variable en fonction de ces paramètres :

Dans le cas d'un demi-espace homogène et isotrope avec les électrodes en surface :

$$k = 2\pi\left(\frac{1}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}\right) \quad \text{(I.25)}$$

Lorsque les électrodes sont placées dans un demi-espace homogène et isotrope, on utilise alors la méthode des images qui utilise A' et B', les images de A et B par rapport à la surface du sol [*Marescot et al.*, 2006]:

$$k = 4\pi \left(\frac{1}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} + \frac{1}{A'M} - \frac{1}{A'N} - \frac{1}{B'M} + \frac{1}{B'N}} \right) \quad \text{(I.26)}$$

Le coefficient géométrique sera un facteur clef dans cette thèse considérant son importance pour dans le calcul de la résistivité apparente.

2.6.(d) Résistivité apparente

Notons que dans les conditions naturelles, la distribution de la résistivité n'est ni homogène ni isotrope comme elle était supposée jusque-là. Alors, la différence de potentiel n'est plus associée à la résistivité ρ mais à la résistivité apparente du milieu, notée ρ_a (Ω.m). De manière générale, la résistivité apparente représente le rapport entre la différence de potentiel électrique mesurée sur le milieu ausculté et celle qui serait obtenue dans les mêmes conditions (même géométrie d'électrodes, même intensité du courant) sur un terrain homogène et isotrope dont la résistivité est généralement fixée à l'unité (1 Ω.m) afin de supprimer sa présence dans les équations. Lorsque le milieu est homogène alors la résistivité apparente correspond à la résistivité du milieu [*Marescot et al.*, 2006]

$$\rho_a = \rho_0 \frac{\Delta V_{mes}}{\Delta V_0} \frac{I_0}{I_{mes}} = \rho_0 \frac{R_{mes}}{R_0} \quad \text{(I.27)}$$

Avec R_{mes} (Ω) la résistance de transfert mesurée et R_0 (Ω) la résistance de transfert simulée sur un milieu homogène de résistivité ρ_0 (Ω.m).

Ainsi, le facteur géométrique k peut s'écrire sous la forme [*Marescot et al.*, 2006]:

$$k = \frac{I_0}{V_0} \rho_0 = \frac{1}{R_0} \rho_0 \quad \text{(I.28)}$$

On parle alors de résistivité apparente normalisée, c'est-à-dire affranchie de l'effet de variation de la géométrie des électrodes et du milieu.

La résistivité apparente contient des informations relatives à l'ensemble du milieu investigué. C'est une mesure intégrante qui dépend de la distribution de résistivité dans le milieu et donc de la nature des matériaux (types de sols) et des paramètres d'état du sol interdépendants comme la teneur en eau ou la température. Afin de retrouver la résistivité en un point et ainsi reconstituer sa distribution dans le milieu, on passe alors par l'utilisation d'un problème inverse (Chapitre II.3). Dans la suite de ce travail on parlera indifféremment de problème inverse ou d'inversion.

2.7. Méthodes de prospection électrique à courant continu

En fonction de la distribution de la résistivité électrique dans le sous-sol, on peut avoir des variations spatiales importantes qui auront une influence non négligeable sur la mesure électrique à courant continu. Ainsi, une étude préliminaire du milieu ausculté nous permet de choisir la méthode de prospection à mettre en place [*Samouëlian et al.*, 2005; *Loke et al.*, 2013]. Nous allons introduire ici les principales méthodes et quelques-uns de leur domaines d'application. Cela ne représente en aucune façon l'ensemble des domaines possibles, notamment parce que l'on ne considère ici que les mesures faites à terre. On remarque

également que quelle que soit la méthode de prospection et de représentation employée, une mesure de résistivité est toujours influencée par l'ensemble du milieu, dans toutes ces caractéristiques tridimensionnelles.

2.7.(a) Le sondage électrique

C'est une des premières méthodes développées dans le cadre de l'électrique à courant continu [e.g. *Cartwright and McComas*, 1968; *Ginzburg and Levanon*, 1976; *Kelly*, 1976]. Le principe de mesure est d'accroître les distances entre quatre électrodes autour d'un point central ce qui augmente le volume d'investigation. Cette méthode est utilisée pour des structures supposées tabulaires et les données sont représentées sous forme d'une courbe de résistivité apparente ou d'un profil vertical de résistivité (Figure 7). On suppose ainsi un modèle simple mais qui présente souvent de nombreuses solutions [*VanOvermeeren*, 1989]. Cette méthode est particulièrement utile pour l'étude des eaux souterraines du fait de son faible coût de réalisation et sa facilité de mise en œuvre. Elle permet de caractériser un système d'aquifères, son épaisseur et sa profondeur, les couches imperméables [*Jha et al.*, 2008; *Okoro et al.*, 2010; *Egbai*, 2011; *López Loera et al.*, 2014]. On peut également déterminer la qualité de l'eau, ce qui rend cette méthode appropriée pour la délimitation des intrusions marines [*Edet and Okereke*, 2001; *Hamzah et al.*, 2007; *Song et al.*, 2007; *Kouzana et al.*, 2009; *Atwia and Masoud*, 2013].

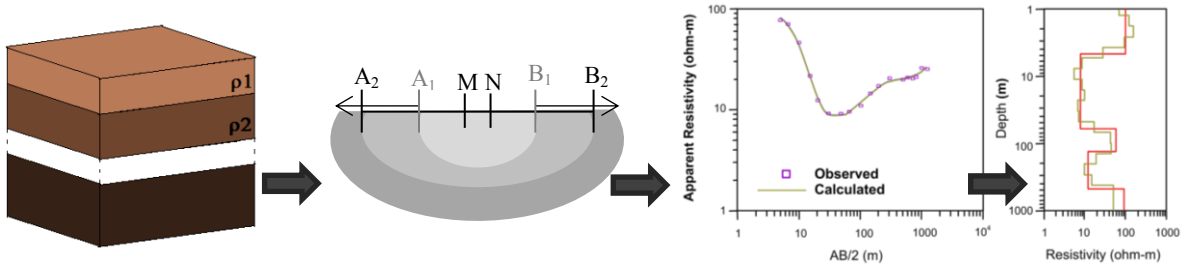


Figure 7. Représentation schématique des étapes de réalisation de la méthode de sondage électrique : des relevés sur un terrain tabulaire à la courbe de résistivité apparente et au profil vertical de résistivité. [*López Loera et al.*, 2014]

Il est souvent nécessaire pour mener à bien cette procédure de la reproduire à plusieurs endroits pour établir une vision latérale de la zone étudiée [*Telford et al.*, 1990]. On peut ainsi utiliser une inversion 1D utilisant des contraintes latérales, sur les résistivités, les profondeurs et les épaisseurs. Cette technique est appelée LCI (*laterally constrain inversion*) et produit des modèles 2D [*Auken and Christiansen*, 2004]. Ou encore, lorsque la zone investiguée est proprement échantillonnée (soit recouvrement de la zone par un nombre suffisant de sondages électriques) cela peut mener à une inversion 3D [*Monteiro Santos and Sultan*, 2008].

2.7.(b) Le profilage électrique

Cette stratégie consiste à déplacer, le long d'un axe, un dispositif de quatre électrodes à écartements constants. Ce qui permet de visualiser les variations latérales de résistivité apparente du terrain à une profondeur relativement constante. On obtient ainsi un profil ou une carte de résistivité apparente selon le dispositif de mesure utilisé (Figure 8). Cette méthode est particulièrement adaptée aux systèmes mobiles comme l'ARP© (Automatic Resistivity Profiling) [*Andrenelli et al.*, 2013]. Les domaines d'application les plus courants sont l'argriculture, la recherche de faille et la caractérisation des sites archéologiques [*Panissod et al.*, 1998; *Tabbagh et al.*, 2000; *Campana et al.*, 2009]. Mais, elle peut aussi

s'appliquer à des domaines moins connus comme la recherche médico-légale [*Pringle and Jervis*, 2010; *Pringle et al.*, 2012; *Hansen et al.*, 2014]. Il existe également des systèmes à couplage capacitif qui utilisent des électrodes capacitives posées à la surface du sol. Un premier dipôle électrique oscillant génère un flux de courant dans le sol et un second dipôle similaire mesure la distribution du potentiel [*Kuras et al.*, 2006]. Il existe différents types d'électrodes et de configurations qui permettent des sensibilités et des profondeurs d'investigation différentes. Ainsi, on peut avoir des électrodes cylindriques disposées en ligne [*Sorensen*, 1996; *Moller*, 2001; *Neukirch and Klitzsch*, 2010; *Niu et al.*, 2014] ou des plaques métalliques disposées parallèlement les unes aux autres [*Souffaché et al.*, 2010].
Les principaux avantages de cette méthode sont de couvrir de larges distances rapidement et leur utilisation sur des zones avec des matériaux de surface très résistants ou même des zones pavées pour les électrodes capacitives. On note cependant que leur profondeur d'investigation est toujours faible et que ces dispositifs mobiles sont sujets aux bruits.

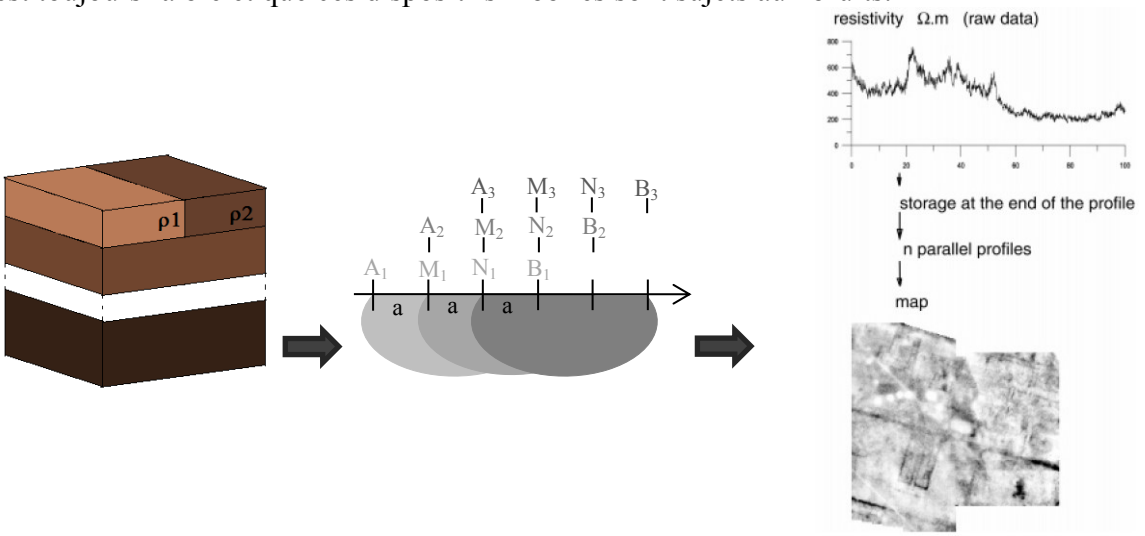


Figure 8. Représentation schématique de la méthode de profilage électrique : exemple de résultats sous forme de carte de résistivité apparente. [*Dabas et al.*, 2000]

2.7.(c) Imagerie de résistivité électrique 2D (IRE 2D)

Plus communément appelée tomographie de résistivité électrique (TRE), cette méthode est une combinaison des deux précédentes et nous permet d'obtenir des « panneaux électriques ». Elle nécessite la mise en place d'un dispositif multi-électrodes, communément appelé « flûte électrique », où les électrodes sont alignées et espacées régulièrement, et que l'on peut déplacer le long d'un profil (technique du « roll-along »). Le dispositif permet de visualiser des variations verticales et latérales de la subsurface. Cette méthode suppose que les propriétés électriques du milieu sont constantes dans la direction perpendiculaire à la ligne de mesure. On peut représenter les données brutes de résistivité apparente sous forme de profils, de pseudosections ou de carte [*Hilbich et al.*, 2011; *Cozzolino et al.*, 2013]. Cependant on doit inverser ces mesures afin d'obtenir une image 2D de la résistivité du sous-sol (Figure 9).
Cette méthode, facile à mettre en place, permet d'obtenir rapidement une image du sous-sol de bonne qualité grâce à des logiciels commerciaux adaptatifs et simples d'utilisation. Elle est ainsi appliquée dans de nombreux cas : prospection géologique [*Kneisel*, 2006; *Hsu et al.*, 2010; *Brothelande et al.*, 2014; *Stan and Stan-Kłeczek*, 2014]; délimitation des structures aquifères en présence d'eau douce et d'eau salée [*Bowling et al.*, 2005; *Batayneh*, 2006]; prospection minière ; applications environnementales et gestion des risques [*Van Schoor*,

2002; *Revil et al.*, 2013; *Casado et al.*, 2015]; imagerie des ouvrages d'art anthropiques et naturels [*Batayneh*, 2001; *Wiwattanachang and Giao*, 2011].

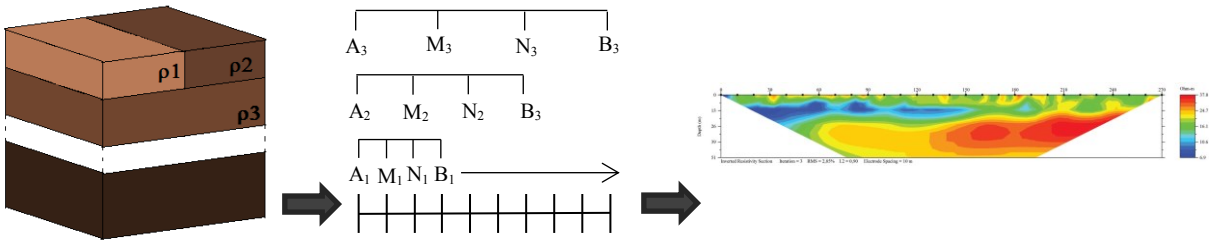


Figure 9. Représentation schématique de la méthode d'imagerie de résistivité électrique 2D : des mesures de terrain à l'image 2D du sous-sol. [*Chitea et al.*, 2011]

2.7.(d) Imagerie de résistivité électrique 3D (IRE 3D)

Les méthodes 2D présentées précédemment comportent de nombreux avantages. Cependant, les milieux investigués étant intrinsèquement 3D, la meilleure approche reste l'imagerie de résistivité électrique 3D qui tient compte des trois dimensions de l'espace afin de représenter une variation spatiale plus juste de la résistivité. Pour cela, un dispositif multi-électrodes sous forme de grille régulière est utilisé (Figure 10) avec des mesures pour chaque position d'électrode. Cette méthode permet de s'affranchir de nombreuses erreurs attribuées à l'utilisation des hypothèses 1D et 2D sur des milieux qui présentent de fortes variations spatiales de la résistivité. Cependant, elle implique un coût élevé tant au niveau de l'acquisition que du traitement des données [*Dahlin et al.*, 2002; *Bowling et al.*, 2005; *Tassy et al.*, 2013; *Kneisel et al.*, 2014]. On utilise alors cette stratégie lorsqu'on a besoin d'une résolution spatiale fine de la résistivité du terrain. Une méthodologie plus économique est de rassembler des données provenant de mesures indépendantes 2D de lignes parallèles avec quelques lignes 2D transversales.

Bien que l'imagerie de résistivité électrique 3D n'ait pas atteint le même niveau d'utilisation que l'imagerie 2D, elle peut s'étendre aux mêmes domaines d'application. Ainsi, elle est de plus en plus utilisée pour des problèmes de génie civil et environnementaux [*Dahlin et al.*, 2002; *Chambers et al.*, 2006; *Friedel et al.*, 2006; *Tassy et al.*, 2013; *Chávez et al.*, 2014; *Martorana et al.*, 2014] ou pour l'imagerie de structures géologiques complexes [*Papadopoulos et al.*, 2010; *Zeyen et al.*, 2011; *Chambers et al.*, 2012a, 2013; *Jones et al.*, 2012b; *Kneisel et al.*, 2014]. On la retrouve aussi dans le domaine minier où son coût élevé pose moins de problème [*Legault et al.*, 2008; *Rucker et al.*, 2009] .

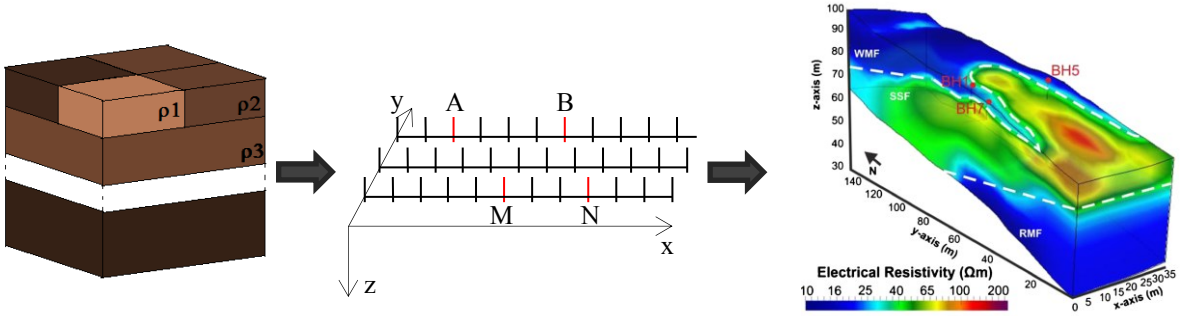


Figure 10. Représentation schématique de la méthode d'imagerie électrique 3D avec la mise en place d'une grille d'électrodes. Des mesures inter-lignes permettent d'obtenir un résultat d'inversion 3D. [*Merritt et al.*, 2014]

2.7.(e) Imagerie de résistivité électrique en suivi temporel

Cette stratégie s'intéresse à l'évolution spatiale et temporelle de la résistivité électrique et indirectement à la variabilité des paramètres d'état du sol. Le plus souvent, elle est associée aux méthodes d'imagerie de résistivité électrique 2D ou 3D, avec un dispositif multi-électrodes installé de façon permanente (afin de limiter les erreurs de positionnements d'électrodes). De nombreuses techniques d'inversion ont été proposées pour traiter ces données temporelles. Trois techniques sont le plus souvent utilisées : l'inversion indépendante; l'inversion en cascade, qui utilise le modèle inverse obtenu pour un temps initial comme modèle initial pour l'inversion des temps ultérieurs; et l'inversion des différences des valeurs de résistivité apparente mesurées au temps initial et les valeurs de résistivité apparente mesurées à un temps ultérieur [*Daily et al.*, 1992; *LaBrecque and Yang*, 2001; *Cassiani et al.*, 2006; *Miller et al.*, 2008]. D'autres plus récentes nécessitent des méthodes de calcul plus poussées [*Kim et al.*, 2009; *Hayley et al.*, 2011; *Karaoulis et al.*, 2011b, 2014; *Kim and Cho*, 2011; *Loke et al.*, 2014].
Les domaines d'application sont vastes [*French and Binley*, 2004; *Ranieri et al.*, 2007; *Hilbich et al.*, 2009; *Drahor et al.*, 2014] et comprennent entre autres le suivi de digues [*Sjödahl et al.*, 2008; *Chambers et al.*, 2014], de zones sensibles aux glissements de terrain [*Suzuki and Higashi*, 2001; *Travelletti et al.*, 2012] et des mouvements d'eau dans les aquifères [*De Franco et al.*, 2009; *Coscia et al.*, 2011]. Cette méthode sera amplement détaillée dans le chap. 2, puisque l'objectif de cette thèse est de suivre l'évolution des processus naturels dans les digues et dunes.

2.8. Configurations d'électrodes

L'arrangement des électrodes, lors de la réalisation d'une étude d'imagerie électrique 2D, est une des caractéristiques les plus importantes. En effet, une variation de la configuration des électrodes, de courant et de potentiel, fera ressortir des informations différentes et souvent complémentaires sur le milieu.

2.8.(a) Les différentes configurations possibles

Bien que l'on puisse choisir une configuration d'électrodes quelconque, la majorité des études utilisent des configurations avec les électrodes alignées qui ont prouvées leur efficacité : Wenner, Schlumberger, Dipôle-dipôle, Pôle-dipôle et pôle-pôle. Il existe aussi des configurations impliquant des électrodes non alignées comme le Dipôle-dipôle équatorial (
Figure 11). D'autre part, il est important de noter que ces configurations peuvent être utilisées avec des électrodes en surface ou dans un forage. De nombreuses études ont été publiées sur le pouvoir de résolution de ces configurations ainsi que sur leur efficacité [e.g. *Dahlin and Zhou*, 2004; *Szalai and Szarka*, 2008]. On les départage notamment grâce à une évaluation de leur sensibilité calculée pour un terrain homogène. Cette fonction nous permet d'évaluer l'influence des variations d'un élément de volume de terrain homogène sur la mesure de la différence de potentiel (basé sur [*Roy and Apparao*, 1971]). La différence de forme de cette fonction nous permettra de mieux apprécier la réponse des différents dispositifs aux différents types de structures [*Marescot*, 2006].
Ainsi, la configuration Wenner montre une sensibilité plus forte aux changements verticaux qu'horizontaux de la résistivité, impliquant qu'elle est plus adaptée pour détecter des structures horizontales. D'autre part, elle possède un fort signal, ce qui l'avantage en présence de terrains avec des bruits de fond élevés. Par contre, elle dispose d'une faible profondeur d'investigation [*Edwards*, 1977] et montre une faible densité de points. La configuration

Dipôle-dipôle est, elle, idéale pour détecter des structures verticales. Mais démontre une forte influence du bruit ambiant. La configuration Wenner-Schlumberger est un bon compromis entre le dispositif Wenner et le Dipôle-dipôle en terme de sensibilité, avec une même sensibilité aux structures horizontales et verticales, de force du signal, de densité de point et de profondeur de pénétration. Notons que ces propriétés ne sont rapportées que dans le cas d'un milieu homogène. Un terrain hétérogène donnera des réponses différentes, néanmoins, les caractéristiques énoncées ci-dessus, restent valables dans la plupart des cas.

Dans les classifications de configurations d'électrodes, certaines sont moins utilisées car beaucoup plus spécifiques [*Dahlin and Zhou*, 2002; *Szalai and Szarka*, 2008; *Szalai et al.*, 2013]. Elles démontrent alors une volonté d'adaptation de l'acquisition à un terrain donné ou à une problématique donnée.
D'autres dispositions enfin ne tiennent plus compte d'une configuration de départ mais génèrent des positions d'électrodes en fonction de la géométrie de l'objet étudié ou de l'objectif de l'étude [*Hennig et al.*, 2008; *Fargier et al.*, 2010].

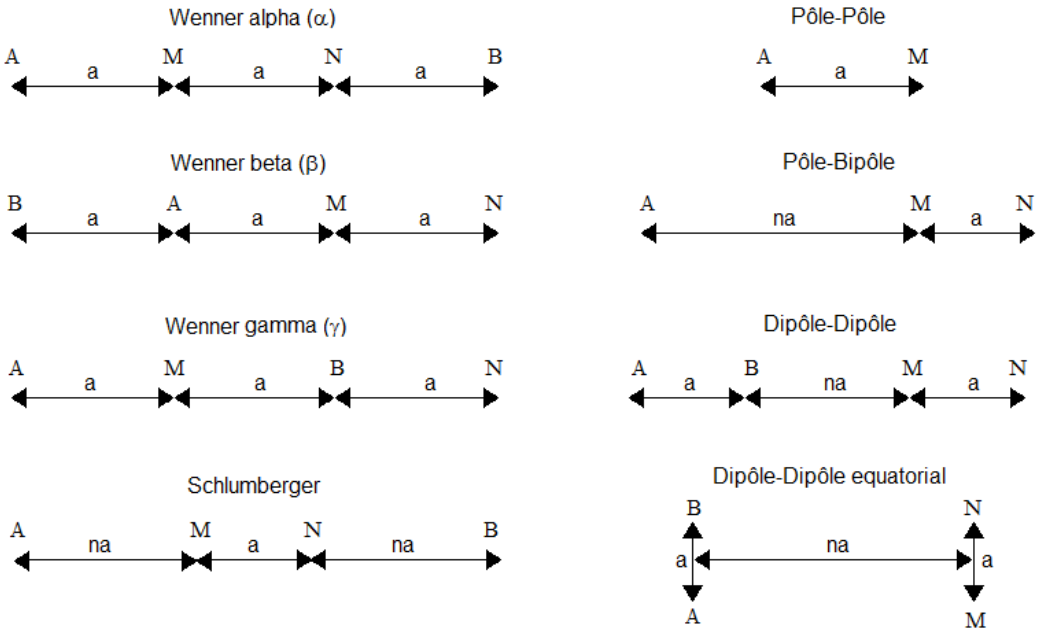


Figure 11. Présentation des configurations les plus utilisées en imagerie électrique 2D avec A et B les électrodes d'injection et M et N les électrodes de mesure du potentiel. « a » est la longueur des dipôles et « n » le facteur de séparation des dipôles.

2.8.(b) Choix d'une configuration et bruit sur les mesures

Parmi les critères de choix d'une configuration doivent alors figurer :

- La sensibilité aux variations verticales et horizontales de la résistivité dans le sous-sol, qui définit la profondeur d'investigation et la résolution de la méthode utilisée.
- La densité et la répartition des données pour obtenir une couverture satisfaisante de la zone investiguée.
- L'écartement maximal entre électrodes d'injection et de potentiel qui détermine la force du signal.
- Prise en compte des conditions matérielles de la zone investiguée : son étendue, sa géométrie, sa formation géologique superficielle, …

La résolution et la fiabilité de la technique employée dépend aussi de la qualité des données et du bruit qu'elles contiennent. Ainsi, une attention particulière doit être portée sur la minimisation du bruit sur les mesures et donc des erreurs de mesures qui peuvent être introduites par divers sources sur le terrain ou pendant l'étape de traitement des données. On s'intéresse ici aux erreurs de mesure que l'on peut classer selon deux catégories [*Zhou and Dahlin*, 2003]:

- Les erreurs liées au protocole de mise en place : Erreurs d'espacements entre électrodes provoquées par une erreur de positionnement sur le terrain [*Oldenborger et al.*, 2005], mauvais contact entre le sol et les électrodes, mauvaise adaptation de la séquence d'acquisition qui entraine des effets de polarisation des électrodes [*Dahlin*, 2000], mauvais choix d'électrodes [*LaBrecque and Daily*, 2008], …
- Les erreurs inhérentes à la mesure de différence de potentiel qui peuvent provenir de nombreuses sources : Sources environnementales naturelles (courants telluriques, …) ou anthropiques (réseau électrique proche, lignes de chemin de fer, mise en route de machines diverses, …) ; Sources instrumentales (mauvais fonctionnement de l'appareil, mauvais contact entre électrodes et câble de liaison avec l'appareil de mesure, dommages dans le câble de liaison, …).

Il est important de noter que les différentes configurations possibles ne vont pas réagir de la même façon face à ces erreurs. Les configurations vont être plus ou moins sensibles selon le bruit considéré. Afin de limiter le bruit sur les mesures, certaines règles s'imposent lors de la mise en place sur le terrain. L'opérateur peut notamment avoir une influence forte sur deux critères : le contact électrodes/sol et l'écartement entre électrodes.

Ainsi, l'un des premiers critères à prendre en compte est le contact entre les électrodes et le sol. D'après la Figure 3, on remarque une forte variation de potentiel localisée au voisinage des sources de courant, cela est dû au fait que la presque totalité de la résistance qu'offre le sol au passage du courant provient du voisinage immédiat des sources. Cela signifie également que lorsque la résistance de contact au niveau de la source est très importante, il passe peu de courant dans le sous-sol [*Chapellier*, 2000]. Pour remédier à cela, on peut agir sur le contact électrodes / sol. Plusieurs solutions existent : changer l'électrode pour obtenir une plus grande surface de contact, l'enfoncer plus profondément ou encore diminuer la résistivité du terrain au voisinage de l'électrode, en versant de l'eau autour par exemple. Lorsqu'on utilise une méthode multi-électrodes, il faudra s'assurer que le même protocole est utilisé pour chacune des électrodes car des résistances de prise hétérogènes impliquent un bruit et une qualité hétérogène des données. Quant à la solution d'enfoncer les électrodes, elle nécessite de respecter l'hypothèse d'une source ponctuelle. Communément, pour que cette hypothèse soit valable, l'enfoncement de l'électrode est pris à 1/10 de la distance entre deux électrodes. Plus récemment, Rücker and Gunter [2011] ont montré que cette profondeur doit être inférieure à 20% de l'espacement entre électrodes.
De ce fait, il est important de bien considérer l'écartement entre électrodes. En plus de bien respecter un espacement constant entre chaque électrode, s'ajoute à cette exigence la prise en compte de la distance maximale possible entre électrodes d'injection et électrodes de mesure. En effet, à mesure que l'on augmente l'écartement entre les deux sources, la différence de potentiel entre les électrodes réceptrices va diminuer jusqu'à ce qu'elle devienne trop faible pour être mesurée précisément. On peut augmenter la sensibilité de l'appareil mais le mieux est encore d'augmenter la distance entre M et N ce qui correspond à augmenter la différence de potentiel. Il faut tout de même faire attention à ne pas trop augmenter cette distance MN

car plus elle est grande et plus la mesure sera influencée par des courants parasites comme indiqués ci-dessus.

Si on ne présente ici des solutions que pour deux sources de bruit, d'autres peuvent être prise en compte comme notamment l'effet de polarisation des électrodes [*Dahlin*, 2000; *Peter-Borie et al.*, 2011]. Malgré tout, les sources de bruit sont couplées au signal qui nous intéresse rendant le filtrage du bruit plus ou moins efficace. Il existe deux méthodes d'estimation du bruit. La première est d'effectuer des mesures répétées au même point et de calculer une valeur moyenne (ou médiane) et l'écart-type associé pour obtenir une estimation de l'erreur. Une autre alternative, plus utilisée, est d'appliquer le principe de réciprocité défini dans le §2.6.(a), c'est-à-dire d'effectuer des mesures normales puis réciproques. La différence entre les deux nous permet d'obtenir une estimation de l'erreur sur la mesure [*Park and Van*, 1991a; *Zhou and Dahlin*, 2003; *Oldenborger et al.*, 2005; *LaBrecque and Daily*, 2008].

SYNTHÈSE : Pour une mesure de résistivité électrique à courant continu, on utilise un dispositif de 4 électrodes, placées de façon à optimiser la mesure en fonction du bruit ambiant et de l'objectif à atteindre. Dans cette thèse, nous utilisons des dispositifs multi-électrodes qui nous permettent de faire de l'imagerie de tomographie électrique 2D et 3D en suivi temporel. Une partie de la recherche consiste à optimiser l'acquisition sur le terrain pour obtenir des images représentatives. Comme nous l'avons vu, de nombreuses étapes sont à considérer lors de la réalisation d'une campagne de mesure. Une importance particulière étant apportée à la façon dont les électrodes sont configurées sur le terrain. Rappelons également que nous mesurons la résistivité apparente du milieu. Pour obtenir la distribution de résistivité du milieu il nous faut alors utiliser des outils numériques qui nous permettrons de reconstruire des modèles 3D (Chapitre II).

3. Méthodes électromagnétiques

Dans le cadre de cette thèse, des méthodes électromagnétiques sont utilisées en complément de méthodes électriques. Aucuns développements n'ont été entrepris pour leur application mais leur utilisation comme outils d'imagerie nécessite une présentation succincte des méthodes.

3.1. Théorie de l'électromagnétisme

Les méthodes électromagnétiques s'intéressent à l'interaction d'une onde électromagnétique avec les matériaux naturels du sous-sol, et notamment avec les propriétés diélectriques que sont la conductivité électrique et la permittivité diélectrique. En effet, ces deux paramètres gouvernent la manière dont les champs électromagnétiques se répartissent et sont atténués dans le sol. Ainsi, les propriétés d'une onde électromagnétique dépendant de ces paramètres sont l'atténuation γ'(Np.m^{-1}) (décroissance de l'amplitude), la fréquence f (Hz) et, pour les hautes fréquences, la vitesse de propagation v (m.s^{-1}) [*Daniels*, 2004]. Il est important de noter que la permittivité diélectrique et la conductivité électrique sont des paramètres dispersifs, c'est-à-dire qu'ils varient pour un même matériau en fonction de la fréquence utilisée. Dans ce cas, la permittivité diélectrique a tendance à diminuer légèrement avec la fréquence alors que la conductivité électrique augmente considérablement. De même, le signal électromagnétique envoyé dans le sol se disperse parce que ses composantes fréquentielles sont atténuées différemment et se déplacent à différentes vitesses.

On distingue alors deux régimes dépendant des fréquences utilisées [*Annan*, 2003] :

- Le régime de diffusion, qui a lieu lorsqu'on utilise des basses fréquences. La diffusion dépend de phénomènes de conduction et n'est sensible qu'aux contrastes de conductivité électrique.
- Le régime de propagation, qui a lieu quand on utilise des hautes fréquences. La propagation dépend de phénomènes de polarisation et est principalement sensible aux contrastes de permittivité diélectrique.

La transition entre ces deux régimes intervient lorsque les courants électriques changent entre les phénomènes de conduction dominants et les phénomènes de polarisation dominants.

Formellement, les phénomènes électromagnétiques sont décrits par les équations de Maxwell (Équations (I.1) à (I.4)) et les relations constitutives (Équations (I.5) à (I.7)). Une association de l'ensemble nous donne l'équation de Helmholtz qui s'applique de manière identique aux champs électrique et magnétique:

$$\nabla^2\vec{E} - \mu\sigma\frac{\partial\vec{E}}{\partial t} - \mu\varepsilon\frac{\partial^2\vec{E}}{\partial t^2} = \vec{0} \tag{I.29}$$

$$\nabla^2\vec{H} - \mu\sigma\frac{\partial\vec{H}}{\partial t} - \mu\varepsilon\frac{\partial^2\vec{H}}{\partial t^2} = \vec{0} \tag{I.30}$$

Considérons le champ électrique comme une fonction sinusoïdale du temps et $\vec{E}(\vec{r})$, le champ électrique complexe:

$$\vec{E}(\vec{r},t) = \vec{E}(\vec{r})e^{i\omega t} \tag{I.31}$$

Alors on a, $\partial t \rightarrow \pm i\omega$ où $\omega = 2\pi f$ qui représente la pulsation qui dépend de la fréquence f (Hz). L'équation de Helmholtz du champ électrique dans le domaine fréquentiel s'écrit donc :

$$\nabla^2\vec{E} - \gamma\vec{E} = 0 \tag{I.32}$$

Où γ (m^{-1}) est la constante de propagation et s'écrit :

$$\gamma^2 = \mu\omega(i\sigma - \omega\varepsilon) \tag{I.33}$$

- Lorsque $\sigma \gg \omega\varepsilon$, les phénomènes de diffusion sont prépondérants et le milieu est conducteur. Le troisième terme de l'équation (I.29) est alors négligé et l'équation de diffusion du champ électrique s'écrit :

$$\nabla^2\vec{E} - \mu\sigma\frac{\partial\vec{E}}{\partial t} = 0 \tag{I.34}$$

- Lorsque $\sigma \approx \omega\varepsilon$, on est dans un milieu diélectrique à pertes sans dominance de phénomènes de propagation ou diffusion.

- Lorsque $\sigma \ll \omega\varepsilon$, les phénomènes de propagation sont prépondérants, on est dans un milieu diélectrique. Le second terme de l'équation (I.29) est alors négligé et l'équation de diffusion du champ électrique s'écrit:

$$\nabla^2\vec{E} - \mu\varepsilon\frac{\partial^2\vec{E}}{\partial t^2} = 0 \tag{I.35}$$

Compte tenu que l'équation de Helmholtz s'applique indifféremment aux champs électrique et magnétique, les mêmes résultats s'écrivent pour l'équation du champ magnétique.

Dans la pratique, les méthodes électromagnétiques se subdivisent en plusieurs techniques définies selon leur domaine d'application [*Fauchard and Pothérat*, 2004]: fréquentiel (variation de l'amplitude à une fréquence donnée) ou temporel (signal enregistré en fonction du temps), selon la distance séparant le récepteur de la source (champ proche ou champ lointain) et selon la source, naturelle ou artificielle (passive ou active).

Ces différentes techniques nous permettent alors de remonter aux propriétés diélectriques du sol qui nous intéressent. En effet, comme pour la conductivité électrique (§2.1), la permittivité électrique dépend de propriétés d'état du sol comme la nature du sol, la teneur en argile, la porosité,… bien qu'elle dépende principalement de la teneur en eau et plus les matériaux sont humides plus ils montrent d'atténuations. L'Annexe 1 donne la permittivité électrique, la vitesse des ondes électromagnétiques, la conductivité électrique et l'atténuation en fonction de différents matériaux pour des fréquences situées de 80 à 120 MHz [*Neal*, 2004].

3.2. Méthodes hautes fréquences en champ proche : le radar géologique

3.2.(a) Principe

La méthode radar utilise des ondes électromagnétiques à hautes fréquences dans la gamme de quelques dizaines de MHz à quelques GHz [*Annan*, 2003]. De courtes impulsions électromagnétiques sont émises dans le sol par une antenne « émettrice » (T). Elles parcourent le sol à une certaine vitesse, déterminée principalement par la permittivité diélectrique des matériaux qu'elles traversent. Ainsi, lorsqu'elles rencontrent un contraste de permittivité, une partie de leur énergie se réfléchit vers la surface où elle est captée par une antenne « réceptrice » (R) tandis qu'une autre partie continue à pénétrer dans le sol.

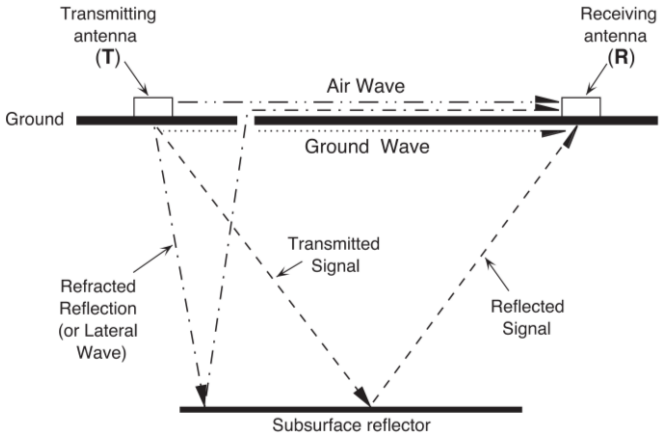


Figure 12. Propagation des ondes électromagnétiques dans l'air et le sol entre l'antenne émettrice et l'antenne réceptrice. [*Neal*, 2004]

Les discontinuités de permittivité sont appelées des réflecteurs et la capacité du radar géologique à les localiser est son principal avantage. Ainsi, l'antenne réceptrice capte les variations d'amplitude du champ électrique et décompose ce dernier en une fonction dépendante du temps de propagation et de la position. Notons que dans cette thèse, on utilise le mode bi-statique, c'est-à-dire que les antennes sont distinctes l'une de l'autre (Figure 12).

3.2.(b) Théorie

La relation entre la vitesse des ondes et les propriétés électriques des matériaux est la base de la méthode radar. En effet, le temps de propagation entre les deux antennes, appelé « temps aller-retour » (mesuré en nanosecondes), est fonction de la profondeur du réflecteur et de la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique. Si celle-ci est connue, il est donc possible d'estimer la profondeur d'enfouissement d'un réflecteur.
Afin de parvenir à une expression de la vitesse, on doit tout d'abord considérer les milieux dans lesquels évoluent les ondes électromagnétiques. Et sachant que les phénomènes de propagation interviennent dans le cas de milieu plutôt résistant (e.g. dans les sables secs), les ondes électromagnétiques sont considérées comme des ondes planes (les champs électrique et magnétique sont perpendiculaires l'un à l'autre) se propageant suivant la direction verticale z [*Daniels*, 2004] et à moins de 1.5 de la longueur d'onde de l'antenne [*Neal*, 2004].

Dans les milieux quasi-conducteurs, des phénomènes de conduction entrainent une atténuation de l'onde électromagnétique lors de la propagation. Il existe donc des pertes dues à l'absorption des radiations électromagnétiques par des effets de conduction et diélectriques. La permittivité diélectrique et la conductivité deviennent alors des quantités complexes où la partie imaginaire traduit le déphasage (retard) introduit par ces pertes :

La partie imaginaire pour la permittivité diélectrique traduit un déphasage entre la polarisation et le champ électrique E en un point : $\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon''$

La partie imaginaire pour la conductivité traduit un déphasage entre les courants de conduction et le champ électrique E : $\sigma = \sigma' - i\sigma''$

La constante de propagation γ est elle aussi un nombre complexe lorsque le milieu est conducteur et de la forme : $\gamma = \gamma' - i\gamma''$. Où γ' (Np/m), partie réelle, est appelée facteur d'atténuation et γ'' (rad/m), partie imaginaire, est appelée paramètre de phase. Ils sont définis tels que :

$$\gamma' = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon'}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\varepsilon''}{\varepsilon'}\right)^2} - 1\right]} \tag{I.36}$$

$$\gamma'' = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon'}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\varepsilon''}{\varepsilon'}\right)^2} + 1\right]} \tag{I.37}$$

Remarquons que la partie imaginaire de la permittivité diélectrique et la partie réelle de la conductivité électrique sont en phase (φ) avec le champ électrique. Tandis que la partie réelle de la permittivité diélectrique et la partie imaginaire de la conductivité électrique sont en quadrature (Q_d) avec le champ électrique, c'est-à-dire qu'ils affichent un déphasage de $\pm\pi/2$ par rapport au champ électrique.

Ainsi, dans le domaine de propagation, un champ électrique E_0 d'origine z=0, t=0 peut être décrit par $E(z,t)$ à la distance z au temps t:

$$E(z,t) = E_0 e^{i(\omega t - \gamma'' z)} e^{-\gamma' z} \tag{I.38}$$

Avec le premier terme représentant le terme de propagation et la deuxième le terme représentant l'atténuation.

Lorsque les ondes électromagnétiques auront parcouru une distance $z = 1/\gamma'$, l'atténuation sera de $1/e$. Ce paramètre donne ainsi une indication de la profondeur de pénétration des ondes sachant que plus le milieu est conducteur, plus il y a de pertes et moins elles pénètrent.

Le terme de propagation γ''décrit un changement de phase par unité de longueur pour chaque composante de l'onde. À une fréquence donnée, il est considéré comme constant et représente donc un nombre d'onde. Il est relié à la longueur d'onde λ (m) par :

$$\gamma''\lambda = 2\pi \quad \Rightarrow \quad \lambda = \frac{2\pi}{\gamma''} \tag{I.39}$$

De plus, on sait que $\lambda = v/f$ et $\omega = 2\pi f$. La vitesse de propagation pour des milieux quasi-conducteurs est alors définie par :

$$v = \frac{\omega}{\gamma''} = \left(\frac{\mu\varepsilon'}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} \right)^2} + 1 \right] \right)^{-\frac{1}{2}} \tag{I.40}$$

- Si le terrain est très peu conducteur, alors, on dit que c'est un milieu diélectrique parfait et l'onde de propagation ne subit pas d'atténuation ($\varepsilon''/\varepsilon' \ll 1$). De plus, on considère que $\varepsilon' \approx \varepsilon$. Dans ce cas, l'équation du champ électrique d'une onde électromagnétique se propageant la direction z s'écrit :

$$E(z) = E_0 e^{i\gamma'' z} \tag{I.41}$$

où le facteur de propagation s'écrit :

$$\gamma'' \simeq \omega\sqrt{\varepsilon\mu} \tag{I.42}$$

La vitesse de propagation est alors définie par :

$$v \simeq \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_0\varepsilon_r\mu_0\mu_r}} \tag{I.43}$$

On rappelle que les paramètres ε_0 et ε_r représentent respectivement la permittivité diélectrique du vide et permittivité diélectrique relative. De même pour les valeurs μ_0 et μ_r pour la perméabilité magnétique.

On considère que dans la plupart des sols $\mu \simeq \mu_0$, alors $\mu_r \simeq 1$ d'après l'équation (I.6). Sachant que la vitesse de la lumière dans le vide $c = 1/\sqrt{(\varepsilon_0\,\mu_0)}$ ($c=3\times10^8$ m/s), la vitesse pour des milieux diélectriques parfaits devient :

$$v \simeq \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \tag{I.44}$$

3.2.(c) Acquisition, étapes de traitement et représentation des données

Le radar géologique permet deux catégories d'acquisition conventionnelles [*Takahashi et al.*, 2007]. La première consiste à déplacer les antennes, en gardant un espacement fixe, le long

d'un transect et à acquérir des données à intervalles réguliers. On obtient alors des profils de réflectivité représentant la stratigraphie et les objets enterrés sous la ligne d'investigation. En effectuant plusieurs lignes parallèles, on obtient des données 3D. La deuxième méthode d'acquisition consiste à augmenter l'espacement entre les deux antennes autour d'un point central (Common Mid-Point method). Si on suppose un milieu tabulaire, le signal empruntera différents chemins en fonction de l'espacement inter-antenne ce qui nous permet d'estimer la distribution de la vitesse du signal radar par rapport à la profondeur. Dans cette thèse, on ne décrira que la première méthode d'acquisition, étant la seule utilisée sur le terrain.

En plus du mode de déplacement, il faut définir des paramètres d'acquisition optimisés selon le terrain investigué et les objectifs à atteindre [*Robinson et al.*, 2013]. Tout d'abord, on définit la gamme de fréquence radar utilisée qui détermine la résolution verticale et la profondeur de pénétration. En effet, plus la gamme présente des fréquences hautes, plus la résolution avec la profondeur sera bonne mais plus la propagation sera superficielle. D'un autre côté, plus les fréquences seront basses, plus la profondeur d'investigation sera grande et moins la résolution sera bonne. Ainsi, la résolution verticale doit être idéalement du quart de la longueur d'onde [*Neal*, 2004]. Par ailleurs, il est important de rappeler que la profondeur d'investigation est fortement dépendante de la conductivité du sol (e.g. teneur en argile, présence de sel) puisque celle-ci atténue de façon significative les ondes électromagnétiques, ce qui limite la profondeur d'investigation. La résolution horizontale, quant à elle, est fonction de la distance entre point de mesure (pas spatial entre les traces). Cette distance est en général déterminée par la taille des structures géologique ou objets que l'on veut détecter et de la fréquence [*Neal*, 2004]. Cela vaut également pour la distance entre lignes lorsqu'on effectue plusieurs profils parallèles. Enfin, une série de paramètres détermine le rapport signal sur bruit : vitesse d'acquisition, nombre de répétition de la mesure (stack), gain, …

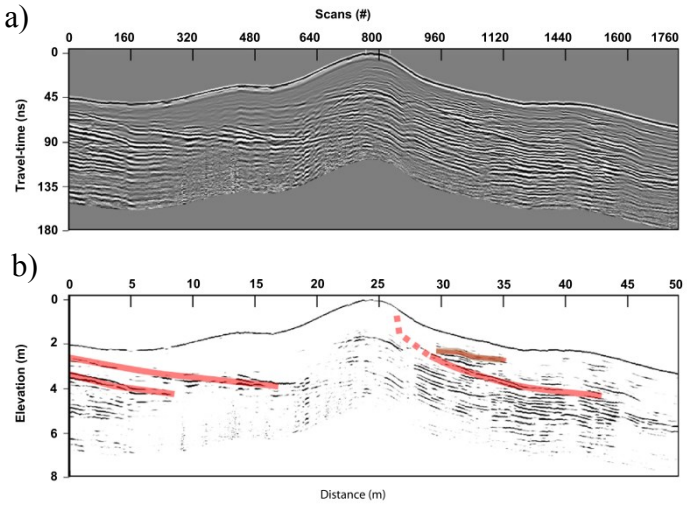


Figure 13. Représentation d'un radargramme brut (a) et d'un radargramme interprété (b). [*Dougherty*, 2013]

Ainsi, on peut représenter les signaux trace par trace en fonction du temps mais souvent ils sont juxtaposés pour obtenir une coupe temps, ou radargramme brut (t=f(x)). C'est-à-dire qu'on affiche la distance horizontale en fonction du temps aller-retour (Figure 13.a).
Afin de pouvoir interpréter ce radargramme, on respecte des étapes intermédiaires dans le traitement: ajustement des traces au temps zéro défini comme le début de l'onde aérienne ; suppression des basses fréquences ; introduction de la topographie ; correction du gain appliqué aux données afin de mieux visualiser celles-ci ; filtrage des bruit anthropiques.

Enfin, pour convertir le temps aller-retour en une profondeur, il nous faut connaitre la vitesse de propagation. On obtient celle-ci à l'aide de la méthode « common mid-point » ou en l'évaluant à partir des réflexions hyperboliques provoquées par des objets ponctuels du sous-sol. On obtient alors un radargramme interprété (z=f(x)) qui nous permet de localiser les anomalies et interfaces du sous-sol (Figure 13.b).

3.2.(d) Avantages et limites

Le radar géologique est la méthode géophysique de subsurface qui possède la résolution spatiale la plus fine pour l'imagerie en 2D ou 3D [*Adetunji et al.*, 2008; *Di Prinzio et al.*, 2010; *Pringle et al.*, 2012; *Shukla et al.*, 2013]. On peut ainsi obtenir des images de bonne qualité en peu de temps, puisque l'acquisition sur le terrain est très rapide. Et même si on ne considère que les données brutes, celles-ci fournissent de précieuses informations sur la structure du terrain [e.g. *Bennett et al.*, 2009; *Niu et al.*, 2013].
Le radar géologique peut être adapté à de nombreux terrains, il faut surtout qu'il existe des contrastes de propriétés électriques entre la cible et le milieu environnant. Bien qu'il soit idéal sur des terrains secs [*Neal et al.*, 2002], des terrains humides peuvent tout de même réfléchir l'énergie radar. Cependant, plus le terrain est conducteur et plus le signal émis est atténué et plus la profondeur d'investigation est faible limitant ainsi la méthode. Dans notre cas, cette méthode sera particulièrement bien adaptée à l'imagerie d'un environnement côtier dunaire composé de sables secs à saturés.

3.3. Méthodes basses fréquences en champ proche : le Slingram

3.3.(a) Principe

La méthode Slingram est basée sur l'émission et la réception d'un champ magnétique. L'appareil de mesure est donc équipé de deux boucles d'induction de courant, qui servent de dipôles magnétiques. Afin d'obtenir des données de bonne qualité, l'espacement et l'orientation des bobines doivent être contrôlés. Ces choix impliquent plusieurs configurations qui seront différenciées selon le plan et l'axe des boucles [*Frischknecht et al.*, 1991]. Dans le cas de la méthode Slingram, les boucles sont coplanaires entre elles et orientées perpendiculairement (mode dipôle horizontal coplanaire HCD) ou horizontalement (mode dipôle vertical coplanaire VCD) par rapport à la surface.

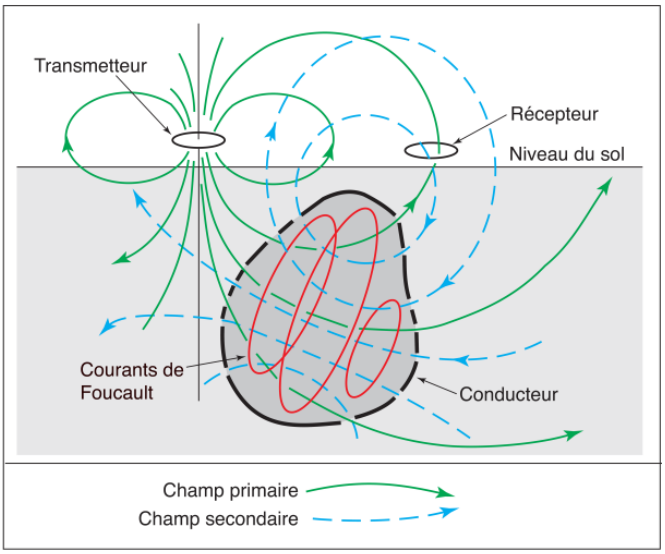


Figure 14. Représentation schématique du principe de mesure électromagnétique Slingram en mode dipôle vertical coplanaire. [*Chouteau and Giroux*, 2008]

La bobine émettrice, reliée à une source oscillante, génère un champ magnétique primaire (H_p) à une fréquence fixe (quelques kHz) [*Fauchard and Pothérat*, 2004]. Le signal va se diffuser dans le sol et interagir avec les matériaux conducteurs. Cette interaction va créer des courants électriques induits (courants de Foucault) qui vont eux-mêmes engendrer un champ magnétique que l'on dit secondaire (H_s). La bobine réceptrice capte le champ total qui représente la somme du champ primaire émis et du champ secondaire induit (H_s) (Figure 14). Cela crée alors une succession continue d'un champ induisant un autre qui se déplace à travers le milieu. C'est pourquoi, les champs primaire et secondaire sont considérés comme permanents. Le champ secondaire va varier en fonction de la distribution de la conductivité dans le sol et y répondra en conséquence. Ainsi, la présence d'une anomalie conductrice se traduit par l'augmentation de la conductivité apparente mesurée.

3.3.(b) Théorie

Le champ secondaire affiche une composante en phase (φ) et une composante en quadrature (Q_d, déphasage de $\pm\pi/2$) par rapport au champ primaire. Le Slingram permet de mesurer ces deux composantes. La première est sensible aux brusques variations de conductivité et permet notamment de détecter la présence de métaux. La deuxième décrit des variations plus faibles de la conductivité du sous-sol ce qui dans cette thèse nous intéresse essentiellement. Dans ce sens, on s'intéresse aux phénomènes d'induction qui nous permettent de relier le rapport entre le champ primaire et la composante en quadrature du champ secondaire à la conductivité apparente, la fréquence et la distance inter-bobine s [*Chouteau and Giroux*, 2008] :

$$\frac{H_s}{H_p} = f(\sigma, \omega, s) \tag{I.45}$$

D'après l'équation de Helmholtz (I.32), pour un champ magnétique variable le long d'un axe, dans un milieu homogène semi-infini, on peut écrire :

$$H_x(z,t) = H_0 e^{-z/p} e^{i(\omega t - z/p)} \tag{I.46}$$

Avec le facteur de propagation :

$$\gamma^2 = i\omega\mu\sigma \quad et \quad \gamma = \pm(1+i)\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \tag{I.47}$$

On introduit alors une épaisseur de peau p (profondeur de pénétration des ondes), qui caractérise la profondeur pour laquelle l'amplitude des champs est divisée par e. L'épaisseur de la couche dans laquelle sont confinés champs et courants est de l'ordre de grandeur d'un très petit nombre de fois la profondeur de peau, d'où le nom « effet de peau » :

$$p = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \tag{I.48}$$

En pratique, dans un milieu non-magnétique, on utilise : $p \approx 500\sqrt{\rho/f}$.

Cette profondeur est d'autant plus faible que la conductivité et la fréquence sont élevées. Dans le cas du Slingram, la fréquence utilisée est assez basse pour que la profondeur de peau soit

toujours considérablement plus grande que l'espacement inter-bobines s. On définit alors le nombre d'induction NI comme le rapport entre ces deux paramètres ($NI = s/p$).
Ainsi, lorsque NI<<1, Le rapport entre le champ magnétique primaire et secondaire s'écrit [*McNeill*, 1980] :

$$\left(\frac{H_s}{H_p}\right)_V \approx \left(\frac{H_s}{H_p}\right)_H \approx \frac{i(NI)^2}{2} = \frac{i\omega\mu\sigma s^2}{4} \tag{I.49}$$

Avec V, le cas de dipôles verticaux et H, le cas de dipôles horizontaux.

Pour satisfaire la condition d'un nombre d'induction très faible, il faut estimer la valeur maximale de la conductivité dans le sol investigué et choisir en conséquence la fréquence utilisée. Dans ce cas, la conductivité apparente du terrain est directement proportionnelle au rapport de l'amplitude des champs magnétiques primaire et secondaire en quadrature ou en phase :

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega\mu_0 s^2}\left(\frac{H_s{}^{(Q_d)}}{H_p}\right) = \frac{4}{\omega\mu_0 s^2}\left(\frac{H_s{}^{(\varphi)}}{H_p}\right) \tag{I.50}$$

Dans ces conditions, la profondeur de pénétration n'est limitée que par la distance entre bobines et leur orientation par rapport à la surface. Dans un milieu homogène, on peut calculer le champ magnétique secondaire induit par la présence d'une fine couche dz à la profondeur z (z étant la profondeur divisée par l'espacement inter-bobines s). On peut alors construire une fonction Φ qui décrit la sensibilité de l'appareil de mesure à cette fine couche en fonction de sa profondeur (Figure 15) [*McNeill*, 1980; *Fauchard and Pothérat*, 2004].

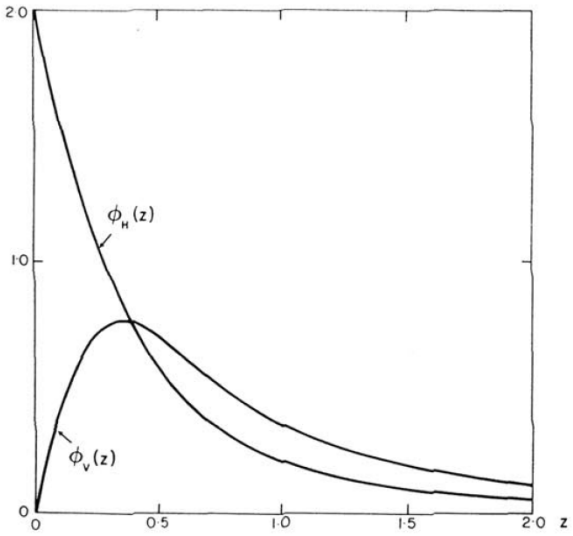


Figure 15. Comparaison de la fonction de sensibilité (Φ) de l'appareil de mesure en mode dipôle horizontal (H) ou vertical (V) à la présence d'une fine couche conductrice d'épaisseur dz en fonction de la profondeur normalisée z = profondeur/s avec s la distance entre bobines dans un milieu homogène. [*McNeill*, 1980]

La Figure 15 montre à quel point les deux modes de mesure répondent différemment. Pour un dispositif à dipôles magnétiques verticaux (VCD), la réponse du système $\Phi_V(z)$ est maximale pour une profondeur normalisée $z = 0{,}5 \times s$. Mais elle est insensible aux couches situées en très proche surface. Pour un dispositif à dipôles magnétiques horizontaux (HCD), les couches

superficielles contribuent majoritairement à la réponse du système $\Phi_H(z)$ jusqu'à $z = 0{,}5 \times s$. Ainsi, une mesure en mode vertical rend compte de la répartition des conductivités apparentes plus en profondeur qu'en mode horizontal [*Fauchard and Pothérat*, 2004].

Il existe un grand nombre de systèmes de mesures qui ont des distances entre bobines et des fréquences variables et donc des profondeurs d'investigation différentes (Geonics EM-31,-34,-38 ; Geophex GEM-2,-300 ; DUALEM-1,-2,-4 ;…). L'appareil utilisé dans cette thèse est l'EM31® avec un espacement inter-bobines fixe s=3.66 m et une fréquence de fonctionnement fixe de 9.8 kHz.

3.3.(c) Acquisition, étapes de traitement et représentation des données

L'application de la méthode Slingram est assez simple en termes d'acquisition et de représentation des données.

La mise en œuvre sur le terrain dépend des propriétés du sous-sol que l'on cherche à déterminer et de la profondeur que l'on veut atteindre. On définit alors une distance entre boucles et un mode dipolaire (horizontal ou vertical) adaptés aux objectifs de l'acquisition. On établit ensuite un ou plusieurs profils au-dessus de la zone à prospectée en fonction du niveau de détail souhaité et perpendiculairement à la direction de la structure géologique à imager [*Fauchard and Pothérat*, 2004].

L'interprétation des mesures Slingram reste essentiellement qualitative. Cela nous permet de localiser les hétérogénéités conductrices du sous-sol en termes de conductivité apparente ou de résistivité apparente. À partir du nombre de profils effectués, on trace le profil de conductivité apparente en fonction de la distance en surface ou on interpole les données de plusieurs profils pour obtenir une carte d'iso-valeurs graduée compte tenu de la conductivité apparente (Figure 16). Pour obtenir une interprétation quantitative, on combine alors cette méthode avec d'autres méthodes géophysiques ou des sondages mécaniques.

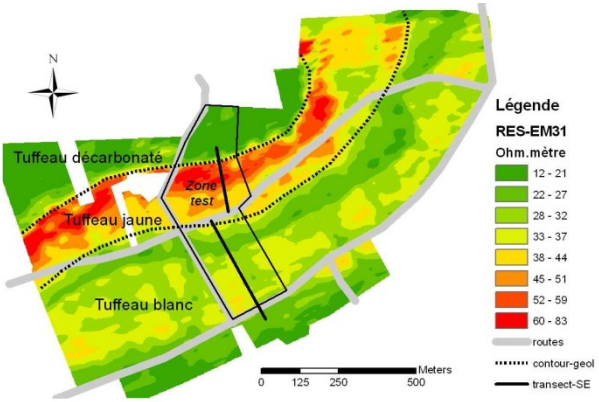


Figure 16. Carte de résistivité apparente obtenue à partir de l'acquistion de plusieurs profils parrallèles EM31®. [*Hinschberger et al.*, 2011]

3.3.(d) Avantages et limites

Le principal avantage de la méthode Slingram est sa rapidité de mise en œuvre et sa grande sensibilité aux faibles variations de conductivité. Elle a un rendement très élevé du fait qu'il

n'y a pas de contact avec le sol et son faible encombrement permet l'investigation de zone difficile d'accès. On obtient alors très rapidement un profil ou une carte de conductivité apparente décrivant les variations latérales de la conductivité du sous-sol.

Cependant, l'interprétation des résultats est essentiellement qualitative. De plus, la gamme de conductivité qu'elle peut mesurer est limitée entre 5 et 400 mS/m [*Fauchard and Pothérat*, 2004]. Si le terrain est trop peu conducteur (i.e. sable secs), l'émission d'un champ magnétique produit trop peu de courant induit pour produire un champ secondaire mesurable par la bobine réceptrice. Inversement, pour de fortes conductivités, la composante en quadrature n'est plus linéairement proportionnelle à la conductivité du terrain [*McNeill*, 1980]. Il est donc important de faire attention à la présence d'éléments conducteurs anthropiques (tuyaux, lignes électriques, câbles métalliques, etc.) qui perturbent les mesures. Enfin, s'il est possible d'obtenir des sondages verticaux à l'aide de plusieurs appareils de mesure, cela reste peu utilisé. Dans le cadre de cette thèse, cette méthode est envisagée sur les deux objets d'études comme outil d'imagerie du sol et de structures anthropiques enfouies.

SYNTHÈSE : Les méthodes électromagnétiques présentées ci-dessus représentent toutes deux des méthodes actives (sources artificielles) en champ proche mais s'appuient sur des fréquences différentes qui les rendent complémentaires. Ainsi, le radar émet des hautes fréquences qui vont se propager dans les milieux et réagir selon les variations de permittivité diélectrique du sol ; Le Slingram émet des basses fréquences qui se diffusent et interagissent avec le sol de manière variable en fonction de la conductivité électrique des matériaux. Elles sont toutes deux faciles et rapides à mettre en œuvre. Et leur interprétation, même qualitative, apporte de précieux renseignements quant à la structure du sous-sol. Utilisées dans de nombreuses applications environnementales, elles s'adaptent parfaitement au cadre de cette thèse et seront le plus souvent utilisées comme outils d'aide à la caractérisation des sols investigués. Elles permettront notamment de confirmer ou infirmer les résultats obtenus à l'aide de l'imagerie électrique.

4. Conclusion

Nous avons présenté ici trois méthodes géophysiques différentes qui découlent de phénomènes électromagnétiques. Elles nous permettent alors de suivre deux paramètres d'états du sol qui sont : la conductivité électrique et la permittivité diélectrique. Si l'imagerie de résistivité électrique est la principale méthode utilisée dans cette thèse, les deux méthodes électromagnétiques sont essentielles à la caractérisation générale des deux sites ateliers en se focalisant sur les propriétés électromagnétiques du sous-sol.

Dans cette thèse, les méthodes électromagnétiques sont uniquement utilisées pour de l'aide à la caractérisation des sites ateliers. C'est pourquoi, aucunes recherches de précision ou d'amélioration de la qualité des résultats n'ont été envisagées. Ce n'est pas le cas pour l'imagerie de résistivité électrique. Nous allons le montrer, tant en termes de modélisation que d'inversion. Une volonté d'adaptation de la méthode à chaque milieu investigué nous a également poussés à améliorer la mise en œuvre sur le terrain et le traitement des données brutes. Le prochain chapitre développera ces axes.

Chapitre II. Imagerie de résistivité électrique

1. Modélisation numérique appliquée à l'imagerie de résistivité électrique 34
2. Problème direct 35
2.1. Résolution du problème direct 36
2.2. Méthodes des éléments finis 37
2.3. Discrétisation du problème direct 39
3. Problème inverse : reconstruction du modèle 40
3.1. Introduction au problème inverse électrique 40
3.2. Stratégie d'inversion 42
3.3. Méthodes d'inversions : méthodes de descente 42
3.3.(a) Méthode de plus grande pente 44
3.3.(b) Méthodes de Newton, Gauss-Newton et quasi-Newton 44
3.4. Méthode de calcul de la matrice des dérivées de Fréchet : l'état adjoint 45
3.5. Régularisation du problème inverse : Modification de Marquardt-Levenberg 46
3.6. Fiabilité du problème inverse 46
3.6.(a) Matrice de résolution du modèle 47
3.6.(b) Critère de convergence du problème inverse 47
3.6.(c) Indice de profondeur d'investigation (DOI) 47
4. Informations a priori et stratégies d'inversion 48
4.1. Effets 3D 48
4.2. Types d'informations a priori 49
4.2.(a) Informations a priori intégrées à la fonction objectif 49
4.2.(b) Informations a priori intégrées dans la discrétisation du modèle 51
4.3. Méthodologie d'inversion $2D^+$ et $3D^-$ [*Fargier*, 2011] 52
4.3.(a) Méthodologie d'inversion $2D^+$[*Fargier*, 2012] 53
4.3.(b) Méthodologie d'inversion $3D^-$[*Jodry et al.*, 2014] 53
4.3.(c) Application de la méthodologie d'inversion $3D^-$ dans le cadre de cette thèse 55
5. Problème inverse en suivi temporel 56
5.1. Méthodes d'inversion temporelles conventionnelles 57
5.1.(a) Inversions indépendantes et comparaison de modèles 57
5.1.(b) Inversion d'une résistance de transfert normalisée 57
5.1.(c) Inversion en cascade 58
5.1.(d) L'inversion des différences des valeurs de résistivité apparente 58
5.2. Inversions temporelles simultanées ou 4D 58
6. Conclusion 60

On rappelle que la méthode d'imagerie de résistivité électrique s'inscrit parmi les méthodes électriques dites à courant continu et que les acquisitions utilisent un système multi électrodes. Dans le cadre de cette thèse, la méthode d'imagerie de résistivité électrique comprend des développements méthodologiques importants. Ce chapitre a donc pour but de présenter des sujets relatifs à la modélisation numérique, directe et inverse, pour l'étude de l'imagerie de résistivité électrique.
Tout d'abord l'ensemble du processus de modélisation numérique sera détaillé avec la présentation du problème direct et inverse. Ensuite, on discutera de l'ajout d'informations a priori, indépendantes des données mesurées, qui permettent d'obtenir des modèles plus proches de la réalité. Dans cette partie, une nouvelle approche numérique basée sur un code de recherche, adaptée aux objets d'études de la thèse, est présentée. Elle intègre notamment les principes détaillés dans la présentation du processus d'inversion et l'intégration d'informations a priori sous différentes formes. Enfin on s'intéressera aux applications de suivi de phénomènes temporels et comment il s'intègre dans le processus d'inversion. Deux applications sont mises en avant ici, l'utilisation ponctuelle sur une campagne de reconnaissance et l'utilisation répétée pour le suivi temporel.

1. Modélisation numérique appliquée à l'imagerie de résistivité électrique

Dans le chapitre précédent nous avons vu comment obtenir une mesure de résistivité apparente. Cependant, cette mesure est intégrante et représente la résultante des résistivités présentes dans un certain volume. Nous cherchons à reproduire une distribution de la résistivité du milieu. Pour s'en rapprocher on passe par une démarche d'inversion qui nous permet de reconstruire une image géoélectrique de la subsurface, la plus proche possible de la réalité physique, à partir des données mesurées et d'informations a priori sur le milieu. Par informations a priori, on entend toutes informations ou observations disponibles, indépendantes des mesures électriques et susceptibles d'aider à la reconstruction du sous-sol. Ces informations sont de diverses natures (directes ou indirectes, locales ou globales, précises ou approximatives, qualitatives ou quantitatives…) et celles-ci seront donc introduites à différentes étapes du processus comme on le verra dans ce chapitre.
Toute représentation de la réalité, le plus souvent une version simplifiée de cette réalité, est appelée modèle. Un modèle est composé de différents paramètres, termes numériques représentant les propriétés physiques ou géométriques du sous-sol que l'on cherche à caractériser. La propriété qui nous intéresse ici, est la résistivité dans le sous-sol. Celle-ci varie de façon continue dans le sol mais sa distribution peut être approximée par un nombre fini de paramètres discrets. La paramétrisation du modèle consiste alors à discrétiser le milieu en cellules finies de résistivité constante qui s'approchent au mieux de la distribution vraie. Ainsi, le processus utilisé nous permet de retrouver une distribution discrète de la résistivité dans le sous-sol comme modèle de résistivité final. Cette procédure nécessite l'utilisation de deux techniques mathématiques complémentaires: les problèmes direct et inverse.
Le problème direct simule des données de résistivité apparente à partir des paramètres d'un modèle donné. Le problème inverse permet lui de retrouver les paramètres de modèles à partir de données électriques mesurées. On reconstruit ainsi le modèle de terrain sur lequel les mesures ont été effectuées, en espérant qu'il représente au mieux la réalité.

Ainsi, pour reconstruire un modèle de terrain, avec une distribution de résistivité la plus proche possible du milieu ausculté, on utilise un procédé à plusieurs étapes (Figure 17) :

0- Création d'un modèle estimé, version simplifiée de la réalité, créé à l'aide des informations a priori.
1- Prédictions des données qui correspondent aux mesures que l'on aurait obtenues en appliquant le même protocole d'acquisition sur le modèle estimé. Cette opération constitue le problème direct.
2- Évaluation du critère d'erreur entre les données simulées et les données mesurées. On cherche à ce que les données simulées soient les plus proches possible des données mesurées.
3- Rectification du modèle estimé par le problème inverse en fonction de l'écart entre les données simulées et les données mesurées tout en respectant les limites imposées par les informations a priori. On reconstruit ainsi un modèle estimé plus réaliste.

Ce protocole 1-2-3 est reproduit jusqu'à ce que les données simulées soient proches des données réelles. Nous obtenons alors un modèle numérique final de la distribution spatiale de la résistivité, caractérisant plus ou moins bien la réalité physique du terrain. Les caractéristiques de ces modèles dépendent fortement de la méthode d'inversion utilisée, des données de terrain (nombre, densité, redondance, incertitudes…) et des informations a priori disponibles. Le modèle final est validé à partir du moment où il peut approcher suffisamment les données mesurées et en concordance avec les informations a priori (ex : géologiquement plausibles, en adéquation avec des sondages mécaniques, …).

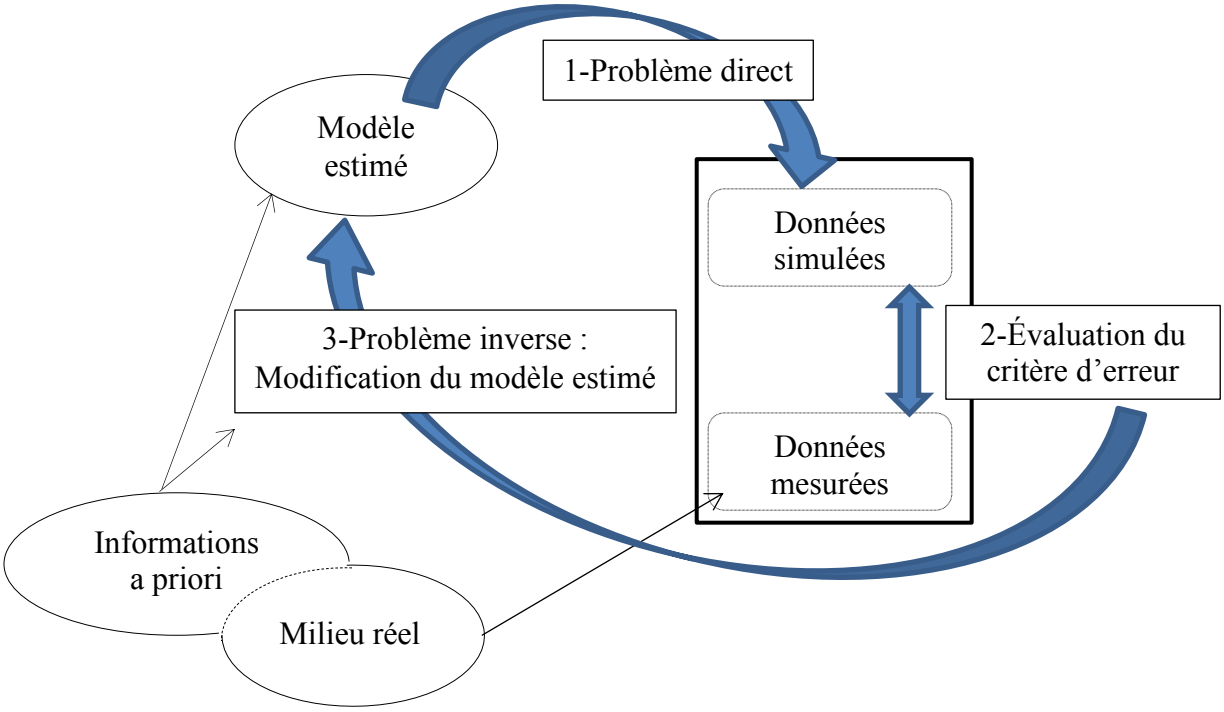


Figure 17. Vue schématique de la démarche d'inversion.

2. Problème direct

Le problème direct suppose la création d'un modèle qui par une approche de résolution, analytique ou numérique, des équations fondamentales, nous permet d'obtenir des réponses électriques prédites. Dans notre cas, on cherche à décrire des structures externes (topographie, présence d'une masse d'eau, structure anthropique…) et internes (matériaux constitutifs et

leurs propriétés électriques associées, géologie, structures anthropiques,…) et à les relier aux réponses géophysiques qu'elles engendrent. Le modèle ainsi créé doit donc être capable de reproduire une géométrie interne et externe plus ou moins complexe. Plus spécifiquement pour le problème électrique, cela passe par la résolution d'un système d'équations différentielles en tout point d'un domaine Ω, décrivant le champ de potentiel électrique d'un milieu généré par une ou plusieurs sources de courant (I.18).

2.1. Résolution du problème direct

Dans certains cas de modèles simples, il existe une solution analytique à l'équation de Poisson qui peut donc être utilisée [*Scurtu*, 1972; *Telford et al.*, 1990; *Marescot et al.*, 2006]. Cependant, ces solutions sont vite limitées, notamment pour des représentations de structures 3D complexes. C'est pourquoi il est nécessaire d'utiliser les techniques de modélisation numérique pour simuler des structures avec une distribution quelconque du champ de conductivité électrique. Les solutions analytiques sont des solutions exactes, le résultat est donc généralement précis et le temps de calcul très faible. Les méthodes numériques, quant à elles, donnent des solutions approchées et même si le pouvoir de résolution des ordinateurs ne cesse de s'améliorer, la modélisation de milieux géoélectriques 3D reste compliquée et peut prendre beaucoup de temps. Lorsque cela est possible, Il est recommandé de comparer les solutions obtenues par méthodes numériques à des solutions analytiques plus ou moins proches, qui servent alors de références.

Les méthodes numériques sont dites approchées car elles remplacent un problème mathématique défini sur un milieu continu (équations différentielles ou intégrales) par un problème discret (équations matricielles) [*Marescot*, 2004], de dimension finie, que l'on sait résoudre numériquement. Il existe différentes catégories de techniques numériques qui permettent de décrire des milieux plus ou moins complexes avec des temps de calcul variables, parmi lesquelles : la méthode équations intégrales [*Dieter et al.*, 1969], la méthode des moments [*Tabbagh*, 1985] , la méthode des éléments de frontière [*Okabe*, 1981]. Deux méthodes sont plus particulièrement utilisées en géoélectrique :

- **La méthode des différences finies :** consiste à résoudre l'équation de Poisson sous sa forme différentielle dans un espace divisé en un réseau de mailles régulières. On exprime le potentiel en un nœud, en fonction de la valeur des nœuds voisins. On cherche alors les solutions approchées aux dérivées partielles spatiales entre deux nœuds suffisamment proches l'un de l'autre à l'aide de leur équivalent en différences finies. Cette méthode permet de prendre en compte des milieux plus complexes que les méthodes analytiques, néanmoins le maillage régulier limite la prise en compte de géométries complexes [*Mufti*, 1978; *Dey and Morrison*, 1979; *Spitzer*, 1995], qu'elles soient internes (structure subsurface) ou externes (topographie).

- **La méthode des éléments finis :** pour cette méthode, l'équation de Poisson sous sa forme intégrale et une solution du problème sont estimées en minimisant l'énergie du champ électrique. L'avantage de cette méthode est le large choix de types de mailles à disposition qui rend possible la représentation d'un milieu quel que soit sa complexité. De plus, la simplicité croissante de sa mise en œuvre, la fiabilité des algorithmes et la robustesse de la méthode font qu'elle est le plus souvent utilisée pour résoudre des problèmes géoélectriques [i.e. *Coggon*, 1971; *Pridmore et al.*, 1981; *Tsokas et al.*, 1997; *Rücker et al.*, 2006; *Ren and Tang*, 2010].

Dans ce travail de thèse, nous utilisons le logiciel COMSOL Multiphysics® pour résoudre le problème direct. Nos modélisations sont donc toutes basées sur la méthode des éléments finis qui permet une prise en compte plus aisée de milieux 3D.

2.2. Méthodes des éléments finis

Lors de la résolution d'un modèle géophysique par la méthode des éléments finis, on établit deux approximations [*Coggon*, 1971] :

(i) Un modèle de la subsurface est représenté par une région limitée incluant toutes les hétérogénéités et les comportements des champs aux frontières sont approximés.

(ii) La variation spatiale d'un champ de potentiel est décrite par un nombre fini de valeurs, entre lesquelles une variation polynomiale est supposée

Ci-dessous, les principales étapes de construction d'un modèle en éléments finis [*Oudin*, 2008] :

➢ Discrétisation du milieu continu en sous-domaines.

La méthode des éléments finis consiste à diviser le domaine Ω en plusieurs sous-domaines Ω_e, appelés éléments finis, de forme géométrique simple (Figure 18) :

$$\Omega = \bigcup_{e=1}^{\Omega_e} \Omega_e \quad et \;\; \Omega_e \cap \Omega_k = \emptyset, \forall \; e \neq k \tag{II.1}$$

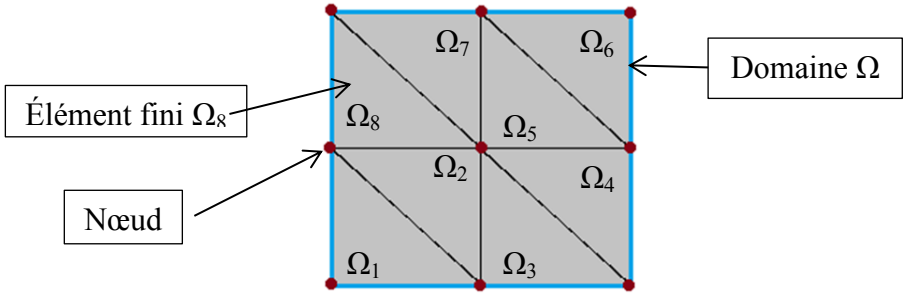


Figure 18. Représentation d'un domaine Ω discrétisé en 8 éléments finis de forme triangulaire reliés par 9 nœuds.

➢ Formulation intégrale pour le problème électrique et prise en compte des conditions aux frontières.

Afin de résoudre le système d'équations qui découle de la discrétisation du domaine Ω en sous-domaines, il nous faut tout d'abord écrire l'équation de Poisson sous forme intégrale. Cela permet notamment de tenir compte de l'équation locale et d'une partie des conditions aux limites. En effet, l'expression de l'équation de Poisson acquiert des valeurs différentes selon le milieu considéré mais aussi suivant que l'on se trouve au milieu du domaine, en bordure ou à proximité d'une source [*Pridmore et al.*, 1981]. Les valeurs aux frontières ne sont que partiellement définies par les équations de champs. On définit alors des conditions aux frontières du domaine Γ pour résoudre correctement ces équations :

Condition 1 : Pour des raisons purement numériques, on introduit des plans de subsurface qui nous permettent de considérer le domaine comme fini. Ces limites, frontières de Dirichlet (ΓD), sont étendues pour que l'on soit à une distance assez élevée de la source électrique et

que le milieu est suffisamment conducteur pour que le potentiel V soit faible et de valeur constante (V_0):

$$V = V_0 \; et \; \delta V = 0 \tag{II.2}$$

Condition 2 : Les Frontières de Neumann (ΓN) caractérisent des limites isolantes qui ne permettent pas le passage du courant [*Rücker et al.*, 2006]. Lorsqu'on considère l'interface air/sol, aucun courant ne peut circuler dans l'air considéré comme un isolant parfait, ainsi la densité de courant J ne comporte qu'une composante tangentielle à cette interface car la composante normale est nécessairement nulle. On écrit :

$$\vec{J}.\vec{n} = 0 \quad \Rightarrow \quad J_n = 0 \quad et \quad \frac{\partial V}{\partial n} = 0 \tag{II.3}$$

On génère alors une formulation intégrale Π, regroupant l'équation de Poisson et les conditions de Neumann :

$$\Pi = \int_{\Omega} \frac{1}{2}(\sigma \nabla V.\nabla V + qV) d\Omega + \int_{\partial \Gamma_N} IV d\Gamma_N \tag{II.4}$$

Le problème direct est résolu lorsqu'une distribution d'un champ de potentiel solution V minimise la formulation intégrale Π (δΠ=0), quel que soit le champ δV. Elle permet une variation de la conductivité dans le domaine tout en gardant une conductivité constante à l'intérieur d'un élément fini. On appelle cette expression, formulation variationnelle ou faible [*Fargier*, 2011] :

$$\delta\Pi = \int_{\Omega} (\sigma \nabla V.\nabla \delta V + q\delta V) d\Omega + \int_{\Gamma_N} J\delta V d\Gamma_N = 0 \quad \forall \delta V \tag{II.5}$$

Avec $q = \sum I\delta(r - r_s)$.

- Formulation des matrices élémentaires

L'approche des éléments finis consiste à résoudre une forme discrète de cette formulation faible pour chaque sous-domaine, ou maille. Ainsi, le calcul de minimisation de la fonctionnelle s'effectue au niveau des nœuds du modèle, c'est-à-dire le point où les sommets des mailles se rejoignent (Figure 18). Une fonction d'interpolation est alors construite sur les valeurs approchées du champ aux nœuds de l'élément considéré pour chacun des sous-domaines. Cette fonction est de forme polynomiale, par exemple linéaire ou quadratique, comportant plus ou moins de variables selon la dimension du modèle (1D, 2D ou 3D). On obtient alors un système d'équations en chaque élément et chaque nœud, formant ainsi les matrices élémentaires.

- Assemblage des matrices élémentaires.

Nous obtenons donc un volume représenté par un nombre fini d'éléments et une distribution du potentiel par un nombre fini d'équations définies au niveau des éléments. Pour parvenir à une solution sur la totalité du domaine, le système d'équations est ensuite assemblé pour former un système linéaire global de type :

$$\mathbf{K}.\mathbf{p} = \mathbf{s} \tag{II.6}$$

Où **K** est la matrice globale contenant les informations sur la discrétisation du domaine et la distribution de la conductivité du modèle, **p** est le vecteur des inconnues et, dans notre cas, contenant les valeurs du champ de potentiel aux nœuds et **s** est le vecteur contenant les termes de source.

- Résolution du système d'équations.

La résolution de ce système, par méthode directe ou itérative, donne les valeurs du potentiel en chaque nœud et en n'importe quel point du domaine.
La fiabilité de la solution approchée dépend de la méthode de discrétisation du domaine en éléments finis, du choix de la famille de nœuds utilisés pour le calcul de l'interpolation dans l'élement fini et des conditions de continuité qu'on impose aux frontières des sous-domaines [*Garrigues*, 2002].

2.3. Discrétisation du problème direct

Anisi, une part importante de la qualité du problème direct repose sur la discrétisation du domaine. En effet le type d'élément, leur nombre, leur forme, leur répartition doivent être choisis avec soin pour représenter au mieux le terrain investigué. Cependant, ces paramètres peuvent être vite limités par le coût de calcul et la capacité de mémoire de l'ordinateur utilisé. Il faut donc trouver un compromis entre précision du modèle et capacité des outils utilisés. Un des enjeux est de garder une grande précision quelle que soit la compléxité du milieu, au niveau de sa topographie mais aussi de son hétérogénéité. Pour cela, la méthode des éléments finis est particulièrement bien adaptée. Il est important de noter que nous parlerons ici de mailles plutôt que d'éléments finis pour indiquer la plus faible unité de volume du milieu discrétisé.

Premièrement, la méthode des éléments finis permet de choisir parmi plusieurs formes: segments (1D), triangles ou rectangles (2D), tétraèdre ou hexaèdres (3D) [*Bing and Greenhalgh*, 2001]. De plus, une grande fléxibilité est permise dans la répartition des mailles et dans le choix de leurs tailles. Comme pour beaucoup d'autres méthodes de résolution du problème direct, on peut utiliser un maillage structuré, c'est-à-dire que les mailles sont réparties régulièrement et toutes orientées de la même façon. Cependant, du fait de la divergence du potentiel électrique au voisinage immédiat des sources de courant (Chapitre I.2.4), il est nécéssaire d'utiliser des mailles assez petites dans ces zones où le gradient du potentiel est important et ainsi permettre une bonne approximation de sa distribution. Dans le cas d'un maillage structuré, un affinement de la taille des mailles se traduit par un accroissement du nombre de nœuds sur l'ensemble du modèle, ce qui peut devenir prohibitif en termes d'effort de calcul. Un maillage non structuré, utilisant des mailles tetrahédriques, permet le raffinement local du maillage. Cela permet de contrôler la distribution des mailles et des nœuds à proximité des zones à fort gradient de potentiel tout en gardant un maillage suffisamment grossier en limite de modèle, bien suffisant pour approximer des champs lointains quasi-nuls. D'autre part, un maillage non structuré reproduit plus facilement des géométries ou placement d'électrodes arbitraires [*Günther et al.*, 2006]. On économise alors des ressources informatiques non négligeables.
On note que les zones à fort gradient peuvent également être traitées de façon numérique en décomposant le potentiel électrique en une partie régulière, fonction des hétérogénéités dans le milieu, et une partie irrégulière, tenant compte de la divergence du potentiel proche des sources. On suppose alors que le potentiel total est la somme de ces deux parties qui proviennent de la superposition d'un modèle homogène à un modèle qui ne contient que les anomalies résistives [*Lowry*, 1989; *Li and Spitzer*, 2002; *Penz et al.*, 2013].
Pour ce qui est de modéliser au mieux la topographie, il existe également la technique de déformation de maillage. Le calcul du problème direct est effectué sur une grille projetée sur un repère non cartésien puis les mailles du modèle sont ensuite déformés conformément à la topographie [*Blome et al.*, 2009; *Fargier*, 2011].

SYNTHÈSE : La résolution du problème direct est une étape incontournable dans le processus d'inversion. D'autant plus que cette étape sera répétée un certain nombre de fois lors du processus d'inversion. C'est pourquoi il est important de trouver un compromis entre l'exactitude des résultats et le temps de calcul. On note également que le maillage du problème direct doit être choisi pour pouvoir représenter au mieux des modèles 3D arbitraires, des topographies complexes et une structure interne variée. Cette étape est particulièrement importante dans le cadre de cette thèse. La méthode des éléments finis répond bien à ces besoins, notamment avec l'utilisation d'un maillage non structuré et des éléments tétrahédriques. Dans ce travail, on utilise le logiciel Comsol Multiphysics® afin de résoudre le problème direct. La topographie de l'objet étudié, sa structure interne, le placement des électrodes et l'intégration de structures externes sont établis avant l'intégration du maillage.

3. Problème inverse : reconstruction du modèle

3.1. Introduction au problème inverse électrique

Le problème inverse consiste à reconstruire au mieux des propriétés internes d'un milieu à partir de mesures effectuées à la surface de ce milieu. On retrouve des problèmes inverses dans de nombreux domaines scientifiques, en particulier dans l'étude de systèmes complexes pour lesquels on n'a accès qu'à des observations indirectes : l'imagerie médicale, l'astrophysique, la météorologie ou dans notre cas la géophysique.

Avant d'entrer dans le détail de ce processus, il est nécessaire de définir les notations mathématiques des différents termes utilisés :

- On note le milieu réel investigué $\boldsymbol{m}^{vrai}$ sur lequel on effectue un nombre N de mesures qui seront notées $\boldsymbol{d}^{mes}$ à l'aide d'un nombre N_e d'électrodes :

$$\boldsymbol{d}^{mes} = [d_1^{mes}, d_2^{mes}, \dots, d_N^{mes}]^T \quad \text{(II.7)}$$

- La solution du problème inverse, modèle de subsurface estimé, notée $\boldsymbol{m}^{est}$, est représentée par un nombre fini M de paramètres discrets :

$$\boldsymbol{m}^{est} = [m_1^{est}, m_2^{est}, \dots, m_M^{est}]^T \quad \text{(II.8)}$$

- À l'aide de ce modèle estimé, on obtient par résolution du problème direct un nombre N de données simulées, notées $\boldsymbol{d}^{calc}$:

$$\boldsymbol{d}^{calc} = \left[d_1^{calc}, d_2^{calc}, \dots, d_N^{calc}\right]^T \quad \text{(II.9)}$$

Il existe alors une relation entre les données $\boldsymbol{d}^{calc}$ et le modèle $\boldsymbol{m}^{est}$ qui peut s'exprimer :

$$\mathcal{G}(\boldsymbol{m}^{est}) = \boldsymbol{d}^{calc} \quad \text{(II.10)}$$

Où $\mathcal{G}$ représente l'opérateur du problème direct qui fournit les réponses électriques d'un milieu $\boldsymbol{m}$, pour un protocole d'acquisition donné.

Concrètement, la démarche d'inversion consiste à minimiser la norme d'ordre p des écarts $\boldsymbol{e}$ entre les données mesurées et les données simulées obtenues à partir d'un modèle estimé. Ainsi, on définit une norme générale L d'ordre p, notée $\|\boldsymbol{e}\|_p$ [*Menke*, 1984]:

$$L_p: \ \|\boldsymbol{e}\|_p = \left[\sum_{i=1}^{N} \left|d_i^{mes} - d_i^{calc}\right|^p\right]^{1/p} \tag{II.11}$$

La valeur de l'exposant p est choisie en fonction d'un a priori que l'on porte sur les mesures ainsi que sur le milieu étudié. En effet, plus p augmente et plus la distance devient sensible aux grands écarts entre les données mesurées et les données simulées. Ainsi, dans le cas de données fortement bruitées ou en présence de discontinuités ou forts contrastes dans le milieu investigué, on choisira une norme d'ordre 1. En effet, les données trop éloignées de la distribution d'ensemble peuvent avoir une influence prépondérante sur la valeur globale de la distance (Figure 19). Les méthodes basées sur une norme de type L_1, dites robustes, permettent de diminuer l'influence de ce type de données ou d'appliquer des fonctions de pondération qui les pénalisent [*AlChalabi*, 1992]. En géophysique, on applique majoritairement la méthode des moindres carrés qui utilise la norme quadratique L_2. On suppose alors une distribution Gaussienne de l'erreur sur les données. Cependant, cette norme favorise un certain lissage qui pénalise la reconstruction des zones de forts contrastes dans le modèle, il faut donc s'assurer que la norme utilisée réponde bien aux conditions du milieu [*Menke*, 1984; *AlChalabi*, 1992]. Dans la suite de ce travail, seuls les algorithmes correspondant à la norme quadratique seront présentés.

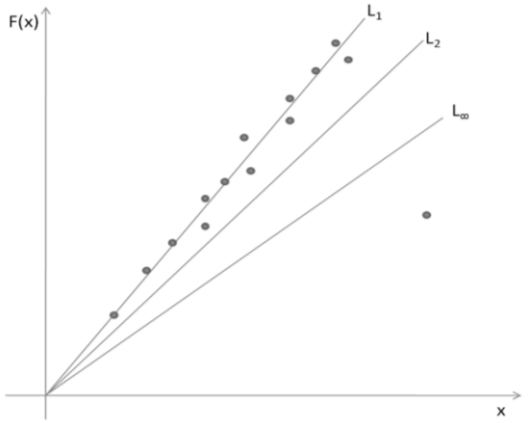


Figure 19. Réponses des normes L_1, L_2 et L_∞ à l'effet d'un point aberrant sur l'ajustement d'un modèle linéaire [*Menke*, 1984; *Fargier*, 2011].

On définit alors une fonction objectif sur les données (ou fonction coût) Φ_d dont la norme L_2 peut s'écrire:

$$\Phi_d = \sum_{i=1}^{N} (d_i^{mes} - \mathcal{G}_i(\boldsymbol{m}^{est}))^2 = \|\boldsymbol{d}^{mes} - \mathcal{G}(\boldsymbol{m}^{est})\|^2 \tag{II.12}$$

Sous la forme matricielle, Φ_d s'écrit:

$$\Phi_d = (\boldsymbol{d}^{mes} - \mathcal{G}(\boldsymbol{m}^{est}))^T (\boldsymbol{d}^{mes} - \mathcal{G}(\boldsymbol{m}^{est})) \tag{II.13}$$

3.2. Stratégie d'inversion

La plupart des problèmes inverses en géophysique sont dits « mal posés » [*Hadamard*, 1902]. Les problèmes géoélectriques remplissent les trois critères de Hadamard:

- La relation $\mathcal{G}(\boldsymbol{m}) = \boldsymbol{d}$ est non-linéaire, car une mesure de potentiel V (donnée mesurée) est le résultat d'un ensemble de paramètres du modèle qui sont interdépendants.
- Il n'existe pas de solution exacte à la fonction $\mathcal{G}^{-1}$ puisque le milieu ausculté ne peut être qu'approximé à partir de mesures réalisées en surface.
- Il n'existe pas de solution unique. Plus d'un modèle reconstruit peut satisfaire un même jeu de données constitué d'un nombre fini de mesures de surface discrètes [*Lines and Treitel*, 1984]. Ainsi en principe on peut toujours trouver deux modèles distincts $\boldsymbol{m_1}$ et $\boldsymbol{m_2}$ tels que $\mathcal{G}(\boldsymbol{m_1}) = \mathcal{G}(\boldsymbol{m_2}) = \boldsymbol{d}$. La non-unicité peut être renforcée par des erreurs sur les données qui se propagent aux paramètres du modèle ou par un formalisme mathématique qui ne décrit pas parfaitement la réalité des phénomènes en jeu.

Alors, pour résoudre ce type de problème inverse, il existe deux types d'approches de recherche de minimisation de l'écart. Pour les méthodes de minimisation par recherche globale, l'ensemble de l'espace des paramètres du modèle est investigué, de façon systématique (« Grid Search Methods ») ou aléatoire (« Monte Carlo Methods »). Cependant, ces méthodes nécessitent le réglage d'un grand nombre de paramètres et la résolution d'un très grand nombre de problèmes directs, donc d'importants moyens de calcul. L'autre alternative est l'approche de minimisation par recherche locale basée sur une linéarisation du problème, par calcul de dérivées, et une résolution itérative de la minimisation de la somme des écarts (méthodes linéaires itératives ou méthodes de descente). On s'appuie alors sur des paramètres d'un modèle supposé proche de la solution finale, appelé modèle initial. Ces méthodes permettent un calcul moins lourd avec un nombre de problèmes directs réduit. Ainsi, à chaque itération, une direction de descente et un pas sont définis. Cependant, rien ne garantit que la technique itérative converge vers un minimum global optimal plutôt que vers un minimum local de la fonction coût. L'exactitude de la solution est également limitée du fait que les méthodes itératives ne peuvent que trouver des solutions linéairement proches de l'estimation initiale. D'autre part, en imagerie géoélectrique, le problème inverse est souvent sous-déterminé, c'est-à-dire que l'inversion dispose de moins de données qu'elle n'a de paramètres du modèle à définir ou que les données mesurées sont redondantes et qu'elles n'apportent pas suffisamment d'information sur le modèle [*Menke*, 1984]. Cette sous détermination renforce alors la non unicité de la solution.

3.3. Méthodes d'inversions : méthodes de descente

Dans cette thèse, on utilise une méthode de descente comme méthode de résolution itérative du problème inverse non-linéaire. On définit donc un modèle initial $\boldsymbol{m}^{ini}$ que l'on suppose proche de la solution et un vecteur de perturbation du modèle $\delta\boldsymbol{m}$. Le modèle à l'itération suivante ($\boldsymbol{m}^{k+1}$) représente le modèle estimé après l'ajout de la perturbation $\delta\boldsymbol{m}$ au modèle $\boldsymbol{m}^{k}$ à l'itération k. Pour chaque itération k, on définit une longueur de pas, τ^k, à l'aide d'un algorithme de type « line search » [*Günther et al.*, 2006]. Ce paramètre permet que le vecteur perturbation du modèle ne soit pas surestimé et que la fonction objectif sur les données soit minimisée. Cette opération est répétée jusqu'à ce que la fonction objectif Φ_d atteigne un minimum, idéalement, le minimum global.

La linéarisation du problème inverse nécessite d'approximer la fonction $\mathcal{G}(\boldsymbol{m})$ par un développement de Taylor au premier ordre au voisinage d'un modèle $\boldsymbol{m}^k$ [*Lines and Treitel*, 1984; *Menke*, 1984]:

$$\mathcal{G}(\boldsymbol{m}^{k+1}) = \mathcal{G}\left(\boldsymbol{m}^k + \tau^k \delta \boldsymbol{m}^k\right) \tag{II.14}$$

$$\Rightarrow \mathcal{G}(\boldsymbol{m}^{k+1}) \approx \mathcal{G}(\boldsymbol{m}^k) + \tau^k \frac{\partial \mathcal{G}(\boldsymbol{m}^k)}{\partial \boldsymbol{m}^T} \delta \boldsymbol{m} \tag{II.15}$$

Pour que la linéarisation locale soit valable, la fonction $\mathcal{G}$ ne doit pas être fortement non-linéaire et le vecteur perturbation du modèle doit être petit.
De la même façon, on cherche à linéariser la fonction objectif Φ à l'aide d'un développement à l'ordre 2 qui dans ce cas s'écrit:

$$\begin{aligned} &\Phi(\boldsymbol{m}^{k+1}) = \Phi(\boldsymbol{m}^k + \tau^k \delta \boldsymbol{m}^k) \\ &\approx \Phi(\boldsymbol{m}^k) + \tau^k \frac{\partial \Phi}{\partial \boldsymbol{m}^T} \delta \boldsymbol{m} + \frac{{\tau^k}^2}{2} \delta \boldsymbol{m}^T \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \boldsymbol{m} \partial \boldsymbol{m}^T} \delta \boldsymbol{m} \end{aligned} \tag{II.16}$$

Les dérivées première et seconde étant évaluées au modèle $\boldsymbol{m} = \boldsymbol{m}^k$.

Le nombre d'itérations nécessaire pour atteindre un minimum dépend pour beaucoup de l'algorithme mis en œuvre pour résoudre le problème inverse mais aussi de la non-linéarité du problème et de la proximité du modèle initial au minimum global [*Marescot*, 2004].

Le développement limité de la fonction objectif nous permet de définir une direction de descente. Pour cela, on s'intéresse aux dérivées partielles de la fonction objectif Φ par rapport à chaque paramètre du modèle et on définit ainsi le gradient de la fonction objectif dans l'espace des paramètres du modèle $\nabla\Phi = \frac{\partial \Phi}{\partial \boldsymbol{m}} = \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \boldsymbol{m_1}}, \frac{\partial \Phi}{\partial \boldsymbol{m_2}}, \dots, \frac{\partial \Phi}{\partial \boldsymbol{m_M}}\right)^T$.

Pour obtenir l'expression du gradient de la fonction objectif, on s'intéresse d'abord à l'une de ses composantes, en la dérivant par rapport à un paramètre quelconque du modèle m_j, on obtient :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial m_j} = -2 \sum_{i=1}^{N} \frac{\partial \mathcal{G}_i}{\partial m_j} \left(d_i^{mes} - \mathcal{G}_i(\boldsymbol{m}^{est})\right) = -2 \sum_{i=1}^{N} \frac{\partial \mathcal{G}_i}{\partial m_j} e_i \tag{II.17}$$

On en déduit que le vecteur gradient de la fonction objectif peut s'écrire : $\nabla\Phi = -2\boldsymbol{J^T e}$

Où $\boldsymbol{J}$ est la matrice des dérivées partielles des réponses géoélectriques par rapport aux paramètres du modèle et de taille $(N \times M)$:

$$\boldsymbol{J_{ij}} = \frac{\partial \mathcal{G}_i}{\partial m_j} = \frac{\partial d_i^{calc}}{\partial m_j} \tag{II.18}$$

Cette matrice, appelée également matrice des dérivées de Fréchet, matrice de sensibilité ou plus couramment matrice Jacobienne, indique la sensibilité de chaque mesure à une perturbation de chaque paramètre du modèle [*Mcgillivray and Oldenburg*, 1990; *Spitzer*, 1998]. On note qu'il existe différentes techniques permettant d'estimer numériquement cette matrice (voir §3.4).

La perturbation de la fonction objectif $\delta\Phi = \Phi(\boldsymbol{m}^k + \delta\boldsymbol{m}^k) - \Phi(\boldsymbol{m}^k)$ s'écrit sous la forme :

$$\delta\Phi \cong \frac{\partial\Phi}{\partial\boldsymbol{m}^T}\delta\boldsymbol{m} = \nabla\Phi^T\delta\boldsymbol{m} \tag{II.19}$$

On cherche à ce que $\Phi(\boldsymbol{m}^k + \delta\boldsymbol{m}) < \Phi(\boldsymbol{m}^k)$ et donc que $\delta\Phi$ soit négatif.

Le vecteur de perturbation $\delta\boldsymbol{m}$ est défini en fonction de ce gradient, tel que :

$$\delta\boldsymbol{m} \propto -\boldsymbol{P}\nabla\Phi \tag{II.20}$$

Où $\boldsymbol{P}$ est une matrice définie positive de taille $(M \times M)$ et qui permet de différencier les méthodes de descente.

3.3.(a) Méthode de plus grande pente

Cette méthode est la plus simple en ce sens qu'elle consiste à définir $\boldsymbol{P}$ comme la matrice identité $\boldsymbol{I}$. Dans ce cas, la direction de descente suit une direction $-\nabla\Phi$ à l'opposé du gradient. C'est une méthode robuste puisque la matrice identité est toujours définie positive, qui cependant présente une convergence lente.

3.3.(b) Méthodes de Newton, Gauss-Newton et quasi-Newton

Ces méthodes impliquent l'utilisation de la matrice des dérivées secondes de la fonction objectif Φ définies dans l'équation (II.16) à l'aide du développement de Taylor à l'ordre 2. Aussi appelée matrice Hessienne $\boldsymbol{H}$ et de taille (M × M), cette matrice s'exprime pour un élément quelconque (p,q) :

$$H_{pq} = \frac{\partial^2\Phi}{\partial m_p \partial {m_q}^T} = -2\frac{\partial}{\partial m_p}\left(\sum_{i=1}^{N}\frac{\partial\mathcal{G}_i}{\partial m_q}\left(d_i^{mes} - \mathcal{G}_i(\boldsymbol{m}^{est})\right)\right) \tag{II.21}$$

$$H_{pq} = 2\sum_{i=1}^{N}\frac{\partial\mathcal{G}_i}{\partial m_q}\frac{\partial\mathcal{G}_i}{\partial m_p} - 2\sum_{i=1}^{N}\frac{\partial^2\mathcal{G}_i}{\partial m_p \partial m_q}e_i \tag{II.22}$$

Si le problème est faiblement non-linéaire, le vecteur erreur $\boldsymbol{e}$ est considéré comme linéaire par rapport aux variations des paramètres du modèle.

La méthode Gauss-Newton consiste à approximer la matrice Hessienne en négligeant les dérivées secondes dans l'expression (II.22), en fonction du degré de non-linéarité du gradient de la fonction objectif [*Günther et al.*, 2006] :

$$H_{pq} \approx 2\sum_{i=1}^{N}\frac{\partial\mathcal{G}_i}{\partial m_q}\frac{\partial\mathcal{G}_i}{\partial m_p} = 2\boldsymbol{J}^T\boldsymbol{J} \tag{II.23}$$

Et si le gradient de la fonction objectif est non nul et la matrice Hessienne inversible et définie positive, alors on obtient le vecteur de perturbation suivant:

$$\delta\boldsymbol{m} = -\boldsymbol{H}^{-1}\nabla\Phi \approx (\boldsymbol{J}^T\boldsymbol{J})^{-1}\boldsymbol{J}^T\boldsymbol{e} \tag{II.24}$$

La méthode de Newton est particulièrement adaptée au problème non-linéaire et montre une convergence rapide (en peu d'itérations). Cependant cela demande qu'à chaque itération on estime numériquement le gradient de la fonction objectif et la matrice Hessienne, ce qui entraine un temps de calcul long et nécessite une capacité de mémoire forte [*Mcgillivray and Oldenburg*, 1990; *Park and Van*, 1991a; *Zhang et al.*, 1995; *Marescot et al.*, 2008] au risque de devoir diminuer le nombre de paramètres et donc de diminuer la résolution spatiale de l'opération.

Pour éviter les désavantages des deux méthodes précédentes, on préfèrera utiliser la méthode quasi-Newton [*Loke and Dahlin*, 2002]. Cette méthode effectue une mise à jour de la matrice Hessienne ce qui diminue le temps de calcul. Cependant, on diminue également la vitesse de convergence.

3.4. Méthode de calcul de la matrice des dérivées de Fréchet : l'état adjoint

On s'aperçoit alors que toute inversion non-linéaire, résolue par une méthode de descente, s'appuie sur le calcul de la matrice des sensibilités J. Dans le cadre de la méthode géoélectrique, cette matrice contient toutes les dérivées des mesures de différence de potentiel ΔV_i (V) par rapport à tous les paramètres du modèle ρ_j (Ω.m) [*Fargier*, 2011] :

$$J_{ij} = \frac{\partial \Delta V_i}{\partial \rho_j} \tag{II.25}$$

Avec i=1 à N et j=1 à M

On note que les dérivées de différences de potentiel peuvent être remplacées par les dérivées des résistances de transfert, des résistivités apparentes ou les logarithmes des résistivités apparentes.

Cette matrice représente le lien entre les paramètres du modèle et les données mesurées. Plus exactement, elle permet de quantifier les sensibilités des données mesurées lors d'une perturbation dans une région du modèle. Elle devient alors un outil très utile pour la compréhension et l'interprétation du modèle final. Elle peut fournir des renseignements importants quant à la profondeur d'investigation des configurations d'électrodes [*Spitzer*, 1998; *Gunther*, 2004; *Blome*, 2009]. Cependant son calcul est une des parties les plus chronophages du processus d'inversion.
Il existe différentes méthodes de calcul de la matrice Jacobienne [*Mcgillivray and Oldenburg*, 1990; *Sasaki*, 1994; *Loke and Barker*, 1996; *Spitzer*, 1998]. On citera l'approche de l'état adjoint qui est souvent utilisée en imagerie de résistivité électrique [*Ellis and Oldenburg*, 1994; *Yi et al.*, 2001; *Marescot*, 2004; *Ha et al.*, 2006; *Plessix*, 2006; *Fargier*, 2011]. Par le biais du principe de réciprocité et d'une analyse par perturbation d'un système d'équations adjointes au champ de potentiel, l'état adjoint permet d'obtenir la matrice de sensibilité [*Park and Van*, 1991b]. Son faible coût calculatoire la rend très intéressante d'autant plus que l'on utilise le même algorithme pour le calcul de l'état adjoint que pour le problème direct normal. D'autre part, l'utilisation de la stratégie quasi-Newton permet d'augmenter sa rentabilité. Une autre solution, pour diminuer le temps de calcul, est le stockage des sensibilités dans une matrice creuse ce qui permet de négliger les petites valeurs de sensibilité [*Günther et al.*, 2006; *Penz*, 2012]. On note cependant que ces solutions donnent un résultat final moins précis ce qui n'est pas forcement souhaitable.

3.5. Régularisation du problème inverse : Modification de Marquardt-Levenberg

Cette méthode est une modification de la méthode Gauss-Newton, c'est une approche efficace et polyvalente pour estimer des paramètres dans un processus itératif. Elle prend en compte le fait que la matrice Hessienne est mal conditionnée ($det(\boldsymbol{J^T J}) \approx 0$), c'est-à-dire que la matrice sera difficile à inverser [*Lines and Treitel*, 1984]. On introduit alors un terme supplémentaire dans la fonction objectif, portant sur le modèle et contraignant le vecteur perturbation à chaque itération [*Gunther*, 2004]. Enfin, un facteur d'amortissement λ est défini pour stabiliser et pondérer la fonction objectif sur le modèle [*Tikhonov and Arsénine*, 1976; *Sasaki*, 1994; *Gunther*, 2004]. Cette méthode est appelée méthode de Gauss-Newton amortie ou méthode des moindres carrés pondérés et la fonction objectif globale Φ à minimiser s'écrit donc :

$$\Phi(\boldsymbol{m}) = \Phi_d(\boldsymbol{m}) + \lambda\Phi_m(\boldsymbol{m}) \tag{II.26}$$

La fonction objectif sur les données Φ_d est donnée par l'équation (II.12). Dans le but d'obtenir un modèle proche du modèle à l'itération précédente, on utilise la forme « minimum length » de $\delta\boldsymbol{m}$ pour la fonction objectif sur le modèle Φ_m:

$$\Phi_m(\boldsymbol{m}) = \|\boldsymbol{m}^{k+1} - \boldsymbol{m}^k\|^2 \tag{II.27}$$

L'expression de la fonction objectif s'écrit donc :

$$\Phi(\boldsymbol{m}) = \|\boldsymbol{d}^{mes} - \mathcal{G}(\boldsymbol{m})\|^2 + \lambda\|\boldsymbol{m}^{k+1} - \boldsymbol{m}^k\|^2 \tag{II.28}$$

Dans ce cas, l'équation normale d'inversion [*Lines and Treitel*, 1984] devient:

$$(\boldsymbol{J^T J} + \lambda\boldsymbol{I})\delta\boldsymbol{m} = \boldsymbol{J^T e} \tag{II.29}$$

Le terme de régularisation $\lambda\Phi_m$ est un moyen d'ajouter un terme aux valeurs diagonales de la matrice Hessienne évitant ainsi qu'elle ne devienne singulière au cours des itérations. Il existe plusieurs techniques pour déterminer le coefficient de régularisation λ initial qui nécessite parfois un ajustement au fil des itérations. On a la technique numérique de la « courbe en L » (« L-curve ») qui est la plus souvent utilisée [*Farquharson and Oldenburg*, 2004; *Günther et al.*, 2006]. Cette méthode met en opposition l'évolution de l'erreur sur les données et celle des contraintes appliquées au modèle. Ainsi, à la première itération, le paramètre λ présente une grande valeur positive. On suppose qu'on est « loin » de la solution, on applique alors une contrainte, ou régularisation, plus forte sur la solution afin de faire moins confiance aux données mesurées. Au fur et à mesure des itérations, on se rapproche de la solution et on cherche à faire des pas de plus en plus petit entre chaque itération. Si plutôt que de converger, une itération montre une divergence, le paramètre est ajusté jusqu'à ce que le modèle converge.
L'utilisation d'un coefficient de régularisation ajustable (λ) fait que la méthode de Marquardt-Levenberg est très appropriée pour faire face aux difficultés de minimisation, au sens des moindres carrées, de la fonction objectif linéarisée.

3.6. Fiabilité du problème inverse

La fiabilité d'un modèle dépend de la robustesse de l'inversion qui dépend elle-même du nombre de données mesurées et d'informations indépendantes des données de résistivité. Il existe cependant de nombreuses sources d'incertitudes qui découlent :

- Du bruit sur les mesures,
- De la sous-détermination du problème (les données seules ne contiennent pas assez d'information sur le modèle),
- De la discrétisation du milieu,
- De la non-linéarité du problème inverse,
- De la non-unicité de la solution.

Un grand nombre de solutions équivalentes peut alors apparaitre pour un même jeu de données. Ainsi, il faut pouvoir évaluer la fiabilité et la qualité du modèle obtenu. Pour cela on calcule la matrice de résolution du modèle ou on utilise des indices quantitatifs tels que le critère de convergence RMS (Root Mean Square) et le DOI (Depth Of Investigation index). On note que ce ne sont pas les seuls critères existants mais les plus répandus.

3.6.(a) Matrice de résolution du modèle

La matrice de la résolution du modèle ($\mathbf{R}_M$), de taille (MxM) permet de calculer la proximité d'un paramètre estimé du modèle au paramètre d'une solution « vraie » [*Menke*, 1984]. On détermine ainsi la robustesse de chaque paramètre du modèle indépendamment et donc du pouvoir de résolution de l'inversion. Plus la résolution est bonne, plus cette matrice est proche de la matrice identité [*Menke*, 1984]. Si ce calcul renseigne sur la robustesse du modèle, il ne tient pas totalement compte de la non-linéarité du problème inverse et nécessite des calculs lourds.

3.6.(b) Critère de convergence du problème inverse

Le critère de convergence indique si le modèle obtenu explique bien les données. Lorsqu'on considère l'erreur RMS [*Gupta et al.*, 1997] on obtient un écart relatif quadratique moyen entre les données mesurées sur le terrain et les données simulées :

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{\rho_{a_i}^{calc} - \rho_{a_i}^{mes}}{\rho_{a_i}^{mes}}\right)^2}{N}} \times 100 \qquad \text{(II.30)}$$

Lorsque le critère d'erreur est inférieur à 5% (ordre de grandeur du niveau de bruit sur les mesures), cela indique une bonne adéquation entre les données mesurées et le modèle estimé. Cependant, il existe plusieurs solutions équivalentes qui satisfont cette limite.

Au-delà de la valeur de ce critère à chaque itération, on s'intéresse aussi à son taux de décroissance entre itérations. Ce taux peut avoir des valeurs élevées au départ du processus. Le fait qu'il atteigne des valeurs faibles indique que le RMS n'évolue plus d'une itération à l'autre, ce qui est généralement un bon critère de convergence.

3.6.(c) Indice de profondeur d'investigation (DOI)

L'indice de profondeur ou région d'investigation (DOI ou ROI) permet de donner un indice de confiance quantitatif pour chaque paramètre du modèle reconstruit [*Oldenburg and Li*, 1999; *Marescot and Loke*, 2003]. Le principe repose sur la contrainte des données sur le résultat d'inversion obtenu et peut être évalué à partir d'un modèle initial prédéfini. En effet, si une faible variation du modèle initial entraine une forte modification d'un paramètre du

modèle inverse alors les données mesurées ne contraignent pas, ou peu, ce paramètre. À l'inverse, si une forte variation du modèle initial ne modifie pas le résultat d'inversion alors on peut supposer que les données contraignent efficacement la solution [*Fargier*, 2011].
On traduit ces valeurs visuellement en plaçant des degrés de transparence sur l'image d'inversion. On note que le calcul de cet indice nécessite une répétition du calcul du problème inverse en s'appuyant sur deux modèles initiaux différents.

SYNTHÈSE : Il existe un grand nombre de méthodes d'inversion. Les méthodes de descente sont privilégiées lorsqu'on considère des données d'imagerie de résistivité électrique. La mise en place de la fonction objectif et le choix de la norme sont des étapes incontournables et déterminantes du processus d'inversion. Ainsi, pour des milieux hétérogènes sans forts contrastes, la norme L_2 (moindres carrés) associée à la méthode de Marquart-Levenberg reste les plus usitées. D'autre part, le choix de l'approche de calcul de la matrice de sensibilité est d'une grande importance. Dans le cadre de cette thèse, on utilise la méthode de l'état adjoint.

4. Informations a priori et stratégies d'inversion

Les données mesurées seules ne suffisent pas à déterminer parfaitement un modèle de terrain. Pour stabiliser l'inversion, réduire l'espace des possibilités et obtenir une solution plus proche de la réalité, il est nécessaire d'ajouter des informations a priori indépendantes des données mesurées [*Tikhonov and Arsénine*, 1976]. D'autre part, les structures anthropiques et milieux naturels présentent souvent des hétérogénéités de subsurface (ex : présence d'une faille ou d'un vide, milieu sec à saturé, milieu très contrasté géologiquement…) et des topographies complexes qui, traduites sous forme d'a priori, peuvent être intégrées au processus de modélisation et d'inversion pour obtenir un modèle géoélectrique plus en adéquation avec le milieu réel.

Ces informations peuvent provenir de connaissances des lois physiques ou de connaissances du terrain investigué. Il faut cependant s'assurer qu'elles sont fiables puisqu'elles peuvent influencer de manière significative le résultat de l'inversion. Dans le problème inverse, on retrouve ces informations a priori sous différentes formes. Elles passent par le choix de la norme d'inversion utilisée et de contraintes sur le modèle intégrées dans la fonction objectif à minimiser, d'une discrétisation adaptée du modèle inverse [*Fargier*, 2011].

4.1. Effets 3D

Les mesures d'imagerie de résistivité électrique sont autant affectées par les variations de propriétés électriques des structures de subsurface que par l'irrégularité de la surface qui par définition sont des milieux 3D [*Fox et al.*, 1980; *Tong and Yang*, 1990]. Les résistivités apparentes mesurées dépendent de manière couplée : des propriétés électriques du milieu et des effets de la topographie. Elles dépendent également de la configuration des électrodes et de la longueur du dispositif utilisé. Ainsi, il est difficile de distinguer complètement chaque apport, ce qui rend leur prise en compte complexe [*Tong and Yang*, 1990; *Hennig et al.*, 2005; *Marescot et al.*, 2006]. Si on ne prend pas en compte les effets 3D de ces milieux, comme c'est le cas quand on suppose que le milieu étudié est strictement 2D, alors le modèle final peut être considérablement distordu. Ces erreurs d'interprétation sont connues en tant que « effets 3D » [*Sjödahl et al.*, 2006].

On peut décider d'utiliser une méthodologie purement 3D pour investiguer des structures complexes, ce qui donne des résultats plus précis [*Rucker et al.*, 2009; *Papadopoulos et al.*, 2010; *Zeyen et al.*, 2011; *Jones et al.*, 2012b; *Tassy et al.*, 2013; *Chávez et al.*, 2014; *Martorana et al.*, 2014; *Merritt et al.*, 2014]. C'est d'ailleurs la complexité inhérente des milieux étudiés qui a motivé le développement de processus d'inversion 3D [*Yi et al.*, 2001; *Günther et al.*, 2006; *Penz et al.*, 2013]. Toutefois, l'application des techniques 3D est limitée en raison de son coût matériel et temporel. Et son déploiement sur le terrain peut être restreint si l'on considère des infrastructures anthropiques.

Ainsi, plusieurs études se sont penchées sur le moyen de prendre en compte les effets 3D dans une inversion 2D. Tout d'abord en développant des techniques qui permettent de calculer les résistivités apparentes quelle que soit la situation. C'est ainsi que Fox *et al.* [1980] ont présenté le « facteur de correction topographique » (topographic correction factor, CF). Ils se basent sur le principe que l'utilisation de l'expression du facteur géométrique (I.25) n'est valable que pour une surface plane [*Fox et al.*, 1980]. Afin d'éviter les distorsions dues à la topographie, il faut alors corriger les mesures de résistivité avant l'inversion. Plus tard repris par Henning *et al.* [2005], ce facteur permet d'éliminer la plupart des influences de la topographie. La définition de Marescot *et al.* [2006] prend en compte toutes les interfaces air/sol qu'elles soient externes ou internes (I.28). Ils parlent alors de « facteur géométrique général » (GGF). Plus récemment, Fargier *et al.* [2014] ont présenté une approche utilisant une "enhanced extended normalization" (EEN) qui, en plus, tient compte des effets de corps 3D externes ou internes susceptibles d'influencer les mesures de résistivité.
Une part importante de ces études concerne également le développement de la modélisation, avec l'utilisation d'un modèle en éléments finis strictement 2D ou d'un modèle 3D ne présentant pas de variations dans une direction [*Sjödahl et al.*, 2006; *Fargier et al.*, 2014]. Par ailleurs, l'utilisation d'information a priori dans l'équation normale d'inversion [*Tong and Yang*, 1990; *Cho et al.*, 2014] montre que ces informations peuvent stabiliser l'inversion et réduire le nombre de modèles possibles.

4.2. Types d'informations a priori

L'utilisation d'informations a priori pour stabiliser l'inversion et parvenir à un modèle « unique » est assez répandu [*Oldenburg and Li*, 1994; *Pidlisecky et al.*, 2007; *Caterina et al.*, 2014]. Certaines informations peuvent être intégrées de manière directe (ex. les informations structurelles comme la géométrie), d'autres sont insérées à l'aide de termes de régularisation et de pondération du modèle et des données [*Caterina et al.*, 2014].

4.2.(a) Informations a priori intégrées à la fonction objectif

La solution obtenue avec la régularisation de Marquardt-Levenberg est souvent complétée par des matrices de lissage de la solution et de covariance des données (erreurs de mesure) et des paramètres.

On intègre tout d'abord un terme de pondération, qui est fonction de la précision des données mesurées, sur le vecteur d'écart entre données mesurées et calculées. Cette pondération est effectuée par le biais d'une matrice diagonale $\boldsymbol{W}_d$, de taille NxN, qui définit la contribution relative de chaque mesure à la fonction objectif sur les données. De cette manière, plus une donnée est précise et plus son poids est grand dans le calcul de la fonction objectif sur les données [*Marescot*, 2003]. La fonction objectif sur le modèle est pondérée par la matrice diagonale $\boldsymbol{W}_m$, de taille MxM. Le poids de chaque paramètre sera déterminé en fonction des

connaissances a priori (ex : conductivité d'une couche, profondeur du substratum) et pourra évoluer avec plus ou moins de liberté durant l'inversion. L'expression de la fonction objectif pour la norme L_2 dans le cadre de l'utilisation du « rasoir d'Occam » s'écrit:

$$\Phi = \left\|\boldsymbol{W}_d\left(\boldsymbol{d}^{mes} - \mathcal{G}(\boldsymbol{m})\right)\right\|^2 + \lambda\|\boldsymbol{W}_m(\boldsymbol{m}^{k+1} - \boldsymbol{m}^k)\|^2 \quad \text{(II.31)}$$

La combinaison de ces deux pondérations nous donne le « rasoir d'Occam », principe le plus souvent utilisé en géoélectrique.
L'équation normale d'inversion de type Occam s'écrit :

$$(\boldsymbol{J}^T\boldsymbol{D}\boldsymbol{J} + \lambda\boldsymbol{L})\delta\boldsymbol{m} = \boldsymbol{J}^T\boldsymbol{D}\left(\boldsymbol{d}^{mes} - \mathcal{G}(\boldsymbol{m}^k)\right) - \lambda\left(\boldsymbol{L}(\boldsymbol{m}^{k+1} - \boldsymbol{m}^k)\right) \quad \text{(II.32)}$$

Avec $\mathbf{L} = \boldsymbol{W}_m^T\boldsymbol{W}_m = \boldsymbol{\alpha}_s\boldsymbol{W}_s^T\boldsymbol{W}_s + \boldsymbol{\alpha}_m\boldsymbol{C}^T\boldsymbol{C}$, où $\boldsymbol{W}_s$ et $\mathbf{C}$ représentent respectivement les matrices de pondération sur l'amortissement et sur le lissage du modèle et α_s *et* α_m *l*es coefficients de régularisation associés. On a également la matrice $\boldsymbol{D} = \boldsymbol{W}_d^T\boldsymbol{W}_d$.

Le terme de lissage est un bon moyen d'intégrer de l'information a priori. Il est basé sur une doctrine fondamentale « les hypothèses les plus simples sont les plus vraisemblables » [*Constable et al.*, 1987; *Fargier*, 2011]. Cela implique que le modèle recherché doit être simple et le plus « lisse » possible afin de ne pas intégrer inutilement des structures qui n'existent pas. Cependant, cette hypothèse reste justifiée tant que le milieu ne présente pas de forts contrastes ou discontinuités réelles. Dans le cas contraire, il permet de mieux prendre en compte des discontinuités géologiques en pondérant les données dans une ou plusieurs directions préférentielles.
On peut également intégrer une surface de découplage, soit une interface virtuelle placée à une certaine profondeur qui exclut le lissage entre les mailles situées au-dessus et en-dessous de cette limite (Figure 20). Dans ce cas le contraste de résistivité doit être connu et suffisamment fort pour justifier cet a priori. Dans le cadre de cette thèse, on utilisera cette option de découplage pour prendre en compte l'interface entre un milieu sec ou humide et un milieu saturé en eau (douce, saumâtre ou salée). En effet, un niveau de la nappe peut induire un contraste de résistivité important selon le milieu étudié ; et par conséquent, le fait de ne pas lisser les cellules du modèle qui sont au-dessus et en-dessous de cette interface peut favoriser l'apparition de ce contraste.

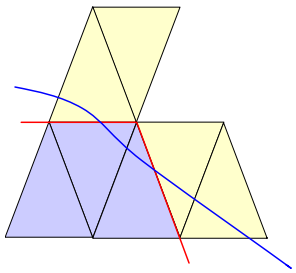


Figure 20. Surface de découplage (bleu limite réelle, rouge surface de découplage)

On note qu'à la première itération, $\boldsymbol{m}^1 = \boldsymbol{m}^{ini}$, où $\boldsymbol{m}^{ini}$ est un modèle initial définit par l'opérateur. Le plus souvent, on choisit un modèle initial homogène dont la résistivité est égale à la moyenne des résistivités apparentes mesurées [*Loke and Barker*, 1996]. Lorsqu'on a un fort a priori sur la distribution de la résistivité dans le sol, alors $\boldsymbol{m}^k = \boldsymbol{m}^{ini} = \boldsymbol{m}^{ref}$, où $\boldsymbol{m}^{ref}$ est un modèle de référence contenant cet a priori [*Ellis and Oldenburg*, 1994; *Catt et al.*, 2009; *Cardarelli et al.*, 2010].

Par ailleurs, le facteur d'amortissement (λ) peut être défini sous la forme d'une matrice diagonale **Λ** contenant des valeurs de régularisation variables dans l'espace qui peuvent être estimées simplement par la distance entre le point de mesure et la position du paramètre dans le modèle. Cette option est appelée « active constraint balancing » [*Yi et al.*, 2003].

Le « rasoir d'Occam » permet ainsi une grande flexibilité. Certaines régions du modèle peuvent être plus ou moins contraintes en fonction de leur pouvoir de résolution ou de l'intérêt de l'opérateur. La matrice de lissage peut être modifiée pour pénaliser les variations brusques dans une direction de l'espace plus qu'une autre… [*Cardarelli and Fischanger*, 2006; *Caterina et al.*, 2014].

4.2.(b) Informations a priori intégrées dans la discrétisation du modèle

La discrétisation du modèle influence grandement le résultat d'inversion et est un moyen fort pour insérer de l'information a priori. Et c'est pour garder une grande flexibilité que l'on utilise un maillage non-structuré. La discrétisation peut alors être étroitement liée aux informations disponibles. La taille des cellules est choisie de façon à avoir un bon compromis entre résolution et stabilité. C'est pourquoi, dans le but d'améliorer la robustesse de l'inversion et son adaptation à des problématiques spécifiques, de nouvelles stratégies basées sur de nouvelles discrétisations ont été développées [*Günther et al.*, 2006; *Rücker et al.*, 2006; *Blome et al.*, 2009; *Fargier*, 2011]. Elles démontrent notamment l'avantage d'utiliser une discrétisation différente pour le problème direct et le problème inverse. Ces développements partent du principe qu'afin de « mieux » poser le problème, la discrétisation du modèle inverse doit nécessairement être fonction de :

- La capacité de résolution de la méthode ;
- La véritable variation des propriétés internes du milieu ausculté.

Le logiciel Comsol Multiphysics®, que l'on utilise ici pour créer le modèle d'élément finis, permet une grande souplesse de l'intégration d'information a priori afin de contraindre le maillage du modèle.
Ainsi, un modèle numérique de terrain (MNT) contenant un grand nombre d'informations topographique peut être intégré directement afin de créer la surface topographique du modèle 3D. Cette option permet alors de prendre en compte des variabilités spatiale de la topographie ou encore l'évolution d'une topographie avec des MNT répétés dans le temps (comme pour une dune de sable). Sans un nombre d'informations topographiques suffisantes, ce qui est notre cas, une géométrie plus simple basée sur un relevé transversal de la topographie est également possible.
D'autre part, on peut intégrer des informations a priori en définissant une discrétisation du milieu qui corresponde exactement aux structures connues du sous-sol [*Gunther and Rucker*, 2006], ce qui diminue localement la taille des mailles pour mettre en lumière certaines régions du modèle et amener des solutions plus justes [*Cardarelli and Fischanger*, 2006]. Dans ce cas, on ajoute des sous-domaines, qui représentent des masses de terrain ou d'eau indépendantes du bloc principal (blocs de couleur, Figure 21), ou la géométrie interne du milieu peut également être définie comme une interface introduite dans le domaine principal (lignes rouges, Figure 21). Ces options ont un fort impact sur la discrétisation du domaine car les mailles ne traverseront pas les limites définies. On peut ainsi délimiter des matériaux ou des couches géologiques (ex : la profondeur du substrat, la présence d'hétérogénéité importante…) en forçant le modèle à avoir une discrétisation plus fine à ces interfaces. Sachant que la zone de contact entre deux matériaux constitue souvent un passage d'écoulement préférentiel, c'est un bon moyen de prendre en compte ce type d'informations.

On note que les sous-domaines peuvent être externes ou internes au domaine principal, ce qui dans le cas de l'étude des digues nous permet d'introduire un volume d'eau en contact géoélectrique avec le sol ou la présence d'un noyau argileux (Chapitre III.1.1). Dans les deux cas, la résistivité peut être définie par l'opérateur et varier entre le problème direct et inverse. En effet, dans le problème direct on est obligé de prendre en compte toutes les mailles du modèle (domaines et sous-domaines indifféremment). Cependant, dans le problème inverse, on peut choisir de ne pas inclure certaines mailles dans l'inversion, ce qui introduit un fort a priori puisque l'opérateur détermine à l'avance qu'il n'y aura aucune variation de résistivité dans le temps et l'espace. On peut aussi appliquer un facteur d'amortissement très fort pour « figer » la résistivité. Ces approches offrent une alternative à l'intégration d'une interface de découplage en créant une frontière entre deux milieux de résistivité différente.

Plusieurs études montrent qu'il est souvent nécessaire d'utiliser une approche polyvalente, regroupant plusieurs moyens d'intégrer de l'information a priori, afin d'obtenir une inversion fiable [*Cardarelli and Fischanger*, 2006; *Caterina et al.*, 2014]. C'est dans cette optique que *Fargier* [2011] a développé un code de recherche capable d'intégrer toutes les informations a priori disponibles et prendre en compte les effets 3D.

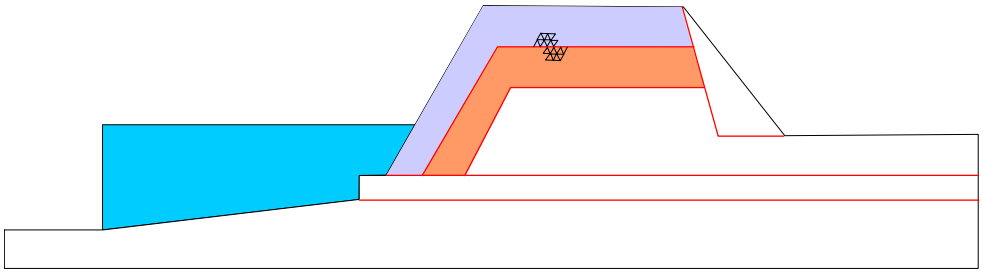


Figure 21. Vue transversale d'un modèle d'une digue avec deux domaines et des interfaces géologiques (trait rouge)

4.3. Méthodologie d'inversion 2D⁺ et 3D⁻ [*Fargier*, 2011]

Ce code récent est dédié à l'auscultation et la surveillance des ouvrages hydrauliques en terre (OHT) par l'application de l'imagerie de résistivité électrique (code InGEOHT, Inversion de données Géo-Électriques provenant d'Ouvrages Hydrauliques en Terre). Il est apparu que l'auscultation de ces structures se fait le plus généralement à l'aide d'une méthodologie d'inversion 2D. Cependant, ces objets peuvent présenter une grande hétérogénéité interne et une topographie abrupte, qui provoquent des effets 3D (§4.1). Une inversion purement 2D génère alors un ou plusieurs artefacts[2] dans le modèle inverse final. Afin de pallier ces limitations, l'approche InGEOHT consiste essentiellement à i) appliquer une stratégie d'acquisition adaptée à cet objet d'étude par l'optimisation des séquences d'acquisition et la gestion de la position des électrodes (une ou deux lignes d'électrodes associées à quelques électrodes éparses) ; ii) utiliser un modèle 3D discrétisé de façon à refléter les informations a priori et iii) ajouter un certain nombre d'informations a priori dans l'équation normale d'inversion pour contraindre celle-ci et compenser le manque de données. Le code InGEOHT fournit une résolution spatiale plus intéressante qu'une stratégie 2D tout en gardant une rapidité d'acquisition et de calcul inférieure à celle demandée par des méthodes purement 3D. D'autre part, ce code permet de réaliser des études paramétriques 3D, des tests d'optimisation de l'acquisition pour des mesures d'imagerie de résistivité électrique et d'intégrer des

[2] Un artéfact peut être défini comme une structure présente dans un résultat d'inversion qui ne reflète pas les caractéristiques vraies du milieu ausculté. [*LaBrecque et al.*, 1996]

informations a priori, provenant d'autres processus physiques (données de températures, hydrauliques,…) et études géotechniques. Deux méthodologies d'inversion ont été développées afin de répondre à des besoins d'auscultations différents : $2D^+$ et $3D^-$.

4.3.(a) Méthodologie d'inversion $2D^+$ [*Fargier*, 2012]

La méthodologie $2D^+$ se différencie d'une méthodologie 2D classique par l'utilisation d'un modèle 3D et d'une discrétisation de ce milieu qui nous permet de prendre en compte, en partie, les effets 3D. La discrétisation interne est inspirée du 2D mais les volumes sont de longueurs finies et peuvent être déformées. Ceci permet de prendre en compte la topographie et un corps d'eau à proximité (Figure 22) sans augmenter le nombre de paramètres du modèle par rapport à une inversion 2D.
Ainsi, on ne peut pas prendre en compte les hétérogénéités transversales internes du corps de digue, mais la méthodologie $2D^+$ permet une meilleure prise en compte du milieu qu'une méthodologie 2D classique. Les géométries de l'ouvrage et du corps d'eau doivent être connues, ce qui est souvent le cas dans le cadre d'une étude d'auscultation d'OHT, et la stratégie d'acquisition géoélectrique reste la même. Le temps d'inversion n'est augmenté que par l'utilisation d'un problème direct 3D.

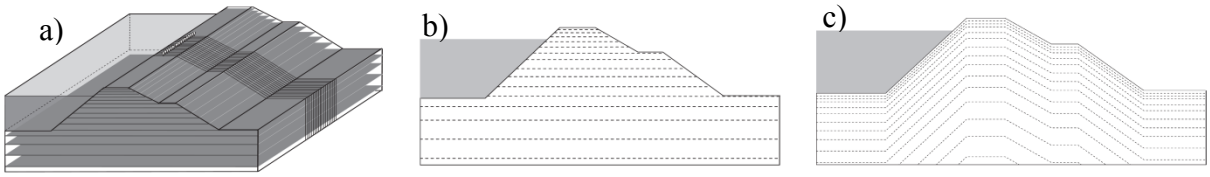


Figure 22. a) Schématisation d'une discrétisation $2D^+$ appliquée à un ouvrage hydraulique en terre, b) coupe transversale avec cellules tabulaires et c) coupe transversale avec déformation des cellules en fonction de la topographie [*Fargier*, 2011].

4.3.(b) Méthodologie d'inversion $3D^-$ [*Jodry et al.*, 2014]

La méthodologie de discrétisation nommée $3D^-$ permet l'intégration d'un niveau d'informations a priori supérieur dans le sens où elle intègre les discontinuités internes autant qu'externes. La capacité de résolution du modèle est voulue voisine d'une approche 3D classique avec des positions d'électrodes arbitraires, un maillage non structuré et une reconstruction du milieu basée sur les informations a priori et sur les matrices de pondérations et de lissage de l'équation normale d'inversion.

Tout d'abord, l'acquisition de données IRE vise à accroître la capacité d'imagerie 2D tout en gardant un nombre raisonnable d'électrodes et de mesures. À cette fin, les configurations d'électrodes restent beaucoup moins denses que celles utilisées dans les méthodologies purement 3D, et peuvent consister par exemple en : une disposition conventionnelle 2D (une seule ligne d'électrodes) enrichie par plusieurs électrodes hors ligne; ou deux lignes d'électrodes, parallèlement ou perpendiculairement (Figure 23). Les séquences d'acquisition de données peuvent varier de protocoles très simples (protocoles 2D « mono-ligne ») à beaucoup plus complexes (par exemple, des mesures entre lignes, ex. [*Cho and Yeom*, 2007] et des mesures « focalisées », ex. [*Hennig et al.*, 2008]).
Ensuite, une certaine attention est portée sur la discrétisation du modèle en utilisant un maillage "guidé" non structuré en éléments finis, équivalent à celui introduit par *Günther et al.* [2006]. Le terme « guidé » est utilisé pour souligner que la discrétisation est contrainte à l'aide de connaissances structurelles internes de l'OHT (la profondeur du substrat, la présence

d'un noyau, hétérogénéité importante, contexte géologique) et la structure externe qui peut influencer les mesures (topographie de l'OHT, la présence d'un réservoir d'eau, sa forme et sa résistivité...) (Figure 24). Ces informations a priori peuvent être introduites comme des structures homogènes qui ne seront pas inversées, ce qui suppose un a priori encore plus fort.
Comme précisé précédemment, les informations a priori sont également intégrées dans l'équation normale d'inversion afin de contraindre le calcul et l'aider à atteindre des modèles plus fiables. Elles peuvent être introduites par le biais des paramètres de régularisation (voir équation (II.32), grâce à une matrice de lissage ou de pondération, selon les connaissances sur la distribution de la résistivité interne [*Constable et al.*, 1987; *Ellis and Oldenburg*, 1994; *Catt et al.*, 2009; *Caterina et al.*, 2014; *Kim et al.*, 2014]. Enfin, des données complémentaires, fournies par d'autres levés géophysiques ou géotechniques, peuvent être intégrées à l'aide d'un modèle initial et de référence [*Oldenburg and Li*, 1994; *Pidlisecky et al.*, 2007].

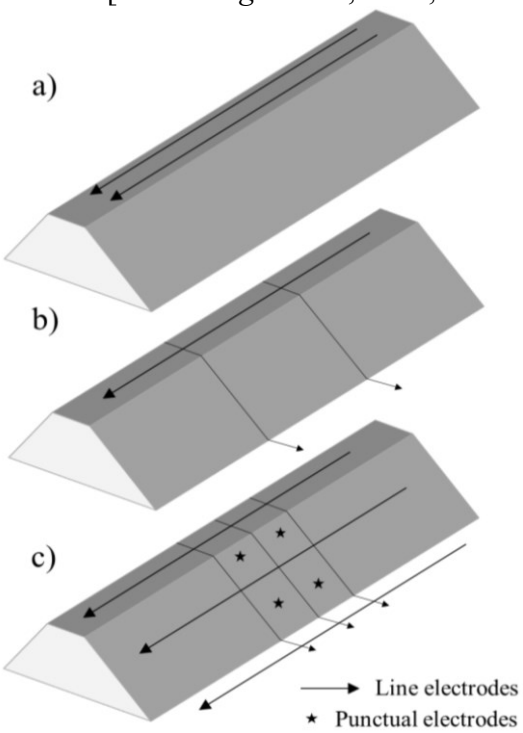


Figure 23. Schématisation de trois dispositions de lignes d'électrodes présentant un coût d'acquisition et une capacité de résolution de plus en plus forts (de a à c) pour une méthodologie 3D⁻ appliquée à un ouvrage hydraulique en terre. [*Jodry et al.*, submitted]

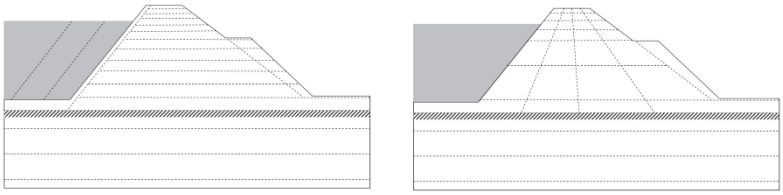


Figure 24 Schémation de deux possibilités de discrétisation 3D⁻ appliquée à un ouvrage hydraulique en terre [*Fargier*, 2011].

Lorsque les variations internes transversales sont fortes, la méthodologie 3D⁻ présente plus d'avantages que la méthodologie 2D⁺ mais nécessite un nombre d'informations a priori plus important. On l'applique également lorsqu'on souhaite une reconnaissance plus fine du milieu ausculté, puisqu'elle présente de plus fortes contraintes latérales et longitudinales. Dans le cadre de cette thèse on utilise uniquement la méthodologie 3D⁻.

4.3.(c) Application de la méthodologie d'inversion 3D⁻ dans le cadre de cette thèse

Le problème direct est basé sur les éléments finis et le problème inverse minimise une équation de type Occam. Pour cela on utilise le logiciel Comsol Multiphysics© piloté par Matlab©.

Le logiciel Comsol Multiphysics© procède à la création du modèle 3D et à la génération du maillage éléments finis. Pour cela, il se base sur deux paramètres inhérents à ce logiciel : i) le facteur d'accroissement qui permet de régler globalement la finesse du maillage en contrôlant la taille minimale d'une maille qui comprend des valeurs de 2 à 7 correspondant à un maillage fin à grossier ; ii) le nombre minimal de mailles entre deux électrodes adjacentes (nombre pas nécessairement entier variant entre 1 et 10). Cet élément se retrouve dans d'autres logiciels de maillage et est souvent pris en compte lors de la création d'un modèle comprenant des points sources.

En charge de calculer le problème direct, Comsol Multiphysics© pourra donc fournir des coefficients géométriques numériques corrigés des effets 3D et normalisés. Par ailleurs, on note que les modèles 3D présentent des dimensions suffisamment grandes pour que les dispositifs IRE ne soient pas influencés par des effets de bords. Les conditions limites établies comprennent : une mise à la masse pour toutes les faces du modèle représentant une limite sol/sol ; et une isolation électrique pour les faces représentant une limite sol/air.

Le logiciel Matlab © sert d'interface avec l'opérateur en permettant l'intégration des données mesurées et de toutes les informations a priori nécessaires à l'exécution du problème direct et inverse. C'est également ce logiciel qui effectue les calculs d'inversion.
Dans le cadre de cette thèse, seules des inversions moindres carrées (norme L_2) sont évaluées considérant que les deux milieux étudiés ici ne montrent pas de contrastes assez importants pour envisager une inversion robuste (norme L_1) (§3.1). D'autre part, sachant que plus on s'éloigne des électrodes, plus on perd en résolution, seules les mailles se trouvant dans un certain rayon d'action par rapport au centre du dispositif seront inversées. Ce rayon est proportionnel à la longueur du dispositif d'électrodes dont le facteur a été ajusté au cours du développement du code de recherche InGeOHT [*Fargier*, 2011].

Dans le cadre de l'étude de la méthodologie 3D⁻, trois informations a priori et quatre procédés d'intégration, en fonction de leur type et de leur fiabilité, sont analysés (Tableau 1).

Type d'informations	Milieu	Nature	Code
Informations externe	eau (rivière)	Géométrie	1
		Résistivité	1
Informations *a priori*	aquifère	Géométrie	1,2,3,4
		Résistivité	1,2,3,4
	lithologie	Géométrie	1,2,3,4
		Résistivité	1,2,3,4

1 : modèle; 2 : paramètres du mailage; 3 : matrice de lissage ; 4 : inversion (minimum length)

Tableau 1. Description des informations a priori et des procédés d'intégration utilisés. [*Jodry et al.*, submitted]

Afin de montrer les apports, et les limites, de la méthodologie 3D⁻ vis-à-vis de ce qui est couramment pratiqué, nous allons utiliser dans la suite des comparaisons avec des inversions 2D conventionnelles. Ces comparaisons seront simplement un outil pratique, même s'il est a priori évident que l'approche 2D conventionnelle ne peut pas distinguer certaines influences transversalement aux lignes d'IRE. Comme pour l'inversion 3D, on utilise une régularisation moindre carrée dont les réglages spécifiques des paramètres de l'inversion 2D seront précisés lorsqu'ils sont utilisés. Il n'est cependant pas envisagé ici de faire de comparaison avec des résultats issus de procédures 3D plus complètes. Une étude spécifique dans cette direction serait certainement enrichissante, mais elle dépasse le cadre de ce travail, et n'était pas possible sur l'un des ouvrages réels étudiés.

SYNTHÈSE : Il existe un grand nombre de moyens pour intégrer de l'information *a piori* dans le processus d'inversion. Leur mise en commun contraint le modèle de façon à obtenir une solution plus fiable que pour une approche 2D classique. L'intégration d'a priori dans la discrétisation du modèle nous permet également d'atteindre des paliers intermédiaires entre les stratégies 2D et 3D. Les stratégies 2D⁺ et 3D⁻ sont ainsi très intéressantes pour l'ingénieur ou le gestionnaire d'OHT. Avec un surcoût temporel et économique modéré, la résolution du problème peut être augmentée alors que l'apport d'informations a priori nous permet alors de compenser la sous-détermination du problème.

5. Problème inverse en suivi temporel

D'autres développements permettent d'intégrer la dimension temporelle au processus d'inversion de l'imagerie de résistivité électrique. On parle alors d'inversion « time-lapse ». Ces stratégies s'intéressent à l'évolution spatiale et temporelle de la résistivité électrique et indirectement à la variabilité des paramètres d'état du sol. Des systèmes d'acquisition ont alors vu le jour pour répondre spécifiquement à une utilisation temporelle avec un système d'électrodes permanentes et un recueil de données automatique [*Kuras et al.*, 2009; *Ogilvy et al.*, 2009; *Hilbich et al.*, 2010; *Chambers et al.*, 2014; *Rucker et al.*, 2014].

Le suivi de l'évolution des processus naturels et anthropiques dans le sol par des méthodes de résistivité électrique a débuté dans les années 1990. De nombreuses études portent sur des suivis d'infiltrations provoquées [e.g. *Daily et al.*, 1992; *Kemna et al.*, 2002; *Wilkinson et al.*, 2010] mais aussi sur le suivi de phénomènes naturels [e.g. *Michot et al.*, 2003; *Brunet et al.*, 2010]. Et bien que ces phénomènes soient d'une nature 3D, beaucoup d'auteurs utilisent encore une inversion 2D. Les variations hors du plan considéré peuvent alors introduire un certain nombre d'erreurs dans les données qui varient avec le temps et qui peuvent ne pas être liées au processus lui-même [*Cassiani et al.*, 2006].

Les méthodes d'inversion se sont développées aux cours du temps avec des algorithmes de calcul de plus en plus sophistiqués [*Hayley et al.*, 2011; *Karaoulis et al.*, 2014] qui utilisent des contraintes temporelles et spatiales pour une reconstruction plus fiable de l'évolution des milieux, limitant ainsi l'apparition d'artéfacts. On distingue ainsi deux groupes de méthodes d'inversion temporelles : Les méthodes conventionnelles et les méthodes récentes, comme simultanées et 4D.

5.1. Méthodes d'inversion temporelles conventionnelles

Les méthodes conventionnelles sont utilisées depuis longtemps et relativement efficaces pour leur simplicité d'exécution. On distingue quatre méthodes.

5.1.(a) Inversions indépendantes et comparaison de modèles

Les changements de résistivité peuvent être imagés de façon simple en réalisant des inversions indépendantes des jeux de données successifs, chacune représentant une image instantanée du milieu. On peut choisir de comparer visuellement les coupes temporelles les unes aux autres [e.g. *De Franco et al.*, 2009; *Brunet et al.*, 2010]. Mais le plus souvent, on effectue une comparaison des valeurs de résistivité inversée, cellule à cellule, pour obtenir une image des pourcentages de variations de la résistivité dans le temps [*Ramirez et al.*, 1993; *Michot et al.*, 2003; *De Franco et al.*, 2009; *Kuras et al.*, 2009; *Brunet et al.*, 2010; *Bellmunt et al.*, 2012]:

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \left(\frac{\rho_{t_i} - \rho_{t_0}}{\rho_{t_0}}\right) \times 100 \qquad \text{(II.33)}$$

On effectue ce calcul pour chaque cellule du modèle avec ρ_{t_i} résistivité du modèle au temps i et ρ_{t_0} résistivité du modèle au temps de référence.
Il est important de souligner que les mêmes paramètres d'inversion sont utilisés pour l'ensemble des temps considérés afin de pouvoir réaliser une comparaison fiable [*Hayley et al.*, 2009; *Hilbich et al.*, 2010; *Bellmunt et al.*, 2012]. Cependant, les inversions sont menées séparément. Des incertitudes sur les données et celles engendrées par la méthode d'inversion peuvent amplifier les variations de résistivité inversée résultantes, il est alors difficile de vérifier si les différences observées sont dues à des variations réelles dans le temps [*Loke*, 1999]. Cela introduit des artéfacts dans l'image des différences et diminue sa fiabilité [*Kemna et al.*, 2002]. D'autant plus que ces variations ont tendance à être plus fortes que les variations naturelles de résistivité [*Cassiani et al.*, 2006]. Ainsi, une comparaison d'inversions indépendantes peut se révéler inefficace pour fournir des images claires des changements de résistivité dans le temps.

5.1.(b) Inversion d'une résistance de transfert normalisée

Afin de pallier ces difficultés, Daily and Owen [1991] ont proposé une autre approche. Pour chaque quadripôle, la donnée à inverser est représentée par une résistance de transfert normalisée R^{norm} :

$$R^{norm} = R^h \frac{R_{t_i}}{R_{t_{ref}}} \qquad \text{(II.34)}$$

Avec $R_{t_{ref}}$, la résistance à un temps de référence et R_{t_i} la résistance à un pas de temps différent. La résistance R^h est définie pour un milieu homogène de résistivité de 1 Ω.m [*Daily et al.*, 1992; *Cassiani et al.*, 2006]. La variation par rapport à un modèle de référence donne alors une indication sur les variations de la distribution de résistivité dans le milieu.

On note cependant que cette approche permet une interprétation plus qualitative que quantitative [*Hayley et al.*, 2011] ce qui limite son application. D'autre part, cela nécessite aussi d'avoir le même nombre de données entre le temps considéré et le temps de référence.

5.1.(c) Inversion en cascade

Un approche alternative est d'utiliser le résultat d'inversion d'un temps initial comme modèle de référence pour les temps d'inversion suivants [*Loke*, 1999; *Oldenborger et al.*, 2007; *Descloitres et al.*, 2008; *Miller et al.*, 2008; *Drahor et al.*, 2014]. On ajoute ainsi la contrainte que le second résultat d'inversion doit être proche du premier ce qui minimise les variations de résistivité qui ne sont pas dérivées des données elles-mêmes.

L'équation normale d'inversion de type Occam (II.32) devient alors:

$$(\boldsymbol{J^T D J} + \lambda \boldsymbol{L})\delta \boldsymbol{m} = \boldsymbol{J^T D}\left(\boldsymbol{d}_{t_i}^{mes} - \mathcal{G}\left(\boldsymbol{m}_{t_i}^{k}\right)\right) - \lambda\left(\boldsymbol{L}\left(\boldsymbol{m}_{t_i}^{k} - \boldsymbol{m}_{t_0}^{k}\right)\right) \quad \text{(II.35)}$$

On note qu'une variante de cette méthode consiste à utiliser comme référence le temps précédent plutôt que le temps initial. $\boldsymbol{m}_{t_0}^{k}$ est alors remplacé par $\boldsymbol{m}_{t_{i-1}}^{k}$ dans l'équation (II.35). En effet, les premières données collectées à partir d'un dispositif d'électrodes permanentes sont souvent les plus bruitées ce qui propagent des erreurs dans l'inversion « time-lapse » et nécessite des lissages additionnels [*LaBrecque and Yang*, 2001].

5.1.(d) L'inversion des différences des valeurs de résistivité apparente

LaBrecque et Yang [2001] ont développé la méthode de l'inversion des différences qui cherche à minimiser l'écart entre la différence entre deux jeux de données et la différence entre les réponses de deux modèles estimés :

$$\Delta \boldsymbol{d} - \Delta\mathcal{G}(\boldsymbol{m}) = \left(\boldsymbol{d}_{t_i}^{mes} - \boldsymbol{d}_{t_0}^{mes}\right) - \left(\mathcal{G}\left(\boldsymbol{m}_{t_i}\right) - \mathcal{G}\left(\boldsymbol{m}_{t_0}\right)\right) \quad \text{(II.36)}$$

L'équation normale d'inversion de type Occam (II.32) devient alors :

$$(\boldsymbol{J^T D J} + \lambda \boldsymbol{L})\delta \boldsymbol{m} = \boldsymbol{J^T D}\left(\Delta \boldsymbol{d} - \Delta\mathcal{G}(\boldsymbol{m})\right) - \lambda\left(\boldsymbol{L}\left(\boldsymbol{m}_{t_i}^{k} - \boldsymbol{m}_{t_0}^{k}\right)\right) \quad \text{(II.37)}$$

Cette méthode est adaptée pour des petites variations temporelles [*Hayley et al.*, 2011].

La méthode sélectionnée dépend alors du bruit sur les données mesurées et des variations temporelles attendues [*Miller et al.*, 2008].

5.2. Inversions temporelles simultanées ou 4D

Plus récemment des méthodes dites simultanées ou 4D ont vu le jour [*Hayley et al.*, 2011; *Karaoulis et al.*, 2011a, 2011b, 2014; *Kim and Cho*, 2011; *Loke et al.*, 2014].

Kim *et al.* [2009] introduisent le concept des méthodes d'inversion 4D. C'est-à-dire que l'équation d'inversion « time lapse » tient compte des variables spatiales (x,y ou x,y,z) et de la variable temporelle (t). Dans leur étude, ils définissent un modèle de subsurface dit « 4D », de coordonnées (x,y,t), qui varie continuellement dans le temps. Ils se penchent notamment sur les variations des propriétés des matériaux pendant la durée d'une acquisition. En effet, lors d'une auscultation de milieux très dynamiques ces variations peuvent biaiser les résultats d'imagerie [*Wilkinson et al.*, 2010].
En 2011, Hayley *et al.* présentent deux nouvelles méthodes basées sur l'inversion simultanée des séries de mesures. La première méthode, « inversion time-lapse avec contrainte

temporelle » (temporally constrained time lapse inversion), est un cas particulier de la méthode 4D présenté par Kim et al. [2009]. Elle permet d'intégrer des contraintes de régularisation entre deux séries temporelles pour assurer des variations douces. Cette approche pénalise donc les différences entre deux temps de mesures sans le désavantage de propager des artefacts d'inversion d'une première inversion dans la seconde. Cependant cela requiert un espace mémoire supérieur puisque les séries temporelles sont inversées simultanément et que la taille de la matrice Jacobienne devient [2Mx2N]. Dans la deuxième méthode, « simultaneous time lapse inversion», ils inversent simultanément un temps 1 et un temps 2. Les contraintes de lissage sont alors appliquées à la différence entre ces deux modèles estimés qui est recalculée à chaque itération. Les contraintes sont réactualisées à chaque itération et peuvent être ajustées pour mettre en avant les variations de résistivité dans une direction particulière et mettre des poids de régularisation faibles là où des évolutions significatives sont attendues et forts ailleurs.

Dans un même temps, Kim and Cho [2011] proposent de stabiliser l'inversion en ajoutant un terme de régularisation temporelle, variable spatialement, dans la fonction objectif Φ appliquée à la différence normalisée entre les paramètres du modèle de référence et du modèle estimé. D'après leur hypothèse, une contrainte temporelle constante entre modèles successifs réduit les évolutions entre les paramètres du modèle de référence et les paramètres du modèle estimé à un temps ultérieur. Celui-ci peut alors rester trop proche du modèle de référence donnant une réponse faussée sur certains endroits du modèle et sur leurs pourcentages de variation dans le temps. Une contrainte temporelle spatialement variable entre modèles successifs, basée sur les variations des paramètres du modèle dans le temps, permet d'identifier clairement les changements significatifs en réduisant les artefacts dus à l'inversion. L'inversion produit une image plus ciblée qui met en valeur les fortes variations. Cette contrainte entre modèles permet d'introduire des informations a priori spatiales ou temporelles.

Karaoulis et al. [2011a, 2011b] reprennent l'idée de l'inversion 4D en y ajoutant un terme de régularisation temporelle variable (méthode 4D-ATC, « Active Time Constraint »). Ainsi, une régularisation temporelle variable spatialement permet de cibler les zones où les évolutions sont attendues tout en filtrant celles où aucun changement ne doit a priori s'effectuer. Les évolutions dans l'espace sont validées à partir du moment où ce sont également des variations temporelles. Cependant cette option nécessite au préalable des inversions indépendantes pour chaque série temporelle sans régulation temporelle et avec une régularisation spatiale constante pour déterminer les zones caractérisées par évolutions temporelles significatives. Plus tard, Karaoulis *et al.* [2014] introduisent l'inversion 4D-ATSC (Active time and space constraint) qui utilise des valeurs de régularisation temporelle et spatiale variables dans l'espace pour chaque paramètre du modèle. Il reprennent ici l'option « active constraint balancing » qui permet des valeurs de régularisation spatiale variables dans l'espace [*Yi et al.*, 2003].
Enfin, Loke *et al.* [2014] appliquent la méthode 4D [*Kim et al.*, 2009] a un modèle de subsurface définit dans les coordonnées (x,y,z,t).

D'après ces auteurs, ces nouvelles approches 4D sont similaires et donnent de meilleurs résultats que les méthodes conventionnelles. Elles ont l'avantage de pouvoir intégrer des informations a priori sur les variations de résistivité dans l'espace et le temps. Cependant elles nécessitent une réécriture du problème inverse 2D ou 3D.

SYNTHÈSE : L'inversion « time lapse » est une étape-clé dans le suivi des variations de résistivité résultant de variations dynamiques spatio-temporelles des propriétés du sol. On doit cependant garder à l'esprit que des artefacts, dus au bruit sur les mesures ou aux calculs d'inversion, peuvent apparaitre dans les résultats d'inversions. Le choix de la méthode d'inversion « time lapse » est donc très importante pour gérer ces phénomènes indésirables et qui rendent l'interprétation de variations naturelles difficiles. Si les méthodes conventionnelles ne suffisent pas à les supprimer totalement, les nouvelles méthodes récentes, notamment les méthodes 4D, introduisent des modifications essentielles du code d'inversion qui permettent d'obtenir de meilleurs résultats.

6. Conclusion

L'imagerie de résistivité électrique est une méthode très utilisée en géophysique de subsurface. Ce chapitre permet de décrire les différentes étapes de calcul nécessaires à la reconstruction d'une image de la distribution de la résistivité dans le sol.

Une première partie nous permet de définir le problème direct et de comprendre la méthode de discrétisation des éléments finis, utilisée dans cette thèse. Ainsi, chaque élément du modèle représente des paramètres qui seront inversés pour obtenir une image reconstruite du sous-sol. Si beaucoup de méthodes d'inversion existent, la méthode du « rasoir d'Occam » permet une grande flexibilité et une grande résolution du milieu. Pour arriver à une solution proche de la réalité, de nombreuses informations a priori peuvent être intégrées à la géométrie du problème, à la discrétisation du modèle et à l'équation d'inversion elle-même. Il est fondamental de comprendre d'où proviennent les informations a priori, d'estimer leur fiabilité et comment les intégrer au processus d'inversion. La fiabilité du modèle repose autant sur ces informations que sur les données de mesures de résistivité apparente.

Enfin, ce chapitre présente les méthodes d'inversion temporelle qui permettent d'obtenir une image des variations de résistivité au cours du temps. Dans le cadre de cette thèse, l'analyse temporelle se base sur des méthodes inversions temporelles conventionnelles qui ne demande pas de développements spécifiques. Bien que ces derniers comptent l'ajustement de certains paramètres d'inversions, on concentre l'analyse temporelle sur l'adaptation du protocole d'acquisition aux deux objets d'études et aux échelles temporelles des phénomènes observés.

Chapitre III. Objets d'études

1. Structures anthropiques : les digues de protection contre les inondations 62
1.1. Définition et typologie des digues de protection contre les inondations 62
1.2. Classification des digues de protection contre les inondations 63
1.3. Types de ruptures de digues contre les inondations 65
1.4. Méthodes de diagnostic et d'observation 68
1.4.(a) Les études préliminaires 69
1.4.(b) Les reconnaissances géophysiques 69
1.4.(c) Les reconnaissances géotechniques 70
1.5. Le diagnostic des ouvrages hydrauliques en terre par méthodes géophysiques 71
1.5.(a) Application des principales méthodes géophysiques à l'étude des digues en terre 71
1.5.(b) Application de l'IRE à l'étude des digues en terre 73
2. Systèmes côtiers : cordons dunaires et aquifères 75
2.1. Définition et typologie des cordons dunaires 75
2.2. Gestion et adaptation du trait de côte 77
2.3. Hydrogéologie côtière : rencontre entre deux eaux 78
2.4. Changements climatiques et risques pour les cordons dunaires 79
2.5. Diagnostic et observation du système côtier par méthodes géophysiques 80
2.5.(a) Reconnaissance et auscultation des cordons dunaires par méthodes géophysiques 80
2.5.(b) Observation du phénomène d'intrusion marine par méthodes géophysiques 80
3. Présentation des sites d'études 82
3.1. Levée du val d'Authion 82
3.1.(a) Caractérisation du site 82
3.1.(b) Mise en place de moyens d'observation longue durée 85
3.2. Dune de l'Hommée 87
4. Conclusion 91

Au cours des années, l'homme a appris à être méfiant face aux déchainements de la nature. Pour se protéger, il a profité de structures naturelles ou a créé ses propres barrières protectrices. L'observation et le suivi de ces structures sont maintenant une priorité, notamment lorsqu'on considère les phénomènes catastrophiques survenus depuis 2000 en France (crues de l'automne 2002 puis 2003 en région méditerranéenne, tempête Xynthia en février 2010) et partout dans le monde (ouragan Katrina aux USA en août 2005). Ces évènements nous ont montré la vulnérabilité de nos défenses qu'elles soient anthropiques, digues fluviales ou côtières, ou naturelles, dunes de sable côtières. On cherche alors à mieux comprendre les évolutions de tels objets et à définir des méthodologies de reconnaissance qui nous permettront d'identifier les points faibles de ces systèmes et de les restaurer avant que des dommages irréparables ne surviennent.
Dans cette thèse, on s'intéresse à deux systèmes de défenses contre les inondations : les digues fluviales en terre et les dunes de sable côtières. Pour chacun, on détaille son rôle dans la société d'aujourd'hui ainsi que les règlementations mises en place pour protéger ces

structures ou améliorer leur sûreté. On définira ensuite un ensemble de phénomènes environnementaux ou anthropiques, catastrophiques ou périodiques, susceptibles de dégrader au cours du temps et de rompre ces objets de protection. On s'intéressera alors aux méthodes de diagnostic et d'auscultation mises en place pour pallier ces problèmes, en mettant en avant l'utilisation des méthodes géophysiques et notamment les techniques géoélectriques. Enfin, on introduira les deux sites d'étude de cette thèse comportant chacun une structure de défense, contre les inondations pour l'un et contre la submersion pour l'autre.

1. Structures anthropiques : les digues de protection contre les inondations

1.1. Définition et typologie des digues de protection contre les inondations

Les digues de protection contre les inondations ou les submersions, aussi appelées levées lorsqu'elles sont en terre, sont des ouvrages hydrauliques construits en élévation par rapport au terrain naturel, non remaniées sous des conditions normales par l'action des courants ou des vagues et dont la fonction principale est de fournir une protection contre les inondations fluviales ou marines. Elles se trouvent le long des rivières, des côtes ou des chenaux artificiels de rétention d'eau [*CIRIA et al.*, 2013]. Le point commun de l'ensemble de ces ouvrages est qu'ils possèdent une longueur au minimum 100 fois supérieure à leur hauteur [*Collectif*, 2016]. Ces longues structures linéaires font en général partie d'un système de défense plus global qui peut aussi inclure des murs d'endiguement, des stations de pompage, des structures naturelles, … Ce système doit être considéré comme une chaîne qui est aussi solide que son maillon le plus faible [*Royet and Lino*, 2005]. Cependant, les levées peuvent exister depuis des dizaines d'années sans avoir connu une charge hydraulique significative, et donc paraître résistante. Cela peut alors créer un faux sentiment de sécurité dans le niveau de protection qu'elles peuvent fournir. Ainsi, les informations hydriques sont d'autant plus importantes que les dommages causés par la rupture sont soudains et souvent catastrophiques. La sécurité de l'ouvrage et la prévention des accidents passent également par la connaissance de la conception et des matériaux constitutifs de la digue et sa surveillance périodique.

Tout ouvrage hydraulique en terre se doit de retenir l'eau en montrant une résistance mécanique et une certaine étanchéité dans le corps de l'ouvrage : soit dans sa globalité (ouvrage en remblai étanche homogène), soit par une partie étanche dudit remblai (ouvrage en remblai zoné) située au centre (ouvrage à noyau argileux) ou côté eau (ouvrage à masque ou recharge étanche, côté rivière ou mer). Ainsi, les levées sont des structures complexes et irrégulières dans la qualité et la nature de leur construction ainsi que dans l'histoire de leurs modifications ou réparations, ce qui a une influence significative sur la sûreté de l'ouvrage [*Foster et al.*, 2000].

La Figure 25 illustre les différents types d'ouvrages hydrauliques en terre classés selon leur structure interne [*Foster et al.*, 2000]. On distingue d'une part les digues formées de matériaux prélevés aux alentours, imperméables ou semi-imperméables avec toute la variabilité naturelle que cela suppose (alluvions limoneuses ou sableuses en plaine, sablo-graveleuses ou graveleuses en piémont ou en montagne) et dépourvues de traitement en fondation. Ces levées sont, dans la majorité des cas, très anciennes et présentent des rehaussements successifs, des réparations rapides sans moyen de compactage efficace, et sans considération pour le matériau de base, donnant des structures très hétérogènes dont souvent l'historique est peu ou mal connu. D'autre part, on a des constructions plus modernes qui

comportent souvent un noyau ou recharge terrassé étanche et qui suivent des standards plus à même de supporter une charge hydraulique. Les confortements peuvent également comprendre des écrans étanches (rideau de palplanches métalliques, paroi au coulis de bentonite-ciment, soilmixing…). Ces digues confortées ont fait l'objet de travaux de confortement en général pour remédier à des niveaux de fuites élevés ou à des phénomènes d'érosion interne [*Collectif*, 2016].

Afin qu'une levée fournisse une bonne protection, sa conception doit être réfléchie, mais surtout adaptée à sa fonction, et elle doit être entretenue. La surveillance régulière et une évaluation périodique de sa performance sont donc des éléments essentiels de sa durabilité et de sa sécurité.

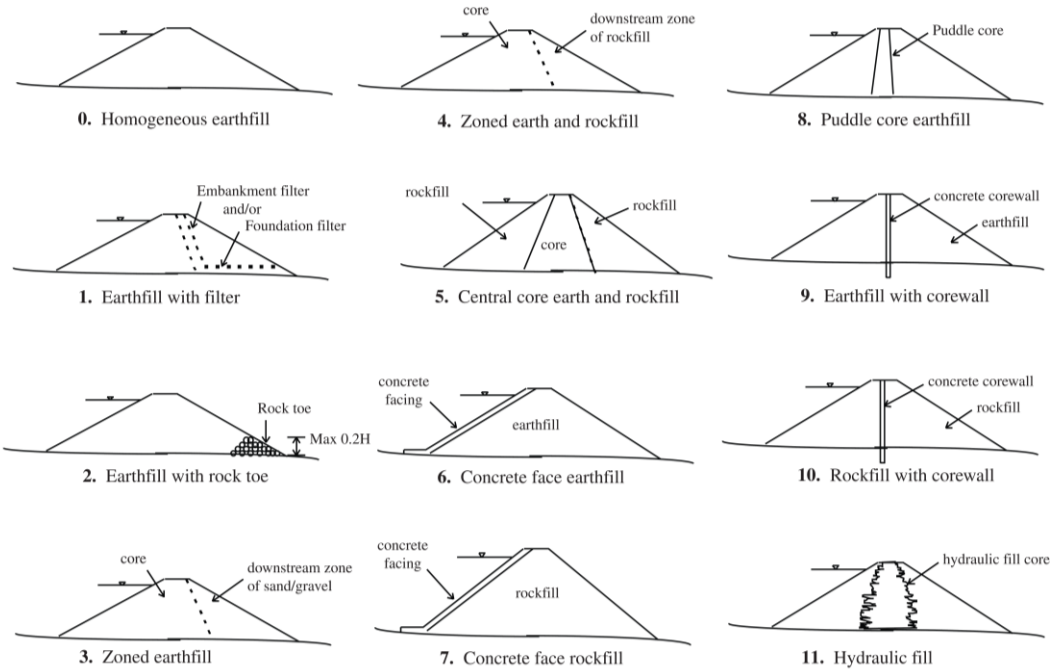


Figure 25. Typologie d'ouvrages hydrauliques en terre classés selon leur structure interne. [*Foster et al.*, 2000]

1.2. Classification des digues de protection contre les inondations

Il existe de nombreuses digues sur l'ensemble des territoires et afin de s'assurer que leurs responsables remplissent les missions de surveillance et d'entretien nécessaires à la bonne tenue de ces structures, une classification plus précise est indispensable. Cette classification est par ailleurs utilisée afin d'établir une réglementation appropriée et graduée s'appliquant à l'ensemble des gestionnaires en France. La multiplication des programmes nationaux et/ou régionaux d'aménagement (PSR[3], PAPI[4],…) ainsi que l'encouragement des projets de recherche nationaux (ERINOH, Érosion Interne dans les Ouvrages Hydrauliques), européens (FloodProBE, Technologies for the cost-effective Flood Protection of the Build Environment) et internationaux (ILH, International Levee Handbook) montrent la volonté des États à améliorer rapidement la sûreté des digues de défense contre les inondations par une harmonisation des ouvrages, de leur réglementation, de leur entretien et de leur diagnostic. Les classifications des digues mises en place concernent alors leur mission, leur composition,

[3] Plan de Submersion Rapide
[4] Programme d'Action de Prévention contre les Inondations

leur état, … et permettent de fixer une démarche de diagnostic commune. Cependant, ce désir d'harmonisation est souvent limité par un parc ancien (en France, certains ouvrages remontent au Moyen Age), des modes de constructions différents, des constitutions mal connues et des entretiens aléatoires.

La première démarche de classification est de distinguer les digues des autres ouvrages hydrauliques en terre ; pour cela, on s'intéresse à leur fonction première. On établit ainsi deux principales catégories d'ouvrages : les barrages, qui stockent un volume d'eau, dans une retenue ou un bief, et les digues de protection qui empêchent une zone d'être envahie par les eaux de crue. Ainsi les digues de canaux destinées au transport fluvial, à l'irrigation ou encore à l'amenée d'eau vers des centrales hydroélectriques sont considérées comme des barrages [*Article R214-112*, 2007].

En France, le linéaire de digues de protection est supérieur à 8000 km dont 1000 km préviennent les submersions marines ; elles sont gérées par plus de 1000 gestionnaires différents [*Circulaire du 31 juillet 2009 relative à l'organisation du contrôle de la sécurité des ouvrages hydrauliques*]. 3000 km de digue sont considérés en bon état et 5600 km sont dans un état très dégradés ou présentent des désordres locaux ou leur état n'est pas renseigné (pour au moins 2000 km) [*Collectif*, 2016]. Le Code de l'environnement [*Article R214-113*, 2007] définit trois types de digues :

- Les digues de protection contre les inondations fluviales,
- Les digues d'estuaires et de protection contre les submersions marines,
- Les digues des rivières canalisées.

Les digues de protection ne sont sollicitées qu'en cas de crues, de marées ou de tempêtes, avec parfois des cycles de nature, d'amplitude et de période très variables d'un ouvrage à l'autre et sont dites à charge transitoire. Les digues des rivières canalisées subissent une charge permanente sur une partie de leur hauteur.
Leur intégrité est alors primordiale autant pour les gestionnaires que les riverains [*Fauchard and Mériaux*, 2004; *Tourment et al.*, 2015]. Constituées d'un remblai, construites à l'aide de matériaux naturels (terre, limon ou sable fin) ou en dur, l'État a défini des classes en fonction de la géométrie des digues (Tableau 2) qui permet d'établir des listes d'actions et d'obligations imposées aux propriétaires [*Collectif*, 2016].

Classe	Caractéristiques Hauteur (H) de l'ouvrage et population (P) protégée
A	Ouvrage pour lequel H ≥ 1 m et P ≥ 50000
B	Ouvrage non classé en A et pour lequel : H ≥ 1 m et P entre 1000 et 50000
C	Ouvrage non classé en A ou B et pour lequel : H ≥ 1m et P entre 10 et 1000
D	Ouvrage pour lequel soit H < 1m, soit P < 10

Tableau 2. Classification des digues selon le décret n° 2007-1735 du 11 décembre 2007 du Code de l'environnement [*Article R214-113*, 2007][5].

Avec H, hauteur exprimée en mètres et définie comme la plus grande hauteur mesurée verticalement entre le sommet de l'ouvrage et le terrain naturel du côté de la zone protégée. Et P la population exprimée en nombre d'habitants dans la zone protégée.

[5] Le décret de 2007 a été mis à jour et simplifié en 2015 avec notamment la suppression de la classe D (Décret n° 2015-526 du 12 mai 2015)

Lorsque la digue est équipée d'un déversoir de sécurité, on définit un niveau de protection, niveau d'eau dans le cours d'eau au-dessus duquel la zone protégée commence à être inondée sans rupture, ni dégradation de la digue, par fonctionnement dudit déversoir, et un niveau de sûreté, niveau d'eau dans le cours d'eau (supérieur à celui de protection) au-dessus duquel la probabilité de rupture de l'ouvrage n'est plus considérée comme négligeable. En l'absence de déversoir, le niveau de sûreté est en général inférieur au niveau de la crête de digue, ce dernier peut alors être défini comme un « niveau de protection apparent » [*Maurin et al.*, 2014].

1.3. Types de ruptures de digues contre les inondations

Il est donc important d'identifier les types de désordres qui peuvent porter atteinte à la stabilité et l'intégrité de ces structures. Ces défaillances peuvent être d'ordre techniques (vices de conception, mauvais matériaux, vieillissement de l'ouvrage) ou naturelles (séismes, tempêtes, crues exceptionnelles, glissements de terrain, présence de terriers d'animaux ou de racines d'arbres) [*Zhang et al.*, 2007].

L'analyse de ces faiblesses et des effets engendrés a mis en évidence quatre principaux modes de rupture [*Fell et al.*, 2000; *Zhang et al.*, 2007; *CIRIA et al.*, 2013; *Huang et al.*, 2013] illustrés dans la Figure 26 :

- La rupture liée à la surverse qui conduit à une érosion externe du talus côté val. Le moteur de cette érosion est un écoulement en surface, lorsque la crête de digue est débordée par le niveau de l'eau (de la rivière ou des vagues) et entraine une inondation côté terre. Ce débordement conduit généralement à une érosion régressive du parement côté val et des matériaux en pied de digue provoquant le rétrécissement du profil de la digue, contribuant à l'imprégnation du corps de la digue et menant rapidement à la création d'une brèche. C'est un phénomène très ponctuel et non prévisible, en l'absence de points bas en crête de digue, mais qui peut rapidement évoluer vers la formation d'une brèche en fonction de la durée de la crue, de la tempête ou de la hauteur et hétérogénéité de la digue.
- La rupture liée à l'érosion interne qui peut mener à la formation de véritables conduits, aussi appelés renards hydrauliques (Figure 26). Son amorce se fait à partir d'une fuite dans le remblai, d'écoulements préférentiels en fondation, sur une surface de contact ou par suffusion (érosion par arrachement des particules fines dans des sols instables). Sous l'effet d'un écoulement qui traverse la digue ou sa fondation, des particules de sol sont arrachées et entrainées créant ainsi un vide, lieu de circulation potentielle d'eau, pouvant provoquer un jour une rupture totale de l'ouvrage. Ce procédé nécessite que la vitesse d'écoulement soit suffisante pour détacher les particules du sol et correspond toujours à un écoulement préférentiel dans l'ouvrage. On parle de renard hydraulique lorsque l'érosion est initiée à l'aval, progresse vers l'amont et créé un conduit franc. C'est donc un processus interne, invisible de l'extérieur, sauf lors de cas très avancés qui induisent des signes distinctifs en surface (tassements, augmentation du débit des fuites…). C'est un phénomène qui peut se développer lentement sur de longues périodes, mais qui peut s'accélérer lors d'une crue et conduire à la rupture en quelques heures. Cet écoulement préférentiel se développe au sein du remblai, à travers la fondation de l'ouvrage ou depuis le remblai jusqu'à la fondation. On note enfin que le processus d'érosion interne est divisé en quatre phases [*Fell et al.*, 2003] : initiation de l'érosion, poursuite de l'érosion, progression vers la formation d'un renard hydraulique, amorce d'une brèche (Figure 27).
- La rupture liée au glissement de talus côté terre (ou côté val) apparait lorsqu'il y a une crue suffisamment longue pour que les matériaux du corps de digue soient saturés. Le talus perd en stabilité mécanique du fait du développement des pressions interstitielles. Ce phénomène est aggravé lorsque la pente du talus est forte, qu'il n'y a pas de drainage ou

que le talus présente des couches hétérogènes et une faible compacité. Moins fréquent et aux conséquences moins graves, le glissement de talus peut survenir également du côté rivière lors de la décrue. Dans ce dernier cas, des fissures en surface permettent de détecter ce phénomène et d'intervenir avant la dégradation de la digue.

- La rupture liée à l'érosion externe par affouillement de la base de la digue côté cours d'eau ou mer qui entraîne un affaiblissement des caractéristiques mécaniques du corps de remblai et un raidissement de la pente du talus, et par la suite son éventuel glissement. L'affouillement est provoqué par l'action du courant, des remous ou des vagues. Sans surveillance régulière, ce mécanisme peut conduire à la création d'une brèche, parfois en une seule crue ou tempête si les phénomènes d'érosion sont accentués par exemple par un fort transport solide (cas des rivières ou torrents de montagne).

Certaines ruptures peuvent aussi survenir pendant ou à la suite d'un tremblement de terre qui produit un phénomène de liquéfaction des matériaux de la digue ou de ses fondations. Cependant ce phénomène, très localisé, est difficile à prévoir en l'absence d'une connaissance des matériaux de la fondation et de leur potentiel de liquéfaction.

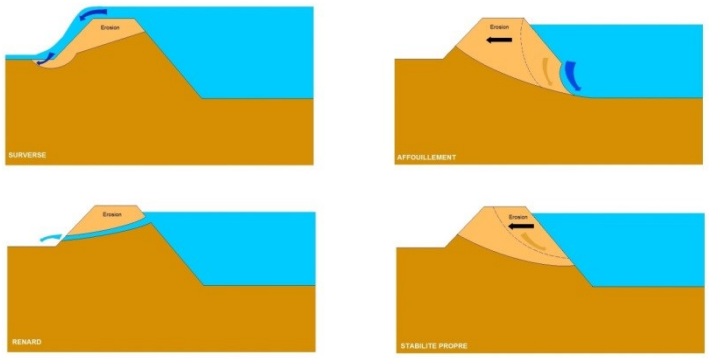


Figure 26. Mécanismes de rupture de digue par des phénomènes hydrauliques ou structurels © Symbhi - Hydrétudes - Mécanismes de rupture de digue

Ces différentes situations d'endommagement mettent en jeu des phénomènes hydrauliques et/ou structurels et sont souvent interdépendants. S'ils ne sont pas détectés rapidement, ils aboutissent tous au même résultat : la rupture partielle ou totale de l'ouvrage.

De multiples facteurs affectent la fréquence, le moment et le lieu où ces mécanismes de rupture surviennent [*Foster et al.*, 2000; *Royet and Lino*, 2005; *Huang et al.*, 2013; *Cleary et al.*, 2014] :

- la géométrie de la levée : sa hauteur plus ou moins régulière, sa largeur et la pente des talus notamment ;
- les types de sols et leur répartition dans le remblai ou sa fondation : on y inclut les propriétés des matériaux (la granulométrie, la cohésion, le compactage, la perméabilité…) qui influent sur le comportement en présence d'un écoulement d'eau. Les digues modernes sont ainsi construites à partir de différents matériaux répartis stratégiquement pour que l'écoulement naturel dans la digue ne conduise pas à un mécanisme de rupture, et leurs fondations sont traitées de façon appropriées ;
- la présence de végétation, d'activités animales (galeries ou tanière dans le corps de digue et affouillement en surface) ou humaines (passage de canalisation, voie routière ou ferroviaire, réseaux divers, habitations encastrées,…) ;

- l'environnement géologique : les fondations à la base des digues ont une forte influence sur la stabilité et l'étanchéité de l'ouvrage ;
- L'ancienneté de l'ouvrage et son suivi dans le temps

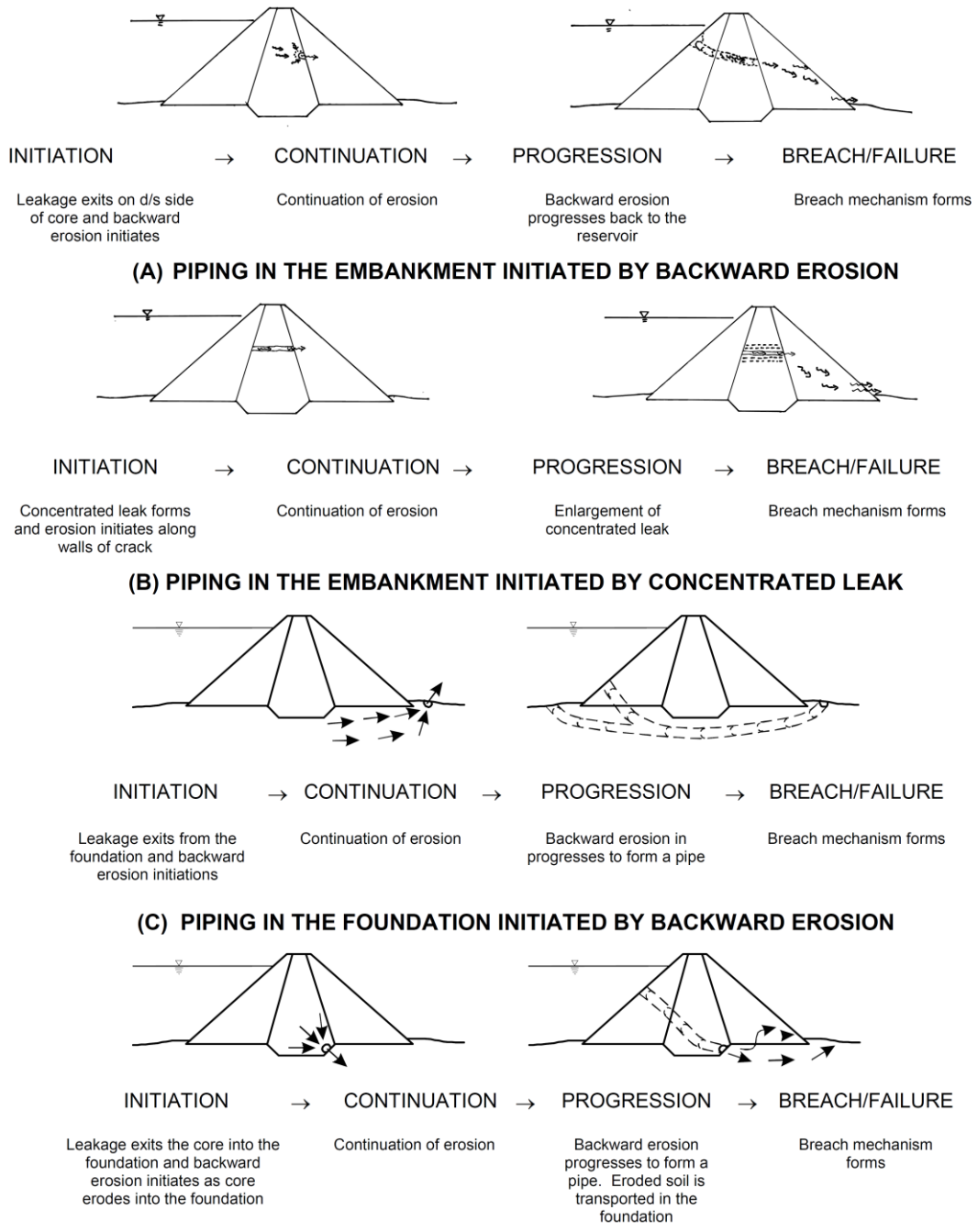


Figure 27. Modes de développement principaux de l'érosion interne et formation d'un renard hydraulique, dans le corps de la digue et/ou sa fondation [*Fell et al.*, 2001]

Parmi ces facteurs, on note que les sols des fondations d'une digue peuvent avoir une influence forte sur les mécanismes de rupture et notamment l'érosion interne. Selon la typologie des fondations (sols étanches, semi-perméables ou perméables ; de même nature

que la digue ou présentant un faciès rocheux comme un karst), les risques éventuels encourus par la digue vont être de nature différente.

La surverse est un phénomène récurent mais les phénomènes d'érosion interne, liés à la formation d'un renard hydraulique, sont les mécanismes de rupture majoritaires [*Fry et al.*, 2012]. Dans ces travaux, on étudie principalement les phénomènes d'infiltrations d'eau, dans le remblai et dans sa fondation, qui peuvent mener à l'érosion interne et qui ne se voient en surface que tard dans le processus de formation d'une brèche.

1.4. Méthodes de diagnostic et d'observation

Afin d'assurer la sécurité des ouvrages et prévenir les accidents, il faut répondre aux questions essentielles qui entourent la complexité du phénomène recherché : « Où ? Quand ? Comment ? Pourquoi ? » [*Monnet et al.*, 2007]. Beaucoup d'études présentent ainsi des méthodes et des outils pour évaluer les performances des levées afin de fournir aux gestionnaires et aux collectivités une aide pour planifier une surveillance, une maintenance, des réparations adéquates et au besoin un plan d'évacuation d'urgence [*Dunbar et al.*, 2003; *Bonelli et al.*, 2005; *Royet and Lino*, 2005; *Serre et al.*, 2008; *Tourment et al.*, 2015; *Utili et al.*, 2015]. Des systèmes d'alerte à l'inondation ont même commencé à voir le jour [*Lavabre and Grégoris*, 2005; *Krzhizhanovskaya et al.*, 2011] pour prévenir les gestionnaires de la gravité des crues (ou des tempêtes) ou signaler des anomalies, basés sur des calculs de probabilités de ruptures et des scénarios d'inondations.

Dans cette thèse, on s'intéresse plus particulièrement à la sûreté des digues en terre de protection contre les inondations fluviales qui, comme on l'a vu, ont des caractéristiques spécifiques. Et comme la plupart du temps elles ne sont pas chargées à leur capacité nominale et sont dites « à sec », il est difficile d'apprécier le niveau de sécurité de ces structures alors que leur fragilisation survient pendant ou à la suite d'une crue, lorsque des zones de circulation préférentielle de l'eau peuvent s'activer [*Royet and Lino*, 2005; *Monnet et al.*, 2007]. Ces ouvrages demandent donc une démarche de diagnostic réfléchie qui se doit de prendre en compte l'évolution de l'état externe et interne de la digue au cours du temps. Les méthodes employées doivent également détecter le plus tôt possible des désordres susceptibles de mettre en jeu la stabilité de la digue [*Bonelli et al.*, 2005]. De plus, comme précisé précédemment, ces méthodes de diagnostic doivent également tenir compte de la typologie des fondations de la digue. On cherche ainsi à établir un protocole rapide, fiable et peu coûteux.

Historiquement, ces systèmes de protection étaient seulement supervisés par des cantonniers qui parcouraient les milliers de kilomètres en inspectant visuellement l'état des digues. Aujourd'hui, en plus des gardes-digues, des technologies modernes nous permettent une surveillance continue de zones de priorités prédéfinies [*Serre et al.*, 2008; *Krzhizhanovskaya et al.*, 2011; *Utili et al.*, 2015]. Pour parvenir à ce résultat, il est important de rassembler tous les indices connus et de coupler les méthodes de diagnostic [*Dunbar et al.*, 2003; *Bonelli et al.*, 2005; *Royet and Lino*, 2005] : recherche préalable d'archives ; apport d'une topographie précise ; examens visuels réguliers; prise en compte des aspects géologiques, hydrauliques et morphodynamiques de la digue et de son environnement ; utilisation couplée de méthodes de reconnaissance géophysiques et géotechniques. Les méthodologies de diagnostic utilisées aujourd'hui rassemblent donc des critères qualitatifs et quantitatifs. On retrouve toutes ces étapes dans la méthodologie générale (Figure 28) présentée par Fauchard and Mériaux [2004] dont le coût total a été estimé dans une fourchette de 15 à 30 k€/km [*Royet and Lino*, 2005].

1.4.(a) Les études préliminaires

La première phase de collecte d'informations permet de préciser les caractéristiques internes et externes de la digue ainsi que son histoire. On cherche un recueil de sa construction, de ses matériaux de constitution, de ses réparations, des niveaux de crue historiques… Mais on étudie également son milieu naturel, la nature et la géologie des fondations, l'hydrogéologie du bassin versant. On complète ces renseignements par un examen visuel pour repérer des zones de défaillances et par un relevé topographique précis. La réalisation d'une campagne topographique est extrêmement importante et constitue même une méthode de reconnaissance à part entière, à réaliser en premier, car utile à tous les autres éléments du diagnostic (ex : localisation des sondages et investigations) [*Mériaux et al.*, 2013]. En effet, l'intégration de la topographie permet d'améliorer considérablement le traitement des mesures et/ou l'interprétation des résultats. Cela permet d'établir un profil de la digue assez complet et surtout de cibler les zones de faiblesses [*Serre et al.*, 2008; *Fargier*, 2011].

1.4.(b) Les reconnaissances géophysiques

Les méthodes d'investigation géophysique permettent d'obtenir une image des structures internes des digues en étudiant la distribution spatiale des propriétés physiques des matériaux du sous-sol sans perturbation de la digue elle-même. C'est pourquoi ces méthodes sont dites non intrusives. Leur application inclut deux phases de diagnostic : une phase de reconnaissance à grande échelle qui repère les hétérogénéités et points de faiblesses de la digue et de sa fondation ; et une phase de reconnaissance plus détaillée des tronçons potentiellement faibles [*Fauchard and Mériaux*, 2004] qui permet le suivi et la détection de mécanismes d'érosion interne à un stade précoce et autorise une action de confortement avant la rupture [*Johansson*, 2004].

Ainsi, les méthodes géophysiques s'intègrent parfaitement dans un programme de surveillance des digues de protection contre les inondations car si la formation d'une brèche survient en quelques heures, le processus d'érosion interne à l'origine de celle-ci se développe sur plusieurs années. Les phénomènes initiateurs liés à cette érosion peuvent être détectés et suivis par les méthodes géophysiques : écoulements d'eau, variation de température, déformation structurelle,… Certaines instrumentations peuvent également être laissées à demeure afin de suivre l'évolution de certains phénomènes dans le temps [*Krzhizhanovskaya et al.*, 2011]. Ainsi, la sélection des méthodes géophysiques dépend : des conditions locales (topographie, environnement naturel et anthropique, accessibilité, …) ; de leur capacité à détecter des contrastes géophysiques (résistivité ou conductivité électrique, permittivité diélectrique,…) liés aux variations de la propriété d'état considérée; de la profondeur d'investigation ciblée (remblai ou fondation) ; de leur rapidité de mise en œuvre et du rapport entre informations apportées et coût ; et de leur résolution. On note que les méthodes géophysiques sont souvent utilisées de façon complémentaires entre elles afin d'obtenir une vision plus complète des propriétés internes des digues.

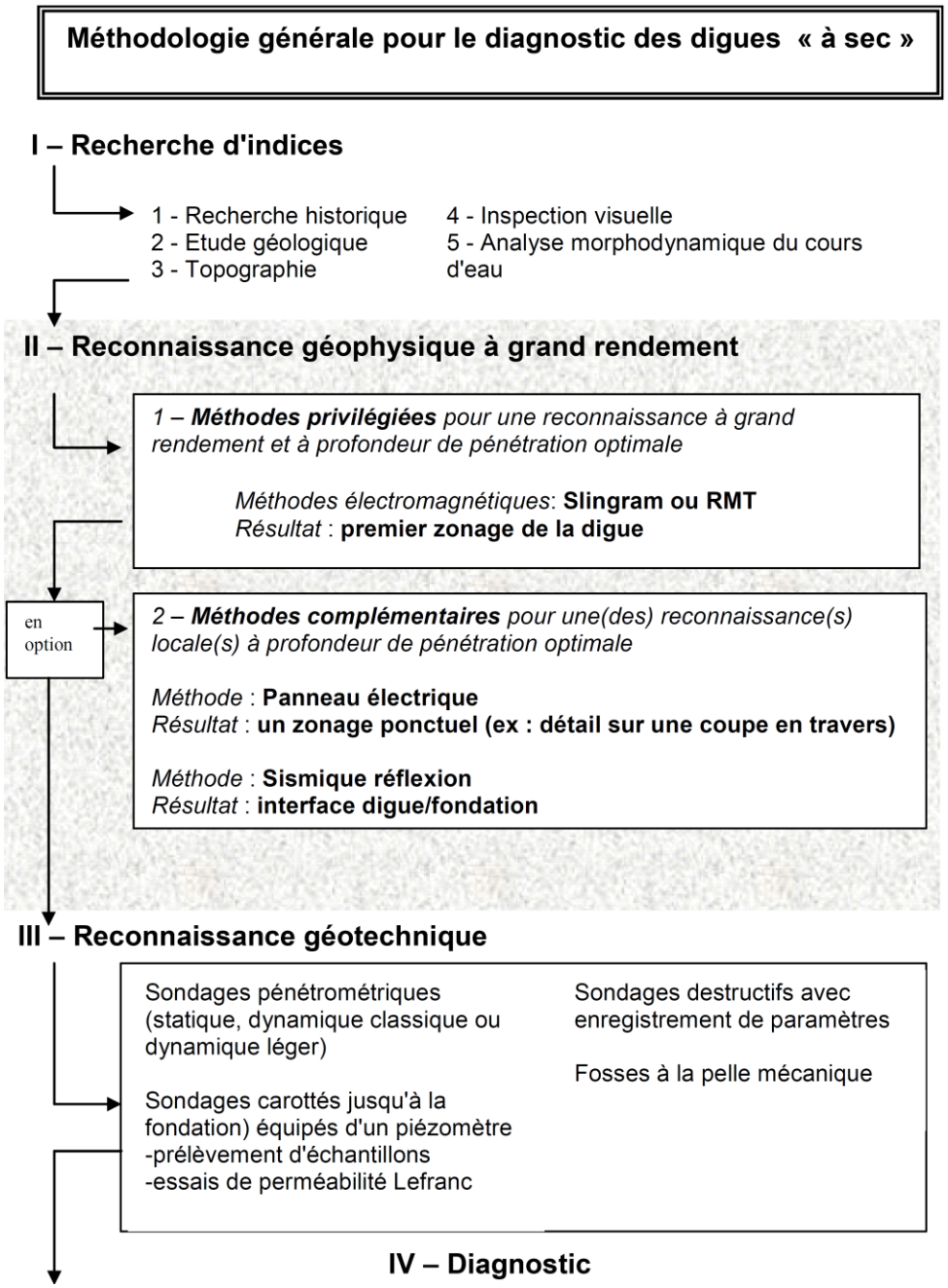


Figure 28. Méthodologie générale pour le diagnostic des digues de protection contre les inondations. [*Fauchard and Mériaux*, 2004]

1.4.(c) Les reconnaissances géotechniques

Les investigations géotechniques apportent des informations précises et nombreuses cependant elles sont coûteuses, destructives et très localisées. On les utilise souvent en parallèle des méthodes géophysiques pour calibrer ou valider certaines anomalies détectées. Elles consistent notamment à obtenir des caractéristiques précises des sols : la densité et l'épaisseur des couches peuvent être données par des essais pénétrométriques ; la mise en place de piézomètres et sondes de succion et de température nous informe sur l'état hydrique et l'évolution saisonnière des sols qui peuvent donc être utilisés pour l'auscultation ; on obtient le type de matériaux et leur résistance à la contrainte avec des essais au phicomètre ;

enfin le perméafor renseigne sur la variation de la perméabilité avec la profondeur. D'autre part des sondages destructifs permettent de prélever des échantillons de sols afin de réaliser des tests en laboratoire : teneur en eau, densité, porosité, granulométrie, sédimentologie, perméabilité, érodabilité.
Les essais géotechniques nous permettent donc d'établir une connaissance précise de l'état et du type de sols que l'on retrouve dans la digue. Et si ces essais ne permettent pas de détecter des écoulements responsables de l'érosion interne, ils permettent une identification de certains paramètres qui seront ensuite intégrés dans l'interprétation de la géophysique pour une meilleure résolution du problème.

Dans la méthodologie décrite ici, et reprise partout dans le monde, on voit que les méthodes géophysiques y jouent un rôle essentiel et sont aujourd'hui indissociables du diagnostic et de la surveillance des digues en terre de protection contre les inondations. C'est pourquoi nous allons maintenant détailler leurs rôles dans ce système de diagnostic des digues de protection contre les inondations.

1.5. Le diagnostic des ouvrages hydrauliques en terre par méthodes géophysiques

Cette partie présente donc les avantages et limitations des différentes méthodes géophysiques, par rapport à la problématique étudiée. Depuis leur première utilisation sur digue en 1970 [*Bogoslovsky and Ogilvy*, 1970], cette application n'a cessé d'évoluer et de s'améliorer au cours des développements successifs et la géophysique est aujourd'hui considérée comme un outil indispensable pour le diagnostic d'ouvrages hydrauliques en terre [*Fauchard and Mériaux*, 2004; *Llopis and Simms*, 2007; *Boukalova and Benes*, 2008].
Les méthodes géophysiques les plus utilisées dans le cas de l'étude des digues en terre sont [*Fauchard and Mériaux*, 2004; *Royet et al.*, 2013]:

- Les méthodes électromagnétiques: Slingram, radar géologique, radio magnétotellurique et techniques électromagnétiques aéroportées.
- Les méthodes électriques : profilage de résistivité électrique, tomographie de résistivité électrique, potentiels spontanés
- Les méthodes sismiques : ondes de surface, sismique réfraction
- Les méthodes thermométriques

Comme précisé plus haut, il s'agit de trouver une combinaison d'approches, qui seront utilisées en parallèle, pour répondre au mieux aux exigences et contraintes du site étudié (contexte géologique, but de l'étude, type de défauts recherchés). Les méthodes géophysiques s'emploient de différentes façons et il n'existe pas de combinaison type [*Niederleithinger et al.*, 2012; *Royet et al.*, 2013]. On note également l'importance d'une approche temporelle qui permet de suivre les variations globales des propriétés du sol en fonction des saisons et de la charge hydraulique variable et de les distinguer des variations locales d'une zone de faiblesse.

1.5.(a) Application des principales méthodes géophysiques à l'étude des digues en terre

- Les méthodes à induction électromagnétique basses fréquences en champ proche de type Slingram.

Ces méthodes sont très utilisées en complément d'un examen visuel et représentent le premier pas pour des investigations plus détaillées [*Viganotti et al.*, 2013]. En effet, elles permettent de collecter des données très rapidement et à un faible coût puisqu'elles ne requièrent aucun

contact avec le sol. Cela permet d'obtenir des informations utiles sur les grandes structures conductrices en pied (et donc fondation proche) ou en crête de digue et de cibler les zones susceptibles de développer des désordres. Cependant l'interprétation des données n'est que qualitative et ne met en évidence que des zones hétérogènes de dimensions plurimétriques. De plus, ces méthodes sont très sensibles aux objets métalliques et montrent souvent du bruit sur les mesures [*Fauchard and Mériaux*, 2004; *Brosten et al.*, 2005; *Royet et al.*, 2013; *Weller et al.*, 2013; *Utili et al.*, 2015]. C'est pourquoi, les méthodes Slingram sont souvent utilisées comme un outil de vérification croisées avec des résultats obtenus à partir d'autres méthodes géophysiques [*Inazaki and Sakamoto*, 2005; *Llopis and Simms*, 2007; *Sentenac et al.*, 2013].

- Les méthodes à induction électromagnétique basses fréquences en champ lointain de type « Very Low Frequency » (VLF), « Radio-magnétotellurique » (RMT), ou «Audio-magnétotellurique (AMT) ».

Leur mise en œuvre et interprétation sont délicates mais elles permettent de donner une vision globale de la structure d'une digue en terre [*Bièvre and Norgeot*, 2005; *Sungkono et al.*, 2014]. Plus proches des mesures de résistivité à courant continu, elles renseignent sur la présence de matériaux conducteurs ou résistants. Cependant leur rendement est diminué par la nécessité de faire plusieurs profils pour obtenir des résultats fiables et elles ne sont que très rarement utilisées aujourd'hui [*Fauchard and Mériaux*, 2004; *Royet et al.*, 2013].

- Les méthodes à induction électromagnétique hautes fréquences en champ proche de type radar géologique.

Ces méthodes dépendent beaucoup du choix de la fréquence de l'antenne qui se fait en fonction de la nature des matériaux de la digue, de son état hydrique et de la profondeur de pénétration et la résolution souhaitées [*Niederleithinger et al.*, 2012; *Perri et al.*, 2014]. Si le choix de l'antenne est adapté, on obtient une image de très bonne résolution qui permet de détecter des anomalies structurelles ou la présence d'objets anthropiques [*Carlsten et al.*, 1995; *Bièvre and Norgeot*, 2005; *Di Prinzio et al.*, 2010; *Antoine et al.*, 2015]. Comme les méthodes précédentes, le radar géologique est rapide et peu couteux [*Fauchard and Mériaux*, 2004; *Biavati et al.*, 2008]. On peut l'utiliser seul [*Chlaib et al.*, 2014] ou conjointement à d'autres méthodes géophysiques [*Donohue et al.*, 2011]. Cependant, ces méthodes sont limitées dans le cadre du diagnostic de digues contenant des matériaux conducteurs (cas général des remblais étanches), du fait de la faible profondeur de pénétration dans ce type de sol.

- Les Méthodes sismiques : réfraction et ondes de surface

Ces méthodes sont directement sensibles aux propriétés mécaniques du sol et permettent d'obtenir notamment la rigidité du sol à l'aide des vitesses des ondes sismiques. Elles donnent également une image haute résolution de la structure de la digue et de son substratum [*Inazaki and Sakamoto*, 2005; *Chen et al.*, 2006; *Cardarelli et al.*, 2010]. Si la sismique réfraction reste assez peu utilisée [*Bièvre and Norgeot*, 2005], les ondes de surface sont plus couramment appliquées [*Mouton et al.*, 2004; *Debeglia et al.*, 2006; *Karl et al.*, 2011; *Collins C. Chiemeke*, 2014]. Cependant, elles demandent un effort de mise en place et de traitement plus conséquent que les autres méthodes [*Niederleithinger et al.*, 2012].

- Les méthodes de thermométrie (i.e. fibre optique et capteurs de température)

La mesure de la température est une des méthodes les plus sensibles aux infiltrations d'eau [*Johansson*, 2004; *Johansson and Sjodahl*, 2004; *D'Urso et al.*, 2007]. Ainsi, cette méthode est principalement utilisée pour les digues de canal qui peuvent présenter des écoulements continus dans leur corps. Autrement, cette méthode n'est applicable qu'en cas de crues fortes

et durables [*Fauchard and Mériaux*, 2004; *Faure and Guidoux*, 2005; *Fry*, 2010; *Royet et al.*, 2013]. En France, un nouveau système, ©HydroDetect, composé d'un géotextile et de fibres optiques, permet de détecter des variations locales de température et des déformations des ouvrages. Placé à demeure il permet de suivre les infrastructures dans le temps [*Artières et al.*, 2007, 2011; *Beck et al.*, 2012].

- Les méthodes électriques passives de type potentiel spontané

Comme pour les méthodes de thermométrie, la méthode de potentiel spontané est directement sensible à des écoulements dans le sol [*Johansson*, 2004; *Brosten et al.*, 2005; *Song et al.*, 2005; *Boleve*, 2009]. Cette méthode est très intéressante dans le cadre d'une application sur digue à charge permanente car elle permet d'obtenir des résultats quantitatifs dont la localisation et la géométrie de l'écoulement, d'estimer le débit et la vitesse de l'écoulement. Et renseigne également sur la perméabilité des sols traversés [*Bolève et al.*, 2009]. La bonne répétabilité des mesures assure une bonne application de la méthode pour le suivi dans le temps des fluctuations des écoulements dans une digue. Enfin c'est une méthode simple d'utilisation et facile à mettre en place sur de grandes longueurs, ce qui permet d'évaluer les digues et de faire un diagnostic direct des zones de fuites [*Bolève et al.*, 2011]. Il existe d'ailleurs de nombreux exemples d'application qui prouvent son efficacité [*Al-Saigh et al.*, 1994; *Panthulu et al.*, 2001; *Rozycki et al.*, 2006; *Moore et al.*, 2011]. Toutefois, cette méthode nécessite l'utilisation d'électrodes spécifiques sensibles à de nombreuses sources de bruit. De ce fait, un palier s'établit en dessous duquel les signaux de potentiel spontané ne peuvent détecter des mouvements de fluide [*Bolève et al.*, 2012]. D'autre part les exemples évoqués incluent beaucoup plus de digues de canaux ou barrages, au sein desquels les éventuels écoulements internes sont établis, plutôt que des digues de protection contre les inondations qui sont la plupart du temps à sec.

Les méthodes citées ci-dessus sont souvent employées dans le cadre de la phase de diagnostic et plus occasionnellement d'auscultation d'une digue. On remarque que certaines applications sont centrées sur l'auscultation des digues de canaux ou des barrages en terre qui présentent une charge hydraulique permanente et des écoulements internes pérennes. Lorsqu'on s'intéresse aux digues contre les inondations, dépendantes de la hauteur d'une rivière ou d'un fleuve et des crues saisonnières, une des méthodes les plus utilisées est alors la méthode d'imagerie de résistivité électrique.

1.5.(b) Application de l'IRE à l'étude des digues en terre

La méthode d'imagerie de résistivité électrique est une technique sensible à la nature et aux propriétés d'état des matériaux en place, comme la présence d'argile, la porosité ou la température, mais également aux propriétés hydriques dans le sol (teneur en eau, niveau de saturation, taux d'ions dissous,…). Par des relations empiriques entre la résistivité et les propriétés d'état du sol, on peut remonter à des critères d'érodabilité, de stabilité des sols, estimer la perméabilité ou décrire le front de saturation [*Inazaki and Sakamoto*, 2005; *Rings et al.*, 2008; *Mériaux et al.*, 2012; *Chambers et al.*, 2014]. Bien que cette méthode soit utilisée dans certains cas pour obtenir une vision globale de la structure et des zones de faiblesse de la digue, elle est beaucoup plus souvent utilisée dans le cas d'une étude détaillée sur un court tronçon [*Fauchard and Mériaux*, 2004; *Royet et al.*, 2013]. Et dans ce cas, on obtient une image de la digue et de sa fondation, se focalisant sur des détails plus structuraux [*Donohue et al.*, 2011; *Jones et al.*, 2012b, 2014; *Sentenac et al.*, 2013; *Perri et al.*, 2014; *Utili et al.*, 2015]. Sensible à l'état hydrique de la digue elle permet de délimiter et suivre indirectement les écoulements susceptibles de mener à de l'érosion interne [*Butler et al.*, 1990; *Johansson*

and Dahlin, 1996; *Panthulu et al.*, 2001; *Sjödahl et al.*, 2005; *Rings et al.*, 2008; *Chinedu*, 2013]. Et ce d'autant plus si elle est utilisée pour le suivi dans le temps [*Johansson and Dahlin*, 1996; *Jackson et al.*, 2002; *Sjödahl et al.*, 2007; *Lin et al.*, 2013; *Chambers et al.*, 2014].

En effet, les variations saisonnières des paramètres d'état du sol entraînent une forte variation de la résistivité dans les digues en terre. Ainsi, une mesure ponctuelle ne pourra décrire efficacement ce type de structure si l'on veut détecter une zone d'érosion interne [*Johansson and Dahlin*, 1996; *Sjödahl et al.*, 2005, 2010]. Dans ce cas l'utilisation de la tomographie de résistivité électrique repose sur l'identification de zones qui présentent des changements de résistivité sur le long terme [*Sjödahl et al.*, 2009]. Il est important de noter que le phénomène d'érosion interne entraine des variations de résistivité contradictoires qui rendent sa détection quelque peu compliquée. En effet, une augmentation de la teneur en eau entraîne une diminution de la résistivité. Tandis que le transport de particules fines en cas d'érosion interne va augmenter la résistivité en créant des vides [*Sjödahl et al.*, 2005; *Rings et al.*, 2008; *Oh*, 2012]. La tomographie de résistivité permet de détecter ces phénomènes à un stade précoce notamment car les zones présentant un écoulement plus important se démarquent comme des zones à plus grande variation saisonnière [*Sjödahl et al.*, 2005, 2007, 2008].

Au cours du temps, plusieurs dispositifs automatiques ont été développés et mis en place de façon permanente pour effectuer des mesures de suivi dans le temps [*Johansson and Dahlin*, 1996; *Chambers et al.*, 2012b, 2014; *Munro et al.*, 2012]. Une stratégie d'acquisition 2D est le plus souvent utilisée, avec une mise en place du dispositif en crête, sur les flancs ou en pied de digue. Selon ce qu'on veut mettre en avant, on l'utilisera de façon longitudinale ou perpendiculaire au corps de digue [*Jackson et al.*, 2002; *Sjödahl et al.*, 2005, 2008; *Cho and Yeom*, 2007; *Jones et al.*, 2012a; *Chinedu*, 2013]. Une stratégie d'acquisition 3D est plus rarement utilisée dans le cas des digues [*Chambers et al.*, 2014; *Jones et al.*, 2014] car c'est une procédure lente qui peut être vite limitée par les exigences du terrain et des infrastructures en place (chaussée ou rails, parements en béton ou pierre,…).

Malgré les progrès des dernières années, cette méthode n'est pas sans défaut. Il est difficile de comprendre ce que les anomalies détectées représentent ou leurs implications dans le diagnostic des digues de protection [*Lin et al.*, 2013]. De plus, même si beaucoup d'études utilisent une stratégie d'acquisition et d'inversion 2D, les conditions du site ne respectent pas du tout cette hypothèse. Premièrement, la structure interne est très hétérogène dans le sens transversal comme longitudinal. Cette hétérogénéité peut être due à un retalutage et aux rehausses successives ou aux nouvelles normes de construction qui insèrent un noyau étanche dans des matériaux plus perméables. Deuxièmement, la topographie des digues et les fluctuations du niveau d'eau en bord de digue influencent fortement les mesures de résistivité. Toutes ces influences diverses vont générer des artéfacts, ou effets 3D [*Sjödahl et al.*, 2005], et conduire à une mauvaise interprétation de l'image inversée [*Fox et al.*, 1980; *Hennig et al.*, 2005; *Sjödahl et al.*, 2006; *Cho and Yeom*, 2007; *Oh*, 2012; *Fargier et al.*, 2014]. L'intensité de la distorsion de l'image du sous-sol va dépendre de la pente de la digue, des contrastes de résistivité et de la configuration des électrodes mise en œuvre. La mesure temporelle est alors d'autant plus adaptée puisqu'elle supprime en partie ces effets 3D [*Sjödahl et al.*, 2008, 2010]. Il ne faut pas oublier que d'autres facteurs peuvent influencer et bruiter les mesures de résistivité électrique en amont de l'inversion (présence de structures métalliques dans le sol, structures en béton armé…) avec pour effet l'apparition d'artefacts non liés aux variations de résistivité du sous-sol [*Sjödahl et al.*, 2007].

Des solutions aux problèmes posés par les effets 3D ont été présentées au cours du temps [*Fox et al.*, 1980; *Hennig et al.*, 2005; *Marescot et al.*, 2006; *Sjödahl et al.*, 2006; *Cho et al.*, 2014; *Fargier et al.*, 2014]. Ces solutions prennent en compte l'effet d'une masse d'eau ou de

la topographie ou des deux simultanément en amont de l'inversion, en corrigeant les résistivités apparentes ou en introduisant de « l'a priori » dans des modèles 2D ou 3D. Cependant l'inversion elle-même reste 2D. C'est pourquoi nous choisissons ici d'utiliser l'approche 3D⁻ présentée par Fargier [2011] et détaillée dans le Chapitre II.4.3.(b).

SYNTHÈSE: L'écoulement d'eau et l'érosion interne que cela peut déclencher représentent le plus grand danger pour les digues de protection contre les crues. Des méthodes de diagnostic et de surveillance visuelle ont été établies afin de prévenir au mieux ces dégradations. Aux techniques usuelles, (examen visuel, sondages destructifs, analyse historique), s'ajoutent aujourd'hui les méthodes géophysiques utilisées aujourd'hui surtout pour le diagnostic de digue. Sensibles aux propriétés d'état interne du corps de digue et de sa fondation, elles sont devenues incontournables tant pour donner une vision globale qu'une vision détaillée d'un tronçon particulier. L'imagerie de résistivité électrique fait partie des plus utilisées puisqu'elle est notamment sensible à la teneur en eau dans les sols. Elle nécessite cependant des développements plus adéquats pour obtenir une image satisfaisante d'un objet aussi complexe que les digues de protection. Leur hétérogénéité et la présence d'un fleuve de hauteur variable doivent pouvoir être prises en compte afin d'obtenir une technique d'identification des zones de faiblesse. Et ce, dans le but de l'intégrer à un dispositif de prévention des brèches sur les digues.

2. Systèmes côtiers : cordons dunaires et aquifères

2.1. Définition et typologie des cordons dunaires

Le littoral est un espace restreint et complexe à l'interface des milieux terrestre et marin [*Lenôtre and Pedreros*, 2006]. On parlera ici des environnements sableux, qui représentent 33% des côtes françaises [*Collectif*, 2004; *Colas*, 2007] et qui sont particulièrement sensibles à l'érosion. Les côtes sableuses sont des milieux très dynamiques et sensibles aux changements climatiques [*Granja*, 2002; *Colas*, 2007; *Jackson and Cooper*, 2011]. Elles sont le résultat de plusieurs facteurs géologiques et morphologiques (lithologie, structure et relief…) et de facteurs dynamiques (vents, vagues, marées, courants…). Ainsi, le trait de côte ne peut être considéré comme statique et son évolution se mesure à différentes échelles de temps (tidale, saisonnière et annuelle) [*Prat*, 2002; *Planton et al.*, 2012]. La formation de dunes côtières, résultant d'une accumulation de sable provenant de la plage, elle-même alimentée par les sédiments marins ou fluviaux, est un des processus de formation les plus importants du système côtier. Et ce phénomène peut se développer sur les plages de tous les océans [*Badyukova and Solovieva*, 2015].
Suite à de fortes tempêtes comme Xynthia en 2010, l'État français a pris conscience que les dunes peuvent jouer un rôle d'amortisseur de l'énergie des houles et de protection naturelle des zones submersibles [*Granja*, 2002; *Prat*, 2002; *Favennec*, 2011; *CIRIA et al.*, 2013]. En effet, ces dunes « tampons » permettent de limiter fortement la force érosive de la mer [*Carter*, 1991; *Colas*, 2007; *Basilico et al.*, 2010]. Elles ont ainsi été intégrées dans les plans d'action et de prévention des submersions marines et inondations fluviales (PSR et PAPI) comme « ouvrages naturels susceptibles de jouer un rôle de défense », d'où la nécessité de bien connaitre et comprendre ces structures naturelles.

La plage est circonscrite par la limite de marée basse, côté mer, et la limite de l'action des vagues de tempête, du côté terre [*Granja*, 2002]. Côté terre, en environnement sableux, on retrouve des dunes côtières que l'on distingue en plusieurs sous-ensembles, en s'éloignant de

la mer (Figure 29) : la dune embryonnaire marquant la limite des plus hautes marées ; la dune blanche, mobile et très sèche ; la dune grise, semi-fixée, où l'humidité peut être importante puis la frange et la dune boisée faisant la transition avec la forêt [*Colas*, 2007].

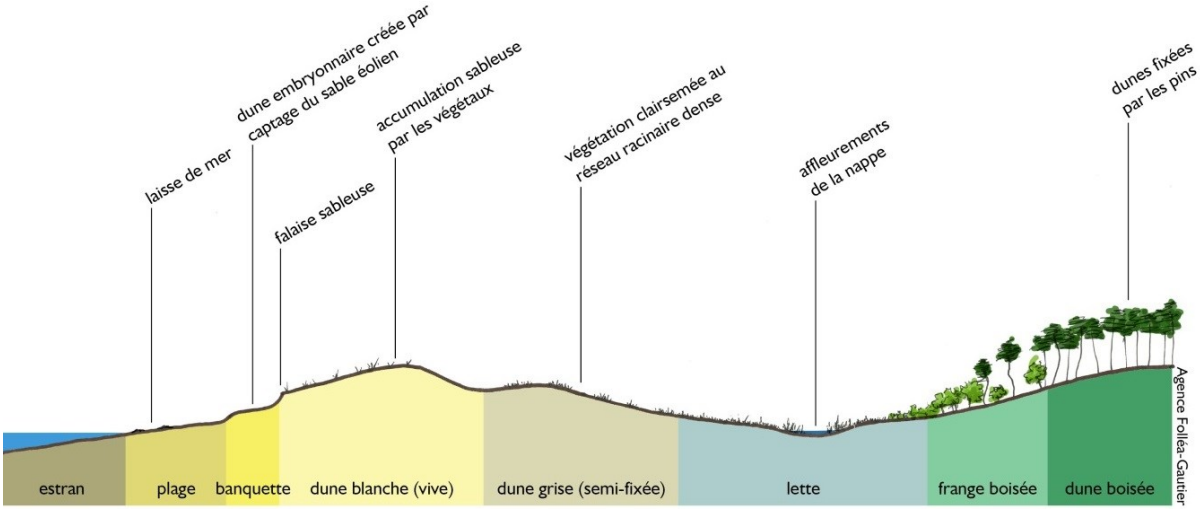


Figure 29. Profil type d'un cordon dunaire. ©Agence Folléa-Gautier

L'apport de sable dans le système côtier peut être effectué par les vents, les rivières, la houle, les courants de marée ou autres courants marins, ou une combinaison de ces phénomènes [*Granja*, 2002]. Les conditions les plus favorables pour le développement des dunes côtières comprennent une abondance de sédiments et un climat variable. Toutefois, il existe un débat en cours quant à savoir si leur formation a eu lieu en réponse à l'élévation du niveau de la mer (régime de transgression ou progradation) ou à la baisse de niveau de la mer (régime de régression). Lors de la baisse du niveau marin, la plage devient plus exposée aux vents qui sont alors libres de transporter le sable et former des dunes. Au contraire, une élévation du niveau de la mer détruit les dunes embryonnaires ce qui constitue un fort apport de sédiments, transportés alors par les courants marins [*Carter*, 1991; *Aagaard et al.*, 2007]. D'autres auteurs suggèrent une migration de la dune vers la mer lors d'une baisse du niveau de la mer et vers les terres lors d'une hausse du niveau marin [*Mauz et al.*, 2013].

Les cordons dunaires peuvent être classés selon leur forme, qui varie en fonction de plusieurs critères environnementaux : type et quantité de sable disponible, végétation, direction des vents…[*Nishimori and Tanaka*, 2003]. Une forme triangulaire présente une faible stabilité et peut être fortement dégradée lors de phases d'érosions marines. Une forme trapézoïdale, souvent d'origine anthropique, est globalement plus stable [*Roche and Perherin*, 2010] (Figure 30).

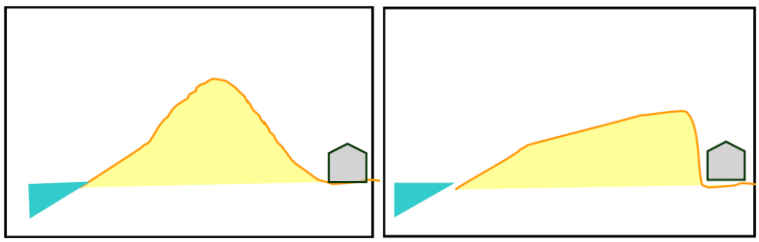


Figure 30. Deux formes communes de cordons dunaires : triangulaire (à gauche) et trapézoïdale (à droite). ©ONF

Lorsque le transport de sédiment est majoritaire, on dit que le système est « transgressif ». Les dunes sont alors très mobiles et présentent peu de végétation. Au contraire les dunes

« rétentives » sont plus statiques et présentent une couverte végétale plus importante. De ces deux systèmes, les dunes transgressives vont être plus résistantes car leur flux sédimentaire permet de restaurer rapidement la morphologie de la dune après une érosion intense [*Rust and Illenberger*, 1996].

Les dunes côtières possèdent une succession d'habitats naturels riches, fragiles et sensibles aux variations climatiques et anthropiques. Elles jouent un rôle essentiel dans l'équilibre sédimentaire de la plage. Des perturbations naturelles modérées (mer, vent, espèces animales ou végétales) sont nécessaires à leur évolution [*Heurtefeux et al.*, 2007]. Néanmoins, elles restent vulnérables lors d'évènements extrêmes (tempêtes) qui prélèvent de fortes quantités de sable en peu de temps [*Granja*, 2002; *Prat*, 2002; *Seabloom et al.*, 2013]. Avec un apport sédimentaire suffisant, elles se reconstituent naturellement au cours du temps. Cependant, une relative faiblesse actuelle du transport sableux rend les dunes très fragiles [*Prat*, 2002]. L'intervention humaine peut renforcer les dégradations de ces habitats en venant contrarier l'équilibre entre érosion, engraissement et stabilité des côtes notamment en supprimant les liaisons plage/dune [*Colas*, 2007; *Seabloom et al.*, 2013].

Ainsi de nombreuses recherches sont conduites afin d'obtenir une meilleure compréhension des phénomènes sédimentaires à l'œuvre et dans l'interaction entre les changements climatiques et les impacts humains sur ces écosystèmes [*Colas*, 2007; *Seabloom et al.*, 2013].

2.2. Gestion et adaptation du trait de côte

Une grande partie de la population mondiale vit en zones côtières ce qui concentre des enjeux sociétaux et économiques majeurs : habitations, industrie, tourisme, activités portuaires, pêche et conchyliculture…[*Geeraerts et al.*, 2007; *Basilico et al.*, 2010; *Jonkman et al.*, 2013]. En France, cela touche 12% de la population [*Basilico et al.*, 2010]. Afin d'augmenter la sécurité de ces zones géographiques, naturellement sensibles aux submersions marines, et réduire le risque pour les populations et l'économie locale, des défenses côtières « en dur » variées (digues, enrochements, épis, brises lames,…) ont été mises en place [*Geeraerts et al.*, 2007; *Jonkman et al.*, 2013]. Cependant, l'évolution des connaissances de la dynamique littorale entraine aujourd'hui la mise en œuvre de techniques plus douces [*Paskoff*, 2003; *Collectif*, 2004; *Lenôtre and Pedreros*, 2006; *Colas*, 2007; *Heurtefeux et al.*, 2007]. Ainsi, plusieurs stratégies de gestion ont été développées pour faire face aux changements climatiques et à l'érosion des côtes : protéger (maintenir la ligne de rivage), composer (intervention limitée ou aménagement en retrait) ou se retirer [*Lenôtre and Pedreros*, 2006; *Jonkman et al.*, 2013]. S'il est inévitable dans certaines zones d'envisager un repli stratégique, les solutions d'aménagement et d'accompagnement de la mobilité du cordon dunaire sont de plus en plus souvent adoptées dans l'optique d'une gestion durable du trait de côte et afin d'assurer le potentiel de protection des cordons dunaires [*Basilico et al.*, 2010].

Ainsi, afin de limiter l'érosion côtière, les moyens employés regroupent le plus souvent : le rechargement des plages et des dunes et la plantation d'une végétation dunaire et de ganivelles. D'autre part, la gestion des dunes côtières dépend également de leur utilisation par l'homme. En effet les dunes de sable sont souvent des sites de divertissement ou des zones de pâturages. Sans complètement arrêter toute exploitation, il est préférable de délimiter des zones de moindres risques qui permettent le passage humain et animal [*van der Meulen and Salman*, 1996].

On remarque que le système côtier n'est pas limité à des processus de surface. Il est également important de comprendre les processus hydrogéologiques souterrains et leurs effets sur l'évolution de l'environnement dunaire et des dunes de sable.

2.3. Hydrogéologie côtière : rencontre entre deux eaux

Le trait de côte marque la rencontre entre deux eaux. L'eau douce, provenant des terres et venant se décharger dans la mer et l'eau salée, qui en présence d'un sol perméable, s'introduit en direction des terres créant ainsi un biseau salé souterrain, ou intrusion marine. Dans des conditions hydrostatiques, une interface bien définie est formée entre l'eau douce et salée. La position, la forme et l'extension de cette interface dépendent de plusieurs facteurs : la taille et la forme de l'aquifère (formation géologique perméable), les autres formations géologiques, la conductivité hydraulique du sous-sol, l'apport des eaux souterraines des terres en amont et des variations du niveau de la mer, les conditions climatiques et le niveau de la terre par rapport au zéro marin [*Ataie-Ashtiani et al.*, 1999; *Chang et al.*, 2011; *Chitea et al.*, 2011]. Ainsi, l'interface sol/eau douce se trouve généralement au-dessus du niveau hydrostatique et l'interface eau douce/eau salée en-dessous [*Glover*, 1959; *Verruijt*, 1968].

La relation entre la profondeur de l'interface eau douce/eau salée en dessous du niveau de la mer H et la hauteur d'eau douce au-dessus du niveau de la mer h, est donnée par la relation de Ghyben-Herzberg, équations (III.1) et (III.2), obtenue par le calcul des pressions exercées, respectivement, par les colonnes d'eau salée (supposée hydrostatique) et douce (supposée verticalement hydrostatique) [*Glover*, 1959; *Verruijt*, 1968; *Werner et al.*, 2012] (Figure 31) :

$$\rho_f g(H+h) = (\rho_s + \Delta\rho) gH \; avec \; \Delta\rho = \rho_s - \rho_f \tag{III.1}$$

$$\Rightarrow h = \alpha H \; o\grave{u} \; \alpha = \frac{(\rho_s - \rho_f)}{\rho_f} \tag{III.2}$$

Avec $\rho_f \approx 1000\ kg/m^3$, densité de l'eau douce et $\rho_s \approx 1035\ kg/m^3$, densité de l'eau salée.

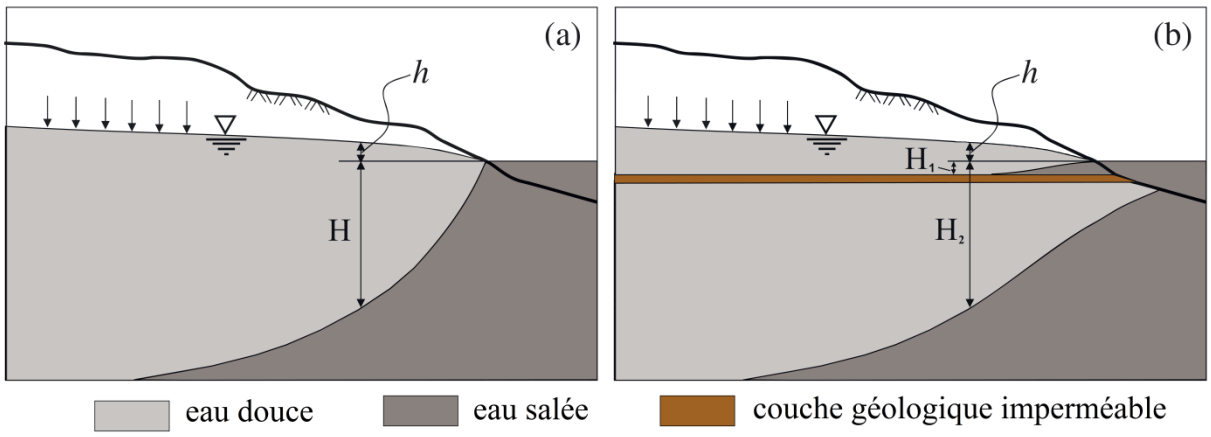


Figure 31. Modèle simplifié de Ghyben-Herzberg de l'interface eau douce/eau salée dans a) un aquifère libre et b) un aquifère libre et confiné. Modifiée d'après [*Werner et al.*, 2012]

En présence d'un aquifère libre (Figure 31a), il n'existe qu'une seule interface eau douce / eau salée, définissant alors un seul niveau de profondeur pour cette même interface. Lorsqu'il existe une couche géologique imperméable (Figure 31b), une interface eau douce / eau salée est définie pour chaque aquifère. On aura ainsi deux profondeurs correspondant aux

profondeurs de l'interface dans chaque aquifère. Dans la Figure 31b, on définit ainsi H1, profondeur de l'interface eau douce/eau salée en dessous du niveau de la mer dans l'aquifère libre de surface et H2, profondeur de l'interface eau douce/eau salée en dessous du niveau de la mer dans l'aquifère confiné.
On note que l'interface eau douce / eau salée est définie ici comme une interface nette. Cependant, les mouvements de marées et les hausses et baisses du niveau de la nappe phréatique font qu'il existe plutôt une zone de diffusion entre l'eau douce et l'eau salée [*Glover*, 1959; *Ataie-Ashtiani et al.*, 1999].

En présence d'un système de cordons dunaires, une lentille d'eau douce se forme sous la dune et constitue une barrière à l'intrusion marine dans les terres. Cette lentille d'eau douce est alimentée par un aquifère libre et sa taille dépend du régime de précipitation et de la géométrie de la dune [*Carter*, 1991].

2.4. Changements climatiques et risques pour les cordons dunaires

Le trait de côte représente un système complexe où les cordons dunaires jouent un rôle primordial. C'est un environnement fragile, sensible aux variations météorologiques, morphologiques et hydrogéologiques, qui est aujourd'hui menacé par des changements climatiques globaux.

La hausse du niveau moyen des océans, conséquence du changement climatique global, est maintenant prouvée [*Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2007]. L'impact direct de cette élévation est l'érosion accrue des environnements côtiers [*Carter*, 1991; *Lozano et al.*, 2004; *Lenôtre and Pedreros*, 2006; *Colas*, 2007; *Geeraerts et al.*, 2007; *Seabloom et al.*, 2013; *Taborda and Afonso Ribeiro*, 2015]. En effet, les profils des plages et dunes vont être modifiés par des vagues qui atteindront des zones plus hautes, protégées jusque-là. Cela va aussi augmenter le risque de submersion et fragiliser des structures de protection comme les cordons dunaires [*Carter*, 1991; *Colas*, 2007; *Geeraerts et al.*, 2007; *Heurtefeux et al.*, 2007]. D'autre part, si aucun résultat de recherche ne prédit de tempêtes plus fréquentes sur les côtes européennes atlantiques, celles-ci seront plus intenses et dévastatrices notamment du fait de l'augmentation du niveau de la mer [*Lozano et al.*, 2004; *Basilico et al.*, 2010; *Jonkman et al.*, 2013]. Malgré tout, les impacts spatio-temporels de ces événements sont encore mal connus [*Mendoza-González et al.*, 2013].

Cette hausse du niveau de la mer aura aussi des conséquences sur les processus hydrogéologiques côtiers, à travers l'intrusion marine [*Carter*, 1991; *Maas*, 2007]. De nombreuses recherches portent sur l'impact de la hausse du niveau marin sur le biseau salé et sur les aquifères d'eau douce côtiers [*van der Meulen and Salman*, 1996; *Melloul and Collin*, 2006; *Werner and Simmons*, 2009; *Chang et al.*, 2011; *Carretero et al.*, 2013]. Les questions portent sur les échanges dynamiques entre eau douce et eau salée, sur l'étendue spatiale du biseau salé et sur une hausse ou une baisse du niveau de la nappe d'eau douce en conséquence d'une hausse du niveau de la mer. En présence d'un cordon dunaire, la hausse ou la baisse de la nappe phréatique peut entraîner des changements géomorphologiques internes à la dune. Une chute du niveau de la nappe phréatique peut entraîner la déflation et la mobilité accrue du sable dunaire, qui à leur tour peuvent conduire à d'autres altérations physiques et à l'instabilité de la dune [*Carter*, 1991].

Localement les cordons dunaires ou les ouvrages anthropiques de défense pourraient ne plus suffire à contenir les assauts de la mer [*Lenôtre and Pedreros*, 2006]. On sait aujourd'hui

qu'une artificialisation du littoral n'est pas réaliste tant d'un point de vue technique que financier [*Heurtefeux et al.*, 2007]. Il est alors important de comprendre l'ensemble du système côtier, les phénomènes hors sol et souterrains qu'il abrite et ainsi évaluer la vulnérabilité de ces écosystèmes à la lumière du changement global et notamment celle des cordons dunaires qui, par leur forme et hauteur, amortissent l'énergie des vagues et du vent et protègent ainsi naturellement de larges portions de côte. Notons qu'une compréhension de l'historique de la dune contribue à l'établissement d'un plan de gestion durable de l'environnement côtier [*Rodríguez Santalla et al.*, 2009].

2.5. Diagnostic et observation du système côtier par méthodes géophysiques

Il existe de nombreux moyens de diagnostic et d'observation pour évaluer la vulnérabilité des systèmes dunaires côtiers. Une approche transdisciplinaire qui extrait des connaissances de l'hydrogéologie, de la géomorphologie, de la géologie et du génie civil est souvent recommandée [*Seabloom et al.*, 2013]. On s'intéresse ici à la compréhension des processus sédimentaires et hydrogéologiques du milieu et notamment à leur impact sur la dynamique et la stabilité des dunes côtières en utilisant des méthodes géophysiques.

2.5.(a) Reconnaissance et auscultation des cordons dunaires par méthodes géophysiques

De nombreuses méthodes de reconnaissance ou d'auscultation permettent d'appréhender les variations morphologiques spatio-temporelles du littoral et de la dynamique des dunes. Elles sont manuelles (point par point) ou automatiques, terrestres, aériennes ou sous-marines: mesures topographiques (utilisation d'un théodolite ou d'un G.P.S différentiel sur terre et d'un sondeur bathymétrique pour la topographie sous-marine), photogrammétrie (utilisation d'un laser aéroporté de type LIDAR), imagerie satellitaire [*Rieb and Walker*, 2001; *Levin and Ben-Dor*, 2004; *Artega et al.*, 2008; *Millington et al.*, 2009; *Debaine and Robin*, 2012]. L'étude de la structure interne des dépôts sédimentaires comme moyen de reconstruction des paléoclimats et des niveaux moyens de la mer est bien moins utilisée [*Mauz et al.*, 2013].
De nombreuses structures internes de dunes de sable côtières ont été imagées à l'aide de la géophysique et plus particulièrement avec la méthode électromagnétique radar [i.e. *Harari*, 1996; *Bristow et al.*, 2000; *Pedersen and Clemmensen*, 2005; *Rodríguez Santalla et al.*, 2009; *Dougherty*, 2013; *Weymer et al.*, 2015]. La résolution spatiale de cette technique est assez précise pour identifier clairement les différentes couches sédimentaires fournissant ainsi un historique de l'évolution de la dune et donc du climat [*Harari*, 1996; *Gómez-Ortiz et al.*, 2009; *Billy et al.*, 2014; *Clemmensen et al.*, 2014]. En effet, les différences texturales des sédiments sont gouvernées par les variations des sources des sédiments et de la circulation du vent et de son intensité. Ces changements sédimentaires sont suffisants pour produire un contraste diélectrique mesurable [*Buynevich et al.*, 2007]. Enfin, ces méthodes permettent également de détecter le niveau de la nappe d'eau douce et les chemins préférentiels de l'eau qui sont contrôlés par la stratigraphie [*Harari*, 1996].

2.5.(b) Observation du phénomène d'intrusion marine par méthodes géophysiques

En raison de leur possible impact sur la stabilité des dunes, il est important de comprendre les dynamiques associées à l'intrusion interne d'eau salée dans un environnement côtier. La caractérisation et le suivi de l'intrusion marine peuvent se faire par des méthodes directes ou indirectes [*Melloul and Goldenberg*, 1997]. Les méthodes directes incluent des mesures de la salinité de l'eau à différentes profondeurs et des mesures du niveau de la nappe phréatique à

l'aide de piézomètres [i.e. *Jorreto et al.*, 2009]. Les méthodes indirectes comprennent les méthodes géophysiques. L'eau salée est une des substances naturelles les moins résistives ; sa résistivité (> 1 Ωm) est, en effet nettement inférieure à celle de l'eau douce (entre 5 et 100 Ω.m [*Palacky*, 1988]. Ainsi, le grand contraste de résistivité entre l'eau douce et l'eau salée permet de cibler plus particulièrement les méthodes électriques et électromagnétiques pour la détection de la limite eau douce / eau salée. Les méthodes directes et indirectes sont souvent utilisées conjointement pour obtenir une meilleure compréhension [*Ebraheem et al.*, 1997; *Edet and Okereke*, 2001; *Kontar and Ozorovich*, 2006; *Sherif et al.*, 2006; *Satriani et al.*, 2012; *Egbai and Efeya*, 2013].

Parmi les méthodes électromagnétiques, la plus utilisée est la méthode TDEM (Time-Domain ElectroMagnetism) [*Melloul and Goldenberg*, 1997; *Kafri and Goldman*, 2005; *Nenna et al.*, 2013; *El-Kaliouby and Abdalla*, 2015]. Cette méthode permet d'identifier l'interface eau douce / eau salée dans les aquifères profonds et son étendue dans les terres. Elle permet également d'observer une variabilité spatiale et temporelle en corrélation avec la marée [*Kontar and Ozorovich*, 2006]. Son utilisation la plus récente autorise des mesures aériennes ce qui permet de couvrir une plus grande surface tout en gardant une bonne résolution [*Auken et al.*, 2010; *Kirkegaard et al.*, 2011; *Faneca Sànchez et al.*, 2012; *Abd Allah et al.*, 2013]. Si la méthode TDEM est efficace, elle est le plus souvent utilisée pour investiguer des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres.

Parmi les méthodes électriques, la plus utilisée reste le sondage électrique [*Ginzburg and Levanon*, 1976; *Nowroozi et al.*, 1999; *Song et al.*, 2007; *Basheer et al.*, 2013; *Kaya et al.*, 2015]. Mais, comme pour la méthode TDEM, le sondage électrique ne permet pas d'obtenir une vision détaillée de l'interface saline bien que celui-ci détecte bien la variabilité verticale de résistivité reliée au degré de mélange eau douce / eau salée [*Wilson et al.*, 2006]. Cette méthode est également limitée lorsque les milieux sont fortement hétérogènes, comme c'est souvent le cas dans les aquifères côtiers. Ainsi, la deuxième méthode électrique utilisée est l'imagerie de résistivité électrique 2D qui permet l'observation des variations de résistivité dans au moins deux directions, verticale et horizontale [*Abdul Nassir et al.*, 2000; *Ingham et al.*, 2006; *Martínez et al.*, 2009; *Nguyen et al.*, 2009; *Comte et al.*, 2010]. La méthode IRE est une méthode assez précise pour déterminer l'interface eau douce / eau salée et la structure géologique du milieu côtier [*Abdul Nassir et al.*, 2000]. Elle révèle les variations significatives de la résistivité en fonction de la lithologie et du degré de saturation du sol en eau douce ou salée [*Batayneh*, 2006].
L'imagerie de résistivité électrique montre également un grand potentiel pour le suivi de l'intrusion d'eau salée et de sa variabilité en fonction de la marée et des saisons [*Ogilvy et al.*, 2009]. La marée a pour effet de faire varier latéralement la limite eau salée / eau douce, ce qui entraîne une variabilité latérale de la résistivité par rapport à la marée [*Wilson et al.*, 2006; *Chitea et al.*, 2011]. Cette variation latérale de l'intrusion marine est plus souvent détectée lors de grands coefficients de marée et est en général déphasée par rapport à la limite de marée haute et basse. Il existe une variabilité verticale des niveaux d'eau mais ils sont trop faibles pour être détectés par autre chose que des relevés hydrogéologiques [*Chouteau et al.*, 2012]. En ce qui concerne les variations saisonnières, une recharge en eau douce saisonnière a tendance à augmenter la résistivité de l'eau et à créer une barrière temporaire à l'intrusion marine. Cette influence reste cependant souvent limitée aux premiers mètres de profondeur [*Morrow et al.*, 2010]. On note que le suivi de résistivité électrique dans le temps permet une vision détaillée à plusieurs échelles de temps et de profondeur [*De Franco et al.*, 2009; *Chouteau et al.*, 2012].

SYNTHÈSE : Les systèmes côtiers sont des systèmes fragiles évoluant à différentes échelles de temps et d'espace. Si les risques superficiels (érosions) sont importants, il ne faut pas négliger les dommages internes que peuvent subir les cordons dunaires. Ainsi des méthodes d'observation, directes ou indirectes, permettent de suivre les phénomènes hydrogéologiques du milieu tels que l'intrusion d'eau salée, phénomènes qui gouvernent l'évolution interne du système côtier. Concernant la contribution des méthodes géophysiques, les méthodes électromagnétiques hautes fréquences nous permettent ici de dessiner précisément la stratigraphie interne de la dune blanche et de son environnement ; mais pour le suivi des phénomènes hydrogéologiques induits par la marée, la méthode d'imagerie de résistivité électrique semble la plus adaptée en termes de sensibilité et de résolution. Cette dernière s'applique dans de nombreux milieux sédimentaires et souvent pour des mouvements aquifères répartis sur des dizaines de mètres, verticalement et horizontalement.

3. Présentation des sites d'études

Les deux types de structures de défenses que l'on vient de détailler ont été étudiées au cours de cette thèse à travers deux sites d'études distincts : le levée du val d'Authion, en bord de Loire (49) et un cordon dunaire du lieu-dit Luzéronde sur l'île de Noirmoutier (85).

3.1. Levée du val d'Authion

3.1.(a) Caractérisation du site

La Grande Levée du val d'Authion s'étend sur près de 80 km sur la rive droite de la Loire, du lieu-dit « Planchoury » à l'extrême ouest de la commune de Langeais jusqu'au quartier « Saint-Aubin », commune des Ponts-de-Cé (Figure 32).

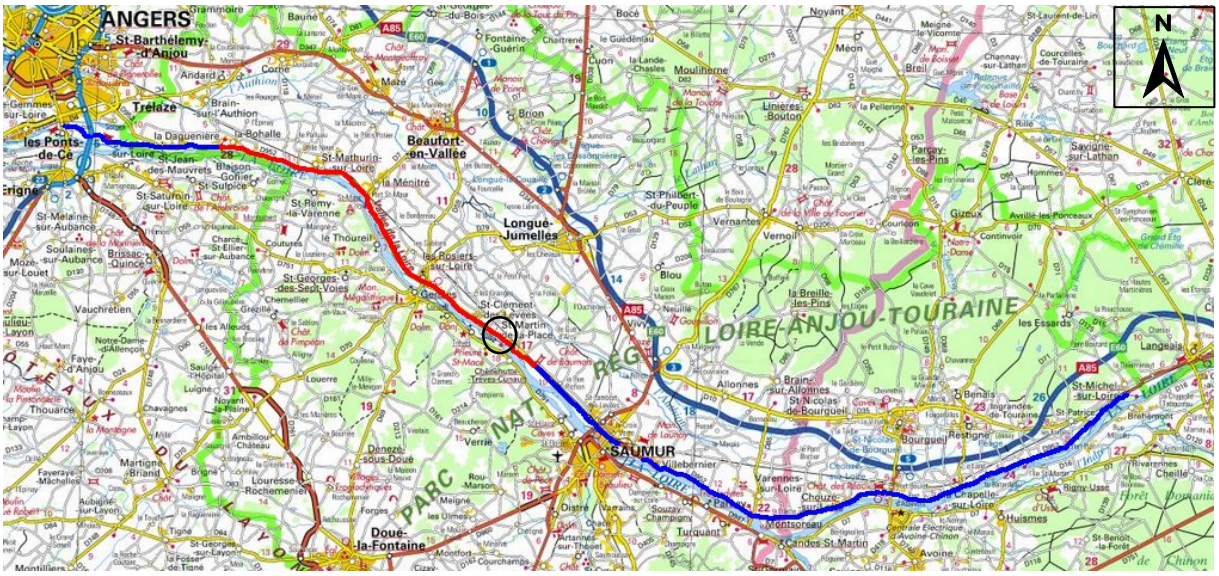


Figure 32. Localisation de la Grande Levée du val d'Authion (trait bleu), de la levée du val d'Authion – aval de Saumur (trait rouge) et du site d'observation situé entre Saint-Clément-des-Levées et Saint-Martin-de-la-Place (cercle noir). (carte IGN-NGF69, ech : 1/250000)

Elle recouvre cinq communes du département d'Indre-et-Loire et onze communes dans le département du Maine-et-Loire. La zone protégée comprend 38 communes et abrite 62 000

habitants. Ce site est le plus important de tous les vals endigués de Loire de par sa superficie et son linéaire de digues. Cette levée a été découpée en cinq tronçons, dont le tronçon « Levée du val d'Authion – aval de Saumur » (Figure 32) géré par la direction départementale des territoires du Maine-et-Loire (DDT49) et sur laquelle on retrouve notre site d'étude [*Maurin et al.*, 2014].

L'histoire de la construction de cette levée s'étend sur plusieurs siècles (les premières références historiques remontent au VIIIe siècle) avec des rehausses et des élargissements successifs. Ainsi, l'ensemble n'a cessé d'évoluer sans règles préétablies au fil des remaniements anthropiques et des brèches occasionnées par les crues du fleuve (Figure 33). Si la première réponse a été tout d'abord de reconstruire des ouvrages sans cesse un peu plus hauts, ce n'est plus le cas aujourd'hui. En effet, les nouveaux renforcements de digues consistent en des travaux de confortement, d'entretien ou de réparation, sans modification du niveau de protection apparent des ouvrages.

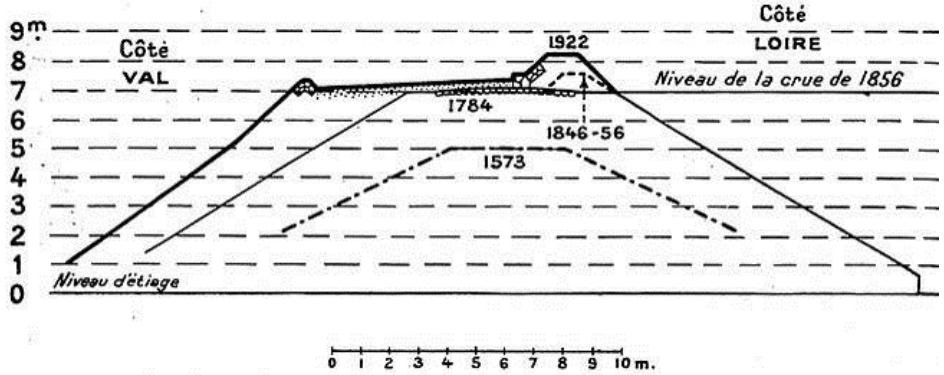


Figure 33. Évolution de la Levée du Val d'Authion depuis le XVI siècle jusqu'au début du XXe siècle. [*Dion*, 1934]

Le tronçon étudié, entre Saint-Clément-des-Levées et Saint-Martin-de-la-Place, a fait l'objet de travaux de renforcement de 1997 à 2007 avec notamment (Figure 34):

- côté val, la réalisation d'un remblai de perméabilité supérieure à celle du corps de digue avec la mise en place d'un filtre drainant pour filtrer les eaux de percolation au travers de la levée ou dans sa fondation (2007);
- côté Loire, la digue est protégée contre les érosions externes du fleuve par un perré et par des massifs d'enrochement pour diminuer le risque d'affouillement en pied de digue (de 1997 à 2005).

La Direction Départementale des Territoires du Maine-et-Loire (DDT49) a donc pour mission d'entretenir et de surveiller la « Levée du val d'Authion – aval de Saumur ». À l'instar des autres levées de la Loire, cette levée fait l'objet de visites régulières pour vérifier son état, détecter d'éventuels terriers ou zones de faiblesse à traiter préventivement. D'autant plus que ces bords de Loire sont largement soumis à l'activité humaine avec des bâtiments construits sur ou à proximité directe de la levée et avec des réseaux enterrés dans la digue elle-même. Le gestionnaire ayant exprimé le besoin de méthodes automatisées de surveillance et d'alerte, une portion de la levée a été intégrée au Projet National ERINOH (http://erinoh.lyon.cemagref.fr/).
Elle s'étend sur 800m entre les communes de St Clément-des-Levées et St Martin-de-la-Place (Figure 35) où au moins trois résurgences en pied de digue côté val ont été observées en 1999, soit avant les travaux de confortement. La hauteur moyenne de l'ouvrage à cet emplacement est de 5 m côté val et de 6 m côté Loire par rapport aux niveaux des alluvions de la Loire. La

mesure topographique nous donne une altitude de la crête de 29m, celle du pied de digue côté val de 24,5m et celle du pied de digue côté Loire de 23m. Ainsi, le champ côté val se trouve à 4,5m sous le niveau de la crête et le chemin côté Loire se trouve à environ 6m sous la crête.

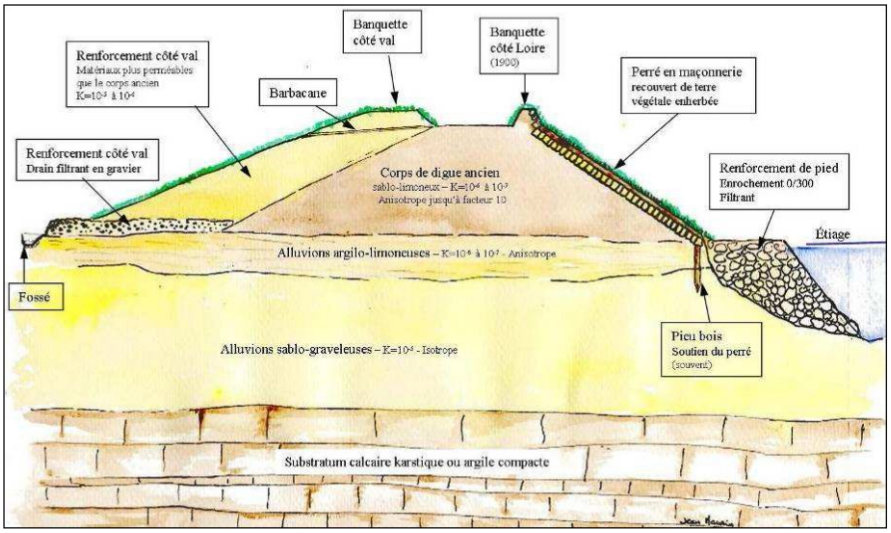


Figure 34. Renforcement de la levée de la Loire, tronçon « val d'Authion – aval de Saumur ». [*Maurin et al.*, 2014]

Les niveaux de protection apparent et de sûreté utilisés ici ont été définis pour la ville de Saumur et pour des cotes d'eau de 30,54 m NGF (cote de la crête de digue à son point le plus bas à Saint-Michel-sur-Loire) et 30,09 m NGF respectivement (Figure 36). On note que des brèches partielles historiques ont été confirmées sur les communes de Saint-Martin-de-la-Place et Saint-Clément-des-Levées pour les crues de 1846 et 1856.

Des sondages géotechniques réalisés par le Cerema, Laboratoire d'Angers, en 2005 ont permis de confirmer le profil géologique de la digue et de son substratum [*Maurin et al.*, 2014] (Figure 36). Le corps de digue est constitué de limons et de sables argileux. Le substratum se situe à une profondeur variant de 10 à 16 m et il est constitué par les calcaires du Turonien. Il est recouvert par les alluvions de la Loire qui, sur le secteur d'étude, atteignent une épaisseur de 10m environ. Elles se décomposent en trois niveaux, du haut vers le bas :

- Alluvions supérieures : formation argilo-limoneuse peu perméable,
- Alluvions moyennes : argile vert sombre à noire dite « jalle » peu perméable,
- Alluvions inferieures : sable graveleux constituant un niveau aquifère perméable.

Figure 35. Site de St-Clément-des-levées sur la « Levée du val d'Authion-aval de Saumur ».

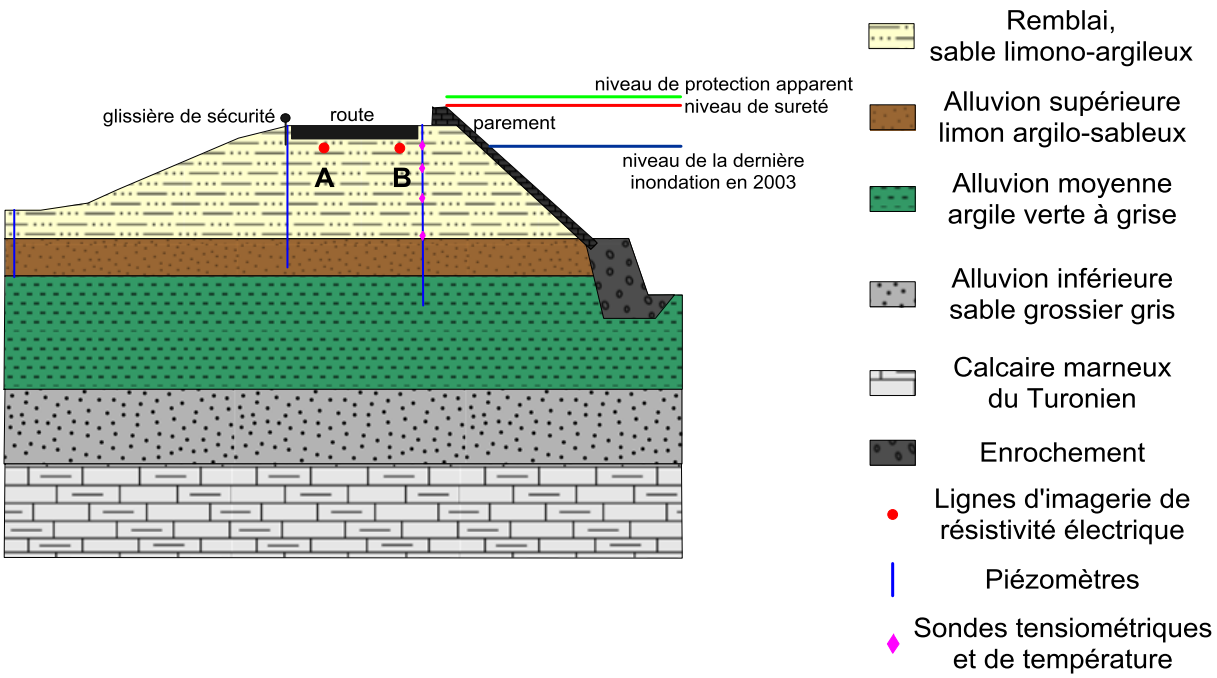


Figure 36. Modèle géologique simplifié de la Levée du val d'Authion au site de St-Clément-des-levées avec l'instrumentation à demeure et les niveaux d'eau de référence.

3.1.(b) Mise en place de moyens d'observation longue durée

Avant de mettre en place des mesures d'observation sur le long terme, des sondages ont été réalisés en 2005 : mesures préssiométriques (élasticité et résistance des milieux) et de perméabilité (faible perméabilité côté Loire et forte perméabilité côté val). Ensuite un géosynthétique a été intégré à une recharge drainante en 2007 sur 800 m du côté val et équipé d'un ensemble de fibres optiques ©GeoDetect (TenCate Geosynthetics); ce dispositif novateur a été posé avant, et indépendamment, du projet d'instrumentation et de suivi géophysiques qui a ensuite vu le jour, grâce notamment aux projets ERINOH puis RS2E-OSUNA, et qui sont décrits ci-après ;

- Mise en place en 2008 d'un piézomètre et réalisation de sondages complémentaires ;
- Mise en place en novembre 2008 de deux lignes d'imagerie électrique parallèles et espacées de 4 m environ l'une de l'autre. Elles comprennent 48 électrodes chacune avec un espacement de 2 m (Figure 37). Ces deux lignes ont été enfouies à 1.2 m sous la chaussée située en crête de digue afin de pouvoir effectuer un suivi de la résistivité sur le long terme. Les deux lignes sont ;
- Mise en place en 2011 de deux piézomètres supplémentaires ainsi que de sondes tensiométriques et de température (Figure 36 et Figure 38).

L'instrumentation de ce site apporte de nombreuses informations complémentaires qui seront intégrées à la modélisation et à l'inversion des réponses électriques pour obtenir un modèle géoélectrique de la digue plus proche de la réalité.

Figure 37. a) à d) Mise en place du système d'imagerie électrique (photos) et e) schéma d'implantation des « flûtes électriques ». [*Guillon*, 2008]

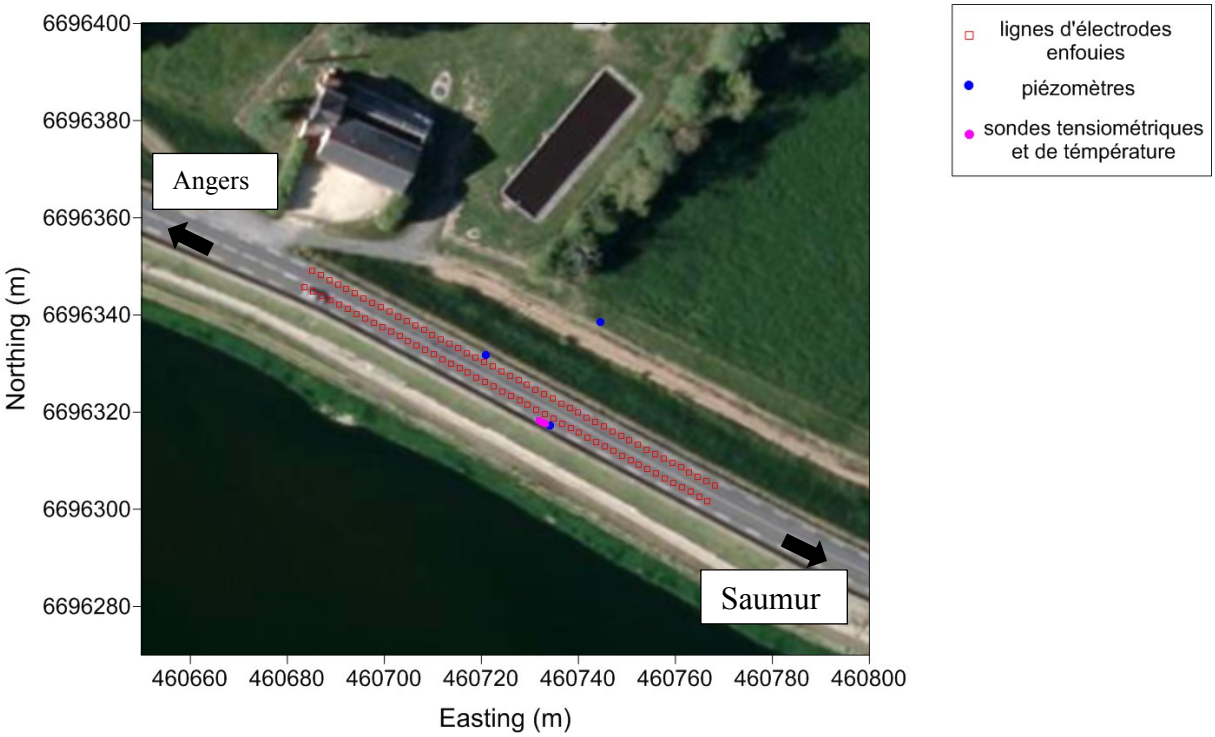


Figure 38. Localisation géoréférencée (IGN-NGF69) des flûtes électriques enfouies, des piézomètres et des sondes de température et tensiométriques. (Image satellite ©Google Earth)

3.2. Dune de l'Hommée

Noirmoutier est une île plate de 19km de long et de 1 à 6 km de large située sur la côte atlantique française [*Fattal et al.*, 2010; *Debaine and Robin*, 2012]. Son point le plus haut culmine à 26 mètres d'altitude mais une grande partie de l'île est sous l'altitude du zéro marin. Elle compte 62 km de côtes, dont : 24 km de digues, 28 km de cordons dunaires et 10 km de côtes rocheuses, émaillées de criques sableuses protégées (Figure 39).

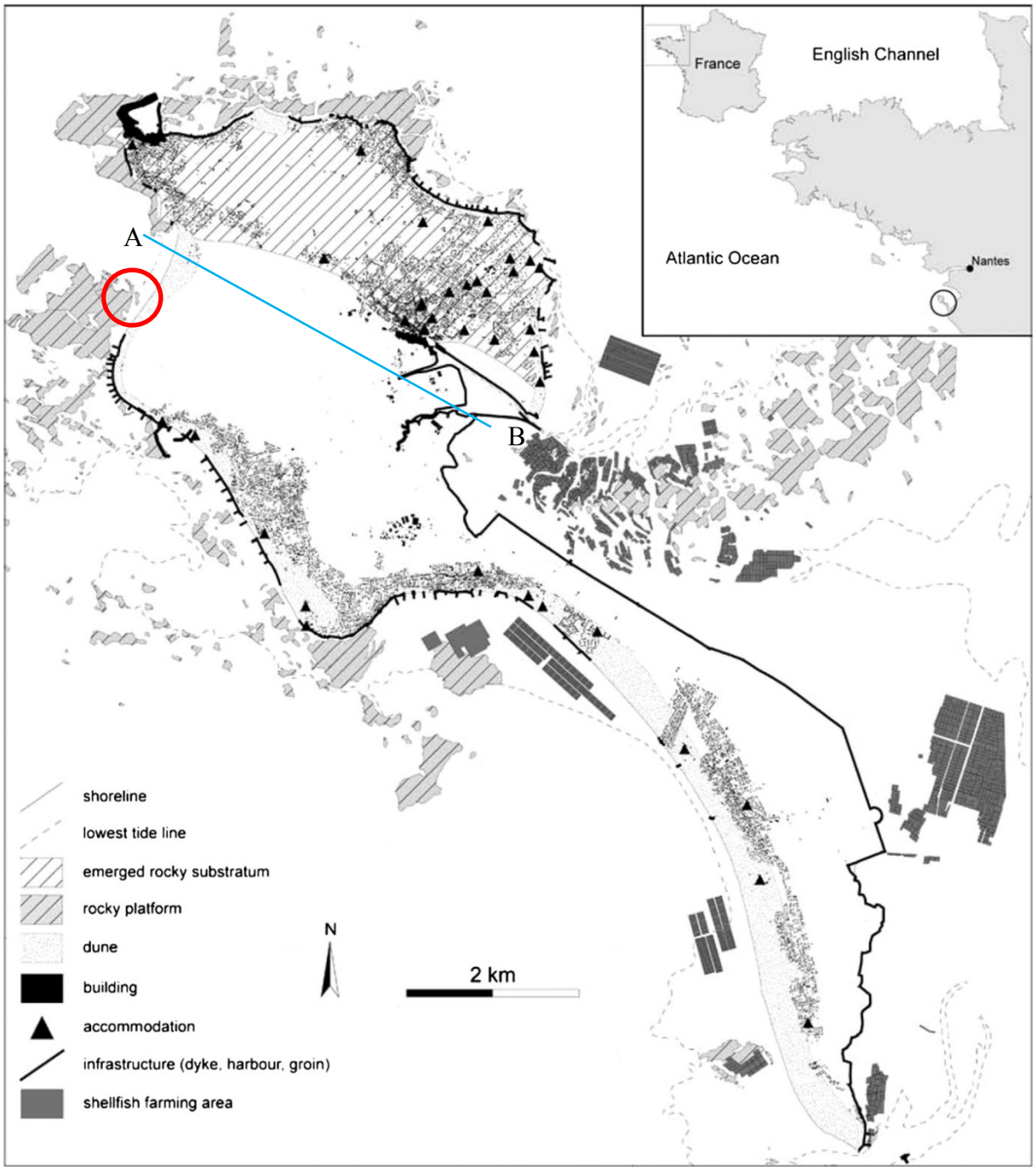


Figure 39. Vue générale de l'Ile de Noirmoutier avec la localisation du site d'étude au niveau de la plage de Luzéronde (cercle rouge) et de la coupe géologique A-B définie Figure 43. [*Debaine and Robin*, 2012]

Les côtes sableuses sont majoritairement situées sur la côte ouest de l'Ile de Noirmoutier, alimentées par les vents océaniques. Le site d'observation, étalé sur une zone de 1.7 km² (Figure 40), est situé sur cette côte ouest à l'extrême sud de la plage de Luzéronde.

Le site est orienté plein ouest et donc exposé à une forte dynamique éolienne et maritime venue de l'océan Atlantique (Figure 41). A ces risques environnementaux, se rajoutent les risques anthropiques avec principalement l'urbanisation et l'activité touristique. La faible altitude de l'île rend crucial le rôle de protection de la dune.
La Communauté de Communes de l'Ile de Noirmoutier **s**urveille de manière régulière l'état du littoral et des ouvrages de protection. La dune de l'Hommée s'érode et se déplace. C'est pourquoi au cours du temps elle a subi plusieurs aménagements au niveau de sa pointe Sud, la plus exposée, afin de la fixer. Fin du XVIIIème siècle, une digue et des épis ont été construits et constituent aujourd'hui la Pointe de Devin. En 1937, un perré vient la renforcer puis de nouveaux épis de bois sont installés. Ces constructions ne font que déplacer l'érosion vers le nord, ce qui entraîne la construction en 2000 d'un ouvrage en enrochement. Sans résultats apparents, il est finalement décidé d'opter pour une gestion plus douce. Ainsi, l'Office National des Forêts (ONF), gestionnaire de la dune, a mis en place en 2008 des ganivelles et de la végétation puis a délimité des zones récréatives dans le but de compléter les mesures de protection du système dunaire. Occasionnellement des recharges de sable ont été réalisées (2000, 2002, 2006 et 2008).

Figure 40. Localisation géoréférencée (IGN-NGF69) de la zone d'étude de 1.7 km² (zone hachurée) sur la dune de l'Hommée et profil topographique réalisé en mars 2013 (ligne bleue). (Image satellite Google Earth©)

L'île de Noirmoutier se trouve sur le territoire vendéen et est donc administrée par le Conseil Départemental de Vendée (CD 85). Le Service de l'eau notamment porte un grand intérêt à cette île avec le développement des marais salants et donc de l'exploitation de l'aquifère

d'eau salée qui les approvisionne. Ce service a donc réalisé plusieurs études, hydrogéologiques (relevées de niveau piézométrique, suivi de la salinité de l'eau, suivi géochimique de la propagation d'onde de la marée dans l'eau de l'aquifère) et géophysiques afin de caractériser cet aquifère confiné dans le but de l'exploiter de façon raisonnée. Leurs études ont commencé dans les années 1980 et se poursuivent encore aujourd'hui. Ainsi, l'Ile de Noirmoutier offre un nombre conséquent de données et bien qu'elles soient concentrées au plus proche des marais salants, on peut en extraire quelques informations indispensables pour notre étude, notamment le contexte géologique du site (Figure 43).

Figure 41. Site de L'Hommée au niveau de la plage de Luzéronde, Ile de Noirmoutier.

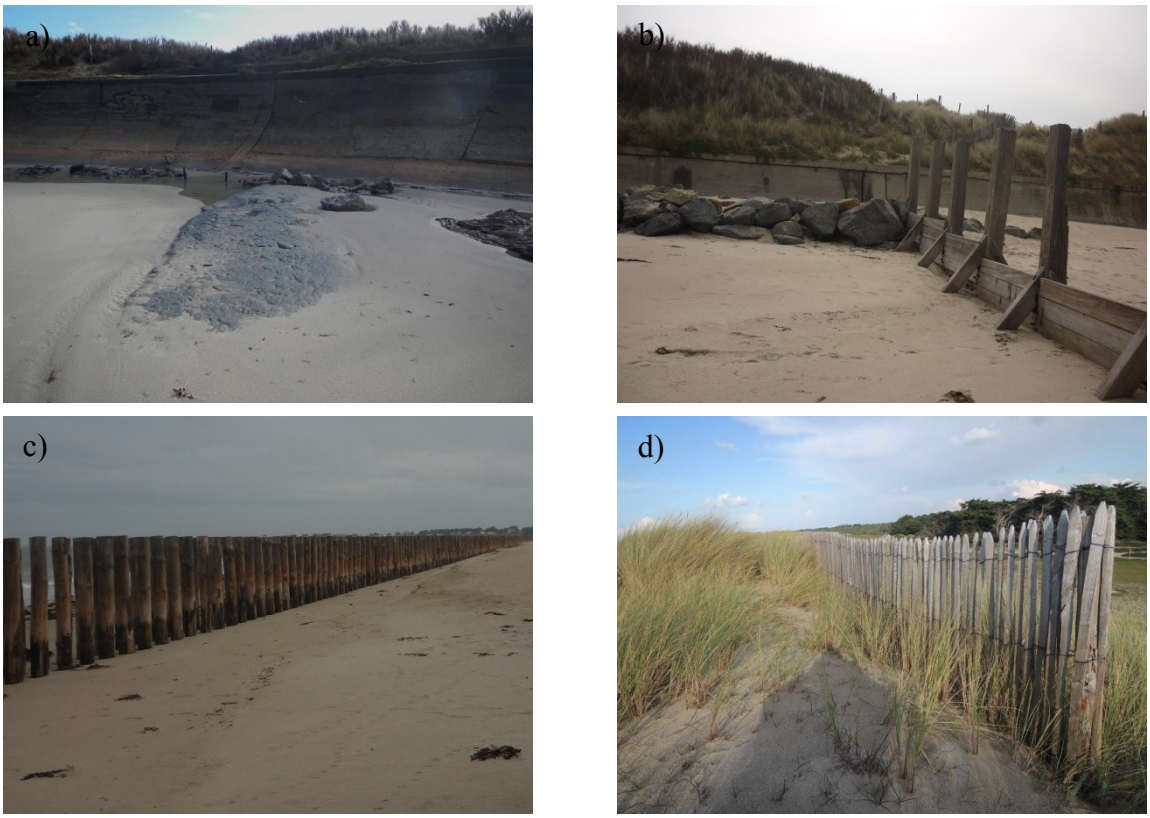


Figure 42. Mise en place des aménagements de la dune de l'Hommée a) perré bétonné des Sénégalais (1937) b) épis de bois perpendiculaire à la côte (1987) c) pieux hydrauliques (2006) et d) ganivelles et végétation (2008).

La géologie nous informe de la répartition de l'eau dans l'île. Ainsi, la nappe d'eau salée est captive sous les bris de surface, et contenue dans l'ensemble des formations antérieures à

ceux-ci (calcaire, sable…). Mais on apprend aussi que les seules sources d'eau douce se trouvent dans la partie granitique de l'île (Nord) et dans les dunes sous forme de nappes perchées réalimentées uniquement par l'eau de pluie. Elles forment alors des lentilles ; cependant nous devons encore déterminer si elles « flottent » sur la nappe d'eau salée ou si les deux nappes sont séparées par la couche d'argile verte (Figure 44).

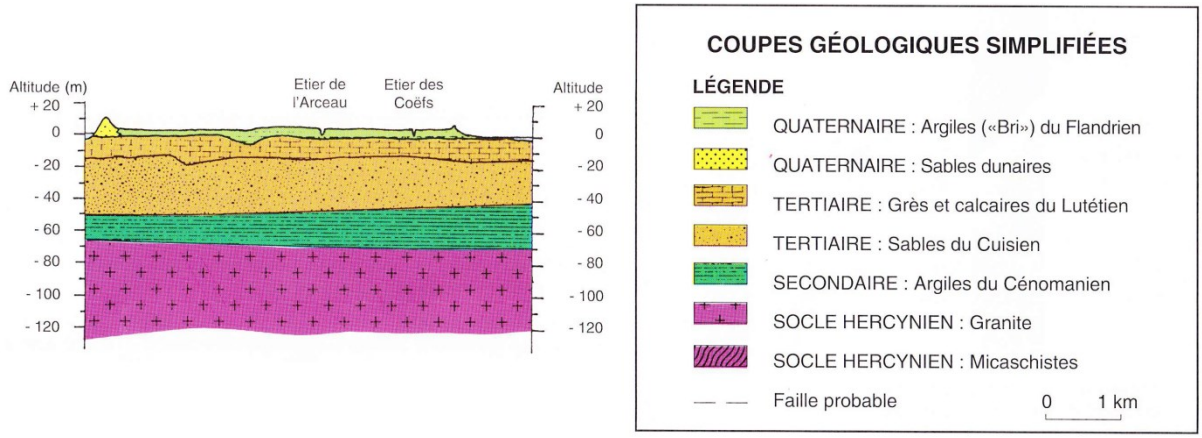


Figure 43. Coupe géologique de l'île de Noirmoutier au niveau du transect A-B de la Figure 39.

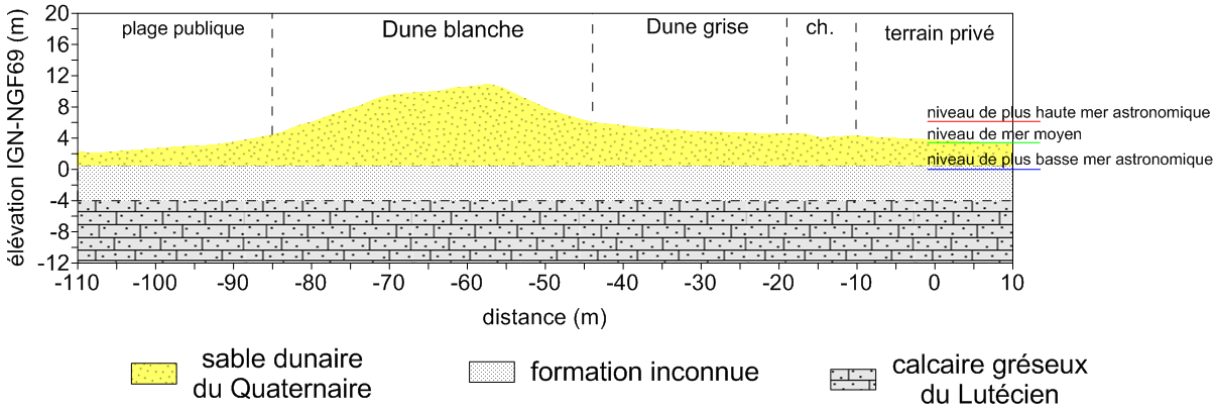


Figure 44. Coupe géologique transversale réalisée en mars 2013 obtenue à partir d'un forage réalisé en 1982 et situé à 520m du site (lieu-dit « les coulis Angibault »).

SYNTHÈSE : Les deux sites d'étude sont extrêmement différents. La levée du val d'Authion en aval de Saumur est un site majoritairement anthropique (constitué à partir d'éléments naturels comme les alluvions de la Loire), étudié depuis 2005 et suivi depuis 2008 par des moyens géotechniques et géophysiques. Le cordon dunaire de site de l'Hommée sur l'Ile de Noirmoutier est un site majoritairement naturel (contenant quelques éléments anthropiques) dont l'étude par des moyens géophysiques n'a démarré qu'avec le projet RS2E-OSUNA en 2012. Cependant, les structures présentes sur ces deux sites ont en commun une fonction de protection contre les inondations (inondation fluviale ou submersion marine) dont on peut évaluer la performance à l'aide de l'imagerie de résistivité électrique. On s'intéressera notamment à leur évolution dans le temps et aux phénomènes hydrogéologiques qui les caractérisent et qui peuvent entraîner des perturbations internes susceptibles de déstabiliser ces structures de protection.

4. Conclusion

Il existe de nombreuses structures de protection contre les inondations et nombreux également sont les phénomènes susceptibles de menacer leur intégrité. Sur les bords de fleuve ou en front de mer, le plus grand danger provient de l'eau et de son interaction, externe et interne, avec ces objets. On s'intéresse ici plus particulièrement à deux types de structures : les digues en terre et les cordons dunaires, et plus précisément aux évolutions internes de l'état hydrique de ces structures ou de leur fondation.

L'efficacité de l'imagerie de résistivité électrique pour la caractérisation, et plus récemment pour le suivi, des digues en terre a été largement prouvée. Pourtant, son utilisation nécessite encore des développements pour prendre en compte ces structures 3D correctement et éviter les distorsions des images géoélectriques. Cette méthode est également recommandée pour les environnements côtiers en général. Et bien que le comportement hydrogéologique des plages, et notamment l'influence de l'intrusion saline, ait déjà été étudié, les effets avec un cordon dunaire en place n'ont pas été encore explorés.

On cherche alors à savoir si la méthodologie utilisée pour le diagnostic et l'auscultation des digues fluviales de protection peut s'adapter à ceux des cordons dunaires. La comparaison de l'application de cette méthode à deux sites et milieux complètement différents pourrait, en outre, nous permettre d'améliorer la compréhension des phénomènes hydrogéologiques internes.

Chapitre IV. Levée du val d'Authion

1. Mise en lumière d'effets 3D sur les mesures de résistivité électrique 94
1.1. Résultats-type : visualisation des résistivités apparentes et inversions 2D 94
1.2. Essais géotechniques complémentaires 96
1.3. Influence de la glissière de sécurité 98
1.4. Mesures géophysiques complémentaires en pied de digue 102
2. Application de la méthodologie 3D⁻ à la levée du val d'Authion 104
2.1. Création du modèle numérique 104
2.2. Optimisation du maillage éléments finis du modèle 3D de la levée 105
2.3. Étude numérique de l'effet d'une hétérogénéité en pied de digue 107
2.3.(a) Résultats pour un corps conducteur 108
2.3.(b) Résultats pour un corps résistant 110
2.3.(c) Conclusion de l'étude synthétique 111
2.4. Étude de l'intégration de différentes formes d'a priori 112
2.4.(a) Présentation de la démarche et des modèles utilisés 112
2.4.(b) Présentation des résultats 113
2.4.(c) Discussion 117
2.4.(d) Conclusion et perspectives 118
3. Observation des évolutions saisonnières de la levée par IRE 120
3.1. Analyse temporelle des mesures de résistivité apparente 120
3.2. Analyse des résultats d'inversion 2D en suivi temporel 122
3.2.(a) Analyse des résultats d'inversion 123
3.2.(b) Corrélation des résistivités inversées avec les observations directes de la température dans le sol 129
3.2.(c) Corrélation des résistivités inversées avec les observations directes de la force de succion et de la hauteur d'eau dans le sol 130
3.2.(d) Conclusion de l'analyse des résultats d'inversion 2D en suivi temporel 132
3.3. Analyse des résultats de variation temporelle de la méthodologie 3D⁻ 133
4. Conclusion 137

Ce chapitre développe l'application de l'imagerie de résistivité électrique au diagnostic et à l'auscultation d'une levée de protection contre les inondations fluviales. On cherche à appréhender au mieux les caractéristiques 3D de ces objets par l'utilisation de la méthodologie 3D⁻ présentée dans le Chapitre II.4.3.(b). On cherche ainsi à démontrer les avantages et limites de cette méthodologie pour l'étude des digues. De plus, à l'aide de mesures géophysiques continues et de données directes, une étude temporelle de l'évolution de la digue, menée depuis plusieurs années, a été poursuivie et intensifiée.

Une première partie introduit les effets 3D qui n'avaient pas été détectés jusque-là et perturbent fortement les modèle de résistivité inverse 2D sur ce site. Puis l'apport de

l'approche d'inversion 3D⁻ est présenté à travers la réalisation d'un modèle 3D créé à partir d'informations a priori sur le site. Un cas synthétique appliqué au modèle de la digue et des tests paramétriques nous aident à définir les connaissances complémentaires à intégrer au modèle dans le but d'obtenir un modèle plus proche de la réalité en prenant mieux en compte les effets 3D. Une deuxième partie s'intéresse aux variations de résistivité engendrées par des évolutions naturelles des paramètres d'état du sol. Une comparaison des résistivités inversées 2D aux observations directes est donc exécutée. L'efficacité de la méthodologie 3D⁻ pour la surveillance des digues de protection contre les inondations est également évaluée.

1. Mise en lumière d'effets 3D sur les mesures de résistivité électrique

1.1. Résultats-type : visualisation des résistivités apparentes et inversions 2D

Avec l'instrumentation pérenne d'imagerie de résistivité électrique on adopte une approche dite « conventionnelle » avec la réalisation de tomographies de résistivité sur chacune des deux lignes d'électrodes séparément [*Palma Lopes et al.*, 2010]. Les séquences d'acquisition comportent des configurations Wenner-Schlumberger et dipôle-dipôle et sont inversées séparément pour chaque ligne (côté val et côté Loire) et pour chaque date, à l'aide du logiciel commercial Res2Dinv [*Loke and Barker*, 1996]. Des données sont acquises sur ce site depuis janvier 2009 et nous allons développer ici les résultats pour une campagne de mesure, réalisée en juin 2013, caractéristiques des données que l'on trouve sur ce site d'observation.
On note que les séquences d'acquisition n'ont pas été optimisées dans le cadre de cette thèse. La priorité étant le suivi temporel, il a été jugé nécessaire de garder les séquences d'acquisition d'origine, utilisées depuis 2009, afin de pouvoir estimer l'évolution de la distribution de la résistivité électrique au cours du temps. D'autre part, les acquisitions Wenner-Schlumberger vont être mises en avant par rapport aux acquisitions dipôle-dipôle. En effet, comme précisé dans le Chapitre I.2.8.(a) celles-ci présentent les avantages d'être sensibles à la fois aux structures verticales et horizontales et d'être moins influencées par le bruit ambiant, en comparaison d'acquisitions dipôle-dipôle.

Les résistances de contact entre le sol et les électrodes enterrées sont faibles et ne montrent pas d'évolution depuis 2009, ce qui permet d'obtenir des mesures de bonne qualité et prouve une certaine pérennité du système (Annexe 2a). Les résistivités apparentes ont été analysées tout d'abord sous forme de profilages (« trainés électriques ») extraits des tomographies de résistivité électrique.

On note que ces profilages électriques sont caractéristiques de l'ensemble des dates depuis 2009. On étudie ici différents espacements d'électrodes en configuration Wenner-Schlumberger (Figure 45) pour mettre en avant différents aspects de la distribution de la résistivité dans la levée et sa base alluvionnaire. Les espacements les plus faibles (AB = 6 à 14 m, MN= 2 m) intègrent les résistivités apparentes des premiers mètres qui semblent très variables longitudinalement avec une résistivité apparente moyenne de 45 Ω.m. Les résultats acquis sur la ligne côté val montrent une diminution régulière de la résistivité avec la profondeur, ce qui correspond à ce qu'on sait de la structure lithologique du milieu (Figure 36). Les résultats côté Loire montrent par contre de grandes variations longitudinales de résistivité apparente de façon périodique le long de la levée, et pour l'ensemble des espacements d'électrodes, avec des valeurs comprises entre 30 et 55 Ω.m environ.

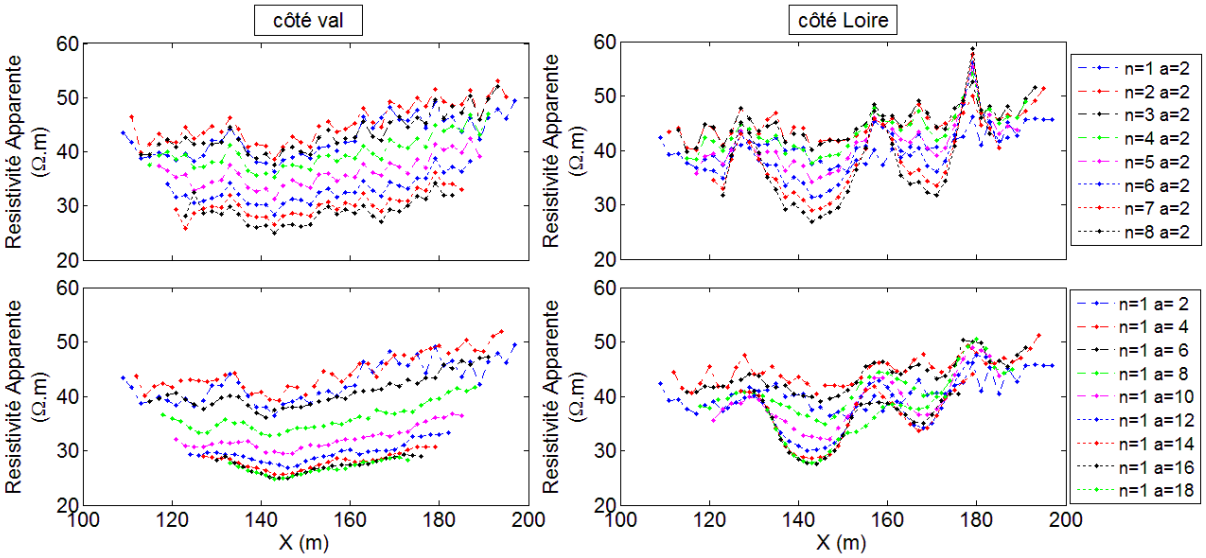


Figure 45. Profilages de résistivité apparente pour les lignes d'électrodes côté Val (à gauche) et côté Loire (à droite) en configuration Wenner-Schlumberger. Avec a et n définis Figure 11.

L'allure générale des tomographies inversées séparément pour les deux lignes d'IRE et la séquence d'acquisition Wenner-Schlumberger sont présentées Figure 46. Les deux sections longitudinales observées, chacune correspondant à une ligne d'électrodes, présentent des différences de distribution de résistivité bien que les deux lignes parallèles ne soient distantes que de 4 m. Les cinq premiers mètres représentent le remblai qui semble relativement homogène sur la coupe inversée côté val avec une résistivité comprise entre 50 et 60 Ω.m. Le bas de cette même section, correspondant aux alluvions de la Loire, montre des zones de variations de résistivité. Celles-ci se retrouvent nettement plus marquées côté Loire, avec des alternances d'allure périodique entre zones résistives et zones conductrices, variant de 10 à plus de 100 Ω.m.
Ainsi, il est difficile d'interpréter ces coupes avec assurance dans la zone censée représenter les alluvions c'est-à-dire entre les altitudes 18 et 25 m. D'après ces inversions, on peut diviser le milieu étudié en deux couches distinctes : une première couche composée du remblai homogène ; et une couche d'alluvions hétérogènes. Les fortes résistivités de cette dernière semblent indiquer la présence d'artefacts engendrés par des effets 3D sur les mesures de résistivité apparente. En effet, rien dans la recherche historique ne supporte ces variations de résistivité longitudinale (Chapitre III.3.1).
Les résultats acquis avec une séquence d'acquisition dipôle-dipôle ont également été étudiés (Annexe 2b). Les résistivités apparentes montrent globalement une plus grande variabilité latérale, ce qui peut être dû à la plus forte sensibilité latérale de la configuration dipôle-dipôle. Les coupes inversées restent comparables à celles obtenues avec des données Wenner-Schlumberger (Annexe 2c).

Comme il a été évoqué dans les chapitres précédents, il faut rester prudent quant aux résultats d'inversion 2D sur des objets présentant des caractéristiques 3D significatives. L'hypothèse 2D n'étant pas respectée, on s'attend à ce que l'image résultant de l'inversion montre des artefacts limitant l'interprétation. Les contrastes atteints sur l'image côté Loire sont forts et semblent présenter une certaine périodicité spatiale. Ainsi, il était nécessaire d'expliquer les phénomènes à l'origine de ces variations, surtout s'ils sont susceptibles de menacer la stabilité de la levée, et de valider la distribution de la résistivité obtenue par inversion. Pour cela, des essais complémentaires géophysiques et géotechniques ont été réalisés.

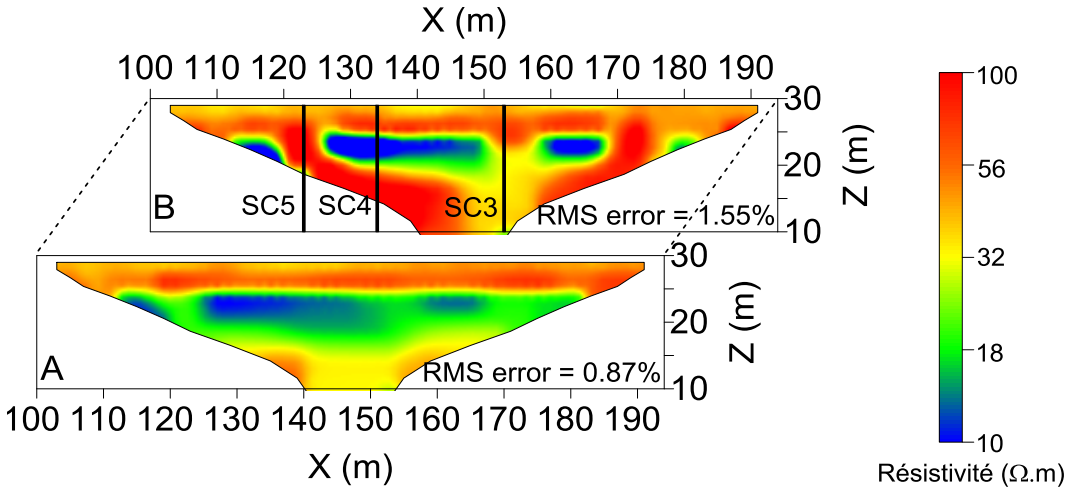


Figure 46. Coupes longitudinales d'inversion 2D des données réelles Wenner-Schlumberger : A – côté val et B – côté Loire, avec la localisation de 3 sondages destructifs réalisés en bordure de la crête de la levée côté Loire.

1.2. Essais géotechniques complémentaires

Les premiers essais géotechniques exécutés en 2008 puis en 2011 ont permis d'établir la coupe géologique de la digue et la mise en place de sondes de succion et de température à différentes profondeurs dans le remblai de la levée côté Loire (Figure 36). la sensibilité de la résistivité à l'imbibition du sol a été estimée de l'ordre de 17 à 20 % [*Guillon*, 2008]. L'objectif des sondages et essais en laboratoire réalisés à l'été 2013 a été de caractériser plus avant les zones résistives détectées dans les fondations par la géophysique et alors de pouvoir déterminer leurs origines [*Raynaud*, 2013].

Trois forages ont été réalisés à partir de la crête de la levée côté Loire. Leur implantation a été décidée sur la base des résultats d'inversion 2D obtenus sur les données Wenner-Schlumberger de ce même côté de la levée (Figure 46). Le sondage SC4 a été placé à X=133 m de manière à ce qu'il traverse une zone conductrice, représentative de la résistivité supposée des couches inférieures au remblai du modèle inverse. Les sondages SC3 et SC5, respectivement à X=152 et 122 m, ont été définis pour cibler deux zones résistantes qu'on cherche à expliquer. La position de ces trois sondages nous permet de comparer les résultats entre eux. Les cinq premiers mètres, correspondant au remblai, sont forés à la tarière et les cinq mètres suivants sont carottés afin d'effectuer des essais d'identification géotechnique au laboratoire.
L'analyse des terrains traversés par les trois sondages nous a permis d'établir la coupe lithologique de l'ouvrage et de sa fondation avec plus de détails (Annexe 3a). De manière générale, le remblai est constitué de sable argilo-limoneux, de sable fin plus ou moins argileux ou d'argile limoneuse, en alternance. Vers 5 et 5.50 m de profondeur, les sondages atteignent les alluvions supérieures d'une épaisseur de 2 à 3 m constituées d'argile limono-sableuse avec des lentilles de sable. Puis, les argiles gris-bleues et indurées sont visibles. En fin de sondage, vers 10 m, des grains de sable apparaissent pouvant correspondre aux alluvions inferieures composées de sable à niveaux graveleux. Ces observations se corrèlent bien avec les sondages réalisés en 2008 et 2011.
La teneur en eau a été mesurée sur plusieurs échantillons. Cette valeur est obtenue par le rapport de la masse d'eau évaporée lors d'un étuvage sur la masse des grains solides à sec. Sur le site de la levée cet essai permet de différencier le remblai et les trois couches alluvionnaires qui contiennent des quantités variables d'eau et taux d'argile dans le

sol (Annexe 3b). Le calcul de la masse volumique et de la densité nous permet ensuite d'établir la masse des particules du sol en tenant compte des vides interstitiels. Encore une fois cela autorise la différenciation des passages argileux à sableux (Annexe 3c). La présence de lentilles sableuses laisse supposer qu'il s'agit de lieux privilégiés de circulation d'eau lorsque la nappe atteint ces niveaux. D'autant plus que les argiles contiennent surtout de l'eau de rétention et que leur perméabilité très faible laisse peu circuler l'eau [*Head*, 1994]. Par conséquent, elles absorbent une importante quantité d'eau dans leur espace inter foliaire. Enfin des essais de sédimentométrie ont permis d'affiner la courbe granulométrique (éléments de diamètre inférieur à 80µm), ce qui a permis d'estimer la sensibilité du sol à l'érosion interne au travers de critères granulométriques [*Kenney and Lau*, 1985], et plus particulièrement à la suffusion. Ainsi, en dehors d'une zone d'instabilité mise en évidence entre 1.2 m et 2.4 m de profondeur sous la crête de digue, le remblai et les fondations comportent assez de particules fines pour être considérés comme a priori stables face à ce phénomène. D'autre part des essais complémentaires de perméabilité, réalisés par le Laboratoire régional de Blois (Cerema) à proximité de ces mêmes sondages, montrent une certaine imperméabilité globale de la digue qui limite grandement la méthode du perméafor utilisée ici (Annexe 3c).
Ces essais géotechniques montrent peu de variations entre sondages, et à altitude égale, de la nature de matériaux ou de la teneur en eau du remblai ou de ses fondations le long de la levée.

Dans le but de vérifier les résultats obtenus par inversion des données de résistivité électrique, des mesures directes ont également été réalisées sur les carottes dès leur extraction du sol (Annexe 3d, mesures réalisées par le Cerema/DTer Ouest/LR Angers). Pour chaque échantillon prélevé, plusieurs mesures ont été effectuées pour tenter de caractériser ces carottes sur toute la longueur, cependant seules les mesures sur les alluvions ont pu être collectées.
Les résistivités moyennes mesurées sur carottes montrent une similarité entre les trois sondages pour des profondeurs entre 6 et 10 m (Figure 47a et b) avec une diminution affichée de la résistivité entre le remblai et les argiles. La résistivité des limons diminue donc progressivement jusqu'à 7.50 m de profondeur pour atteindre une valeur de 15 Ω.m environ. On note cependant que cette profondeur peut être reliée au niveau de la nappe d'eau qui, le jour du prélèvement, se trouvait à 7.30 m de profondeur. Cela implique que la résistivité des limons peut dépendre de la hauteur de nappe, d'autant plus que le niveau décrit ici est relativement bas, les mesures ayant été réalisées en août.

On compare maintenant ces résultats aux valeurs de résistivité inversée obtenues sur les données Wenner-Schlumberger pour la ligne côté val (Figure 47a) et la ligne côté Loire (Figure 47b) pour le même mois. Si l'on compare les résistivités mesurées directement avec les résistivités extraites de la coupe 2D inversée côté val (Figure 47a), on distingue un même profil de résistivité avec un décalage vertical des valeurs entre les mesures directes et inversées. Sur les données de résistivité inversée côté Loire (Figure 47b), on visualise précisément la différence entre les trois positions longitudinales. Ainsi, à X = 133 m, on distingue une baisse de la résistivité entre 4 et 6 m en concordance à la zone conductrice que l'on voit sur les panneaux inversés (Figure 46). Pourtant on ne retrouve pas cette diminution sur les mesures de résistivité effectuées sur le sondage SC4 ou aux positions X = 122 et 152 m sur les mesures de carottes ou les résistivités inversées.

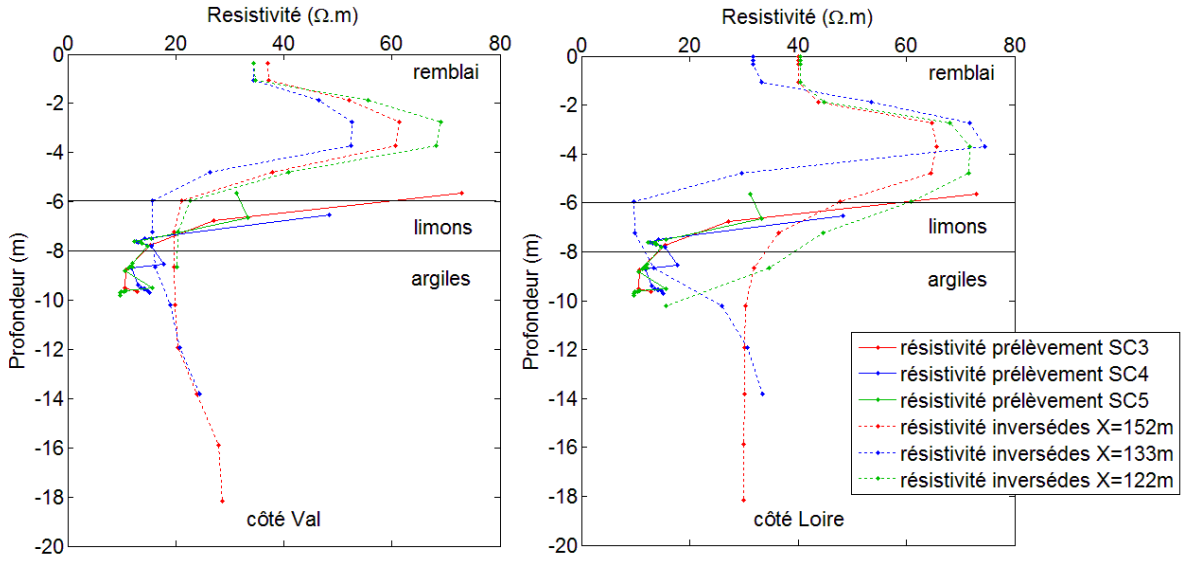


Figure 47. Comparaison des relevés de résistivité sur les carottes des sondages SC3, SC4 et SC5 et des résistivités inversées aux positions correspondantes pour le mois d'août 2013.

Les résultats géotechniques indiquent que ni la nature lithologique des matériaux, ni probablement une érosion interne ne peuvent expliquer l'alternance entre milieux résistants et conducteurs distinguée dans les couches profondes par les modèles inverses de résistivité électrique. La comparaison de ces inversions aux données de résistivité sur carottes nous amène à penser que les résultats d'inversion des données côté val sont plus proches de la réalité que ceux obtenus côté Loire. Ces fortes variations (spatialement périodiques) étant présentes sur les données de résistivité apparente, cela indique une source de bruit extérieure ou l'influence d'effets 3D non pris en compte par une inversion 2D.

1.3. Influence de la glissière de sécurité

Dans le but de comprendre l'allure des résistivités apparentes observées et la distribution de la résistivité ainsi engendrée, il faut s'assurer que les mesures de résistivité ne sont pas, ou peu, influencées par la glissière de sécurité en place sur la crête de la levée (Figure 37a). En effet, on suspecte une influence sur les mesures électriques par le biais de ses supports métalliques directement en contact avec le sol sur une hauteur de 2 m environ et reliés entre eux par le rail métallique sur toute la longueur du dispositif électrique. Les effets des structures métalliques simples, enterrées, sur des mesures géoélectriques de surface ont été étudiés [ex : *Vickery and Hobbs*, 2002]. Dans notre contexte, la glissière est une structure complexe ayant des contacts avec le sol à intervalles réguliers et une partie aérienne en continuité avec ces contacts, le tout pouvant générer des courts-circuits du courant diffusé dans le sol par les électrodes d'injection.

Une première série de mesures a été réalisée en avril 2008 pour mettre en évidence cette influence et déterminer la distance optimale à laquelle les électrodes devaient être enterrées afin que les mesures soient impactées le moins possible (Annexe 4a). Ainsi, la ligne côté val se trouve à 1.90 m de la glissière de sécurité et la ligne côté Loire à 5.5 m de distance. Toutefois, cette étude s'est concentrée sur les effets sur les mesures de résistivité apparente acquises à l'aide de petits espacements inter-électrodes. L'objectif est ici de mettre à jour l'influence sur les mesures de résistivité apparente acquises à l'aide des grands espacements inter-électrodes censés refléter en partie le milieu en profondeur et dont les réponses électriques pourraient être perturbées par la glissière.

Dans ce but, nous avons réalisé une expérience en effectuant deux acquisitions à un jour d'intervalle : l'une avec la glissière en place (situation normale) et l'autre après avoir interrompu la continuité de la glissière sur toute la longueur des lignes d'électrodes enterrées tout en laissant en place les pieds de la glissière (Figure 48). L'expérimentation proposée consiste à comparer des acquisitions où seule la présence ou l'absence de la glissière de sécurité peut expliquer les différences observées. On suppose alors que tous les autres paramètres internes de la digue n'ont pas, ou très peu, varié entre ces deux acquisitions réalisées à une journée d'écart. Les séquences et paramètres d'acquisition sont identiques à ceux utilisés habituellement.

Figure 48. Glissière de sécurité dont la continuité est temporairement interrompue pour éviter des phénomènes de court-circuit.

Les mesures brutes sous forme de profilages de résistivité apparente en configuration Wenner-Schlumberger peuvent être observées dans l'Annexe 4b pour le côté val et Annexe 4c pour le côté Loire. Pour avoir une meilleure appréciation de l'effet de la glissière sur les mesures, leurs différences relatives sont également montrées (Annexe 4d), en prenant comme référence la situation « sans glissière ». Les variations relatives de résistivité apparente, dues à l'ajout de l'effet de la glissière, sont toujours négatives et, globalement, comprises entre -15% et 0% côté val et entre -5% et 0% côté Loire.

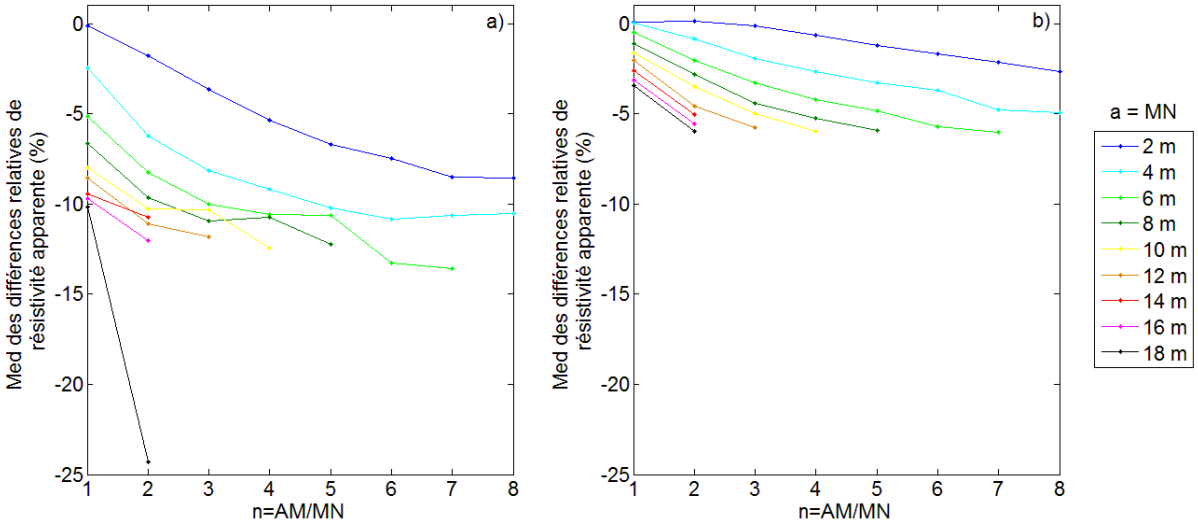


Figure 49. Valeur de la médiane (Med) des différences relatives de résistivité apparente (%) pour chaque espacement MN en fonction du coefficient « n » pour a) côté Val et b) côté Loire.

La Figure 49 représente la valeur médiane des différences relatives calculées pour chaque profilage de résistivité apparente en fonction de l'espacement « a » et du coefficient « n ». On conclut que l'impact de la glissière varie en fonction de la configuration d'électrodes considérée, avec un effet d'autant plus significatif que l'espacement « a » est grand. La distance à la glissière est également importante puisque les données côté Loire sont moins influencées que celles collectées côté val. Les résistivités apparentes « sans glissière » sont sensiblement plus fortes que celles « avec glissière » dans la plupart des cas.

On s'intéresse maintenant aux résultats d'inversion 2D et notamment à la traduction de ces variations modérées, mais mesurables, de résistivité apparente en termes de variations de résistivité inversée. Pour chaque situation (sans et avec glissière) et chaque ligne (val et Loire), on inverse séparément les données de résistivité apparente. Par un calcul des rapports (en prenant la situation « sans » glissière comme référence), on obtient les écarts relatifs entre les tomographies inversées que l'on trace sous forme de tomographie de la différence relative de la distribution de la résistivité entre les modèles « sans » et « avec » glissière (en %).
Les Figure 50a et b permettent ainsi de visualiser les résultats d'inversion des acquisitions Wenner-Schlumberger « sans» et « avec » glissière pour la ligne d'électrodes côté val. Les résultats d'inversion « sans » et « avec » glissière montrent des structures du sous-sol très similaires, avec une zone de remblai sensiblement plus hétérogène pour le modèle inverse « sans » glissière et des terrains alluvionnaires de faible résistivité présentant moins de contraste que le modèle « avec » glissière. La Figure 50c peut être comprise comme une coupe des écarts d'inversion entre ces deux coupes dus aux effets combinés de la présence de la glissière et des erreurs d'inversion (équivalences possibles). Ainsi on observe des zones de variations tant positives (+10%) que négatives (–22%). La Figure 51 présente les modèles obtenus pour la ligne d'imagerie de résistivité électrique côté Loire et montre également des écarts relatif entre les deux modèles inverses « avec » et « sans » glissière variant entre +13% et –13%. Les données brutes ne montrent cependant que des variations négatives ainsi les différences entre modèles inverses sont donc à prendre avec prudence. Par ailleurs, on note que les coupes d'écarts relatifs sont fortement corrélées à la structure même des coupes de résistivité. En effet, les variations positives se trouvent dans les même zones que les fortes résistivités des coupes inverses (ex : zone du remblai) et les variations négatives se trouvent dans les mêmes zones que les faibles résistivités (ex : entre X = 125 et 150 m).

À l'aide de cette étude spécifique, nous pouvons donc conclure sur l'impact, qualitatif et quantitatif, de la glissière métallique sur les relevés géoélectriques. L'effet mesuré est systématique et assez modéré. On observe des différences relatives faibles entre les modèles inversés « sans » et « avec » glissière sans modification radicale de l'image de la structure géoélectrique obtenue. On remarque que les variations les plus faibles détectées entre modèles inverses (inférieures à 10% en valeur absolue) peuvent être également dues à des équivalences électriques. Notamment en ce qui concerne les variations positives qui n'ont pas été relevées sur les résistivités apparentes. Cette interprétation est renforcée par les rapprochements visualisés entre les valeurs des variations de résistivité et les valeurs de résistivité inversée qui apparaissent dans les mêmes secteurs du modèle. Une inversion conjointe ou « en cascade » (ex : modèle « avec » glissière contraint par modèle « sans » glissière) éviterait peut-être ces effets.
L'impact de la glissière est donc de diminuer légèrement les valeurs de résistivité apparente mesurées dans leur globalité, avec un effet qui augmente avec la longueur des quadripôles. Les pieds de glissière étant régulièrement espacés de 4 m, on peut penser que les lignes de courant associées aux plus grands quadripôles seront sujettes à plus de courts-circuits.

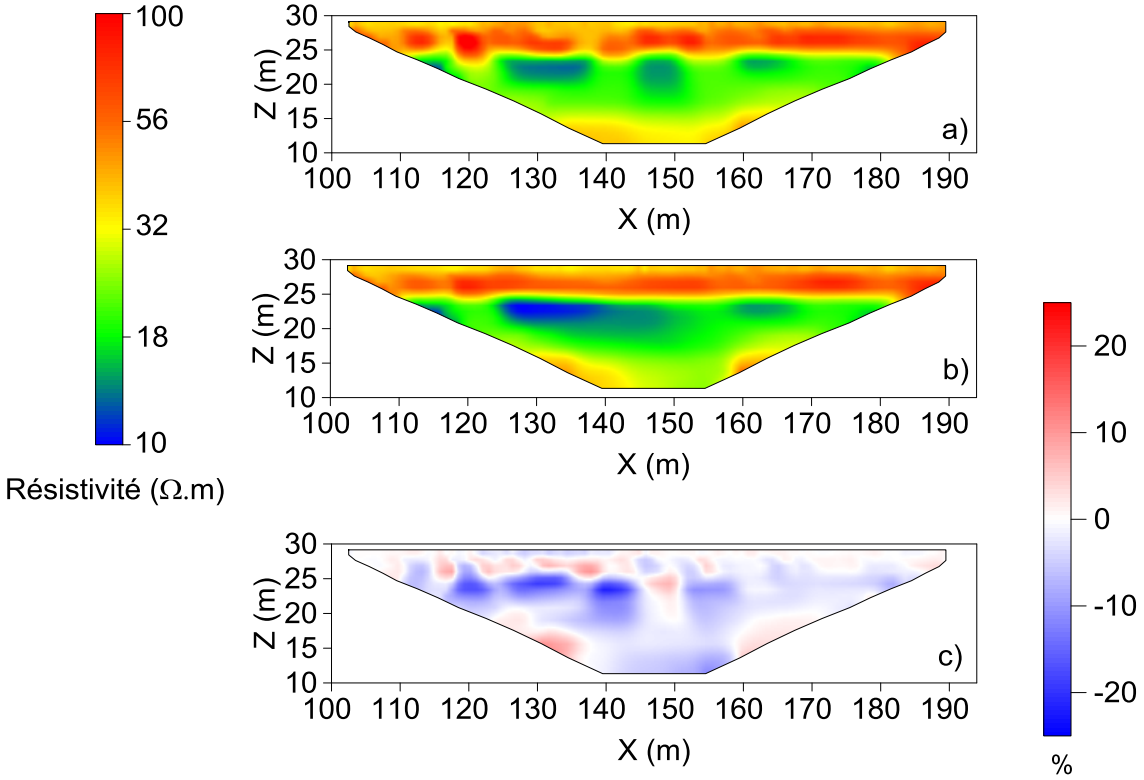


Figure 50. Coupe de résistivité inversée Wenner-Schlumberger côté val, a) sans glissière de sécurité, b) avec glissière de sécurité, c) différence relative entre a et b.

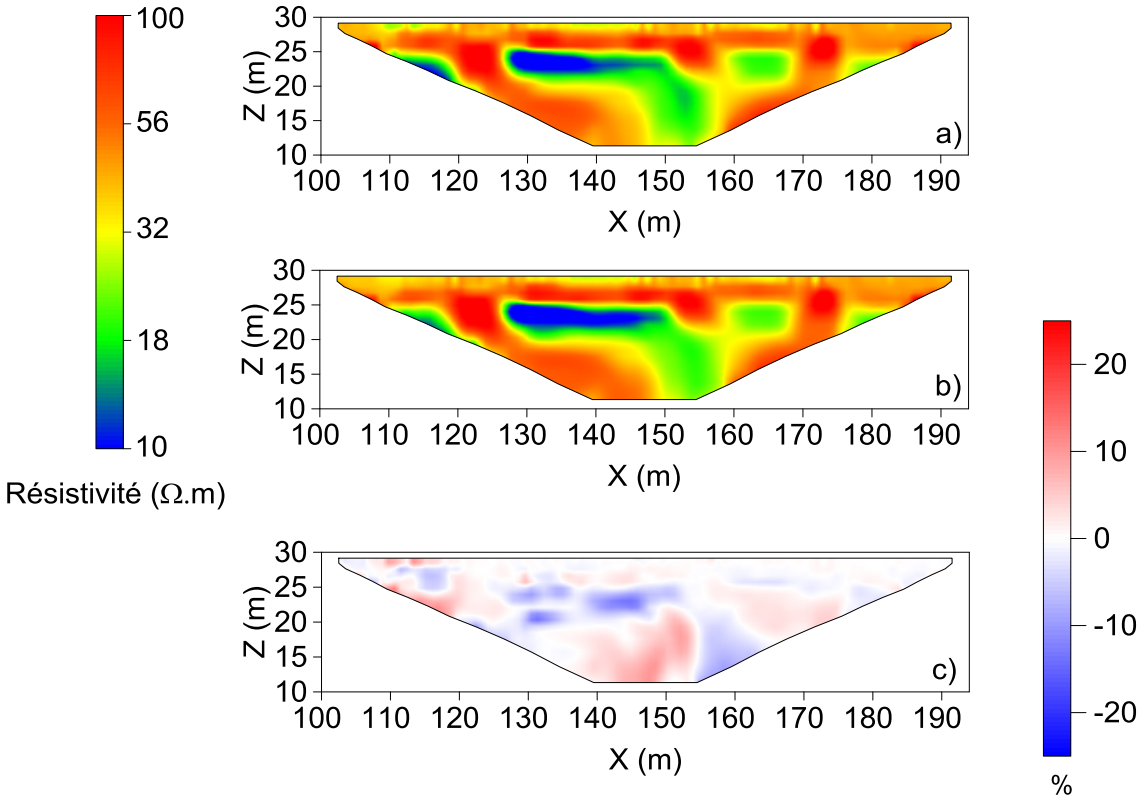


Figure 51. Coupe de résistivité inversée Wenner-Schlumberger côté Loire, a) sans glissière de sécurité, b) avec glissière de sécurité, c) différence relative entre a et b.

On garde à l'esprit que la combinaison de différents effets (glissière, variabilité lithologique du sol, présence d'eau, température du sol) sur des données de résistivité électrique n'étant pas simplement additionnelle, l'influence de la glissière devrait en principe elle-même varier, avec les saisons notamment. De plus, l'effet de la glissière étant plus fort côté val que côté Loire, il peut impacter le suivi temporel différemment entre ces lignes. Il serait intéressant de pouvoir quantifier cette variabilité saisonnière afin d'en estimer l'impact sur le suivi géoélectrique au long terme. Par ailleurs, la réalisation d'essais en modèle réduit a été engagée et les mesures de résistivité électrique acquises sont en cours d'analyse (Annexe 4e). Mais pour la suite de ce travail, on pose l'hypothèse que l'effet de la glissière reste constant dans le temps et qu'il ne perturbe pas l'étude des variations temporelles d'imagerie de résistivité électrique.

1.4. Mesures géophysiques complémentaires en pied de digue

Les hétérogénéités d'état du sol ou lithologiques détectées dans le remblai, la fondation et en particulier à proximité des électrodes ne sont pas suffisantes pour expliquer les variations de résistivité (apparente et inversée) observées le long de la ligne côté Loire. D'autre part, s'il existe bien un impact de la glissière, celui-ci est systématique le long du profil (effet toujours négatif et homogène le long du profil) et son amplitude limitée ne peut expliquer les fortes variations spatiales et oscillantes observées pour la ligne côté Loire.
Par conséquent, ayant éliminé plusieurs causes susceptibles d'expliquer les réponses géoélectriques, on en déduit que des effets 3D peuvent être à l'origine de ces réponses électriques, c'est-à-dire que les mesures IRE répondent à la présence d'hétérogénéités transversalement à la levée, en dehors des plans verticaux définis par les deux lignes d'électrodes (Chapitre II.4.1). Les réponses électriques étant beaucoup plus perturbées côté Loire que côté val, on suspecte que de telles hétérogénéités pourraient se situer côté Loire de l'ouvrage probablement au niveau du renforcement de pied en enrochement (Figure 34). Ainsi, des mesures complémentaires de géophysique ont été réalisées en pied de digue côté Loire dans le but de localiser et identifier l'origine de ces perturbations.

À l'été 2012 puis 2013, une ligne d'IRE de 48 électrodes espacées de 2 m a été mise en œuvre en pied de levée côté Loire parallèlement aux lignes enfouies sous crête. Pour ces deux campagnes, effectuées à un an d'intervalle, on a utilisé les mêmes séquences d'acquisition que celles effectuées en crête de digue pour le suivi temporel. L'Annexe 5a présente des profilages de résistivité apparente obtenus en configuration Wenner-Schlumberger pour différents espacements entre électrodes. Pour les deux années, on observe trois pics de très forte résistivité apparente, séparés de 30 m environ.
La mise en œuvre d'une tomographie en pied de digue côté Loire a été reconduite en 2015 sur une plus grande distance afin de vérifier la reproductibilité des résultats précédents et de voir si les pics quasi-périodiques dans les réponses électriques se reproduisaient au-delà de notre zone d'intérêt, ce qui concorderait avec l'hypothèse de la présence de structures régulièrement espacées tout le long de l'ouvrage et liées à son histoire et ses renforcements. Ainsi, la Figure 52 montre les résultats de profilages de résistivité apparente Wenner-Schlumberger pour différents espacements entre électrodes. Des pics analogues se retrouvent sur tout le linéaire exploré et avec la même régularité (espacés de 30m environ). L'amplitude des pics de résistivité apparente devient plus importante à mesure que les configurations d'électrodes correspondent à de plus grands espacements. Au contraire, le plus petit espacement d'électrodes (AB=6 m et MN=2 m) n'est pas perturbé ce qui indique que les causes de ces anomalies résistives se trouvent certainement à plus d'un ou deux mètres sous la surface du chemin de halage ou sous le remblai. L'allure des signatures observées varie selon que l'on

considère des mesures Schlumberger (Figure 52a), Wenner (Figure 52b) ou dipôle-dipôle (Annexe 5b), ce qui est riche en information et s'explique par les sensibilités respectives de ces configurations (Chapitre I.2.8). Cependant, ces résultats bruts ne permettent pas d'identifier clairement les objets à l'origine de ces augmentations locales de résistivité apparente. D'autre part, des tentatives d'inversion 2D ont démontré que les variations de résistivité apparente mesurées étaient trop élevées et trop brusques pour pouvoir réaliser une inversion stable, ce qui limite l'interprétation de l'IRE dans ce cas.
Des mesures complémentaires utilisant la méthode Slingram (Chapitre I.3.3) ont été réalisées dans le but d'obtenir une autre vision de la réponse électrique du milieu (Annexe 5c). Ces mesures confirment clairement la présence d'hétérogénéités tous les 30m provoquant localement une augmentation de la résistivité apparente. Cette méthode nous permet également d'obtenir une certaine précision sur la position longitudinale de ces structures à quelques mètres près. D'autre part, on remarque que le mode horizontal est plus impacté que le mode vertical. Cependant, on note que l'appareil et les mesures sont très sensibles à la présence de la topographie de la digue, ce qui rend ces mesures difficiles à interpréter. Par ailleurs, différents profilages par radar géologique, avec des antennes de fréquence centrale de 200 et 500 MHz, n'ont pas révélé sur le premier mètre situé sous le chemin de halage (vers les enrochements), ni sous le perré en pied de levée (vers l'intérieur du remblai et son interface avec les alluvions), de signal significativement contrasté tous les 30m. Des zones d'hétérogénéité ont cependant été mises en avant avec une zone de probable d'érosion sous le perré du talus côté Loire. Ces caractéristiques pourront faire l'objet de plus amples investigations.

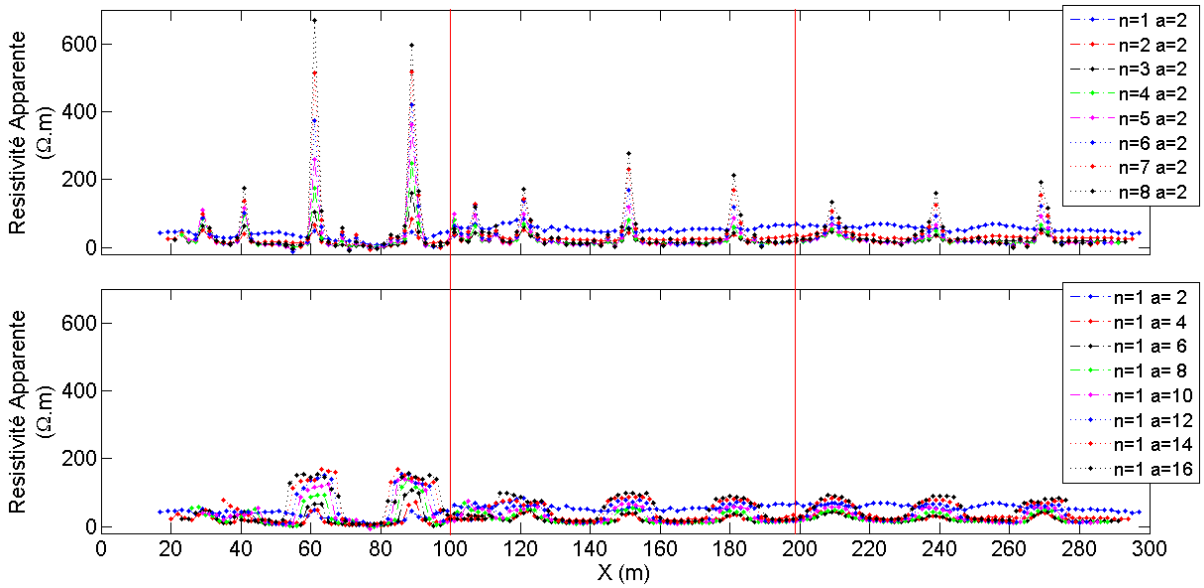


Figure 52. Profilages de résistivité apparente relevés en pied de levée côté Loire (2015) en configuration a) Schlumberger avec un espacement de 2 m entre les électrodes de potentiel et b) Wenner avec a = 1 à 15 m.

Les réponses électrique et électromagnétique obtenues à l'aide de deux méthodes indépendantes indiquent donc la présence d'objets électriquement résistants localisés tous les 30m environ vers le pied de digue côté Loire, peut-être en lien avec les travaux de renforcement du talus et du pied de digue côté Loire (ajout de matériaux, d'enrochement et de parement). Cependant, cela ne permet pas d'identifier clairement ces objets, leurs formes, volumes, contraste et localisations exactes.

On note qu'une tentative d'IRE 3D n'a pas été envisagée dans ce cas particulier. En effet, on cherche à proposer une méthodologie d'imagerie proche de celle utilisée couramment par les gestionnaires et adaptée aux grands linéaires des digues de protection contre les inondations. Par ailleurs, ce site ne permet pas la mise en place d'un grand nombre d'électrodes disposées en lignes d'IRE croisées du fait des aménagements de l'ouvrage (route et parement).

SYNTHÈSE: Des mesures géoélectriques sont réalisées sur la levée du val d'Authion depuis 2009 à l'aide de deux lignes de 48 électrodes enfouies sous la crête. Les mesures brutes et inversions 2D montrent des différences notables entre les deux coupes bien qu'elles ne soient séparées que de 4 m de distance. Des études complémentaires, géophysiques (étude de l'effet de la glissière de sécurité) et géotechniques, ont été menées afin d'établir l'origine de cette hétérogénéité apparente sous la levée côté Loire. Aucune de ces observations ne confirment une variation de nature de matériaux ou d'état du sol, ou de « court-circuit » des signaux, expliquant ces anomalies périodiques de résistivité apparente. Cependant, des mesures géophysiques complémentaires menées en pied d'ouvrage côté Loire indiquent très clairement la présence de structures apparemment résistantes enfouies vers le pied de levée côté Loire, environ tous les 30 m. Sans campagnes de reconnaissance destructive, il est aujourd'hui impossible de définir l'emplacement exact, le volume et la forme de ces structures espacées régulièrement le long de la levée. À ce jour, le gestionnaire n'a pas connaissance de la présence de telles structures dans l'histoire de l'ouvrage. La question de leur existence et de leur identification représente en soit un enjeu important (ex : risques d'érosion), mais qui sort du cadre de ce travail. Par contre pour l'imagerie 3D et le suivi temporel, il nous est nécessaire de trouver un moyen de s'affranchir le plus possible de l'influence de ces objets pour permettre une étude plus fiable de la levée et de son évolution.

2. Application de la méthodologie 3D⁻ à la levée du val d'Authion

Dans l'idée de pallier les effets 3D induits par la structure interne de la levée et des « objets » enfouis en pied côté Loire et de profiter de l'avantage présenté par la présence de deux lignes d'électrodes, la méthodologie 3D⁻ est adoptée. En premier lieu, le modèle 3D de la levée est créé à partir des connaissances géométriques internes et externes. Une étude paramétrique établit la discrétisation optimale du milieu pour le problème direct et des essais numériques mettent en lumière la contribution de l'approche 3D⁻ à la diminution de l'influence d'une hétérogénéité latérale sur les images internes de la levée. Enfin, l'influence de différentes informations a priori est testée dans le but d'établir un modèle final qui sera utilisé pour l'étude de la levée et de son évolution dans le temps.
Rappelons que les conditions limites, les paramètres de maillages et la démarche d'inversion 2D et 3D⁻ sont présentées dans le Chapitre II.4.3.(c).

2.1. Création du modèle numérique

La modélisation numérique de la levée étudiée commence par l'établissement de sa géométrie externe et sa géologie. Pour cela on s'appuie sur des relevés au GPS différentiel qui donnent la topographie transversale de la levée et l'emplacement exact des électrodes. On crée alors un modèle simplifié de la digue du val d'Authion avec les électrodes enfouies à 1.2 m sous la surface (Figure 53). D'autre part, des campagnes géotechniques ont permis d'établir le coupe lithologique de la digue (Figure 36 et Annexe 2a) ce qui nous permet d'intégrer des interfaces représentant des limites géologiques. Ici deux limites sont prises en compte : la limite

remblai/limons et la limite limons/argiles. La géométrie du modèle est complétée par l'intégration d'un volume extérieur à l'ouvrage et représentant la Loire, dont le niveau a été ajusté pour chaque campagne de mesures. La taille du modèle est de : X = {0; 1200} ; Y = {–500 ; 630} ; Z = {–500 ; 29.5}.

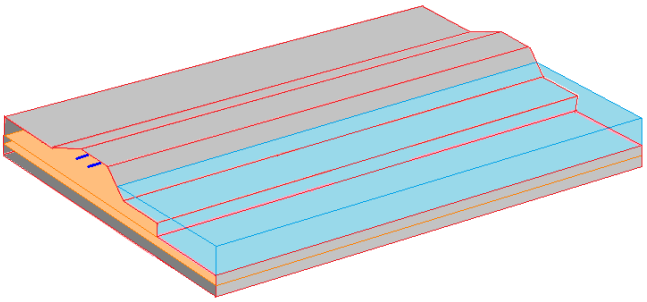


Figure 53. Schéma du modèle 3D représentant le tronçon de digue du val d'Authion avec l'emplacement des lignes d'électrodes (lignes bleues) sous la crête de digue. Les interfaces lithologiques sont représentées par des plans oranges et la Loire par un volume bleu clair.

D'autres informations a priori peuvent être incluses dans le processus d'inversion lui-même. Ainsi, la hauteur du niveau piézométrique dans la digue est intégrée via la matrice de lissage par l'utilisation d'une surface de découplage (Chapitre II.4.2.(a)). Cette nappe d'eau pouvant saturer et donc influencer la résistivité des limons et du remblai (suivant le niveau atteint) peut être effectivement intéressante à prendre en compte. Enfin, un modèle géoélectrique à deux couches, établi à partir des mesures de résistivité sur carottes (Figure 47) et des résistivités inversées côté val (Figure 46), peut être utilisé comme modèle initial (plus élaboré qu'un simple modèle homogène) pour le processus d'inversion afin de limiter le nombre de solutions. Ainsi pour ce modèle initial, la résistivité du remblai est fixée à 60 Ω.m, tandis que la résistivité des limons et des argiles est fixée à 20 Ω.m.

2.2. Optimisation du maillage éléments finis du modèle 3D de la levée

La discrétisation du milieu utilise des éléments finis de forme tétraédrique et repose sur un maillage non structuré qui permet d'atteindre une grande précision du problème direct dans le modèle, et en particulier au niveau des électrodes (Chapitre II.2.3). Ainsi, une étude numérique portant sur des propriétés pilotant la génération du maillage est réalisée afin d'atteindre un bon compromis entre précision du problème direct et nombre de mailles.
Les deux paramètres de discrétisation inhérentes à COMSOL Multiphysics© (Chapitre II.4.3) sont évaluées : i) le facteur d'accroissement qu'on a fait varier de 2 à 7 et ii) le nombre minimal de mailles entre deux électrodes adjacentes qu'on a fait varier de 1 à 10. Pour notre étude, on fait varier ces paramètres de discrétisation pour obtenir des maillages plus ou moins fins et on teste la précision du problème direct sur un milieu homogène de résistivité de 1 Ω.m. On obtient ainsi 68 discrétisations différentes d'un même modèle et on étudie la convergence des résistances de transfert vers les valeurs « exactes » en fonction de la finesse du maillage. On remarque que les résistances de transfert sont utilisées plutôt que les résistivités apparentes qui, corrigées par un facteur géométrique calculé numériquement, sont toujours égales à 1 Ω.m quel que soit le maillage utilisé. On extrait alors les résistances de transfert de quatre longueurs de quadripôle ABMN: AB = 6, 18, 30 et 54m (a = 2, 6, 10 et 18 m respectivement et n = 1). Des configurations Wenner ont été choisies car elles sont plus susceptibles d'être bruitées numériquement du fait d'une faible distance entre les électrodes d'injection et les électrodes de mesures. Parmi toutes ces mesures, on prélève la valeur située au milieu du dispositif, représentative de l'ensemble des valeurs acquises le long de la ligne d'électrodes. On obtient alors 68 estimations de la résistance de transfert « exacte » que l'on

évalue égale à la médiane de l'ensemble de ces mesures calculées. Sachant que plus le maillage est fin, plus la résistance de transfert converge vers cette valeur médiane.

La Figure 54 présente ainsi les écarts relatifs entre chaque résistance de transfert individuellement à cette valeur médiane pour estimer la proximité de la solution obtenue à la solution « exacte ». Pour une meilleure visualisation les résultats sont triés dans un premier cas, selon la variation de la résistance en fonction du facteur d'accroissement pour un même nombre de mailles entre électrodes adjacentes (Figure 54, à gauche), et dans l'autre cas, selon la variation de la résistance en fonction du nombre de mailles entre électrodes pour une même valeur du facteur d'accroissement (Figure 54, à droite). On rappelle que plus le facteur d'accroissement augmente et plus le maillage est grossier, et à l'inverse plus le nombre de maille entre électrodes augmente est plus le maillage est fin (Chapitre II.4.3).

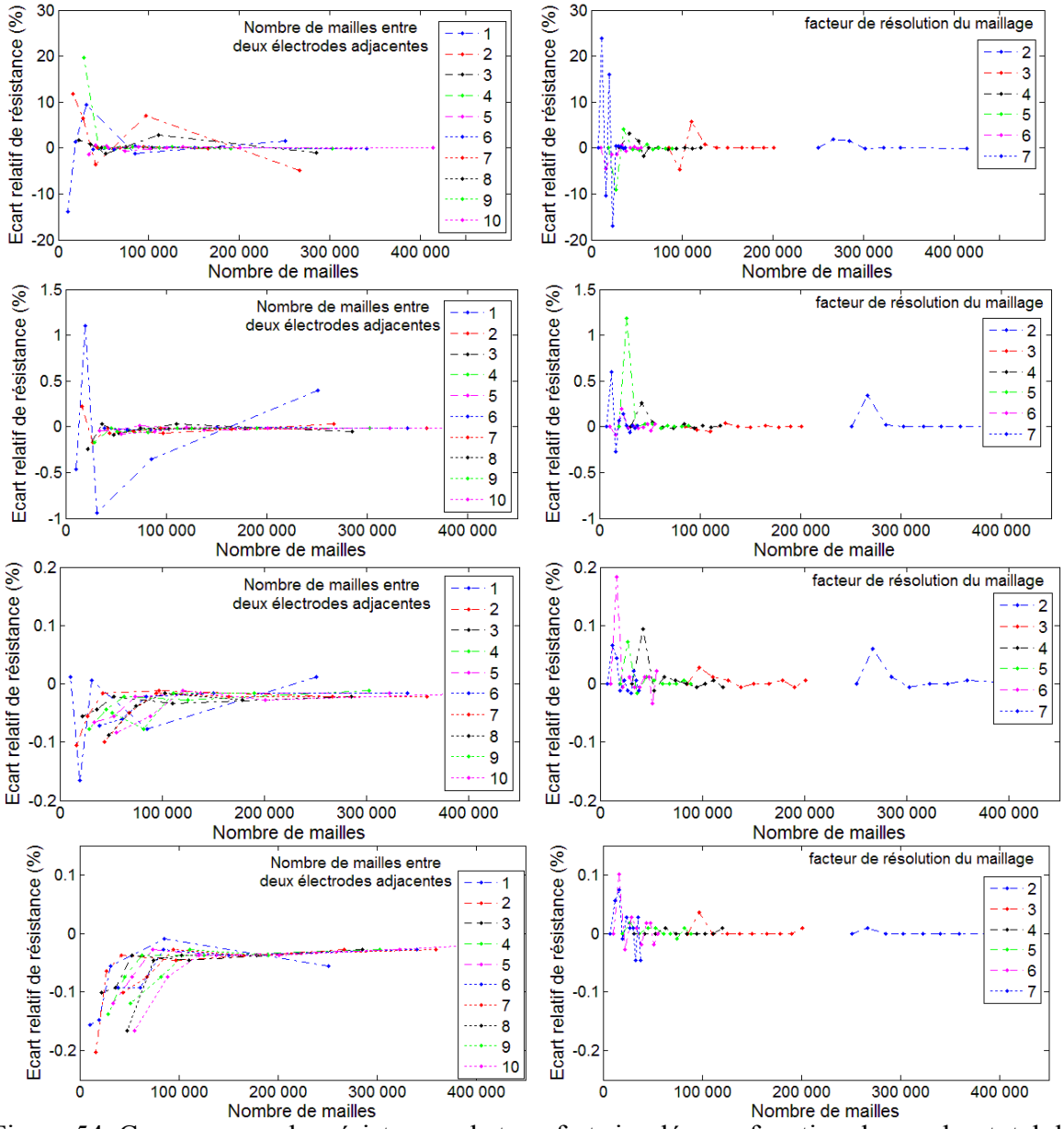


Figure 54. Convergence des résistances de transfert simulées en fonction du nombre total de mailles dans le modèle et (à gauche) le nombre minimal de mailles entre deux électrodes adjacentes ou (à droite) le facteur d'accroissement de maillage pour des longueurs de quadripôle de configurations Wenner : a) 6 m, b) 18 m, c) 30 m, et d) 54 m.

Plus l'espace inter-électrodes augmente, plus les écarts relatifs obtenus entre résistances pour différents maillages convergent vers une valeur nulle. On peut voir qu'une bonne convergence des résistances est atteinte dès qu'au moins 4 mailles se trouvent entre deux électrodes adjacentes. Comme indiqué par Yi *et al.* [2001], accroitre ce nombre apporte une amélioration trop faible de la convergence pour être intéressante. D'autre part, on note que l'impact du nombre de mailles entre électrodes adjacentes est plus important pour de petites longueurs de quadripôle ABMN, du fait que le gradient du potentiel électrique est très fort à courte distance des sources et donc plus difficile à approximer numériquement si ce n'est au prix d'une discrétisation plus fine (comme évoqué au Chapitre II.2.3). En conséquence, l'impact du facteur d'accroissement du maillage est lui plus significatif pour de grandes longueurs de quadripôles (Figure 54). En effet, le paramètre du nombre de maille entre électrodes ne permet pas de diminuer indéfiniment la taille des mailles à proximité des électrodes. Alors que les mailles situées loin des électrodes sont affectées plus fortement. Pour tous les espacements testés, quand on a trop peu de mailles entre électrodes adjacentes, le test synthétique a du mal à converger vers une solution unique.
D'après ces résultats, il a été décidé de prendre un facteur d'accroissement du maillage d'une valeur moyenne de 5 et d'intégrer 5 mailles entre électrodes adjacentes (Chapitre II.4.3). La Figure 55 présente ce maillage à la surface du modèle. On obtient alors une discrétisation du modèle de la levée contenant 54085 éléments dont 41084 paramètres inversées sont le nombre de maille se trouvant dans un rayon de 65 m autour du centre du dispositif d'imagerie électrique (Chapitre II.4.3).

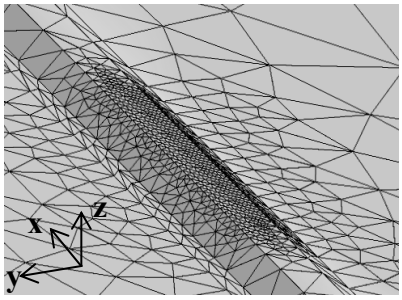


Figure 55. Vue « zoomée » du maillage à la surface du modèle 3D dans la zone au-dessus des lignes d'électrodes enfouies.

2.3. Étude numérique de l'effet d'une hétérogénéité en pied de digue

Les résultats précédents (§1) ont montré qu'il y avait des effets 3D sur les mesures de résistivité apparente effectuées en crête de la levée et propagées vers les modèles inverses. Afin de déterminer l'efficacité de l'approche $3D^{-}$ à réduire l'effet sur la distribution de résistivité inversée, une zone d'hétérogénéité localisée en pied de digue côté Loire a été intégrée au modèle de digue, comme illustré Figure 56. Ainsi, les séquences d'acquisition Wenner-Schlumberger, ont été générées à l'aide du modèle éléments finis de la levée. Le modèle présente alors un milieu encaissant homogène (100 Ω.m) contenant un corps conducteur (10 Ω.m) ou un corps résistant (1000 Ω.m) au niveau du pied de digue côté Loire. Pour chaque modèle synthétique, 5% de bruit Gaussien est ajouté aux données de résistivité apparente. La forme de cet objet est identique dans les deux cas et s'étale sur 25 m de long sur le bord de la levée ; il est limité au côté Loire sous le remblai (Y>70 m). Ainsi, horizontalement, il se trouve respectivement à 3 et 7 m des lignes d'électrodes côté Loire et val. D'épaisseur de 5 m, son toit est positionné à 4 m sous la crête.
On compare les résultats obtenus par une approche 2D conventionnelle et par l'approche $3D^{-}$. On en déduira alors les avantages et désavantages à adopter une approche $3D^{-}$ pour la prise en compte de ce type de zone d'hétérogénéité en pied de digue.

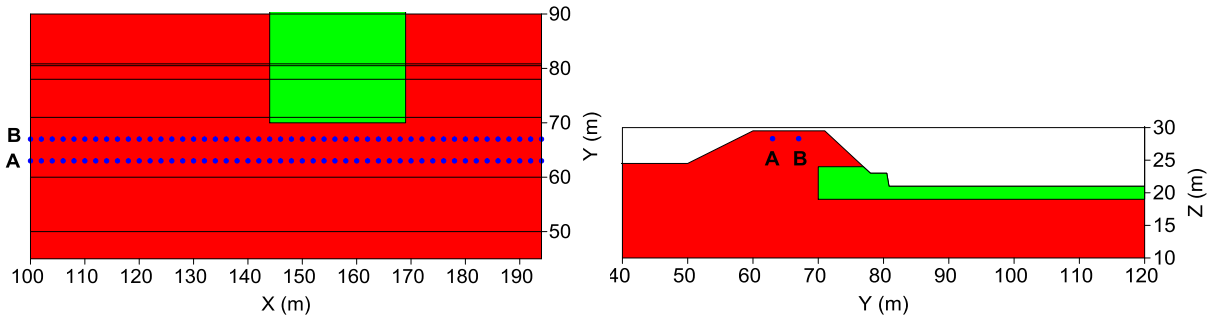


Figure 56. Coupe horizontale (à gauche) et coupe transversale (à droite) du modèle synthétique 3D de la levée, recoupant la structure anomalique (en vert), avec la localisation des deux lignes d'électrodes (points bleu) A : côté val (Y=63 m) et B : côté Loire (Y=67 m).

2.3.(a) Résultats pour un corps conducteur

La Figure 57 présente la distribution de résistivité dans le plan X-Z pour les deux lignes d'imagerie de résistivité électrique dont les données sont inversées séparément en 2D et leur erreur RMS normalisée à la 5ème itération. On peut observer que l'effet du corps conducteur est important, contraste de 35/100, sur la coupe 2D côté Loire (profil B, Figure 57) ce qui « pourrait » laisser croire à la présence d'une hétérogénéité conductrice à l'aplomb de cette ligne d'électrodes. Par ailleurs, la forme rectangulaire de la structure est reconnaissable sur la coupe inversée côte Loire, montrant ainsi l'influence du maillage 2D rectangulaire. Si l'impact est moins prononcé, contraste de 55/100, sur la coupe côté val (profil A, Figure 57), du fait de son éloignement, un effet est quand même perceptible ce qui renforce l'idée d'un corps présent sous le corps de digue. Ces résultats seraient appropriés s'il s'agissait d'une structure localisée sous le remblai de la levée (traversant réellement les sections verticales définies par les deux lignes d'électrodes) bien que le contraste de résistivité entre le milieu encaissant et le corps conducteur soit bien inférieur à celui défini dans le modèle. Cet essai simple montre bien les limites de l'approche 2D conventionnelle dans le cas de l'imagerie d'une digue hétérogène.

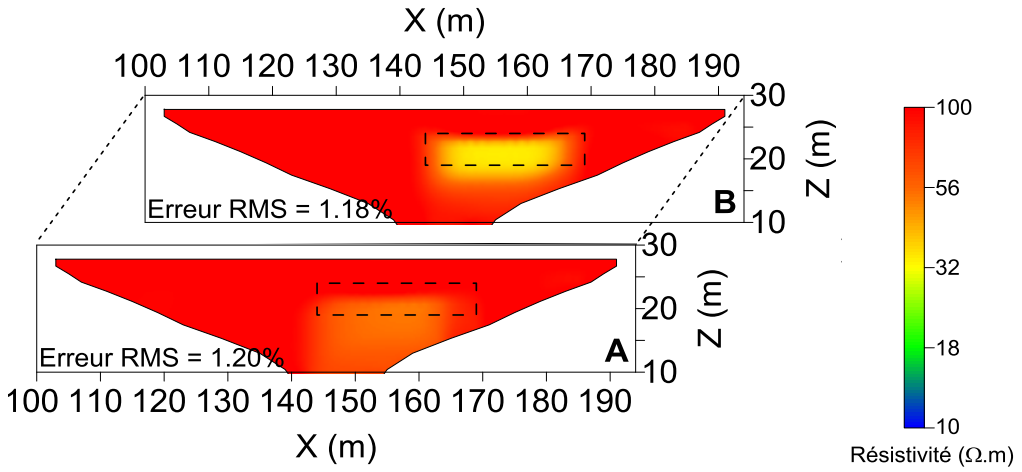


Figure 57. Coupes longitudinales de résistivité obtenues par inversion 2D dans le cas d'un corps conducteur après 5 itérations pour A : la ligne IRE côté val (Y=63 m) et B : la ligne IRE côté Loire (Y=67 m). Les lignes en pointillés montrent la projection de la structure anomalique conductrice sur les sections longitudinales.

Les mêmes résistivités apparentes simulées sont maintenant inversées conjointement par le biais de la méthodologie 3D⁻ qui utilise un maillage tétraédrique. L'inversion a duré 55 min pour 41084 paramètres du modèle et 5 itérations. On obtient ainsi un modèle 3D dont on peut extraire différentes coupes. La Figure 58a illustre les mêmes sections longitudinales A et B que la Figure 57.

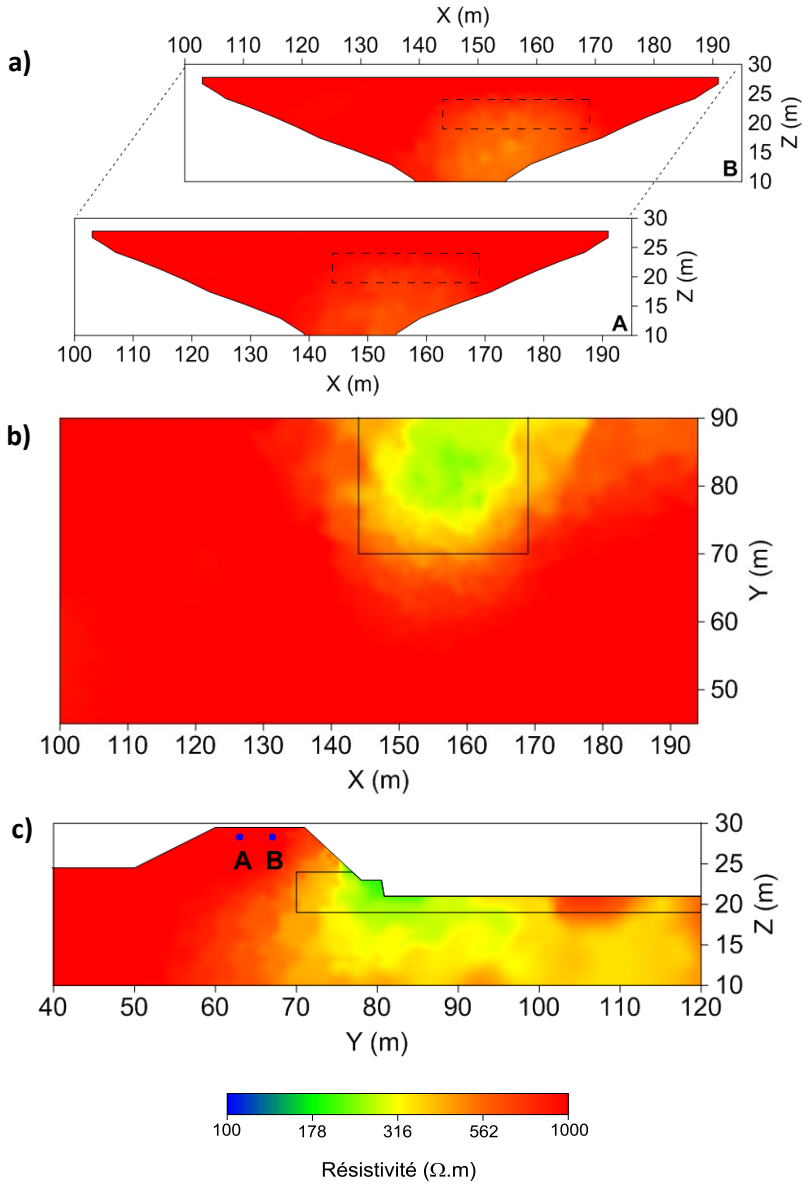


Figure 58. Coupes de résistivité extraites du modèle obtenu par inversion 3D⁻ dans le cas d'un corps conducteur après 5 itérations (erreur RMS de 1.69%) : a) sections longitudinales de A : la ligne côté val (Y=63m) et B : la ligne côté Loire (Y=67m), b) coupe horizontale de la levée à une altitude de Z=20m et c) coupe transversale de la levée à X=157m. Les lignes pointillées et continues montrent respectivement la projection et l'emplacement de la structure anomalique conductrice.

On peut voir qu'elles présentent un milieu quasiment homogène à l'aplomb des deux lignes d'électrodes avec un effet très faible du corps conducteur au niveau de ces coupes. Le deuxième bénéfice de l'utilisation de l'approche 3D⁻ est que, malgré le peu de données de résistivité apparente, une inversion 3D est possible, ce qui nous donne accès, dans une zone limitée, à une distribution 3D de la résistivité. Avec cette liberté et une vue 3D de la digue (Figure 58b et c), le corps conducteur est clairement localisé en pied de digue côté Loire avec

un contraste de 20/100, proche de celui défini pour le milieu de départ. Sa forme cependant n'est pas bien reconstruite, ce qui peut être le fait de l'utilisation de mailles tétraédriques (irrégularité de la forme), de l'approche d'inversion qui est intrinsèquement lissante (pas d'interface franche), mais aussi et surtout de la perte de résolution à ces distances des électrodes. L'étendue longitudinale (en X) et transversale (en Y) et l'altitude du toit (en Z) du corps conducteur reconstruit sont satisfaisantes, cependant, l'épaisseur du corps (en Z) est mal définie en raison de la perte de résolution loin des électrodes.
On note par ailleurs que ces résultats sont perfectibles, d'autant plus que la résolution du modèle est modeste, surtout dans la direction verticale. On pourrait certainement améliorer le modèle reconstruit en optimisant l'écartement et la localisation des lignes d'IRE ainsi que les séquences d'acquisition et la densité des données de résistivité apparente. Néanmoins, on voit que les informations délivrées au gestionnaire de l'ouvrage seraient nettement plus claires et réalistes en utilisant la méthodologie 3D⁻.

2.3.(b) Résultats pour un corps résistant

La présence d'un corps résistant semble affecter les profils longitudinaux inversés en 2D de façon similaire que celle d'un corps conducteur, avec seulement des contrastes sensiblement plus faibles. Ainsi, la coupe côté val (Figure 59, profil A) détecte faiblement la présence d'une hétérogénéité, dans sa forme ou son contraste avec le milieu qui est seulement contrasté de 150/100. La Figure 59, coupe B, montre un contraste plus marqué de 220/100 pour la ligne côté Loire. On retrouve les mêmes formes et positions que pour le corps conducteur. Comme pour l'étude synthétique précédente, ces résultats peuvent conduire à une mauvaise interprétation si on en déduit que l'hétérogénéité détectée se trouve à l'aplomb des lignes d'électrodes.

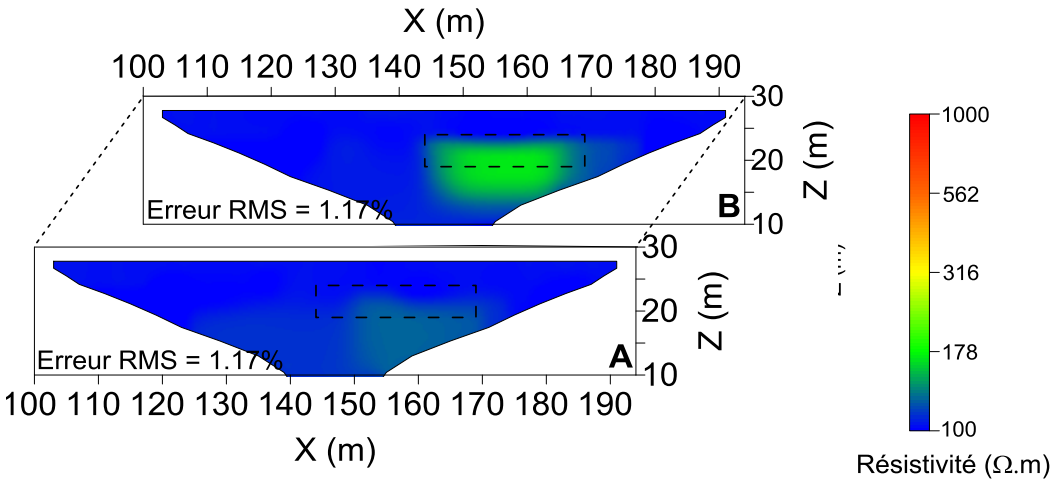


Figure 59. Coupes d'inversion 2D de la levée en présence d'un corps résistant après 5 itérations : A- de la ligne IRE côté val (Y=63 m) et B- de la ligne IRE côté Loire (Y=67 m). Les lignes en pointillés montrent la projection de la structure anomalique résistante sur les sections longitudinales.

Comme mentionné précédemment, l'approche 3D⁻ donne un modèle reconstruit plus pertinent et proche du modèle vrai. Si on regarde les deux coupes longitudinales (Figure 60a), la structure résistante y est moins visible que pour les inversions 2D. A la vraie position du corps résistant sur les vues aérienne et transversale (Figure 60b et c) un contraste moyen de 235/100 est obtenu.

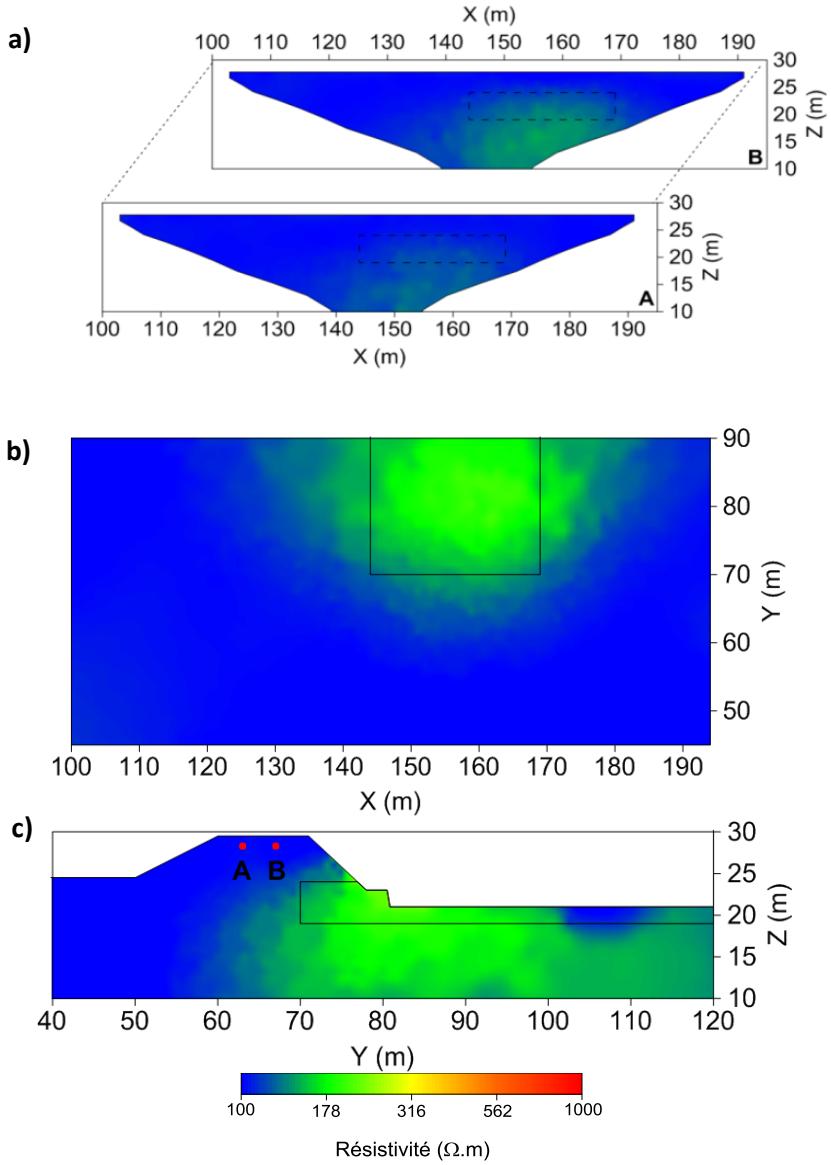


Figure 60. Coupes d'inversion 3D⁻de la levée en présence d'un corps résistant après 5 itérations (erreur RMS de 1.69%) : a) sections longitudinales de A- la ligne côté val (Y=63m) et B- la ligne côté Loire (Y=67m), b) vue aérienne de la levée à une altitude de Z=20m et c) une vue transversale de la levée à X=157m. Les lignes pointillées et continues marquent l'emplacement de la structure anomalique résistante.

2.3.(c) Conclusion de l'étude synthétique

Pour conclure sur cette étude numérique, la méthodologie 3D⁻ intègre l'effet 3D d'un corps placé en pied de levée, alternativement conducteur ou résistant, de façon satisfaisante. Même en utilisant des facteurs géométriques tenant compte de la topographie de la levée et la position réelle des électrodes enfouies, les résultats d'inversion 2D accusent un impact conséquent pour une hétérogénéité latérale localisée en pied de levée. Ainsi, pour une inversion 2D conventionnelle, il est impossible de trancher sur la position du corps détecté : dans la zone sous les lignes d'électrodes ou en dehors de celle-ci (effets 3D d'un corps latéral), ce qui est pourtant capital pour le diagnostic de l'ouvrage. En comparaison, pour l'inversion 3D⁻, l'impact est très faiblement visible sur les profils longitudinaux sous les

lignes d'électrodes ; de plus, les coupes transversale et aérienne nous permettent de localiser le corps de manière plus réaliste et fiable.
On rappelle que la résolution obtenue pour ces dernières ne peut être aussi bonne que celle atteinte avec une méthode 3D classique (la démonstration rigoureuse demanderait une étude spécifique) ; cependant, on obtient un gain substantiel par rapport à une approche 2D conventionnelle tout en gardant l'avantage d'une procédure d'acquisition simple et rapide. Cette étude synthétique met en avant les avantages de la méthodologie 3D⁻ bien que le modèle étudié est extrêmement simplifié et qu'aucune information a priori n'ai été intégrée aux modèles.

2.4. Étude de l'intégration de différentes formes d'a priori

Comme l'a montré le paragraphe précédent, l'utilisation de la méthodologie 3D⁻ permet une amélioration significative mais avec certaines limites, dues en partie au manque d'information pour reconstruire avec assurance un modèle 3D. L'objectif est ici de tenter d'améliorer la fiabilité de ce modèle 3D de la levée en contraignant le processus d'inversion par l'intégration d'informations disponibles sur le milieu et son environnement. Nous allons étudier différentes formes d'information a priori et manières de les intégrer.

2.4.(a) Présentation de la démarche et des modèles utilisés

Les influences de quatre types d'informations a priori ont été comparées à l'aide du jeu de mesures présenté dans le §1.1 Cinq modèles sont alors comparés : un modèle de base noté 'a' et cinq modèles « améliorés », notés de 'b' à 'f'. Ces six modèles intègrent alternativement ou conjointement différents a priori sur le milieu : la position des électrodes et la topographie ; la position d'interfaces lithologiques ; la présence de la Loire ; le niveau de la nappe d'eau ; et des connaissances sur les propriétés géoélectriques moyennes des couches. On se réfère au Chapitre II.4.2 quant à l'intégration de ces différents a priori au modèle.

Ainsi, le modèle 'a' représente le modèle de base intégrant les informations géométriques : la topographie de l'ouvrage et la position exacte des électrodes (Tableau 3), en tenant compte de leur enfouissement (voir partie grise et lignes bleues, Figure 53). Le modèle contient 41084 paramètres et l'erreur RMS diminue de 33% à 3.3% entre la première et la 5ème itération.
Pour le modèle 'b' on ajoute deux interfaces horizontales (voir plans orange Figure 53 et Tableau 3), chacune décrivant une limite lithologique identifiée par les essais géotechniques (aux altitudes Z=21 et Z=23 m). Indiquons que la mise en place de ces interfaces impose un raffinement local du maillage (voir Chapitre II.4.2.(b)), ce qui ajoute 2500 mailles au modèle (par rapport au modèle de base). Celles-ci augmentent de 8% le temps de génération du maillage et de 13% le temps de calcul d'inversion. Néanmoins, la valeur du critère de convergence est très similaire avec une erreur RMS finale de 3.2%.
Pour le modèle 'c' on introduit un volume supplémentaire, extérieur à l'ouvrage mais en continuité électrique avec celui-ci (voir Chapitre II.4.2.(b)) et représentant la Loire (voir volume bleu clair Figure 53 et Tableau 3). A la date sélectionnée (correspondant au jeu de données utilisées ici), le niveau de la Loire atteint la hauteur du chemin de halage à Z=23 m et sa résistivité est fixée à 40 Ω.m, valeur obtenue par le biais d'un relevé manuel. Ce volume est discrétisé avec les mêmes propriétés de maillage que pour le corps de digue ce qui rajoute 15515 mailles à l'ensemble du maillage pour la résolution du problème direct. Cependant, les mailles de ce volume ne sont pas incluses en tant que paramètres du modèle à inverser, ainsi seuls 500 paramètres sont rajoutés au problème inverse, conséquence indirecte de l'ajout du volume de la Loire. On obtient alors une même erreur RMS finale que pour le modèle 'b'.

Pour le modèle 'd' on incorpore le niveau de la nappe d'eau dans le corps de digue ou sa fondation sous la forme d'une « surface de découplage » (voir Chapitre II.4.2.(a) et Tableau 3). Cet a priori, intégré par le biais de la matrice de lissage du modèle dans l'équation d'inversion (II.32), n'influence pas le nombre total de mailles ou de paramètres du modèle. La convergence est comparable à celle obtenue pour les modèles précédents avec une diminution de l'erreur RMS de 33% à 3.7% entre les itérations 1 à 5.
Le dernier a priori testé consiste à utiliser un modèle initial plus représentatif de la coupe géoélectrique à laquelle on s'attend (Chapitre II.4.2.(a)) pour le modèle 'e' et basé sur la distribution de la résistivité telle que définie dans le §1.2. Le recours à ce modèle initial non homogène influence beaucoup le processus d'inversion, ainsi l'erreur RMS initiale est de 20%. Malgré tout l'erreur finale, au bout du même nombre d'itérations, est de l'ordre de 3%.

Nom du modèle	Électrodes enfouies et topographie de la levée	Interfaces géologiques	Volume de la Loire	Lissage et surface de découplage	Modèle initial géoélectrique	Nombre de mailles dans le modèle	Nombre de paramètres du modèle
modèle 'a'	x					54085	41084
modèle 'b'	x	x				58610	37681
modèle 'c'	x	x	x			69600	38045
modèle 'd'	x	x		x		58610	37681
modèle 'e'	x	x			x	58610	37681
modèle 'f'	x	x	x		x	69600	38045

Tableau 3. Caractéristiques des modèles 'a' à 'e' indiquant le type d'informations a priori inclues (col. 2 to 6) et la taille du maillage (col. 7 & 8).

2.4.(b) Présentation des résultats

Afin de comparer les modèles inverses, trois sections identiques ont été extraites de l'ensemble des modèles 3D : une première section recoupant la ligne d'électrodes proche de la Loire à Y=67 m, et la seconde, une vue aérienne à la profondeur des limons, à Z=22m (Figure 61).

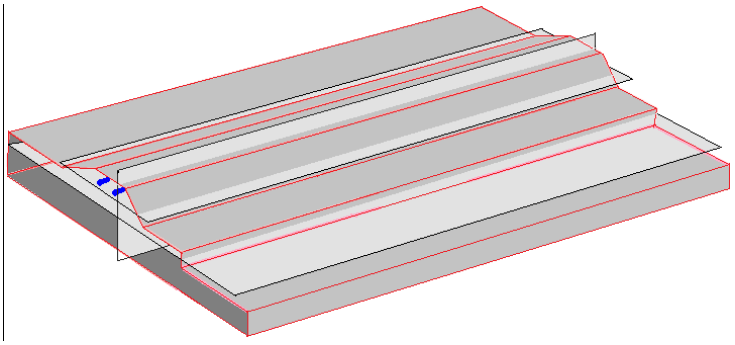


Figure 61. Schéma du modèle de la digue montrant les trois sections utilisées pour la comparaison des modèles (plans gris clair) : un plan vertical recoupant la ligne d'électrodes côté Loire à Y = 67m et deux plans horizontaux à la profondeur de Z = 25m dans le remblai et Z = 22m dans la couche des argiles.

La coupe longitudinale côté Loire (définie Figure 61) du modèle 'a' (i.e. le modèle de base) montre une couche de surface à 60 Ω.m d'épaisseur variable (de 4 à 8 m) que nous associons au remblai de la levée (Figure 62a, à gauche). Elle indique également une couche inférieure de faible résistivité (20 Ω.m), interprétée comme la couche d'alluvions argileuses. La profondeur de la transition entre ces deux couches est très irrégulière. Au vu de ce résultat, il est difficile d'associer cette transition à la couche de limon identifiée par les essais géotechniques. Cette couche géologique mince n'apparait pas sur le résultat d'inversion du fait de sa faible épaisseur et de sa résistivité proche de celle de la couche d'argile située au-dessous. La coupe horizontale à Z = 22 m de ce modèle 'a' (définies Figure 61) montre de grandes irrégularités dans le plan horizontal (Figure 62a, au centre et à droite), notamment du côté de la Loire (lesquelles ne sont pas prises en compte) pour Y > 70 m. La distribution de la résistivité devrait montrer un milieu peu conducteur correspondant à des limons saturés et de l'argile. Cependant, on y détecte une augmentation de la résistivité entre X = 115 et 125 m et encore pour X > 150 m ce qui rappelle les effets 3D visibles dans les coupes longitudinales 2D (Figure 46). On les interprète alors comme des artefacts qui proviennent vraisemblablement des structures résistantes en pied de digue mal reconstruites par la méthodologie $3D^{-}$ telle qu'appliquée ici. Ces artéfacts se propagent verticalement jusque dans le remblai et se mêlent au milieu résistant du remblai sous la crête comme on le voit sur la coupe horizontale à Z = 25 m aux positions entre X = 115 et 125 m, entre X = 150 et 160 m et X > 170 m.

La coupe longitudinale du modèle 'b' (Figure 62b, à gauche) montre une distribution de la résistivité similaire à celle du modèle 'a', avec quelques différences néanmoins. La transition entre le remblai de la levée à Z = 23 m et les couches alluviales est plus régulière en termes de profondeur, ce qui coïncide avec le milieu « tabulaire » attendu et la couche de remblai semble plus épaisse. La première coupe horizontale à Z = 25 m (Figure 62b, au milieu) est sensiblement la même que celle du modèle 'a' avec des contrastes de résistivité légèrement plus marqués. Sur la coupe horizontale à Z = 22 m (Figure 62b, à droite), le modèle 'b' montre au contraire un moins grand contraste de résistivité entre les zones conductrices et résistantes que le modèle 'a' qui sont situées aux mêmes positions X. La zone située directement sous les deux lignes d'électrodes (entre Y = 60 et Y = 70 m), et donc sous le remblai (inférieur à Z = 23 m), est plus régulière, ce qui est plus en accord avec la supposition de la présence d'une couche d'alluvions non remaniée sous une digue en remblai non zonée. En raison de la plus-value apportée par l'introduction d'interfaces géologiques contraignant le maillage dans le modèle 'b' (Figure 53 et Tableau 3), il a été décidé d'inclure ces informations a priori dans tous les modèles inverses suivants.

On peut voir sur les Figure 62b et Figure 62c que les modèles inverses 'b' et 'c' sont analogues. La prise en compte d'un volume représentant la Loire dans le modèle ne parait pas influencer le résultat d'inversion. Ce manque d'influence est certainement dû à la faible altitude de la Loire (Z = 23 m), qui se trouve à 13 m de la plus proche ligne d'électrodes, et au faible contraste de résistivité entre l'eau de la Loire (40 Ω.m) et la levée (60 Ω.m). [*Fargier et al.*, 2014]

Le modèle 'd' (Figure 62d, à gauche), quant à lui, reflète bien l'influence de la surface de découplage. Il met en avant une limite très franche au pied du remblai (à Z = 23 m), ce qui fait apparaitre plus distinctement les couches alluviales qui montrent notamment deux zones conductrices de résistivités inférieures à 15 Ω.m (autour de X = 105 et 140 m), ce qui n'est pas sans rappeler les zones conductrices obtenues sur les coupes d'inversions 2D aux mêmes positions (Figure 46). La coupe horizontale la plus profonde à Z = 22 m (Figure 62d, à droite) indique une distribution de la résistivité peu plausible géologiquement avec des zones de fortes résistivités, entre X = 110 et 130 m et X > 150 m, dont l'influence s'étend latéralement

jusque dans la fondation sous la levée à Y = 65 m. Comme pour le modèle 'a', le modèle 'd' pose des questions sur la présence d'artefacts dus à la présence d'objets en pied de digue mal reconstruit . Et comme pour le modèle 'a', la coupe horizontale située à Z = 25 m (Figure 62d, au milieu) montre un remblai résistant avec des artéfacts résistants, autour de X = 120, 155 et 175 m situés sous le talus de la levée côté Loire (Y > 70 m).

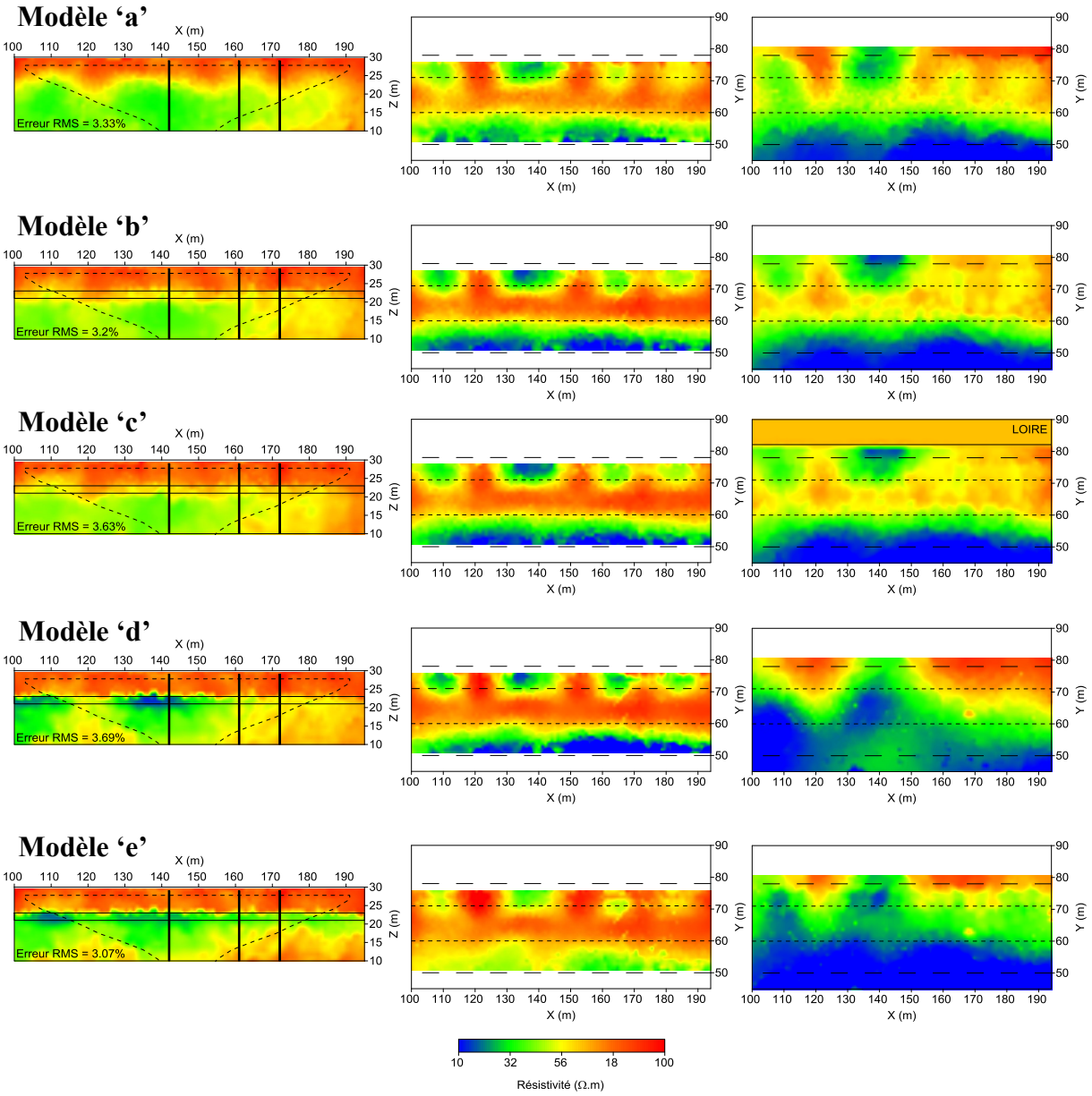


Figure 62. Coupes de résistivité extraites d'inversions jointes 3D⁻ des modèles 'a' à 'e' après 5 itérations : coupes longitudinales à gauche (Y=67m) ; coupes horizontales au centre (Z=25m) et à droite (Z=22m), avec en pointillés les limites de la crête. Les pointillés de la coupe verticale définissent les limites des coupes 2D et les lignes continues les interfaces lithologiques du milieu. Les pointillés sur les coupes horizontales délimitent la largeur de la crête de la levée.

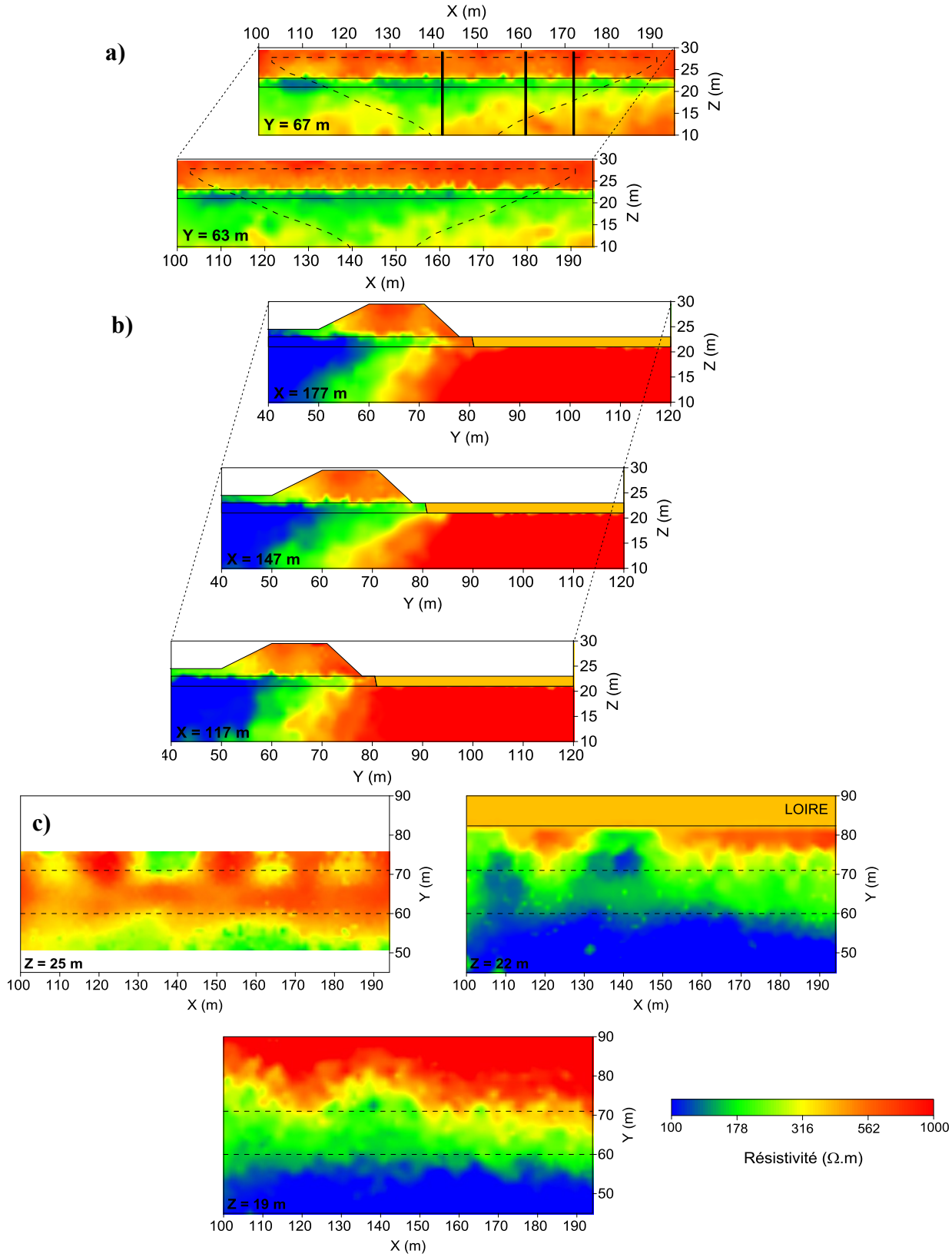


Figure 63. Coupes de résistivité extraites de l'inversion jointe 3D¯du modèle 'f' après 5 itérations (erreur RMS de 3.22%) : a) coupes longitudinales situées sous les lignes d'électrodes; b) coupes transversales à la levée; c) coupes horizontales. Les pointillés des coupes longitudinales définissent les limites des coupes 2D. Les lignes continues sur les coupes longitudinales et transversales représentent les interfaces lithologiques du milieu. Les pointillés sur les coupes horizontales délimitent la largeur de la crête de la levée.

Le modèle 'e' montre également une limite distincte et relativement plane à la base du remblai résistant (Figure 62e). Cependant, cette solution particulière présente une couche conductrice ininterrompue de résistivité 20 Ω.m entre les altitudes 23 et 21 m, que nous pouvons interpréter comme les premières couches d'alluvions de la Loire. Les zones plus résistives détectées en-dessous de Z = 21 m et autour de X =120 m et X > 150 m sont interprétées comme des artefacts dus à un manque de sensibilité en profondeur ou aux structures résistives en pied de digue. Les coupes horizontales à Z = 25 et 22 m confirment cette dernière interprétation, avec les mêmes zones résistives qui sont cependant limitées à Y = 75 m sur la coupe à Z = 22 m sous chemin de halage. Les effets sont donc plus limités et donc la coupe à Z = 25 m est moins perturbé. Les a priori ont dans ce cas réussi à donner une meilleur reconstruction des structures résistantes en pied de digue.
On note que pour l'ensemble des modèles l'interprétation des coupes horizontales varient selon la distance aux lignes d'électrodes enfouies. En effet, la distribution de résistivité dans la coupe horizontale à Z = 25 m dans la zone située sous la crête (60m < Y < 70m) est peu influencée par l'ajout d'informations a priori ce qui semble indiquer une bonne contrainte du résultat par les mesures de résistivité apparente à cette distance. Au contraire, la coupe horizontale située à Z = 22 m, soit trois mètres plus bas, montre une grande influence de l'ajout d'information a priori ce qui indique qu'elle est faiblement contrainte par les mesures de résistivité apparente.

2.4.(c) Discussion

Toutes les inversions aboutissent à une bonne convergence et à une gamme de résistivité équivalente dans le remblai selon les coupes longitudinales et la coupe horizontale à Z = 22 m, indiquant ainsi une contrainte suffisante apportée par les données de résistivité apparente mesurées à proximité des électrodes. Ainsi, les structures situées dans les sections longitudinales des modèles 'a' à 'e', recoupant la ligne d'électrodes côté Loire, ne se contredisent pas les unes aux autres dans la zone d'intérêt (remblai et début de la fondation alluvionnaire), même si quelques différences notables apparaissent dans la distribution de la résistivité à plus grande distance des électrodes. La coupe horizontale à Z = 22 m elles, de bien distinguer les modèles les uns des autres
Deux groupes peuvent être différenciés d'après ces résultats. D'une part les modèles 'a', 'd' et 'e' sont clairement plus affectés par la présence des structures en pied de digue côté Loire, et l'influence de ces corps s'étend jusque sous le talus côté Loire voire sous la levée elle-même suivant la profondeur. En effet de larges zones de fortes résistivités sont détectées au pied de la levée côté Loire, et qui deviennent graduellement plus étroites sous la levée. D'autre part on a les modèles 'b' et 'c', quasiment identiques, avec une résistivité moyenne d'environ 40 Ω.m sous le corps de la levée (coupe horizontale à Z = 22 m), qui font alors paraitre les zones résistantes sous le chemin de halage comme des artefacts.
L'ensemble de ces résultats indique que le corps de la levée est relativement homogène, ce qui concorde avec les sondages géotechniques et le fait qu'aucune brèche n'est répertoriée dans les archives [*Maurin et al.*, 2014]. Au regard de ce site particulier, on peut conclure que la reconstruction du modèle inverse de la levée est bien contrainte par les mesures de résistivité jusqu'au pied du remblai ce qui permet d'obtenir des inversions similaires entre tous ces modèles pour le corps de digue sur toute la longueur des lignes d'IRE entre X = 100 m et X = 194 m. La reconstruction des couches alluviales par contre est, elle, beaucoup moins contrainte (ce qui est principalement dû à leur distance aux lignes d'électrodes et à la perte de résolution intrinsèque) et par conséquent dans ces régions du modèle l'inversion est beaucoup plus significativement influencée par l'ajout d'information a priori.

Pour confirmer cette conclusion, on se concentre maintenant sur les résultats du modèle 'f' qui contient quatre informations a priori sur les cinq testées (Tableau 3). La Figure 63 montre ainsi les sections longitudinales recoupant les deux lignes d'électrodes et fait apparaitre leur grande similitude. Les sections transversales montrent clairement la limite inférieure du remblai. Enfin, des coupes horizontales sont présentées à trois profondeurs différentes. La première et la deuxième coupes horizontales, respectivement à Z = 25 m et Z = 22 m sont très proches des résultats obtenus pour le modèle 'e'. La dernière coupe horizontale à Z = 19 m est éloignée des lignes d'électrodes mais montre une distribution de la résistivité reconstruite qui diminue du côté Loire au côté val avec une distinction nette entre les milieux sous la Loire jusqu'à Y =70 m, sous la crête du remblai entre Y =70 et 60 m et sous les champs côté val Y < 60 m. Cette distribution compartimentée n'est pas plausible géologiquement et indique un manque de fiabilité du modèle à cette profondeur.
Il apparait que, en dehors de l'intégration du volume de la Loire, chacun des outils d'intégration d'informations testés ici montre différents avantages, et des limites. En général, leur utilité individuelle dépend du cas étudié et requiert une évaluation fine. Comme l'ont pointé Caterina et al. (2014), l'ajout d'informations a priori entraine toujours une modification de la solution. Quant au choix de l'a priori à intégrer, il dépend nettement du type, du nombre et de la fiabilité des informations connues à l'avance, mais également de l'objectif visé par l'étude.

2.4.(d) Conclusion et perspectives

A la lumière de l'influence plus ou moins marquée des différentes informations a priori, il est nécessaire de considérer leur pertinence. Pour cela, on se propose d'examiner chaque information a priori plus finement.
Premièrement, une information nécessaire à prendre en compte dans la modélisation et l'inversion parait être la présence de structures internes à la levée ou tout corps externe en continuité électrique avec celle-ci. Pour cela, on se propose de modifier la discrétisation du modèle par l'intégration d'interface ou d'un volume distinct au volume du corps de la levée, pour épouser les formes de ces corps et dans certains cas fixer leur résistivité au cours de l'inversion.
Dans le cadre de cette thèse, on s'est intéressé particulièrement à l'intégration de la géologie et d'un volume d'eau, d'une rivière comme ici ou d'un réservoir de hauteur constante. Comme il a été rappelé dans la bibliographie citée dans le Chapitre II.4.1, la présence d'un réservoir une source importante d'effets 3D lors d'une inversion 2D, et dont l'influence dépend manifestement de sa hauteur et de son contraste de résistivité avec le remblai lui-même [*Fargier et al.*, 2014]. Cependant, même avec peu de contraste de résistivité, il est toujours souhaitable, si les informations nécessaires sont disponibles, de prendre en compte un volume plus ou moins conducteur, qu'il soit solide ou liquide, extérieur à l'objet étudié mais en continuité électrique avec celui-ci. On note que la variabilité de la résistivité à l'intérieur du volume d'eau n'est pas considérée ici, bien que sa mise en œuvre dans le problème direct soit possible et a priori aisée. En termes de corps ou géométries internes, on s'appuie ici sur l'introduction d'interfaces lithologiques mais cela concerne également les structures volumiques comme la présence d'un noyau ou dans notre cas la présence de structures en pied de digue côté Loire. Ainsi, une étude paramétrique pourrait aider à définir plus avant la forme, la position et le volume de ces objets, capables de produire une telle réponse sur les mesures de résistivité électrique, ce qui nous permettrait d'intégrer cette information dans les « a priori » pour plus complètement les prendre en compte et ainsi réduire leur influence sur les résistivités inversées dans la région du modèle qui concerne les alluvions.

Dans le cas de notre étude, l'introduction d'une surface de découplage est plus discutable. On l'utilise dans cette étude pour définir la hauteur du toit de la nappe phréatique qui se trouve dans la couche de limons argileux. L'utilisation de cette option serait probablement plus pertinente si le niveau de l'eau était situé dans le remblai pour deux raisons : d'abord parce que celui-ci est constitué d'un sol plus grossier et d'une résistivité plus élevée (en comparaison des alluvions) et donc pourrait présenter plus de contraste électrique entre une zone saturée et une zone désaturée ; ensuite parce que cette surface de découplage serait plus proche de la position des électrodes et donc dans une zone de maillage plus fin et de plus grande sensibilité de la méthode.

Il est clair que le choix entre intégrer une interface, ou un volume, dans le modèle pour guider le maillage ou utiliser une surface de découplage sont des options alternatives; leur objectif est le même, dans le sens où toutes deux s'intéressent à mettre en avant une limite distincte (géologique ou hydrique par exemple). L'intégration d'une interface, ou d'un volume modifie la distribution du maillage et peut sur-discrétiser une zone du modèle inutilement surtout si cette zone est éloignée des électrodes et que la sensibilité des mesures électriques aux propriétés de cette zone est très faible. D'autre part, l'option de surface de découplage peut aboutir à la reconstruction d'une interface irrégulière si elle est mise en œuvre dans une zone du modèle où le maillage est assez grossier (loin des électrodes en général) et du fait de l'utilisation d'un maillage non structuré. D'autres solutions comme l'utilisation d'un terme spécifique de régularisation dans la fonction objectif (voir équation (II.32), peut mener à de meilleurs résultats, surtout si la profondeur et la forme exacte de la limite sont connues. On pense ainsi à faire varier le facteur d'amortissement λ dans les trois directions et à appliquer des matrices de pondération sur les mesures ou le modèle. Enfin, l'introduction d'un modèle initial plus représentatif de la coupe géoélectrique attendue est un élément-clé. Cependant, si on considère sa forte influence sur le résultat final, il indispensable de pouvoir pondérer ce terme en fonction du degré de confiance en cette information.

SYNTHÈSE : Un modèle 3D de la levée incluant différents niveaux d'information a priori a été créé. Des essais sur données synthétiques puis réelles ont démontré l'efficacité de la méthodologie 3D⁻ et de ses avantages par rapport à une approche 2D conventionnelle sur un tel site d'observation. Des limites de l'approche ont également été mises en évidence, mais surtout dans les zones éloignées des électrodes, laissant à notre approche sa relative efficacité dans la zone d'intérêt ciblée par l'imagerie électrique. Les effets 3D dus par exemple à la géométrie de la levée ou à la présence d'hétérogénéités marquées en pied de digue sont en partie pris en compte de sorte que les modèles inverses 3D obtenus sont beaucoup moins perturbés, du moins dans une région limitée autour des électrodes mais potentiellement suffisante pour le diagnostic de la structure interne du remblai et du début de la fondation. Les modèles obtenus sont donc plus réalistes quant aux informations que l'on peut en tirer pour contribuer au diagnostic de la levée. Une approche 3D complète ne pouvant être utilisée dans le cas étudié ici, d'autant plus si l'on voulait étendre la reconnaissance à un grand linéaire, la méthodologie 3D⁻ se présente comme une solution alternative efficace à l'approche 2D conventionnelle, pour l'imagerie électrique des digues de protection contre les inondations.

3. Observation des évolutions saisonnières de la levée par IRE

En plus d'un diagnostic à un temps donné, on s'intéresse à l'évolution de la levée au cours du temps. On visualise en premier lieu les résistivités apparentes et leurs variations sur plusieurs années. Puis, une étude plus complète, avec une corrélation, est présentée pour l'année 2014. On s'appuie alors sur les modèles inversés de résistivité 2D obtenus et qui, reliés à des observations directes des paramètres d'état du sol, nous permettent d'évaluer des mécanismes d'évolution naturelle des sols constitutifs de la levée. On cherche notamment à déterminer si la levée est sujette à de l'érosion interne. Enfin, on explore des résultats d'inversion de suivi dans le temps obtenus à l'aide de la méthodologie 3D⁻ afin d'évaluer les capacités de cette approche à l'étude du suivi temporel.

3.1. Analyse temporelle des mesures de résistivité apparente

Cette première partie se penche sur les mesures de résistivité apparente brutes et sur l'étude de leur évolution dans le temps: à quelles périodes ces variations sont-elles principalement rattachées ? Est-ce que ces périodes varient suivant les années ?
Nous présentons tout d'abord ces mesures brutes sous forme de profilage puis on utilise les moyennes par profilage de résistivité apparente pour visualiser les tendances des variations pluriannuelles de cette mesure indirecte.
Comme noté dans le 0, les mesures de résistivité apparente sont des mesures intégrantes, dépendantes de phénomènes multiples en partie influencées par les paramètres d'état du sol comme la température et la teneur en eau. Il est intéressant d'analyser les variations temporelles de résistivité apparente au cours du temps pour : évaluer la sensibilité de nos dispositifs à des variations temporelles de résistivité vraie ; et évaluer les gammes de valeurs de résistivité apparente au cours du temps, en faisant l'hypothèse que le terrain revient à son état premier ou à un état proche.

On commence donc par visualiser les profilages de résistivité apparente côté val en rassemblant les résultats de résistivité apparente pour une année (ici, 2014, Figure 64 et Figure 65).

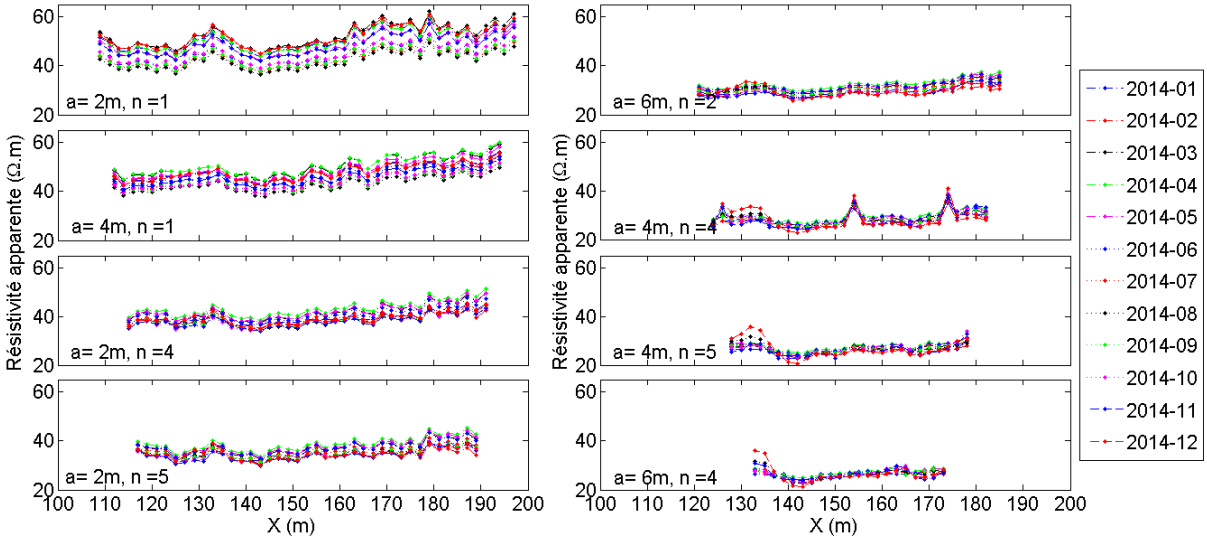


Figure 64. Profilages de résistivité apparente extraits de séquences d'acquisition Wenner-Schlumberger côté val pour différentes longueurs de quadripôle, au cours de l'année 2014.

Bien que la longueur la plus faible du quadripôle AMNB (i.e. AB = 6 m avec a = 2 m et n = 1) montre une amplitude de variations de résistivité apparente de l'ordre de 20 Ω.m, cette gamme diminue progressivement avec la longueur AB jusqu'à afficher des variations maximales d'environ 5 Ω.m pour AB = 54 m (a = 6 m, n = 4). Les mois d'hiver montrent une résistivité apparente moyenne plus élevée pour des faibles longueurs AB et les mois d'été, au contraire, affichent une résistivité apparente plus élevée pour des grandes longueurs de quadripôles. Ces valeurs intégrantes semblent montrer un lien avec les saisons. Les mêmes constats peuvent être faits pour les profilages de résistivité apparente côte Loire (Figure 65).
On note que les variations temporelles de résistivité apparente montrent des variations constantes spatialement le long de la ligne d'électrode. Enfin, on remarque sur les deux figures, pour la longueur du quadripôle AB = 36 m (a = 4 m, n = 4) en X = 153 et 173 m et ce tout au long de l'année, deux points de mesures considérées comme bruitées en raison de leurs valeurs de résistivité apparente très au-dessus de la moyenne et parce qu'il s'agit de points isolés.

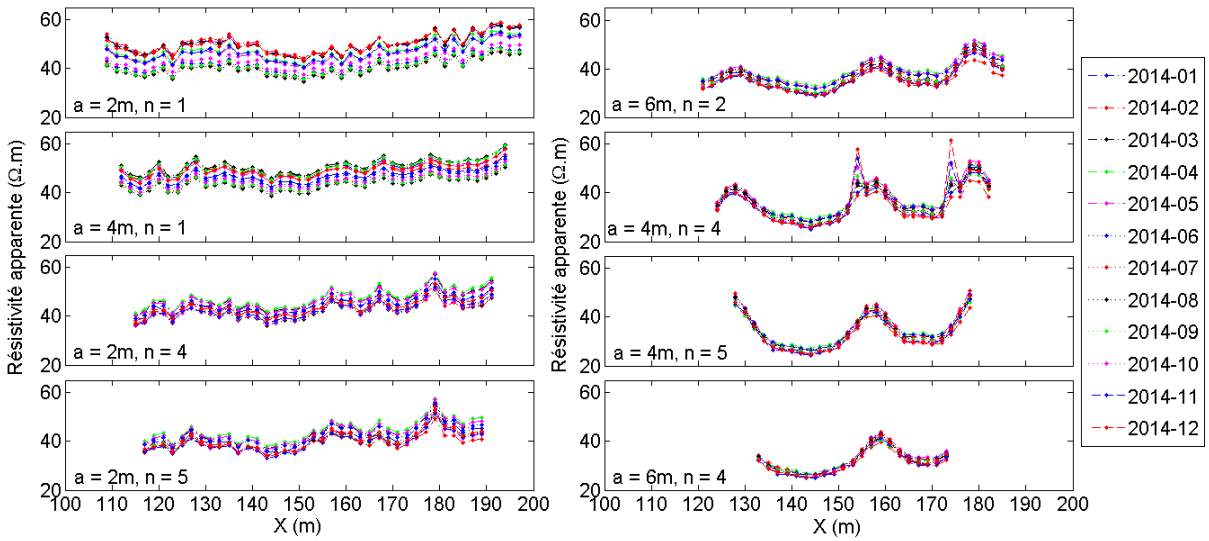


Figure 65. Profilages de résistivité apparente extraits de séquences d'acquisition Wenner-Schlumberger côté Loire pour différentes longueurs de quadripôle, au cours de l'année 2014.

Ainsi, les résistivités apparentes montrant des variations spatiales moins significatives côté val, il a été choisi d'effectuer la moyenne sur un profilage pour chacune des longueurs de quadripôle présentées dans la Figure 64. On obtient ainsi une valeur de résistivité apparente moyenne pour chaque configuration de quadripôle de mesures représentative de l'ensemble des mesures le long de la ligne d'électrodes.

On trace alors ces valeurs moyennes en fonction du temps pour en observer l'évolution au cours des saisons de l'année et pour différentes années (Figure 66). Ces valeurs montrent que pour de faibles longueurs de quadripôle avec AB = 6 et 12 m (a = 2 m, n = 1 et a = 4 m, n = 1 respectivement), les résistivités apparentes moyennes sont plus élevées en automne/hiver et plus basses au printemps/été. Pour des longueurs AB plus grandes de 18 et 22 m (a = 2 m, n = 4 et n = 5 respectivement), les variations saisonnières de résistivité apparente moyenne sont globalement plus faibles. Enfin pour les plus grands espacements d'électrodes avec AB = 30 à 54 m (a = 6 m, n = 2, a = 4 m, n = 4 et 5, puis a = 6 m, n = 4), les variations de résistivité apparente sont plus complexes avec un comportement différencié suivant l'année. Les années 2009 à 2013 affichent une tendance similaire avec une augmentation de la résistivité apparente au cours de l'année jusqu'à atteindre un maximum lors des mois les plus secs en

été, avec une légère baisse ponctuelle entre avril et juin. L'année 2014 cependant montre un comportement semblable avec une hausse de résistivité moins importante au printemps et une diminution progressive dès le mois juin 2014. Pour toutes les années cependant, les premiers et derniers mois de l'année montrent les résistivités apparentes moyennes les plus faibles.

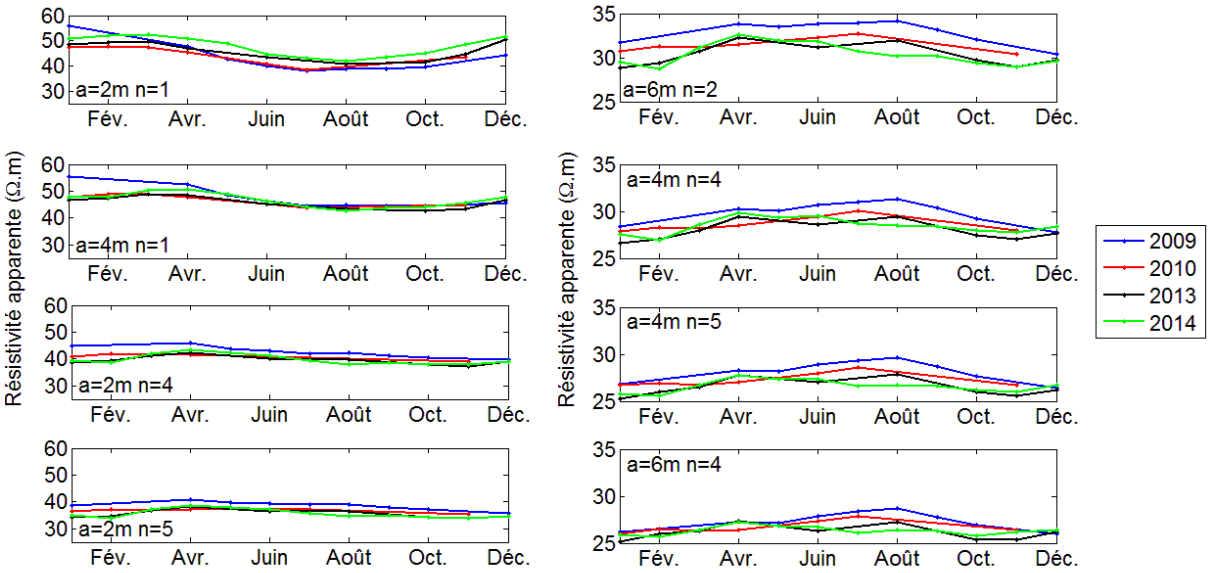


Figure 66. Variations au cours des saisons et pour différentes années, des résistivités apparentes moyennes relevées côté val pour différentes longueurs de quadripôle de la séquence d'acquisition Wenner-Schlumberger.

Cette analyse visuelle des variations de résistivité apparente suggère un lien avec les saisons. Cette analyse des résistivités apparentes ne doit pas se substituer à l'analyse des résistivités « vraies » issues de l'inversion, seule capables d'être reliées à des variations de l'état hydrique du terrain (teneur en eau, conductivité de l'eau), d'éventuelles variations de structure (ex : porosité), et de température. Ainsi, une analyse plus poussée va maintenant être développée sur la base des modèles inversés de l'année 2014 qui inclut une campagne de mesure par mois.

3.2. Analyse des résultats d'inversion 2D en suivi temporel

L'étude des inversions en suivi temporel s'appuie sur deux procédures d'inversion temporelle distinctes : des inversions indépendantes et des inversions en cascade avec le modèle au temps de référence, ici décembre 2013, comme modèle de référence du processus d'inversion du temps courant. Les résultats sont présentés sous forme de coupes 2D différentielles représentant la différence relative entre une campagne à une date donnée et la date de référence.
Rappelons qu'on s'intéresse principalement aux résultats d'inversion 2D, suivant une analyse plus conventionnelle. Dans le cas du val d'Authion, on a mis en avant un certain nombre d'effet 3D qui sont dans cette analyse temporelle pris en compte par le biais de coefficients géométriques calculées numériquement (tenant compte de la géométrie, de l'enfoncement des électrodes et de la présence de Loire) et par l'adaptation de certains paramètres d'inversion : lissage horizontal, facteur d'amortissement de plus en plus faible avec la profondeur et multiplication des paramètres d'inversions par 2. Les inversions en cascade ont également été

paramétrées en fonction des données du val d'Authion avec l'application d'une contrainte de lissage moindre carré et l'utilisation d'un poids temporel adapté.
L'objectif de l'étude par inversions temporelles 2D est d'une part de valider notre suivi de l'ouvrage par IRE et d'autre part d'aller vers une meilleure compréhension du comportement saisonnier de celui-ci. Pour cela, on relie qualitativement et quantitativement les variations de résistivité inversée aux variations de température, de succion et de hauteur d'eau pour la période de l'année 2014.
On remarque que les résultats d'inversions se focalisent sur la zone d'intérêt du remblai et de son interface avec les limons. Sachant par ailleurs que les couches d'argiles les plus profondes ne montrent que peu de variations temporelles (dues à leur profondeur et leur forte imperméabilité) et que, les électrodes se trouvant à une certaine distance, la perte de résolution dans le bas du modèle peut entrainer de fausse interprétation. D'autre part, on note que les données directes sont exprimées en fonction de l'altitude Z et pas la profondeur pour une comparaison plus facile avec les résistivités inversées.

3.2.(a) Analyse des résultats d'inversion

On s'intéresse en premier lieu aux résultats d'inversions temporellement indépendantes 2D (i.e. sans contrainte imposée entre les processus d'inversion aux temps successifs) pour les lignes d'électrodes IRE côté val (Figure 67) et côté Loire (Figure 68) séparément.

On observe en premier lieu les modèles inverses côté val (Figure 67). Les mois de janvier et février 2014 présentent un milieu légèrement plus résistif qu'en décembre 2013 avec une variation de résistivité graduellement plus fortes avec la profondeur jusqu'à une valeur moyenne de +5% à Z = 23.5 m. Les limons situés sous cette limite apparaissent, eux, plus conducteur (entre –5 et –15%). À partir de mars 2014, la distribution des variations de résistivité montre des comportements différents. Le milieu situé au-dessus de Z = 25 m affiche des variations de plus en plus conductrices jusqu'en août 2014. En effet, les variations basculent de +5% à 0 entre les mois de mars et avril. En mai, on perçoit des variations de –5% sur une fine couche de matière (Z > 27 m) dont l'épaisseur et les variations augmentent au fur et à mesure de l'année. On atteint alors des variations de –25 % pour le mois d'août jusqu'à l'altitude Z = 25 m. Entre les mois d'août et septembre 2014, les tendances s'inversent avec un milieu qui redevient de plus en plus résistant en proche surface (Z > 25 m) et des variations qui atteignent +5% en décembre 2014.
Les variations du bas du remblai (Z < 25 m) et des limons montrent des variations à l'opposées. Ainsi, en janvier et février 2014, le milieu affiche entre –5 et –20% de variations de résistivité, soit une diminution de la résistivité par rapport à décembre 2013. Plus on avance dans l'année, plus cette couche devient résistante jusqu'au mois d'août 2014 avec des variations maximales de +30%. Le mois de Septembre semble amorcer une diminution de la résistivité avec des variations plus faibles de +15%. Cependant, les mois d'octobre à décembre ne permettent pas de confirmer cette observation car ils présentent une distribution spatiale des variations très hétérogène. Ils montrent un milieu alternativement plus résistant ou plus conducteur. Las variations positives de résistivité se retrouvent entre X = 118 et 130 m, X = 140 et 145 m, X = 155 et 160 m et X = 160 et 175 m. Les deux intervalles les plus extrêmes étant situés autour des positions les anomalies de résistivités induites par les structures en pied de digue, on suppose que ces variations longitudinales sont une conséquence des variations induites par ces structures et ne montrent pas des variations naturelles. Ainsi, on ne peut pas conclure, en observant les variations côté val, si le milieu naturel situé à Z < 25 m présente des variations temporelles de résistivité positives ou négatives.

Les modèles inverses côté Loire (Figure 68) montrent des variations temporelles semblables au niveau de la partie supérieure du remblai (Z > 25 m). On a ainsi un remblai légèrement plus résistant (+10 %) en janvier et février 2014. L'évolution vers un milieu de proche surface plus conducteur se fait cependant plus tôt que pour le côté val comme on peut les voir sur les modèles inverses de mars et avril 2014. Les variations temporelles suivantes montrent une même évolution avec un transfert d'un milieu de plus en plus conducteur à de plus en plus résistant en septembre 2013. On remarque cependant une anomalie de variation à l'altitude Z = 26 m entre X = 130 et 145 m. Elle apparait plus conductrice quand le milieu autour est résistant et plus résistante quand le milieu environnant est conducteur. D'après sa forme aplatie on en déduit que cette variation est le résultat d'une instabilité de l'inversion (dû au lissage horizontal) plutôt que l'effet d'une variation naturelle. Le milieu situé sous la limite de 25 m montre quelques différences avec le côté val avec notamment plus d'hétérogénéités spatiales de la distribution des variations de résistivité. De janvier à avril, on a des distributions de variations temporelles très proches de celles obtenues côté val, avec un milieu plus conducteur en janvier et qui devient plus résistant en avril. Mais ce milieu est séparé par des variations résistives localisées à X =122, 152 et 172 m. À partir de mai, les coupes de différences présentent un milieu relativement plus résistant mais font apparaitre un milieu plus conducteur entre X = 130 et 150 m, engendré par la présence de l'anomalie résistive à Z = 26 m. On note que le mois de décembre illustre les mêmes variations temporelle et spatiale que pour les mois de janvier et février de la même année. Au vu de la localisation des hétérogénéités spatiales de la distribution de variation, on montre ici que des coupes de différences obtenues par inversions indépendantes subissent l'effet des structures en pied de digue côté Loire. Il est donc difficile de conclure sur l'évolution de couches basses.

Les inversions en cascade doivent alors nous permettre de diminuer ces influences et de mieux visualiser les variations naturelles du milieu (Figure 69 et Figure 70). On retrouve ainsi des gammes de variations de résistivité identiques à celles obtenues précédemment mais moins perturbées par des hétérogénéités spatiales, notamment pour les mois d'automne et d'hiver. D'après ces résultats d'inversions, la levée du val d'Authion présente des variations de résistivité temporelles cycliques sur une année et inversées selon si l'on se trouve dans le remblai (Z > 25 m) ou à la base du remblai et dans les limons (Z < 25 m). En prenant décembre 2013 comme temps de référence, le milieu du remblai devient plus résistant sur les mois d'hiver (janvier et février) puis sa résistivité diminue à partir du début du printemps (mars) jusqu'à un maximum de conductivité en août. À partir de la fin de l'été (Septembre), le milieu redevient résistif au fur et à mesure jusqu'en décembre 2014.
Au contraire, le bas du remblai est les limons sont plus conducteurs en hiver puis deviennent de plus en plus résistant jusqu'au début de l'été (juillet). Durant l'été et l'automne, ce milieu revient à un état plus conducteur jusqu'en décembre 2014. On remarque qu'en un an, le milieu ne revient pas tout à fait à son état initial puisque les variations de résistivité entre décembre 2013 et décembre 2014 oscillent entre –20% et +20%. Cet état des faits n'est pas surprenant si l'on tient compte des variations météorologiques annuelles.

On note que notre étude de suivi temporel n'estompe pas entièrement les effets 3D des coupes des variations de résistivité et à même tendance à les renforcer en affichant des zones de fortes variations de résistivité spatialement corrélées à la distribution de résistivité obtenue à un temps donné (par exemple décembre 2013). Cette corrélation n'est pas démontrée mais qualitativement elle est très clairement observable. Ce phénomène a également été constaté en prenant une autre date de référence et d'autres échelles de temps (que nous ne présentons pas ici) ce qui renforce cette hypothèse de corrélation. Cela suppose que les variations temporelles naturelles du sol sont faibles par rapport aux variations temporelles de ces structures.

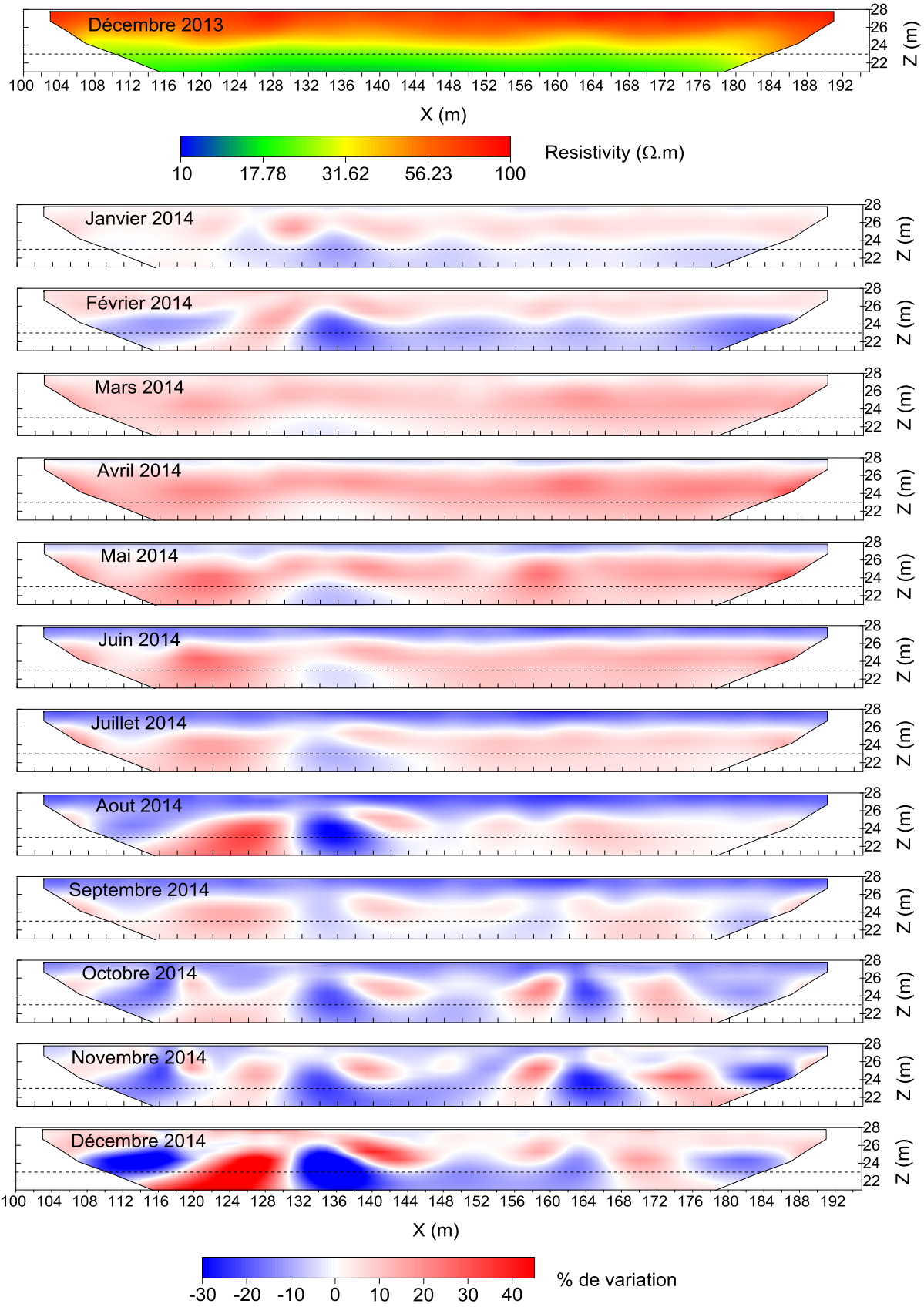


Figure 67. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour chaque mois de 2014 et la référence, pour la ligne IRE côté val. La ligne en pointillés indique la limite remblai/limon (Chapitre III.3.1.(a)).

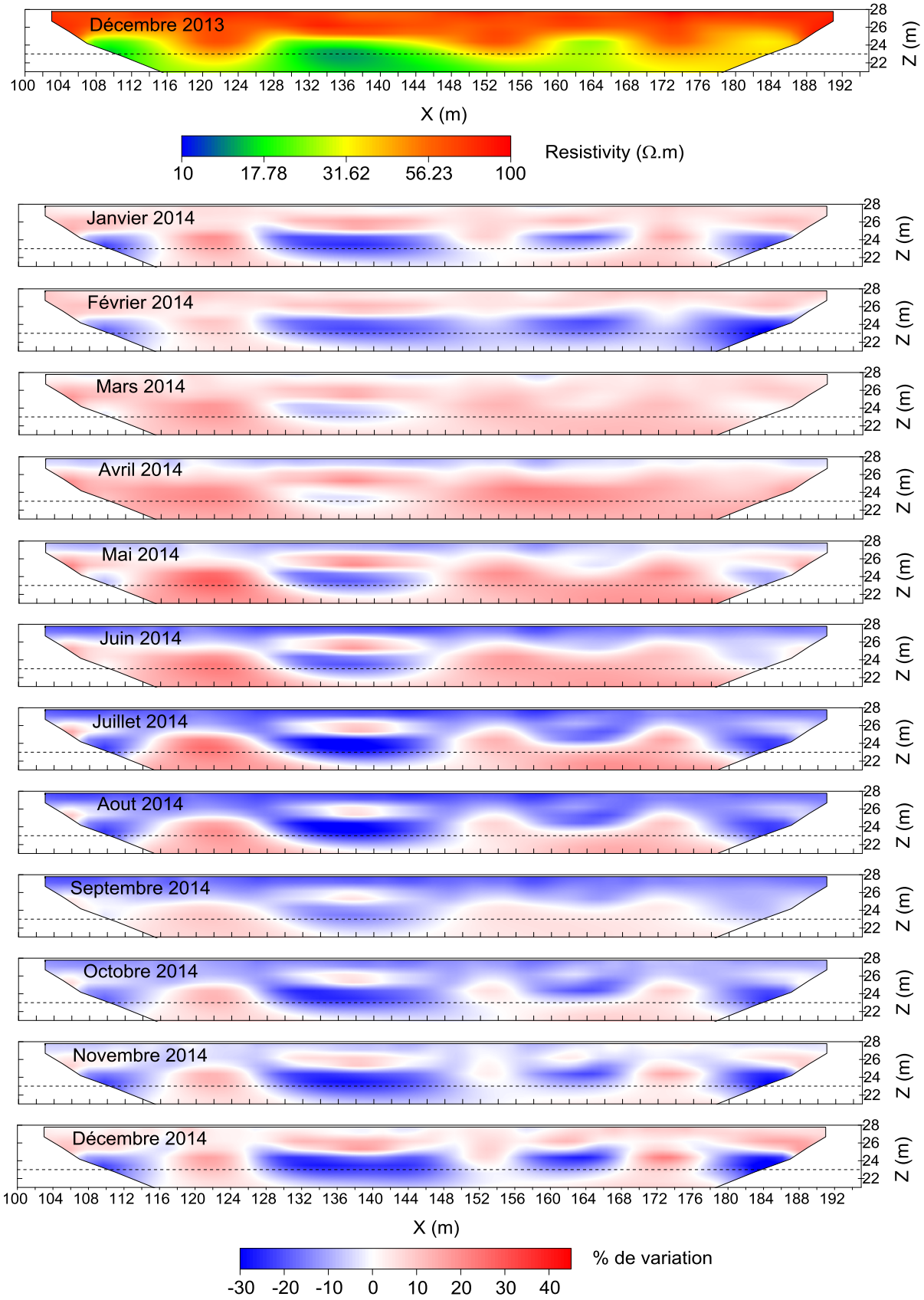


Figure 68. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour chaque mois de 2014 et la référence, pour la ligne IRE côté Loire. La ligne en pointillés indique la limite remblai/limon (Chapitre III.3.1.(a)).

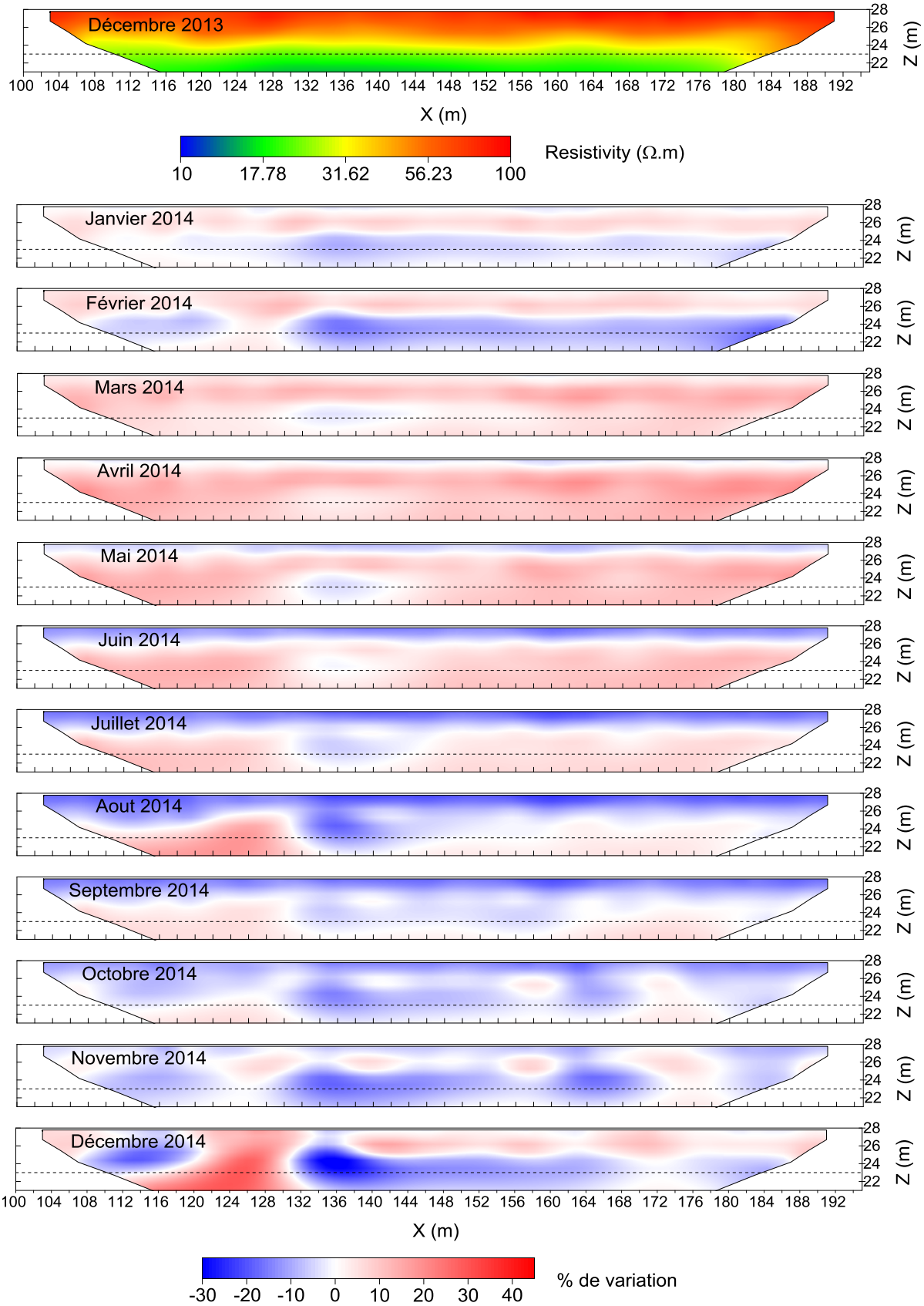


Figure 69. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées en cascade pour chaque mois de 2014 et la référence, pour la ligne IRE côté val. La ligne en pointillés indique la limite remblai/limon (Chapitre III.3.1.(a)).

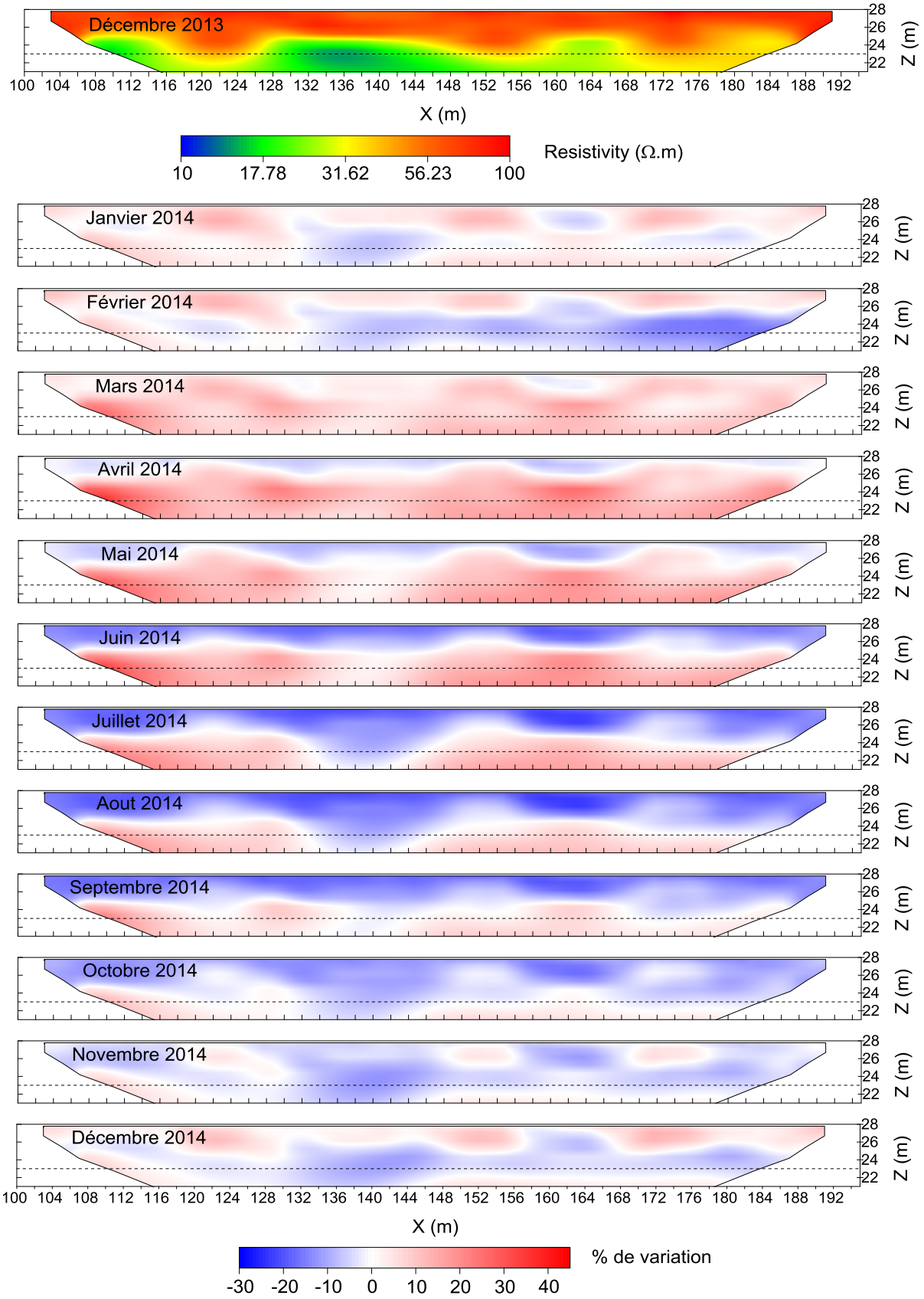


Figure 70. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées en cascade pour chaque mois de 2014 et la référence, pour la ligne IRE côté Loire. La ligne en pointillés indique la limite remblai/limon (Chapitre III.3.1.(a)).

On s'appuie maintenant sur les Figure 71 et Figure 72 pour comparer ces variations de résistivité obtenues par inversion temporelle dans la couche de remblai aux variations des paramètres enregistrés directement et en continu par les sondes installées à demeure à savoir la température, la force de succion et la hauteur de la nappe dans l'ouvrage. L'annexe 6 présente l'ensemble des valeurs de température et de force de succion enregistrées par les sondes enfouies dans la levée depuis leur mise en place.

3.2.(b) Corrélation des résistivités inversées avec les observations directes de la température dans le sol

La Figure 71a décrit les variations de température au cours de l'année 2014 en fonction de l'altitude Z. Les températures de surface et de subsurface (à Z = 28.3 et 27.5 m) décrivent une augmentation progressive au cours de l'année avec des maximums aux mois de juin à septembre. Une diminution de température s'amorce alors au mois d'octobre 2014. On remarque que la précision de 1°C des sondes ne permet pas de percevoir les cycles diurnes de la température qui ont normalement lieu en très proche surface.
Pour les sondes plus profondes (Z =25.5 et 23.5 m), on retrouve une évolution cyclique mais d'autant plus décalée dans le temps que la sonde est profonde. Les variations de température sont également plus faibles avec des écarts de température de 6 et 3 °C respectivement contre 12 et 9 °C pour les sondes plus superficielles. On constate que l'amplitude de variation de température, au cours de l'année 2014, diminue de 3°C d'une profondeur de sonde à l'autre pour l'année 2014. L'Annexe 6a nous confirme que ces variations de température se retrouvent chaque année depuis la mise en place des sondes.

La Figure 71b traduit ces variations de température en pourcentages de variations de résistivité en se basant sur l'équation (I.8) dont on déduit l'expression suivante :

$$\frac{\rho_{t_x} - \rho_{t_{ref}}}{\rho_{t_{ref}}} = \frac{1 + \alpha\left(T_{t_{ref}} - T_0\right)}{1 + \alpha\left(T_{t_x} - T_0\right)} - 1 \qquad \text{(IV.1)}$$

Avec $\rho_{t_{ref}}$ et $T_{t_{ref}}$, respectivement la résistivité et la température de décembre 2013, ρ_{t_x} et $T_{t_{ref}}$, respectivement la résistivité et température d'une date de 2014, $T_0 = 18°C$ et $\alpha = 0.025$.

De même que pour la Figure 71a, on distingue les comportements du sol au niveau des sondes superficielles à Z = 28.3 et 27.5 m, des comportements au niveau des sondes plus profondes à Z = 25.5 et 23.5 m. Les deux premiers mètres du sol dénotent 0% de variation les trois premiers mois de l'année puis affichent une diminution de la résistivité qui atteint en août jusqu'à –35%. À partir de ce point, les résistivités repartent à la hausse avec une tendance qui semble se rapprocher de l'état initial. La deuxième sonde, à Z = 27.5 m, montre une hausse de la résistivité de + 10% maximum jusqu'au mois de mars. C'est seulement au mois d'avril qu'une diminution de la résistivité s'enclenche avec un maximum de –15% d'août à octobre. L'écart entre le maximum (+10% en hiver) et le minimum (–15% en automne) n'est plus que de 25% contre 35 % pour la sonde à Z = 28.3 m. Cet écart se réduit d'autant plus avec les sondes à Z = 25.5 et 23.5 m avec 15 et 7% de variations calculées respectivement. Comme pour la sonde à Z = 27.5m, elles affichent une augmentation de la résistivité sur les 6 premiers mois pour la sonde à Z =25.5 m, et jusqu'à la fin juillet pour la sonde à Z = 23.5 m avant de montrer une tendance à la diminution.
D'après ces résultats, du mois de janvier à début avril, le remblai devrait montrer une faible augmentation de la résistivité induite par la température avec un effet de plus en plus fort avec

la profondeur. Après cette date, les comportements de proche surface ne sont plus en phase avec les milieux plus profonds. Ainsi, jusqu'au début de l'automne, la proche surface se réchauffe ce qui entraine une diminution de la résistivité, d'autant plus forte qu'on est proche de la surface. Les variations changent à partir d'aout avec un effet plus prononcé en profondeur (Z = 27.5 m) à partir d'octobre. En ce qui concerne le bas du remblai (Z < 25.5 m) les variations de résistivité restent constantes et positives jusqu'à l'été. Ce qui implique un milieu plus résistant qu'en décembre 2013 jusqu'au milieu de l'été pour les profondeurs autour de Z = 25.5 m et jusqu'en novembre au moins pour les profondeurs Z = 23.5 m.
En comparant les variations de résistivité obtenues par inversion des résistivités apparentes mesurées (Figure 69 et Figure 70) aux pourcentages de variation de résistivité qu'induisent en principe les variations de température (Figure 71b), on retrouve des similitudes. Pour le milieu situé à Z > 25 m, les variations de résistivité inversée de la couche de remblai correspondent aux changements de température. Des mois d'hiver présentant un milieu de subsurface légèrement plus résistant et des mois d'été plus chauds avec un sol moins résistant en proche surface. La dualité entre les milieux de proches surfaces et de profondeurs est également bien décrite par les résistivités inversées, avec un milieu qui passe de moins résistant à plus résistant sur à peine quelques mètres de profondeurs. Les changements de régime interviennent au même moment avec le mois d'août comme date charnière. Cependant, on note que la diminution de la résistivité détectée en janvier, février et décembre 2014 ne correspond pas à des variations de résistivité découlant de variations de température. En effet, si l'on se base sur les variations induites par la température que l'on a calculée, alors les résultats d'inversions de Septembre à Décembre 2014 doivent présenter un milieu de plus en plus résistant en profondeur. Cette diminution de la résistivité est donc due à un autre paramètre d'état du sol que la température.

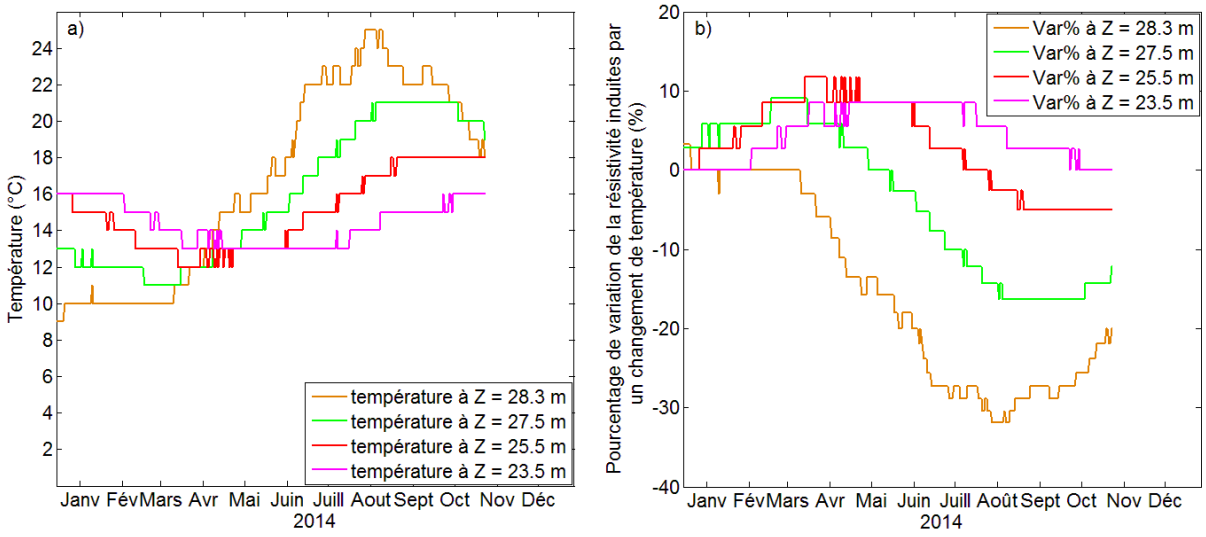


Figure 71. a) Évolution de la température du sol dans le remblai de la levée au cours de l'année 2014 et b) Pourcentages de variation de résistivité.

3.2.(c) Corrélation des résistivités inversées avec les observations directes de la force de succion et de la hauteur d'eau dans le sol

On s'intéresse alors aux paramètres liés à l'eau, dont les variations sont montrées sur la Figure 72a et c.

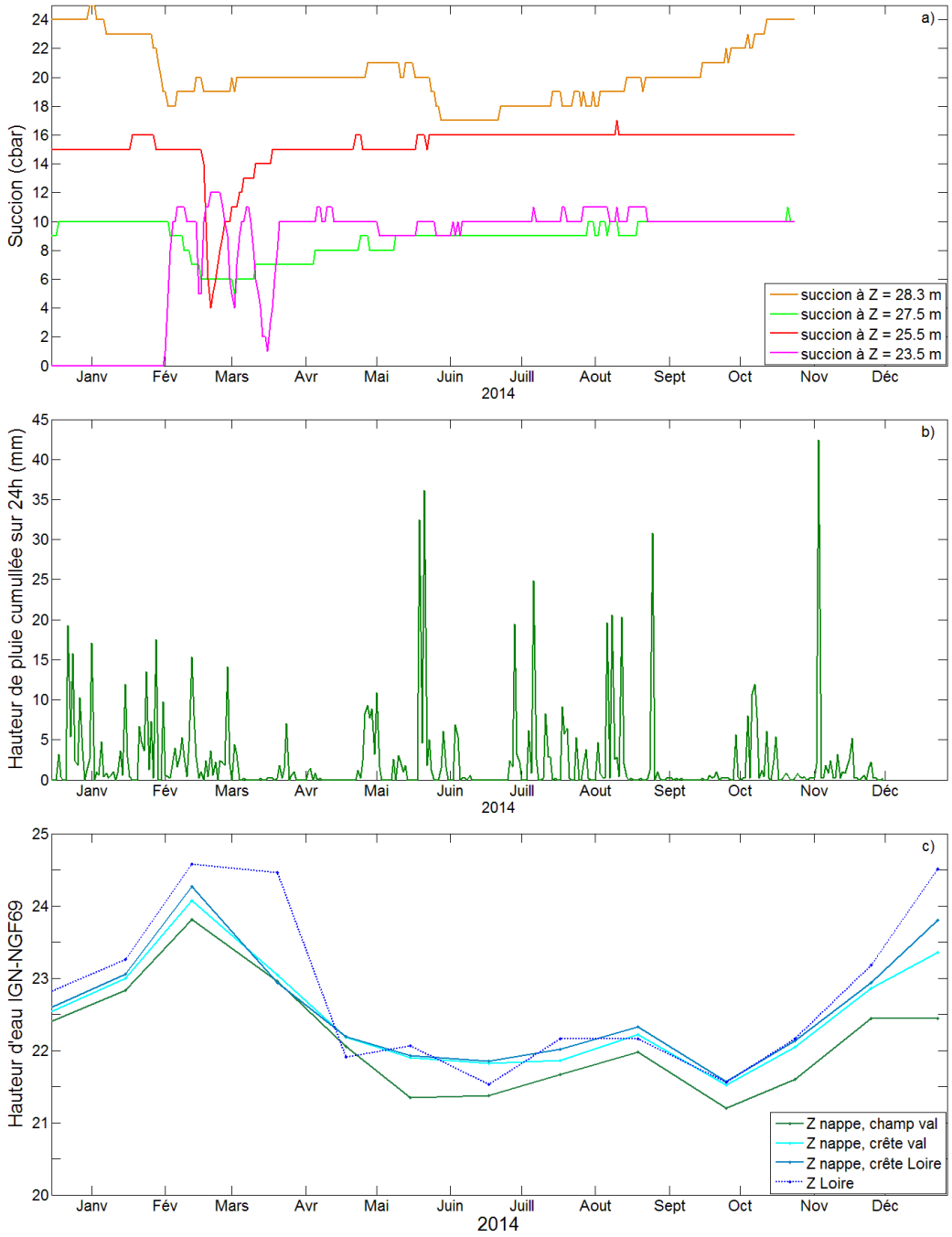


Figure 72. Valeurs enregistrées au cours de l'année 2014 pour les paramètres liés à l'eau : a) succion du sol à quatre profondeurs différentes dans la levée, b) pluviométrie à la station de Météo France à Fontaine Guérin (distance au site : 18km) et c) hauteurs de la nappe d'eau dans la levée et hauteur de la Loire (relevées les jours des campagnes de mesures IRE).

La Figure 72a affiche les variations de la succion du sol à différentes profondeurs sous la crête de la levée. La relation entre la succion et la teneur en eau est complexe et requiert une calibration délicate qui n'a pu être obtenue ici. Qualitativement, plus la force de succion est élevée, plus le sol est sec. A l'inverse, les faibles valeurs de succion indiquent que le sol est saturé ou proche de la saturation. Les deux sondes les moins profondes traduisent ainsi des variations de quantité d'eau dans le sol en lien avec la pluviométrie (Figure 72b) bien qu'il existe un décalage temporelle entre celle-ci et la force de succion dans le sol qui peut être dû au temps d'infiltration dans le sol ou au fait que les données pluviométriques ne

correspondent pas précisément au site étudié (localisation de la station météo interrogée). Ainsi, les mois pluvieux de janvier à mars se traduisent par une baisse de la succion qu'à partir de février et jusqu'en mai. Les fortes pluies de début juin se traduisent également par une baisse de la succion sur ce mois.
Les deux sondes les plus profondes (à Z = 25.5 et 23.5 m) répondent plus fortement au niveau de la nappe d'eau. Cette observation se remarque notamment pour les mois de février et mars avec une forte diminution de la succion au moment où la nappe d'eau est haute, voire au-dessus du niveau de la sonde la plus profonde, comme c'est le cas en février 2014. Ainsi, les brusques diminutions de la force de succion sont rattachées à un sol saturé en eau alors que les diminutions progressives traduisent plus vraisemblablement une humidification du sol.
Il est admis qu'une augmentation du taux d'humidification du sol induit une diminution de la résistivité du milieu alors qu'une dessiccation du sol entraine une augmentation de la résistivité. Ainsi, des niveaux d'eau élevés en janvier, février et décembre entrainent une humidification du bas du remblai et une saturation totale du milieu à partir de Z = 23 m. Ces hauteurs d'eau peuvent alors expliquer les diminutions de résistivité détectées sur les coupes de différence de janvier, février et décembre 2014 des Figure 69 et Figure 70. Pourtant ces mêmes dates devraient présenter une légère diminution de la résistivité en proche surface (Z > 28.3 m) traduisant une infiltration de l'eau de pluie dans le sol, ce qui n'est pas le cas. L'effet de la température étant de 0% à cette altitude et pour ces mêmes dates (Figure 71b), on devrait pouvoir détecter cette humidification du sol. L'application d'une loi d'Archie [*Archie*, 1942] à ces résultats de résistivités devrait nous permettre de mieux quantifier ces phénomènes d'humidification et d'assèchement du sol.

Pour les mois suivant, l'effet induit par la présence d'eau, aux altitudes Z > 27 m, se mélange à l'effet de la température suivant le même comportement avec une diminution de la force de succion jusqu'en août, traduites par une baisse de la résistivité et une augmentation de la force de succion en automne qui induit une augmentation de la résistivité.
En dehors des deux premiers mois de l'année et en-dessous de Z = 28.3 m, les sondes de succion décrivent un comportement quasi-constant tout le reste de l'année sans variations fortes de la force de succion. Elles indiquent ainsi un état stable de l'humidité dans le sol qui ne devrait donc pas influencer les variations de résistivité. Ces mesures sont corrélées avec les hauteurs d'eau dans le sol qui ne dépassent pas Z = 22 m (le bas de la couche des limons) des mois d'avril jusqu'à octobre. Bien qu'on n'ait pas de mesures de force de succion pour la fin de l'année, en se basant sur les relevés de niveaux d'eau pour novembre et décembre, on conclut que l'humidification du sol a augmentée jusqu'à la saturation du bas du remblai en décembre avec un niveau d'eau à Z = 23.8 m impliquant une baisse de la résistivité comme précisé auparavant. À cette période, les variations de température semblent indiquer un comportement qui elle entrainerait une hausse de résistivité pour ces profondeurs, mais sans mesures de sondes on ne peut conclure bien qu'il nous semble plus probable que les variations de résistivité devraient alors refléter un milieu moins résistant en profondeur sur les modèles inverses.

3.2.(d) Conclusion de l'analyse des résultats d'inversion 2D en suivi temporel

Ces résultats d'inversions 2D nous permettent de visualiser un comportement cyclique des variations de résistivité que l'on associe à des variations d'état du sol comme la température et la force de succion. En effet, les variations détectées par les sondes de mesures correspondent au moins qualitativement aux variations de résistivité obtenues par inversions. Quantitativement, les gammes de variations de résistivité inversée se trouvent généralement entre –30% et +20% ce qui correspond à la gamme de variation donnée par des changements

de température entre –35% et +15%. On note que les variations de résistivité inversée au-dessus de +20% sont considérées comme du bruit résultant d'effet 3D mal pris en compte par l'inversion 2D.
Par cette étude on arrive à tirer une meilleure compréhension du comportement saisonnier de l'ouvrage et on peut ainsi déterminer une absence de désordres dans le remblai et les limons le long des lignes d'électrodes. On établit aussi la pertinence de l'IRE pour la surveillance des digues sèches telle que la levée du val d'Authion.

3.3. Analyse des résultats de variation temporelle de la méthodologie 3D⁻

À titre exploratoire, une analyse temporelle est tentée ici sur la même période que précédemment mais par l'approche 3D⁻. Pour cela, on base notre étude sur des modèles 3D contenant les mêmes a priori que le modèle 'f' présenté dans le §2.4 (Figure 63) : l'intégration de la géométrie de la digue ; de l'emplacement des électrodes ; des interfaces géologiques et de la présence de la Loire. Sachant que le volume de la Loire varie à chaque date avec la hauteur d'eau, la discrétisation du modèle varie en conséquence. L'approche time lapse utilisée ici ne comprend que des inversions indépendantes de deux lignes IRE (côté val et Loire) conjointement dont les différences relatives ont été calculées après inversion par rapport au temps de référence de décembre 2013. Comme précédemment, on extrait les coupes longitudinales à Y = 63 et 67 m, une coupe transversale à X = 147 m et une coupe horizontale à Z = 25 m pour suivre les évolutions de la digue dans l'ensemble du modèle 3D. On note que l'Annexe 7 présente les coupes d'inversions pour décembre 2013 et les coupes de variations pour janvier 2014 pour l'ensemble du modèle. Cependant, comme précisé auparavant, notre zone d'intérêt se situe dans le remblai et à son interface avec les limons. Ainsi, les coupes suivantes ne présentent que peu de profondeur. On visualise ainsi les coupes des différences de résistivité obtenues à partir de coupes d'inversions indépendantes sous les lignes d'électrodes côté val (Figure 73) et côté Loire (Figure 74). Mais également des coupes qui permettent de suivre les évolutions transversales et horizontales dans la digue (Figure 75).

Considérant les coupes situées sous les lignes d'électrodes (Figure 73 et (Figure 74) on remarque que les amplitudes de variations temporelles sont beaucoup plus faibles, avec une gamme de variation de ±15%, que pour les inversions indépendantes 2D (Figure 67 et Figure 68). Les hétérogénéités de variation de résistivité le long des lignes d'électrodes se retrouvent mais sont strictement circonscrites à la limite entre le remblai et les limons grâce à la finesse du maillage à cet endroit (due à l'intégration des interfaces lithologiques dans le modèle 3D de la levée). D'autre part, si l'on fait abstraction de l'interface remblai/limon, les variations de résistivité des limons suivent grossièrement celles du remblai.
Les coupes longitudinales correspondant aux lignes d'électrodes côté val (Figure 73) et côté Loire (Figure 74) présentent des tendances de variations cycliques similaires aux inversions 2D. Les mois de janvier à mars présentent un remblai sensiblement plus conducteur qu'en décembre 2013. À partir d'avril, la très proche surface présente un milieu sensiblement plus résistant et qui progresse en profondeur au fur et à mesure des mois jusqu'en octobre 2014. Puis la tendance se renverse pour obtenir un remblai sensiblement plus conducteur en décembre 2014. Les modèles inverses de novembre et décembre 2014 montrent cependant peu de variation de résistivité avec décembre 2013 avec une gamme de variation de ± 10%.
Les coupes transversale et horizontales (Figure 75) dénotent des données inversées bien contraintes sous les lignes d'électrodes et présentant des variations identiques sur l'ensemble de la largeur de la crête de la levée. Cependant, les zones situées sous les talus du remblai affichent des variations différentes. On s'interroge alors sur la véracité des modèles obtenus par inversion 3D⁻ en dehors de la zone d'influence des mesures de résistivité.

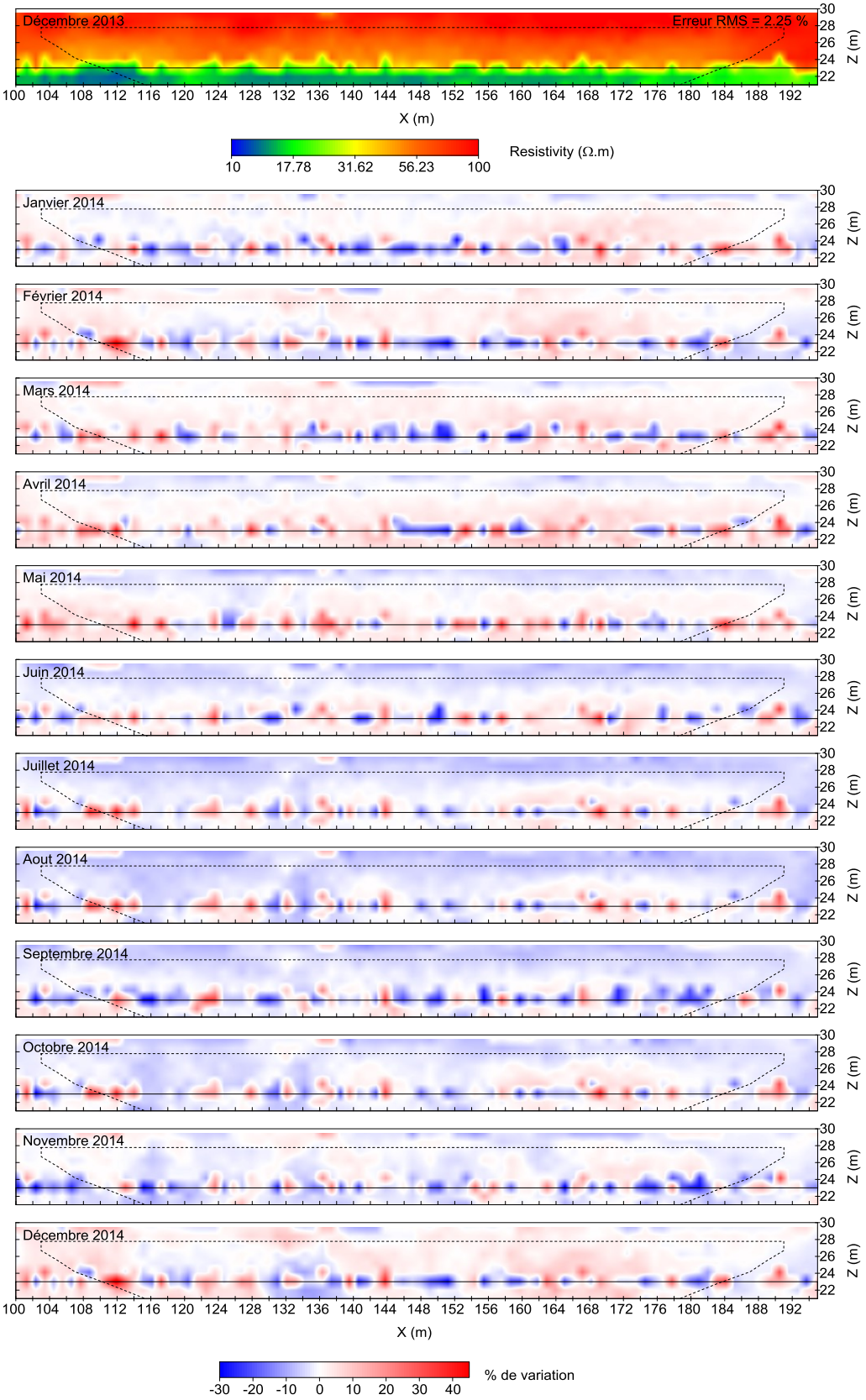


Figure 73. Coupes de résistivité obtenues par inversion jointes 3D⁻ des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour chaque mois de l'année 2014. Vues longitudinales côté val (Y = 63 m). Les pointillés définissent les limites des coupes 2D et les lignes continues représentent les interfaces lithologiques du milieu.

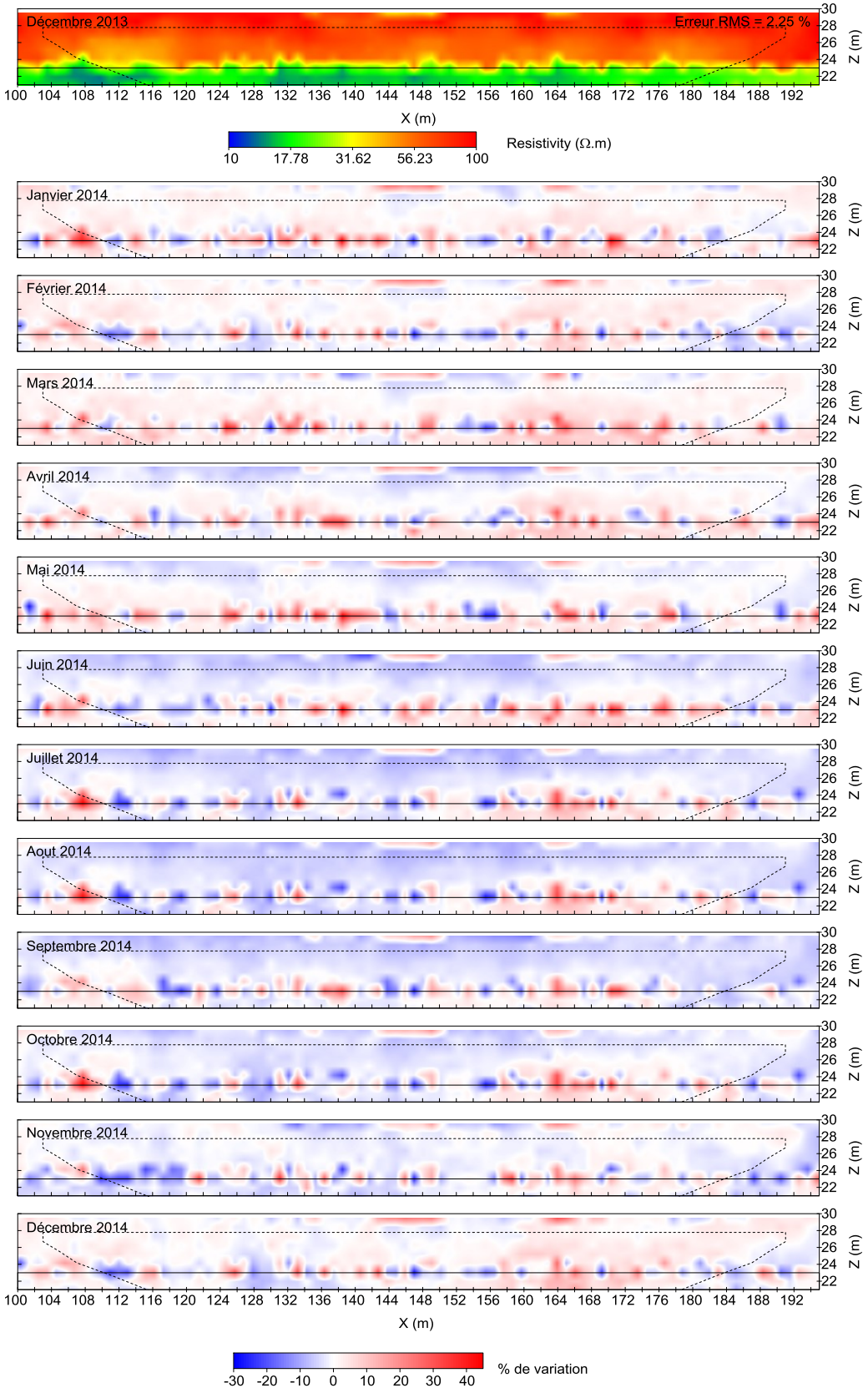


Figure 74. Coupes de résistivité obtenues par inversion jointes 3D⁻ des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour chaque mois de l'année 2014. Vues longitudinales côté Loire (Y = 67 m). Les pointillés définissent les limites des coupes 2D et les lignes continues représentent les interfaces lithologiques du milieu.

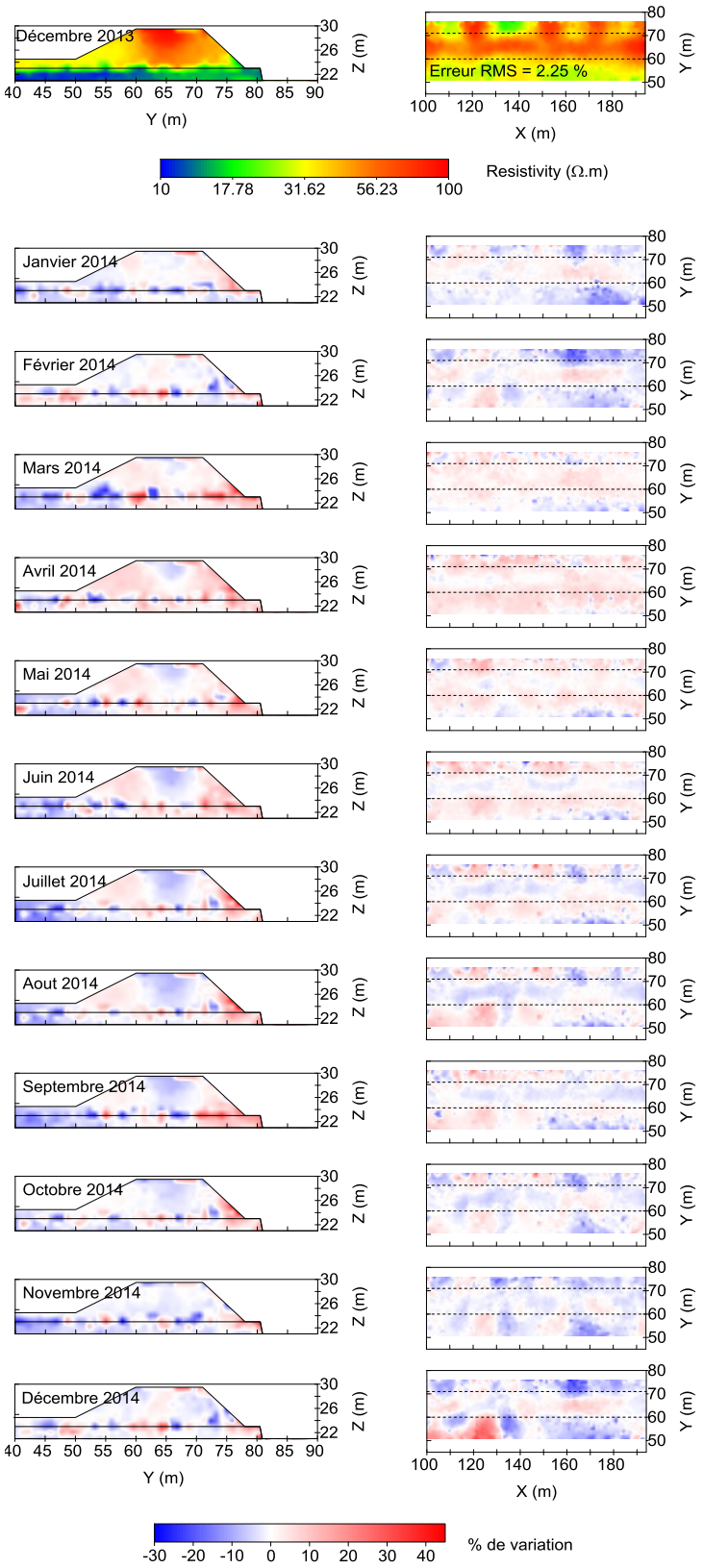


Figure 75. Coupes de résistivité obtenues par inversion jointes 3D⁻ des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour chaque mois de l'année 2014. Vue transversale à gauche (X = 147 m) et vue horizontale à droite (Z=25m). Les lignes continues sur les coupes transversales représentent les interfaces lithologiques du milieu. Les pointillés sur les coupes horizontales délimitent la largeur de la crête de la levée.

Ces inversions 3D restent encore à valider, d'autant plus que les contrastes et les variations de résistivité observés ici sont difficiles à associer aux variations obtenues par observations directes (Figure 71 et Figure 72). Et, de même que pour les inversions 2D, les observations restent limitées à la zone de remblai située sous les lignes d'électrodes.

SYNTHÈSE : Le site de la levée du val d'Authion présente un grand nombre de relevés IRE et de données de sondes qui suivent en direct certains paramètres d'état du sol. Par le biais d'inversions 2D, on a établi un lien entre les variations de résistivité inversée et les variations de température et de force de succion. On prouve ainsi l'efficacité de notre dispositif d'IRE à suivre l'évolution de la levée au cours d'une année. On note cependant que les interprétations quantitatives restent limitées en raison d'effets 3D qui se propagent plus ou moins dans les inversions de suivi temporel. D'autre part, les inversions indépendantes obtenues à l'aide de la méthodologie 3D⁻ ne nous permettent pas, pour l'instant, d'obtenir plus d'informations.

4. Conclusion

Le site d'étude du val d'Authion, observé depuis 2009, présente des données assez complètes en termes géophysiques et paramètres d'état du sol. Très bien connu, il reste cependant quelques interrogations, notamment sur les structures en pied de digue côté Loire. Il a été mis en évidence que ces structures avaient un impact non négligeable sur les mesures de résistivités apparentes, qui se répercutent sur les modèles inverses 2D. Ces structures ne reflétant pas une variation de matériaux ou d'état du sol, il apparait nécessaire de déterminer l'origine exacte de ces phénomènes et de trouver un moyen d'amoindrir leurs influences sur les mesures de résistivité pour permettre l'étude de la levée et de son évolution.

La méthodologie 3D⁻ a été ainsi envisagée pour prendre en compte les effets 3D engendrés par la géométrie du site, et ces structures en pied de digue, et ainsi obtenir une meilleure vision du remblai et de ses fondations. Une étude synthétique nous a permis d'en mesurer l'efficacité et ses avantages par rapport à une approche 2D conventionnelle sur un tel site d'observation. Un travail plus approfondi nous a également permis de définir un certain nombre d'informations a priori à intégrer au modèle 3D et à l'inversion pour minimiser les effets 3D de la géométrie de la levée et de mieux reconstruire les structures en pied de levée côté Loire. Ainsi, bien que les perturbations engendrées par des objets en pied de digue ne soient pas entièrement prises en compte, les modèles inverses obtenus sont plus utilisables que les inversions 2D conventionnelles, dans la zone d'intérêt définie par le gestionnaire. On note cependant qu'on perd rapidement en résolution avec l'éloignement aux électrodes. La conclusion sur les modèles inverses reste néanmoins sans équivoque avec une méthodologie 3D⁻ qui apporte de nombreux avantages face à une approche 2D conventionnelle.

Concernant l'analyse temporelle, l'étude des résultats de résistivités inversées par l'approche conventionnelle 2D nous permet de relier les variations de résistivité avec des variations de température et de niveau d'eau. Si ces résultats 2D montrent encore des artéfacts dus à des effets 3D, la méthodologie 3D⁻, elle, ne nous permet pas encore de mieux visualiser les liens entre la résistivité et les paramètres d'état du sol. On relève tout de même que ces premiers résultats 3D⁻ montrent un certain potentiel car ils ne semblent pas contenir des artéfacts comme les résultats obtenus par inversions 2D. Ainsi, l'approche temporelle 3D⁻ reste encore à travailler et à développer pour obtenir de meilleurs résultats.

Un apport de connaissance sur ce site ainsi que l'utilisation de la méthodologie 3D⁻ nous a permis de définir que la levée n'était pas dans un état critique, et qu'elle ne semble pas présenter de zone d'érosion ou de passage d'eau préférentiel. Des structures en pied de digue ont clairement été identifiées sans qu'on puisse évaluer leur influence sur la stabilité de la levée. Il faut alors en tenir compte lors de l'étude de résistivité au risque d'une mauvaise interprétation en absolu et en temporel. On a également mis en avant une évolution cyclique des paramètres d'état du sol, et donc des résistivités, qui devra être confirmée par des analyses pluriannuelles.

Chapitre V. Dune de l'Hommée

1. Mise en avant de la complexité du site côtier 140
1.1. Connaissances directes : données géotechniques et paramètres liés à l'eau 141
1.1.(a) Données liées à des sondages mécaniques 141
1.1.(b) Données liées à des sondages réalisés manuellement 142
1.1.(c) Mesures directes des paramètres des nappes d'eau 143
1.2. Connaissances indirectes : mesures géophysiques électriques et électromagnétiques .. 144
1.2.(a) Vue d'ensemble du milieu côtier par imagerie de résistivité électrique 144
1.2.(b) Cartographie Slingram de la dune grise 145
1.2.(c) Vue d'ensemble du milieu côtier et cartographie de la dune grise à l'aide du radar géologique 146
1.3. Résultats-types d'IRE sur la dune grise : visualisation de la qualité des données de résistivité apparente et des inversions 2D 149
2. Suivi temporel par imagerie de résistivité électrique et influence de l'intrusion marine 153
2.1. Méthodologie de suivi des effets induits par l'intrusion marine 153
2.1.(a) Redéfinition de la zone d'intérêt 153
2.1.(b) Optimisation du protocole d'acquisition 154
2.2. Analyse des mesures sur un demi-cycle de marée 158
2.2.(a) Visualisation des variations de résistivité apparente dans le temps 159
2.2.(b) Analyse des résultats d'inversion 2D en suivi temporel sur un demi-cycle de marée 160
2.2.(c) Corrélation avec des données directes 164
3. Application de la méthodologie $3D^{-}$ au site de la dune de l'Hommée 166
3.1. Création du modèle numérique 3D 166
3.2. Optimisation du maillage éléments finis du modèle 3D de la dune de l'Hommée 168
3.3. Étude numérique de l'effet d'une variabilité du toit d'un milieu conducteur sous un milieu résistant 169
3.3.(a) Modèle et résultats d'inversion pour deux lignes IRE croisées 170
3.3.(b) Modèle et résultats d'inversion pour deux lignes IRE parallèles 172
3.4. Étude de l'imagerie $3D^{-}$ de la dune grise à l'aide de deux dispositifs d'IRE 175
3.4.(a) Présentation des modèles 175
3.4.(b) Présentation des résultats 175
3.4.(c) Discussion 180
4. Conclusion 181

Dans ce chapitre, on étudie le comportement hydrogéologique du site d'étude de la dune de l'Hommée, utilisée comme protection contre les submersions par la communauté de communes de l'île de Noirmoutier. Cette dune de sable est suivie par des méthodes géophysiques, géotechniques et hydrogéologiques. Après une investigation de la géologie, on optimise un protocole de suivi temporel des mouvements hydrogéologiques par l'imagerie de

résistivité électrique. Enfin, on cherche à adapter la méthodologie 3D⁻ à ce site d'étude et ainsi déterminer sa capacité d'imagerie des dunes côtières.

Une première partie met en avant la complexité géologique du site et de son influence sur le comportement hydrogéologique de celui-ci. Par différentes méthodes, géophysiques et géotechniques, on avance les caractéristiques de ce site qui le rendent unique. On présente également des systèmes d'imagerie de résistivité électrique adaptés aux particularités du site et au suivi de l'intrusion saline. Dans une seconde partie consacrée au suivi temporel par une approche 2D classique. Le but de notre démarche sur le site de l'Hommée est d'observer les processus hydrogéologiques liés à l'intrusion saline sous la dune blanche et ses environs à l'aide de la méthode d'imagerie de résistivité électrique. On établit une stratégie d'acquisition afin de répondre au besoin de suivi et de surveillance de cette dune. Cette stratégie combine les résultats de suivi IRE à des mesures directes, obtenues à partir de sondes à demeure dans les piézomètres pour visualiser l'évolution du milieu dunaire au cours d'une marée. Enfin, dans une partie plus exploratoire de ce chapitre, une première application d'une approche 3D⁻ à cet environnement côtier est testée pour en évaluer les apports et les limites en se basant sur des mesures IRE et les informations a priori obtenues lors de la caractérisation du site, on les intègre dans un modèle 3D de la dune de sable. Des tests paramétriques et synthétiques vont confronter différentes dispositions d'électrodes et définir les renseignements complémentaires à intégrer aux différents modèles dans le but d'obtenir un milieu plus proche de la réalité en prenant en compte les effets 3D. Ces études nous permettent ainsi d'évaluer l'efficacité de la méthodologie 3D⁻ au diagnostic des dunes côtières pouvant servir de protection contre les submersions.

1. Mise en avant de la complexité du site côtier

Dans le but d'effectuer un suivi hydrogéologique de l'intrusion saline, il est nécessaire de définir en premier lieu le contexte géologique du site côtier de façon approfondie. La zone d'intérêt couvre la plage, la dune blanche et la dune grise sur les vingt premiers mètres de profondeur (Figure 76). Le but de cette première partie est donc de caractériser géologiquement le milieu dunaire et notamment mettre à jour la zone entre les sables dunaires et le calcaire gréseux. Cette connaissance nous permet alors de mieux comprendre les processus hydrogéologiques et de définir ensuite une méthode de suivi temporel IRE de l'intrusion saline adaptée au site de l'Hommée. Pour réaliser ces objectifs on se base sur des techniques de géophysique ainsi que sur des mesures géotechniques et des données de sondes hydrogéologiques.

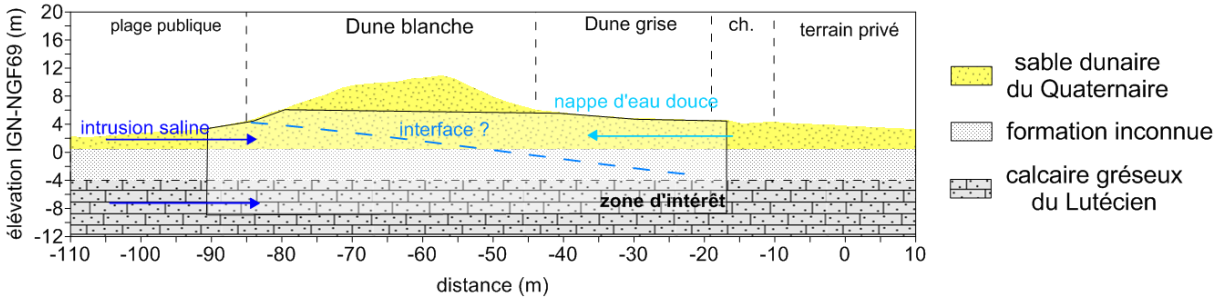


Figure 76. Définition de la zone d'intérêt pour le suivi hydrogéologique de l'intrusion saline dans le milieu dunaire du site de l'Hommée. Les flèches schématisent les circulations d'eau a priori possibles et la limite en pointillés bleus représente la limite hypothétique de l'interface entre les nappes d'eau saumâtre et d'eau salée.

1.1. Connaissances directes : données géotechniques et paramètres liés à l'eau

1.1.(a) Données liées à des sondages mécaniques

La Figure 77 montre la localisation, relevée par GPS, des sondages mécaniques destructifs réalisés par le Laboratoire Régional d'Angers (Cerema/DTer Ouest) ainsi que le rapport de réalisation des travaux (Annexe 8a). Ils incluent des sondages tarières (T1 à T5 et SD6) mais également des sondages carottés (SC1 et SC2) et l'installation de 6 piézomètres de profondeurs variables. Des essais en laboratoire complètent l'analyse des terrains du site de l'Hommée : analyse granulométrique et teneur en argile. Enfin des mesures de résistivité sur carotte, dès leur extraction du sol, nous indiquent la résistivité moyenne de certains sols (Annexe 8b).

Les sondages destructifs indiquent trois couches distinctes dans ce milieu littoral (Annexe 8a): les sables dunaires, le calcaire gréseux, et une couche d'argile située entre ces deux couches géologiques, correspondant au Bri du Flandrien recouvrant la surface de l'ile dans sa partie sud (Chapitre III.3.2). On détermine également que les limites entre les milieux géologiques ne sont pas franches mais présentent des faciès plus ou moins altérés avec des passages sableux au sein des argiles notamment. On note que l'épaisseur de cette couche intermédiaire est variable transversalement et longitudinalement à la dune grise (Figure 79 et Figure 80).

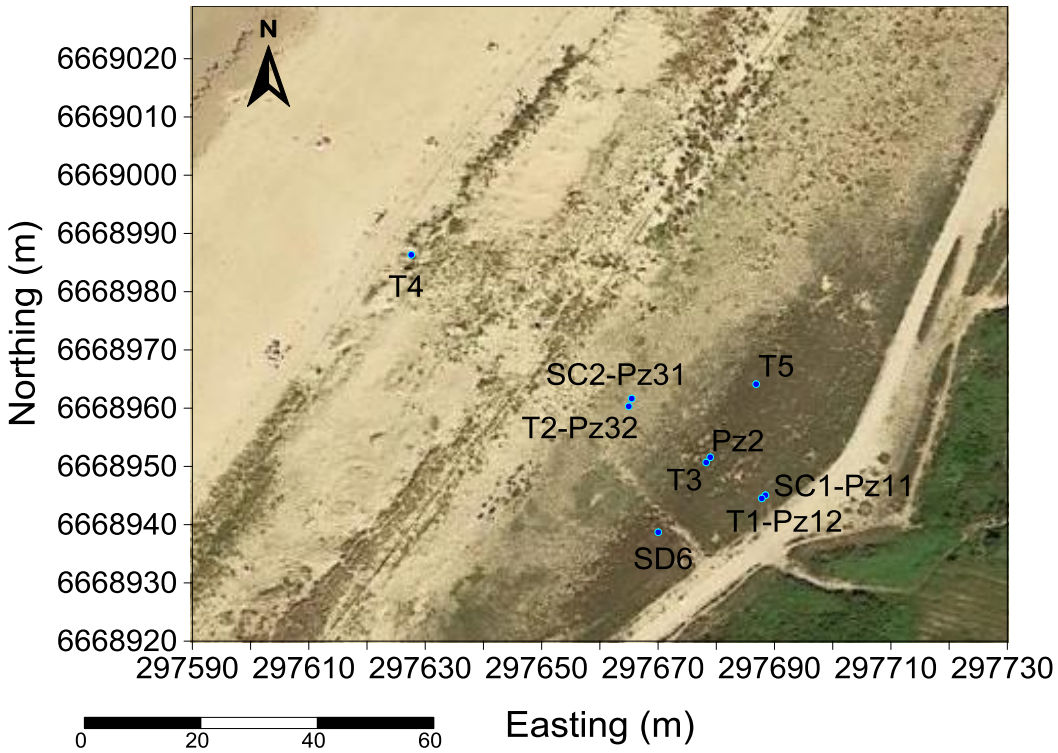


Figure 77. Photographie aérienne (Google Earth©) du site de l'Hommée en coordonnées GPS Lambert-93 de la position des points de sondages mécaniques (points bleus).

L'analyse granulométrique (Annexe 8a, T5, T2, T1) précise que les sables dunaires sont formés de sables grossiers (grains de 0.2 mm à 2 mm de diamètre) et l'essai au bleu de méthylène (ou VBS, Valeur de Bleu du Sol) (Annexe 8a, carotte SC1 altitude de – 0.15 à –1 m) met en évidence une proportion de 60% d'argiles dont le diamètre des particules est

inférieur à 3 µm pour une proportion de 40 % de limons et sables fins (diamètre des grains compris entre 3 µm et 80 µm).
Enfin, une carotte d'argile récupérée lors du sondage SC1 nous permet d'établir une résistivité en place de 7 Ω.m pour cette couche (Annexe 8b).

1.1.(b) Données liées à des sondages réalisés manuellement

Afin de compléter les résultats des sondages mécaniques, et imager au mieux les variations d'altitude de la couche d'argile, des sondages manuels ont été effectués : sondages destructifs à la tarière à main (notée « tm ») et sondages au pénétromètre dynamique léger à énergie variable (PANDA®) (notée « tp ») (Figure 78). Le PANDA® est un essai direct normalisé qui définit les variations de résistance de pointe de sol (résistance du sol à l'enfoncement d'une pointe par battage) en fonction de la profondeur, en un point précis du sol.

Sur les sondages à la tarière, seuls les points tm1 et tm2 ont atteint la couche d'argile à une profondeur inférieure à 3m sous le sable dunaire de la dune grise. Ils mettent en lumière une remontée du toit de la couche d'argile entre les piézomètres Pz1 et Pz2 (tm1, Figure 79) dans le sens transversal et entre le sondage SD6 et le piézomètre Pz2 (tm2, Figure 80) dans le sens longitudinal.
Les essais au pénétromètre dynamique confirment cette découverte (tp1, Figure 80) et permettent de compléter les données montrant la variation longitudinale de l'altitude du toit de la couche d'argile sur une distance de 60 m de large (Annexe 8c). Les sondages de tarières à la main ne permettent pas d'atteindre des profondeurs équivalentes à cette méthode ce qui limite l'interprétation à se reposer sur les mesures directes du pénétromètre dynamique.

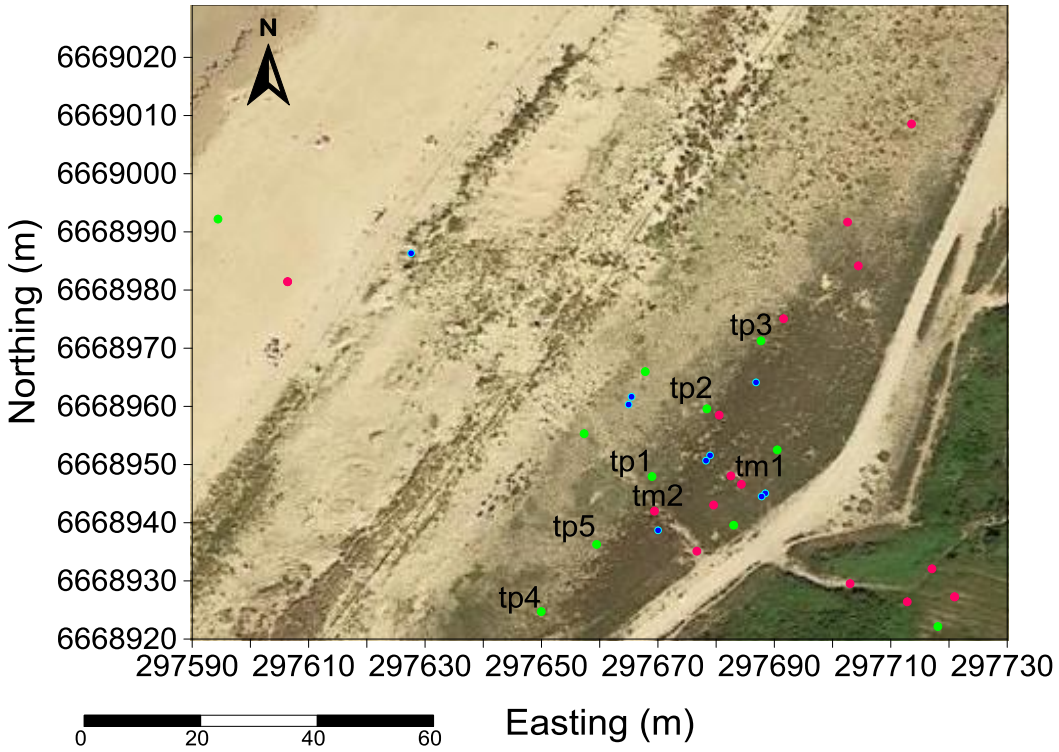


Figure 78. Vue aérienne (Google Earth©) du site de l'Hommée en coordonnées GPS Lambert-93 de la position des points de sondages mécaniques (points bleus), des points de tarière à la main (tm, points roses) et des points de pénétromètre dynamique (Tp, points verts).

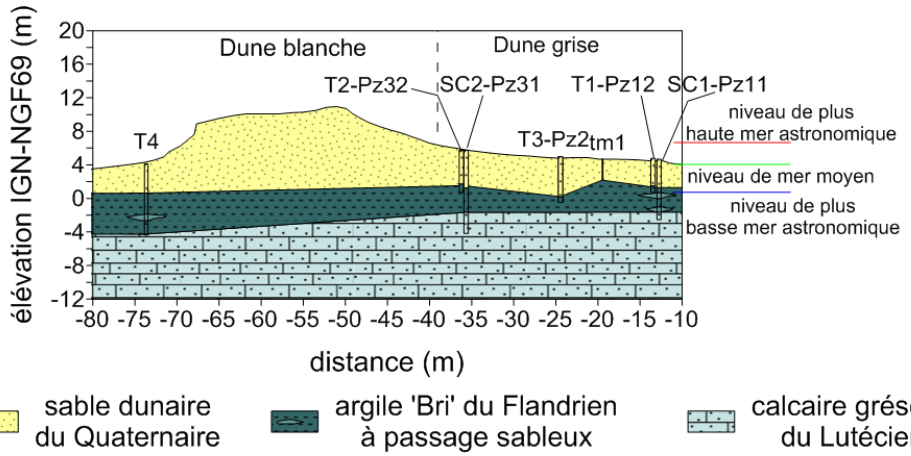


Figure 79. Coupe transversale à Y = 607.5m de la géologie du site de l'Hommée démontrant la variabilité de l'altitude du toit de l'argile au droit des sondages mécaniques et manuels.

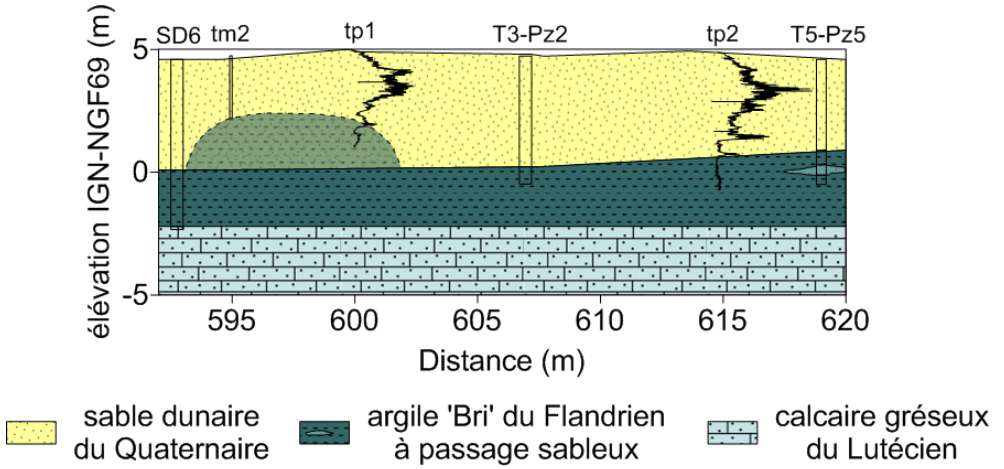


Figure 80. Coupe longitudinale à X = –25 m de la géologie du site de l'Hommée démontrant la variabilité de l'altitude du toit de l'argile au droit des sondages mécaniques et manuels et des mesures de résistance de pointe pour les essais au pénétromètre dynamique (représentation schématique de la remontée argileuse).

La variation de l'altitude du toit de la formation argileuse peut avoir une influence non négligeable sur la circulation des eaux au sein de la couche de sable située en surface. De plus, l'argile est un matériau imperméable en comparaison du sable dunaire [*Head*, 1994], ce qui implique que les échanges hydrogéologiques entre la surface et l'aquifère calcaire sont quasi-nuls, ce dernier étant donc un aquifère confiné, alimenté uniquement pas la mer, comme l'indiquent les études préalables du CG85 (Chapitre III.3.2).

1.1.(c) Mesures directes des paramètres des nappes d'eau

Les piézomètres, situés sur la dune grise, ont été équipés de sondes d'enregistrement continu de la pression de l'air et de la pression absolue de l'eau dans la nappe d'eau saumâtre pour les piézomètres Pz12, Pz2, Pz32 et dans la nappe d'eau salée contenue dans le calcaire gréseux pour les piézomètres Pz11 et Pz31 (Figure 79 et Figure 80). La hauteur de la colonne d'eau au-dessus de la sonde est obtenue par la soustraction de la pression de l'air et de la pression absolue, ce qui nous permet d'obtenir l'altitude de nappe. Ces sondes mesurent également la température et la conductivité (représentée ici en résistivité) de l'eau. On retrouve l'ensemble de ces résultats sur la Figure 81.

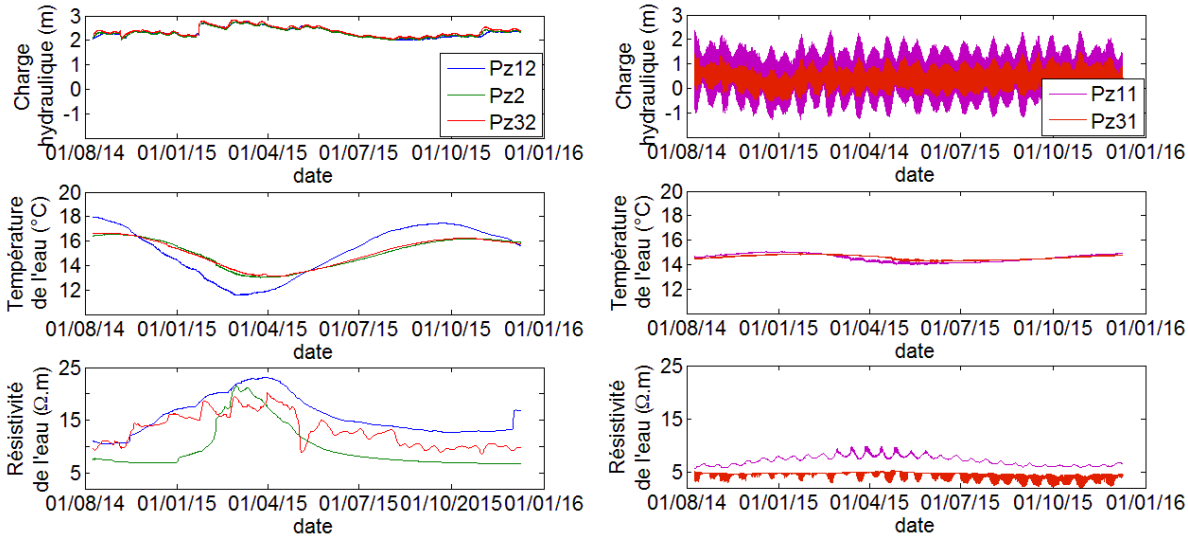


Figure 81. Données des sondes mesurant la charge hydraulique, la température et la résistivité pour les piézomètres Pz12, Pz2, Pz32 (à gauche) et Pz11, Pz31 (à droite).

1.2. Connaissances indirectes : mesures géophysiques électriques et électromagnétiques

Ce site côtier présente de forts contrastes de résistivité électrique et de permittivité diélectrique tant en terme de géologie que d'hydrogéologie, ce qui multiplie les méthodes géophysiques applicables. Ainsi, en plus de l'imagerie de résistivité électrique, on s'intéresse aux méthodes électromagnétiques Slingram et radar géologique qui vont nous permettre de définir le milieu de façon complémentaire.
En termes de résistivité, les terrains peuvent être décrits comme : une couche de sable sec très résistif sur un sable humide à saturé de résistivité relativement faible ; une couche d'argile peu résistive ; et un aquifère calcaire (plus ou moins fracturé) renfermant de l'eau salée de très faible résistivité (Figure 79). En termes de permittivité, les limites les plus marquantes seront entre les milieux sec et saturé avec une atténuation forte des signaux en présence d'argile et très forte en présence d'eau salée (Annexe 1 et Chapitre I.3.1).

1.2.(a) Vue d'ensemble du milieu côtier par imagerie de résistivité électrique

Quatre profils d'imagerie de résistivité électrique 2D avaient été réalisés [*Buannic*, 2012] afin d'obtenir une vue d'ensemble du site (Annexe 9a) : trois profils longitudinaux situés respectivement sur la plage, sur la dune blanche et sur la dune grise, ainsi parallèles à la côte et au cordon dunaire ; et deux profils transversaux au cordon dunaire. Ces profils d'IRE ont été obtenus avec de grands espacements inter-électrodes qui permettent de visualiser jusqu'à 30 m de profondeur. L'étude des modèles inverses correspondants (Annexe 9b) nous permet de distinguer clairement les niveaux secs des niveaux saturés en eau salée. En effet, la dune blanche, très résistante, repose sur un milieu plus conducteur, avec une couche intermédiaire présentant des inhomogénéités de résistivité.

Cette étude géoélectrique du milieu côtier confirme la présence de l'aquifère de calcaire gréseux, fracturé et non homogène, situé sous les sables dunaires. D'autre part, la zone située entre Z = 0 m et Z = –10 m d'altitude montre une couche d'argile avec des résistivités hétérogènes spatialement variant entre 3 et 100 Ω.m. Les espacements inter-électrodes utilisés

ici ne nous permettent donc pas de détailler clairement cet espace côtier. D'autre part, en étudiant les résistivités inversées obtenues pour la dune blanche seule (coupe inversée de la ligne en crête, Annexe 9b), on constate qu'il apparait des zones erratiques de très faible résistivité à l'intérieur même des sables dunaires, certainement induites par la présence de ganivelles (Chapitre III.3.2), ce qui pourrait compromettre une visualisation plus détaillée de celle-ci.

1.2.(b) Cartographie Slingram de la dune grise

Dans la continuité de ce travail d'imagerie de la dune et de son environnement, plusieurs études électromagnétiques de type Slingram (Geonics EM-31, Chapitre I.3.3) ont été réalisées. Les mesures de conductivité apparente, exprimées ici en résistivité apparente, vont nous permettre d'explorer l'ensemble du milieu côtier et ainsi obtenir une interprétation qualitative plus large et rapide que la méthode IRE (Annexe 10a). On définit ainsi quatre profils électromagnétiques (Annexe 10b): trois profils longitudinaux, parallèles aux profils d'imagerie de résistivité électrique situés respectivement sur la plage, sur la dune blanche et sur la dune grise, acquis en mode dipôle vertical coplanaire (VCD); et un dernier profil longitudinal localisé sur la dune grise acquis selon le mode dipôle horizontal coplanaire (HCD) et le mode dipôle vertical coplanaire (Figure 15). Enfin, la dune grise a été couverte de façon plus exhaustive de façon à pouvoir retirer deux cartographies en mode dipôle horizontal et vertical (Annexe 10c et d) : une première cartographie recense sept profils longitudinaux de 165 m espacés de 5 m ; une cartographie de plus grande résolution est définie à partir de treize profils de 50 m espacés de 2.5 m.

Les profils de résistivité apparente transcrits des mesures Slingram (Annexe 10b) confirment les trois environnements définis par les profils longitudinaux d'IRE-2D aux mêmes positions. On distingue ainsi la plage conductrice et la dune grise de résistivité apparente variable parallèlement au cordon dunaire. Les données récoltées en crête de dune montrent une résistivité apparente faible comparée au modèle d'inversion IRE qui définit une dune de sable fortement résistante (50 Ω.m vs 1000 Ω.m). Cependant, ces deux méthodes concordent sur les anomalies de résistivité qui se trouvent au sein de cette formation sédimentaire. La réponse Slingram indique une source métallique ponctuelle, soit anthropique, plutôt qu'une variation géologique ou structurelle.
La Figure 82 montre la cartographie obtenue avec les longs profils longitudinaux Slingram pour le mode HCD avec une gamme de résistivité apparente entre 100 et 30 Ω.m. On distingue clairement la variabilité longitudinale de la dune grise avec une diminution de la résistivité au nord de la zone. On distingue une variabilité transversale à la dune blanche que l'on interprète comme la conséquence d'une variation topographique due à l'augmentation de l'épaisseur de la couche de sable sec vers la dune blanche. Par ailleurs, on remarque que la clôture métallique a un effet distinct sur les mesures à induction electromagnétique, avec une diminution soudaine et locale de la résistivité. Les résultats en mode VCD (Annexe 10c) montrent un milieu apparent plus conducteur mais des variabilités situées au même emplacement que celles détectées en mode HCD. La Figure 83 également en mode HCD, se focalise sur la zone centrale de la Figure 82 et confirme la variabilité longitudinale du lieu avec une mise en avant d'un couloir de résistivité apparente basse de direction Est-Nord-Est. Comme pour la cartographie précédente, cette particularité se retrouve en mode VCD (Annexe 10d).

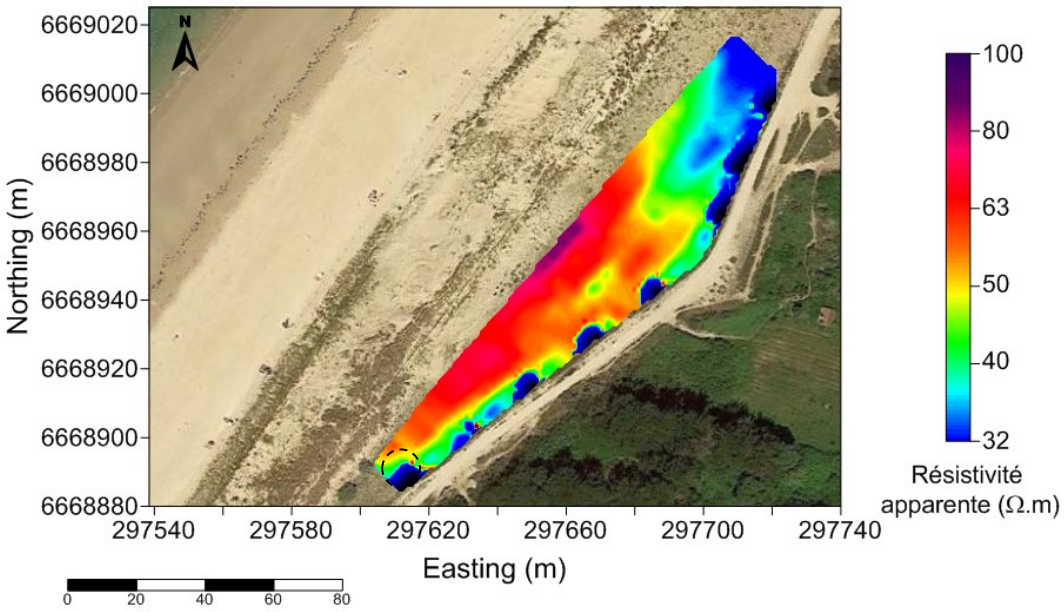


Figure 82. Cartographie de résistivité apparente électrique de résolution spatiale moyenne de la dune grise obtenue à l'aide de l'EM31® en mode HCD. Le cercle en pointillés met en avant les anomalies conductrices induites par la présence de la clôture métallique en bout de profil. (Image satellite Google Eart©)

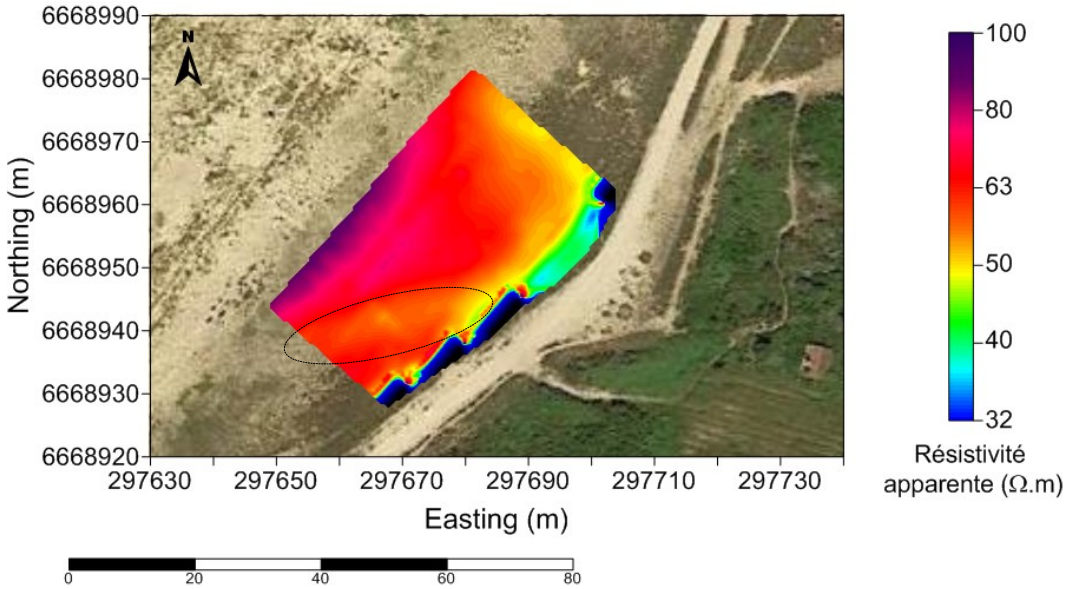


Figure 83. Cartographie de résistivité apparente électrique de haute résolution spatiale de la dune grise obtenue à l'aide de l'EM31® en mode HCD. L'ellipse en pointillés encadre une remontée supposée du toit de la couche d'argile. (Image satellite Google Eart©)

1.2.(c) Vue d'ensemble du milieu côtier et cartographie de la dune grise à l'aide du radar géologique

L'utilisation de la méthode électromagnétique du radar géologique a été envisagée afin de décrire de façon plus précise le milieu dunaire, cette méthode étant parfaitement adaptée à l'auscultation d'un milieu de sable sec. Des radargrammes ont été réalisés longitudinalement sur la crête et la dune grise ainsi qu'un radargramme transversal recoupant les deux premiers.

Enfin, une cartographie 3D sur la dune grise recouvre la cartographie définie en Slingram (Annexe 11a).

Cette méthode nous permet de préciser les limites géoélectriques détectées en IRE en les assimilant à des contrastes de permittivité diélectrique. Le radargramme situé en crête de dune (Annexe 11b) montre clairement la présence d'objets métalliques à plusieurs profondeurs. Ceux situés en très proche surface correspondent aux ganivelles installées dans le cadre de la protection du milieu dunaire. Ainsi, la méthode du radar géologique nous permet de visualiser les différents niveaux des ganivelles installées au fur et à mesure de l'évolution naturelle de la dune. L'Annexe 11c montre un radargramme transversal à la dune qui nous permet de distinguer la structure interne de celle-ci. Les différentes interfaces de réflexion dans le corps de la dune blanche indiquent les surfaces d'érosion, cependant on ne peut s'appuyer sur ces connaissances pour décrire l'évolution de la dune sachant que le gestionnaire de la dune (ONF) a programmé différentes missions de rechargement de celle-ci, perturbant le fonctionnement naturel de la dune.

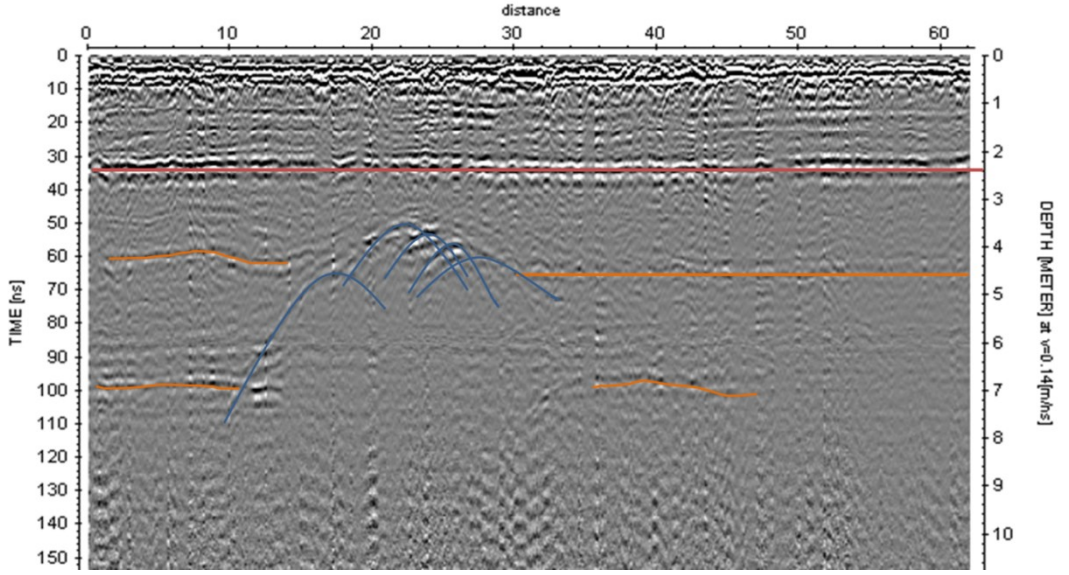


Figure 84. Radargramme longitudinal de la dune grise acquis à l'aide d'une antenne radar de 500 MHz avec 50 points/m. La ligne rouge marque le toit de la nappe d'eau saumâtre et les hyperboles bleues, une perturbation géologique naturelle. Les lignes oranges montrent des interfaces de réfléxion suceptibles d'être des interfaces lithologiques.

On s'intéresse alors à la Figure 84, radargramme longitudinal réalisé à la surface de la dune grise. On distingue clairement une surface de réflexion définie comme le niveau de la nappe d'eau saumâtre (ligne rouge, Figure 84) dû à l'atténuation du signal sous cette limite et à la correspondance avec une mesure manuelle. On retrouve ce niveau sur les images de l'Annexe 11b (lignes rouges) à la même profondeur. L'atténuation du signal n'étant pas totale, on distingue encore un niveau de réflexion non plan avec une remontée sur une quinzaine de mètres entre X = 15 m et X = 30 m (hyperboles marquées en bleu, Figure 82). L'étendue de cette perturbation indique plutôt une perturbation géologique naturelle qu'un objet anthropique. On retrouve également cette perturbation sur la radargramme transversal de l'Annexe 11b (hyperboles marquées en bleu).

Dans le but de mieux visualiser cette limite géologique variable et donc de mieux comprendre son impact sur le milieu côtier et son régime hydrogéologique, une cartographie radar géologique a été réalisée sur la dune grise à l'aide de radargrammes transversaux espacés de

50 cm sur une surface de 50x30 m². L'analyse de ces résultats 3D montre l'apparition d'une zone atténuante en travers de la dune grise, direction Est-Nord-Est. Cette atténuation significative laisse penser à une remontée de la couche d'argile, d'autant plus que les signaux sont totalement atténués par la suite sur toute la surface. À l'aide de relevés géotechniques spécifiques, des mesures de permittivités des sols devraient pouvoir nous permettre de traiter ces données géophysiques et ainsi déterminer la profondeur de ces atténuations détectées. On pourra alors confirmer nos interprétations géologiques.

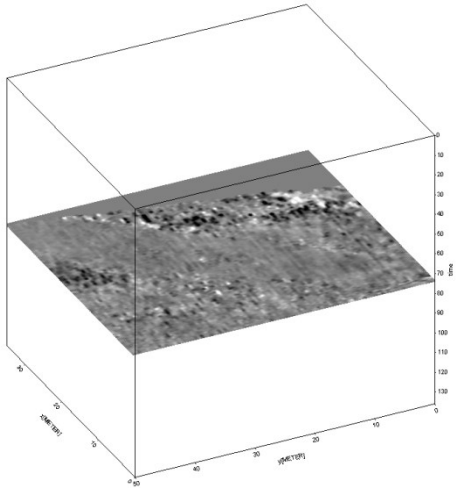


Figure 85. Cartographie de la dune grise acquise à l'aide d'une antenne radar de 500 MHz centrée sur la remontée du toit de l'argile.

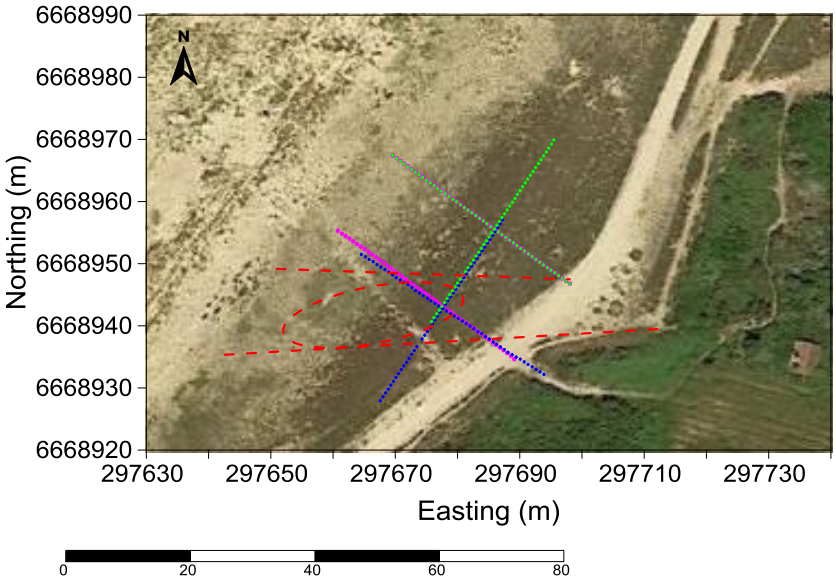


Figure 86. Image satellite (Google Earth©) du site de l'Hommée en coordonnées GPS Lambert-93 : la remontée du toit de la couche d'argile (définie par méthodes électromagnétiques et méthodes directes) est repérée en pointillés rouges ; et la position des lignes d'IRE : de mars 2014 (points bleus) ; de juillet 2014 (points roses) ; et de nov. 2014 à mars 2015 (points verts).

Les mesures géotechniques permettent l'interprétation des résultats des méthodes électromagnétiques. Ainsi, la remontée d'argile détectée par les sondages (Figure 80), et repérée par le Slingram et le radar géologique, traverse la dune grise en biais avec une direction Est-Nord-Est (Figure 86). La localisation exacte de cette remontée locale du toit de la couche d'argile est nécessaire dans le sens où cela implique une influence non négligeable

sur la circulation de l'eau au sein de la couche de sable sachant que le toit de la nappe d'eau saumâtre varie entre 2 et 3 m d'altitude (Figure 81). On note que la présence de cette couche d'argile limite l'intrusion saline (au-dessus de Z = 0 m) à l'épaisseur de la couche de sable qui est d'autant plus fine que l'on s'avance vers la mer.

1.3. Résultats-types d'IRE sur la dune grise : visualisation de la qualité des données de résistivité apparente et des inversions 2D

De nombreux dispositifs d'imagerie de résistivité électrique (IRE) (Figure 86), liés à notre démarche de suivi des variations de résistivité du sol induites par l'intrusion saline, ont été testés sur le site de l'Hommée. L'objectif étant de définir l'espacement inter-électrode et l'emplacement géographique de nos lignes IRE qui nous permettent d'observer le milieu de sable dunaire et sa nappe d'eau saumâtre. Les dispositifs IRE utilisés consistent en deux lignes d'électrodes croisées ou parallèles. Les séquences d'acquisition suivent une configuration Wenner-Schlumberger et sont inversées séparément pour chaque ligne (transversale et longitudinale) à l'aide du logiciel commercial Res2Dinv [*Loke and Barker*, 1996]. Plusieurs raisons nous poussent à utiliser la configuration Wenner-Schlumberger. En premier lieu, le site a démontré une grande propension aux bruits environnementaux, ce qui engendre l'utilisation d'une acquisition peu sensible au bruit. Ensuite, notre objectif final étant de comparer les protocoles utilisés sur nos deux sites d'études, il est donc important de garder une continuité de la séquence d'acquisition. Ainsi, seule l'acquisition Wenner-Schlumberger va être utilisée pour tous les protocoles d'acquisitions testés dans le cadre de l'étude du site de l'Hommée.

Parmi les différents dispositifs IRE utilisés, on a choisi de présenter ici le dispositif employé le 14 mars 2014 (Figure 86, points bleu) avec les lignes d'électrodes croisées, centré sur la dune grise et la remontée argileuse. L'espacement inter-électrodes, de 0.75 m est utilisé dans l'optique de focaliser notre recherche sur les cinq premiers mètres du sol comprenant l'aquifère de sable et la nappe d'eau saumâtre. Les lignes IRE comportent 48 électrodes et se croisent perpendiculairement à l'électrode 27 pour la ligne transversale (T) et à l'électrode 24 pour la ligne longitudinale (L). On s'intéresse ici à des mesures acquises en flot (marée montante) et à la pleine mer, avec un coefficient de marée de 72 (mesures L13b et T13b, Annexe 12a).

Une part importante de l'optimisation du protocole d'acquisition consiste à obtenir des mesures de bonne qualité. On note cependant qu'en raison du sable sec en surface, les résistances de contact entre le sol et les électrodes sont fortes et nécessitent une amélioration de ces contacts et donc la qualité des mesures (Annexe 13a). Ainsi, le point d'entrée des électrodes dans le sol est humidifié avec de l'eau salée et le dispositif de mesure est mis en place et activé la veille des mesures qui nous intéressent. Ce procédé nous permet de diminuer les résistances de contact et d'obtenir une meilleure qualité de réponse sur l'ensemble des mesures (Annexe 13a et b).
Comme pour le site précédent, les résistivités apparentes pour les lignes longitudinale (L13b) et transversale (T13b) à la pleine mer (Annexe 12a), sont tout d'abord analysées sous forme de profilages (« trainés ») extraits des tomographies de résistivité électrique.

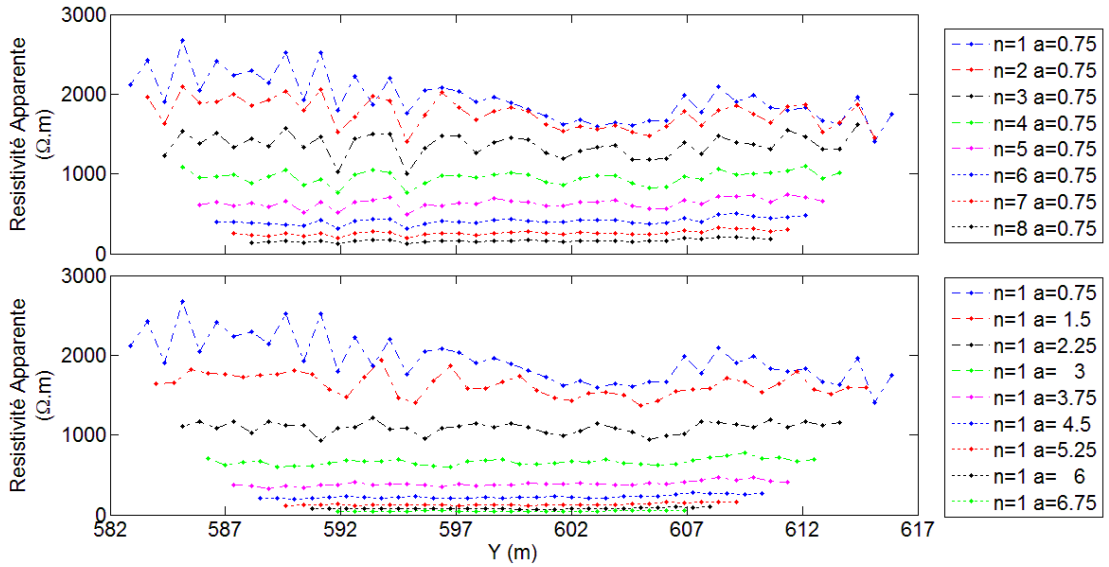


Figure 87. Profilages de résistivité apparente pour la ligne d'électrodes longitudinale L13b (repérée par des points bleus sur la Figure 86) en configuration Wenner-Schlumberger. Avec a et n définis Figure 11.

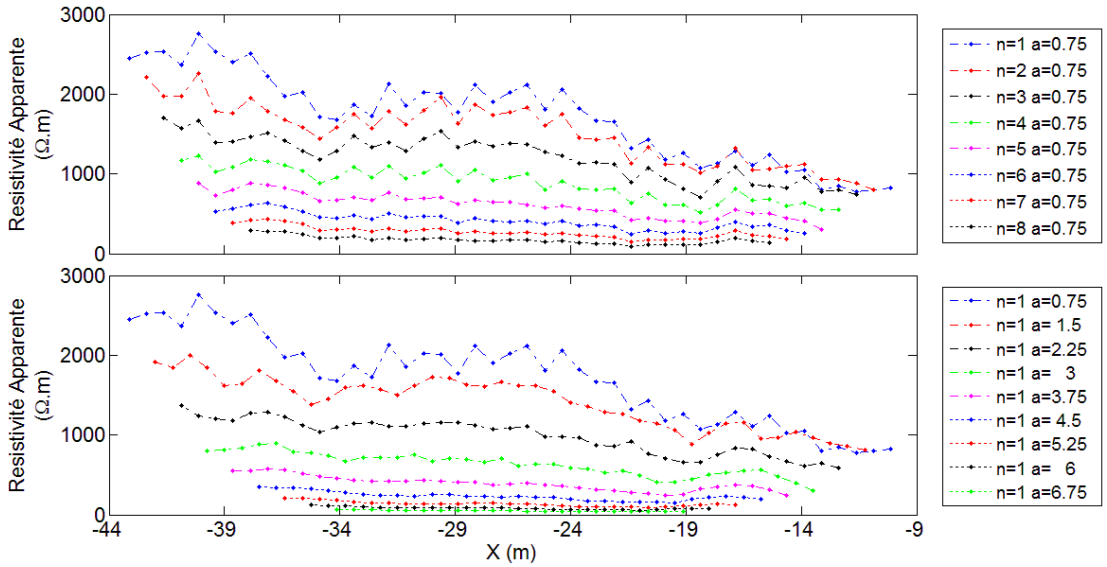


Figure 88. Profilages de résistivité apparente pour la ligne d'électrodes transversale T13b (repérée par des points bleus sur la Figure 86) en configuration Wenner-Schlumberger. Avec a et n définis Figure 11.

On note que ces profilages sont caractéristiques de l'ensemble des dispositifs d'IRE testés sur la dune grise. Les Figure 87 et Figure 88 présentent différents espacements d'électrodes en configuration Wenner-Schlumberger et mettent en avant une décroissance significative de la résistivité apparente avec la longueur du quadripôle. Les quadripôles les plus courts, AB = 2.25 à AB = 4.5 m (a = 0.75 avec n = 1 et 2, et a = 1.5 m, n = 1) décrivent de très fortes résistivités apparentes avec de fortes irrégularités le long des deux lignes d'électrodes. Ces petites longueurs de quadripôle sont en grande partie influencées par la surface de la dune grise composée de sable sec et d'une fine couche de végétation entrainant l'apparition d'espaces vides en certains endroits dans un milieu relativement aéré. Ces phénomènes expliquent également la valeur de la résistivité apparente moyenne qui est au-dessus de 1000 Ω.m. La diminution régulière de la résistivité apparente, avec la longueur du quadripôle,

correspond à la prise en compte d'un milieu de plus en plus humide en profondeur : des sables secs aux sables saturés et la couche d'argile située en dessous. Les résultats de la ligne transversale montre une variation le long de la ligne d'électrodes sur l'ensemble des espacements traduisant ainsi l'augmentation de l'épaisseur de la couche de sable vers la dune blanche.

La Figure 89 présente les tomographies inversées pour les lignes d'IRE longitudinale et transversale acquises selon la configuration Wenner-Schlumberger. Elles présentent une distribution de la résistivité similaire dans les deux directions de la dune grise. On distingue deux couches géoélectriques séparées par une diminution graduelle de la résistivité. La couche de surface, de Z = 6 à 2.5 m et de résistivité moyenne de 2000 Ω.m, correspond à l'épaisseur des sables dunaires secs. On remarque sur la coupe transversale, une diminution de la résistivité inversée, de cette même couche, avec la topographie comme pour les profilages de résistivité apparente. On en conclut alors que cette différence de résistivité est due à une faible épaisseur de sable qui, se retrouvant en bas de pente, reçoit des écoulements d'eau importants et est donc plus humide. On retrouve également une diminution graduelle de la résistivité à partir l'altitude Z = 2.5 m et jusqu'à Z = 0 m, altitude supposée de la couche d'argile d'après les études géotechniques (Figure 79 et Figure 80). On remarque que l'altitude Z = 2.5 m correspond à l'estimation de la hauteur de la nappe d'eau saumâtre (déterminée à partir de points de tarière et d'un puits situé à proximité du site d'étude) pour le jour des mesures IRE (pointillés bleus, Figure 89). On diminue ainsi de 1000 à 10 Ω.m sur la coupe transversale (Figure 89, T) sans pouvoir déterminer une limite distincte entre la couche de sable saturé et la couche d'argile. D'autant plus que sur ce profil, la couche géoélectrique de 10 Ω.m en dessous de l'altitude Z = 0 m montre une résistivité légèrement plus forte (15 Ω.m) au croisement avec la ligne d'électrodes longitudinale à X = –28.5 m, sans qu'on puisse dire ici si c'est un effet de la géologie, du croisement des lignes IRE ou une erreur d'inversion. On retrouve une zone de 10 Ω.m située entre Y = 598 et Y = 605 m sur la coupe longitudinale (Figure 89, L) pouvant correspondre à la couche d'argile.

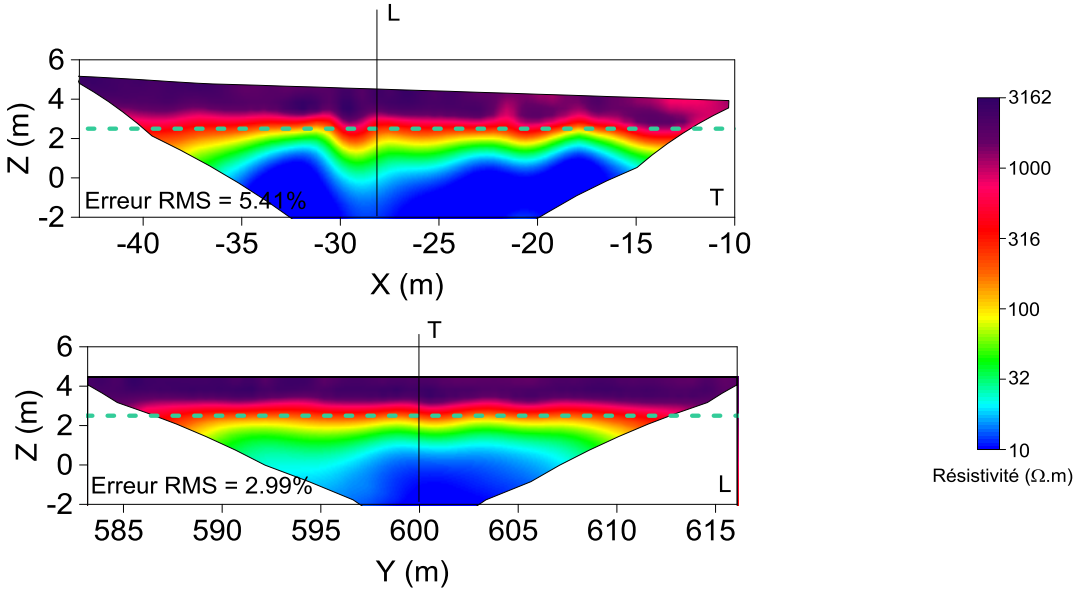


Figure 89. Coupes d'inversions 2D des données réelles Wenner-Schlumberger du 14 mars 2014 à l'itération 5 : T – ligne transversale à Y = 600 m et L – ligne longitudinale à X = –28.5 m. les pointillés marquent la hauteur de la nappe d'eau saumâtre le jour des mesures.

Dans le but de confirmer ces distributions de résistivité et de visualiser une éventuelle variabilité longitudinale dans la dune grise, on étudie alors les modèles inverses 2D obtenus à partir de deux lignes parallèles (Figure 90). Ces mesures de résistivité apparente, réalisées en juillet 2014 (points roses, Figure 86), utilisent un protocole identique à celui de mars 2014 avec un espacement inter-électrodes de 0.75 m et des acquisitions Wenner-Schlumberger. On définit alors les deux lignes transversales avec la ligne Ts, qui se superpose à la ligne IRE transversale de mars 2014 et la ligne Tn, située à 15 m au nord, en dehors de l'influence de la remontée argileuse détectée par sondages et méthodes géophysiques électromagnétiques. Comme pour les modèles précédents, on affiche les résultats acquis à marée haute, Ts23b et Tn23b (Annexe 12d). L'idée est alors de comparer les deux modèles inverses et détecter une différence de résistivité susceptible de confirmer la présence ou l'absence de remontée argileuse. On note enfin, que le toit de la nappe d'eau saumâtre ce jour-là est mesuré à Z = 1.85 m à l'aide de mesures manuelles dans les piézomètres situés sur la dune grise (pointillés bleus, Figure 90).

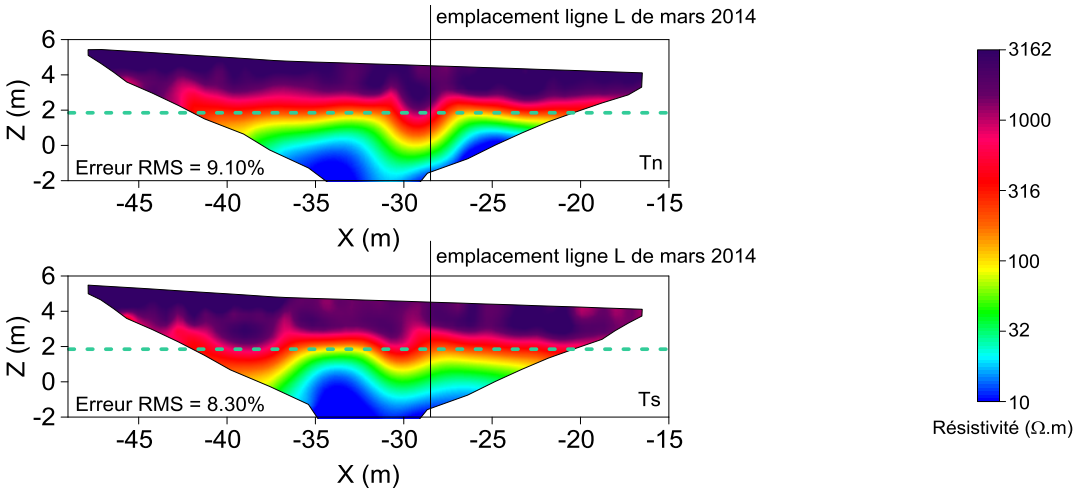


Figure 90. Coupes d'inversions 2D des données réelles Wenner-Schlumberger du 23 juillet 2014 à l'itération 5 : Ts – ligne transversale sud à Y= 600 m et Tn – ligne transversale nord à Y = 615 m. les pointillés marquent la hauteur de la nappe d'eau saumâtre le jour des mesures.

Les modèles inverses (Figure 90) reproduisent, encore une fois, la limite entre les sables secs et saturés à une altitude de Z = 2.5 m environ correspondant presque à l'altitude du toit de la nappe d'eau saumâtre le jour des mesures. La ligne Ts est décalée de 5 m vers la dune blanche par rapport à la ligne transversale de mars 2014 mais affiche une distribution de résistivité équivalente aux mêmes coordonnées. On retrouve à X = 30 m la variabilité transversale de la couche conductrice de 10 Ω.m indiquant ainsi que cette variation d'altitude de l'interface serait naturelle. Le modèle inverse Tn présentant la même variabilité le long de la ligne à X = 30 m confirme cette hypothèse et la prolonge sur 15 m de distance entre les deux lignes.

L'étude des modèles inverses 2D de mars et juillet 2014 nous incite à répartir les résistivités telles que : le sable dunaire sec à humide entre 1000 et 3000 Ω.m et le sable dunaire saturé en eau saumâtre de 10 à 100 Ω.m environ, l'interface entre ces deux milieux étant délimitée par les niveaux de la nappe d'eau du 14 mars et 23 juillet 2014 (Figure 89 et Figure 90); Les argiles sont supposés à environ 10 Ω.m, comme le semble confirmer les mesures de résistivité sur carotte (Annexe 8b) et les sondages mécaniques qui situent le toit de l'argile à une altitude de Z = 0 m (Annexe 8a).
Cependant, la limite entre les sables saturés et l'argile n'est pas plane. D'autre part, aucune mesure géotechnique ne correspond à ces variations de résistivité sur ces différents profils de

la dune grise. Il est alors difficile de définir précisément la nature géologique du milieu à partir de ces modèles inverses seuls. La différence de résistivité entre les sables saturés et l'argile doit être trop faible pour permettre de bien visualiser la limite entre ces deux couches. D'autant plus que la géologie du milieu indique un passage progressif de l'un à l'autre (Annexe 8a).

On détermine ainsi que l'inversion 2D des deux lignes d'IRE séparément, limite leurs capacités à détecter une remontée d'argile qui les recoupe en partie. Comme pour le site de la levée du val d'Authion, la caractéristique 3D du milieu ne peut être totalement appréhendée par une approche 2D classique, même en comprenant deux lignes d'électrodes, perpendiculaire ou parallèle l'une à l'autre. Il est cependant nécessaire de bien décrire cette géométrie naturelle qui influence fortement la circulation de l'eau dans le milieu sableux en créant une barrière à son passage.
Le premier objectif sur ce site côtier étant de suivre l'évolution de l'état hydrique dans le temps, on cherche alors à s'éloigner de la remontée d'argile connue pour visualiser les variations de résistivité induites par l'intrusion marine. La méthodologie 3D^{-} sera appliquée dans un deuxième temps, en remplacement d'une méthodologie classique 2D ou 3D complète, pour tenter de mieux imager la variabilité du toit de l'argile. Un modèle 3D de la dune, créé à partir des connaissances géométriques internes et externes exposées dans le §1.1, sera testé à partir des deux mêmes dispositifs IRE croisés et parallèles présentés ici.

SYNTHÈSE : L'installation pérenne d'une série de 6 piézomètres ainsi que plusieurs reconnaissances de sols associées à des essais de caractérisation en laboratoire ont permis de mieux appréhender les particularités du site de l'Hommée. Les prospections électriques ont été couplées avec les méthodes du radar géologique et Slingram. Ces dernières décrivent une altitude variable du toit de l'argile avec une remontée qui traverse la dune grise en biais dans une direction Est-Nord-Est. Les résultats d'inversion IRE 2D, obtenus avec deux lignes d'électrodes croisées et deux lignes d'électrodes parallèles de 48 électrodes et un espacement inter-électrodes de 0,75 m, ne permettent pas de détecter clairement cette caractéristique. Ainsi, une étude du milieu à l'aide de la méthodologie 3D^{-} est envisagée pour définir sa capacité à imager la remontée argileuse définie ici.

2. Suivi temporel par imagerie de résistivité électrique et influence de l'intrusion marine

2.1. Méthodologie de suivi des effets induits par l'intrusion marine

Cette démarche de suivi s'inscrit dans l'observation de la distribution spatiale des résistivités, de leurs variations temporelles et du déphasage temporel possible entre ces variations de propriétés électriques et le cycle de marée gouvernant les mouvements d'eau dans l'environnement dunaire.

2.1.(a) Redéfinition de la zone d'intérêt

Une première étude (Annexe 14) inclut deux lignes d'IRE de 48 électrodes espacées de 2 m l'une de l'autre : une ligne transversale recouvre la dune grise, la dune blanche et le début de la plage ; et une ligne longitudinale est en pied et parallèle à la dune blanche, côté plage. Des mesures géoélectriques, suivant une séquence Wenner-Schlumberger de 997 données, ont été

acquises toutes les heures au cours d'une marée. Les données brutes présentent des anomalies électriques dues aux ganivelles en place dans le corps de la dune blanche (voir Chapitre III.3.2). Les résultats mettent en évidence les difficultés à traiter, inverser puis interpréter des signaux très perturbés par ces sources de perturbations environnantes, et dont les variations temporelles sont de faible amplitude même s'ils dévoilent une certaine évolution.
Cette première analyse nous permet de mettre à jour la nécessité d'optimiser le protocole d'acquisition aux échelles temporelle et spatiale réelles de l'intrusion saline. Cette optimisation commence par la redéfinition de la zone d'intérêt à la zone vadose sous la dune grise et l'exploration des six premiers mètres de profondeur sous la dune grise (Figure 91).

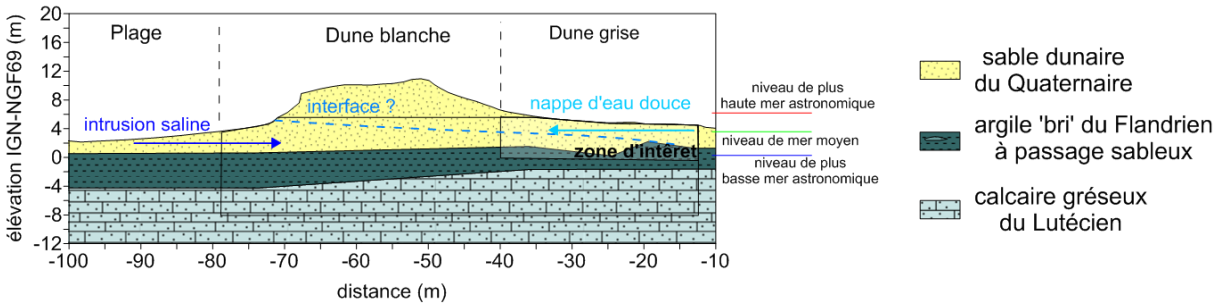


Figure 91. Redéfinition de la zone d'intérêt sous la dune grise pour le suivi hydrogéologique de l'intrusion saline dans le milieu dunaire du site de l'Hommée. Les flèches schématisent les circulations d'eau a priori possibles et la limite en pointillés bleus représente la limite hypothétique de l'interface entre les nappes d'eau saumâtre et d'eau salée.

2.1.(b) Optimisation du protocole d'acquisition

L'optimisation du protocole d'acquisition passe par un processus itératif composé d'essais de dispositifs d'électrodes puis de l'analyse des résistivités apparentes en termes de bruits sur les mesures et sur la détection de variation de résistivité apparente (Figure 92).

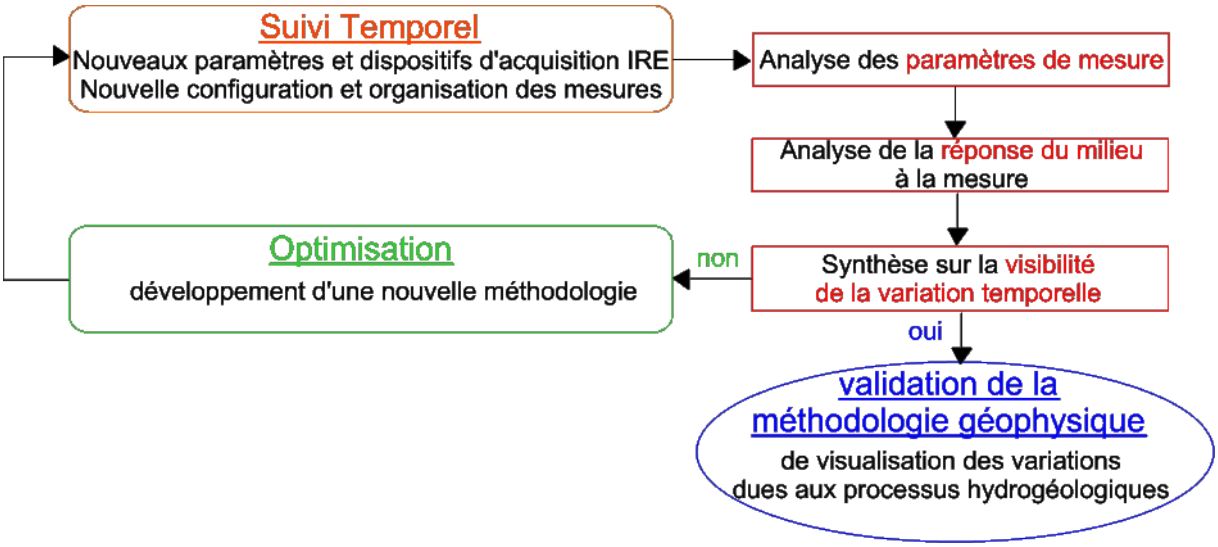


Figure 92. Schéma du processus d'itérations lié à l'optimisation du protocole pour le suivi temporel des variations de résistivité dans la zone vadose de la dune grise induites par l'intrusion saline.

Les changements de protocole concernent l'orientation des lignes d'IRE (transversale et/ou longitudinale), la localisation des lignes d'IRE sur la dune grise en raison de la variation de

l'altitude du toit de la couche d'argile, l'amélioration des contacts entre les électrodes et le sol, l'espacement inter-électrodes, l'intervalle de temps entre les acquisitions et enfin le coefficient de marée. L'Annexe 15 recense ainsi quatre protocoles différents ainsi que leurs positions GPS sur une vue aérienne du site de l'Hommée.
Nous recherchons ici quel dispositif d'électrodes, et donc espacement inter-électrodes, produit le maximum de variations de résistivité apparente, en faisant l'hypothèse que plus les variations de résistivité apparente seront significatives, plus elles se traduiront, lors de l'inversion, par une sensibilité accrue au phénomène hydrique recherché (humidification ou dessiccation du sol). Cette optimisation itérative a été mené dans le cadre du stage de master 2 de K. Morandière [2014].

L'objectif de cette étude est donc de comparer principalement deux protocoles d'acquisition centrés sur la dune grise et qui utilisent des espacements inter-électrodes de 0.75 m ou 1 m pour 48 électrodes, ce qui limite le volume maximum investigué (Chapitre I.2.8).
Afin de trouver lequel obtient des variations de résistivité apparente les plus significatives, on étudie les variations entre les mesures IRE effectuées aux deux points extrêmes de la marée, à basse et pleine mer.

- **Description des protocoles utilisés pour le choix de l'espacement inter-électrodes**

Le Tableau 4 présente les heures des relevés IRE réalisés à basse et pleine mer et les hauteurs de mer correspondantes pour les protocoles 1 et 2 tels que décrits dans l'Annexe 15. Par ailleurs, les marégraphes correspondant à ces dates et mesures IRE sont reportés sur l'Annexe 12a, b et c.
Il est important de noter que le protocole 2 réalisé le 24 avril 2014 présente un plus petit marnage (coefficient de marée de 58) que les 13 et 14 mars 2014 (coefficient de marée de 72), jours où sont effectuées les mesures pour le protocole 1. D'autre part, les mesures du mois de mars ont été acquises en flot (à marée montante) alors qu'avril présente des mesures acquises en jusant (à marée descendante). On suppose ici que ces conditions différentes n'empêchent pas de comparer les protocoles entre eux.

	Nom des mesures IRE		Horaires des mesures IRE		Cote de la hauteur de la mer au moment des mesures IRE		Espacement inter-électrodes
	BM	PM	BM	PM	BM	PM	
Protocole 1, ligne L: 13 mars 2014	L13a	L13b	09 :12	14 :26	-1.44	1.48	0.75 m
Protocole 1, ligne T: 13 mars 2014	T13a	T13b	09 :42	14 :56	-1.33	1.56	0.75 m
Protocole 1, ligne L: 14 mars 2014	L14a	L14b	11 :04	15 :02	-1.65	1.74	0.75 m
Protocole 1, ligne T: 14 mars 2014	T14a	T14b	11 :34	15 :39	-0.8	1.81	0.75 m
Protocole 2, ligne L : 24 avril 2014	L24b	L24a	19 :00	14 :47	-1.5	1.08	1 m
Protocole 2, ligne T : 24 avril 2014	T24b	T24a	18 :20	14 :17	-1.46	1.31	1 m

Tableau 4. Informations sur les protocoles testés et sur les marées de trois dates obtenues à l'aide du marégraphe de la SHOM situé à l'Herbaudière (à 2km au nord du site d'étude).

➢ Comparaison des variations relatives de résistivité apparente

On commence ainsi par visualiser les profilages de variation relative des résistivités apparentes entre les mesures effectuées à basse mer et pleine mer pour chaque date. On présente les mesures des 13, 14 mars et 24 avril 2014 pour une sélection de données Wenner-Schlumberger (Figure 93 et Figure 94).

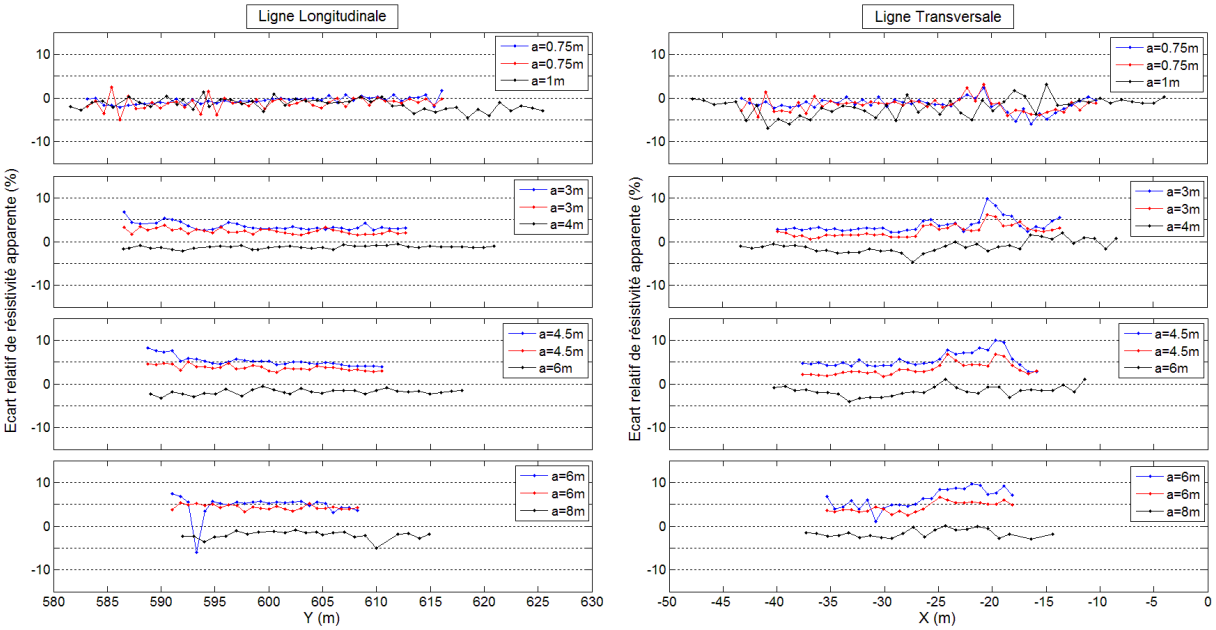


Figure 93. Profilages des écarts relatifs de résistivité apparente pour la ligne d'électrodes longitudinale (à gauche) et transversale (à droite) en configuration Wenner (n = 1). En bleu, les résultats du 13 mars, en rouge les résultats du 14 mars et en noir les résultats du 24 avril. Avec a et n définis Figure 11.

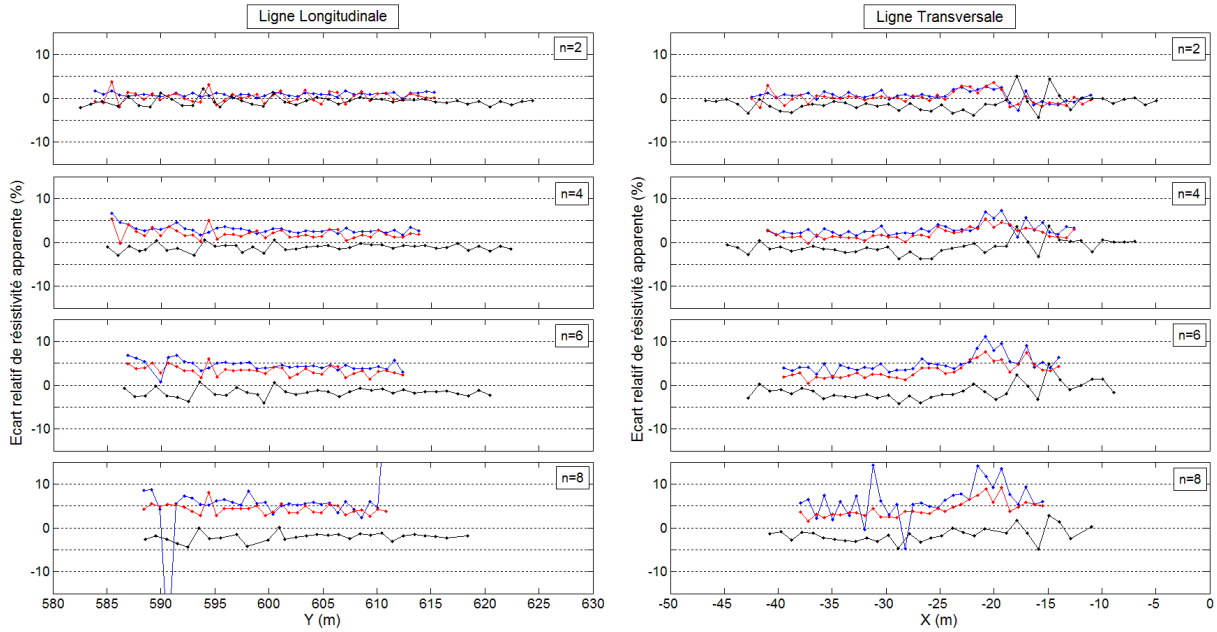


Figure 94. Profilages des écarts relatifs de résistivité apparente pour la ligne d'électrodes longitudinale (à gauche) et transversale (à droite) en configuration Schlumberger (a = 0.75 m). En bleu, les résultats du 13 mars, en rouge les résultats du 14 mars et en noir les résultats du 24 avril. Avec a et n définis Figure 11.

Les variations de résistivité apparente entre pleine et basse mer pour les 13 et 14 mars 2014 sont similaires (lignes bleues et rouges respectivement). Les plus fortes variations se retrouvent cependant pour le 13 mars avec un pourcentage de variation entre 0 et 15 % (lignes bleues, Figure 93 et Figure 94) alors que les résistivités apparentes acquises le 14 mars 2014 présentent une variation maximale de 10 % (lignes rouges, Figure 93 et Figure 94). On observe une augmentation de l'écart de résistivité apparente avec la distance inter-électrodes sur les deux lignes, longitudinale et transversale. On note enfin que les variations observées sur la ligne transversale présentent de plus fortes différences relatives quand l'épaisseur de sable diminue.

L'amplitude des variations de résistivité apparente affichées par le dispositif du 24 avril (lignes noires, Figure 93) sont plus faibles avec une gamme de 0 à – 5% de variations pour la configuration Wenner. La configuration Schlumberger montre des variations plus chahutées mais avec une même gamme de 0 à – 5% de variations (lignes noires, Figure 94). Contrairement au dispositif de mars, on ne peut pas ici différencier les espacements les uns des autres et en faire ressortir une tendance en fonction de la longueur du quadripôle.

➢ **Choix du protocole de suivi temporel**

Pour les deux temps de mesures choisis précédemment (basse et pleine mer), on extrait la valeur maximale de la variation de la résistivité apparente de ces profilages, le long de la ligne d'électrodes. On la trace alors en fonction de la longueur du dispositif AB (Figure 95).

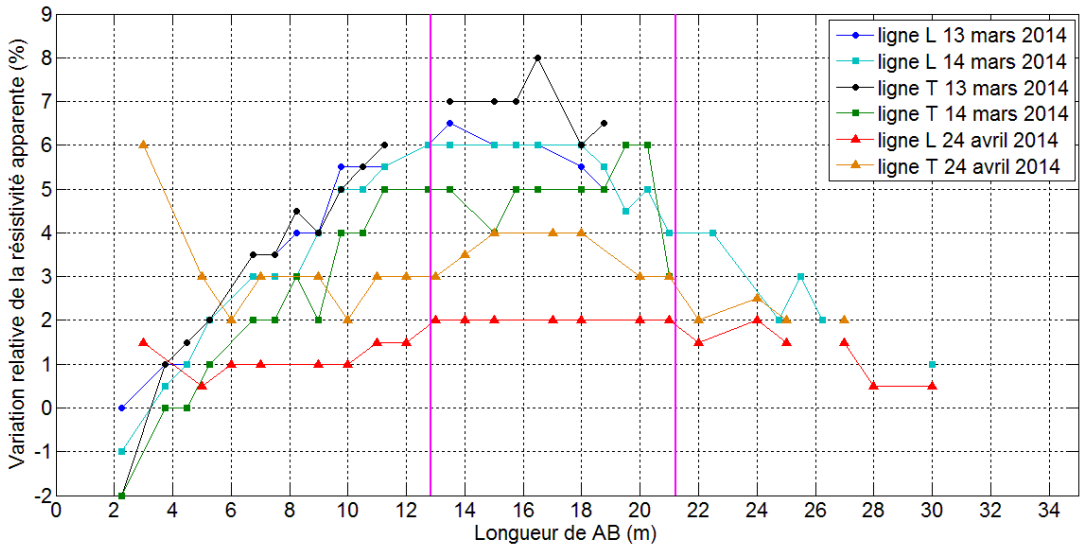


Figure 95. Variations relatives maximales de résistivité apparente pour différentes longueurs de quadripôle (AB = 2 à 30 m). [*Morandière*, 2014]

On peut voir directement que les variations relatives maximales de résistivité apparente se concentrent autour d'une même gamme de valeurs AB (entre 13 et 20 m de longueur) pour les deux protocoles de mesures (mars et avril) et pour les deux lignes d'IRE, longitudinale et transversale. On peut également observer que le protocole de mars, avec un espacement inter-électrodes de 0,75 m, offre les plus grandes variations relatives (courbes de couleur froide) alors que les courbes du protocole d'avril, avec un espacement inter-électrodes de 1 m (courbes de couleurs chaudes), offrent des variations maximales moindres quelle que soit la longueur AB. On note également que les variations maximales diminuent pour des distances AB supérieures à 21 m.

Conformément à cette étude qualitative des variations de résistivité apparente, obtenues à l'aide de deux dispositifs IRE différents, ainsi qu'à l'objectif défini, on estime que le protocole le plus à même à répondre à notre besoin de visualiser des variations de résistivité apparente significatives comprend deux lignes d'électrodes croisées avec un espacement inter-électrodes de 0.75 m. On note cependant que le dispositif IRE est déplacé de 15 m vers le nord afin de ne pas subir l'influence de la remontée argileuse. La ligne transversale est donc définie comme la ligne Tn (§1.3) et la ligne longitudinale lui est perpendiculaire et la coupe en son milieu. Cette procédure d'acquisition optimisée est notée protocole 4 (Annexe 15).

On note par ailleurs que ce travail repose sur beaucoup d'hypothèses et que les différences mises en évidence entre les protocoles testés peuvent aussi résulter des conditions de mesures différentes : dates différentes, coefficients de marée différents et mesures en flot ou en jusant. L'étude des pourcentages de variations entre les mesures de marée haute et marée basse ne fournissent pas nécessairement les écarts les plus significatifs si l'on tient compte du déphasage entre les hauteurs de marée et l'influence sur les mesures de résistivité apparente. Enfin on ne présente ici qu'une étude sur les mesures brutes.

2.2. Analyse des mesures sur un demi-cycle de marée

On analyse maintenant les évolutions de résistivité inversée, que l'on va comparer aux variations de la résistivité et du niveau d'eau dans les sables dunaires. On s'attachera alors à répondre à plusieurs questions : Existe-t-il des variations de niveau et de résistivité de l'eau ? Existe-t-il un lien entre ces variations du niveau ou de résistivité d'eau et les variations de résistivité inversée ? Peut-on relier les variations de résistivité inversée à un cycle tidal ?
Tout d'abord, on décrit les variations de résistivité apparente sur un demi-cycle de marée le 20 mars 2015 avec les mesures notées de 1 à 7 et reportées sur le marégraphe de l'Annexe 12e. Puis on cherche à corréler les mesures directes (obtenues par les sondes dans les piézomètres) aux modèles inverses 2D. Cette comparaison nous permettra alors de déterminer si une intrusion saline est observée et si celle-ci a un impact sur les coupes de résistivité.

	Horaire		Cote de la hauteur de la mer		Coef. de PM	Nombre de mesures	
	BM	PM	BM	PM		L	T
05 novembre 2014	9h12	15h20	0.85	5.62	94	6	6
22 janv. 2015	12h03	17h53	0.25	5.70	109	6	6
20 mars 2015	10h36	16h38	0.15	5.90	115	7	7

Tableau 5. Informations sur les marées de trois dates obtenues à l'aide du marégraphe de la SHOM situé à l'Herbaudière (à 2km au nord du site d'étude) et le nombre de mesures IRE réalisées sur la journée.

Nous reprenons ainsi le protocole 4 sélectionné plus haut et réalisé en novembre 2014. Ce protocole a été répété en janvier 2015 et mars 2015. Pour chaque date, on concentre l'étude sur toutes les mesures effectuées en marée montante, de la basse à la pleine mer. Le Tableau 5 intègre les horaires, hauteurs de la mer et coefficients associés à ces marées. On retient la date du 20 mars 2015 dans le cadre de cette thèse car elle présente le marnage le plus fort, avec un plus grand coefficient de marée, ce qui impliquerait une plus forte influence de l'intrusion saline (variation de hauteur d'eau ou intrusion saline dans les terrains plus importante) sur le

milieu dunaire et sa nappe d'eau saumâtre et donc une plus grande probabilité d'observer des variations de résistivité.
Comme noté dans le §1.3, la qualité des contacts entre les électrodes et le sable sec de la dune gris est assurée par l'humidification des électrodes ce qui améliore la qualité des données e (Annexe 13).

2.2.(a) Visualisation des variations de résistivité apparente dans le temps

Comme précédemment, notre étude s'intéresse en premier lieu aux profilages de résistivité apparente pour différents espacements d'électrodes. Les Figure 96 et Figure 97 présentent ainsi des écarts relatifs de résistivité apparente entre les différentes mesures d'IRE au cours de la marée montante (temps 1 à 7 ou Tps1 à Tps7), en prenant la mesure à marée basse comme référence (Tps1).

La Figure 96 rassemble des longueurs de quadripôles de AB = 2.25 à AB = 18 m en configuration Wenner pour les deux lignes d'IRE. Les plus petites longueurs de AB (a = 0.75 m), ne montrent aucune variation pour les trois premières mesures puis, à partir de Tps5, exhibent une diminution de la résistivité apparente au cours du temps. Cette observation est plus flagrante sur la ligne transversale que longitudinale. On observe alors une gamme de variations allant jusqu'à 18% maximum pour Tps7, mesure à la pleine mer.
Les quadripôles les plus grands, de AB = 9 m à 18 m (a = 3 à 6 m et n = 1) affichent une même tendance entre elles. Pour la ligne transversale (Figure 96, à droite), on détecte une modification de résistivité à partir du temps Tps4, soit 3h après la basse mer, et qui augmente au fur et à mesure que la marée monte. On remarque également que les gammes de variations de résistivité apparente ne sont pas les mêmes selon les longueurs de quadripôle prises en compte. Les variations s'intensifient avec la longueur du quadripôle. Très peu visibles pour le temps Tps4, toutes inférieures à 5%, elles sont plus notables pour les autres temps. Ainsi, le temps Tps5, qui avec l'augmentation de la longueur du quadripôle, varie de 5 à 10% pour a = 3 m, de 10 à 15% pour a = 4.5 m et de11 à 19 % pour a = 6 m. Les temps Tps6 et Tps7 ont le même comportement avec une gamme de variations entre 5 et 20% pour a = 3 m, de 10 à 20% pour a = 4.5 m et une moyenne autour de 20% de variation pour a = 6 m.
La ligne longitudinale (Figure 96, à gauche) ne montre des évolutions qu'à partir de Tps5 et une différence de quelques pourcents entre Tps6 et Tps7 que l'on ne détecte pas sur la ligne transversale. Les gammes de variations de résistivité apparente sont les mêmes que pour la ligne transversale. On note cependant que les variations montent jusqu'à 25% pour Tps7 en milieu de dispositif, entre Y=612m et Y=617m.
Pour les deux lignes, on note une forte différence entre les temps Tps1, 2, 3 et 4 et les temps Tps5, 6 et 7. Si l'on s'intéresse au marégraphe associé à ces mesures (Annexe 12e), on voit que les quatre premiers temps correspondent à une forte variation de la hauteur du niveau de la marée (+4m entre Tps1 et Tps4) alors que les trois derniers temps sont plus proches en termes de hauteur d'eau (+0.7m entre Tps5 et Tps7). Pourtant le maximum de variation de résistivité apparente n'apparait qu'à partir du Tps5. Cela renforcerait l'hypothèse d'un déphasage entre la hauteur de la mer et les résistivités apparentes mesurées.

La Figure 97 affiche des écarts relatifs de résistivité apparente pour la configuration Schlumberger en gardant a = 0.75 m, soit des longueurs de quadripôle de AB = 3.75 m à 9.75 m. On observe une gamme similaire pour la configuration Wenner avec des gammes de variations de résistivité apparente de 0% (Tps1 à 4) à 30% (Tps7, n=8, ligne transversale).
On remarque que les variations temporelles de la résistivité apparente affichées Figure 97 sont plus perturbées spatialement le long des lignes d'électrodes. Cependant, la qualité des

mesures ayant été assuré par humidification des électrodes et les mesures en configuration Wenner (Figure 96) montrant des variations temporelles significatives et cohérentes, on estime que l'ensemble des données brutes sont exploitables pour le reste de l'analyse.

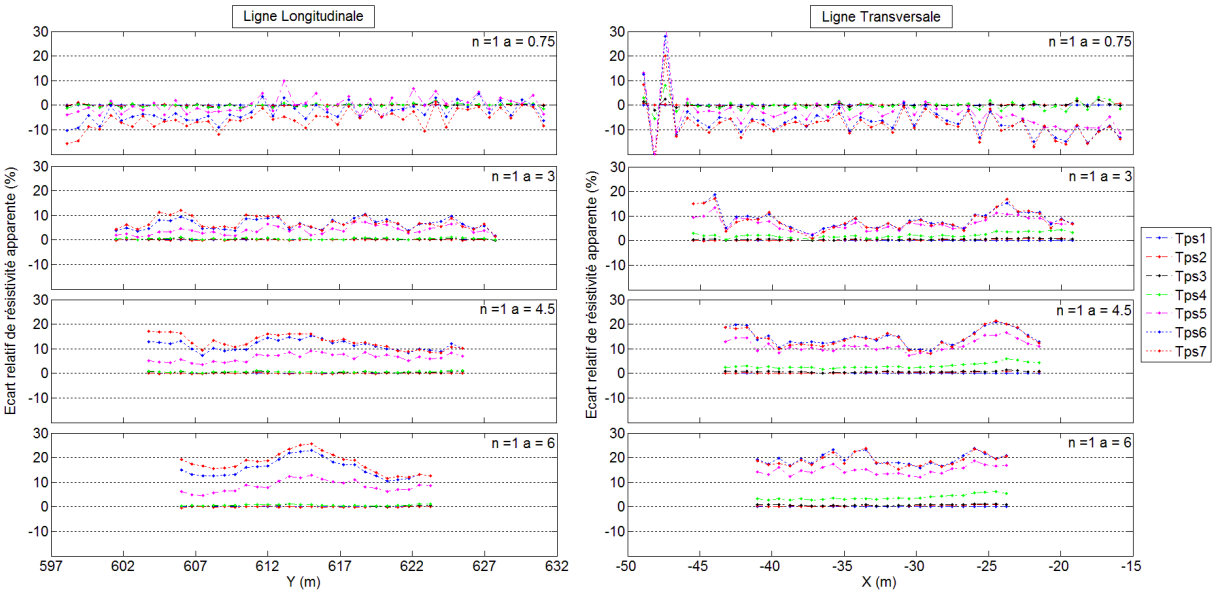


Figure 96. Profilages des variations relatives de résistivité apparente avec les mesures à marée basse comme référence, pour les lignes d'électrodes longitudinale (à gauche) et transversale (à droite) en configuration Wenner (n = 1). Avec a et n définis Figure 11.

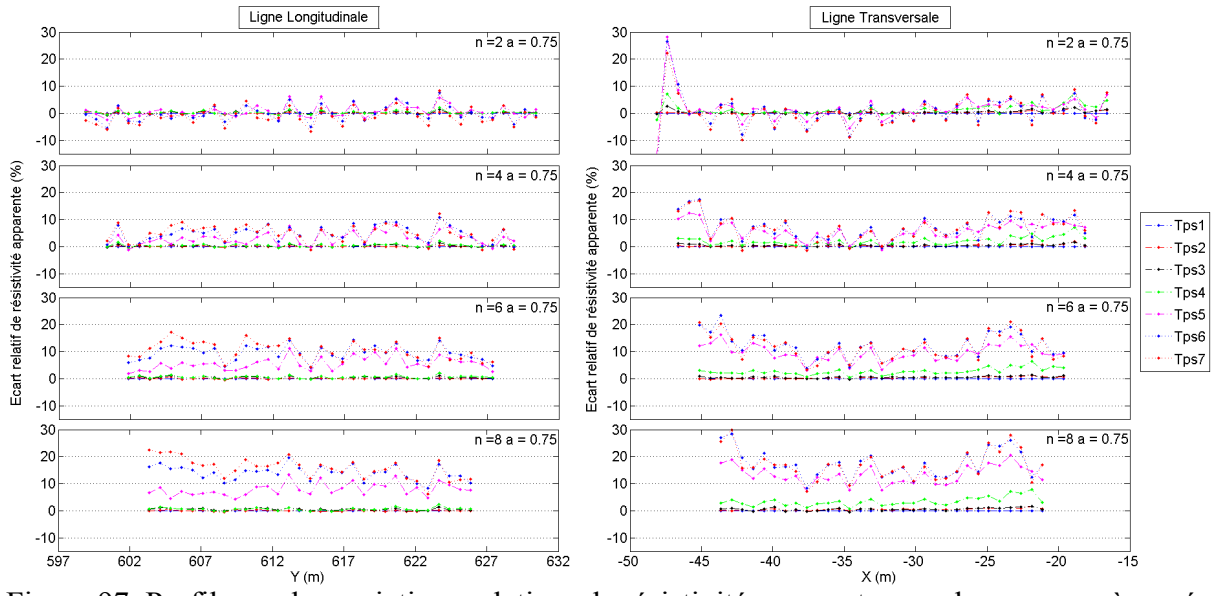


Figure 97. Profilages des variations relatives de résistivité apparente avec les mesures à marée basse comme références, pour les lignes d'électrodes longitudinale (à gauche) et transversale (à droite) en configuration Schlumberger (a = 0.75 m). Avec a et n définis Figure 11.

2.2.(b) Analyse des résultats d'inversion 2D en suivi temporel sur un demi-cycle de marée

Dans le cas du site de l'Hommée, l'étude des inversions de suivi temporel s'appuie sur trois procédures d'inversions temporelles distinctes : des inversions indépendantes et des inversions en cascade avec mode 1- le modèle précédent comme modèle référence et mode 2-

le modèle de départ comme modèle de référence. Le modèle de départ ici est le temps Tps1 (L1), niveau de basse mer. Comme pour les résultats de la digue (Chapitre IV.3.2), les résultats sont présentés sous forme de coupes 2D différentielles représentant la différence relative entre une campagne à une heure donnée et l'heure de référence. L'échelle de couleurs des variations de résistivité est la même pour l'ensemble des coupes afin de comparer les procédures d'inversion entre elles. On note qu'aucun paramètre d'inversion spécifique n'a été intégré dans cette étude temporelle.

La Figure 98 présente les résultats de suivi temporel pour la ligne longitudinale et la Figure 99, les résultats pour la ligne transversale. Toutes ces coupes de variations sont basées sur les coupes d'inversions 2D au temps Tps1 avec la colonne de gauche correspondant aux inversions indépendantes, la colonne du milieu correspondant aux inversions en cascade mode 1 et la colonne de droite aux inversions en cascade mode 2.
La colonne gauche de la Figure 98 affiche des variations de résistivité comprises entre –10 et +30%. Sur les trois premiers temps (Tps2 à Tps4, L2 à L4), soit un peu plus de trois heures plus tard que l'acquisition de L1, on ne distingue aucune variation significative. De faibles variations (±5%) apparaissent entre Y = 615 et 620 m mais sont ici attribuées à du bruit d'inversion du fait de leur faible amplitude d'autant qu'elles n'apparaissent pas sur les mesures de résistivité apparente. Les temps Tps5 à Tps7 (L5 à L7) présentent les mêmes profils de variations avec un milieu de proche surface (jusqu'à Z = 3 m) qui devient légèrement plus conducteur au cours du temps tandis que le reste du milieu investigué devient globalement plus résistif. Dans l'ensemble, ces variations de résistivité correspondent aux variations détectées sur les profils de résistivité apparente.

La colonne du milieu de la Figure 98 présente à contrario des contrastes très forts en comparaison. Le milieu de proche surface (jusqu'à Z = 3 m) ainsi que le milieu en profondeur (à partir de Z = 0 m) suivent des variations semblables avec une diminution de la résistivité au cours du temps. Proche de –10% au temps Tps2, les variations de résistivité diminuent jusqu'à –30%. Le milieu situé entre ces deux couches montre quant à lui une augmentation de la résistivité de +10% au temps L2 et jusqu'à +50% au temps L6 et L7. Ces deux premières procédures d'inversion donnent des résultats très différents au niveau des pourcentages de variation mais s'entendent sur un premier milieu qui devient plus conducteur (jusqu'à Z = 3 m) sur un milieu plus en profondeur qui devient lui plus résistif. Pourtant, les inversions en cascade mode 1 semblent accumuler les variations au fur et à mesure des inversions avec l'augmentation progressive des variations de résistivité. Un réglage spécifique des paramètres d'inversions devraient pouvoir prévenir cet effet.
La colonne de droite, présentant les inversions en cascade mode 2, se rapprochent plus des inversions indépendantes en termes d'amplitude de variations de résistivité. Cependant ces variations sont limitées au-dessus de Z = 2 m. Ainsi seuls les trois premiers mètres de profondeur présentent une variabilité de la résistivité dans le temps. Et ces variations restent très faibles entre –10% pour le premier mètre du sol et +10% pour la couche de sol située entre Z = 3 et 2 m de profondeur. Comme pour les inversions indépendantes, on retrouve entre Y = 615 et 620 m sur les modèles L2 et L3 la variation attribuée du bruit d'inversion.

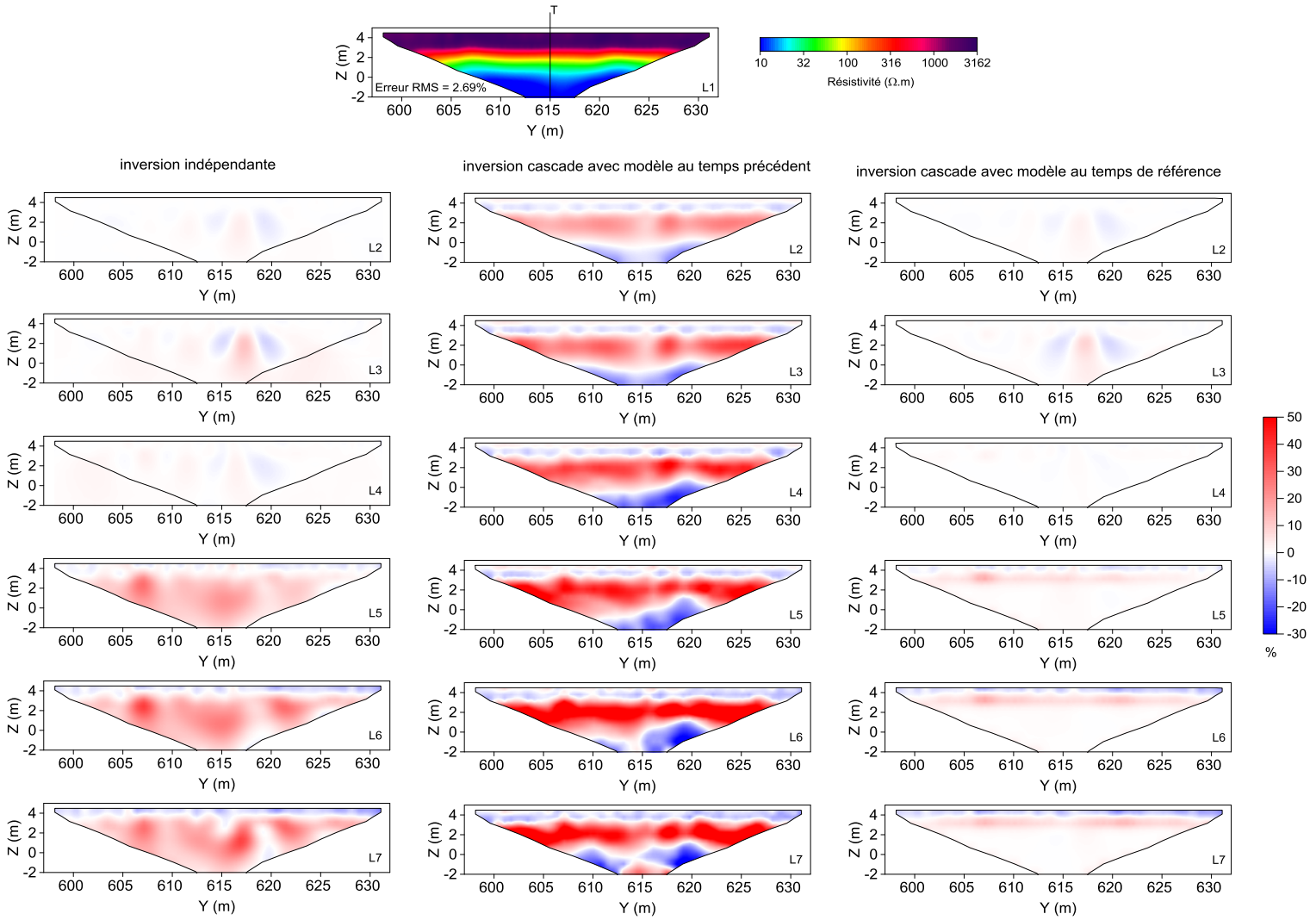


Figure 98. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de marée basse (situation de référence Tps1, en haut) suivie des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment (à gauche), en cascade mode 1 (au milieu) et cascade mode 2 (à droite) du Tps considéré et le Tps de référence, pour la ligne IRE longitudinale.

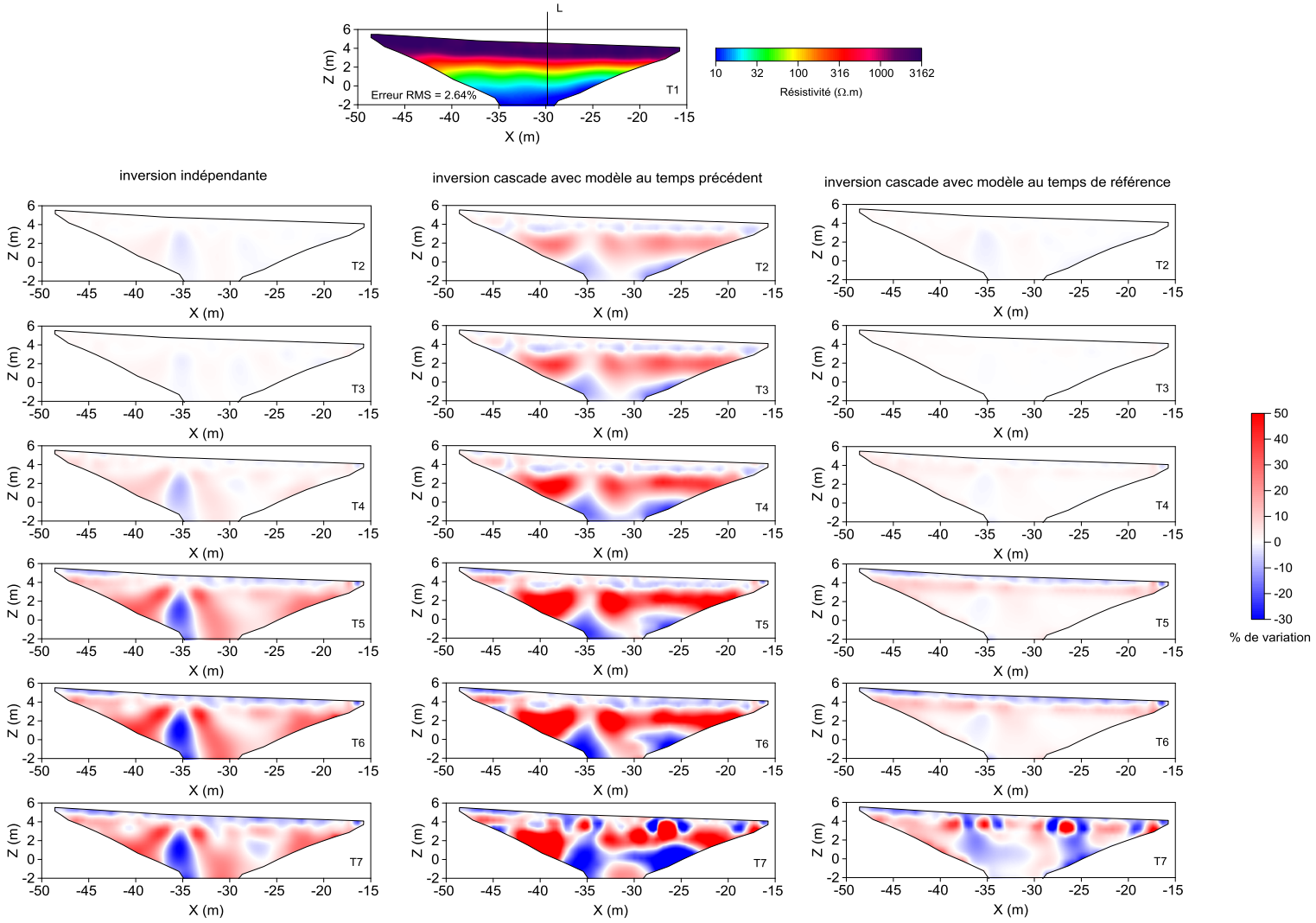


Figure 99. Coupes de résistivité obtenues par inversion 2D des données de marée basse (situation de référence Tps1, en haut) suivie des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment (à gauche), en cascade mode 1 (au milieu) et cascade mode 2 (à droite) pour heure et la référence, pour la ligne IRE transversale.

Les profils transversaux de la Figure 99 montrent des contrastes identiques pour chacune des procédures d'inversions. Cependant, les résultats paraissent plus bruités dans le sens où les variations de résistivité positives et négatives s'intercalent entre elles. Les inversions indépendantes (colonne de gauche) présentent ainsi une variation négative à X = – 35 m dans un milieu qui affiche autrement des variations positives. La forme rappelle les variations longitudinales entre Y = 615 et 620 m des coupes L2 et L3 (colonnes de gauche et droite, Figure 98), bien que plus marquée. On associe donc cet effet du bruit d'inversion qui pourrait être limité par l'application de paramètres d'inversions spécifiques, notamment un lissage des données. Pour les inversions en cascade du mode 1 (colonne du milieu) et du mode 2 (colonne de droite), seul le temps T7 montre des variations hétérogènes qui perturbent son interprétation. Si l'on ne tient pas compte de ces hétérogénéités, on obtient les mêmes conclusions pour les résultats de la ligne transversale que pour les résultats de la ligne longitudinale.

Afin de déterminer quelle procédure d'inversion propose une variation de résistivité conforme aux variations des paramètres d'états du sol, on étudie les données des sondes placées dans les piézomètres.

2.2.(c) Corrélation avec des données directes

On s'intéresse en premier lieu aux mesures directes affichées sur la Figure 100. La colonne de droite présente les observations recueillies pour la nappe d'eau saumâtre située dans les sables dunaires. On visualise ainsi trois points de mesure correspondant aux trois piézomètres Pz12, Pz2 et Pz32. Toutes les sondes affichent un même niveau de hauteur d'eau à Z = 2.5 m constant sur un demi-cycle de marée. La température et la résistivité de l'eau ne montrent pas de variations non plus sur cette échelle de temps mais affichent des différences entre les trois points de mesure avec une gamme de 11.8 °C à 13.2 °C pour la température et une gamme de 15 à 25 Ω.m pour la résistivité. On note une température minimale et une résistivité maximale pour l'eau du piézomètre Pz12 situé le plus loin de la mer. La colonne de gauche affiche les mesures directes obtenues pour l'eau salée de l'aquifère calcaire dans les piézomètres Pz11 et Pz31. On ne détecte pas de variations sur un cycle de marée de la température ou de la résistivité de l'eau. Cependant, la charge hydraulique traduit ici un changement de pression dû à la marée.
D'après ces seules observations, on ne détecte pas de variations de l'état de l'eau dans les sables dunaires, ce qui traduit probablement une absence de l'intrusion marine dans cette formation au niveau de la dune grise.

En dehors de ces mesures directes, on a accès aux données de la station météorologique de Noirmoutier-en-île située à 3 km du site d'étude. Ainsi, le jour des mesures IRE, il est tombé jusqu'à 7 mm de pluie cumulée et la température extérieure entre le début et la fin des mesures a augmentée de 2°C.

L'eau de la nappe des sables dunaires ne montrant pas de variations, alors le milieu saturé situé sous le niveau de celle-ci (soit sous Z = 2.5 m) ne devrait pas afficher de variations de résistivité et les inversions 2D ne devraient pas présenter de variations significatives en dessous de ce niveau. Hors, d'après les modèles inverses obtenus, Figure 98 et Figure 99, seules les inversions en cascade du mode 2 (colonne de droite) jusqu'au temps Tps6 sont conformes à cette hypothèse. On note cependant que les mesures directes dans les

piézomètres ne nous permettent pas de conclure sur les variations du milieu non saturé entre la surface et Z = 2.5 m.

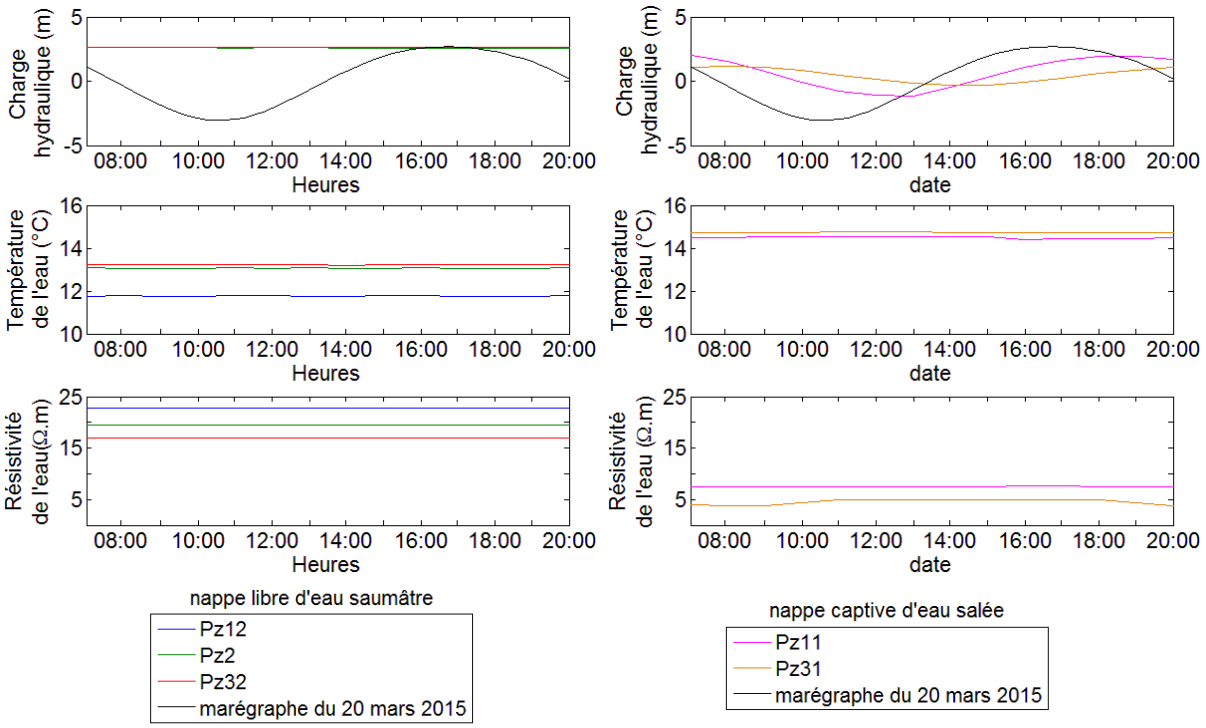


Figure 100. Marégraphe et données des sondes hydrogéologiques le 20 mars 2015 pour les piézomètres du site de l'Hommée avec les mesures de charge hydraulique, de température et de résistivité.

Les variations de résistivité apparente et de résistivité inversée peuvent être dues à des changements de l'état du milieu dans la zone non-saturée des sables dunaires. Dans ce cas, la pluviométrie et la température extérieure peuvent jouer un rôle significatif sur l'état de ce milieu. Les variations de résistivité des coupes d'inversion 2D ne reflètent pas des variations dues à une variation de hauteur de nappe mais peuvent être influencées par une humidification ou une dessiccation du sol sur quelques heures. En effet on peut considérer que la partie sèche des sables de surface contient des particules de sels de mer cristallisées qui peuvent être dissous par l'eau de pluie, ce qui diminue la résistivité du sol. Un léger réchauffement de la couche superficielle au cours de la journée peut aussi expliquer une légère chute de résistivité.

D'après ces résultats, l'intrusion saline n'atteint pas l'eau saumâtre au niveau de la dune grise. Cependant les variations de résistivité inversée constatées semblent avoir un lien avec la marée. Des mesures sur un cycle entier de marée devraient nous permettre cependant de vérifier cette hypothèse. Des échelles temporelles différentes peuvent également être envisagées sachant que des variations significatives de température, de résistivité et de niveau d'eau sont détectées au cours de l'année (Figure 81). De même les coefficients de marée varient cycliquement avec les phases de la lune, le protocole de mesure défini ici peut être utilisé sur un cycle lunaire pour évaluer une éventuelle variation de résistivité engendrée par les variations des coefficients de marée, et ce, si l'intrusion saline en est modifiée. Une étude des variations saisonnières de résistivité pourrait s'avérer plus intéressante. Une comparaison entre les mesures effectuées en novembre 2014, janvier 2015 et mars 2015 devrait nous permettre de répondre à cette question. Enfin des sondes de mesure de température et de teneur en eau dans le sol à différentes altitudes devraient permettre d'observer les variations

des paramètres d'état dans le sable non-saturé et ainsi d'identifier clairement la source des variations de résistivité détectées.

SYNTHÈSE : Des premières mesures d'imagerie de résistivité électrique nous ont permis de visualiser des variations de résistivité apparente dans la zone vadose des sables dunaires de la dune grise. Après avoir optimisé un protocole de mesure, une étude temporelle a été mise en place sur un demi-cycle de marée. La date du 20 mars 2015 a ainsi été retenue pour le fort marnage durant les mesures. Si les résistivités apparentes montrent une variation dans le temps, les modèles inverses 2D correspondant aux mesures effectuées ce jour-là sont présentés sous forme de trois résultats sensiblement différents selon la méthode d'inversion temporelle employée. Ainsi selon le protocole d'inversion utilisé, inversions indépendantes, en cascade mode 1 ou en cascade mode 2, les modèles affichent plus ou moins de variations. Une étude à partir de mesures directes des sondes dans des piézomètres a donc été menée pour visualiser directement les variations des paramètres d'état des nappes d'eau saumâtre et salée. Dans les sables dunaires, la nappe d'eau saumâtre ne montre pas de variations expliquant les variations de résistivité inversée, ce qui nous conduit à émettre certaines hypothèses, tant sur les mesures enregistrées que sur les phénomènes affectant le milieu observé. Il semble à ce stade que l'intrusion saline n'atteigne pas la nappe saumâtre sous dune grise. Cependant, les résistivités inversées montrent des variations significatives en lien avec la marée et des paramètres environnementaux dans la zone de sable non-saturé.

3. Application de la méthodologie 3D- au site de la dune de l'Hommée

3.1. Création du modèle numérique 3D

Comme précisée dans le Chapitre IV.2.1, la première étape de la construction du modèle est d'établir la topographie de celui-ci à partir de relevé GPS différentiel. On note que les deux systèmes d'acquisition testés ici sont situés sur la dune grise. On peut alors simplifier la géométrie de la dune blanche et ne pas prendre en compte sa variabilité côté plage au cours des saisons. On définit ainsi un modèle géométrique identique auquel on ajoute deux systèmes d'acquisition IRE : un dispositif comprenant deux lignes d'électrodes croisées ; un dispositif comprenant deux lignes d'électrodes parallèles (Figure 101). La taille du modèle de la dune est de : X = {– 600 ; 500} ; Y = {– 1200 ; 0} ; Z = {– 500 ; 11}. Comme pour le modèle de la levé, les conditions limites, les paramètres de maillages et la démarche d'inversion 2D et 3D– sont présentées dans le Chapitre II.4.3.(c).

Les campagnes géotechniques et géophysiques précédentes indiquent des changements progressifs tant en termes géologique que géoélectrique. Malgré tout, on peut utiliser les limites franches ici afin de contraindre le maillage à être plus fin au niveau de la zone d'intérêt. Ainsi, une limite peut être intégrée au niveau du toit des argiles à Z = 0 m d'altitude, tel que défini par les sondages destructifs. Un modèle initial peut également permettre d'obtenir une solution plus juste, notamment en prenant en compte le fort contraste entre les sables secs sur un sable saturé d'eau saumâtre, les argiles et l'aquifère calcaire. On définit ainsi deux couches géoélectriques : au-dessus de Z = 3 m on fixe la résistivité à 1000 Ω.m et en–dessous de cette limite on donne une valeur de 7 Ω.m tel que défini par les mesures de résistivité sur la carotte d'argile (§1.1.(a)). De plus, un lissage plus progressif peut être envisagé dans la direction verticale pour représenter au mieux cette diminution progressive de

la résistivité. On note cependant que les dispositifs d'électrodes utilisés ici, d'une longueur de 35 m, sont situés sur la dune grise à une distance minimum de 25 m de la masse d'eau salée de l'océan. La zone d'investigation des lignes d'électrodes ne recoupant pas le niveau de mer le plus haut, il n'est pas nécessaire de prendre en compte dans notre modèle, la masse océanique en surface.

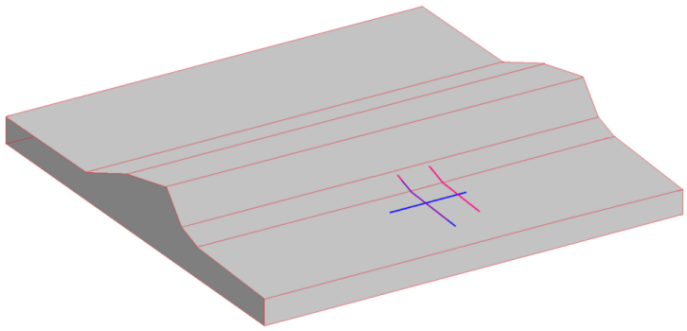


Figure 101. Modèle 3D schématique représentant le tronçon de la dune de l'Hommée avec l'emplacement des lignes d'imagerie de résistivité électrique pour soit le dispositif croisé (lignes bleues), soit le dispositif parallèle (lignes roses).

Afin de comparer les modèles inverses obtenus par méthodologie 3D-, plusieurs sections ont été extraites des modèles 3D : deux sections recoupant les lignes d'électrodes, une section transversale comprenant la dune blanche et la dune grise, et une vue aérienne à la profondeur Z = 1.5 m qui recoupe la remontée d'agile. La Figure 102 présente les différentes coupes pour le dispositif d'électrodes en croix et la Figure 103, les différentes coupes pour le dispositif d'électrodes parallèle.

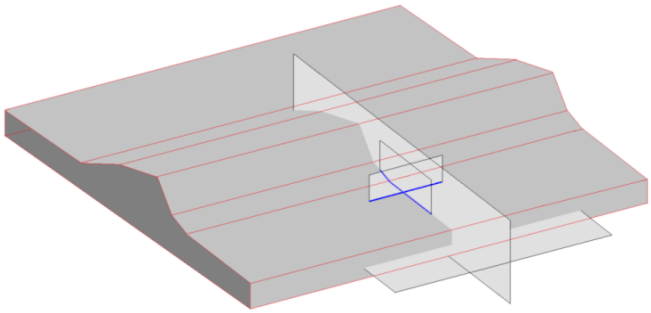


Figure 102. Modèle schématique de la digue avec un dispositif IRE en croix montrant les sections utilisées pour la comparaison des modèles : deux plans transversaux recoupant la ligne d'électrodes transversale à Y = 600 m, un plan longitudinal recoupant la ligne longitudinale à X = –28.5 m et un plan horizontal à la profondeur de Z = 1.5 m.

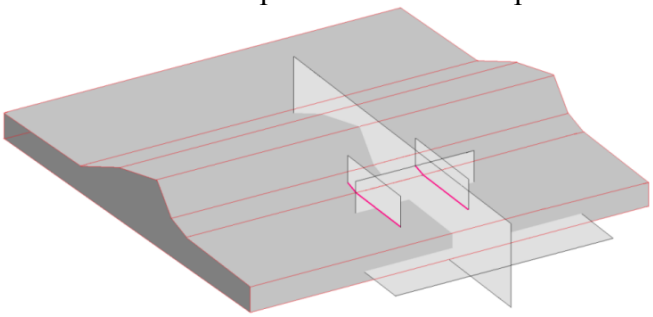


Figure 103. Modèle schématique de la digue avec un dispositif IRE parallèle montrant les sections utilisées pour la comparaison des modèles : trois plans transversaux recoupant les lignes d'électrodes transversales à Y = 600 et 615 m et un plan au milieu à Y = 607.5 m ; un plan longitudinal à X = –28.5 m et un plan horizontal à la profondeur de Z = 1.5 m.

3.2. Optimisation du maillage éléments finis du modèle 3D de la dune de l'Hommée

La méthodologie suivie est la même que dans le chap. 4 avec l'utilisation d'un maillage non structuré en éléments finis de forme tétraédrique. Une étude numérique portée sur les propriétés de maillage (le « facteur de résolution », le nombre de mailles entre deux électrodes adjacentes) est réalisée afin d'obtenir une bonne précision du problème direct. On réalise alors le calcul du problème direct à partir d'un milieu homogène de résistivité de 1 Ω.m et avec des maillages plus ou moins fins à l'aide du logiciel Matlab et COMSOL Multiphysics©. On utilise le dispositif IRE comprenant les lignes croisées qui contraignent plus le maillage pour obtenir des résistances simulées les plus proches possible d'une valeur constante de 1 Ω.

La Figure 104 présente les valeurs des écarts relatifs calculés entre la valeur d'une résistance pour un nombre mailles d'un modèle par rapport à la valeur moyenne des résistances pour chaque espacement considéré, en fonction du nombre de mailles compris dans le modèle. Ceux-ci varient avec le facteur de résolution ou le nombre de maille entre deux électrodes adjacentes. Trois configurations Wenner d'espacement inter-électrodes de 0.75m, 3.75m et 6m sont ainsi investiguées. Dans un premier cas, on s'intéresse à la variation de la résistance en fonction du facteur de résolution pour un même nombre de mailles entre électrodes adjacentes (Figure 104, à gauche), et dans l'autre cas, à la variation de la résistance en fonction du nombre de mailles entre électrodes pour une même valeur du facteur de résolution de maillage (Figure 104, à droite). On remarque que plus l'espace inter-électrodes augmente, plus les écarts relatifs entre résistances, pour différents maillages, convergent autour d'une même valeur.

De même que précédemment, pour le modèle de la digue (Chapitre IV.2.2), une bonne convergence de la résistance est atteinte dès que 4 mailles se trouvent entre deux électrodes adjacentes. On note que les facteurs de résolution 8, 7 et 6 montrent une moins bonne de convergence que des facteurs de résolution plus faibles, quel que soit le nombre de mailles entre électrodes et l'espacement inter-électrodes choisi (Figure 104, à gauche). On conclut alors qu'il est inutile de chercher à produire un maillage plus fin que nécessaire qui sera aussi plus couteux en temps. Les faibles nombres de mailles entre électrodes adjacentes affichent une faible convergence quel que soit le facteur de résolution (Figure 104, à droite). Cependant, à partir de 5 mailles entre électrodes, les résistances convergent bien, démontrant encore une fois qu'il est inutile de sur-discrétiser le modèle. Ces conclusions établissent la connexion forte entre ces deux paramètres de maillage.

D'après ces résultats, trois maillages sont retenus avec un facteur de résolution du maillage « moyen » de 5 mais une possibilité d'intégrer 8, 9 ou 10 mailles entre électrodes adjacentes. Dans l'optique de limiter le temps de création du modèle et de ne pas sur-discrétiser ce dernier, 8 mailles sont choisies pour remplir l'espace entre deux électrodes adjacentes. La Figure 105 présente le maillage résultant de ces paramètres pour un dispositif de lignes d'électrodes croisées (Figure 105, à gauche) et de lignes parallèles (Figure 105, à droite). Ces modèles contiennent respectivement 60095 et 62481 éléments. Comme pour le modèle de la digue, seules les mailles se trouvant dans un rayon de 35 m autour du centre du dispositif d'imagerie électrique seront inversées, ainsi les modèles comportent 47365 et 47616 paramètres.

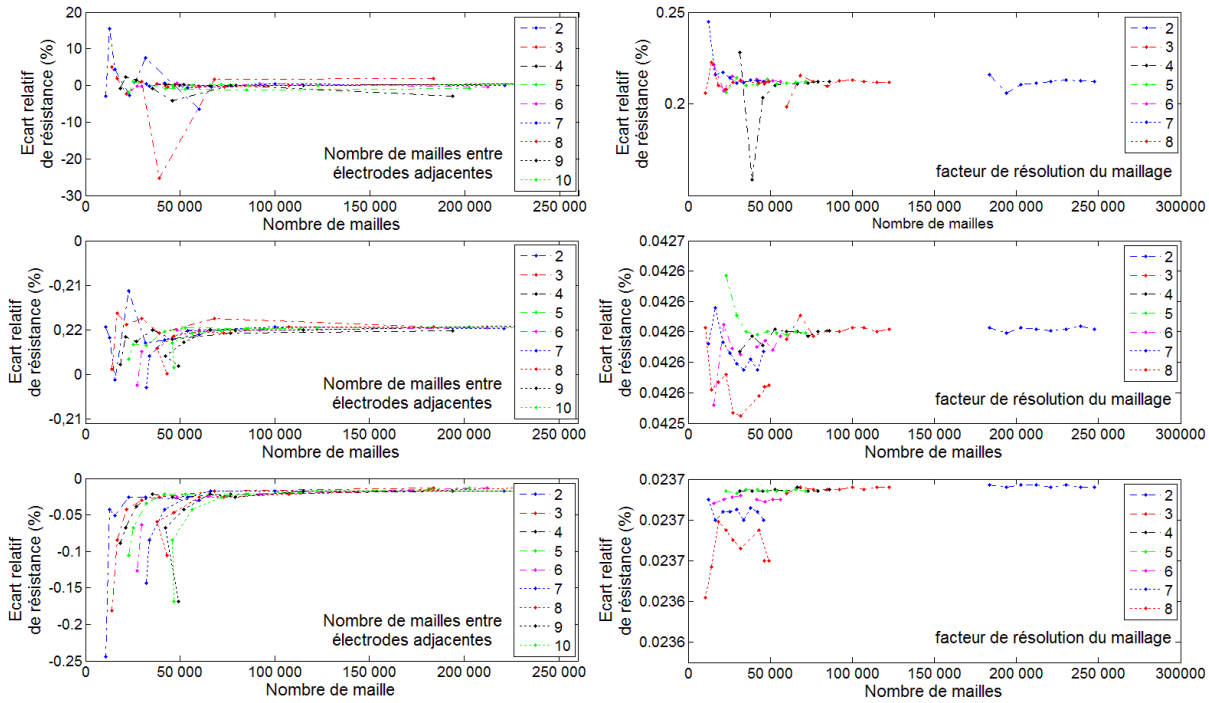


Figure 104. Évolution des chutes de résistances simulées pour des configurations Wenner (0.75m-3.75m-6m d'espacement inter-électrodes) en fonction du nombre total de mailles dans le modèle et (à gauche) le nombre de mailles entre deux électrodes adjacentes et (à droite) du facteur de résolution de maillage.

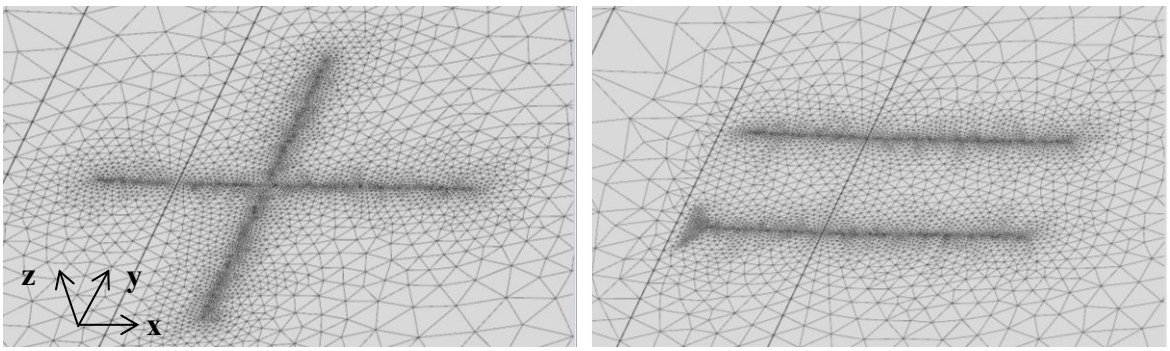


Figure 105. Vue « zoomée » du maillage du modèle 3D autour de la position des électrodes placée en surface avec des lignes croisées (à gauche) et des lignes parallèles (à droite).

3.3. Étude numérique de l'effet d'une variabilité du toit d'un milieu conducteur sous un milieu résistant

L'objectif de l'utilisation de la méthodologie 3D⁻ dans le cadre du site côtier de L'Hommée est de définir sa capacité à imager la variabilité de l'altitude du toit de l'argile. Ainsi, avant de prendre en compte la géométrie réelle de la remontée détectée dans le §1.1, on se propose d'étudier la sensibilité des différents dispositifs d'IRE à la présence d'une remontée d'un milieu conducteur dans un milieu résistant, sachant que l'hypothèse d'un milieu argileux plus conducteur que le sable saturé d'eau saumâtre a été défendue au §1.3.
Pour ce faire, on s'intéresse à deux cas simples qui mettent en scène deux dispositifs de lignes IRE, lignes croisées et parallèles, associées à une remontée du toit de l'argile transversale à la dune blanche. Pour chaque essai on étudie un milieu à deux couches géoélectriques : un milieu de 1000 Ω.m situé entre la surface et Z = 0 m d'altitude ; et un milieu de 5 Ω.m dont

l'altitude du toit est variable entre Z = 0 m et une zone de 5m de large remontée à l'altitude Z = 2.5 m (Figure 56). La géométrie de cette remontée conductrice se base sur la Figure 80. Pour chaque modèle synthétique, on utilise les séquences d'acquisition utilisées sur le terrain soit des séquences Wenner-Schlumberger de 1984 données pour les lignes IRE croisées et de 1936 données pour les lignes IRE pour les lignes parallèles auxquelles on rajoute 5% de bruit Gaussien.

On compare les résultats obtenus par une approche 2D conventionnelle et par l'approche 3D⁻. On définira alors les avantages et désavantages de chaque dispositif d'électrodes et l'intérêt d'adopter une approche 3D⁻ pour imager une remontée du toit d'une couche conductrice sous une couche résistante.

3.3.(a) Modèle et résultats d'inversion pour deux lignes IRE croisées

Le premier essai comprend un dispositif d'électrodes en croix tel que défini dans le §1.3 localisé à l'aplomb de la remontée du toit de la couche conductrice dont le milieu est centré sur l'axe Y= 600 m (Figure 56). On peut noter que la distribution de résistivité vraie du modèle respecte quasiment l'hypothèse d'un milieu 2D pour la ligne L (à la topographie près, mais celle-ci est en pente douce et régulière au niveau de la ligne), mais ne la respecte pas du tout pour la ligne T qui longe l'anomalie allongée transversalement.

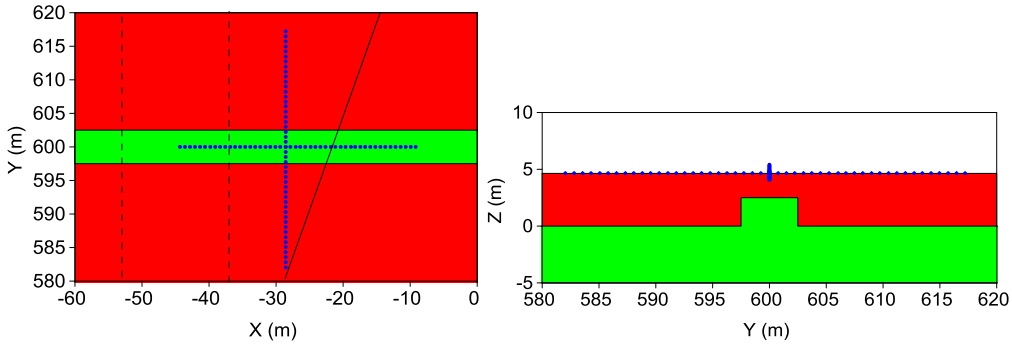


Figure 106. Vue aérienne (à gauche) et longitudinale (à droite) du modèle synthétique 3D de la dune grise, à l'aplomb de la remontée d'argile (en vert), avec la localisation des deux lignes d'électrodes T et L (points bleus) correspondant respectivement à la ligne transversale (Y=600 m) et la ligne longitudinale (X= – 28.5 m).

Les distributions des résistivités inversées en 2D pour les deux lignes croisées sont présentées Figure 107. La ligne transversale « T » dans le plan X–Z et la ligne longitudinale « L » dans le plan Y-Z montrent une erreur RMS normalisée à la 5ème itération identique.

Situées à l'aplomb de la remontée du toit de la couche conductrice, les coupes inversées 2D affichent clairement cette présence de variabilité latérale. Les résultats montrent une certaine concordance entre la géométrie de la remontée conductrice définie et la reconstruction du modèle inverse 2D sur les deux lignes d'électrodes. Les contrastes de résistivité entre les deux couches géoélectriques sont également bien reproduits avec une gamme de résistivité située entre 4.5 et 1000 Ω.m. L'inversion cependant ne permet pas de retrouver la limite exacte du passage d'un milieu à un autre, dans le sens où celle-ci présente un dégradé de résistivité entre les deux milieux du fait de l'utilisation d'une inversion moindre carrée (norme L_2). Ces résultats 2D sont cependant très satisfaisants et démontrent la puissance d'un dispositif IRE en croix qui nous permet de visualiser clairement une variabilité en Y. On note également que ces conclusions nécessitent l'utilisation et l'interprétation des deux lignes IRE conjointement.

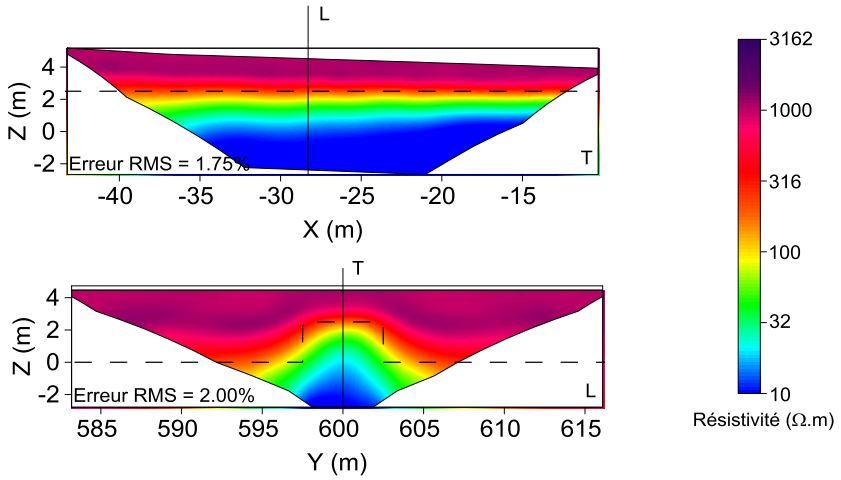


Figure 107. Coupes d'inversion 2D de la dune grise, pour le dispositif en croix, en présence d'une remontée du toit de la couche conductrice située sous la ligne transversale après 7 itérations : T- de la ligne IRE transversale (Y = 600 m) et L- de la ligne IRE longitudinale (X= –28.5 m). Les lignes en pointillés montrent l'emplacement du toit du milieu conducteur.

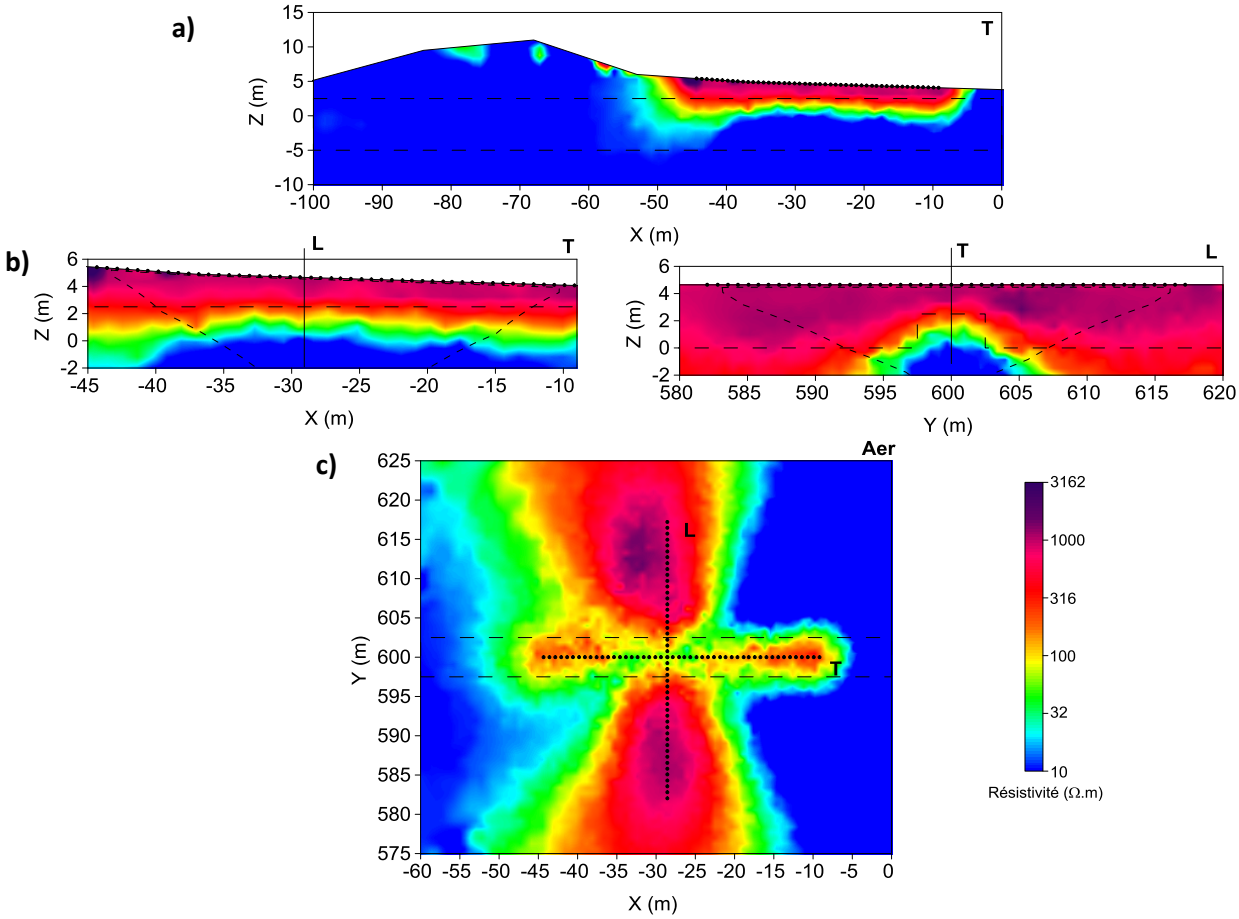


Figure 108. Coupes d'inversion 3D⁻ de la dune grise en présence d'une remontée d'argile sous la ligne transversale après 7 itérations (erreur RMS de 6.49%) : a) section transversale du milieu dunaire au niveau de la ligne transversale (Y = 600 m), b) Vues longitudinale à X = –28.5 m et transversale à Y = 600 m de la dune grise au niveau des lignes d'électrodes et c) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z = 1.5 m.

On inverse le même jeu de données conjointement à l'aide de la méthode 3D⁻. L'inversion comprend 47365 paramètres et dure 2h47min pour 7 itérations. Les résultats sont présentés sur la Figure 108 par le biais de trois coupes : deux coupes transversale « T » et longitudinale « L » correspondants aux coupes 2D (Figure 108a et b) ; une coupe horizontale « Aer » à Z = 1.5 m d'altitude.
Les coupes inversées 3D T et L, bien que plus grandes que les coupes 2D, présentent des résultats similaires. On retrouve les mêmes dégradés de résistivité pour la limite entre les deux couches considérant que celles-ci utilisent la norme L_2 comme l'inversion 2D. La coupe horizontale (« Aer ») nous permet de visualiser la réponse inverse à une altitude constante.
Cette vue est particulièrement intéressante puisqu'elle nous permet de voir la zone d'influence des lignes d'électrodes en X et Y. À l'altitude Z =1.5 m le milieu doit être de 1000 Ω.m partout sauf entre les ordonnées Y =597.5 et 602.5 m où elle doit être de 5 Ω.m. En premier lieu, on note que le milieu en dehors des lignes d'électrodes, montre une résistivité de 10 Ω.m maximum, observation également visible sur la Figure 108a. La résistivité du milieu de surface se retrouve concentrée autour de la ligne longitudinale, 5 m de part et d'autre de X = – 28.5 m. En dehors de ces limites, on a une diminution graduelle de la résistivité jusqu'à 10 Ω.m. Dans cette vue et à cette seule altitude, la ligne transversale ne permet pas de distinguer la remontée du milieu conducteur, bien que les résistivités affichées le long de cette direction soient plus basses que dans le sens longitudinal. Le croisement des lignes, zone présentant la plus grande densité de données électriques, montre un milieu plus conducteur entre 40 et 100 Ω.m mais n'affiche pas non plus la résistivité du milieu conducteur à l'altitude Z = 1.5 m.

Le dispositif IRE en croix utilisé ici montre un potentiel intéressant quant à l'imagerie d'une remontée d'un milieu conducteur sous un milieu résistant, quelle que soit la méthodologie d'inversion utilisée. L'inversion 2D parait par ailleurs plus adaptée si l'on considère l'ambiguïté apportée par la vue aérienne pour la méthodologie 3D⁻.

3.3.(b) Modèle et résultats d'inversion pour deux lignes IRE parallèles

Le deuxième essai comprend un dispositif d'électrodes parallèles (§1.3) comprenant le même nombre d'électrodes et le même espacement inter-électrodes que précédemment. La remontée du toit de la couche conductrice est maintenant localisée entre les deux lignes avec le milieu qui est centré sur l'axe Y= 607.5 m (Figure 109). On peut noter que la distribution de résistivité vraie du modèle ne respecte pas l'hypothèse d'un milieu 2D pour ces deux lignes.

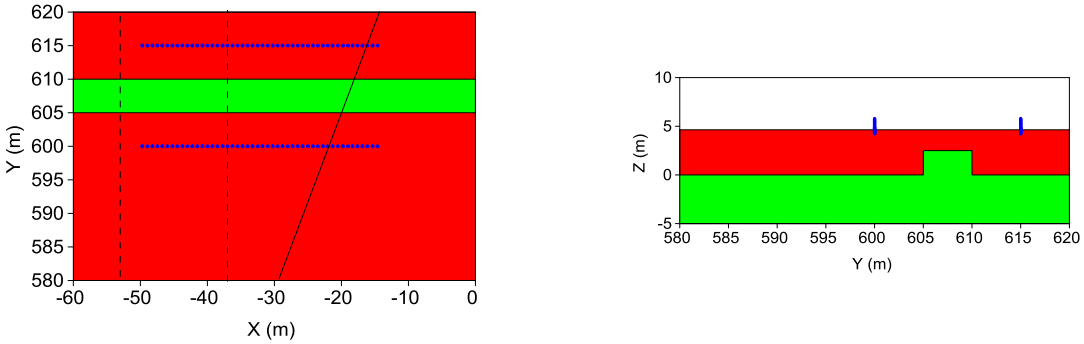


Figure 109. Vue aérienne (à gauche) et longitudinale (à droite) du modèle synthétique 3D de la dune grise, à l'aplomb de la remontée d'argile (en vert), avec la localisation des deux lignes d'électrodes Ts et Tn (points bleus) correspondant respectivement à la ligne transversale sud (Y = 600 m) et la ligne transversale nord (Y = 615 m).

La Figure 110 présente les distributions de résistivité inversée en 2D pour les deux lignes parallèles « Ts » à Y = 600 m et « Tn » à Y = 615 m et. Toutes deux dans le plan X-Z, elles affichent des erreurs RMS normalisées à la 5ème itération de 1.27% et 1.43%.
Considérant l'espacement inter-électrodes et la longueur des lignes IRE de 35.25 m, la remontée du toit de la couche conductrice peut être difficilement détectable par l'une ou l'autre des lignes IRE séparément bien que les coupes inversées 2D affichent des variations de résistivité en dessous de Z = 2 m d'altitude, la position du toit du milieu conducteur au niveau de la remontée conductrice. Ainsi, on ne détecte pas de variation le long de la direction X ce qui laisse supposer l'existence d'un milieu tabulaire à deux couches. On note également que la couche conductrice montre une résistivité supérieure à celle définie.

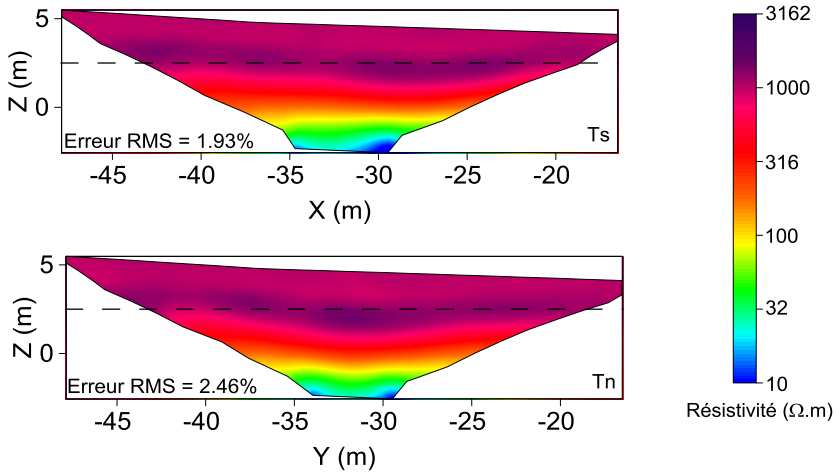


Figure 110. Coupes d'inversion 2D de la dune grise, pour le dispositif parallèle, en présence d'une remontée du toit de la couche conductrice située à Y = 607.5 m après 5 itérations : Ts- de la ligne IRE transversale (Y = 600 m) et Tn- de la ligne IRE transversale (Y = 615 m). Les lignes en pointillés montrent la projection de la remontée du toit du milieu conducteur.

Les jeux de données obtenus pour les deux lignes d'électrodes sont maintenant inversés conjointement à l'aide de la méthode 3D⁻. L'inversion comprend 47616 paramètres et dure 2h43min pour 7 itérations. Les résultats sont présentés sur la Figure 111 par le biais de trois coupes : une coupe transversale « T » correspondant à l'emplacement Y = 607.5m au niveau de la remontée du toit de la couche conductrice ; une coupe longitudinale « L » correspondant au milieu des lignes IRE; et une coupe horizontale « Aer » à Z = 1.5 m d'altitude.
La coupe transversale (Figure 111a) n'indique pas la présence d'une limite conductrice à 2.5 m mais diminue la résistivité moyenne de l'ensemble du modèle. La première couche affiche des résistivités situées entre 400 et 300 Ω.m. Le toit de la deuxième couche, à environ 40 Ω.m oscille de – 5 m d'altitude à X = – 100 m jusqu'à atteindre la surface à X = 0 m. Les coupes longitudinale et aérienne (Figure 111b et c) permettent de mettre en évidence la variabilité en Y bien que les résistivités ne soient pas retrouvées. On remarque également une différence entre les deux lignes d'électrodes. La ligne IRE « Tn » montre une couche résistive plus large et plus épaisse que la ligne « Ts » pour un milieu identique.

Le dispositif IRE avec des lignes parallèles fait une distinction nette entre la méthodologie 2D et 3D⁻. Inversées séparément en 2D, les lignes IRE ne nous permettent pas de détecter une variabilité du milieu. Les résultats du modèle 3D, bien que limité en termes de restitution de la résistivité, montrent bien une variabilité au centre du dispositif. On note cependant une asymétrie des résultats 3D⁻ entre le sud (conducteur) et le nord (résistant) de la dune grise.

Une plus grande contrainte et des paramètres d'inversions spécifiques devraient nous permettre de déterminer la nature de ces différences.

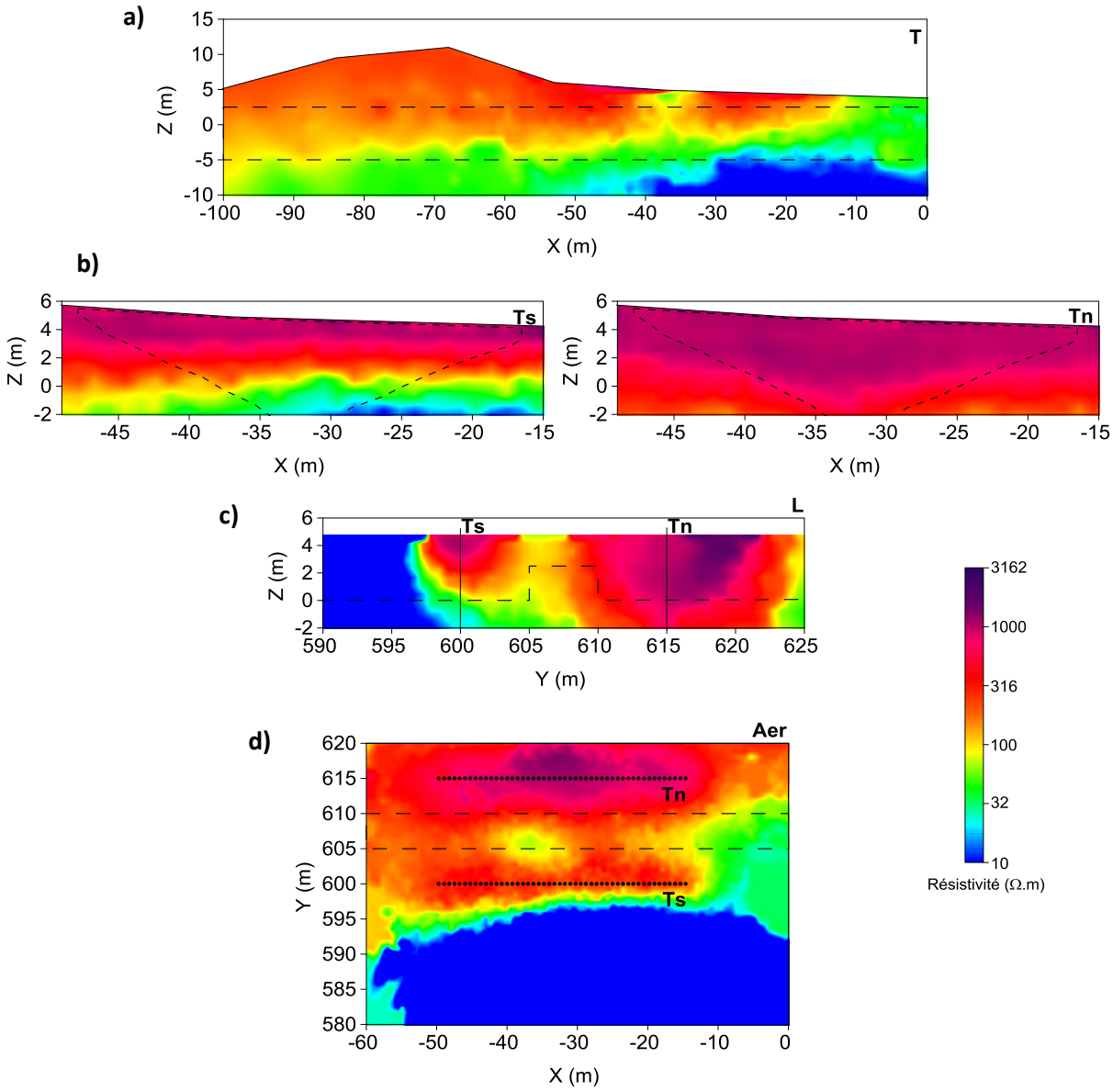


Figure 111. Coupes d'inversion 3D⁻de la dune grise en présence d'une remontée d'argile sous la ligne transversale après 5 itérations (erreur RMS de 4.93%) : a) section transversale à Y=607.5 m, b) les vues transversales des deux lignes IRE Ts et Tn, c) une vue longitudinale de la dune grise à X= –28.5 m et d) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z=1.5 m.

Si l'on se base sur ces études synthétiques, le dispositif IRE le plus à même à répondre à notre besoin d'imager une variabilité du toit de la couche conductrice est le dispositif en croix que ce soit en 2D ou 3D⁻. Le dispositif IRE parallèle ne convient qu'avec la méthodologie 3D⁻ et montre des résultats moins pertinents que le dispositif en croix. On note cependant que la réponse positive du dispositif en croix est due en partie parce qu'il est situé exactement à l'aplomb de la remontée du toit de la couche conductrice.

3.4. Étude de l'imagerie 3D⁻ de la dune grise à l'aide de deux dispositifs d'IRE

3.4.(a) Présentation des modèles

Afin d'améliorer les modèles inverses du milieu dunaire de la dune grise obtenus par la méthodologie 3D⁻, on examine l'apport d'informations a priori aux modèles 3D, sur la base des deux dispositifs d'IRE avec deux lignes d'électrodes croisés ou parallèles. Dans le cadre de cette étude, on s'intéresse uniquement à un a priori géoélectrique avec l'intégration d'un modèle initial. En effet, le Chapitre IV.2.4 nous a démontré l'importance et le bénéfice apporté par un modèle initial. De plus, des essais avec intégration d'une interface géologique ne nous permettent pas à l'heure actuelle d'obtenir des modèles assez contraints (trop peu de données et de mailles) pour réaliser une inversion. On compare ainsi les deux dispositifs d'électrodes pour des modèles qui intègrent : la position des électrodes et la topographie ; et l'utilisation d'un modèle initial géoélectrique à deux couches de résistivité 1000 Ω.m au-dessus de Z = 2.5 m puis de résistivité de 7 Ω.m en-dessous de Z = 2.5 m (Tableau 6). Les modèles 'a' et 'b' présentent les lignes IRE croisées et les modèles 'c' et 'd', les lignes IRE parallèles.

Nom du modèle	Ligne IRE croisées	Ligne IRE parallèles	Électrodes en surface et topographie de la dune	Modèle initial géoélectrique	Nombre de mailles dans le modèle	Nombre de paramètres du modèle
modèle 'a'	x		x		60095	47365
modèle 'b'	x		x	x		
modèle 'c'		x	x		62300	47427
modèle 'd'		x	x	x		

Tableau 6. Caractéristiques des modèles 'a' à 'd' indiquant le type d'informations a priori incluses (col. 4 & 5) et la taille du maillage (col. 6 & 7).

3.4.(b) Présentation des résultats

On s'intéresse tout d'abord aux modèles 'a' et 'b' obtenus pour les lignes d'électrodes croisées. Dans les deux cas, on inverse 47365 paramètres. Pour le modèle 'a', l'erreur RMS initiale est de 1537 % et diminue jusqu'à 8.1 % entre la première à la 7ème itération. On note que l'utilisation d'un modèle initial géoélectrique à deux couches, modèle 'b', diminue singulièrement le RMS initial (de 67.8 % à 28.7 %) mais la convergence est moindre (10% contre 25%).
Le modèle 'a', présenté Figure 112, montre un modèle très peu contraint. Les coupes inversées recoupant les lignes d'électrodes, à Y = 600 m et X = – 28.5 m (Figure 112, T et L), montre une distribution de la résistivité équivalente aux coupes 2D (Figure 89) avec deux couches distinctes : une forte résistivité en surface entre 3000 et 500 Ω.m jusqu'à Z = 2 m; une couche de résistivité de 10 Ω.m à partir de Z = 0 m au croisement des lignes d'électrodes.

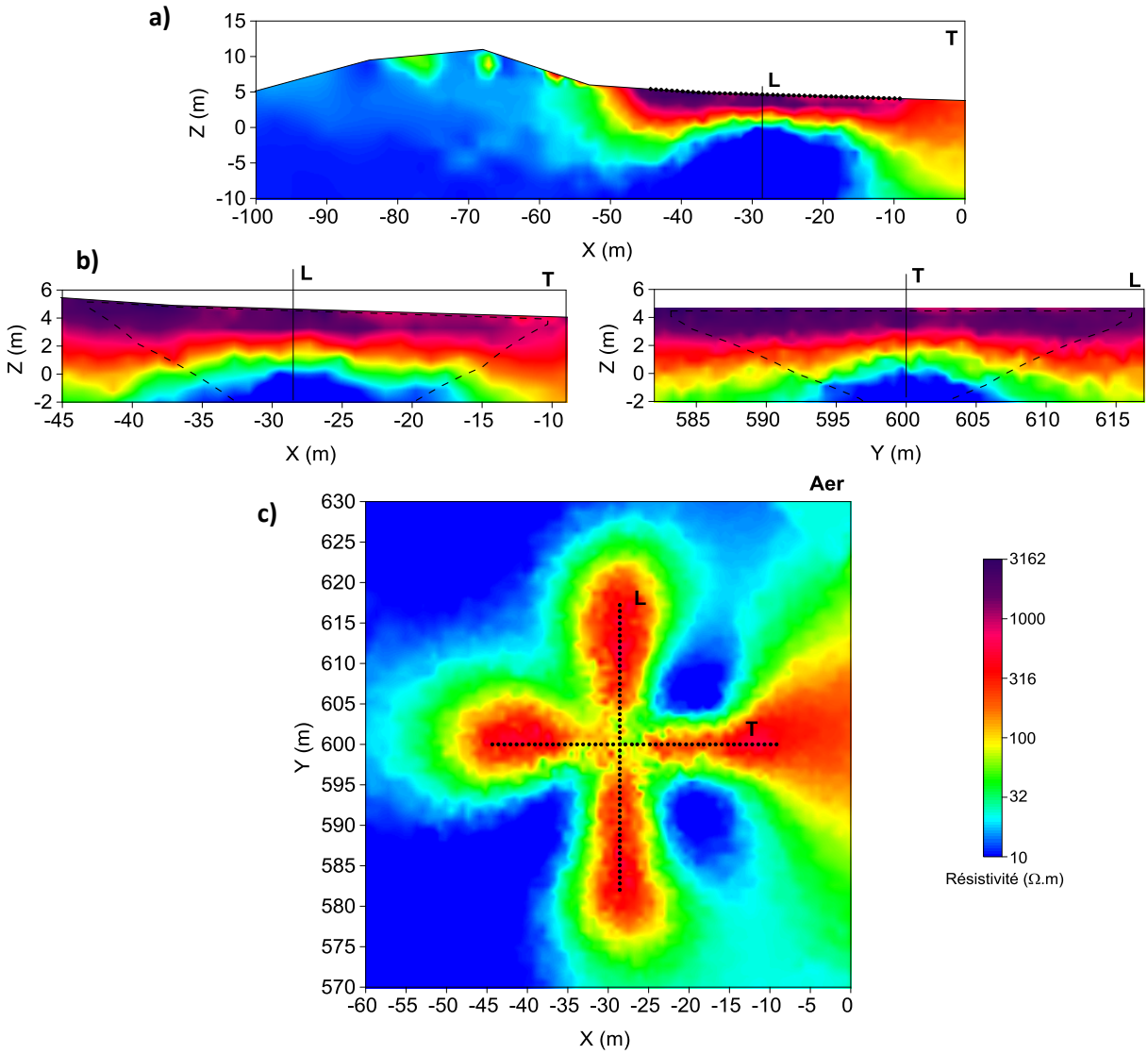


Figure 112. Modèle 'a', coupes d'inversion 3D⁻ de la dune grise pour les mesures du 14 mars 2014 (lignes IRE croisées) après 7 itérations (erreur RMS de 8.1 %) : a) section transversale du milieu dunaire au niveau de la ligne transversale (Y = 600 m), b) Vues à transversale à Y = 600 m et longitudinale X = –28.5 m de la dune grise au niveau des lignes d'électrodes et c) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z = 1.5 m.

Pourtant, l'inversion conjointe des mesures de résistivité apparente des deux lignes d'électrodes ne permet pas d'améliorer la visibilité en profondeur, au contraire la limite entre sable sec et argile devient bien moins définie. La faible résistivité affichée dans la dune blanche sur la première coupe transversale nous indique également une rapide perte de contrainte quand on s'éloigne des électrodes. On remarque que nos coupes d'inversion 3D⁻ sont étendues bien au-delà de la zone de sensibilité maximum. Le milieu a tendance à adopter la résistivité moyenne de 20 Ω.m sous l'influence du modèle initial de 1 Ω.m (modèle homogène de résistivité égale à la moyenne des résistivités apparentes mesurées) plutôt que de marquer la continuité du milieu de surface de forte résistivité. C'est d'autant plus remarquable sur la vue horizontale à Z = 1.5 m qui définit une résistivité entre 300 et 100 Ω.m jusqu'à 5 m de part et d'autre des lignes d'électrodes, et qui au-delà affiche une résistivité inférieure à 30 Ω.m. On note enfin une répartition de résistivité très étalée en Y entre X = –10 et 0 m, qui est associée à du bruit d'inversion dû à la diminution de la topographie et à la taille des mailles à cet endroit.

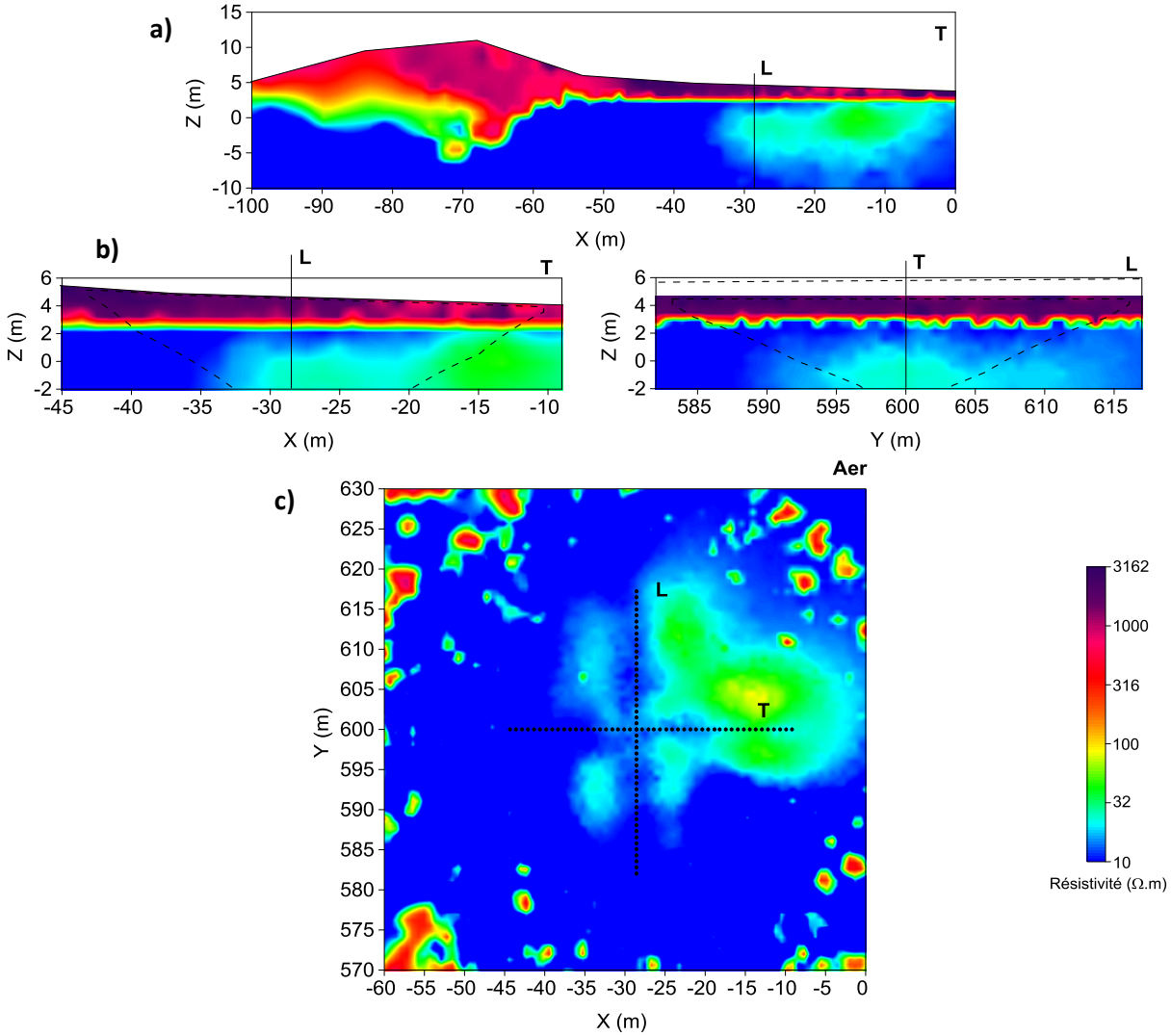


Figure 113. Modèle 'b', coupes d'inversion 3D⁻ de la dune grise pour les mesures du 14 mars 2014 (lignes IRE croisées) après 7 itérations (erreur RMS de 28.7 %) : a) section transversale du milieu dunaire au niveau de la ligne transversale (Y = 600 m), b) Vues transversale à Y = 600 m et longitudinale à X = –28.5 m de la dune grise au niveau des lignes d'électrodes et c) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z = 1.5 m.

Le modèle 'b' présente les résultats d'inversion acquis à partir d'un modèle initial géoélectrique à 2 couches (Figure 113). Les coupes d'inversion affichent une distribution des résistivités qui marque bien la distinction entre les milieux résistant et conducteur. La première couche présente des résistivités entre 1000 et 3000 Ω.m jusqu'à Z = 3 m, avec une variation transversale (Figure 112 et Figure 113a) associée à la topographie et à la diminution de l'épaisseur de la couche de sable. La couche conductrice montre également une variabilité de résistivité avec une gamme entre 10 et 80 Ω.m. Les différentes vues offertes par cette méthodologie 3D⁻ nous permettent de localiser un maximum de variabilité de distribution de résistivité dans la couche conductrice dans la partie est (entre X = –30 et 0 m et entre Y = 600 et 620 m) de la dune grise (Figure 113a et c). En effet, la frontière transversale de la zone plus résistante (25 Ω.m) débute à X = – 35 m avec un noyau résistif (50 Ω.m) entre X = – 20 et – 10 m. La vue longitudinale (Figure 113b) affiche un maximum de variation au croisement des lignes IRE à Y = 600 m. La vue aérienne (Figure 113c) montre une étendue plus large qui

recouvre les deux lignes IRE avec un maximum situé entre X = – 20 à – 10 m et Y = 600 à 610 m, ce qui corrobore les deux vues précédentes.
On peut raisonnablement associer la remontée du toit de l'argile définie sur la Figure 86 à ces variations de résistivité. On remarque cependant que celle-ci affiche une plus grande résistivité que celle obtenue sur carotte et également que la couche d'argile semble plus résistante que la couche de sable saturé. Ces deux dernières remarques peuvent nous faire douter de la crédibilité des résultats d'inversion 3D⁻ qui semblent pourtant correspondre aux résultats 2D (Figure 90).

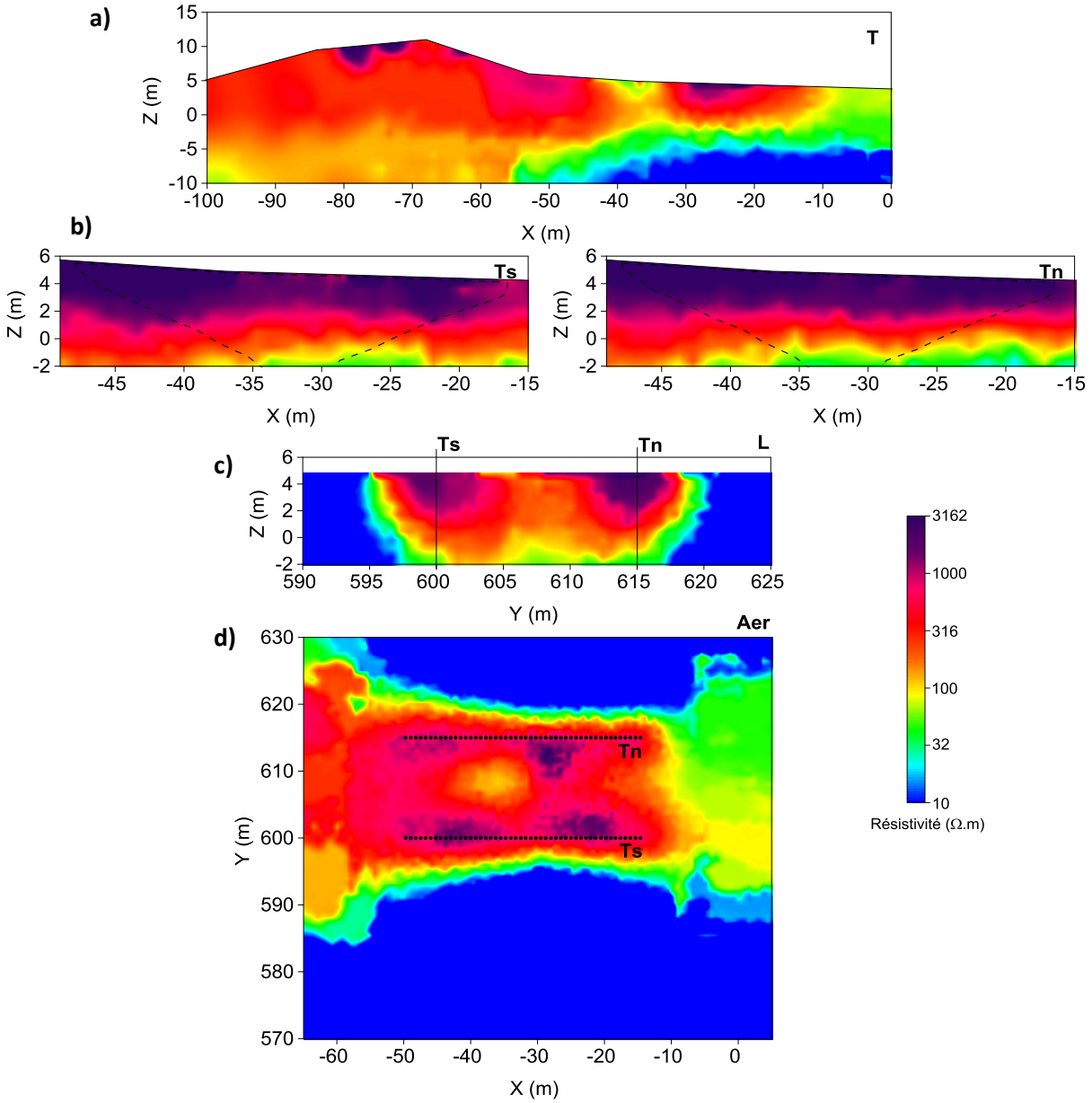


Figure 114. Modèle 'c', coupes d'inversion 3D⁻de la dune grise pour les mesures du 23 juillet 2014 (lignes IRE croisées) après 7 itérations (erreur RMS de 13 %) : a) section transversale à Y = 607.5 m, b) les vues transversales des deux lignes IRE Ts et Tn, c) vue longitudinale de la dune grise à X = –28.5 m et d) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z = 1.5 m.

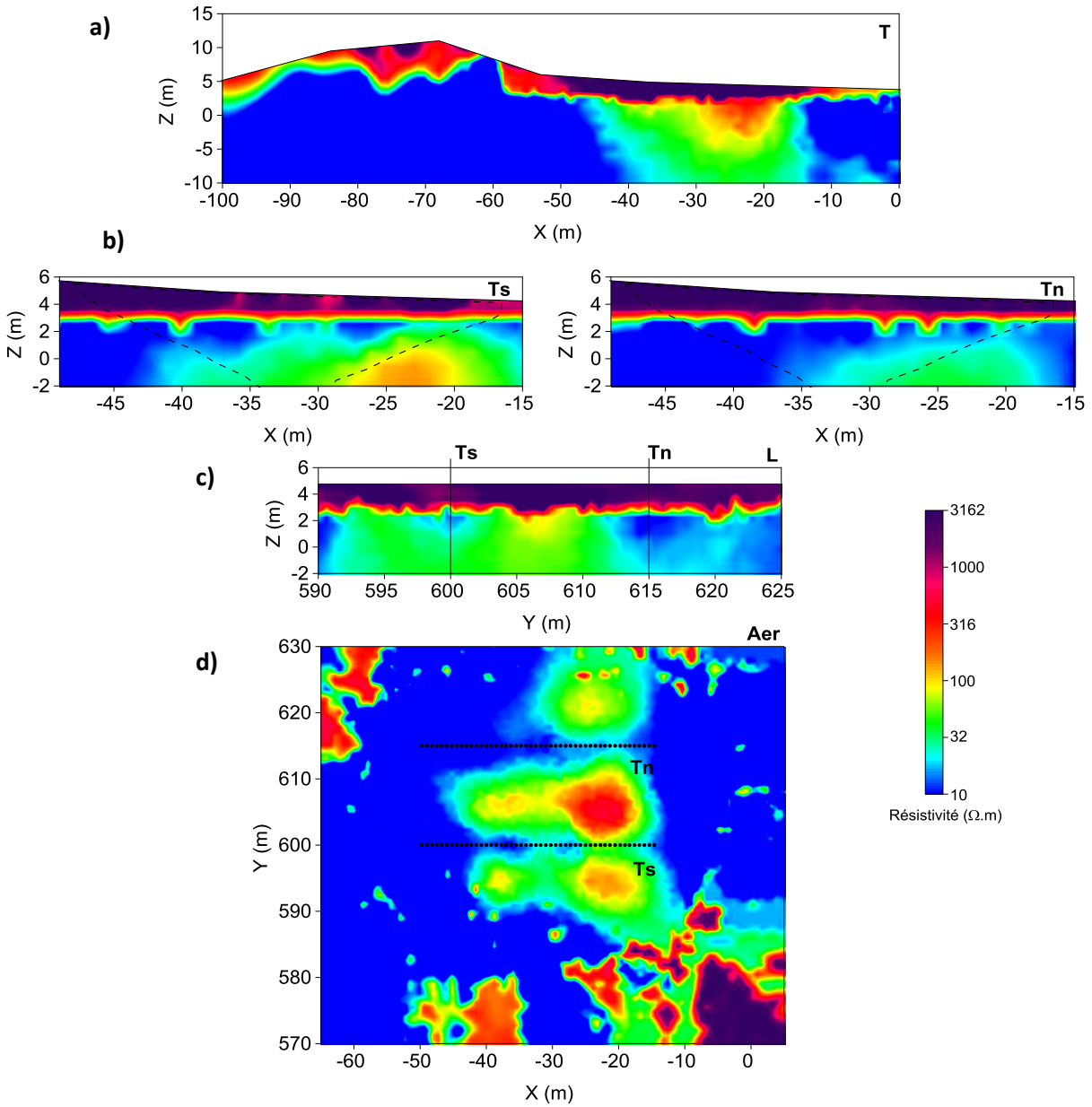


Figure 115. Modèle 'd', coupes d'inversion 3D–de la dune grise pour les mesures du 23 juillet 2014 (lignes IRE croisées) après 7 itérations (erreur RMS de 30.7 %) : a) sections transversale à Y = 607.5 m, b) les vues transversales des deux lignes IRE Ts et Tn, c) vue longitudinale de la dune grise à X = –28.5 m et d) vue aérienne de la dune grise à une altitude de Z = 1.5 m.

On étudie à présent, les modèles 'c' et 'd' obtenus avec des lignes IRE parallèles, qui comptent 47427 paramètres. Le modèle 'c' partant d'un modèle initial homogène de résistivité 1 Ω.m, présente une erreur RMS initiale de 1986 %. La convergence est la même que pour le modèle 'a' avec un RMS final de 13 % après 7 itérations. Le modèle 'd' se base sur le modèle initial à 2 couches géoélectriques et présente une erreur RMS initiale1 de 75% et une erreur RMS finale de 31%.

Les mesures de résistivité du modèle 'c' semblent influencer fortement la distribution de la résistivité dans le milieu entre les lignes d'électrodes (coupe Aer, Figure 114). Mais comme pour les modèles 'a' et 'b', cette influence est limitée en Y jusqu'à une distance de 5 m autour des lignes d'électrodes (coupes L et Aer, Figure 114). Du fait d'utiliser deux lignes parallèles, la direction X est plus influencée par les mesures que dans les modèles précédents avec une

distribution de résistivité plus proche des résistivités apparentes mesurées jusque dans la dune blanche (coupe T, Figure 114). Les coupes transversales (coupes Tn et Ts, Figure 114) dénotent un milieu résistant jusqu'à Z = 0 m et la coupe T ne dévoilent le milieu conducteur qu'en dessous de Z = – 5 m d'altitude. On a donc une épaisseur de couche résistive plus forte que dans les modèles 2D et 3D⁻ précédents. L'analyse conjointe de l'ensemble des coupes de la Figure 114 nous pousse à mettre en doute ces résultats 3D⁻ et la distribution de la résistivité qui ne parait pas plausible.
Les résultats de l'inversion 3D⁻ du modèle 'd' sont présentés sur la Figure 115 et montrent un milieu plus proche des résultats obtenus avec des lignes IRE croisées du modèle 'b' (Figure 112 et Figure 113), bien que présentant moins de contrainte et donc plus d'hétérogénéité de résistivité. Ainsi, bien que les résultats pour la couche résistive soient les mêmes, la couche conductrice apparait plus hétérogène et plus résistante avec une gamme de 10 à 400 Ω.m. On remarque cependant que, comme pour le modèle 'b', le maximum de résistivité pour cette couche est obtenu entre les des lignes IRE, entre X = – 30 à – 20 m et Y = 600 à 610 m ce qui correspond à l'emplacement de la remontée d'argile décrite dans la Figure 86. Encore une fois, et bien que ces résultats 3D⁻ montrent une amélioration par rapport au modèle 'c', la distribution de résistivité obtenue parait moins plausibles géologiquement que les modèles 2D (Figure 89 et Figure 90) ou les modèles 3D⁻ obtenus avec des lignes IRE croisées (Figure 112 et Figure 113).

3.4.(c) Discussion

Les modèles 3D⁻ de la dune grise et de son environnement côtier, dans les deux cas proposés, montrent clairement une forte influence du modèle initial et une zone de contrainte par les mesures IRE peu étendue et centrée autour des électrodes. Considérant les différences entre un modèle initial homogène et un modèle initial à 2 couches géoélectriques, il apparait nécessaire de conserver les résultats obtenus à l'aide du deuxième cas. En effet, les forts contrastes de résistivité de la dune (sables secs à argile) tendent à donner un meilleur résultat quand on tient compte de cette répartition.
Parmi les quatre modèles ainsi présentés, seul le modèle 'b' propose une distribution de résistivité cohérente et en adéquation avec les connaissances préalables du milieu. Il met en avant une distribution non homogène de la résistivité de la couche conductrice qui correspond à la localisation de la remontée argileuse définie par les méthodes électromagnétique et les sondages géotechniques. Bien que les modèles 3D⁻ ne permettent pas de définir des limites distinctes ou de localiser plus précisément cette remontée d'argile, ces résultats donnent plus d'informations que les modèles 2D.
D'autres modèles 3D⁻ ont été réalisés en introduisant des interfaces géologiques pour délimiter les différentes couches géologiques détectées par les méthodes géotechniques ainsi que l'intégration d'une surface de découplage représentant le niveau de la nappe sur les dates proposées. Cependant, les inversions n'ont pas convergé indiquant ainsi une maitrise insuffisante du maillage et des contraintes du modèle 3D de la dune.
Il serait alors plus intéressant de travailler sur les paramètres d'inversion. Le lissage par exemple pourrait être renforcé afin de mieux traduire la diminution graduelle de la résistivité avec la profondeur, au contraire de la surface de découplage qui divise le lissage en deux zones distinctes. Le facteur d'amortissement qui pondère le terme de régularisation de l'inversion peut également être augmenté, si l'on considère que les données mesurées ont besoin d'une stabilisation plus forte au regard du bruit environnemental qui a été mis en avant sur ce site. Dans ce sens, une matrice de pondération sur les données peut également être envisagée. Ces informations a priori auraient pour but de favoriser le modèle de référence par rapport aux données mesurées et ainsi stabiliser l'inversion.

On note cependant que le nombre de données mesurées est faible comparé au nombre de mailles du modèle. Si une augmentation des informations a priori est envisagée, il est tout de même recommandé d'augmenter le nombre de mesures IRE. On pense alors à des mesures interlignes ou à un dispositif comportant plus de lignes d'électrodes.

SYNTHÈSE : Il apparait qu'un dispositif de lignes d'électrodes croisées est plus intéressant pour imager le site de l'Hommée dans le cadre de l'étude de la variabilité du toit de la couche d'argile que ce soit pour un modèle synthétique ou réel. Cependant, la méthodologie 3D⁻ montre pour l'instant des limites d'imagerie de ce milieu fortement contrasté. L'utilisation d'un modèle initial basé sur l'information géoélectrique apporte de meilleurs résultats mais ne semble pas suffisant à lui seul pour pallier le manque d'informations pour une inversion 3D. Pour améliorer ces modèles, on recommande d'augmenter le nombre de données mesurées : en utilisant le même dispositif IRE avec des mesures interlignes ou en augmentant le nombre de ligne d'électrodes. On propose également de poursuivre les études numériques en intégrant des informations a priori dans la fonction objectif pour stabiliser l'inversion.

4. Conclusion

Le site de la dune de l'Hommée, encore peu étudié par la géophysique au début de cette thèse, a été largement caractérisé par des méthodes géotechniques et géophysiques. Cette étape a été nécessaire à l'objectif défini de suivre le comportement hydrogéologique survenant dans les sables dunaires.
Ainsi cette première phase de recherche a mis en avant une forte complexité du site en termes géologiques, mais aussi d'éléments anthropiques responsables de perturbations des signaux. Ce milieu naturel comprend trois couches caractéristiques : des sables dunaires, une couche d'argile imperméable et un aquifère calcaire. Les passages de l'un à l'autre ne sont pas francs et montrent des variabilités d'altitude. Dans notre étude, la caractéristique la plus importante est la présence de la couche argileuse qui empêche les échanges hydriques entre les sables dunaires et l'aquifère calcaire. Cette limite géologique réduit alors fortement l'influence de l'intrusion saline dans l'épaisseur des sables dunaires. La variabilité de profondeur du toit de l'argile détectée contribue à la complexité de ces mouvements hydrogéologiques.

En limitant notre étude temporelle d'imagerie de résistivité électrique aux sables dunaires, le protocole de mesure envisagé a été fortement revisité. Cela a donc mené à l'établissement d'un protocole de mesure sensible principalement aux variations temporelles de résistivité situées dans la zone vadose. Notre étude affiche des variations temporelles de résistivité apparente et les modèles inverses 2D inversés indépendamment reflètent bien ces variations qui pourraient être reliées à l'intrusion marine considérant un certain déphasage. Cependant, un travail plus poussés sur les paramètres d'inversions (à un temps donné ou en temporel) devrait nous permettre d'obtenir de meilleurs résultats et confirmer l'hypothèse de la source des variations de résistivité dans le sol. D'autant plus que, les mesures directes, obtenues à l'aide de sondes dans des piézomètres, contredisent cette interprétation en ne détectant aucune variation de niveau d'eau, de température d'eau ou de résistivité de l'eau. On doit alors envisagé la mise en place de sonde dans le sol afin de suivre les paramètres d'état du sol directement pour déterminer s'il existe des variations de teneur en eau ou de température que l'on puisse associer à l'intrusion saline ou à des variations météorologiques.
L'ensemble de ces informations nous amènent à conclure que l'intrusion saline est faible dans les sables dunaires et qu'elle ne rentre pas dans les terres profondément puisque des mesures

dans la dune grise ne détectent aucune variation dans la nappe d'eau saumâtre au cours d'une demi-marée. Ainsi, l'intrusion saline ne semble pas jouer un rôle prépondérant sur le site de l'Hommée dans l'étude des sables dunaires à l'échelle des demi-marées observées dans notre étude. Une investigation des variations sur un cycle complet et sur les variations saisonnières de la résistivité est alors recommandée pour étudier plus avant l'effet de l'intrusion marine et de l'augmentation du niveau de la nappe d'eau saumâtre dans les sables dunaires.

D'autre part les modèles inverses 2D ont montré des limites d'imagerie du sous-sol. Afin de visualiser au mieux les évolutions dans le temps, il faut en premier lieu établir un modèle inverse fiable à un instant donné. Le milieu dunaire présente cependant des problèmes de contact entre le sol et les électrodes ce qui tend à limiter le dispositif d'IRE à deux lignes d'électrodes.
Dans ce cadre, la méthodologie $3D^{-}$ semble la plus à même à répondre à notre demande d'imagerie du sous-sol de ce site côtier. Cependant, cette dernière montre pour l'instant des limites d'imagerie de ce milieu fortement contrasté. Bien qu'il soit envisageable d'améliorer les résultats par une augmentation des contraintes sur le modèle, il est toutefois recommandé d'augmenter le nombre de données mesurées. Afin de restreindre le coût sur le terrain et de limiter la multiplication de sources de bruit, le plus raisonnable serait avant tout de tester les mêmes dispositifs d'électrodes en réalisant des mesures interlignes.

Le site côtier de la dune de l'Hommée montre des caractéristiques complexes en termes de géologie et de mouvements hydrogéologiques. L'imagerie de résistivité électrique montre des difficultés à prendre en compte ces complexités que ce soit en 2D ou $3D^{-}$. Des recherches complémentaires doivent être entreprises, en particulier sur la zone vadose et sur des durées plus importantes, si on veut envisager une approche IRE dans l'établissement d'un système fiable de diagnostic et de surveillance des dunes côtières.

Conclusion

Cette thèse a été initiée dans l'optique d'établir un outil de diagnostic et suivi, basée sur l'imagerie de résistivité électrique, pouvant être intégré à une méthodologie de diagnostic et d'auscultation des structures de protection contre les inondations fluviales ou les submersions marines. Pour cela, on développe deux objectifs principaux : l'imagerie des milieux à l'aide de l'approche IRE $3D^{-}$ et l'observation des variations temporelles de la distribution de la résistivité dans le sous-sol.
On établit alors un état de l'art et on réalise des développements méthodologiques qui nous permettent de caractériser, observer et suivre deux sites ateliers. Les complexités structurales et les évolutions internes de ces deux objets sont assez dissemblables pour nécessiter des développements spécifiques.

Le site d'étude du val d'Authion, observé depuis 2009, présente des données nombreuses en termes géophysiques et paramètres d'état du sol. La continuité de ce travail de caractérisation nous a permis de mettre en évidence des structures en pied de digue côté Loire qui ont un impact fort sur les mesures de résistivité apparente et qui se répercute sur les modèles inverses 2D. Ces structures se répètent tous les trente mètres environ et ont une réponse géoélectrique très résistive considérée comme non naturelle.
Dans l'espoir de diminuer les effets 3D engendrés par la géométrie de la levée et par la présence de la Loire et de mieux reconstruire la structure interne de la levée, avec l'existence de ces structures en pied de levée, la méthodologie $3D^{-}$ a alors été utilisée. Une étude synthétique, focalisée sur la présence d'une anomalie en pied de digue, a réussi à démontrer que l'approche $3D^{-}$ donnait une reconstruction satisfaisante de la distribution de la résistivité dans le milieu. Cette méthode a ensuite été appliquée à des mesures de terrain auxquelles plusieurs informations a priori ont été ajoutées pour reconstruire un modèle de levée fiable et utilisable par les gestionnaires. Bien que la distribution de résistivité soit encore perturbée par les effets induits par les structures en pied de digue, les modèles inverses obtenus sont assez bien reconstruits et permettent une bonne vision de la zone d'intérêt du remblai et de la couche limoneuse sous-jacente. On note cependant qu'on perd rapidement en résolution avec l'éloignement aux électrodes, comme pour toute approche d'IRE, si ce n'est qu'ici le problème est très fortement sous-déterminé. La conclusion sur les modèles inverses reste sans équivoque avec une méthodologie $3D^{-}$ qui apporte de nombreux avantages face à une approche 2D conventionnelle.
Enfin, dans l'optique d'une surveillance au long terme, une étude temporelle, des modèles de résistivité par l'approche conventionnelle 2D et des observations directes, a été réalisée. Notre étude permet de relier les variations de résistivité à des variations cycliques annuelles de température et de l'état hydrique du sol. L'inversion en mode cascade permet de diminuer les artefacts sur les coupes de variations relatives 2D côté Loire dus aux effets latéraux non pris en compte, ce qui permet d'étudier les variations de résistivité sur cette tomographie. On démontre ainsi l'apport d'un suivi géophysique à la surveillance des digues à charge non permanente telle que les digues de protection contre les inondations ce qui confirme la littérature déjà existante sur ce sujet. On note cependant qu'il n'y a pas eu de crue importante durant la période recouvrant le suivi IRE ce qui ne permet pas de conclure sur d'éventuels écoulements dans le remblai de la levée.
Enfin, pour une meilleure quantification du lien existant entre la résistivité et les paramètres d'état du sol, on recommande d'installer des sondes de teneur en eau qui avec des lois de comportement (telles que celle présentée pour la température, voir (I.8) Chapitre I.2.1) nous

permettraient de remonter aux variations de résistivité induite par une humidification ou un assèchement du sol. L'approche 3D⁻ s'étant montrée efficace dans le cadre du diagnostic de la digue, elle a également être utilisée pour le suivi temporel afin notamment de mieux visualiser les variations dans les alluvions. Les premiers résultats obtenus montrent que cette approche nécessite encore des développements mais montrent un certain potentiel.

Le site de la dune de l'Hommée, dont les propriétés internes étaient mal connues au début de cette thèse, a été largement caractérisé par des méthodes géotechniques et géophysiques. Cette première phase de recherche a mis en avant une forte complexité du site en termes géologiques avec des échanges hydriques faibles à l'échelle de la marée entre couches lithologiques.
Notre étude temporelle d'imagerie de résistivité électrique a mené à l'établissement d'un protocole de mesure sensible aux variations temporelles de résistivité situées dans la zone vadose des sables dunaires. Cette étude affiche des variations temporelles de résistivité au cours d'une marée qui pourraient être reliées à l'intrusion marine, avec un certain déphasage temporel. Toutefois, ces variations de résistivité se trouvent dans la zone non saturée des sables dunaires, soit au-dessus du niveau de la nappe d'eau. Les mesures directes confirment cet état des faits en ne mesurant aucunes variations de niveau d'eau, de température d'eau ou de résistivité de l'eau de la nappe saumâtre dans les sables dunaires au niveau de la dune grise. Ces dernières informations nous amènent à conclure que l'intrusion saline est faible dans les sables dunaires et qu'elle ne rentre pas dans les terres profondément puisque des mesures dans la dune grise ne montrent aucune variation au cours d'une marée. Ainsi, les variations de résistivité détectées sur ce laps de temps ne sont pas dues à une variation d'état de la nappe d'eau dans les sables dunaires au niveau de la dune grise. On recommande dans ce cas, d'observer directement les paramètres d'état du sol avec l'installation de sondes de température et teneur en eau à différentes profondeurs et situées dans la zone non-saturée du milieu. Une investigation des variations saisonnières de la distribution de résistivité est également conseillée pour étudier l'effet de l'augmentation du niveau de la nappe d'eau saumâtre dans les sables dunaires à l'aide de mesures acquises en novembre 2014 et janvier 2015.
La méthodologie 3D⁻ a également été testée pour l'imagerie du sous-sol de ce site côtier et montre des avantages par rapport à une approche 2D conventionnelle. Cependant, les modèles 3D montrent pour l'instant des limites dans ce milieu fortement contrasté. Bien qu'il soit envisageable d'améliorer les résultats par une augmentation des contraintes sur le modèle dans le processus d'inversion, nous recommandons toutefois d'augmenter le nombre de données mesurées. Ainsi, afin de restreindre le coût d'acquisition sur le terrain et de limiter la multiplication de sources de bruit, le plus raisonnable serait avant tout de tester le même dispositif d'électrodes mais en ajoutant des mesures interlignes.
Ainsi, des recherches complémentaires doivent être entreprises si l'on veut envisager l'établissement d'un système opérationnel de diagnostic et d'auscultation des dunes côtières par une approche IRE 2D ou 3D⁻.

L'application d'une même méthodologie à nos deux sites d'étude met en avant une nécessité d'adaptation spécifique de toutes les étapes de la démarche de recherche. Les environnements de chacun des objets étudiés contraignent fortement les moyens d'observation employés et les échelles temporelles et spatiales suivies. Les protocoles de mesure et de suivi sont également spécifiques à nos deux sites. Il est clair que les connaissances des deux sites n'en sont pas au même stade de développement.
Ainsi, l'approche 3D⁻ peut être utilisée comme une solution alternative efficace à l'approche 2D aujourd'hui utilisée pour les levées puisque qu'elle prend bien en compte les effets

latéraux ce qui diminue les artéfacts dans les modèles inverses. Mais elle nécessite une plus grande adaptation si on veut l'utiliser dans le cadre du diagnostic du milieu côtier. On montre également que les informations a priori peuvent avoir une très forte influence et qu'il faut donc considérer leur pertinence avant de les intégrer aux modèles. On recommande notamment de pondérer ces informations a priori par le biais de l'équation d'inversion. D'autre part, il est également important d'étudier plus amplement la fiabilité du problème inverse à l'aide d'indices quantitatifs comme le DOI ou la matrice de résolution du modèle (chap. 2). Enfin, une étude de l'influence des informations a priori sur les modèles inverses doit être engagée pour déterminer leur pertinence et le minimum requis pour obtenir des modèles inverses fiables.
En ce qui concerne les observations temporelles, dans les deux cas (milieu naturel ou anthropique), les protocoles de suivi IRE utilisés montrent des variations de résistivité dans le temps. Pour nos deux sites ateliers, cette méthode peut être appliquée selon d'autres échelles temporelles et ces données doivent être exploitées pour confirmer l'intérêt d'un suivi IRE. On note cependant que des observations directes sont nécessaires pour relier ces variations de résistivité à des paramètres d'état du sol. Notamment, des mesures de la teneur en eau du sol en ce qui concerne la corrélation à des mesures d'IRE. Il serait également intéressant de développer le mode inversion cascade pour l'approche $3D^{-}$ et voir si celle-ci peut également permettre l'auscultation des milieux.

Dans nos deux cas d'études, l'utilisation d'une méthodologie de diagnostic et de suivi, basée sur l'IRE et des observations directes, est pertinente. Bien qu'on note que les avancées de cette thèse peuvent être complétées sur la dune de l'Hommée, en termes de caractérisation et d'inversion, le cas des digues de protection contre les crues montre le grand intérêt d'un suivi géophysique IRE à une méthodologie de diagnostic et d'auscultation des structures de protection contre les crues ou submersions marines.

Bibliographie

Aagaard, T., J. Orford, and A. S. Murray (2007), Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark, *Geomorphology*, *83*(1-2), 29–47.

Abd Allah, S., T. Mogi, H. Ito, A. Jomori, Y. Yuuki, E. Fomenko, K. Kiho, H. Kaieda, K. Suzuki, and K. Tsukuda (2013), Three-dimensional resistivity characterization of a coastal area: Application of Grounded Electrical-Source Airborne Transient Electromagnetic (GREATEM) survey data from Kujukuri Beach, Japan, *J. Appl. Geophys.*, *99*, 1–11.

Abdul Nassir, S. S., M. H. Loke, C. Y. Lee, and M. N. M. Nawawi (2000), Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys, *Geophys. Prospect.*, *48*(4), 647–661.

Adetunji, A. Q., A. Al-Shuhail, and G. Korvin (2008), Mapping the internal structure of sand dunes with GPR: a case history from the Jafurah sand sea of eastern Saudi Arabia, *Lead. Edge*, *27*(11), 1446–1452.

AlChalabi, M. (1992), When least-square squares least, *Geophys. Prospect.*, *40*(3), 359–378.

Al-Saigh, N. H., Z. S. Mohammed, and M. S. Dahham (1994), Detection of water leakage from dams by self-potential method, *Eng. Geol.*, *37*(2), 115–121.

Andrenelli, M. C., S. Magini, S. Pellegrini, R. Perria, N. Vignozzi, and E. A. C. Costantini (2013), The use of the ARP© system to reduce the costs of soil survey for precision viticulture, *J. Appl. Geophys.*, *99*, 24–34.

Annan, A. P. (2003), *Ground penetrating radar principles, procedures and applications*, edited by Sensors & Software Inc., Mississauga, Canada, 286 p.

Antoine, R., C. Fauchard, Y. Fargier, and E. Durand (2015), Detection of leakage areas in an earth embankment from GPR measurements and permeability logging, *Int. J. Geophys.*, *2015*, 9 p.

Archie, G. E. (1942), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. AIME*, *146*(01), 54–62.

Artega, C., J. J. De Sanjosé, and E. Serrano (2008), Monitoring and numerical modelling of riverbank erosion processes: a case study along the Cecina River (central Italy), *Earth Surf. Process. Landforms*, *33*, 2201–2210.

Article R214-112 (2007), *du Code de l'environnement*, relatif à la sécurité des ouvrages hydrauliques et au comité technique permanent des barrages et des ouvrages. Modifié par DÉCRET n°2015-526 du 12 mai 2015 - art. 17 hydrauliques et modifiant le code de l'environnement.

Article R214-113 (2007), *du Code de l'environnement*, relatif à la sécurité des ouvrages hydrauliques et au comité technique permanent des barrages et des ouvrages hydrauliques et modifiant le code de l'environnement.

Artières, B. O., S. Bonelli, J. Fabre, C. Guidoux, K. Radzicki, P. Royet, and C. Vedrenne (2007), Active and Passive Defences against Internal Erosion, in *7th ICOLD European Club Symposium, 17-19 September*, pp. 235–244, Munich, Germany.

Artières, O., L. Briançon, and A. Robinet (2011), Auscultation d'ouvrages en terre avec un système de détection et d'alerte par fibres optiques, in *Rencontres Géosynthétiques*, pp. 197–207.

Ataie-Ashtiani, B., R. E. Volker, and D. A. Lockington (1999), Tidal effects on sea water intrusion in unconfined aquifers, *J. Hydrol.*, *216*(1-2), 17–31.

Atwia, M. G., and A. A. Masoud (2013), Hydrochemical and geoelectrical investigation of the coastal shallow aquifers in El-Omayed area, Egypt, *Environ. Monit. Assess.*, *185*(8), 7065–7080.

Auken, E., and A. V. Christiansen (2004), Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data, *Geophysics*, *69*(3), 752–761.

Auken, E., C. Kirkegaard, J. Ribeiro, N. Foged, and A. Kok (2010), The use of airborne electromagnetic for efficient mapping of salt water intrusion and outflow to the sea, in *21st Salt water intrusion meeting, 21-25 June*, pp. 53–56, Azores, Portugal.

Badyukova, E. N., and G. D. Solovieva (2015), Coastal Eolian Landforms and Sea Level Fluctuations, *Oceanology*, *55*(1), 124–130.

Barker, R. D. (1989), Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays, *Geophysics*, *54*(8), 1031.

Basheer, A. A., M. A. Abdalla, H. M. Mekhemer, M. A. Atya, and W. A. Mabrouk (2013), Using ER to Evaluate the Salt-Water Invasion through the Groundwater Reservoir at the Egyptian Rafah, Sinai Peninsula, Egypt. Alhussein Adham Basheer, *J. Hydrol.*, *481*, 63–72.

Basilico, L., N. Massu, and D. Martin (2010), Changement climatique, impact sur le littoral et conséquences pour la gestion, in *Synthèse du séminaire des 18 et 19 Octobre 2010, Fréjus, France*.

Batayneh, A. T. (2001), Resistivity imaging for near-surface resistive dyke using two-dimensional DC resistivity techniques, *J. Appl. Geophys.*, *48*(1), 25–32.

Batayneh, A. T. (2006), Use of electrical resistivity methods for detecting subsurface fresh and saline water and delineating their interfacial configuration: A case study of the eastern Dead Sea coastal aquifers, Jordan, *Hydrogeol. J.*, *14*(7), 1277–1283.

Beck, Y., P. Cunat, M. Reboud, J. Courivaud, J. Fry, and C. Guidoux (2012), Improvement of leakage monitoring in dikes by the use of distributed fiber optics sensors Key words, in *Proceedings in ICSE6*, pp. 1345–1352, Paris, France.

Bellmunt, F., A. Marcuello, J. Ledo, P. Queralt, E. Falgàs, B. Benjumea, V. Velasco, and E. Vázquez-Suñé (2012), Time-lapse cross-hole electrical resistivity tomography monitoring effects of an urban tunnel, *J. Appl. Geophys.*, *87*, 60–70.

Bennett, M. R., N. J. Cassidy, and J. Pile (2009), Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK, *Geomorphology*, *104*(3-4), 218–229.

Biavati, G., M. Ghirotti, E. Mazzini, G. Mori, and E. Todini (2008), The use of GPR for the detection of non-homogeneities in the Reno River embankments (north-eastern Italy), in *4th Canadian Conference on Geohazards: From Causes to Management, 20-24 May*, pp. 20–24, Québec, Canada.

Bièvre, G., and C. Norgeot (2005), Utilisation des méthodes géophysiques pour l'auscultation des digues en eau Étude de cas sur le canal du Centre (France), *Bull. des Lab. des Ponts Chaussees*, *254*, 85–107.

Billy, J., N. Robin, C. J. Hein, R. Certain, and D. M. FitzGerald (2014), Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic, *Mar. Geol.*, *357*, 53–71.

Bing, Z., and S. A. Greenhalgh (2001), Finite element three-dimensional direct current resistivity modelling: Accuracy and efficiency considerations, *Geophys. J. Int.*, *145*(3), 679–688.

Blome, M. (2009), Efficient measurement and data inversion strategies for large scale geoelectric surveys, Ph.D. thesis, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, Switzerland, 202 p.

Blome, M., H. R. Maurer, and K. Schmidt (2009), Advances in three-dimensional geoelectric forward solver techniques, *Geophys. J. Int.*, *176*(3), 740–752.

Bogoslovsky, V. A., and A. A. Ogilvy (1970), Application of geophysical methods for studying the technical status of earth dams, *Geophys. Prospect.*, *18*(s1), 758–773.

Boleve, A. (2009), Localisation et quantification des zones de fuites dans les digues et les barrages par la méthode du potentiel spontané, Ph.D. thesis, Université de Savoie, 223 p.

Bolève, A., A. Revil, F. Janod, J. L. Mattiuzzo, and J. J. Fry (2009), Preferential fluid flow pathways in embankment dams imaged by self-potential tomography, *Near Surf. Geophys.*, *7*(5-6), 447–462.

Bolève, A., F. Janod, A. Revil, A. Lafon, and J. J. Fry (2011), Localization and quantification of leakages in dams using time-lapse self-potential measurements associated with salt tracer injection, *J. Hydrol.*, *403*(3-4), 242–252.

Bolève, A., J. Vandemeulebrouck, and J. Grangeon (2012), Dyke leakage localization and hydraulic permeability estimation through self-potential and hydro-acoustic measurements: Self-potential "abacus" diagram for hydraulic permeability estimation and uncertainty computation, *J. Appl. Geophys.*, *86*, 17–28.

Bonelli, S., K. Radzicki, J. Szczesny, R. Tourment, and H. Félix (2005), L'auscultation des barrages en terre : une nécessité, *Ing. n° spécial*, *41*, 13–22.

Boukalova, Z., and V. Benes (2008), Application of GMS system in the Czech Republic – practical use of IMPACT, FloodSite and GEMSTONE projects outcomes, in *Proceedings of the FLOODrisk 2008 conference, 29 sept. - 3 oct., 2008, Oxford, UK*.

Bowling, J. C., A. B. Rodriguez, D. L. Harry, and C. Zheng (2005), Delineating alluvial aquifer heterogeneity using resistivity and GPR data, *Ground Water*, *43*(6), 890–903.

Bristow, C. S., P. Neil Chroston, and S. D. Bailey (2000), The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: Insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK, *Sedimentology*, *47*(5), 923–944.

Brosten, T. R., J. L. Llopis, and J. R. Kelley (2005), *Using Geophysics to Assess the Condition of Small Embankment Dams*, US Army Corps of Engineers, 18 p.

Brothelande, E., A. Finizola, A. Peltier, E. Delcher, J.-C. Komorowski, F. Di Gangi, G. Borgogno, M. Passarella, C. Trovato, and Y. Legendre (2014), Fluid circulation pattern inside La Soufrière volcano (Guadeloupe) inferred from combined electrical resistivity tomography, self-potential, soil temperature and diffuse degassing measurements, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *288*, 105–122.

Brunet, P., R. Clément, and C. Bouvier (2010), Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) - A case study in the Cevennes area, France, *J. Hydrol.*, *380*(1-2), 146–153.

Buannic, E. (2012), Surveillance des protections fluviales et littorales par méthodes géoélectriques, Rapport de stage de Master 2, Université Joseph Fourier, Grenoble, 72 p.

Butler, D. K., J. L. Llopis, T. L. Dobecki, M. J. Wilt, R. F. Corwin, and G. Olhoeft (1990), Comprehensive geophysics investigation of an existing dam foundation: Engineering geophysics research and development, Part 2, *Lead. edge*, 44–53.

Buynevich, I. V., A. Bitinas, and D. Pupienis (2007), Lithological anomalies in a relict coastal dune: Geophysical and paleoenvironmental markers, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(9), 1–5.

Campana, S., L. Marasco, A. Pecci, and L. Barba (2009), Integration of ground remote sensing surveys and archeological excavation to characterize the medieval mound (Scarlino, Tuscany-Italy), *ArchéoSciences, Rev. d'archéométrie*, *33*, 133–135.

Cardarelli, E., and F. Fischanger (2006), 2D data modelling by electrical resistivity tomography for complex subsurface geology, *Geophys. Prospect.*, *54*(2), 121–133.

Cardarelli, E., M. Cercato, and G. Di Filippo (2010), Geophysical investigation for the rehabilitation of a flood control embankment, *Near Surf. Geophys.*, *8*(4), 287–296.

Carlsten, S., S. Johansson, and A. Wörman (1995), Radar techniques for indicating internal erosion in embankment dams, *J. Appl. Geophys.*, *33*(1-3), 143–156.

Carretero, S., J. Rapaglia, H. Bokuniewicz, and E. Kruse (2013), Impact of sea-level rise on saltwater intrusion length into the coastal aquifer, Partido de La Costa, Argentina, *Cont. Shelf Res.*, *61-62*, 62–70.

Carter, R. W. G. (1991), Near-future sea level impacts on coastal dune landscapes, *Landsc. Ecol.*, *6*(1-2), 29–39.

Cartwright, K., and M. R. McComas (1968), Geophysical surveys in the vicinity of sanitary landfills in northeastern Illinois, *Groundwater*, *6*(5), 23–30.

Casado, I., H. Mahjoub, R. Lovera, J. Fernández, and A. Casas (2015), Use of electrical tomography methods to determinate the extension and main migration routes of uncontrolled landfill leachates in fractured areas, *Sci. Total Environ.*, *506-507*, 546–553.

Cassiani, G., V. Bruno, A. Villa, N. Fusi, and A. M. Binley (2006), A saline trace test monitored via time-lapse surface electrical resistivity tomography, *J. Appl. Geophys.*, *59*(3), 244–259.

Caterina, D., T. Hermans, and F. Nguyen (2014), Case studies of incorporation of prior information in electrical resistivity tomography : comparison of different approaches, *Near Surf. Geophys.*, *12*, 451–465.

Catt, L. M. L., L. J. West, and R. A. Clark (2009), The use of reference models from a priori data to guide 2D inversion of electrical resistivity tomography data, *Geophys. Prospect.*, *57*(6), 1035–1048.

Chambers, J. E., O. Kuras, P. I. Meldrum, R. D. Ogilvy, and J. Hollands (2006), Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site, *Geophysics*, *71*(6), B231–B239.

Chambers, J. E. et al. (2012a), Bedrock detection beneath river terrace deposits using three-dimensional electrical resistivity tomography, *Geomorphology*, *177-178*, 17–25.

Chambers, J. E., D. A. Gunn, P. I. Meldrum, P. B. Wilkinson, C. J. Munro, M. Kirkham, J. Wragg, O. Kuras, and S. Holyoake (2012b), Volumetric Remote Monitoring of an Earth Embankment : Part II - Visualisation and Condition Assessment, Extended Abstract P03, in *18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, 3-5 September*, Paris, France.

Chambers, J. E., P. B. Wilkinson, S. Penn, P. I. Meldrum, O. Kuras, M. H. Loke, and D. A. Gunn (2013), River terrace sand and gravel deposit reserve estimation using three-dimensional electrical resistivity tomography for bedrock surface detection, *J. Appl. Geophys.*, *93*, 25–32.

Chambers, J. E., D. A. Gunn, P. B. Wilkinson, P. I. Meldrum, E. Haslam, S. Holyoake, M. Kirkham, O. Kuras, A. Merritt, and J. Wragg (2014), 4D electrical resistivity tomography monitoring of soil moisture dynamics in an operational railway embankment, *Near Surf. Geophys.*, *12*(1), 61–72.

Chang, S. W., T. P. Clement, M. J. Simpson, and K. K. Lee (2011), Does sea-level rise have an impact on saltwater intrusion?, *Adv. Water Resour.*, *34*(10), 1283–1291.

Chapellier, D. (2000), *Cours online de géophysique: prospection electrique de surface, http://www-ig.unil.ch/cours/*.

Chávez, R. E., G. Cifuentes-Nava, J. Esteban Hernández-Quintero, D. Vargas, and A. Tejero (2014), Special 3D electric resistivity tomography (ERT) array applied to detect buried fractures on urban areas: San Antonio Tecómitl, Milpa Alta, México, *Geofísica Int.*, *53*(4), 425–434.

Chen, C., J. Liu, J. Xia, and Z. Li (2006), Integrated Geophysical Techniques in Detecting Hidden Dangers in River Embankments, *J. Environ. Eng. Geophys.*, *11*(2), 83–94.

Chinedu, A. D. (2013), Electrical Resistivity Imaging of Suspected Seepage Channels in an Earthen Dam in Zaria, North-Western Nigeria, *Open J. Appl. Sci.*, *03*(01), 145–154.

Chitea, F., P. Georgescu, and D. Ioane (2011), Geophysical detection of marine intrusions in Black Sea coastal areas (Romania) using VES and ERT data, *Geo-Eco Mar.*, (1), 95–102.

Chlaib, H. K., H. Mahdi, H. Al-Shukri, M. M. Su, A. Catakli, and N. Abd (2014), Using ground penetrating radar in levee assessment to detect small scale animal burrows, *J. Appl. Geophys.*, *103*, 121–131.

Cho, I. K., and J.-Y. Yeom (2007), Crossline resistivity tomography for the delineation of anomalous seepage pathways in an embankment dam, *Geophysics*, *72*(2), G31–G38.

Cho, I. K., I. S. Ha, K. S. Kim, H. Y. Ahn, S. Lee, and H. J. Kang (2014), 3D effects on 2D resistivity monitoring in earth-fill dams, *Near Surf. Geophys.*, *12*(1), 73–81.

Chouteau, M., and B. Giroux (2006), *Geophysique appliquée II GlQ 3202, Méthodes électriques, Notes de cours*, Cours en ligne, Ecole polytechnique de Montréal, 81 p.

Chouteau, M., and B. Giroux (2008), *Géophysiques appliquée II 7.449, Méthodes électromagnétiques, Notes de Cours*, Cours en ligne, Ecole polytechnique de Montréal, 33 p.

Chouteau, M. C., M. Labiau, C. Taviau, R. Chapuis, and C. T. K. Chou (2012), ERT Monitoring of Tide-induced Water Flow in a Shallow Beach Aquifer, Extended Abstract C17, in *18th European Meeting of environmental and Engineering Geophysics, 3-5 September*, Paris, France.

CIRIA, MEDDE, and USACE (2013), *The International Levee Handbook*, CIRIA, p 4; p 124-125; p 156-175.

Cleary, P. W., M. Prakash, S. Mead, V. Lemiale, G. K. Robinson, F. Ye, S. Ouyang, and X. Tang (2014), A scenario-based risk framework for determining consequences of different failure modes of earth dams, *Nat. Hazards*, *75*(2), 1489–1530.

Clemmensen, L. B., M. Bendixen, M. U. Hede, A. Kroon, L. Nielsen, and A. S. Murray (2014), Morphological records of storm floods exemplified by the impact of the 1872 Baltic storm on a sandy spit system in south-eastern Denmark, *Earth Surf. Process. Landforms*, *39*(4), 499–508.

Coggon, J. H. (1971), Elecrtomagnetic and Electrical Modeling By the Finite Element Method, *Geophysics*, *36*(1), 132–155.

Colas, S. (2007), Analyse Statistique et cartographique de l'érosion marine, *les dossiers IFEN*, *6*.

Collectif (2004), Vivre avec l'érosion côtière en Europe: espaces et sédiments pour un développement durable, conclusions de l'étude Eurosion, in *Conclusions de l'étude Eurosion*, edited by A. Salman, S. Lombardo, R. Misdorp, I. Lucius, M. Ferreira, and M. Smallegange, p. 21.

Collectif (2016), Partie I: Méthodologie de reconnaissance et de diagnostic de l'érosion interne des ouvrages hydrauliques en remblai, in *Guide méthodologique, projet National ERINOH*, Ouvrage coordonnée par D. François, Ed. Presses des Ponts.

Collins C. Chiemeke (2014), Investigation of dam safety making use of multichannel analysis of surface wave (MASW) seismic method, *Int. J. Environ. Chem. Ecol. Geol. Geophys. Eng.*, *8*(1), 66–68.

Comte, J. C., O. Banton, J. L. Join, and G. Cabioch (2010), Evaluation of effective groundwater recharge of freshwater lens in small islands by the combined modeling of geoelectrical data and water heads, *Water Resour. Res.*, *46*(6).

Constable, S. C., R. L. Parker, and C. G. Constable (1987), Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, *52*(3), 289–300.

Coscia, I., S. A. Greenhalgh, N. Linde, J. Doetsch, L. Marescot, T. Günther, T. Vogt, and A. G. Green (2011), 3D crosshole ERT for aquifer characterization and monitoring of infiltrating river water, *Geophysics*, *76*(2), G49–G59.

Cozzolino, M., P. Mauriello, and D. Patella (2013), Resistivity Tomography Imaging of the Substratum of the Bedestan Monumental Complex at Nicosia, Cyprus, *Archaeometry*, *2*(February 2012), 331–350.

D'Urso, G., A. Girard, J. Henault, and M. Rigault (2007), Premier apport du traitement du signal pour la détection de fuite dans des digues en terre, *Colloq. GRETSI*, 1093–1096.

Dabas, M., A. Hesse, and J. Tabbagh (2000), Experimental resistivity survey at Wroxeter archaeological site with a fast and light recording device, *Archaeol. Prospect.*, *7*(2), 107–118.

Dahlin, T. (2000), Short note on electrode charge-up effects in DC resistivity data acquisition using multi-electrode arrays, *Geophys. Prospect.*, *48*(1), 181–187.

Dahlin, T., and B. Zhou (2002), Gradient and mid-point-referred measurements for multi-channel 2D resistivity imaging, in *8th Meeting Environmental and Engineering Geophysics, 8-12 September*, pp. 157–160, Aveiro, Portugal.

Dahlin, T., and B. Zhou (2004), A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays, *Geophys. Prospect.*, *52*(5), 379–398.

Dahlin, T., C. Bernstone, and M. H. Loke (2002), A 3-D resistivity investigation of a contaminated site at Lernacken, Sweden, *Geophysics*, *67*(6), 1692–1700.

Daily, W., and E. Owen (1991), Cross borehole resistivity tomography, *Geophysics*, *56*(8), 1228–1235.

Daily, W., A. Ramirez, D. J. Labrecque, and J. Nitao (1992), Electrical resistivity tomography of vadose water movement, *Water Resour. Res.*, *28*(5), 1429–1442.

Daniels, D. J. (2004), *Ground Penetrating Radar - 2nd Edition*, The Institution of Electrical Engineers, London, United Kingdom.

Debaine, F., and M. Robin (2012), A new GIS modelling of coastal dune protection services against physical coastal hazards, *Ocean Coast. Manag.*, *63*, 43–54.

Debeglia, N., A. Bitri, and P. Thierry (2006), Karst investigations using microgravity and MASW. Application to Orléans, France, *Near Surf. Geophys.*, *4*(4), 215–225.

Descloitres, M., L. Ruiz, M. Sekhar, A. Legchenko, J.-J. Braun, M. S. Mohan Kumar, and S. Subramanian (2008), characterisation of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding, *Hydrol. Process.*, *22*, 384–394.

Dey, A., and H. F. Morrison (1979), Resistivity modeling for arbitrarily shaped three dimensional structures, *Geophysics*, *44*(4), 753–780.

Dieter, K., N. R. Paterson, and F. S. Grant (1969), IP and resistivity type curves for three-dimensional bodies, *Geophysics*, *34*(4), 615–632.

Dion, R. (1934), *Le Val de Loire. Etude de géographie régionale.*, Arrault et Cie, 752 p.

Donohue, S., K. Gavin, and A. Tolooiyan (2011), Geophysical and geotechnical assessment of a railway embankment failure, *Near Surf. Geophys.*, *9*(1), 33–44.

Dougherty, A. J. (2013), Extracting a record of Holocene storm erosion and deposition preserved in the morphostratigraphy of a prograded coastal barrier, *Cont. Shelf Res.*, *86*, 116–131.

Drahor, M. G., M. A. Berge, Ö. Bakak, and C. Öztürk (2014), Electrical resistivity tomography monitoring studies at Balçova (Turkey) geothermal site, *Near Surf. Geophys.*, *12*(3), 337–350.

Dunbar, J. B., J. E. Stefanov, M. J. Bishop, L. Peyman-Dove, J. L. Llopis, W. L. Murphy, and R. F. Ballard (2003), An integrated approach for assessment of levees in the lower rio grande valley, in *16th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. 6-10 April*, pp. 350–362, San Antonio, Texas, USA.

Ebraheem, A.-A. M., M. M. Senosy, and K. a. Dahab (1997), Geoelectrical and hydrogeochemical studies for delineating ground-water contamination due to salt water intrusion, *Ground Water*, *35*(2), 216–222.

Edet, A. E., and C. S. Okereke (2001), A regional study of saltwater intrusion in southeastern Nigeria based on the analysis of geoelec- trical and hydrochemical data, *Environ. Geol.*, *40*, 1278–1289.

Edwards, L. S. (1977), A Modified Pseudosection for Resistivity and IP, *Geophysics*, *42*(5), 1020–1036.

Egbai, J. C. (2011), Vertical electrical sounding for the determination of aquifer transmissivity, *Aust. J. Basic Appl. Sci.*, *5*(6), 1209–1214.

Egbai, J. C., and P. Efeya (2013), Geoelectric Method for Investigating Saltwater Intrusion Into Freshwater Aquifer In Deghele Community Of Warri South Local Government Area Of Delta State, *Tech. J. Eng. Appl. Sci.*, *3*(10), 819–827.

El-Kaliouby, H., and O. Abdalla (2015), Application of time-domain electromagnetic method in mapping saltwater intrusion of a coastal alluvial aquifer, North Oman, *J. Appl. Geophys.*, *115*, 59–64.

Ellis, R. G., and D. W. Oldenburg (1994), Applied geophysical inversion, *Geophys. J. Int.*, *116*, 5–11.

Faneca Sànchez, M., J. L. Gunnink, E. S. Van Baaren, G. H. P. Oude Essink, B. Siemon, E. Auken, W. Elderhorst, and P. G. B. De Louw (2012), Modelling climate change effects on a dutch coastal groundwater system using airborne electromagnetic measurements, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *16*(12), 4499–4516.

Fargier, Y. (2011), Développement de l'Imagerie de Résistivité Électrique pour la reconnaissance et la surveillance des Ouvrages Hydrauliques en Terre, Ph.D. thesis, 274 p, Ecole centrale de Nantes.

Fargier, Y. (2012), 2D-Electrical Resistivity Imaging for Sike Survey: Impact of the a Priori Information Management, Extendend Abstract B29, in *18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, 3-5 September*, Paris, France.

Fargier, Y., S. Palma Lopes, D. François, C. Fauchard, and P. Côte (2010), Optimization of Electrode Layouts for 3D-resistivity Imaging : Application to Water Infiltrations in an Experimental Dike, Extended Abstract P19, in *16th European Meeting of environmental and Engineering Geophysics*, Zurich, Switzerland.

Fargier, Y., S. Palma Lopes, C. Fauchard, D. François, and P. Côte (2014), DC-Electrical Resistivity Imaging for embankment dike investigation: A 3D extended normalisation approach, *J. Appl. Geophys.*, *103*, 245–256.

Farquharson, C. G., and D. W. Oldenburg (2004), A comparison of automatic techniques for estimating the regularization parameter in non-linear inverse problems, *Geophys. J. Int.*, *156*(3), 411–425.

Fattal, P., M. Maanan, I. Tillier, N. Rollo, M. Robin, and P. Pottier (2010), Coastal Vulnerability to Oil Spill Pollution: the Case of Noirmoutier Island (France), *J. Coast. Res.*, *265*, 879–887.

Fauchard, C., and P. Mériaux (2004), *Méthodes géophysiques et géotechniques pour le diagnostic des digues de protection contre les crues : guide pour la mise en oeuvre et l'interprétation*, Cemagref Editions.

Fauchard, C., and P. Pothérat (2004), *Détection de cavités souterraines par méthodes géophysiques, Guide technique,* LCPC, 175p.

Faure, Y.-H., and C. Guidoux (2005), Détection des fuites dans les digues de l'Isère par mesures de températures, *Pôle Grenobl. Risques Nat.*, 1–19.

Favennec, J. (2011), Dynamique Et Gestion Des Dunes De La Côte Atlantique Française, in *Formation organisée par UICN MED, 14-18 Novembre*, p. 130.

Fell, R., D. S. Bowles, L. R. Anderson, and G. Bell (2000), The Status of Methods for Estimation of the Probability of Failure of Dams for Use in Quantitative Risk Assessment, in *20th International Congress On Large Dams*, p. 20, Beijing, China.

Fell, R., C. F. Wan, J. Cyganiewicz, and M. Foster (2001), *The Time for Development and Detectability of Internal Erosion and Piping in Embankment Dams and Their Foundations, UNICIV Report N° R-399*, University of New South Wales, 39 p.

Fell, R., C. F. Wan, J. Cyganiewicz, and M. Foster (2003), Time for Development of Internal Erosion and Piping in Embankment Dams, *J. Geotech. Geoenvironmental Eng.*, *129*(4), 307–314.

Foster, M., R. Fell, and M. Spannagle (2000), The statistics of embankment dam failures and accidents, *Can. Geotech. J.*, *37*(5), 1000–1024.

Fox, R. C., G. W. Hohmann, T. J. Killpack, and L. Rijo (1980), Topographic effects in resistivity and induced-polarization surveys, *Geophysics*, *45*(1), 75–93.

De Franco, R. et al. (2009), Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy), *J. Appl. Geophys.*, *69*(3-4), 117–130.

French, H., and A. Binley (2004), Snowmelt infiltration: Monitoring temporal and spatial variability using time-lapse electrical resistivity, *J. Hydrol.*, *297*(1-4), 174–186.

Friedel, S., a. Thielen, and S. M. Springman (2006), Investigation of a slope endangered by rainfall-induced landslides using 3D resistivity tomography and geotechnical testing, *J. Appl. Geophys.*, *60*(2), 100–114.

Frischknecht, F. C., V. F. Labson, B. R. Spies, and W. L. Anderson (1991), Profiling methods unsing small sources, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, volume 2, Application, part A and B*, edited by Misac N. Nabighian, pp. 105–270, Society of Exploration Geophysicists.

Fry, J. (2010), Erosion interne des ouvrages hydrauliques, *Rev. Tech. des Trav. plublics*, *869*, 78–84.

Fry, J., A. Vogel, P. Royet, and J. Courivaud (2012), Dam failures by erosion : lessons from ERINOH data bases, in *ICSE6 Paris*, pp. 273–280.

Garrigues, J. (2002), *La Méthode Des Éléments Finis*, Cours en ligne, Ecole Supérieure de Mécanique de Marseille, 83 p.

Geeraerts, J., P. Troch, J. De Rouck, H. Verhaeghe, and J. J. Bouma (2007), Wave overtopping at coastal structures: prediction tools and related hazard analysis, *J. Clean. Prod.*, *15*(16), 1514–1521.

Ginzburg, a., and A. Levanon (1976), Determination of salt-water interface by electric resistivity depth soundings, *Hydrol. Sci. Bull.*, *21*(4), 561–568.

Glover, R. E. (1959), The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer, *J. Geophys. Res.*, *64*(4), 457.

Gómez-Ortiz, D., T. Martín-Crespo, I. Rodríguez, M. J. Sánchez, and I. Montoya (2009), The internal structure of modern barchan dunes of the Ebro River Delta (Spain) from ground penetrating radar, *J. Appl. Geophys.*, *68*(2), 159–170.

Gómez-Treviño, E., and F. J. Esparza (2014), What is the depth of investigation of a resistivity measurement?, *Geophysics*, *79*(2), W1–W10.

Granja, H. (2002), Typologie et dynamique des plages des côtes sableuses, in *Connaissance et gestion durable des dunes de la côte Atlantique, Les dossiers Forestiers N°11*, edited by l'Office National des Forêts, pp. 20–36.

Guillon, T. (2008), Suivi d'une digue de la Loire : étude de faisabilité d" une instrumentation par panneau électrique, Rapport de stage de fin d"études au CEREMA, Laboratoire d'Angers, Institut National Polytechnique de Lorraine, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, 97 p.

Gunther, T. (2004), Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D / 3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements, Ph.D. thesis, Technischen Universitat Bergakademie Freiberg, Allemagne, 160 p.

Gunther, T., and C. Rucker (2006), A General Approach for Introducing Information into Inversion and Examples from DC Resistivity Inversion, Extended Abstract P039, in *12th*

European Meeting of environmental and Engineering Geophysics, 4-6 September, Helsinki, Finland.

Günther, T., C. Rücker, and K. Spitzer (2006), Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - II. Inversion, *Geophys. J. Int.*, *166*(2), 506–517.

Gupta, P. K., S. Niwas, and V. K. Gaur (1997), Straightforward inversion of vertical electrical sounding data, *Geophysics*, *62*(3), 775–785.

Ha, T., S. Pyun, and C. Shin (2006), Efficient electric resistivity inversion using adjoint state of mixed finite-element method for Poisson's equation, *J. Comput. Phys.*, *214*(1), 171–186.

Hadamard, J. (1902), Sur les problèmes aux dérivées partielles et leur signification physique, *Princet. Univ. Bull.*, *13*, 49–52.

Hamzah, U., A. R. Samsudin, and E. P. Malim (2007), Groundwater investigation in Kuala Selangor using vertical electrical sounding (VES) surveys, *Environ. Geol.*, *51*(8), 1349–1359.

Hansen, J. D., J. K. Pringle, and J. Goodwin (2014), GPR and bulk ground resistivity surveys in graveyards: Locating unmarked burials in contrasting soil types, *Forensic Sci. Int.*, *237*, e14–e29.

Harari, Z. (1996), Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes, *J. Appl. Geophys.*, *36*(1), 43–52.

Hayley, K., L. R. Bentley, and M. Gharibi (2009), Time-lapse electrical resistivity monitoring of salt-affected soil and groundwater, *Water Resour. Res.*, *45*(7), 1–14.

Hayley, K., A. Pidlisecky, and L. R. Bentley (2011), Simultaneous time-lapse electrical resistivity inversion, *J. Appl. Geophys.*, *75*(2), 401–411.

Head, K. H. (1994), *Manual of soil laboratory testing. Volume 2. Permeability, shear strength and compressibility tests*, Second edi., John Wiley & Sons, Inc., 440 p.

Hennig, T., A. Weller, and T. Canh (2005), The effect of dike geometry on different resistivity configurations, *J. Appl. Geophys.*, *57*(4), 278–292.

Hennig, T., A. Weller, and M. Möller (2008), Object orientated focussing of geoelectrical multielectrode measurements, *J. Appl. Geophys.*, *65*(2), 57–64.

Heurtefeux, H., S. Grosset, and P. Y. Valantin (2007), Une approche alternative de la gestion des risques côtiers, l'exemple de la Petite Camargue, *Territ. en Mouv. [en ligne]*, *1*, 3–13.

Hilbich, C., L. Marescot, C. Hauck, M. H. Loke, and R. Mausbacher (2009), Applicability of Electrical Resistivity Tomography Monitoring to Coarse Blocky and Ice-rich Permafrost Landforms, *Permafr. Periglac. Process.*, *20*, 269–284.

Hilbich, C., C. Fuss, and C. Hauck (2010), Automated time-lapse electrical resistivity tomography (ERT) for improved process analysis and long-term monitoring of frozen ground, *Permafr. Periglac. Process.*, *22*(4), 306–319.

Hilbich, C., C. Fuss, and C. Hauck (2011), Automated Time-lapse ERT for Improved Process Analysis and Monitoring of Frozen Ground, *Permafr. Periglac. Process.*, *22*(4), 306–319.

Hinschberger, F., H. Bourennane, C. Chartin, S. Salvador Blanes, and J. J. Macaire (2011), Cartographie de l'épaisseur des sols sur substrat hétérogène: approche par méthodes électriques et électromagnétiques, in *Actes du 8ème colloque Geofcan, 29 Novembre - 1 Décembre*, Orléans, France.

Hsu, H.-L., B. J. Yanites, C. Chen, and Y.-G. Chen (2010), Bedrock detection using 2D electrical resistivity imaging along the Peikang River, central Taiwan, *Geomorphology*, *114*(3), 406–414.

Huang, W.-C., M.-C. Weng, and R.-K. Chen (2013), Levee failure mechanisms during the extreme rainfall event: a case study in Southern Taiwan, *Nat. Hazards*, *70*(2), 1287–1307.

Inazaki, T., and T. Sakamoto (2005), Geotechnical characterization of levee by integrated geophysical surveying, in *International Symposium on Dam Safety and Detection of Hidden Troubles of Dams and Dikes, 1-3 November*, Xi'an, China, 8 p.

Ingham, M., J. a. McConchie, S. R. Wilson, and N. Cozens (2006), Measuring and monitoring saltwater intrusion in shallow unconfined coastal aquifers using direct current resistivity traverses, *J. Hydrol. New Zeal.*, *45*(2), 69–82.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), *Climate Change 2007 : Synthesis Report. An Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 25–73.

Jackson, D. W. T., and J. A. G. Cooper (2011), Coastal dune fields in Ireland: rapid regional response to climatic change, *J. Coast. Res. SI*, *64*(64), 293–297.

Jackson, P. D., K. J. Northmore, P. I. Meldrum, D. A. Gunn, J. R. Hallam, J. Wambura, B. Wangusi, and G. Ogutu (2002), Non-invasive moisture monitoring within an earth embankment - A precursor to failure, *NDT E Int.*, *35*(2), 107–115.

Jha, M. K., S. Kumar, and a. Chowdhury (2008), Vertical electrical sounding survey and resistivity inversion using genetic algorithm optimization technique, *J. Hydrol.*, *359*(1-2), 71–87.

Jodry, C., Y. Fargier, S. Palma Lopes, P. Côte, and M. Sanchez (2014), A Cost-effective 3D Electrical Resistivity Imaging Approach for Embankment Dike Assessment, Extended Abstract We PA1 10, in *20th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, 15-17 September*, Athens, Greece.

Jodry, C., S. Palma Lopes, Y. Fargier, P. Côte, and M. Sanchez (submitted), A cost-effective 3D Electrical Resistivity Imaging approach applied to Dike investigation, *Near Surf. Geophys.*

Johansson, S. (2004), Detection of Internal Erosion in Embankment Dams – Possible Methods in Theory and Practice, in *Proceedings - Stability and Breaching of Embankment Dams*, Oslo, Norvège, 24 p.

Johansson, S., and T. Dahlin (1996), Seepage monitoring in an earth embankment dam by repeated resistivity measurements, *Eur. J. Environ. Eng. Geophys.*, *1*, 229–247.

Johansson, S., and P. Sjodahl (2004), Downstream Seepage Detection using Temperature Measurements and Visual Inspection – Monitoring Experiences from Røsvatn Field Test Dam and Large Embankment Dams in Sweden ., in *Proceedings Stability and Breaching of Embankment Dams*, Oslo, Norvège, 20 p.

Jones, G., P. Sentenac, and M. Zielinski (2012a), Fissure Detection in Flood Embankments using Electrical Resistivity Tomography, Extended Abstract B31, in *18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, 3-5 September*, Paris, France.

Jones, G., M. Zielinski, and P. Sentenac (2012b), Mapping desiccation fissures using 3-D electrical resistivity tomography, *J. Appl. Geophys.*, *84*, 39–51.

Jones, G., P. Sentenac, and M. Zielinski (2014), Desiccation cracking detection using 2-D and 3-D electrical resistivity tomography: Validation on a flood embankment, *J. Appl. Geophys.*, *106*, 196–211.

Jonkman, S. N., M. M. Hillen, R. J. Nicholls, W. Kanning, and M. van Ledden (2013), Costs of adapting coastal defences to sea-level rise – New estimates and their implications, *J. Coast. Res.*, *29*(5), 1212–1226.

Jorreto, S., A. Pulido-Bosch, J. Gisbert, F. Sánchez-Martos, and I. Francés (2009), The fresh water-seawater contact in coastal aquifers supporting intensive pumped seawater extractions: A case study, *Comptes Rendus - Geosci.*, *341*(12), 993–1002.

Kafri, U., and M. Goldman (2005), The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity, *J. Appl. Geophys.*, *57*(3), 167–178.

Karaoulis, M., A. Revil, D. D. Werkema, B. J. Minsley, W. F. Woodruff, and A. Kemna (2011a), Time-lapse three-dimensional inversion of complex conductivity data using an active time constrained (ATC) approach, *Geophys. J. Int.*, *187*(1), 237–251.

Karaoulis, M., P. Tsourlos, J. H. Kim, and A. Revill (2014), 4D time-lapse ERT inversion: Introducing combined time and space constraints, *Near Surf. Geophys.*, *12*(1), 25–34.

Karaoulis, M. C., J. H. Kim, and P. I. Tsourlos (2011b), 4D active time constrained resistivity inversion, *J. Appl. Geophys.*, *73*(1), 25–34.

Karl, L., T. Fechner, M. Schevenels, and G. Degrande (2011), Geotechnical characterization of a river dyke by surface waves, *Near Surf. Geophys.*, *9*, 515–527.

Kaya, M. A., G. Özürlan, and Ç. Balkaya (2015), Geoelectrical investigation of seawater intrusion in the coastal urban area of Çanakkale, NW Turkey, *Environ. Earth Sci.*, *73*(3), 1151–1160.

Keller, G. V, and F. C. Frischknecht (1966), *Electrical methods in geophysical prospecting*, Pergamon Press, 519 p.

Kelly, W. E. (1976), Geoelectric sounding for delineating ground water contamination, *Groundwater*, *14*(1), 6–10.

Kemna, A., B. Kulessa, and H. Vereecken (2002), Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models, *J. Hydrol.*, *267*(3-4), 125–146.

Kenney, T. C., and D. Lau (1985), Internal stability of granular filters, *Can. Geotech. J.*, *22*(2), 215–225.

Kim, J. H., M. J. Yi, S. G. Park, and J. G. Kim (2009), 4-D inversion of DC resistivity monitoring data acquired over a dynamically changing earth model, *J. Appl. Geophys.*, *68*(4), 522–532.

Kim, J. H., P. Tsourlos, M. J. Yi, and P. Karmis (2014), Inversion of ERT data with a priori information using variable weighting factors, *J. Appl. Geophys.*, *105*, 1–9.

Kim, K. J., and I. K. Cho (2011), Time-lapse inversion of 2D resistivity monitoring data with a spatially varying cross-model constraint, *J. Appl. Geophys.*, *74*(2-3), 114–122.

Kirkegaard, C., T. O. Sonnenborg, E. Auken, and F. Jørgensen (2011), Salinity Distribution in Heterogeneous Coastal Aquifers Mapped by Airborne Electromagnetics, *Vadose Zo. J.*, *10*(1), 125.

Kneisel, C. (2006), Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging, *Geomorphology*, *80*(1-2), 32–44.

Kneisel, C., a. Emmert, and J. Kästl (2014), Application of 3D electrical resistivity imaging for mapping frozen ground conditions exemplified by three case studies, *Geomorphology*, *210*, 71–82.

Kontar, E. A., and Y. R. Ozorovich (2006), Geo-electromagnetic survey of the fresh/salt water interface in the coastal southeastern Sicily, *Cont. Shelf Res.*, *26*(7), 843–851.

Kouzana, L., A. Ben Mammou, and M. S. Felfoul (2009), Seawater intrusion and associated processes: Case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia), *Comptes Rendus - Geosci.*, *341*(1), 21–35.

Krzhizhanovskaya, V. V. et al. (2011), Flood early warning system: Design, implementation and computational modules, *Procedia Comput. Sci.*, *4*, 106–115.

Kuras, O., D. Beamish, P. I. Meldrum, and R. D. Ogilvy (2006), Fundamentals of the capacitive resistivity technique, *Geophysics*, *71*(3), G135–G152.

Kuras, O., J. D. Pritchard, P. I. Meldrum, J. E. Chambers, P. B. Wilkinson, R. D. Ogilvy, and G. P. Wealthall (2009), Monitoring hydraulic processes with automated time-lapse electrical resistivity tomography (ALERT), *Comptes Rendus - Geosci.*, *341*(10-11), 868–885.

LaBrecque, D., and W. Daily (2008), Assessment of measurement errors for galvanic-resistivity electrodes of different composition, *Geophysics*, *73*(2), F55.

LaBrecque, D. J., and X. Yang (2001), Difference inversion of ERT data: a fast inversion method for 3-D in situ monitoring, *J. Environ. Eng. Geophys.*, *6*(2), 83–89.

LaBrecque, D. J., M. Miletto, W. Daily, A. Ramirez, and E. Owen (1996), The effects of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data, *Geophysics*, *61*(2), 538–548.

Lavabre, J., and Y. Grégoris (2005), AIGA 1 : un dispositif d'alerte des crues sur l'ensemble du réseau hydrographique, *Ing. n° spécial*, *44*, 3–12.

Legault, J. M., D. Carriere, and L. Patrie (2008), Synthetic model testing and distributed acquisition dc resistivity results over an unconformity uranium target from the Athabasca basin, northern Saskatchewan, *Lead. Edge*, *27*(1), 46–51.

Lenôtre, N., and R. Pedreros (2006), Impact du cahngement climatique sur le littoral, *le Chang. Clim. Geosci. la Rev. du BRGM pour une Terre durable*, *3*, 36–43.

Levin, N., and E. Ben-Dor (2004), Monitoring sand dune stabilization along the coastal dunes of Ashdod-Nizanim, Israel, 1945-1999, *J. Arid Environ.*, *58*(3), 335–355.

Li, Y., and K. Spitzer (2002), Three-dimensional DC resistivity forward modelling using finite elements in comparison with finite-difference solutions, *Geophys. J. Int.*, *151*, 924–934.

Lin, C. P., Y. C. Hung, Z. H. Yu, and P. L. Wu (2013), Investigation of abnormal seepages in an earth dam using resistivity tomography, *J. Geoengin.*, *8*(2), 61–70.

Lines, L. R., and S. Treitel (1984), Tutorial a review of least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophys. Prospect.*, *32*(2), 159–186.

Llopis, J. L., and J. E. Simms (2007), *Geophysical Surveys for Assessing Levee Foundation Conditions , Feather River Levees Marysville / Yuba City , California, Final Report*, US Army Corps of Engineers, Engineer Research and Development Center, Geotechnical and Structures Laboratory, 108 p.

Loke, M., and R. Barker (1996), Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophys. Prospect.*, *44*(1), 131–152.

Loke, M. H. (1999), Time-lapse resistivity imaging inversion, in *Proceedings of the 5th Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society European Section, 6-9 September*, Budapest, Hungary, 2 p.

Loke, M. H., and T. Dahlin (2002), A comparison of the Gauss – Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion, *J. Appl. Geophys.*, *49*, 149–162.

Loke, M. H., J. E. Chambers, D. F. Rucker, O. Kuras, and P. B. Wilkinson (2013), Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method, *J. Appl. Geophys.*, *95*, 135–156.

Loke, M. H., T. Dahlin, and D. F. Rucker (2014), Smoothness-constrained time-lapse inversion of data from 3D resistivity surveys, *Near Surf. Geophys.*, *12*(1), 5–24.

López Loera, H., J. A. Ramos Leal, P. Dávila Harris, D. E. Torres Gaytan, V. J. Martinez Ruiz, and A. Gogichaishvili (2014), Geophysical Exploration of Fractured-Media Aquifers at the Mexican Mesa Central: Satellite City, San Luis Potosí, Mexico, *Surv. Geophys.*, *36*(1), 167–184.

Lowry, T. (1989), Singularity removal: A refinement of resistivity modeling techniques, *Geophysics*, *54*(6), 766–774.

Lozano, I., R. J. N. Devoy, W. May, and U. Andersen (2004), Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: Analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario, *Mar. Geol.*, *210*(1-4), 205–225.

Maas, K. (2007), Influence of climate change on a Ghijben-Herzberg lens, *J. Hydrol.*, *347*(1-2), 223–228.

Marescot, L. (2003), Un algorithme d'inversion par moindres carrés pondérés: Application aux données géophysiques par méthodes électromagnétiques en domaine fréquence, *Bull. la Soc. Vaudoise des Sci. Nat.*, *88*(3), 277–300.

Marescot, L. (2004), Modélisation directe et inverse en prospection électrique sur des structures 3D complexes par la méthode des éléments finis, Ph.D. thesis, Université de Nantes, Université de Lausanne, 208 p.

Marescot, L. (2006), Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol, *Bull. la Soc. Vaudoise des Sci. Nat.*, *90*(1), 23–40.

Marescot, L., and M. H. Loke (2003), Application de l'indice DOI à l'imagerie électrique 2D pour les sous-sols à forts contrastes de résistivité, in *Actes du 4ème colloque Geofcan, 23-24 Septembre*, pp. 1–4, Paris, France.

Marescot, L., S. Rigobert, S. Palma Lopes, R. Lagabrielle, and D. Chapellier (2006), A general approach for DC apparent resistivity evaluation on arbitrarily shaped 3D structures, *J. Appl. Geophys.*, *60*(1), 55–67.

Marescot, L., S. P. Lopes, S. Rigobert, and A. G. Green (2008), Nonlinear inversion of geoelectric data acquired across 3D objects using a finite-element approach, *Geophysics*, *73*(3), F121–F133.

Martínez, J., J. Benavente, J. L. García-Aróstegui, M. C. Hidalgo, and J. Rey (2009), Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion-extrusion effects: The river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain), *Eng. Geol.*, *108*(3-4), 161–168.

Martorana, R., L. Lombardo, N. Messina, and D. Luzio (2014), Integrated geophysical survey for 3D modelling of a coastal aquifer polluted by seawater, *Near Surf. Geophys.*, *12*(1), 45–59.

Maurin, J., A. Boulay, R. Tourment, and B. Beullac (2014), *Étude de dangers des levées de Loire du val d'Authion digues de classe A*, Rapport DREAL Centre, SLBLB, DETL, 378p.

Mauz, B., M. P. Hijma, a. Amorosi, N. Porat, E. Galili, and J. Bloemendal (2013), Aeolian beach ridges and their significance for climate and sea level: Concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean), *Earth-Science Rev.*, *121*, 31–54.

Mcgillivray, P. R., and D. W. Oldenburg (1990), Methods for calculating Fréchet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem : a comparative study, *Geophys. Prospect.*, *38*, 499–524.

McNeill, J. D. (1980), Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers, *Tech. note TN-6*, 13 p.

Melloul, A., and M. Collin (2006), Hydrogeological changes in coastal aquifers due to sea level rise, *Ocean Coast. Manag.*, *49*(5-6), 281–297.

Melloul, A. J., and L. C. Goldenberg (1997), Monitoring of Seawater Intrusion in Coastal Aquifers: Basics and Local Concerns, *J. Environ. Manage.*, *51*(1), 73–86.

Mendoza-González, G., M. L. Martínez, O. R. Rojas-Soto, G. Vázquez, and J. B. Gallego-Fernández (2013), Ecological niche modeling of coastal dune plants and future potential distribution in response to climate change and sea level rise, *Glob. Chang. Biol.*, *19*(8), 2524–2535.

Menke, W. (1984), *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*, Academic Press Inc., 272 p.

Mériaux, P., T. Monier, R. Tourment, T. Mallet, S. Palma Lopes, J. Maurin, and M. Pinhas (2012), L'auscultation des digues de protection contre les inondations: un concept encore à inventer, *Colloq. Cfbr*, *10*, 27–28.

Mériaux, P., L. Auriau, J. Maurin, A. Boulay, S. Lacombe, and S. Marmu (2013), La télédétection LIDAR Héliporté haute résolution, un outil efficace pour étudier la topographie et contribuer au diagnostic des digues de protection, in *Colloque technique*

MEDDE-CFBR-Irstea,«Digues maritimes et fluviales de protection contre les submersions, pp. 335–344.

Merritt, A. J., J. E. Chambers, W. Murphy, P. B. Wilkinson, L. J. West, D. A. Gunn, P. I. Meldrum, M. Kirkham, and N. Dixon (2014), 3D ground model development for an active landslide in Lias mudrocks using geophysical, remote sensing and geotechnical methods, *Landslides*, *11*(4), 537–550.

Van der Meulen, F., and a. H. P. M. Salman (1996), Management of Mediterranean coastal dunes, *Ocean Coast. Manag.*, *30*(2-3), 177–195.

Michot, D., Y. Benderitter, A. Dorigny, B. Nicoullaud, D. King, and A. Tabbagh (2003), Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography, *Water Resour. Res.*, *39*(5), 1–20.

Miller, C. R., P. S. Routh, T. R. Brosten, and J. P. McNamara (2008), Application of time-lapse ERT imaging to watershed characterization, *Geophysics*, *73*(3), G7–G17.

Millington, J. A., C. A. Booth, M. A. Fullen, G. M. Moore, I. C. Trueman, A. T. Worsley, N. Richardson, and E. Baltrenaite (2009), The role of longterm landscape photography as a tool in dune management, *J. Environ. Eng. Landsc. Manag.*, *17*(4), 253–260.

Moller, I. (2001), OhmMapper field tests at sandy and clay till sites in Denmark, in *Proceedings of the EEGS-ES 7th Annual Meeting. Environmental and Engineering Geophysical Society-European Section*, pp. 100–101, Birmingham, UK.

Monnet, J., P. Ploto, and I. Kadiri (2007), Méthodes de reconnaissances croisées pour l'analyse de stabilité des digues soumises à érosion interne, in *18Ème Congrès Français De Mécanique, 27-31 Août*, Grenoble, France.

Monteiro Santos, F. a., and S. a. Sultan (2008), On the 3-D inversion of vertical electrical soundings: Application to the South Ismailia area-Cairo desert road, Cairo, Egypt, *J. Appl. Geophys.*, *65*(2), 97–110.

Moore, J. R., A. Boleve, J. W. Sanders, and S. D. Glaser (2011), Self-potential investigation of moraine dam seepage, *J. Appl. Geophys.*, *74*(4), 277–286.

Morandière, K. (2014), Méthodologie de suivi géophysique des processus hydrogéologiques dans la zone vadose sous une dune côtière de l'île de Noirmoutier (85), Rapport de Stage de Master 2, Université de Bordeaux, 65 p.

Morrow, F. J., M. R. Ingham, and J. a. McConchie (2010), Monitoring of tidal influences on the saline interface using resistivity traversing and cross-borehole resistivity tomography, *J. Hydrol.*, *389*(1-2), 69–77.

Mouton, E., G. Durand, A. Clement, and P. Meriaux (2004), Recherche d'anomalies dans les digues par ondes de surface (MASW et DCOS) : application sur le site expérimental de l'Agly (66), in *GEOFCAN*, p. 5.

Mufti, I. R. (1978), A practical approach to finite-difference resistivity modeling, *Geophysics*, *43*(5), 930–942.

Munro, C. J., J. E. Chambers, D. A. Gunn, P. B. Wilkinson, P. I. Meldrum, M. Kirkham, J. Wragg, S. Holyoake, and O. Kuras (2012), Volumetric Remote Monitoring of an Earth Embankment: Part I-Geophysical–Geotechnical Property Translations, Extended Abstract B30, in *18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, Paris, France.

Neal, A. (2004), Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress, *Earth-Science Rev.*, *66*(3-4), 261–330.

Neal, A., N. I. Pontee, K. Pye, and J. Richards (2002), Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar, *Sedimentology*, *49*, 789–804.

Nenna, V., D. Herckenrath, R. Knight, N. Odlum, and D. Mcphee (2013), Application and evaluation of electromagnetic methods for imaging saltwater intrusion in coastal aquifers : Seaside Groundwater Basin , California, *Geophysics*, *78*(2), B77–B88.

Neukirch, M., and N. Klitzsch (2010), Inverting Capacitive Resistivity (Line Electrode) Measurements with Direct Current Inversion Programs, *Vadose Zo. J.*, *9*(4), 882.

Nguyen, F., A. Kemna, A. Antonsson, P. Engesgaard, O. Kuras, R. Ogilvy, J. Gisbert, S. Jorreto, and A. Pulido-Bosch (2009), Characterization of seawater intrusion using 2D electrical imaging, *Near Surf. Geophys.*, *7*(5-6), 377–390.

Niederleithinger, E., A. Weller, R. Lewis, U. Stotzner, T. Fechner, B. Lorenz, and J. Nieben (2012), Evaluation of geophysical methods for river embankment investigation, *J. Environ. Eng. Geophys.*, *17*(4), 185–195.

Nishimori, H., and H. Tanaka (2003), Simple Model for the Complex Dynamics of Dunes, *Concepts Model. Geomorphol. Int. Perspect. Evans IS Dikau R Tokunaga E Ohmori H Hirano M Ed. TerraPub*, 87–100.

Niu, Q., J. Qu, K. Liao, K. Zhang, Q. Han, Y. Y. Li, and Z. Wang (2013), Use of ground-penetrating radar to investigate feathery complex linear dunes in the Kumtagh Desert, North-west China, *Near Surf. Geophys.*, *11*(1), 11–18.

Niu, Q., Y.-H. Wang, and K. Zhao (2014), Evaluation of the capacitively coupled resistivity (line antenna) method for the characterization of vadose zone dynamics, *J. Appl. Geophys.*, *106*, 119–127.

Nowroozi, A. A., S. B. Horrocks, and P. Henderson (1999), Saltwater intrusion into the freshwater aquifer in the eastern shore of Virginia: A reconnaissance electrical resistivity survey, *J. Appl. Geophys.*, *42*(1), 1–22.

Ogilvy, R. R. D. et al. (2009), Automated monitoring of coastal aquifers with electrical resistivity tomography, *Near Surf. Geophys.*, *7*(5-6), 367–375.

Oh, S. (2012), Electrical resistivity response due to variation in embankment shape and reservoir levels, *Environ. Earth Sci.*, *65*(3), 571–579.

Okabe, M. (1981), Boundary element method for the arbitrary inhomogeneities problem in electrical prospecting, *Geophys. Prospect.*, *29*, 39–59.

Okoro, E. I., B. C. E. Egboka, and A. G. Onwuemesi (2010), Evaluation of the aquifer characteristic of Nanka Sands using hydrogeological method in combination with Vertical Electrical Sounding (VES), *J. Appl. Sci. Environ. Manag.*, *14*(2), 5–9.

Oldenborger, G. A., P. S. Routh, and M. D. Knoll (2005), Sensitivity of electrical resistivity tomography data to electrode position errors, *Geophys. J. Int.*, *163*(1), 1–9.

Oldenborger, G. A., M. D. Knoll, P. S. Routh, and D. J. LaBrecque (2007), Time-lapse ERT monitoring of an injection/withdrawal experiment in a shallow unconfined aquifer, *Geophysics*, *72*(4), F177–F187.

Oldenburg, D. W., and Y. Li (1994), Inversion of induced polarization data, *Geophysics*, *59*(9), 1327–1341.

Oldenburg, D. W., and Y. Li (1999), Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys, *Geophysics*, *64*(2), 403–416.

Oudin, H. (2008), Méthode des éléments finis, Cours de l'Ecole Centrale de Nantes, France, 68 p.

Palacky, G. J. (1988), Resistivity characteristics of geologic targets, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, volume 1, Theory*, edited by M. N. Nabighian, pp. 53–129, Society of Exploration Geophysicists.

Palma Lopes, S., D. Hupin, Y. Fargier, R. Bénot, A. Luczak, and S. Hervé (2010), Surveillance de digues par Imagerie de Résistivité Electrique : expérimentation de longue durée sur une levée de Loire, in *Journées scientifiques de Géophysique Appliquée - AGAP, 16-18 Novembre*, pp. 49–52, St Brieuc, France.

Panissod, C., M. Dabas, N. Florsch, a Hesse, a Jolivet, A. Tabbagh, and J. Tabbagh (1998), Archaeological Prospecting using Electric and Electrostatic Mobile Arrays, *Archaeol. Prospect.*, *5*(April), 239–251.

Panthulu, T. V., C. Krishnaiah, and J. M. Shirke (2001), Detection of seepage paths in earth dams using self-potential and electrical resistivity methods, *Eng. Geol.*, *59*(3-4), 281–295.

Papadopoulos, N. G., M. J. Yi, J. H. Kim, P. Tsourlos, and G. N. Tsokas (2010), Geophysical investigation of tumuli by means of surface 3D Electrical Resistivity Tomography, *J. Appl. Geophys.*, *70*(3), 192–205.

Parasnis, D. S. (1986), *Principles of Applied Geophysics*, 4th Ed., Chapman and Hall, 402 p.

Park, S. K., and G. P. Van (1991a), Inversion of pole pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes, *Geophysics*, *56*(7), 951–960.

Park, S. K., and G. P. Van (1991b), Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes, *Geophysics*, *56*(7), 951–960.

Paskoff, R. (2003), La conservation des dunes littorales implique-t-elle leur stabilisation ? L'exemple de la côte atlantique, *Nat. Sci. Sociétés*, *11*, 288–294.

Pedersen, K., and L. B. Clemmensen (2005), Unveiling past aeolian landscapes: A ground-penetrating radar survey of a Holocene coastal dunefield system, Thy, Denmark, *Sediment. Geol.*, *177*(1-2), 57–86.

Penz, S. (2012), Modélisation et inversion de données électriques en courant continu: vers une prise en compte efficace de la topographie, Ph.D. thesis, Ecole nationale supérieure des mines de Paris, 180 p.

Penz, S., H. Chauris, D. Donno, and C. Mehl (2013), Resistivity modelling with topography, *Geophys. J. Int.*, *194*(3), 1486–1497.

Perri, M. T., J. Boaga, S. Bersan, G. Cassiani, S. Cola, R. Deiana, P. Simonini, and S. Patti (2014), River embankment characterization: The joint use of geophysical and geotechnical techniques, *J. Appl. Geophys.*, *110*, 5–22.

Peter-Borie, M., C. Sirieix, V. Naudet, and J. Riss (2011), Electrical resistivity monitoring with buried electrodes and cables: noise estimation with repeatability tests, *Near Surf. Geophys.*, *9*(4), 369–380.

Pidlisecky, A., E. Haber, and R. Knight (2007), RESINVM3D: A 3D resistivity inversion package, *Geophysics*, *72*(2), H1–H10.

Planton, S., A. Cazenave, P. Delecluse, N. Dorfliger, P. Gaufrès, D. Idier, M. Jamous, G. Le Cozannet, H. Le Treut, and Y. Peings (2012), Changement climatique et niveau de la mer: de la planète aux côtes françaises, in *Le climat de la France au XXIe siècle Volume 3*, 49 p.

Plessix, R. E. (2006), A review of the adjoint-state method for computing the gradient of a functional with geophysical applications, *Geophys. J. Int.*, *167*(2), 495–503.

Prat, M.-C. (2002), Transfert sableux, échanges entre plage et dune, bilan sédimentaire, in *Connaissance et gestion durable des dunes de la côte Atlantique*, pp. 37–49.

Pridmore, D. F., G. W. Hohmann, S. H. Ward, and W. R. Sill (1981), An investigation of finite-element modeling for electrical and electromagnetic data in three dimensions, *Geophysics*, *46*(7), 1009–1024.

Pringle, J. K., and J. R. Jervis (2010), Electrical resistivity survey to search for a recent clandestine burial of a homicide victim, UK, *Forensic Sci. Int.*, *202*(1-3), e1–e7.

Pringle, J. K., a. Ruffell, J. R. Jervis, L. Donnelly, J. McKinley, J. Hansen, R. Morgan, D. Pirrie, and M. Harrison (2012), The use of geoscience methods for terrestrial forensic searches, *Earth-Science Rev.*, *114*(1-2), 108–123.

Di Prinzio, M., M. Bittelli, A. Castellarin, and P. R. Pisa (2010), Application of GPR to the monitoring of river embankments, *J. Appl. Geophys.*, *71*(2-3), 53–61.

Ramirez, A., W. Daily, D. J. LaBrecque, E. Owen, and D. Chesnut (1993), Monitoring an Underground Steam Injection Process Using Electrical Resistance Tomography, *Water*, *29*(1), 73–87.

Ranieri, G., L. Sharpe, A. Trogu, and C. Piga (2007), Time-lapse electrical resistivity tomography to delineate mud structures in archaeological prospections, *Near Surf. Geophys.*, *5*(6), 375–382.

Raynaud, F. (2013), Etude d'une anomalie de résistivité au sein de la levée de la Loire, Rapport de stage de deuxième année, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Université de Lorraine, 53 p.

Ren, Z., and J. Tang (2010), 3D direct current resistivity modeling with unstructured mesh by adaptive finite-element method, *Geophysics*, *75*(1), H7–H17.

Revil, A., M. Skold, M. Karaoulis, M. Schmutz, S. S. Hubbard, T. L. Mehlourn, and D. B. Watson (2013), Hydrogeophysical investigations of the former S-3 ponds contaminant plumes, Oak Ridge Integrated Field Research Challenge site, Tennessee, *Geophysics*, *78*(4), EN29–EN41.

Rieb, G., and P. Walker (2001), Suivi morphologique du littoral, *Géologues*, *129*, 75–79.

Rings, J., A. Scheuermann, K. Preko, and C. Hauck (2008), Soil water content monitoring on a dike model using electrical resistivity tomography, *Near Surf. Geophys.*, *6*(2), 123–132.

Robinson, M., C. Bristow, J. Mckinley, and A. Ruffell (2013), Ground penetrating radar, in *Geomorphological Techniques, Part 1, Sec. 5.5 (online edition)*, 26 p.

Roche, A., and C. Perherin (2010), Méthodologie de recensement des ouvrages de protection contre les aléas côtiers, *Rev. Paralia*, *3*, 9.1–9.11.

Rodríguez Santalla, I., M. J. Sánchez García, I. Montoya Montes, D. Gómez Ortiz, T. Martín Crespo, and J. Serra Raventos (2009), Internal structure of the aeolian sand dunes of El Fangar spit, Ebro Delta (Tarragona, Spain), *Geomorphology*, *104*(3-4), 238–252.

Roy, A., and A. Apparao (1971), Depth of investigation in direct current methods, *Geophysics*, *36*(5), 943–959.

Royet, P., and M. Lino (2005), Méthodologie de diagnostic pluridisciplinaire des digues fluviales, *Ing. n° spécial*, 73–82.

Royet, P., S. S. Palma Lopes, C. Fauchard, P. Mériaux, and L. Auriau (2013), *FloodproBE Project report WP 3: Reliability of Urban Flood Defences. D3.2: Rapid and cost-effective dike condition assessment methods: geophysics and remote sensing*, 136 p.

Rozycki, A., J. M. Ruiz Fonticiella, and A. Cuadra (2006), Detection and evaluation of horizontal fractures in earth dams using the self-potential method, *Eng. Geol.*, *82*(3), 145–153.

Rücker, C., and T. Günther (2011), The simulation of finite ERT electrodes using the complete electrode model, *Geophysics*, *76*(4), F227–F238.

Rücker, C., T. Günther, and K. Spitzer (2006), Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - I. Modelling, *Geophys. J. Int.*, *166*(2), 495–505.

Rucker, D. F., A. Schindler, M. T. Levitt, and D. R. Glaser (2009), Three-dimensional electrical resistivity imaging of a gold heap, *Hydrometallurgy*, *98*(3-4), 267–275.

Rucker, D. F., N. Crook, J. Winterton, M. McNeill, C. A. Baldyga, G. Noonan, and J. B. Fink (2014), Real-time electrical monitoring of reagent delivery during a subsurface amendment experiment, *Near Surf. Geophys.*, *12*(1), 151–163.

Rust, I. C., and W. K. Illenberger (1996), Coastal dunes: sensitive or not?, *Landsc. Urban Plan.*, *34*, 165–169.

Samouëlian, A., I. Cousin, A. Tabbagh, A. Bruand, and G. Richard (2005), Electrical resistivity survey in soil science: A review, *Soil Tillage Res.*, *83*(2), 173–193.

Sasaki, Y. (1994), 3-D resistivity inversion using the finite element method, *Geophysics*, *59*(12), 1839–1848.

Satriani, A., A. Loperte, V. Imbrenda, and V. Lapenna (2012), Geoelectrical surveys for characterization of the coastal saltwater intrusion in metapontum forest reserve (Southern Italy), *Int. J. Geophys.*, *2012*.

Van Schoor, M. (2002), Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging, *J. Appl. Geophys.*, *50*(4), 393–399.

Scurtu, E. F. (1972), Computer calculation of resistivity pseudosections of a buried spherical conductor body., *Geophys. Prospect.*, *20*(3), 605–625.

Seabloom, E. W., P. Ruggiero, S. D. Hacker, J. Mull, and P. Zarnetske (2013), Invasive grasses, climate change, and exposure to storm-wave overtopping in coastal dune ecosystems, *Glob. Chang. Biol.*, *19*(3), 824–832.

Sentenac, P., G. Jones, M. Zielinski, and A. Tarantino (2013), An approach for the geophysical assessment of fissuring of estuary and river flood embankments: Validation against two case studies in England and Scotland, *Environ. Earth Sci.*, *69*(6), 1939–1949.

Serre, D., L. Peyras, R. Tourment, and Y. Diab (2008), Levee Performance Assessment Methods Integrated in a GIS to Support Planning Maintenance Actions, *J. Infrastruct. Syst.*, *14*, 201–213.

Sherif, M., A. El Mahmoudi, H. Garamoon, A. Kacimov, S. Akram, A. A. Ebraheem, and A. Shetty (2006), Geoelectrical and hydrogeochemical studies for delineating seawater intrusion in the outlet of Wadi Ham, UAE, *Environ. Geol.*, *49*(4), 536–551.

Shukla, S. B., V. M. Chowksey, S. P. Prizomwala, V. M. Ukey, N. P. Bhatt, and D. M. Maurya (2013), Internal sedimentary architecture and coastal dynamics as revealed by ground penetrating radar, Kachchh coast, western India, *Acta Geophys.*, *61*(5), 1196–1210.

Sjödahl, P., T. Dahlin, and S. Johansson (2005), Using resistivity measurements for dam safety evaluation at Enemossen tailings dam in southern Sweden, *Environ. Geol.*, *49*(2), 267–273.

Sjödahl, P., T. Dahlin, and B. Zhou (2006), 2.5D resistivity modeling of embankment dams to assess influence from geometry and material properties, *Geophysics*, *71*(3), G107.

Sjödahl, P., T. Dahlin, and S. Johansson (2007), Detection of internal erosion and seepage evaluation using resistivity monitoring, *WasserWirtschaft*, *97*(10), 54–56.

Sjödahl, P., T. Dahlin, S. Johansson, and M. H. Loke (2008), Resistivity monitoring for leakage and internal erosion detection at Hällby embankment dam, *J. Appl. Geophys.*, *65*(3-4), 155–164.

Sjödahl, P., T. Dahlin, and S. Johansson (2009), Embankment dam seepage evaluation from resistivity monitoring data, *Near Surf. Geophys.*, *7*(5-6), 463–474.

Sjödahl, P., T. Dahlin, and S. Johansson (2010), Using the resistivity method for leakage detection in a blind test at the Røssvatn embankment dam test facility in Norway, *Bull. Eng. Geol. Environ.*, *69*(4), 643–658.

Song, S.-H., Y. Song, and B.-D. Kwon (2005), Application of hydrogeological and geophysical methods to delineate leakage pathways in an earth fill dam, *Explor. Geophys.*, *36*, 92–96.

Song, S.-H. H., J.-Y. Y. Lee, and N. Park (2007), Use of vertical electrical soundings to delineate seawater intrusion in a coastal area of Byunsan, Korea, *Environ. Geol.*, *52*(6), 1207–1219.

Sorensen, K. (1996), Pulled array continuous electrical profiling, *First Break*, *14*(3), 85–90.

Souffaché, B., P. Cosenza, S. Flageul, J. P. Pencolé, S. Seladji, and a. Tabbagh (2010), Electrostatic multipole for electrical resistivity measurements at the decimetric scale, *J. Appl. Geophys.*, *71*(1), 6–12.

Spitzer, K. (1995), A 3-D finite-difference algorithm for DC resistivity modelling using conjugate gradient methods, *Geophys. J. Int.*, *123*(3), 903–914.

Spitzer, K. (1998), The three-dimensional DC sensitivity for surface and subsurface sources, *Geophys. J. Int.*, *134*(3), 736–746.

Stan, D., and I. Stan-Kłeczek (2014), Application of electrical resistivity tomography to map lithological differences and subsurface structures (Eastern Sudetes, Czech Republic), *Geomorphology*, *221*, 113–123.

Stummer, P., H. Maurer, H. Horstmeyer, and A. G. Green (2002), Optimization of dc resistivity data acquisition: Real-time experimental design and a new multielectrode system, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *40*(12), 2727–2735.

Sungkono, A. Husein, H. Prasetyo, A. S. Bahri, F. A. Monteiro Santos, and B. J. Santosa (2014), The VLF-EM imaging of potential collapse on the LUSI embankment, *J. Appl. Geophys.*, *109*, 218–232.

Suzuki, K., and S. Higashi (2001), Groundwater flow after heavy rain in landslide-slope area from 2-D inversion of resistivity monitoring data, *Geophysics*, *66*(3), 733–743.

Szalai, S., and L. Szarka (2008), On the classification of surface geoelectric arrays, *Geophys. Prospect.*, *56*(2), 159–175.

Szalai, S., a. Koppán, K. Szokoli, and L. Szarka (2013), Geoelectric imaging properties of traditional arrays and of the optimized Stummer configuration, *Near Surf. Geophys.*, *11*(1), 51–62.

Tabbagh, A. (1985), The response of a three-dimensional magnetic and conductive body in shallow depth electromagnetic prospecting, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *81*(1), 215–230.

Tabbagh, A., M. Dabas, A. Hesse, and C. Panissod (2000), Soil resistivity: A non-invasive tool to map soil structure horizonation, *Geoderma*, *97*(3-4), 393–404.

Taborda, R., and M. Afonso Ribeiro (2015), A simple model to estimate the impact of sea-level rise on platform beaches, *Geomorphology*, *234*, 204–210.

Takahashi, K., J. Igel, H. Preetz, and S. Kuroda (2007), Basics and Application of Ground-Penetrating Radar as a Tool for Monitoring Irrigation Process, *Probl. Perspect. Challenges Agric. Water Manag.*, 155–180.

Tassy, A., M. Maxwell, J. Borgomano, B. Arfib, F. Fournier, E. Gilli, and Y. Guglielmi (2013), Electrical resistivity tomography (ERT) of a coastal carbonate aquifer (Port-Miou, SE France), *Environ. Earth Sci.*, *71*(2), 601–608.

Telford, W. M., L. P. Geldart, and R. E. Sheriff (1990), *Applied Geophysics Second Edition*, Cambridge University Press, 759 p.

Tikhonov, A., and V. Arsénine (1976), *Méthodes de résolution de problèmes mal posés*, Mir Moscou., 202 p.

Tong, L.-T., and C.-H. Yang (1990), Incorporation of topography into two-dimensional resistivity inversion, *Geophysics*, *55*(3), 354–361.

Tourment, R., B. Beullac, and G. Degoutte (2015), Études De Dangers Des Systèmes De Protection Contre Les Inondations : Une Méthode D'Analyse De La Défaillance, *La Houille Blanche*, (1), 41–55.

Travelletti, J., P. Sailhac, J. P. Malet, G. Grandjean, and J. Ponton (2012), Hydrological response of weathered clay-shale slopes: Water infiltration monitoring with time-lapse electrical resistivity tomography, *Hydrol. Process.*, *26*(14), 2106–2119.

Tsokas, G. N., P. I. Tsourlos, and J. E. Szymanski (1997), Square array resistivity anomalies and inhomogeneity ratio calculated by the finite-element method, *Geophysics*, *62*(2), 426–435.

Utili, S., R. Castellanza, A. Galli, and P. Sentenac (2015), Novel Approach for Health Monitoring of Earthen Embankments, *J. Geotech. Geoenvironmental Eng.*, *141*(3), 04014111.1–04014111.19.

VanOvermeeren, R. A. (1989), Aquifer boundaries explored by geoelectrical measurements in the coastal plain of Yemen: A case of equivalence, *Geophysics*, *54*(1), 38–48.

Verruijt, A. (1968), A note on the Ghyben-Herzberg formula, *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Bull.*, *13*(4), 43–46.

Vickery, A. C., and B. a. Hobbs (2002), The effect of subsurface pipes on apparent-resistivity measurements, *Geophys. Prospect.*, *50*(1), 1–13.

Viganotti, M., R. Jackson, H. Krahn, and M. Dyer (2013), Geometric and frequency EMI sounding of estuarine earthen flood defence embankments in Ireland using 1D inversion models, *J. Appl. Geophys.*, *92*, 110–120.

Ward, S. H., and G. W. Hohmann (1988), Electromagnetic Theory for Geophysical Applications, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, volume 1, Theory*, edited by M. N. Nabighian, pp. 130–311, Society of Exploration Geophysicists.

Weller, A., R. Lewis, C. Tran, M. Moller, and B. Scholz (2013), Long-term Monitoring at a Levee of Red River in Vietnam, Extended Abstract Mo S2a 04, in *19th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, 9-11 September*, Bochum, Germany.

Werner, A. D., and C. T. Simmons (2009), Impact of sea-level rise on sea water intrusion in coastal aquifers, *Ground Water*, *47*(2), 197–204.

Werner, A. D., J. D. Ward, L. K. Morgan, C. T. Simmons, N. I. Robinson, and M. D. Teubner (2012), Vulnerability indicators of sea water intrusion, *Ground Water*, *50*(1), 48–58.

Weymer, B. a, C. Houser, and J. R. Giardino (2015), Poststorm Evolution of Beach-Dune Morphology: Padre Island National Seashore, Texas, *J. Coast. Res.*, *31*(3), 634–644.

Wilkinson, P. B., P. I. Meldrum, O. Kuras, J. E. Chambers, S. J. Holyoake, and R. D. Ogilvy (2010), High-resolution Electrical Resistivity Tomography monitoring of a tracer test in a confined aquifer, *J. Appl. Geophys.*, *70*(4), 268–276.

Wilson, S. R., M. Ingham, and J. A. McConchie (2006), The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition, *J. Hydrol.*, *316*(1-4), 301–312.

Wiwattanachang, N., and P. H. Giao (2011), Monitoring crack development in fiber concrete beam by using electrical resistivity imaging, *J. Appl. Geophys.*, *75*(2), 294–304.

Yi, M. J., J. H. Kim, Y. Song, S. J. Cho, S. H. Chung, and J. H. Suh (2001), Three-dimensional imaging of subsurface structures using resistivity data, *Geophys. Prospect.*, *49*(4), 483–497.

Yi, M.-J., J.-H. Kim, and S.-H. Chung (2003), Enhancing the resolving power of least-squares inversion with active constraint balancing, *Geophysics*, *68*(3), 931.

Zeyen, H., M. Pessel, B. Ledésert, R. Hébert, D. Bartier, M. Sabin, and S. Lallemant (2011), 3D electrical resistivity imaging of the near-surface structure of mud-volcano vents, *Tectonophysics*, *509*(3-4), 181–190.

Zhang, J., R. L. Mackie, and T. R. Madden (1995), 3-D resistivity forward modeling and inversion using conjugate gradients, *Geophysics*, *60*(5), 1313.

Zhang, L. M., Y. Xu, and J. S. Jia (2007), Analysis of earth dam failures - A database approach, in *ISGSR2007 First International Synposium on Geotechnical safety & Risk, oct. 18-19*, pp. 293–302, Shangai, Tongji University, China.

Zhou, B., and T. Dahlin (2003), Properties and Effects of Measurement Errors on 2D Resistivity Imaging Surveying, *Near Surf. Geophys.*, *1*(3), 105–117.

Annexes

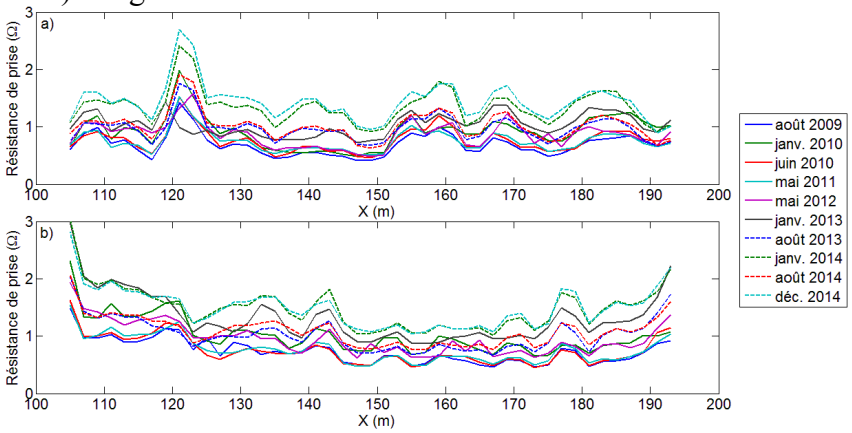
Annexe 1. Valeurs de permittivité diélectrique, de vitesse d'ondes électromagnétiques, de conductivité et d'atténuation pour différents matériaux géologiques pour des méthodes électromagnétiques utilisant des fréquences entre 80 et 120 MHz [Neal, 2004].

Medium	Relative dielectric permittivity (ε_r)	Electromagnetic-wave velocity (m ns^{-1})	Conductivity (mS m^{-1})	Attenuation (dB m^{-1})
Air	1	0.3	0	0
Fresh water	80	0.03	0.5	0.1
Seawater	80	0.01	30,000	1000
Unsaturated sand	2.55–7.5	0.1–0.2	0.01	0.01–0.14
Saturated sand	20–31.6	0.05–0.08	0.1–1	0.03–0.5
Unsaturated sand and gravel	3.5–6.5	0.09–0.13	0.007–0.06	0.01–0.1
Saturated sand and gravel	15.5–17.5	0.06	0.7–9	0.03–0.5
Unsaturated silt	2.5–5	0.09–0.12	1–100	1–300[a]
Saturated silt	22–30	0.05–0.07	100	1–300[a]
Unsaturated clay	2.5–5	0.09–0.12	2–20	0.28–300[a]
Saturated clay	15–40	0.05–0.07	20–1000	0.28–300[a]
Unsaturated till	7.4–21.1	0.1–0.12*	2.5–10	[b]
Saturated till	24–34	0.1–0.12*	2–5	[b]
Freshwater peat	57–80	0.03–0.06	<40	0.3
Bedrock	4–6	0.12–0.13	10^{-5}–40	7×10^{-6}–24

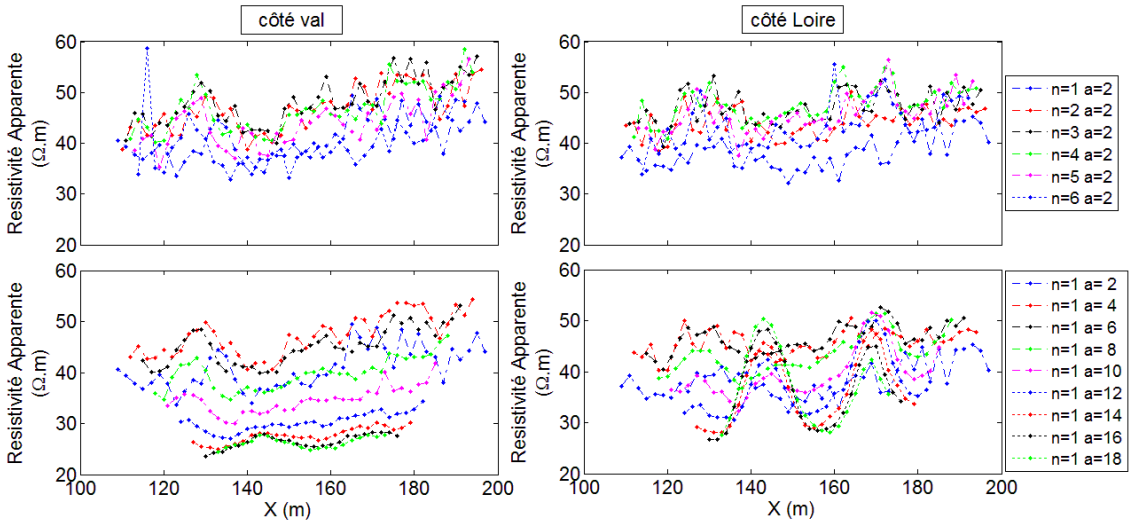
a *pas de différenciation entre matériaux saturé et non saturé*
b *valeurs non disponible*

Annexe 2. Résultats-type d'imagerie de résistivité électrique sur la levée du val d'Authion.

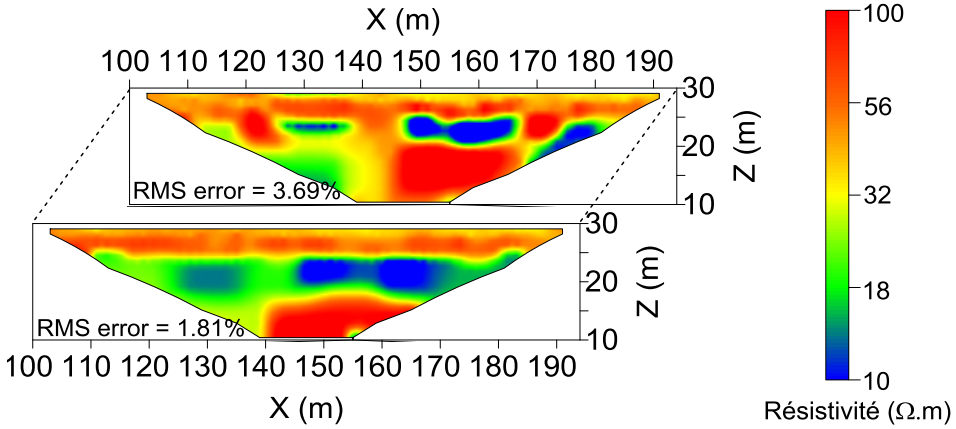
a) Variation des résistances de prise dans le temps depuis 2009 pour a) la ligne d'IRE côté val et b) la ligne d'IRE côté Loire.



b) Profilages de résistivité apparente pour les lignes d'électrodes côté Val (à gauche) et côté Loire (à droite) en configuration dipôle-dipôle. Avec a et n définis Figure 11.

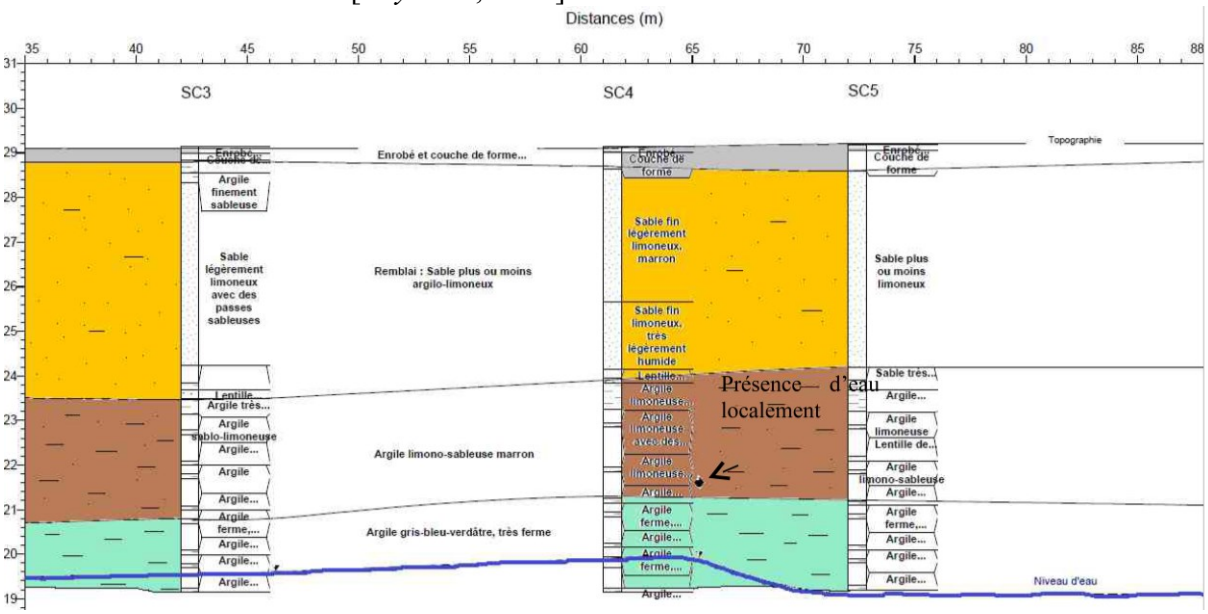


c) Coupe d'inversion 2D des données réelles en configuration dipôle-dipôle : A – côté val et B – côté Loire.

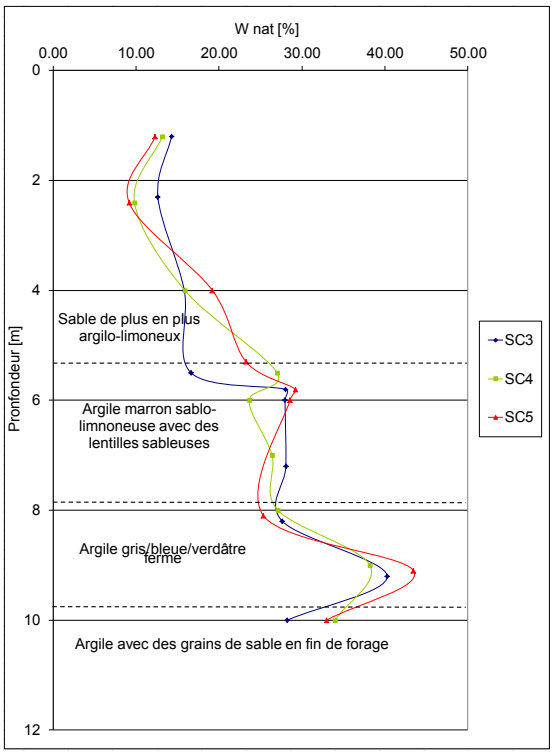


Annexe 3. Résultats des essais géotechniques réalisés en aout 2013 par le Laboratoire Régional d'Angers (Cerema/DTer Ouest) de Blois (Cerema/DTer Centre) pour le site de la levée du val d'Authion.

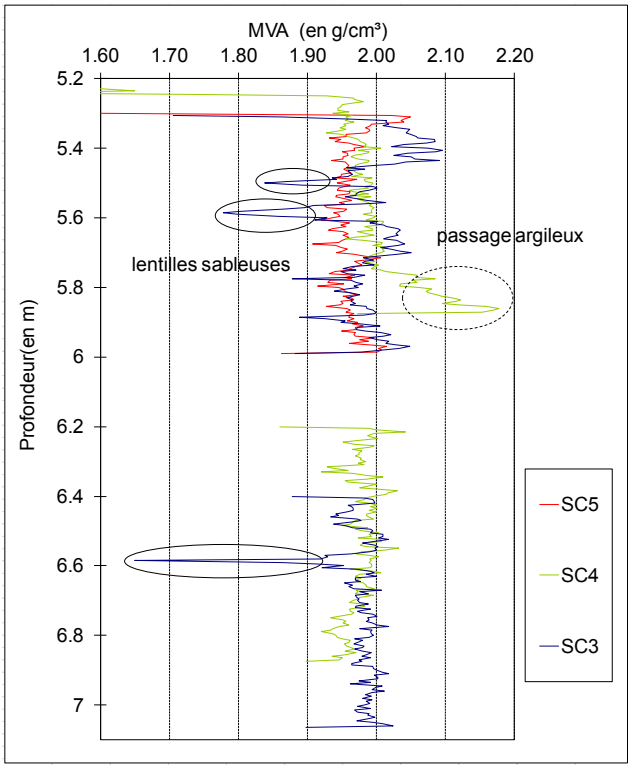
a) Profil géologique détaillé obtenu à la suite de forages réalisés en crête de levée côté Loire en août 2013 [*Raynaud*, 2013]



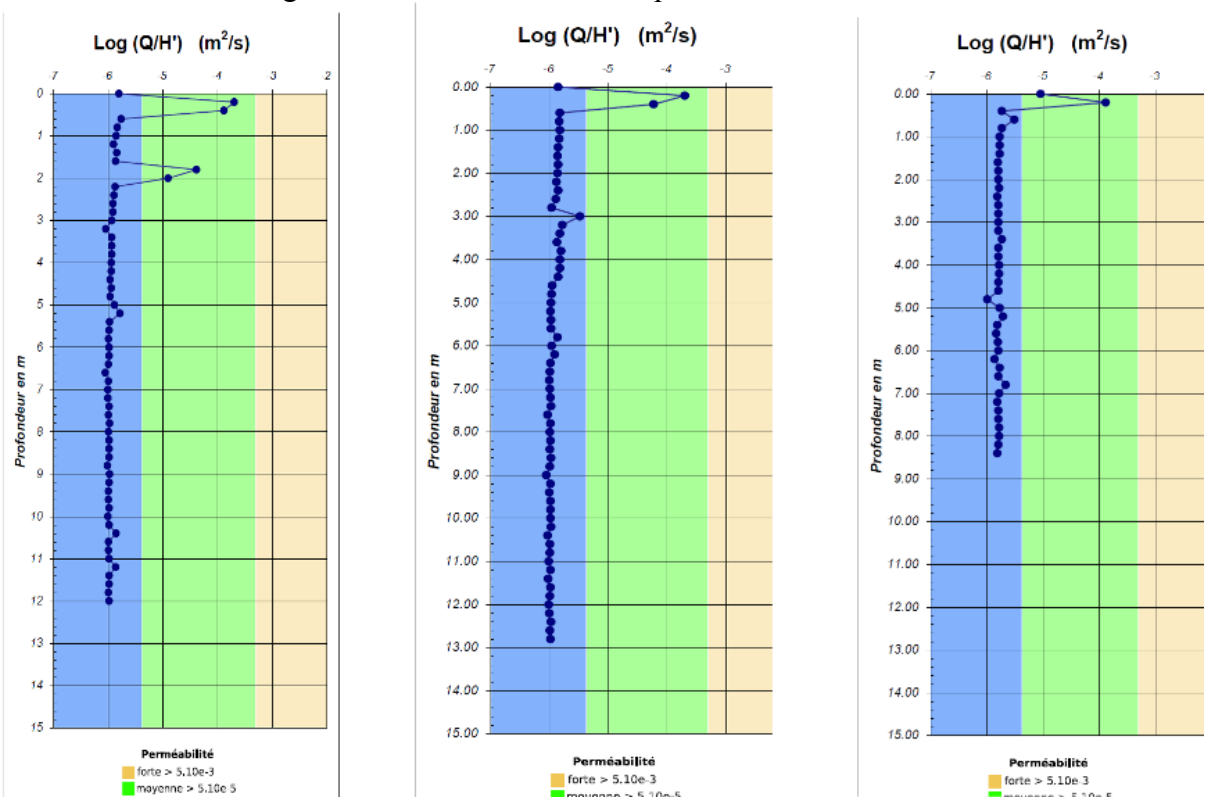
b) Résultats des mesures de teneur en eau naturelle (Wnat) du sol en fonction de la profondeur. [*Raynaud*, 2013]



c) Résultats des mesures de masse volumique apparente (MVA) en fonction de la profondeur. Les zones cerclées en trait plein indiquent des lentilles sableuses et les zones cerclées en trait pointillé indiquent des passages argileux. [*Raynaud*, 2013]

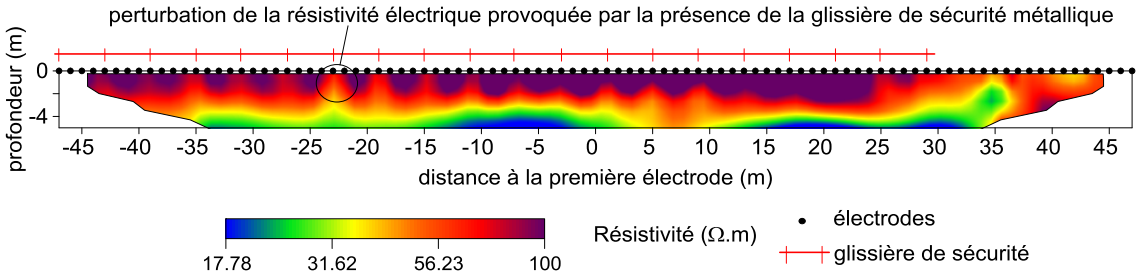


d) Résultats des essais de perméabilité Q/H' en fonction de la profondeur réalisés par le Laboratoire Régional de Blois à l'aide d'un perméafor.

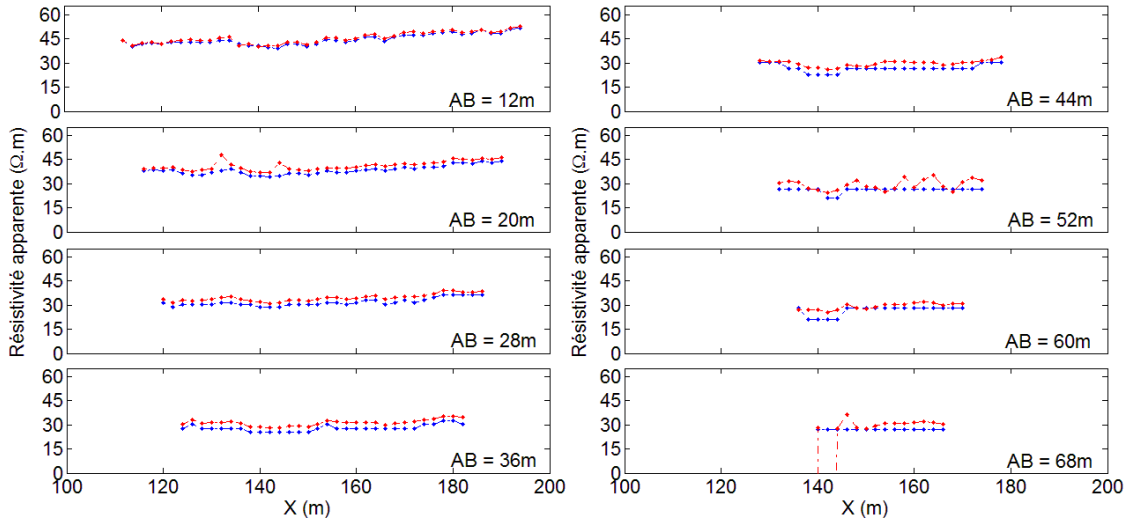


Annexe 4. Étude de l'influence de la glissière de sécurité sur les mesures géoélectriques du site de la levée du val d'Authion.

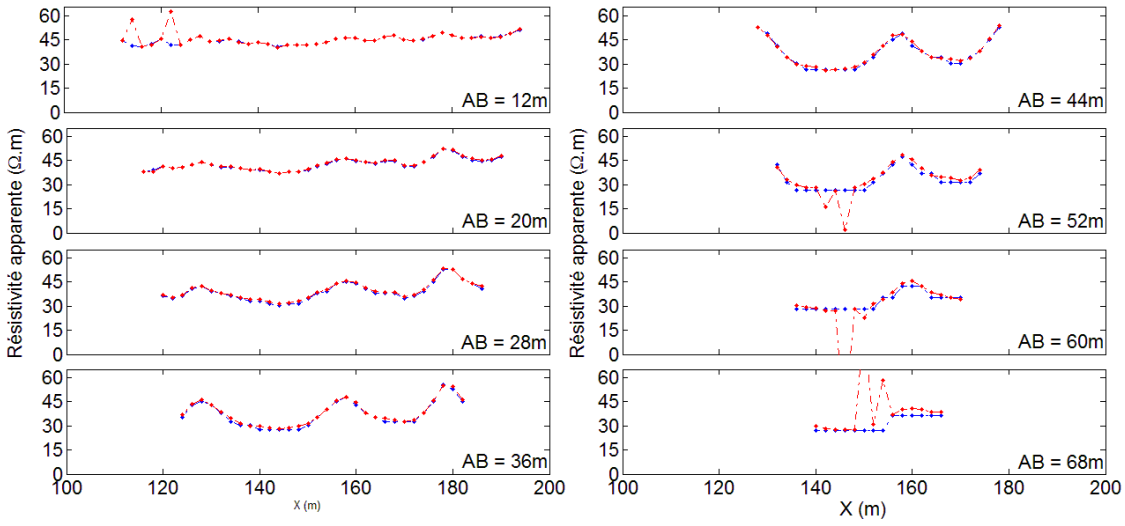
a) Coupe inverse de résistivité obtenue par le Laboratoire Régional de St Brieuc (Cerema/DTer Ouest), montrant l'influence de la glissière de sécurité sur des électrodes placées en surface, longitudinalement par rapport à la digue. Elles sont situées en crête de digue en bordure de route à 0.5 m de la glissière de sécurité.



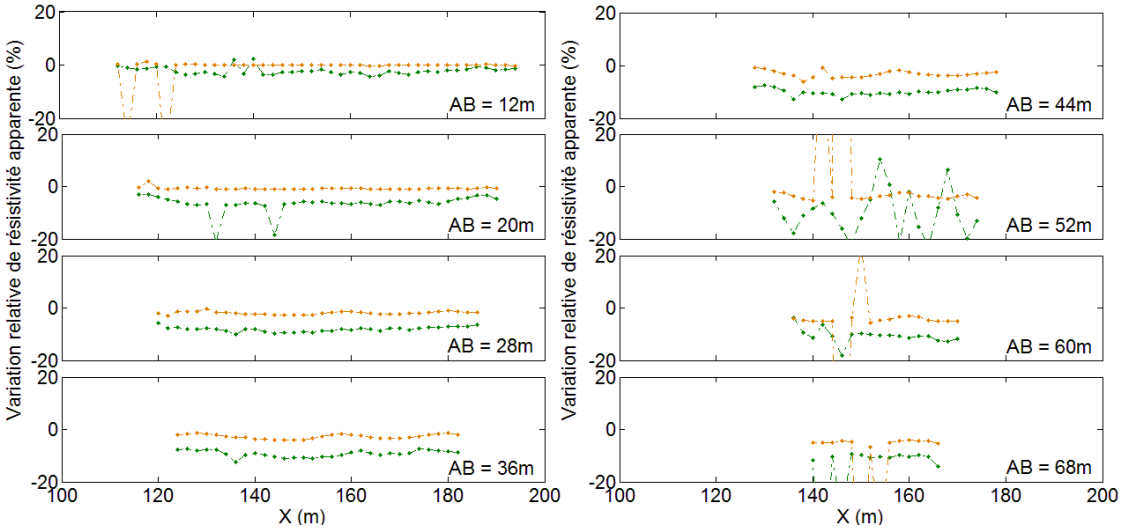
b) Profilages de résistivité apparente côté val obtenue à l'aide de la configuration Wenner pour MN = 4m avec les mesures avec (en bleu) et sans (en rouge) glissière.



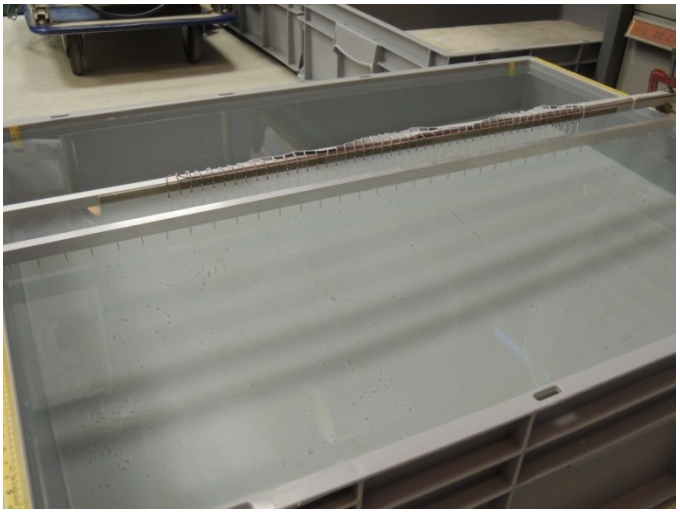
c) Profilages de résistivité apparente côté Loire obtenue à l'aide de la configuration Wenner pour MN = 4m, avec les mesures avec (en bleu) et sans (en rouge) glissière.



d) Profilages des différences relatives entre résistivités apparentes obtenue à l'aide de la configuration Wenner pour MN = 4m, avec et sans glissière métallique, côtés val (en vert) et côté Loire (en orange).

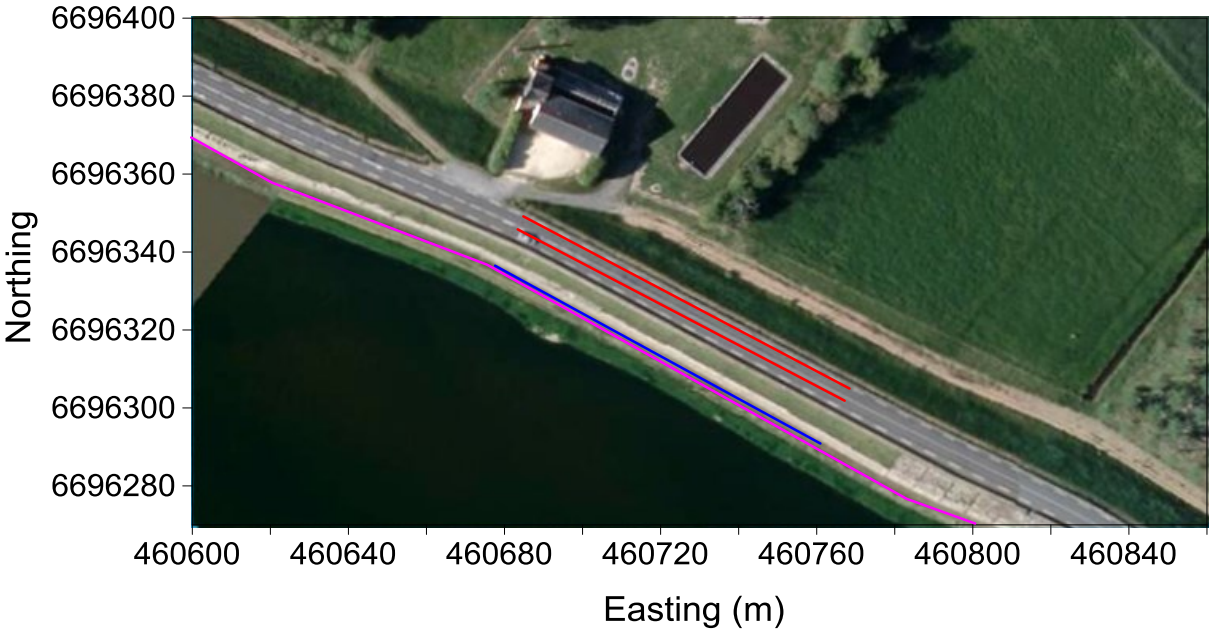


e) Photo du modèle réduit avec le dispositif de mesures IRE et la glissière de sécurité.

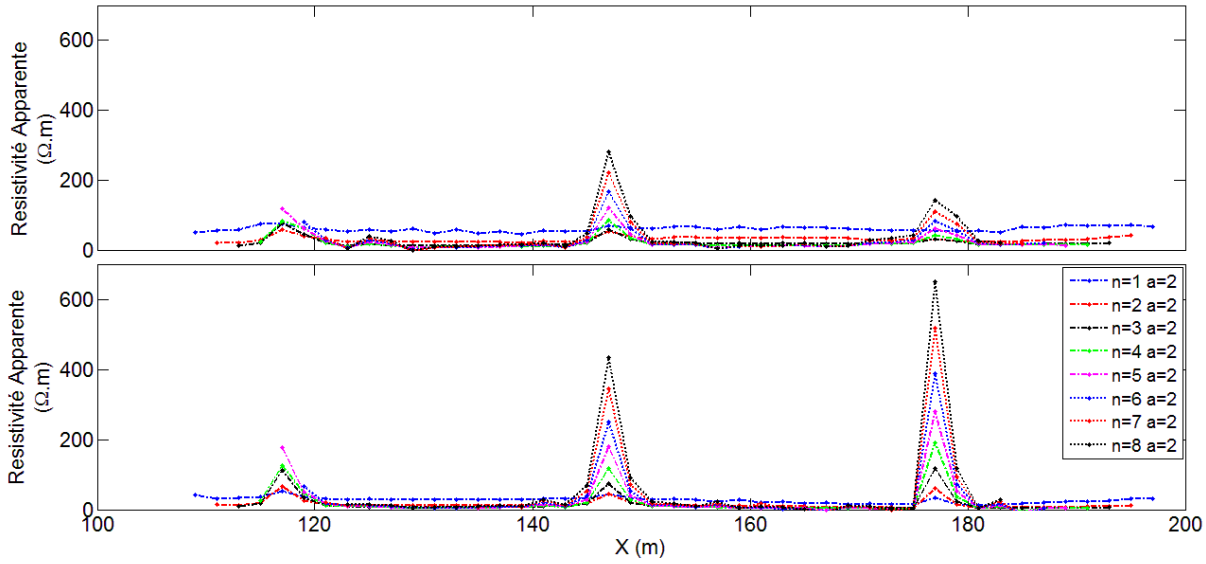


Annexe 5. Mesures géophysiques complémentaires en pied de digue côté Loire.

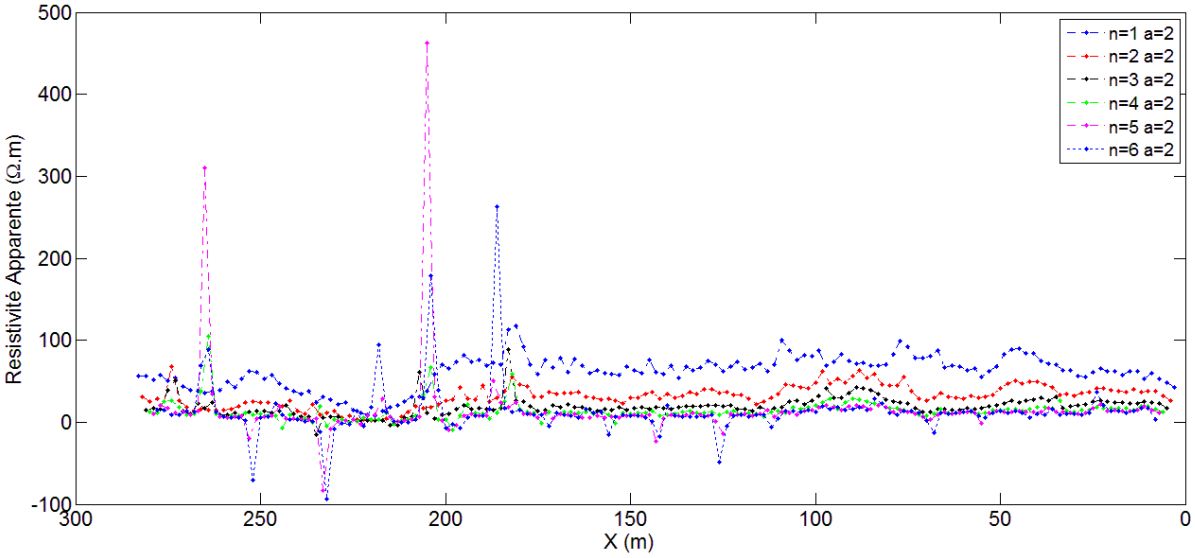
a) Image satellite (Google Earth©) en coordonnées GPS Lambert-93 de la position des lignes d'IRE enfouies sous la crête (en rouge) et des lignes d'IRE complémentaires en pied de digue côté Loire pour 2012 - 2013 (en bleu) et 2015 en vert des ligne d'Ire enfouies sous la crête.



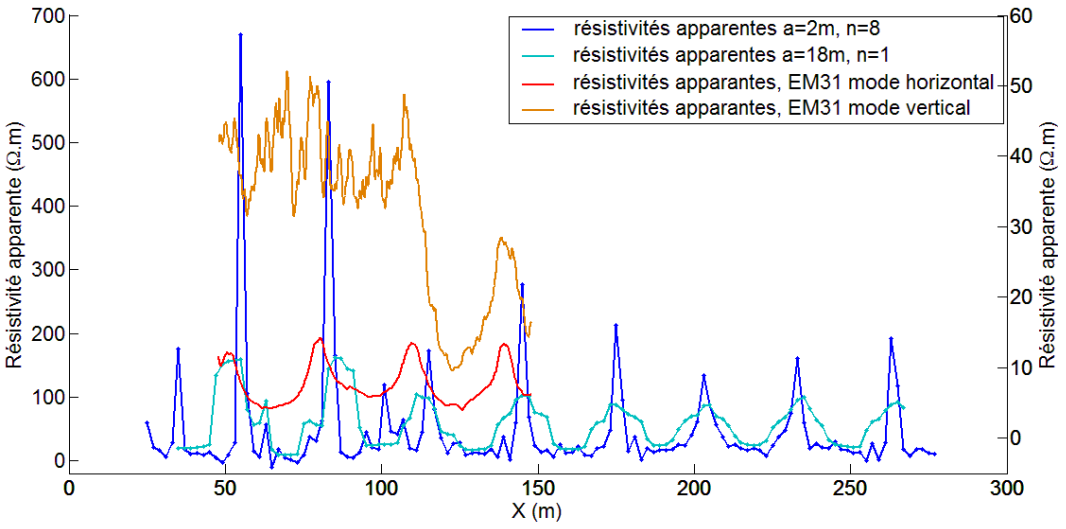
b) Profilages de résistivité apparente réalisées en 2012 (en haut) et 2013 (en bas) : tomographie Wenner-Schlumberger de 94 m de long (48 électrodes espacées de 2m), en pied de digue au droit des lignes d'IRE enfouies sous la crête de digue.



c) Profilages de résistivité apparente relevés en pied de levée côté Loire (2015) : tomographie dipôle-dipôle de long obtenue par « roll-along » avec un espacement de 2 m entre les électrodes de potentiel au droit des lignes d'IRE enfouies.

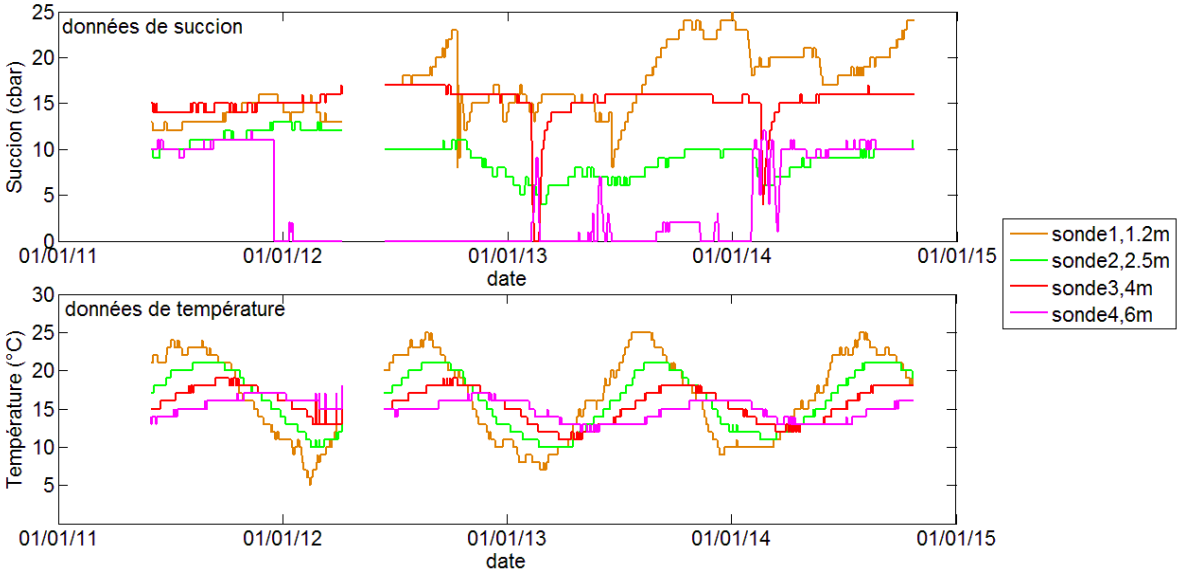


d) Comparaison des profilages de résistivité apparente relevés en pied de levée côté Loire (2015) et des mesures de conductivité Slingram (EM31®).

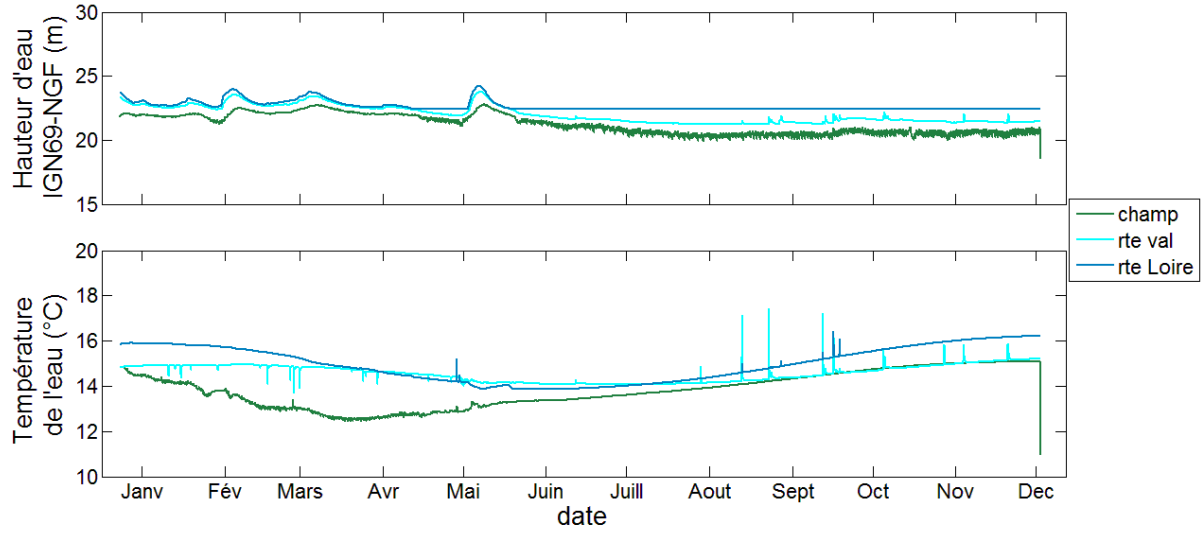


Annexe 6. Observations météorologiques et mesures directes acquises sur le site ou à proximité du site de la levée du val d'Authion

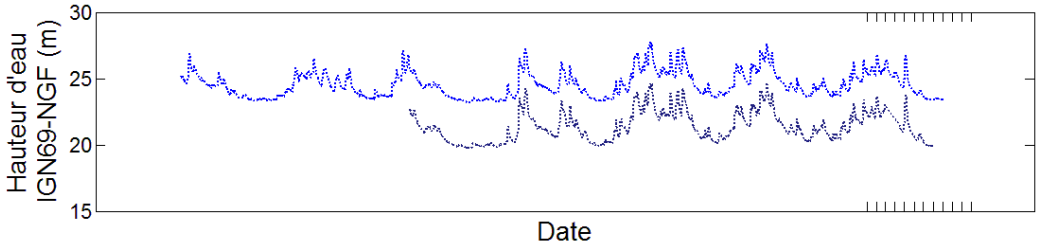
a) Données des sondes de température et de succion dans le sol placées en crête de levée côté Loire à quatre profondeurs différentes.



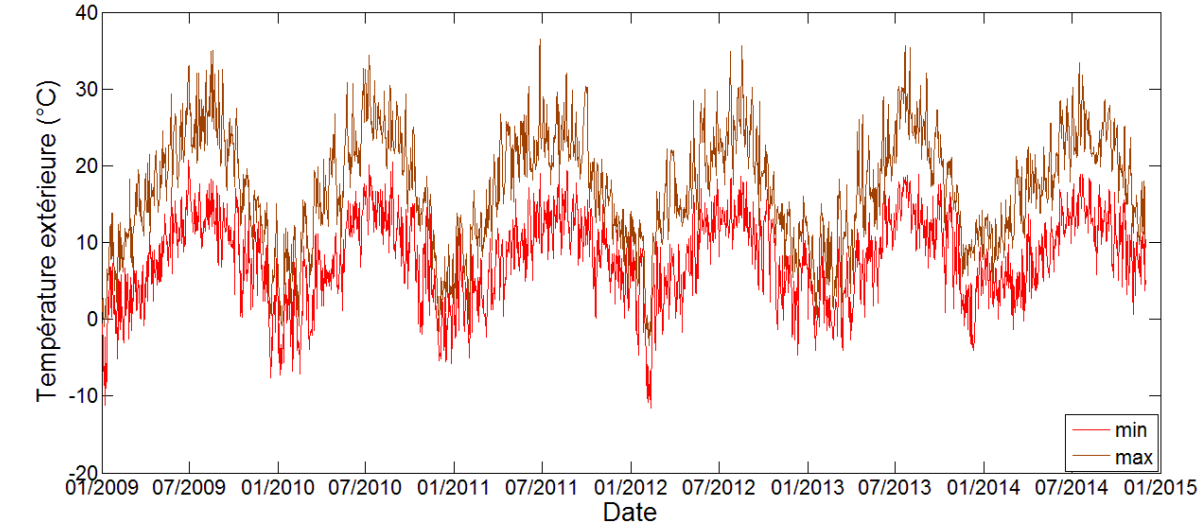
b) Données des sondes introduites dans les piézomètres de la levée pour l'année 2014: un piézomètre en pied de digue côté val (champ) ; un piézomètre en crête de digue côté val (rte val) ; et un piézomètre en crête de digue côté Loire (rte Loire).

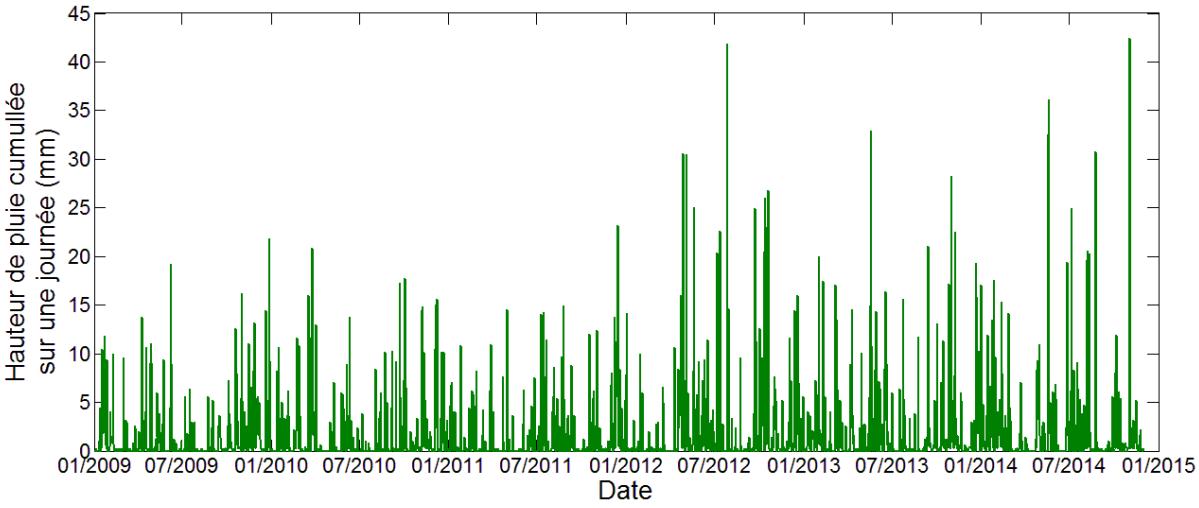


c) Relevés de hauteurs de Loire pour les stations de Saumur et Gennes (©banque Hydro, DREAL Pays de la Loire).

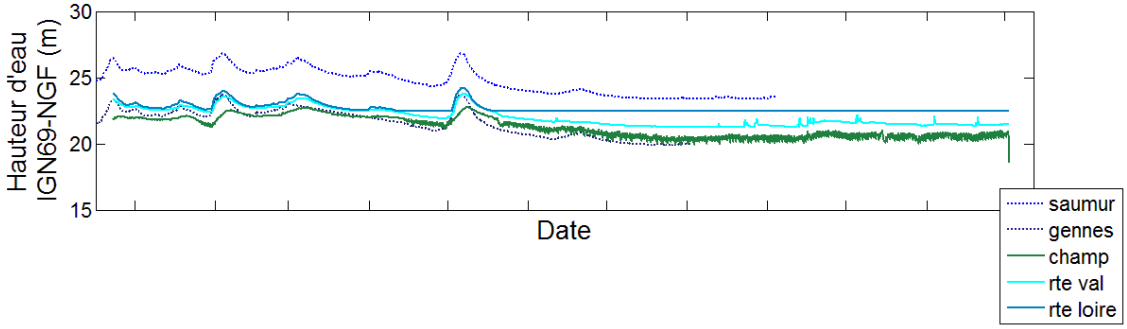


d) Données climatologiques de Météo France à la Station Fontaine Guérin.





e) Comparaison entre les relevés de hauteur de Loire et les données des sondes piézométriques.

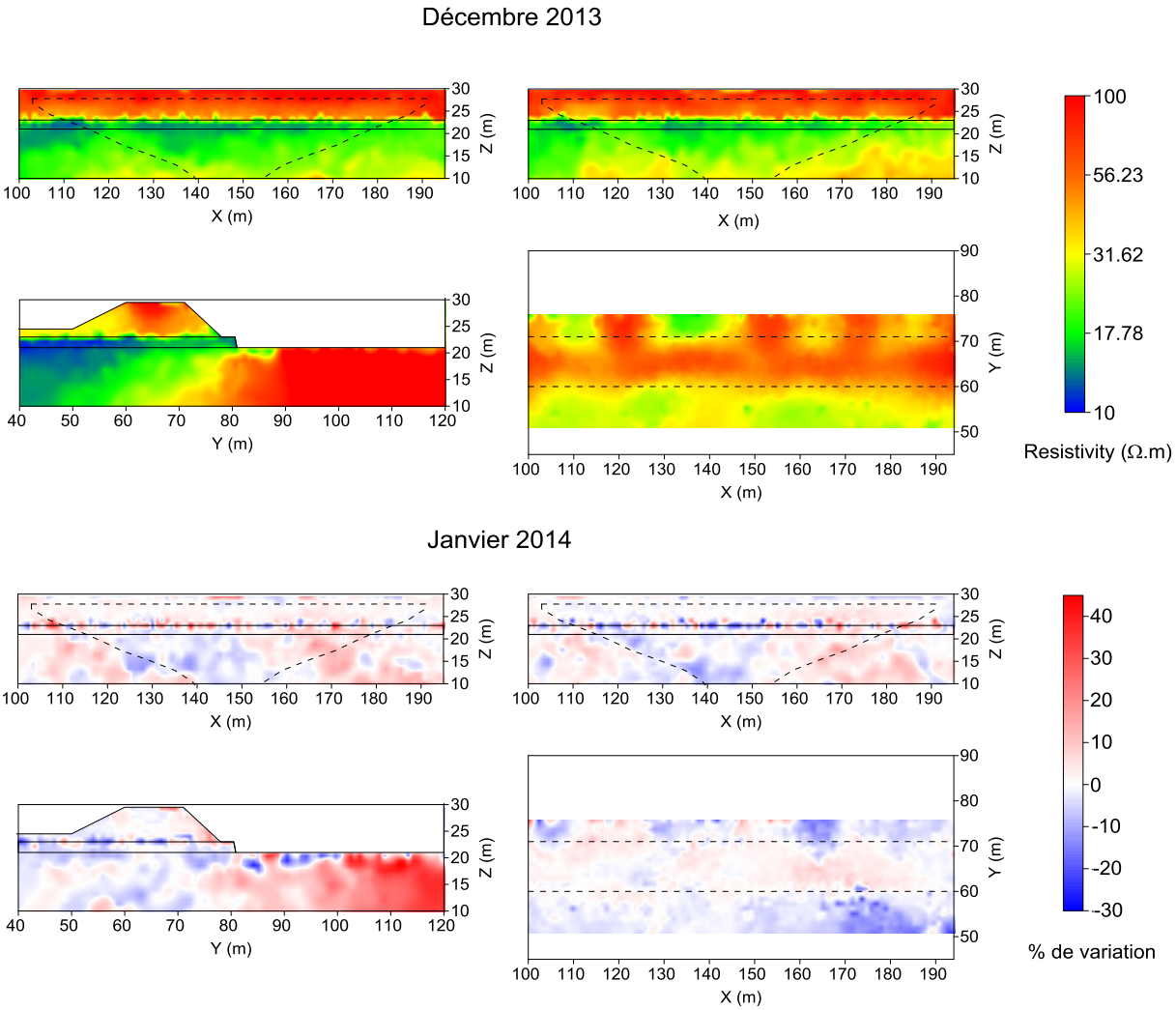


Annexe 7. Coupes de résistivité obtenues par inversion jointe 3D⁻ des données de décembre 2013 (situation de référence, en haut) suivies des coupes de différences relatives entre les résistivités inversées indépendamment pour le mois de janvier 2014 et la référence pour la levée du val d'Authion.

On observe les variations de résistivité sous plusieurs angles :

1. Vues longitudinales à Y = 63 m (haut gauche) et à Y = 67 m (haut droite) ;
2. Vue transversale à X = 147 m (bas gauche) ; et Vue horizontale à Z = 25 m (bas droite).

Les pointillés des coupes longitudinales définissent les limites des coupes 2D. Les lignes continues sur les coupes longitudinales et transversales représentent les interfaces lithologiques du milieu. Les pointillés sur les coupes horizontales délimitent la largeur de la crête de la levée.



Annexe 8. Sondages mécaniques réalisés par le Laboratoire Régional d'Angers (Cerema/DTer Ouest) et sondages à la main sur le site de l'Hommée

a) Compte rendu de l'intervention sur site par le Laboratoire Régional d'Angers (Cerema)

Direction territoriale Ouest
Département Laboratoire et CECP d'Angers

Affaire suivie par :

Benjamin LANDRY

Groupe ERG – Unité Géotechnique

tél. 02 41 79 13 30

benjamin.landry@cerema.fr

Université de Nantes

Mme Clara JODRY

IFSTTAR

Mr Sergio PALMA-LOPES

Les Ponts de Cé, le 07/08/2014

Objet : Noirmoutier – Dune de l'Hommée – pose de piézomètre – Compte rendu de l'intervention sur site

Ref : C14OA0240

PJ : Coupes des sondages + PV essais laboratoire

À la demande de l'IFSTTAR, le Département Laboratoire et CECP d'Angers est intervenu sur le site de la dune de l'Hommée à Noirmoutier pour la pose de piézomètre, l'identification des sols en place et la caractérisation des matériaux en laboratoire.

L'intervention sur site s'est déroulée du 25 juin au 08 juillet 2014. Aux emplacements définis par le commanditaire (schéma d'implantation ci-joint), il a été réalisé 8 sondages géotechniques avec pose

de piézomètre et/ou prélèvement des sols en place. Les coordonnées GPS des sondages ont été relevées par le commanditaire. Les coupes des sondages jointes au présent compte-rendu donnent les différents paramètres géotechniques mesurés en place et en laboratoire.

Le tableau de synthèse ci-dessous donne les caractéristiques des forages :

Sondage	Nature	Profondeur	Piézomètre [crépine]
SC1	Carottage + destructif	9,00 m	8,50 m [6,10 à 9,00]
SC2	carottage	9,90 m	9,30 m [7,30 à 9,30]
T1	destructif	3,80 m	-
T2	carottage + LIM	5,00 m	5,00 m
T3	destructif + tarière	5,20 m	5,20 m
T4	tarière	8,50 m	3,20 m
T5	destructif + tarière	5,10 m	-
SD6	Destructif + LIM	6,92 m	-

Les essais de caractérisation des matériaux suivant ont été réalisés en laboratoire sur les échantillons prélevés :

- détermination de la teneur en eau naturelle selon la norme NF P 94-050

- analyse granulométrique selon la norme NF P 94-056

- mesure de la capacité d'absorption de bleu de méthylène d'un sol selon la norme NF P 94-068

Les résultats des essais laboratoire sont donnés sur les coupes de forage.

Un essai de sédimentométrie a également été réalisé selon la norme NF P 94-057 sur un échantillon prélevé entre 4,65 m/TN et 5,50 m/TN en SC1. Le résultat est annexé au présent compte-rendu

Le responsable de l'unité géotechnique

DLRCA

Affaire : *C14OA0240*
Annexe :

SONDAGE : T5

Type : Destructif
Outil : Tarière + Tricône

Client : IFSTTAR

Etude : Dune de l'Hommée - Noirmoutier
Pose de piézomètres

Coordonnées X :
Y :
Z :

Sondeuse : S500 - 90
Date : 01/07/2014
Echelle : 1 / 50

LITHOLOGIE					IDENTIFICATION DES SOLS SUIVANT NF P 11-300														
						L. ATTERBERG			GRANULOMETRIE (mm)								OPN		
Cote NGF	Altitude (m)	Description lithologique Nature du terrain	Niveau d'eau	Formation	Wn (%)	Wl (%)	Ip	Ic	Dmax (mm)	5 (%)	2 (%)	1 (%)	0.4 (%)	0.2 (%)	0.08 (%)	VBS	Dopn (t/m3)	Wopn (%)	GTR
0.0	0.0																		
-1.0		Sable fin, marron clair, sec			4					100	100	97	46	8	4	0,03			
-2.0					2,8														
	2.3	Sable fin, marron clair, légèrement humide																	
-3.0	3.0				18,7														
		Sable gris bleuté, humide																	
	3.7																		
-4.0		Argile ferme, gris bleuté			57														
	4.3	Sable grossier, marron grisâtre																	
	4.7																		
-5.0		Argile ferme, gris bleuté			41,9														
	5.1																		
-6.0																			
-7.0																			
-8.0																			

Observations : Arrêt du forage à 5,10m

DLRCA

Sondage : T4

Forage Destructif

Affaire : ***C14OA0240***
Annexe :

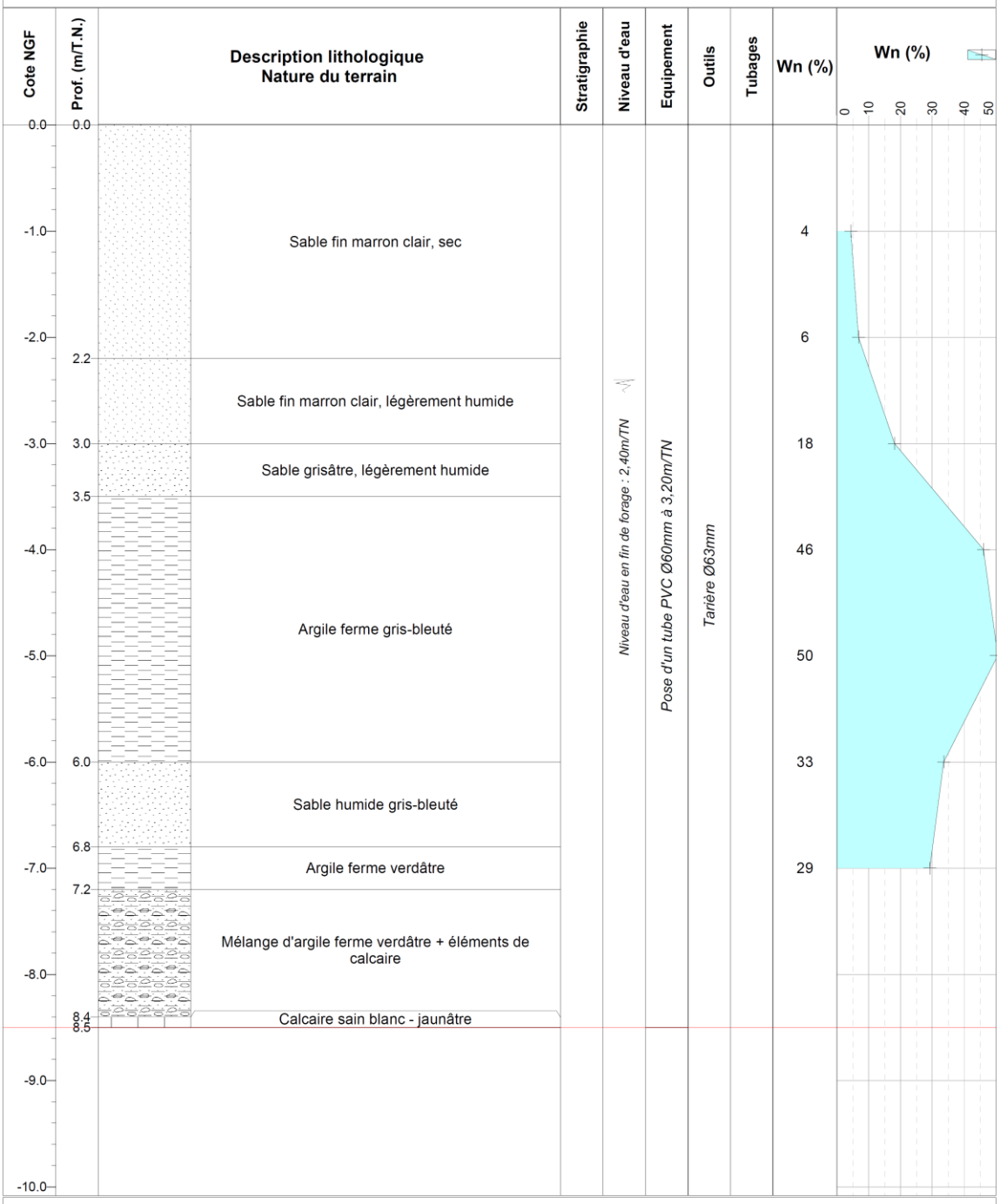
Client : IFSTTAR

Etude : Dune de l'Hommée - Noirmoutier
Pose de piézomètre

Coordonnées **X :**
Y :
Z :

Sondeuse : S350
Date : 03/07/2014
Echelle : 1 / 50

Page : **1 / 1**



Observations : Refus à 8,50m

DLRCA

Sondage : T3

Forage Tarière

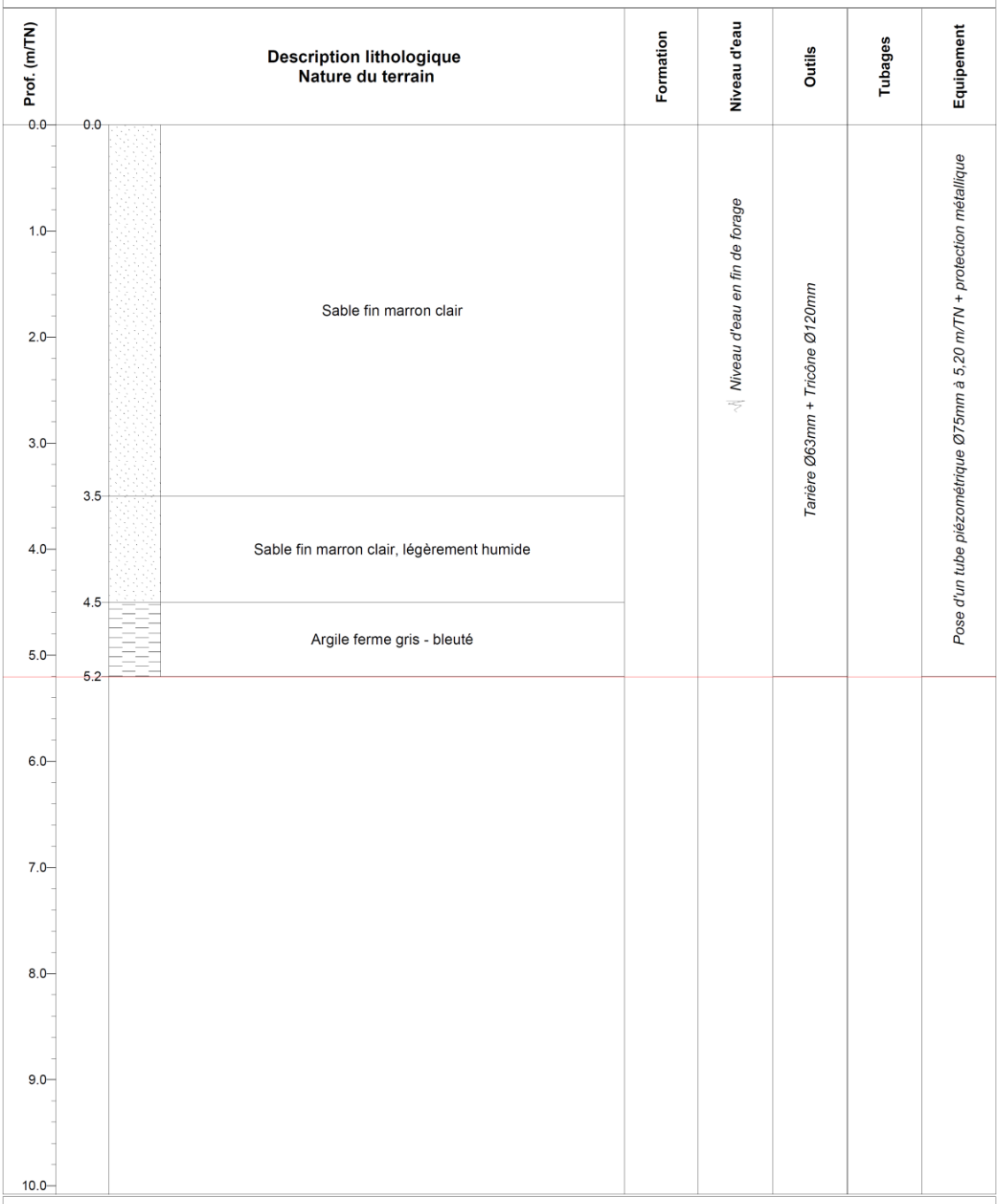
Affaire : **C14OA0240**
Annexe :

Client : IFSTTAR

Etude : Dune de l'Hommée - Noirmoutier
Pose de piézomètre

Coordonnées X :
Y :
Z :

Sondeuse : S500 - 90
Date : 01/07/2014
Echelle : 1 / 50



Observations : Arrêt du forage à 5,20m

DLRCA

Sondage : T2

Carottage

Affaire : ***C14OA0240***
Annexe :

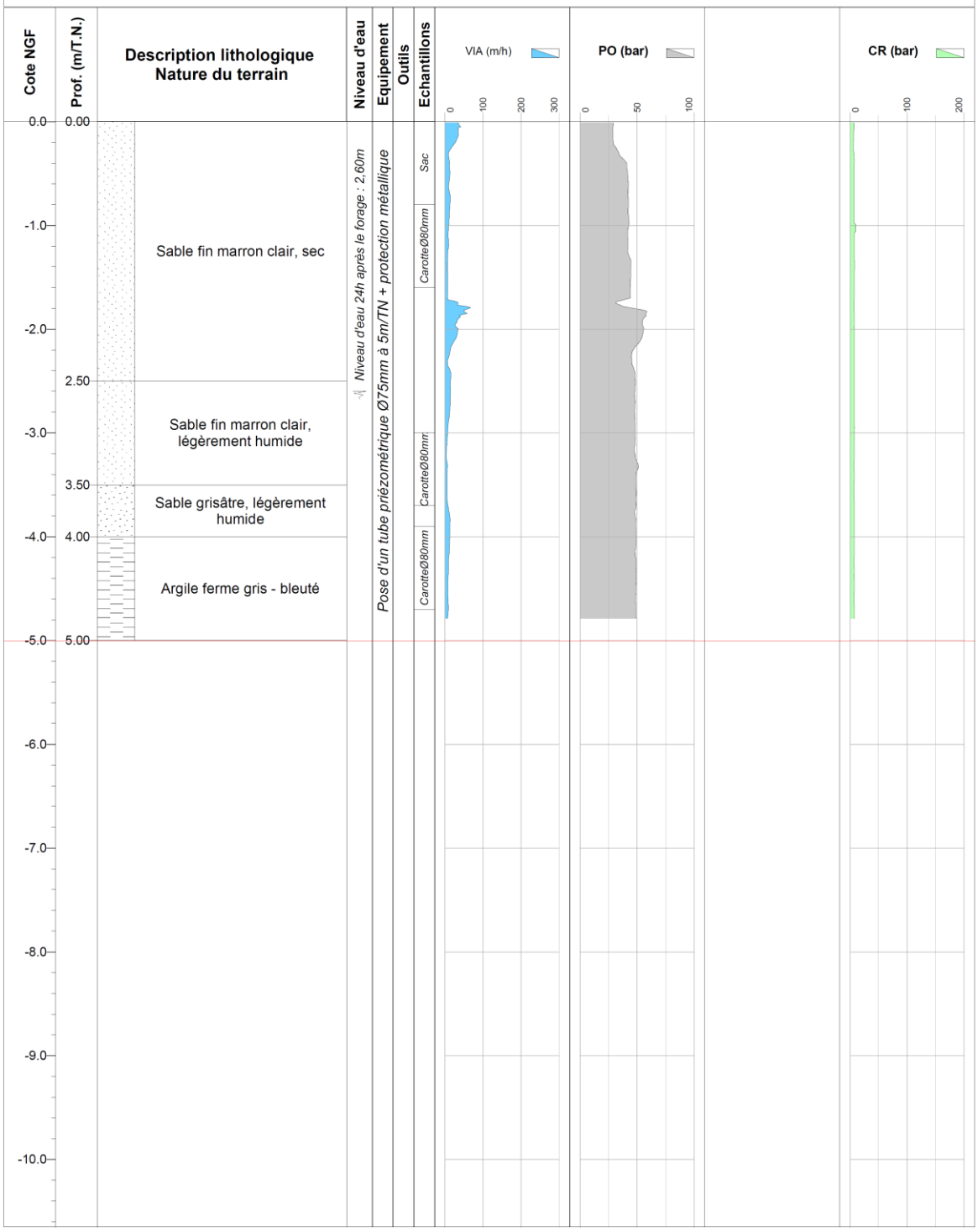
Client : IFSTTAR

Etude : Dune de l'Hommée - Noirmoutier

Coordonnées **X :** **Y :** **Z :**

Sondeuse : S500-90
Date : 26/06/2014
Echelle : 1 / 50

Page : **1 / 1**



DLRCA

Affaire : *C14OA0240*
Annexe :

SONDAGE : T2 (données Labo)

Type : Carottage

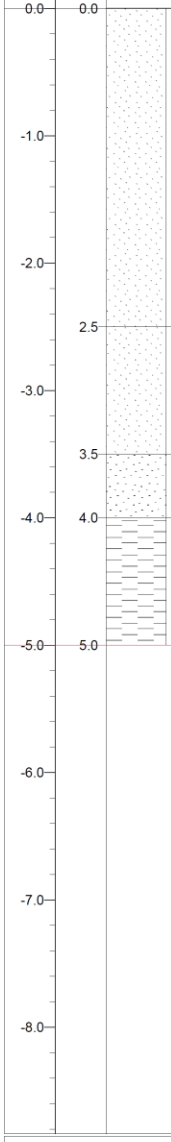
Outil : Carottier NX

Client : IFSTTAR

Etude : Dune de l'Hommée - Noirmoutier

Coordonnées X :
Y :
Z :

Sondeuse : S500-90
Date : 26/06/2014
Echelle : 1 / 50



LITHOLOGIE — **IDENTIFICATION DES SOLS SUIVANT NF P 11-300**

Description lithologique Nature du terrain	Niveau d'eau	Formation	Wn (%)	L. ATTERBERG Wl (%)	Ip	Ic	GRANULOMETRIE (mm) Dmax (mm)	5 (%)	2 (%)	1 (%)	0.4 (%)	0.2 (%)	0.08 (%)	VBS	OPN Dopn (t/m3)	Wopn (%)	GTR
Sable fin marron clair, sec	Niveau d'eau 24h après le forage		1					100	100	65	45	4	1	0,10			
Sable fin marron clair, légèrement humide																	
Sable grisâtre, légèrement humide																	
Argile ferme gris - bleuté																	

Observations : Arrêt du forage à 5,00m

DLRCA

Affaire : *C14OA0240*
Annexe :

SONDAGE : T1

Type : Destructif

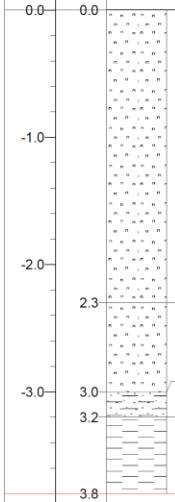
Outil : Tricône 120mm

Client : IFSTTAR

Etude : Dune de l'Hommée - Noirmoutier
Pose de piézomètres

Coordonnées X :
Y :
Z :

Sondeuse : S500 - 90
Date : 07/07/2014
Echelle : 1 / 50



LITHOLOGIE					IDENTIFICATION DES SOLS SUIVANT NF P 11-300														
						L. ATTERBERG			GRANULOMETRIE (mm)								OPN		
Cote NGF	Altitude (m)	Description lithologique Nature du terrain	Niveau d'eau	Formation	Wn (%)	Wl (%)	Ip	Ic	Dmax (mm)	5 (%)	2 (%)	1 (%)	0.4 (%)	0.2 (%)	0.08 (%)	VBS	Dopn (t/m3)	Wopn (%)	GTR
0.0	0.0	Sable grossier marron, sec, peu compact	Niveau d'eau le 09 /07/14		2,9														
					17					100	100	97	42	6	3	0,08			
	2.3	Sable grossier marron																	
-3.0	3.0	Mélange d'argile et de sable, gris bleuté			41,4														
	3.2	Argile ferme et plastique, gris-bleuté																	
	3.8																		

Observations : Arrêt du forage à 3,80m
Relevé piézomètre : le 9/07/2014 : eau à 2,20m et fond à 3,20m

DLRCA

Sondage : SD6

Forage Destructif

Affaire : ***C14OA0240***
Annexe :

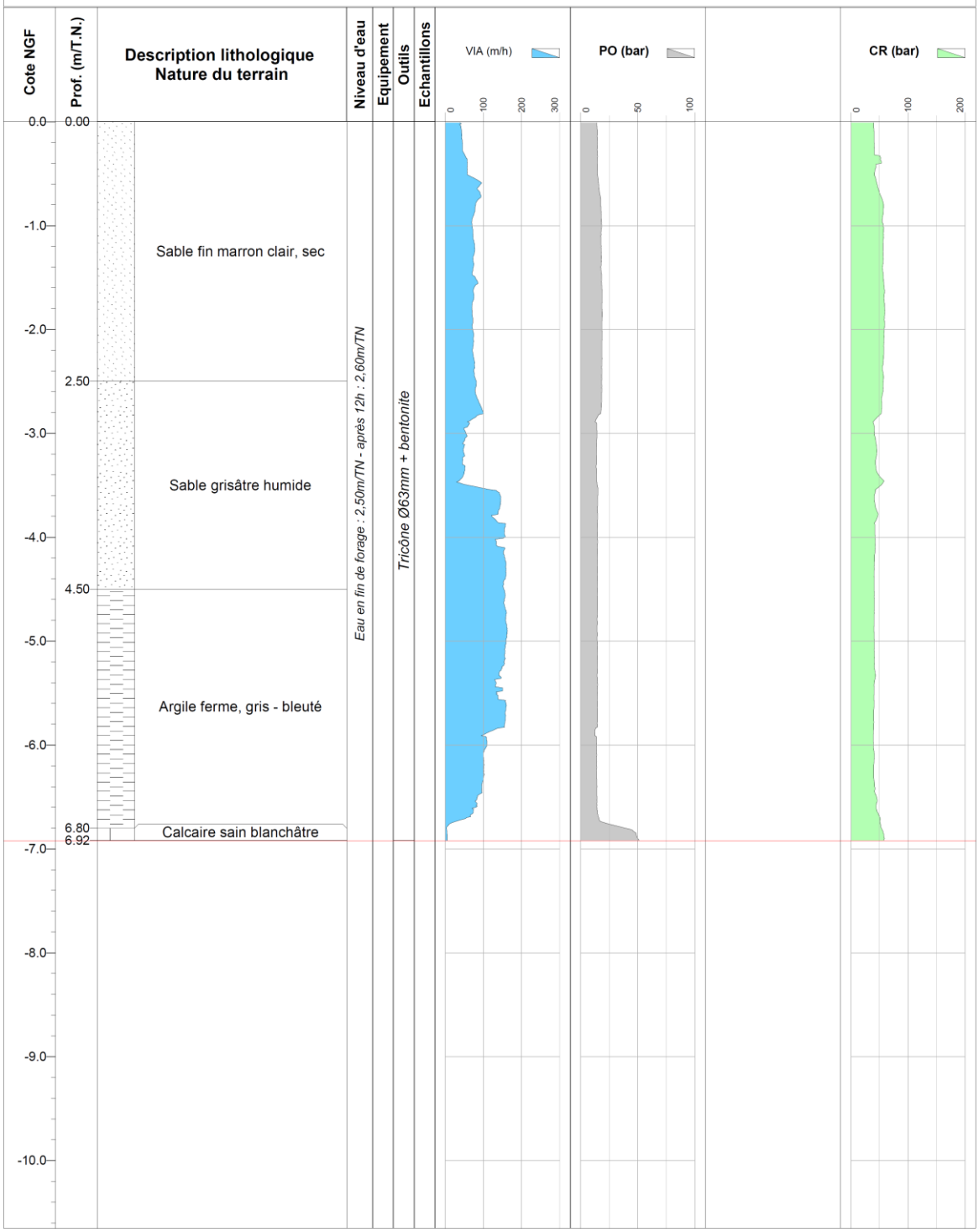
Client : IFSTTAR

Etude : Dune de l'Hommée - Noirmoutier
Pose de piézomètres

Coordonnées **X :**
Y :
Z :

Sondeuse : S500-90
Date : 25/06/2014
Echelle : 1 / 50

Page : **1 / 1**



DLRCA

Sondage : SC2

Carottage

Affaire : ***C14OA0240***
Annexe :

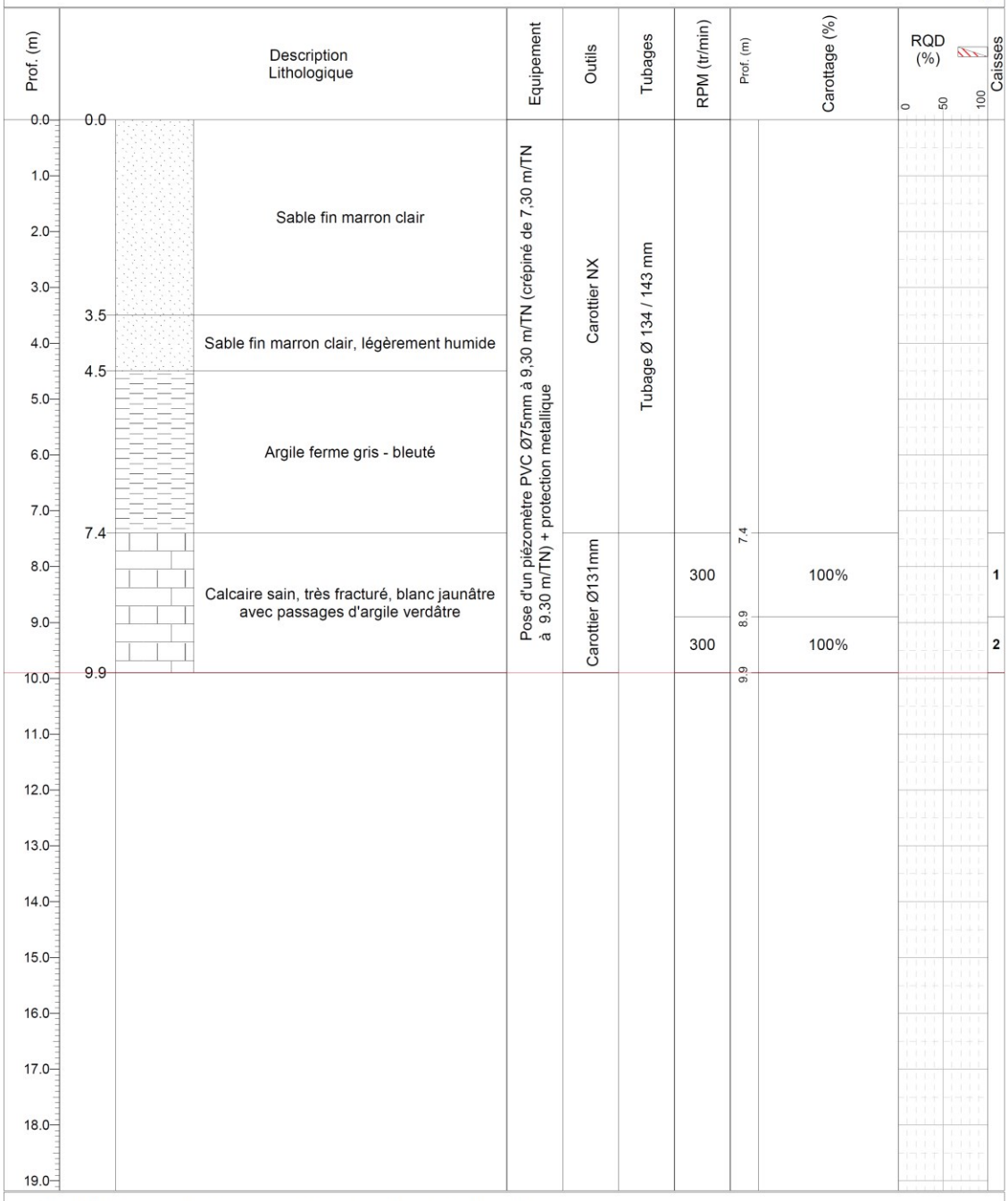
Client : **IFSTTAR**

Etude : **Dune de l'Hommée - Noirmoutier**
Pos de piézomètres

Coordonnées **X :**
Y :
Z :

Sondeuse : S500 - 90
Date : 01/07/2014
Echelle : 1 / 100

Page :



Observations : Relevé piézomètre : le 9/07/2014 : eau à 5,20 m/TN

DLRCA

Sondage : SC1

Forage Destructif + Carottage CPS

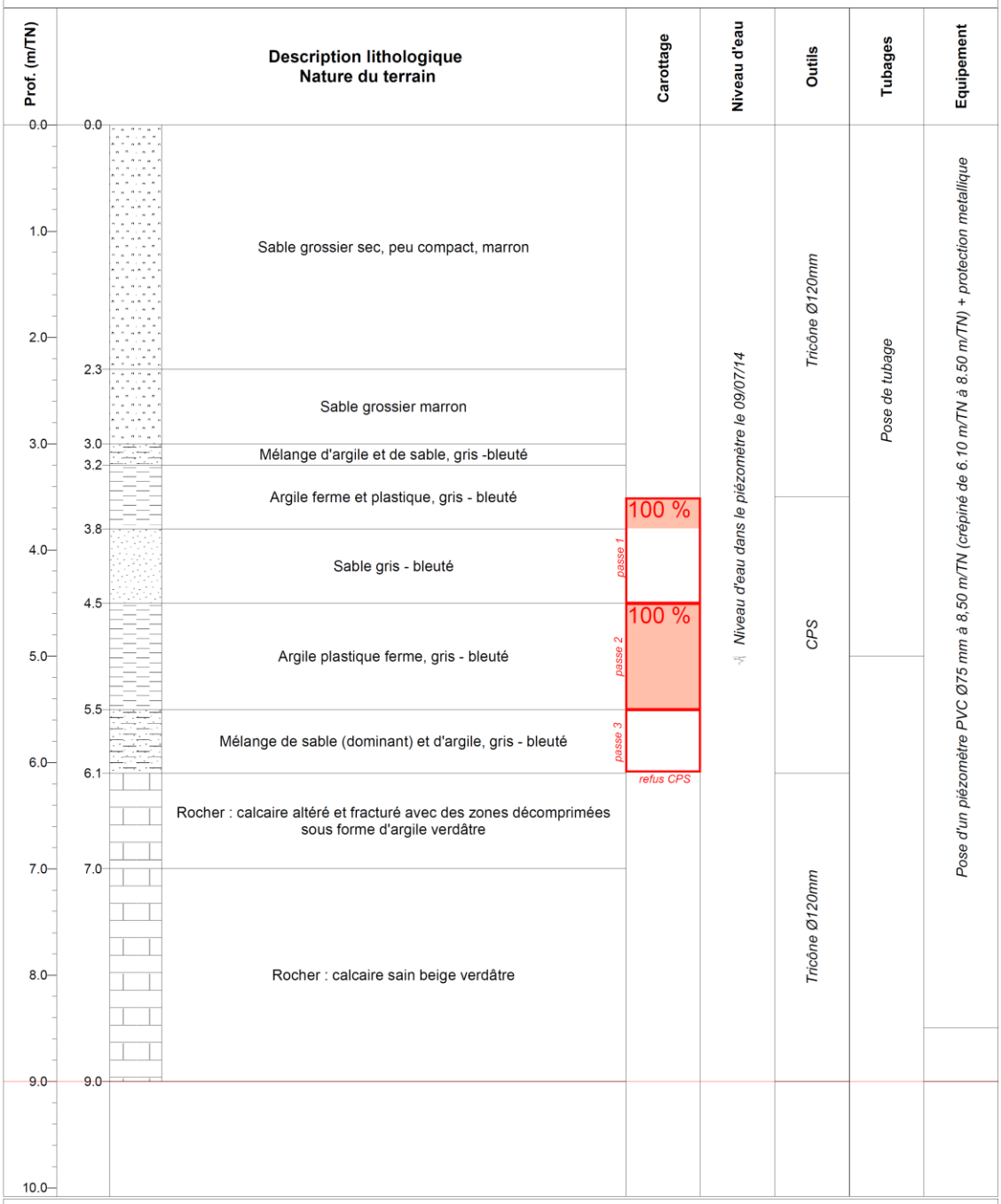
Affaire : ***C14OA0240***
Annexe :

Client : IFSTTAR

Etude : Dune de l'Hommée - Noirmoutier
Pose de piézomètres

Coordonnées **X :**
Y :
Z :

Sondeuse : S500 - 90
Date : 08/07/2014
Echelle : 1 / 50



Observations : Arrêt du forage à 9,00m

Rapport d'essai

ANALYSE GRANULOMETRIQUE PAR SEDIMENTATION

Effectuée conformément à la norme NF P 94-057

Affaire : **Noirmoutier - Dune de l'hommée**

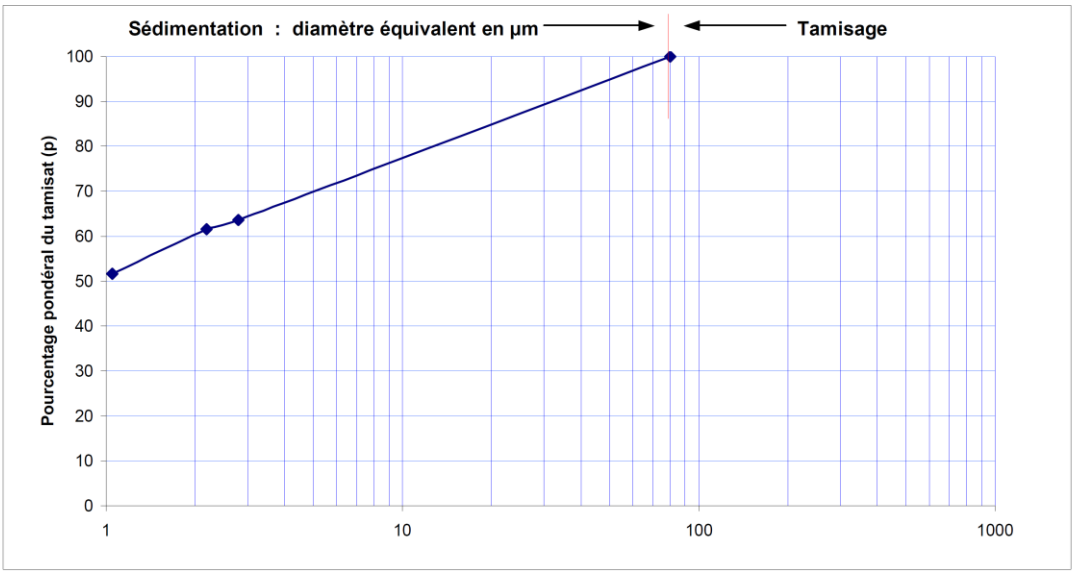
Échantillon	SC1 (-4,65 m à -5.50 m)	**Origine :**	Noirmoutier
Client :	IFSTTAR	**Prélevé pa**	VP
Date d'essai :	31/07/14	**Date de pr**	S 27

Vs (cm^3) = Volume en suspension	2000
m (g) = Masse de matériau sec	80,00
ρs (g/cm3) = masse volumique des grains	2,7

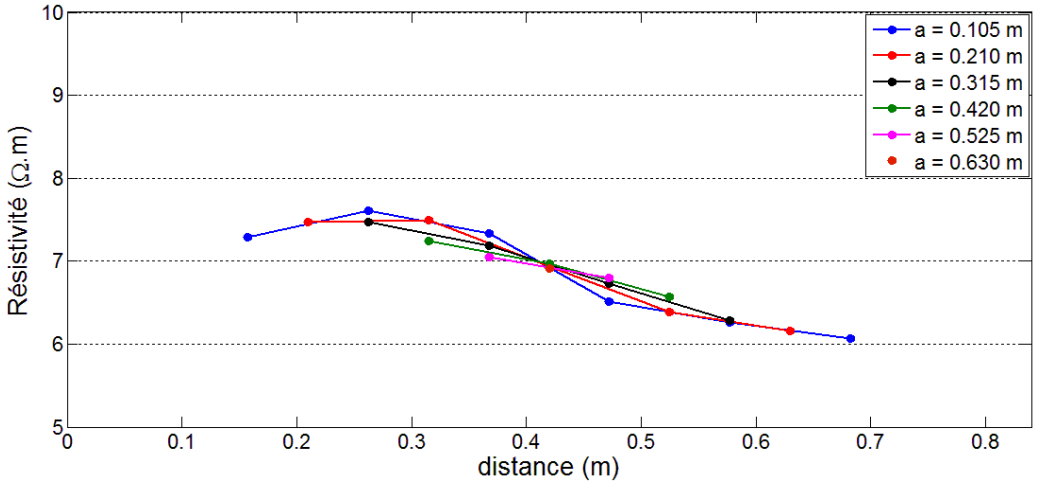
Ct : correction température :	Origine -0,0039	Pente 0,0003
Cm : correction ménisque :	0,000461538	
Cd : Correction défloculant :	-0,022	

Caractéristiques géométriques du densimètre (cm) :	
Ho	13,3
H1	3,244
h1	12,9
Vd	46,1
Hc	0,404386

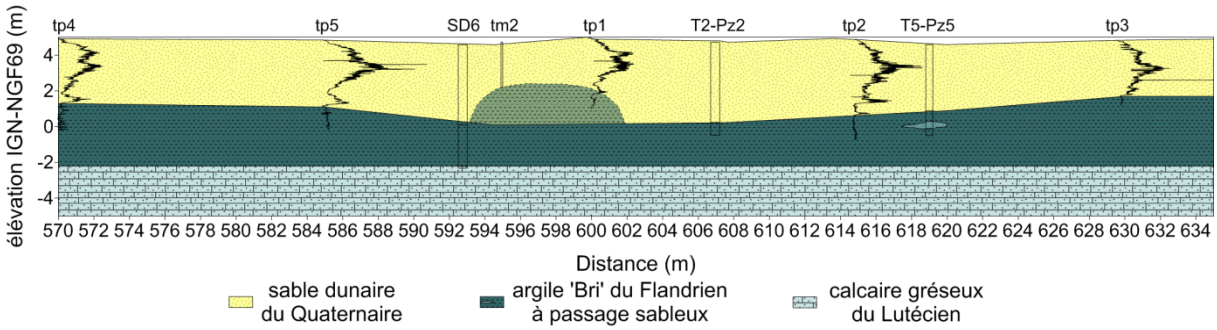
	R	θ	ρω	Ct	Rc	η	Ht	ρ τ	**P %**	**D**
Temps de lecture	Lecture Densimètre	Temp érature	Masse vol eau	Correction température	Lecture corigée	viscosité solution	profondeur densimètre	Masse vol en suspension	d'éléments <= à D	Diamètre équivalent
min		*°C*	*g/cm³*		R+Ct+Cm+Cd	*Pa.s*	*m*	g/cm3	*%*	*µm*
									100,0	**80,0**
180	1,0355	20,0	0,998	0,0021	1,0161	0,001016	0,077	1,0140	**63,6**	**2,8**
300	1,0350	20,0	0,998	0,0021	1,0156	0,001016	0,078	1,0135	**61,6**	**2,2**
1440	1,0325	20,0	0,998	0,0021	1,0131	0,001016	0,087	1,0110	**51,7**	**1,0**



b) Mesures de résistivité sur une carotte d'argile dès son extraction du sol du sondage mécanique SC1. La carotte mesures 0.84 m, les électrodes d'injection A et B sont placées sur les faces opposées en bout de carotte et les électrodes M et N sont déplacées, selon un espacement a variable, sur toute la longueur de la carotte entre les points A et B.

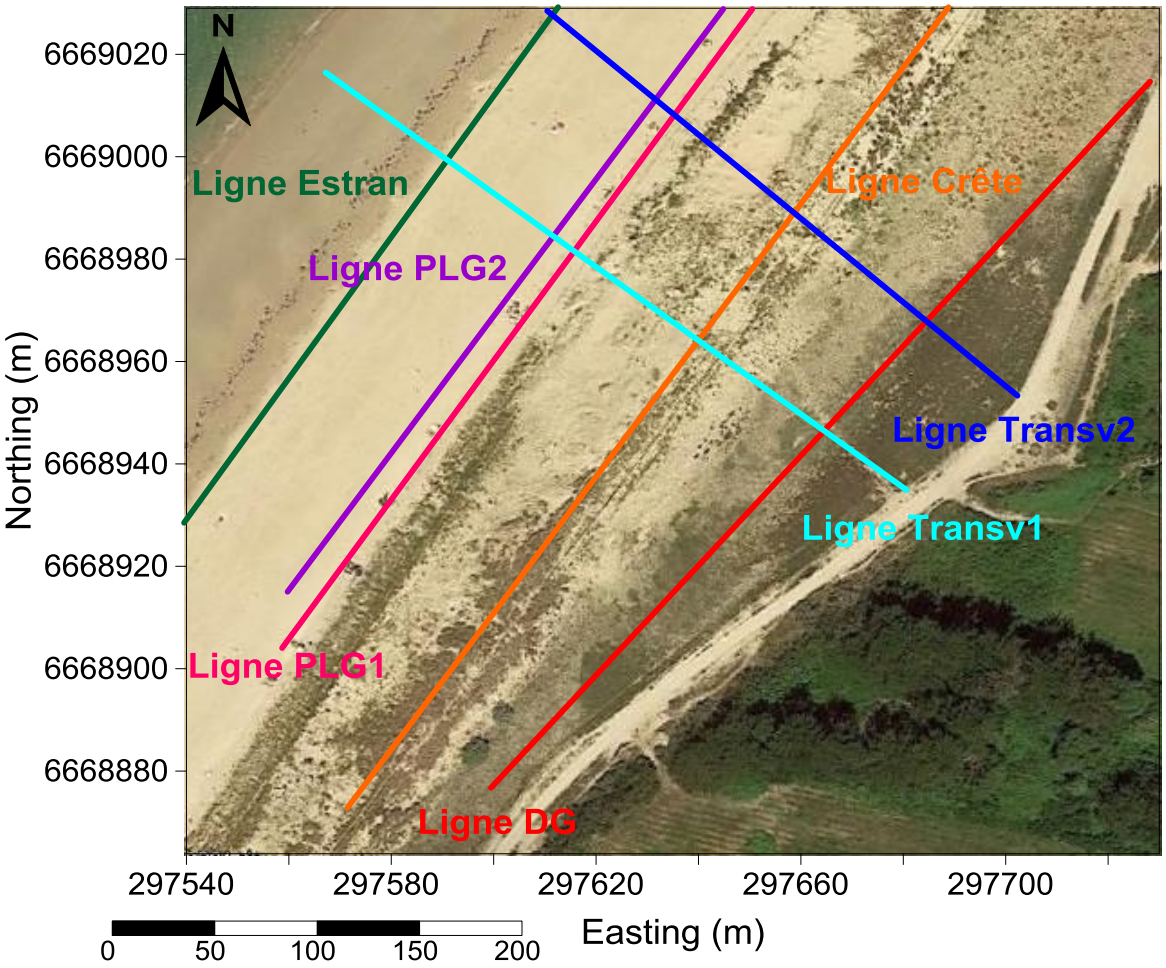


c) Résultats des sondages au pénétromètre dynamique léger à énergie variable (PANDA®) dans le plan longitudinal à la dune grise. L'emplacement des points « tp », T2, T5 et « tm » sont indiqués sur la Figure 78. Représentation schématique de la remontée argileuse entre les abscisses 592 m et 602 m.

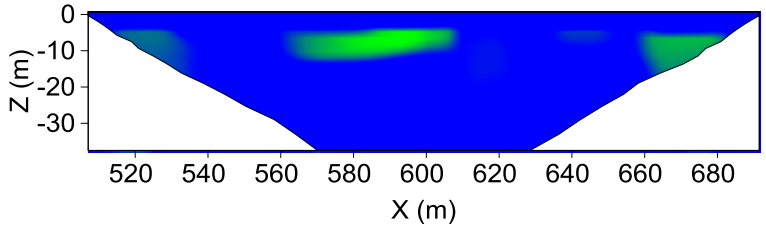


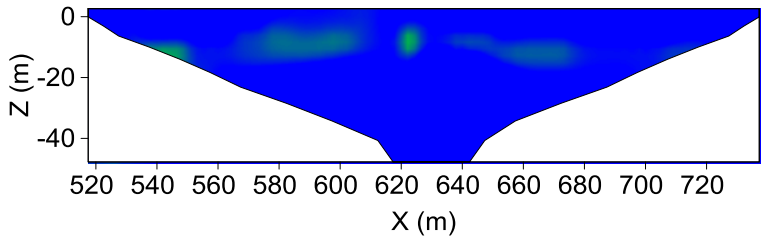
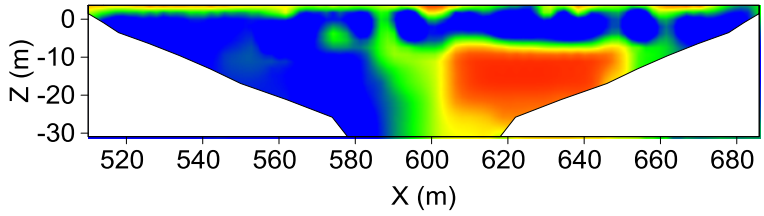
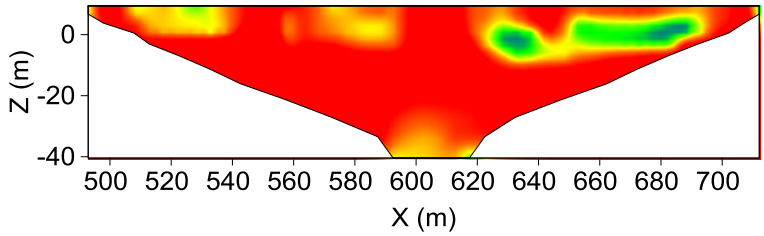
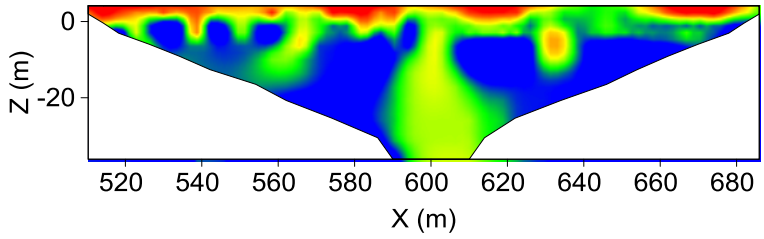
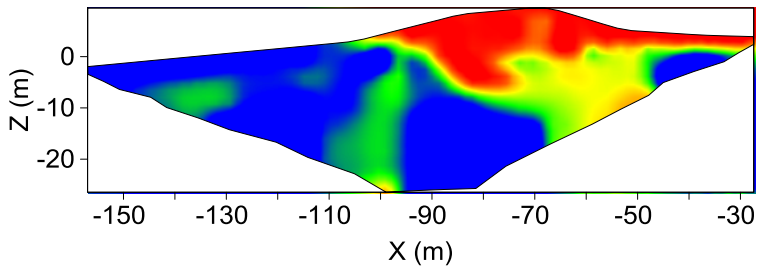
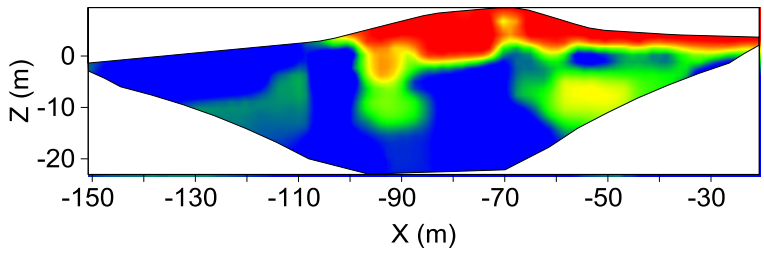
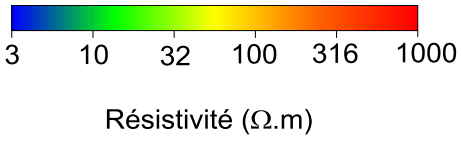
Annexe 9. Mesures géoélectriques sur le site de la dune de l'Hommée réalisées le 6-7 juin 2012 dans le cadre du stage de Master 2 de Erell Buannic [2012]

a) Image satellite (Google Earth©) en coordonnées GPS Lambert-93 de la position des lignes d'IRE réalisées en 2012 : deux lignes transversales à la dune (Transv1 et Transv2) et cinq lignes longitudinales à la dune (Estran, PLG2, PLG1, Crête et DG).



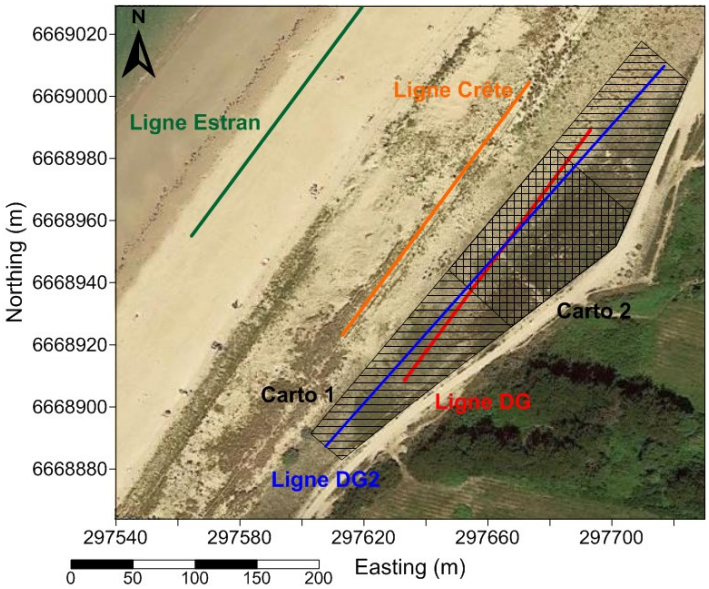
b) Inversion robuste L1 2D d'imagerie de résistivité électrique pour 2012 en configuration Wenner-Schlumberger.

Ligne Estran 96 électrodes 2 m espacement inter-électrode	

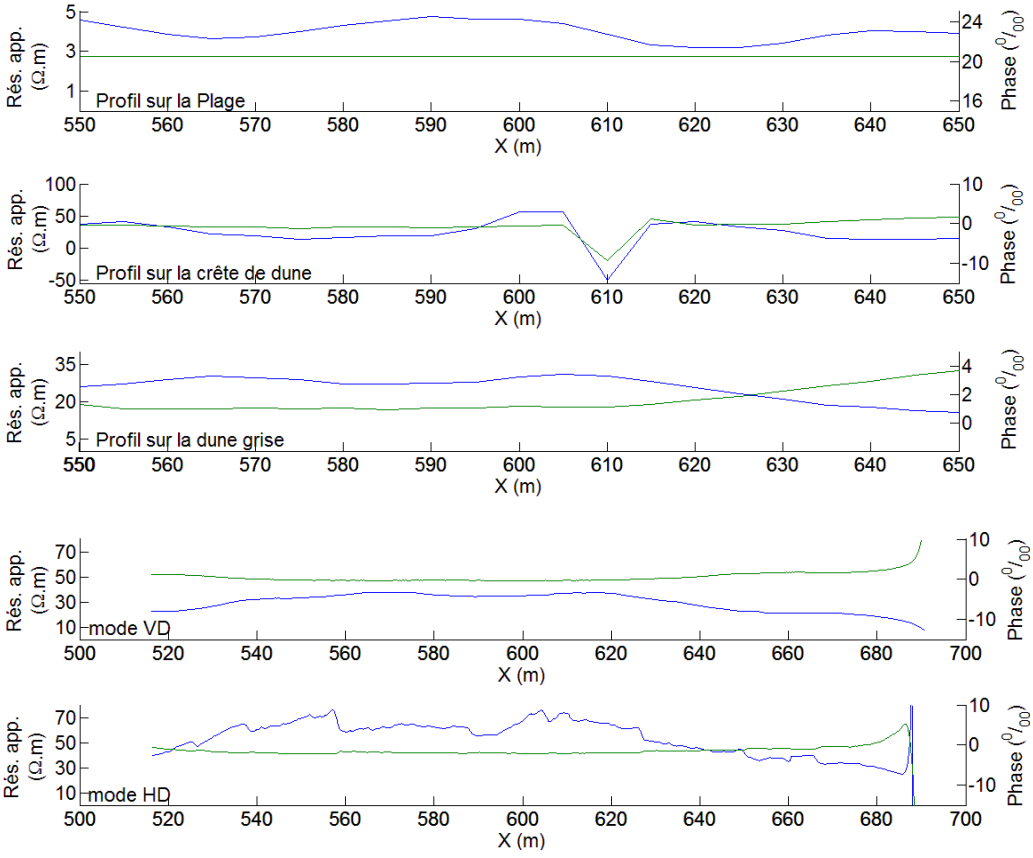
Ligne PLG2 48 électrodes 5 m espacement inter-électrode	
Ligne PLG1 48 électrodes 4 m espacement inter-électrode	
Ligne Crête 48 électrodes 5 m espacement inter-électrode	
Ligne DG 48 électrodes 4 m espacement inter-électrode	
Ligne Transv1 48 électrodes 3 m espacement inter-électrode	
Ligne Transv2 48 électrodes 3 m espacement inter-électrode	
	

Annexe 10. Mesures Slingram réalisées sur le site de la dune de l'Hommée.

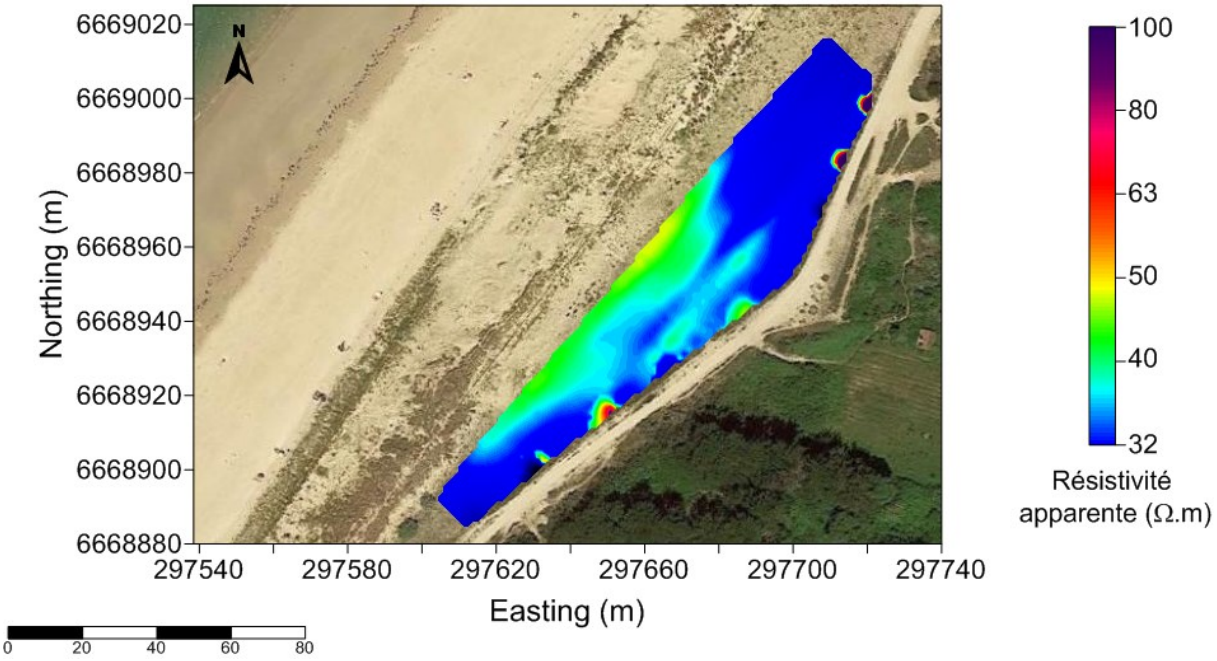
a) Image satellite (Google Earth©) en coordonnées GPS Lambert-93 de la position des profils et de la cartographie électromagnétiques Slingram (EM31®)



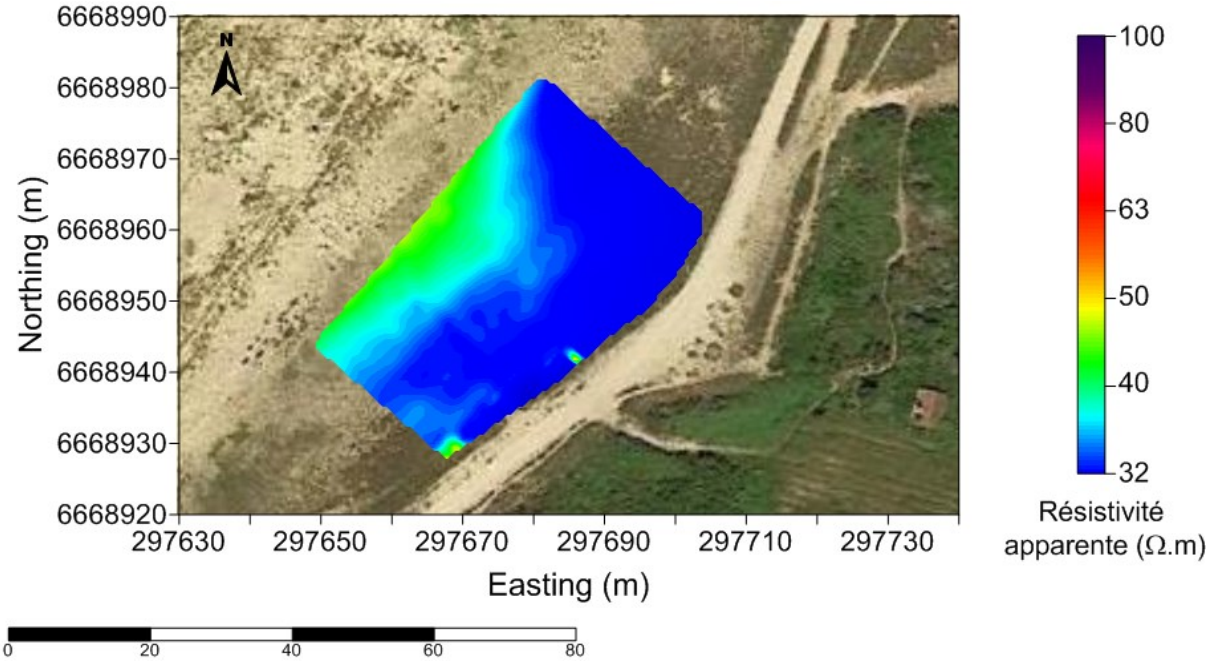
b) Profilages de résistivité, mesures Slingram (EM31®) en mode VCD et HCD



c) Image satellite (Google Earth©) en coordonnées GPS Lambert-93 et carte de résistivité, mesures Slingram (EM31®) en mode HCD.

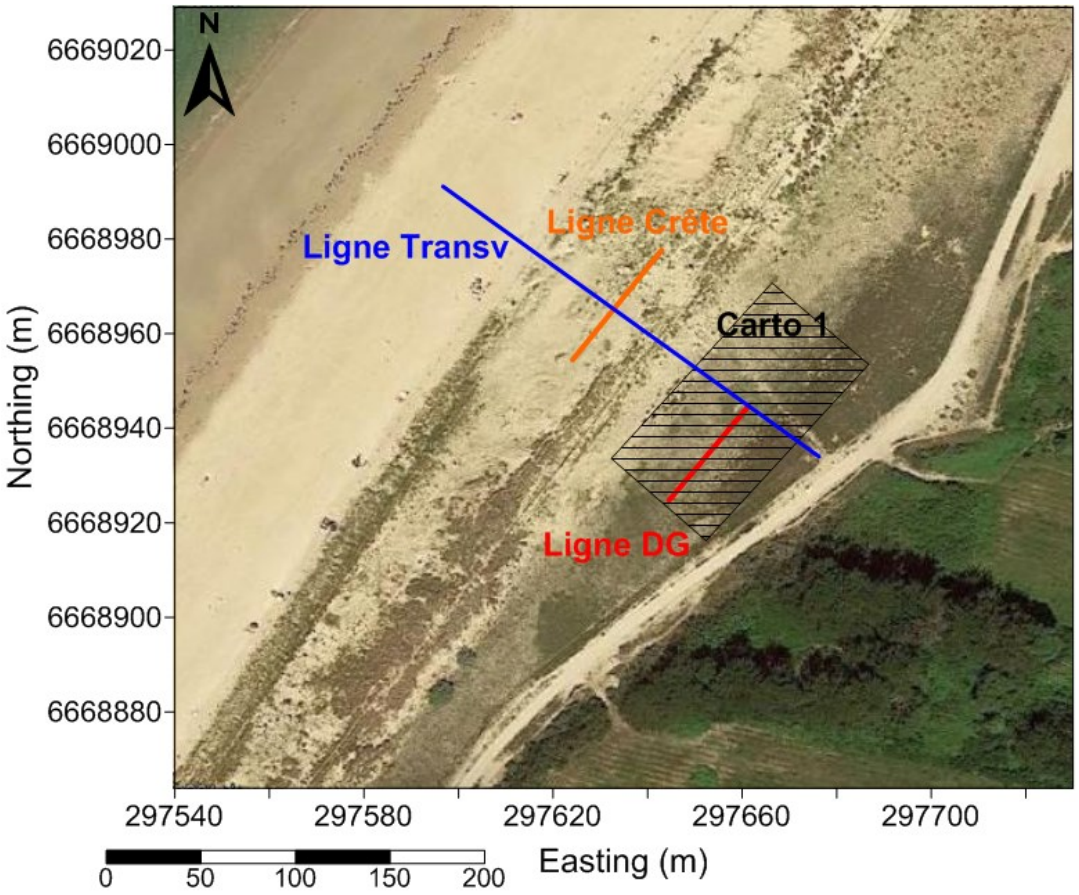


d) Image satellite (Google Earth©) en coordonnées GPS Lambert-93 et carte de résistivité, mesures Slingram (EM31®) en mode VCD

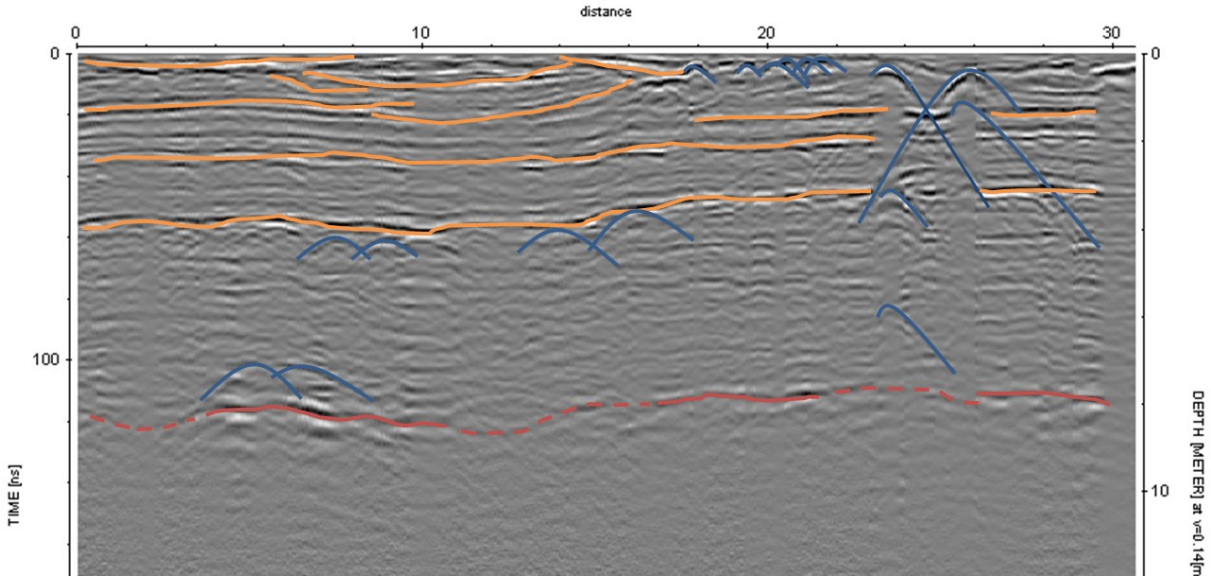


Annexe 11. Mesures radar géologique réalisées sur le site de la dune de l'Hommée.

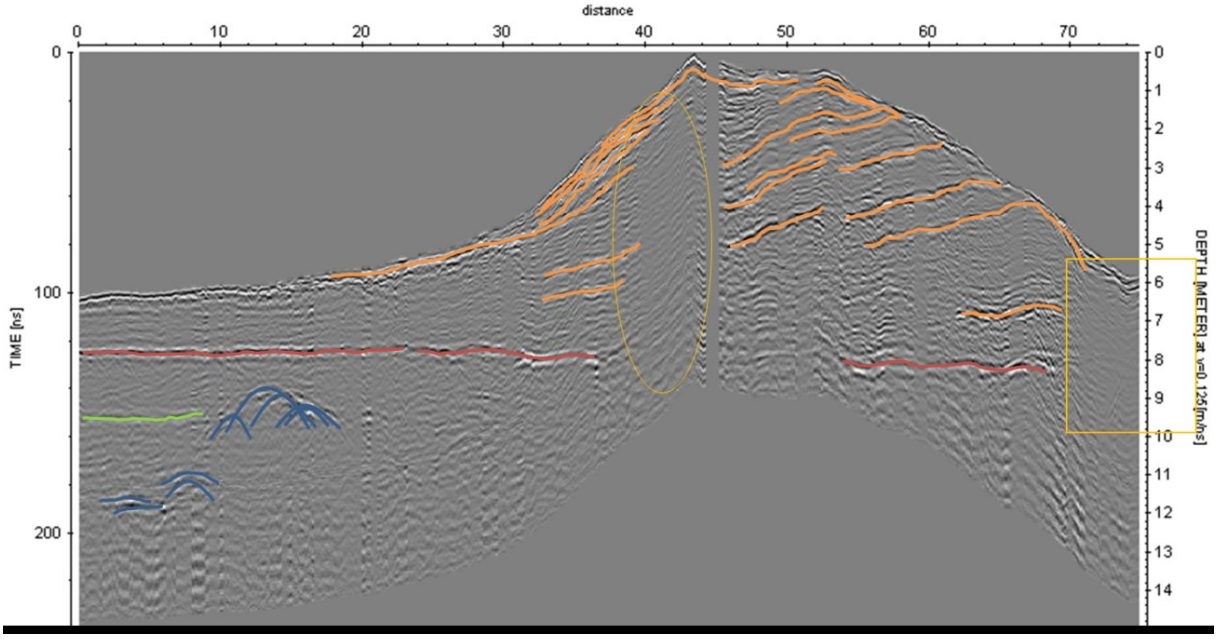
a) Image satellite (Google Earth©) en coordonnées GPS Lambert-93 de la position des profils et de la cartographie électromagnétique géoradar.



b) Radargramme obtenu sur la crête de la dune blanche.

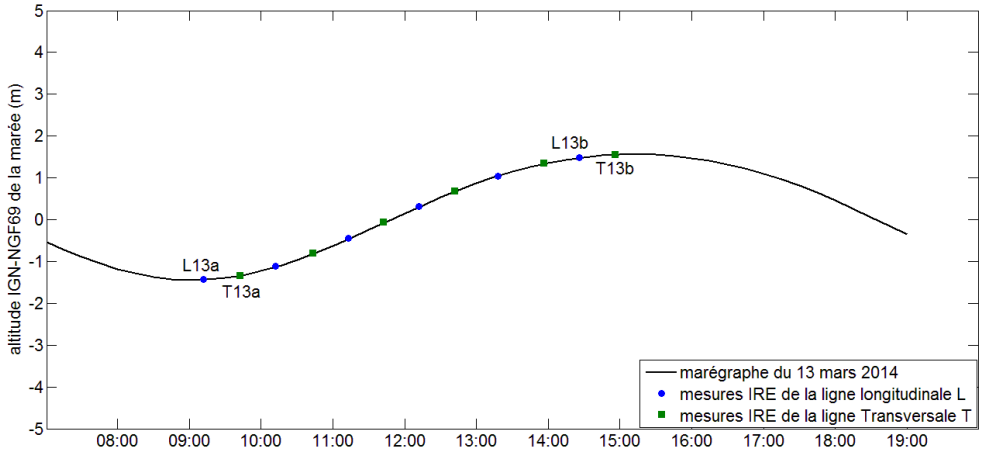


c) Radargramme obtenu transversalement à la dune blanche

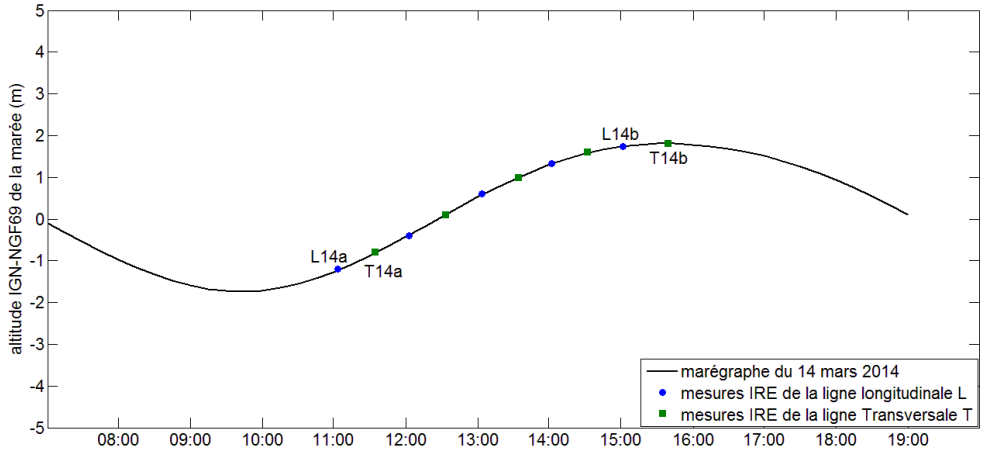


Annexe 12. Données maritimes relevées à l'aide du marégraphe situé à l'Herbaudière sur l'île de Noirmoutier (SHOM©)

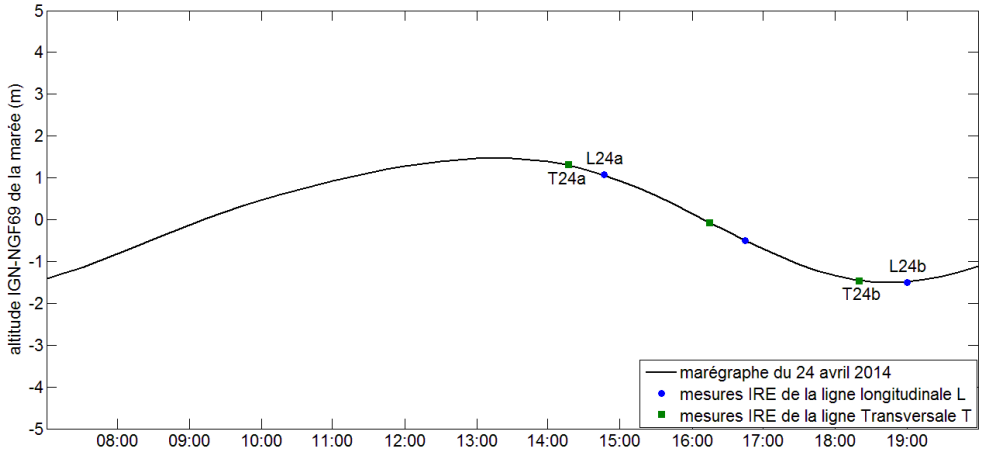
a) Marégraphe du 13 mars 2014 avec le repérage des mesures IRE sur la ligne transversale (rond) et longitudinale (carré) et effectuées entre 09h et 15h.



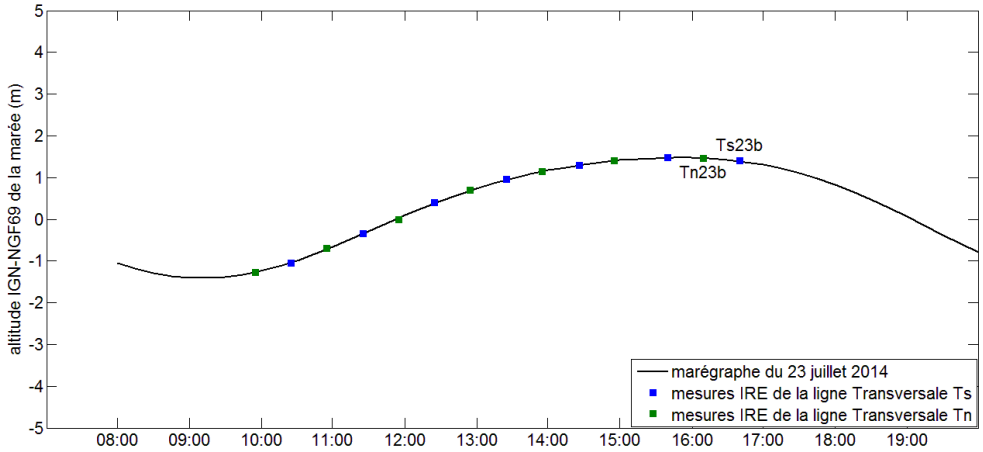
b) Marégraphe du 14 mars 2014 avec le repérage des mesures IRE sur la ligne transversale (rond) et longitudinale (carré) et effectuées entre 11h et 16h.



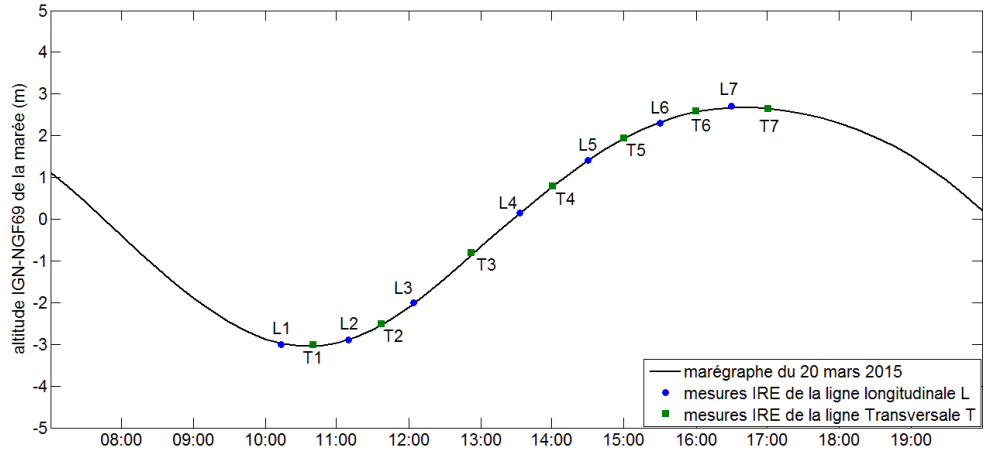
c) Marégraphe du 24 avril 2014 avec le repérage des mesures IRE sur la ligne transversale (rond) et longitudinale (carré) et effectuées entre 14h et 19h.



d) Marégraphe du 23 juillet 2014 avec le repérage des mesures IRE sur la ligne transversale (rond) et longitudinale (carré) et effectuées entre 10h et 17h.

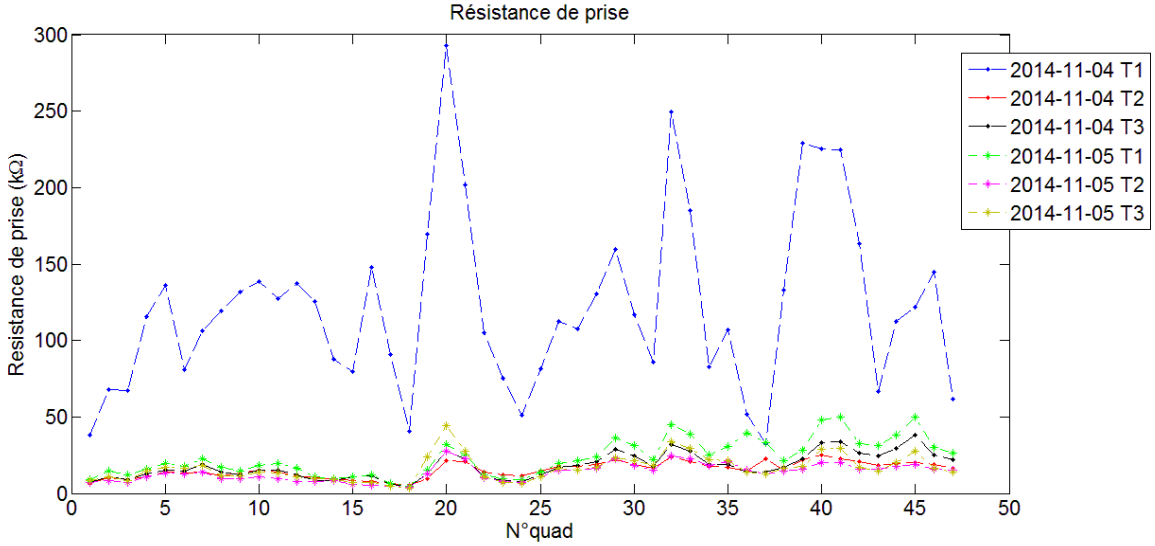


e) Marégraphe du 20 mars 2015 avec le repérage des mesures IRE sur la ligne transversale (rond) et longitudinale (carré) et effectuées entre 10h et 17h.

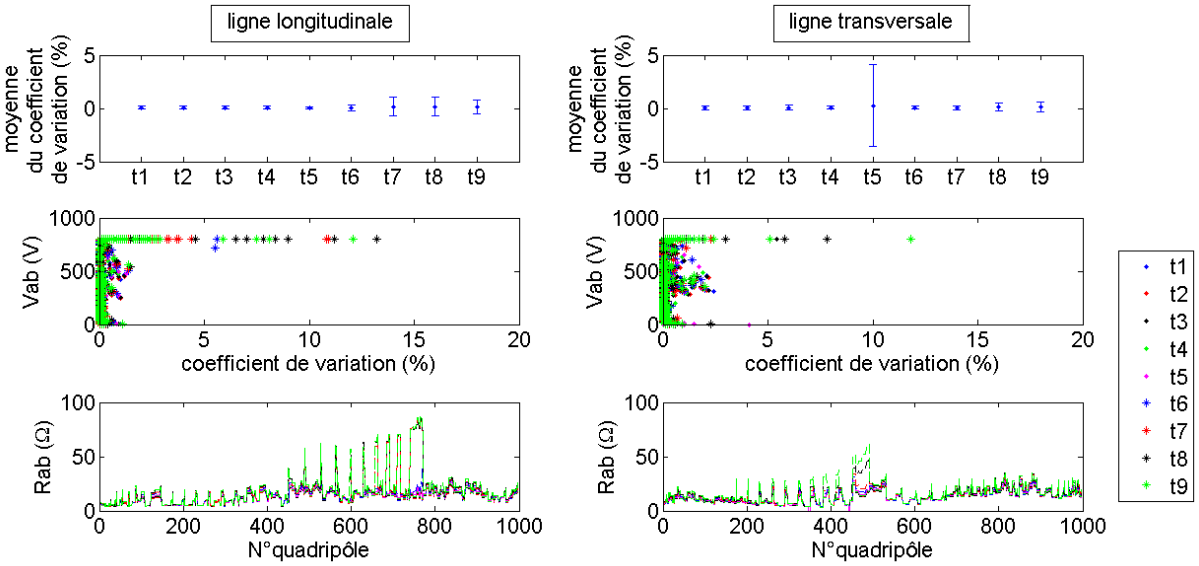


Annexe 13. Résultats-types de mesures d'imagerie de résistivité électrique réalisées sur la dune grise du site de l'Hommée en 2014.

a) Profils des résistances de contact au cours du temps entre les électrodes et le sol, le long de la ligne transversale. Exemple avec les mesures de Novembre 2014



b) Visualisation de l'évolution de la qualité des données au cours du temps pour les mesures du 14 mars 2014 pour la ligne transversale.



Annexe 14. Présentation XIIIème Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Dunkerque, 2-4 juillet 2014

Suivi géoélectrique des intrusions d'eau salée sous un cordon dunaire côtier au cours d'une marée

Clara JODRY [1], Sérgio PALMA LOPES [2], Anaëlle JOUBERT [2], Martin SANCHEZ [3], Philippe CÔTE [4]

1. Université de Nantes, UMS 3281 OSUNA, UMR 6112 CNRS - LPG, IFSTTAR, dépt GERS, laboratoire Auscultation et Imagerie (AI), Route de Bouaye CS4, point courrier 87, 44344 Bouguenais Cedex, France. *clara.jodry@ifsttar.fr*
2. LUNAM, IFSTTAR, dépt GERS, laboratoire Auscultation et Imagerie (AI), Route de Bouaye CS4, point courrier 87, 44344 Bouguenais Cedex, France. *sergio.lopes@ifsttar.fr, anaelle.joubert@ifsttar.fr*
3. Université de Nantes, UFR Sciences et Techniques, UMR 6112 CNRS - LPG, 2 rue de la Houssinière, BP 92208, 44322 Nantes, France. *martin.sanchez@univ-nantes.fr*
4. LUNAM, IFSTTAR, dépt GERS Route de Bouaye CS4, point courrier 87, 44344 Bouguenais Cedex, France. *philippe.cote@ifsttar.fr*

Résumé :
Dans le cadre d'un projet de recherche visant à développer une méthodologie géophysique pour le suivi temporel des échanges eau de mer / eau saumâtre sous les dunes côtières, un suivi expérimental par tomographie de résistivité électrique a été mené. Des mesures géoélectriques ont été acquises au cours d'une marée sur l'île de Noirmoutier. Les données brutes présentent du bruit instrumental et environnemental, ainsi que des anomalies dues à des objets métalliques en place. Malgré ces perturbations, l'effet du mouvement de l'eau salée dans le sous-sol, qui se traduit par des variations de résistivité dans le temps, est détectable sur une des lignes de mesure. Nous avons utilisé une méthode de normalisation qui permet une meilleure mise en évidence des faibles variations mesurées, dans un milieu fortement contrasté et en présence de bruit. Les images de résistivités normalisées inversées, qui expriment des variations par rapport à un temps de référence, montrent des évolutions faibles mais significatives. Ces premières conclusions seront validées par la pose d'instrumentation et la réalisation de sondages. Cette expérimentation contribue à nos développements méthodologiques, tant au niveau du protocole d'acquisition que de la méthode d'inversion.
Mots-clés : Tomographie de résistivité électrique, Dune côtière, Hydrogéologie, Cycle de marée, Suivi temporel, Bruit.

1. Introduction

Le cordon dunaire est un système sédimentaire dynamique formé par des dépôts de sable répartis sur un linéaire parallèle à la côte. En France, 45% des côtes métropolitaines sont potentiellement concernés par ce phénomène de façon plus ou moins marquée (COLLECTIF, 2013). Ces crêtes naturelles ont souvent des altitudes supérieures à la hauteur moyenne de la mer, ce qui leur permet d'amortir les agressions marines. De nombreuses études, regroupant plusieurs domaines des géosciences, portent sur les différents forçages (vents, mer, tourisme et aménagement du territoire) dans le but de retracer la dynamique de formation et d'érosion des dunes côtières et ainsi prédire leur évolution (CLEMMENSEN *et al.*, 2013). Toutefois, on s'intéresse ici aux processus hydrogéologiques ayant lieu sous la dune de sable, et reliant les intrusions marines aux écoulements d'eau de pluie infiltrée. Pour cela on utilise une méthode géophysique non intrusive, la tomographie de résistivité électrique (TRE). En effet le résistivité de l'eau de mer est de l'ordre de 0.2 à 1 Ω m tandis qu'elle est de 5 à 100 Ω m pour l'eau douce (PALACKY, 1991). Ainsi, l'intrusion marine induit un panache de faibles

résistivités dans un environnement de plus fortes résistivités. Notons que les techniques de résistivité électrique se sont déjà montrées efficaces pour détecter et suivre une intrusion d'eau salée (e.g. DE FRANCO *et al*., 2009 ; MORROW *et al.*, 2010 ; POULSEN *et al.*, 2010 ; CHITEA *et al.*, 2011 ; CHOUTEAU *et al.*, 2012). Ces études montrent également la sensibilité des caractéristiques de la zone d'intrusion à différents paramètres environnementaux (pluviométrie, coefficient de marée, hauteur de la houle) ainsi qu'à la structure géologique. L'intrusion marine, et par conséquent son impact sur des mesures géoélectriques, sont très différents selon le site et l'échelle de temps et d'espace considérés.
Dans le cadre d'un projet de recherche régional (RS2E-OSUNA), notre objectif sur le long terme est de développer une méthodologie géophysique permettant le suivi temporel des changements d'état hydrique du sol sous les dunes côtières. Une première expérience de suivi temporel, sur un cycle de marée et considérant les vingt premiers mètres de profondeur, a été menée sur l'île de Noirmoutier. A ce stade du projet, le dispositif de TRE devait permettre de caractériser l'intrusion d'eau salée : distribution spatiale, variations temporelles et déphasage par rapport au cycle de marée. L'objectif de cet article est de présenter les résultats de cette expérience.
Après une présentation du site et des mesures réalisées, nous décrivons le filtrage appliqué aux données brutes affectées par plusieurs sources de bruit. Ensuite, nous présentons les premiers résultats d'inversion. Les variations temporelles que l'on cherche à suivre semblent avoir des amplitudes très faibles. Nous terminons par une discussion ouvrant sur des perspectives.

2. L'expérimentation

2.1 Le site atelier

Situé sur la côte ouest de l'île de Noirmoutier, le site expérimental est une portion de la dune de l'Hommée correspondant à 100 m de front dunaire (5 m de hauteur, 70 m de largeur). Il est exposé à une forte dynamique éolienne et maritime venue de l'Océan Atlantique.
La formation du cordon sableux a été favorisée par des bancs de calcaires gréseux que l'on retrouve théoriquement à –4 m d'altitude IGN-NGF69. Épais d'une dizaine de mètres, ils constituent un aquifère contenant une nappe d'eau salée alimentée par l'océan. Une couche d'argile sableuse sépare cet aquifère des sables dunaires et la nappe libre qu'ils contiennent (FAISSOLLE & ROY, 1994).
Une volonté récente de conserver la dynamique naturelle des dunes côtières a conduit à un contrôle souple (FAVENNEC, 2002). Entre autres techniques, des ganivelles (brise-vents comprenant des fils métalliques) et de la végétation sont installés de façon systématique.

2.2 Acquisitions de données géoélectriques

L'expérimentation a consisté à effectuer des acquisitions de TRE sur un demi-cycle de marée afin de suivre les mouvements de l'intrusion marine et sa répartition spatiale. Le dispositif utilisé comprend deux lignes perpendiculaires d'électrodes définissant ainsi un profil transversal suivant la topographie de la dune de la terre vers la mer et un profil longitudinal en pied de dune côté plage (voir figure 1a et 1b). L'intervention a eu lieu sur une période de 9 heures, avec une acquisition toutes les heures pour chaque profil (voir figure 1c). Le profil transversal a une longueur totale de 117.5 m contre 94 m pour le profil longitudinal, incluant respectivement 45 électrodes espacées de 2.5 m et 48 électrodes espacées de 2 m. La séquence d'acquisition utilisée est de type "Wenner-Schlumberger" (MARESCOT, 2006) basée sur des quadripôles A-M-N-B avec les électrodes de mesure M et N situées entre les électrodes d'injection A et B. Notons "a" la distance MN et "n*a" la distance AM=NB, avec "n" nombre entier compris entre 1 et 8. Chacune des lignes d'électrodes permet ainsi d'obtenir entre 871

et 987 mesures de résistivité apparente. Une résistivité apparente est une mesure “intégrante”, sensible aux propriétés électriques du milieu dans un certain volume d’investigation (qui dépend de l’écartement entre électrodes). Pour estimer la distribution de résistivité "vraie" du terrain dans une coupe verticale il est nécessaire d’inverser ces données. Pour cela on utilise le logiciel commercial RES2Dinv (LOKE & BARKER, 1996) qui nous permet de choisir plusieurs paramètres d’inversion en fonction de l’*a priori* sur les mesures et sur le terrain (algorithme de minimisation aux moindres carrés amortis).

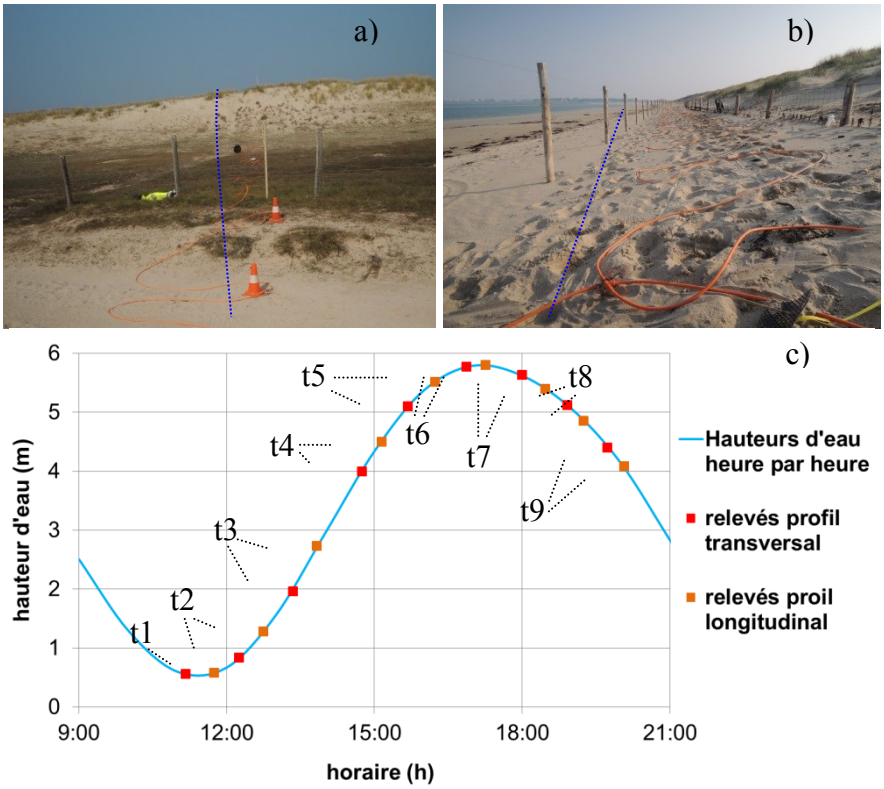


Figure 1. a) Vue du profil de TRE transversal à la dune tracé en bleu., b) Vue du profil longitudinal de TRE tracé en bleu, et c) courbe temporelle de la marée du 28 mars 2013 avec des instants t1 à t9 des acquisitions de TRE (© SHOM).

3. Analyse

3.1 Diagnostic et prétraitement des mesures

Les résistances de contact électrique entre les électrodes et le sol diminuent au cours du temps à partir de l’installation des électrodes, phénomène déjà constaté par d’autres auteurs (LABRECQUE *et al.*, 1996). Ainsi les résultats présentés dans la suite concernent uniquement les temps t4 à t9, dont les résistances de contact restent comprises entre 2 et 12 kΩ (des résistances de prise inférieures à 20 kΩ sont généralement jugées très favorables à la qualité des mesures). Chaque réponse électrique est moyennée sur plusieurs mesures répétées. L’analyse de l’écart type de chaque réponse électrique (non présentée ici) indique un bruit aléatoire lié aux conditions du site, d’amplitude variable, supérieure pour le profil transversal et qui décroit au cours du temps. Enfin la présence d’un bruit systématique a été mise en évidence. Il s’agit d’oscillations spatiales de forte amplitude et reproductibles (voir figure 2a). Ce bruit, qui impacte un nombre significatif de mesures, s’avère être spatialement corrélé avec la présence, constatée ou supposée, des ganivelles ensablées dans la dune. Nous supposerons ici que ce bruit systématique perturbe peu une analyse des évolutions temporelles.

Ainsi, ont été supprimées, les données de faible rapport signal sur bruit (trop grands espacements entre électrodes), celles d'écart-type supérieur à 5 %, et enfin, nous avons supprimé les résistivités apparentes inférieures à 0.5 Ω m (valeur minimale possible pour un sable de plage saturé en eau de mer, PALACKY, 1991). Au total, ces filtres réduisent le nombre de données de 33% en moyenne, permettant ainsi de ne conserver que les mesures les plus fiables pour analyser les variations temporelles recherchées.

3.2 Variation temporelle des mesures

Les variations temporelles des résistivités apparentes ont été étudiées en lien avec le phénomène de marée. Les résultats du profil longitudinal sont montrés figure 2b, où l'on peut constater l'existence de variations globales (sur l'ensemble du profil) que nous supposons dues à l'évolution du milieu.

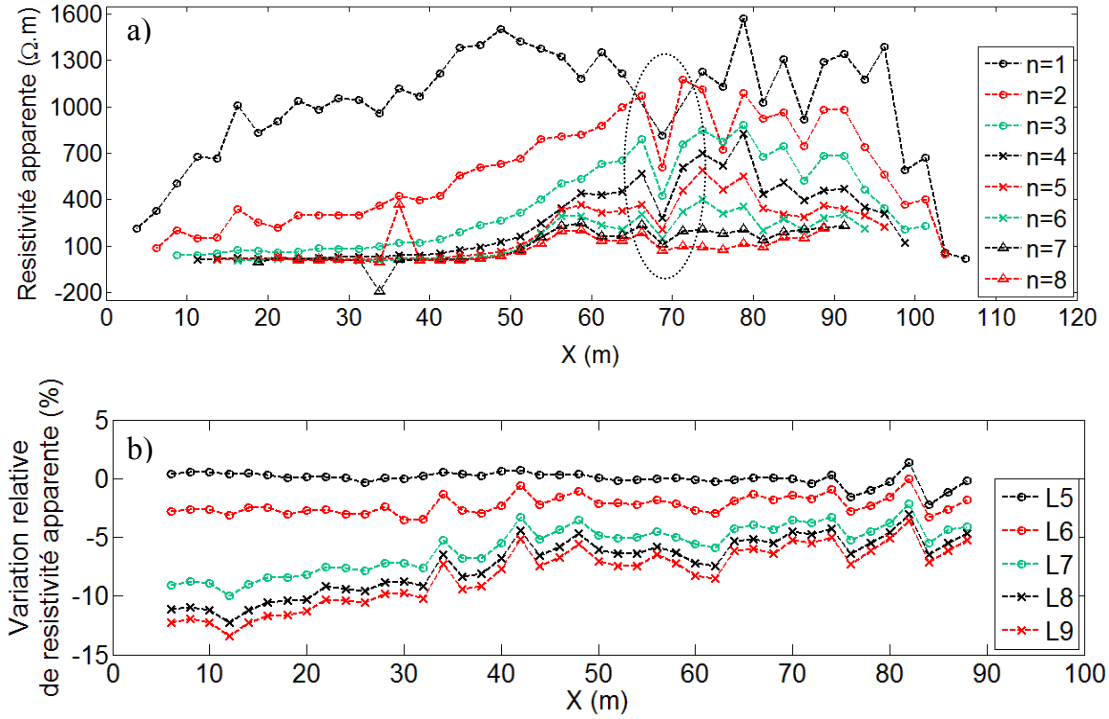


Figure 2. a) Résistivités apparentes mesurées le long du profil transversal au temps t4 pour a=2.5 m (bruit systématique encerclé) et b) variations relatives de résistivité apparente le long du profil longitudinal par rapport au temps t4 pour n=1 et a=4 m.

Ces changements significatifs sur la ligne longitudinale peuvent atteindre 13 % sur la seconde moitié du cycle de marée. Sur la ligne transversale, les variations relatives des résistivités apparentes (non présentées ici) sont bruitées et peu significatives, indiquant une adaptation insuffisante de notre protocole d'acquisition aux échelles du phénomène.

3.3 Modèle géoélectrique de la dune

Avant d'étudier les variations d'état du milieu au cours de la marée, il est important d'obtenir la distribution spatiale de la résistivité électrique dans ce milieu (à un instant donné) et de faire la correspondance avec les couches géologiques attendues. La figure 3 présente un résultat typique, avec de la gauche vers la droite, la dune grise (faible altitude et faible couverture de sable sec), la dune blanche (topographie marquée et importante épaisseur de sable sec électriquement résistant), et le début de la plage à peine visible (diminution de la résistivité en surface). Ce résultat a été obtenu après réglage des paramètres d'inversion pour tenir compte des informations *a priori* : fort contraste de résistivité entre la dune blanche et

les milieux sous nappe, d'eau douce à salée, ainsi qu'un milieu relativement tabulaire sous la dune, et présence de bruit et de perturbations (effet des ganivelles). Cette coupe, bien que globalement cohérente avec des résultats antérieurs (BUANNIC, 2012), devra être confirmée par des sondages mécaniques.

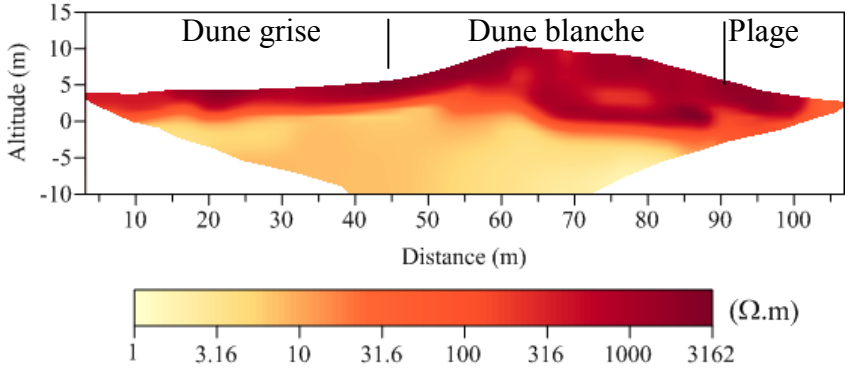


Figure 3. Coupe de résistivité du profil transversal à la dune obtenue par inversion après filtrage des données enregistrées au temps 4 à l'itération 5.

3.4 Inversion des variations temporelles

Notre objectif étant de mettre en évidence les variations temporelles du modèle géoélectrique de la dune, nous avons procédé à des séries de tests d'inversion des variations des données mesurées. Plusieurs stratégies et algorithmes sont régulièrement discutés dans la littérature (HAYLEY *et al.*, 2011). Les approches les plus employées (inversion conjointe de toutes les séries temporelles avec différentes formes de contraintes entre ces séries), et avec le logiciel RES2Dinv, n'ont pas permis de visualiser des évolutions significatives et cohérentes, ce que nous attribuons aux différentes sources de bruit et à la faible amplitude des variations de résistivités apparentes mesurées, dans un milieu très fortement contrasté (voir figure 3).

Nous avons donc tenté une autre approche, suggérée par DAILY *et al.* (2004), qui consiste à inverser des données normalisées afin de mettre en valeur les faibles amplitudes de variations et qui est dite efficace en présence d'un milieu 3D fortement contrasté :

$$\rho_a^n = \frac{\rho_a^t}{\rho_a^{t4}} \rho_a^h \qquad (1)$$

où : ρ_a^n est la résistivité apparente normalisée, ρ_a^t est la résistivité apparente mesurée au temps considéré, ρ_a^{t4} la résistivité apparente mesurée au temps de référence 4 et ρ_a^h une résistivité apparente que l'on mesurerait si le milieu était homogène de résistivité 100 Ω m (valeur arbitraire).

On obtient alors une image inversée qui illustre des variations entre le temps 4 de référence et le temps étudié, dans laquelle les valeurs supérieures à 100 Ω m indiquent une augmentation de résistivité et inversement. Nous ne présentons le résultat de cette approche que sur le profil longitudinal, qui présente des variations plus significatives des signaux enregistrés.

On peut voir une diminution progressive de la résistivité atteignant environ 15 % en moyenne sur la durée du demi-cycle considéré. Ces variations sont spatialement localisées dans ce qui pourrait être l'aquifère sableux au-dessus de la couche d'argile (théoriquement au-dessus de 0 m d'altitude IGN-NGF69), zone supposée de changement de salinité de l'eau avec l'intrusion saline. Les calcaires gréseux montrent quant à eux une augmentation de la résistivité ne dépassant pas 10 %. On note cependant que ces résultats peuvent être affectés par l'influence de la mer sur les mesures électriques : la mer, qui représente une masse conductrice latérale par rapport à notre ligne longitudinale, s'éloigne au cours du temps et peut induire des

augmentations de résistivité vers le bas des coupes de variations dus à ces effets 3D dans une inversion 2D. Ces interprétations sont donc à approfondir, et surtout à confirmer par des sondages et un suivi piézométrique approprié.

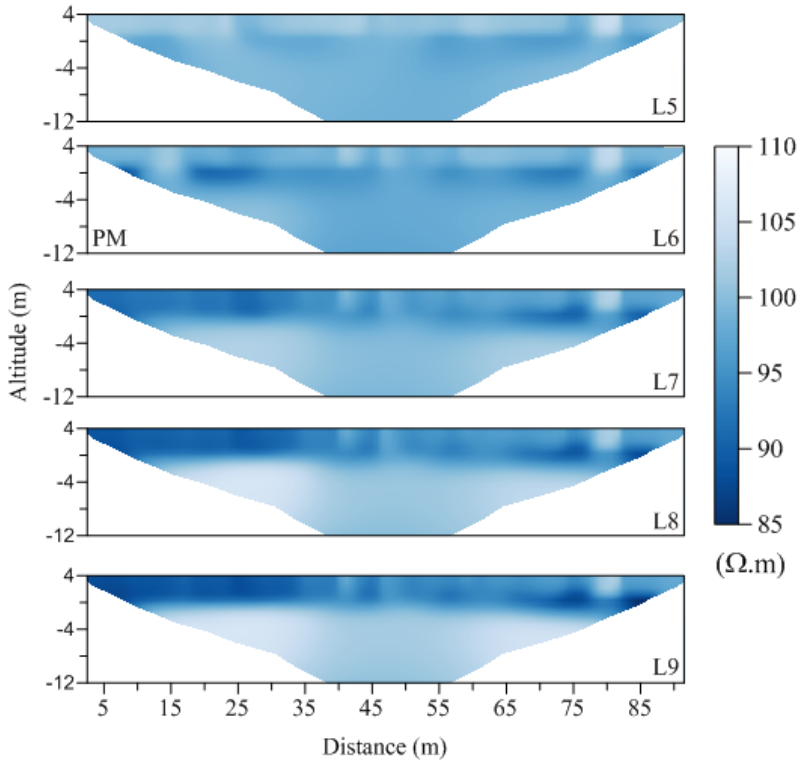


Figure 4. Coupes de variations de résistivité du profil longitudinal, inversées avec des données normalisées au temps de référence 4 (PM : niveau de pleine mer).

4. Perspectives à court terme

Nous devons d'abord confirmer que notre protocole de suivi couvre des échelles de temps et d'espace adaptées à la dynamique de ce site : de nouveaux essais d'acquisition sont en cours afin de tester plusieurs approches de suivi. La prochaine mise en place de piézomètres sur la dune grise parallèlement au profil transversal avec mesure continue des niveaux de nappe, de la conductivité électrique et de la température, permettra de quantifier ces phénomènes à surveiller. À cette occasion, des sondages mécaniques et des prélèvements sont prévus. Ils permettront de préciser la nature et l'épaisseur des couches géologiques investiguées. On utilisera ensuite un code d'imagerie de résistivité plus adéquat (FARGIER, 2011), avec la prise en compte de ces informations géologiques dans un modèle 3D. Ce code sera adapté à la problématique du site, en intégrant un algorithme d'inversion des variations temporelles qui sera choisi pour sa capacité à mettre en évidence des variations faibles en présence de forts contrastes et de bruit. Parallèlement, on améliorera les prétraitements des données brutes pour diminuer l'influence du bruit ambiant et des structures anthropiques (ganivelles). Enfin, un modèle réduit va être réalisé afin d'étudier l'influence des ganivelles sur des mesures de TRE en fonction de paramètres géométriques et physiques.

5. Conclusions

Un suivi géoélectrique d'une dune côtière a été réalisé sur un demi-cycle de marée. Les résultats mettent en évidence les difficultés à traiter, inverser puis interpréter des signaux dont les variations sont de faible amplitude et qui, même s'ils dévoilent une certaine évolution temporelle, restent très perturbés par les sources de bruit environnantes. L'interprétation

simple proposée en fonction de la marée reste à valider par des observations directes. Cette analyse ouvre ainsi des pistes de recherches : optimiser le protocole d'acquisition aux échelles temporelle et spatiale réelles de l'intrusion marine, et développer la modélisation et l'inversion pour les adapter aux spécificités du milieu investigué pour atteindre les objectifs méthodologiques du projet sur le long terme.

6. Remerciements

La dune de l'Hommée est gérée par l'Office National des Forêts qui a autorisé nos interventions, grandement facilitées aussi par l'aide gracieuse de la Communauté de communes de l'île de Noirmoutier.
Les auteurs remercient les deux relecteurs anonymes qui ont permis d'améliorer significativement cet article.

7. Références bibliographiques

BUANNIC E. (2012). *Surveillance des protections fluviales et littorales par méthodes géoélectriques*. Rapport de stage de master 2, Université de Grenoble, pp 1-72
COLLECTIF (2013). *Le littoral*. Géosciences, la revue du BRGM pour une Terre durable, Vol. 17. http://editions.brgm.fr/dcenewsFile?ID=1803
CHITEA F., GEORGESCU P., IOANE D. (2011). *Geophysical detection of marine intrusions in Black Sea coastal areas (Romania) using VES and ERT data*. In Geo-Eco Marina, pp 95–102.
CHOUTEAU M.C., LABIAU M., TAVIAU C., CHAPUIS R., CHOU C.T.K. (2012). *ERT Monitoring of tide-induced water flow in a shallow beach aquifer.* 18th European Meeting of environmental and Engineering Geophysics.
CLEMMENSEN L.B., BENDIXEN M., HEDE M.U., KROON A., NIELSEN L., MURRAY A.S. (2013). *Morphological records of storm floods exemplified by the impact of the 1872 Baltic storm on a sandy spit system in south-eastern Denmark.* Earth Surface Processes and Landforms. http://dx.doi.org/10.1002/esp.3466
DAILY W.I., RAMIREZ A.B., BINLEY A., LABRECQUE D. (2004). *Electrical resistance tomography*. The Leading Edge, Vol. 2, pp 438-442.
DE FRANCO R., BIELLA G., TOSI L., TEATINI P., LOZEJ A., CHIOZZOTTO B., GIADA M. RIZZETTO F. CLAUDE C. MAYER A. BASSAN V., GASPARETTO-STORI G. (2009). *Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy).* Journal of Applied Geophysics, Vol. 69(3-4), pp 117–130. http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.08.004
FAISSOLLE F., ROY C. (1994). *Les eaux souterraines de l'ile de noirmoutier, caractéristiques, utilisation, gestion.* Vendée Conseil Général, n° 94.176, pp 1-12.
FARGIER Y. (2011). *Développement de l'imagerie de résistivité électrique pour la reconnaissance et la surveillance des ouvrages hydrauliques en terre*. Thèse Université de Nantes, 244 p.
FAVENNEC J. (2002). *Contrôle souple et réhabilitation des dunes littorales non boisées de la côte atlantique. Connaissance et gestion durable des dunes de la côte atlantique*. Les dossiers forestiers ONF n°11, pp 205-223.
HAYLEY K., PIDLISECKY A., BENTLEY L.R. (2011). *Simultaneous time-lapse electrical resistivity inversion.* Journal of Applied Geophysics, Vol. 75(2), pp 401-411. http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.06.035
LABRECQUE D.J., MILETTO M., DAILY W., RAMIREZ A., OWEN E. (1996). *The effect of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data*. Geophysics, Vol. 61(2), pp 538-548.

LOKE M.H., BARKER R.D. (1996). *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method*. Geophysical Prospecting, Vol. 44, pp 131-152. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x

MARESCOT L. (2006). *Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol*. Bulletin de La Société Vaudoise des Sciences Naturelles, Vol. 90(1), pp 23-40.

MORROW F. J., INGHAM M. R., McCONCHIE J. A. (2010). *Monitoring of tidal influences on the saline interface using resistivity traversing and cross-borehole resistivity tomography.* Journal of Hydrology, Vol. 389(1-2), pp 69–77. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.022

PALACKY G.J. (1991). *Resistivity characteristics of geological targets.* Dans M.N. Nabighian (ED.), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Soc. Explor. Geophys., Vol. 1, pp 53-129.

POULSEN S.E., RASMUSSEN K. R., CHRISTENSEN N.B. (2010). *Evaluating the salinity distribution of a shallow coastal aquifer by vertical multielectrode profiling (Denmark).* Hydrogeology Journal, Vol. 18(1), pp 161-171.

Annexe 15. Processus itératif du suivi temporel de l'intrusion saline par mesures d'imagerie de résistivité électrique sur la dune grise du site de l'Hommée.

a) Présentation des caractéristiques des différents protocoles testés :

	Protocole 1	**Protocole 2**	**Protocole 3**	**Protocole 4**
Date	Mars 2014	Avril 2014	Juillet 2014	Novembre 2014
Orientation des Lignes IRE de 48 électrodes	Deux lignes croisées	Deux lignes croisées	Deux lignes parallèles	Deux lignes croisées
Localisation du dispositif	Sud	Sud	Nord et Sud	Nord
Espacement inter-électrodes	0.75	1	0.75	0.75
Espacement temporel des acquisitions	2 acquisitions par heure (une sur chaque ligne)	2 acquisitions toutes les deux heures (une sur chaque ligne)	2 acquisitions par heure (une sur chaque ligne)	2 acquisitions par heure (une sur chaque ligne)
Coefficient de marée	72, pleine mer à 15h37	58, pleine mer à 14h16	56, pleine mer à 15h48	84, pleine mer à 14h43

Thèse de Doctorat

Clara JODRY

Développements méthodologiques pour l'imagerie et le suivi temporel par méthodes géoélectriques des structures de protection contre les inondations fluviales ou les submersions marines

Methodological developments for imaging and monitoring by geoelectric methods of flood protection structures

Résumé

Le diagnostic et la surveillance des protections contre la submersion sont des enjeux majeurs. Dans le cadre du projet RS2E-OSUNA (Région des Pays de la Loire), cette thèse y a contribué par des développements méthodologiques centrés sur l'imagerie de résistivité électrique (IRE), associée à d'autres méthodes géophysiques et à des observations directes (sondes en place). Les développements ont été spécifiquement appliqués à deux sites en conditions réelles : une levée de Loire près de Saumur et une dune grise sur l'Ile de Noirmoutier.

Le premier objectif scientifique de ce travail concernait la caractérisation de la structure interne des milieux étudiés. Une approche récente d'IRE, visant à prendre en compte les effets 3D sans accroitre le coût de la méthode par rapport à une approche 2D classique, a été adaptée et testée. Sur la levée, l'approche s'est avérée très efficace. Sur la dune grise, les résultats préliminaires montrent encore des difficultés d'imagerie du milieu naturel.

Le second objectif concernait la surveillance, sur différentes échelles temporelles, de l'évolution des propriétés internes du milieu. On a utilisé des protocoles d'acquisition optimisés et des méthodes d'inversion 2D classique. Sur la levée, les évolutions temporelles décrites par IRE sont cohérentes avec les mesures directes des paramètres d'états du sol (sondes à demeure). Sur la dune grise, les variations temporelles observées se sont avérées de très faible amplitude dû à une géologie très particulière.

Le travail est conclu par un parallèle méthodologique entre les deux sites et la proposition de pistes de recherche et d'amélioration des approches développées.

Mots clés
Imagerie de résistivité électrique ; Inversion ; Effets 3D ; Suivi temporel ; Levée ; Dune grise

Abstract

The diagnosis and monitoring of flood protection structures are major concerns. As part of the RS2E-OSUNA project (Region Pays de la Loire), this thesis has contributed to this by methodological developments centered on electrical resistivity imaging (ERI), combined with other geophysical methods and direct observations (permanent instrumentation). The developments have been specifically applied to two sites in real conditions: an embankment levee along the Loire River near Saumur and a grey dune on the island of Noirmoutier.

The first scientific objective of this work involved the characterization of the internal structure of the investigated objects. A recent approach in ERI, that takes into account the 3D effects without increasing the cost of the method relative to a conventional 2D approach, has been adapted and tested. On the levee, the approach has proven to be very effective. For the grey dune, the preliminary results on this natural site still show imaging challenges.

The second objective concerned the monitoring, on different time scales, of changes in internal properties of the medium. We used optimized acquisition protocols and conventional 2D inversion methods. On the levee, the temporal changes described by ERI are consistent with the direct measurements of the parameters of the soil. For the grey dune, the temporal variations have proven to be of very low amplitude due to an extremely specific geological setting.

The work is ends with a methodological comparison between the two sites and proposes future prospects for further research and improvement of the developed approaches.

Key Words
Electrical Resistivity Imaging ; Inversion ; 3D effects ; Monitoring ; Levee ; Grey dune