

Université Mohamed Khider – Biskra Faculté
des Sciences et de la technologie Département
Génie Civil et d'Hydraulique
Réf :.....



حملة عماد مرسيخ د ركسبة
كلية العلوم و التكنولوجيا
قسم: الهندسة المدنية و الري
المرجع.....

Thèse présentée en vue de l'obtention
Du diplôme de
Doctorat en Génie Civil
Spécialité : Géotechnique

Intitulé
**Contribution de la tomographie de résistivité
électrique pour la caractérisation du sol**

Présentée par :
CHIBANI Ammar

Directeur de thèse :
Docteur : **HEBBACHE Kamel**

Soutenue publiquement le :
15/10/2024

Devant le jury composé de :

M. BENMEDDOUR Djamel	Professeur	Université de biskra	Président
M. HEBBACHE Kamel	Maitre de Conférences 'A'	Université de Sétif 1	Rapporteur
M. MELLAS Mekki	Professeur	Université de biskra	Co-rapporteur
M. MERDAS Abdelghani	Professeur	Université de Sétif 1	Examineur
M. ABDESSELAM Issam	Maitre de Conférences 'A'	Université de biskra	Examineur
M. MABROUKI Abdelhak	Professeur	Université de biskra	Invité

Avant-propos

La présente thèse de doctorat, intitulée « Contribution de la tomographie de résistivité électrique à la caractérisation du sol », a été réalisée à l'Université Mohamed Khider de Biskra, au sein du Laboratoire de Recherche en Génie Civil (LRGC). Cette thèse s'inscrit dans la continuité des travaux scientifiques menés par les chercheurs du département de Génie Civil et d'Hydraulique, qui ont intégré la prospection par résistivité électrique, une des méthodes géophysiques d'investigation, à des fins géotechniques.

La particularité des méthodes géophysiques, qui sont moins coûteuses, ayant la possibilité d'une présentation instantanée des résultats sous formes de coupes géoélectriques en fonction de la résistivité électrique des formations géologiques rencontrées, leurs facilités à interpréter, et leurs caractères non destructif (*Non Destructive Testing*), leurs rapidités d'acquisition de mesures peu importe le relief du terrain, ont bien contribué dans les décisions. Tout cela est dû à l'intégration du matériel et les programmes informatiques sophistiqués.

La praticabilité de la méthode de la tomographie électrique dans plusieurs domaines comme l'environnement, le génie civil, les mines par les géophysiciens, nécessite des connaissances préalables en géologie dans le but de bien avoir des interprétations fiables qui vont contribuer dans la prise des décisions et d'évaluer les conséquences des risques dans le cas de l'existence des aléas géotechniques tels que les effondrements, les glissements. L'interprétation adéquate participe dans la domination des méthodes géophysiques dans le domaine d'investigations des sous-sols.

Dédicaces

Je dédie ce travail à

Toute ma famille, ma femme (Nassima) et mes enfants (Rania, Hadyl et Haroun) aussi à mes frères (Rebai, Ali) et mes sœurs (Louiza, Fatma et Malika) et à leurs familles.

Remerciements

Ces travaux de thèse ont été principalement effectués au sein de département de Génie Civil et d'Hydraulique et au Laboratoire de Recherche en Génie Civil (LRGC) de l'Université Mohamed Khider (Biskra).

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de thèse, le docteur *HEBBACHE Kamel*, maître de conférences, à l'université de Ferhat Abbas Sétif 1. Son expérience, sa rigueur scientifique et son soutien indéfectible ont été essentiels à l'aboutissement de ce travail. Je suis particulièrement reconnaissant pour ses précieux conseils, ses encouragements constants et sa disponibilité tout au long de ces années. Sa passion pour la recherche et son dévouement à l'enseignement ont été une source d'inspiration pour moi.

Je remercie également mon co-directeur de thèse Pr. *MELLAS Mekki*, pour ses précieux enseignements et son soutien durant les moments difficiles de mon parcours doctoral. Son expérience et ses encouragements ont joué un rôle crucial dans l'avancement de mes travaux de recherche. Je suis également très reconnaissant envers mes enseignants, le Pr. *MABROUKI Abdelhak* et le Pr. *BENMADDOUR Djamel*, pour leurs encouragements constants et leur soutien chaque fois que je les rencontre.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers les membres du jury pour l'honneur qu'ils m'ont fait en participant à ce jury et pour leur appréciation de ce travail :

Un grand merci est adressé au directeur du Laboratoire de Recherche en Génie Civil (LRGC), Pr. *MABROUKI Abdelhak* pour son soutien et sur sa compréhension lors de mon passage au sein du Laboratoire de Recherche de l'Université Mohamed Khider (Biskra). Je tiens à remercier également, le professeur *TAALLAH Bachir*, le président du comité de la formation doctorale (CFD) au département de Génie Civil et d'Hydraulique.

Je tiens à remercier, Messieurs le directeur régional M. *NADJI Issam* et le directeur d'unité M. *KHELFELLAH Riad*, du Laboratoire National de L'habitat et de la Construction (LNHC) à Constantine et le staff de l'unité de l'LNHC de Oum El Bouaghi. Mes vifs remerciements vont aussi à Monsieur *BELHANACHI Toufik*, le PDG du Laboratoire des Travaux Publics de l'Est (LTP Est) pour son acceptation de ma demande de stage et le géophysicien *NACER Rachid* pour ses aides précieux. Enfin, je n'oublie pas que mes

remerciements vont aussi à monsieur le directeur des travaux publics, M. *BOUHAFS Ali* et à tous mes amis et collègues de la direction des travaux publics (DTP) à Oum El Bouaghi.

Résumé

L'apparition des événements indésirables, notamment les glissements de terrain, représente un danger réel nécessitant une étude approfondie de leur probabilité d'occurrence ainsi qu'une évaluation de leurs conséquences. Ces phénomènes et leurs impacts menacent la sécurité des personnes et des biens situés à proximité. En génie civil, la surveillance des glissements de terrain est rendue difficile en raison de la complexité des essais sur le terrain. En revanche l'utilisation des méthodes géophysiques de surface se révèle être un outil précieux pour la cartographie et la caractérisation des glissements de terrain. En géophysique, la prospection électrique par la tomographie de résistivité électrique est un moyen très efficace pour la caractérisation du sous-sol.

L'objectif principal de cette thèse, est d'utiliser la tomographie par résistivité électrique 2D afin de bien mener les explorations des sites et pour la détection des surfaces de glissements de terrain et à quelle profondeur se produisent, ainsi les volumes des masses de terres des formations du sous-sol qui contribuent dans le mouvement. Dans le cadre de cette thèse, deux cas d'études ont été réalisés pour la caractérisation du glissement de terrain à Ali Mendjeli à Constantine et la détermination des formations potentiellement instables ainsi leurs plans de glissement dans la ville de Mila.

Les études géophysiques menées dans cette thèse ont montré que la tomographie par résistivité électrique est fiable pour les objectifs susmentionnés. Les résultats obtenus de la tomographie électrique dans les deux sites étudiés ont montré, que les surfaces de rupture (ligne de glissement) ont de faibles résistivités. Les essais géotechniques réalisés dans ce travail ont bien indiqué la profondeur du déclenchement du glissement ont été calibrés par les résultats géophysiques.

Cette calibration, entre les résultats de la tomographie et les essais géotechniques, indiquent que l'aléa de glissement se produit dans ces endroits. L'étude a conclu que la tomographie par résistivité électrique est un outil indispensable dans les études d'investigation des sols.

Mots clés : Tomographie de résistivité électrique, Glissement de terrain, Ligne de rupture, Dispositif d'électrode, Investigations géotechniques.

Abstract

The occurrence of undesirable events, particularly landslides, represents a real danger that necessitates a thorough study of their likelihood of occurrence as well as an evaluation of their consequences. These phenomena and their impacts threaten the safety of people and property located nearby. In civil engineering, monitoring landslides is challenging due to the complexity of field tests. However, the use of surface geophysical methods proves to be a valuable tool for mapping and characterizing landslides. In geophysics, electrical surveying through electrical resistivity tomography is a very effective means for subsurface characterization.

The crucial objective of this thesis is to apply 2D electrical resistivity tomography for site exploration and for the detection of landslide surfaces and depths, as well as the volumes of soil masses and subsoil formations contributing to the movement. As part of this thesis, two case studies were carried out to characterize the landslide at Ali Mendjeli in Constantine and determine the potentially unstable formations and their landslide structures in Mila province.

The geophysical studies carried out have shown that electrical resistivity tomography is reliable for the above-mentioned purposes. The results obtained from electrical tomography at the two studied sites showed that the failure surfaces have low resistivities. The geotechnical tests carried out in this study clearly indicated the depth of landslide initiation and were calibrated by the geophysical results.

This calibration, between the tomography results and the geotechnical tests, indicates that the landslide hazard occurs in these locations. The study concluded that electrical resistivity tomography is an indispensable tool in soil investigation studies.

Keywords: Electrical resistivity tomography, Landslide, Slip line, Electrode array, Geotechnical investigations.

ملخص

يمثل وقوع الظواهر غير المرغوب فيها، لا سيما الانهيارات الأرضية، خطراً حقيقياً يتطلب دراسة معمقة للاحتمالات وقوعها وتقييم عواقبها، وتهدد هذه الظواهر وآثارها سلامة الأشخاص والممتلكات الواقعة بالقرب منها. في مجال الهندسة المدنية، يصعب رصد الانهيارات الأرضية بسبب تعقيد الاختبارات الميدانية. ومع ذلك، فإن استخدام الأساليب الجيوفيزيائية السطحية يثبت أنه أداة قيمة لرسم الخرائط و توصيف الانهيارات الأرضية. يعتبر التنقيب الكهربائي باستخدام التصوير المقطعي بالمقاومة الكهربائية وسيلة فعالة للغاية لتوصيف باطن الأرض.

أصبحت طرق الجيوفيزياء التطبيقية الأكثر استخداماً في جميع دراسات التنقيب والاستكشاف. وتشمل هذه الأساليب الطرق الكهربائية التي تستخدم لوصف التربة لأغراض جيوتقنية. يعتبر التصوير المقطعي للمقاومة الكهربائية، أو لتصوير الكهربائي، أحد الأساليب الجيوفيزيائية المستخدمة لوصف التربة، والتي تقدم نتائج في شكل صور كهربائية مفسرة جيولوجياً. الهدف الأساسي من هذه الأطروحة هو تطبيق التصوير المقطعي ثنائي الأبعاد للمقاومة الكهربائية من أجل إجراء استكشافات في الموقع والكشف عن الانهيارات الأرضية وعلى أي عمق حدثت، وكذلك أحجام الكتل الأرضية للتكوينات تحت التربة التي تساهم في الحركة، وكجزء من هذه الأطروحة، تم إجراء دراستي حالة لوصف الانهيارات الأرضية في علي منجلي بقسنطينة وتحديد التكوينات غير المستقرة المحتملة ومستوياتها الانزلاقية في مدينة ميله.

أظهرت الدراسات الجيوفيزيائية التي أجريت أن التصوير المقطعي للمقاومة الكهربائية موثوق به للأغراض المذكورة أعلاه. أظهرت النتائج التي تم الحصول عليها من التصوير المقطعي الكهربائي في الموقعين المدروسين أن سطح الانهيار (خط الانهيار الأرضي) ذوات مقاومة منخفضة. أشارت الاختبارات الجيوتقنية التي أجريت في هذا العمل بوضوح إلى العمق الذي حدث عنده الانهيار الأرضي وتمت معايرته مع النتائج الجيوفيزيائية. تشير هذه المعايير، بين نتائج التصوير المقطعي والاختبارات الجيوتقنية، إلى أن خطر الانهيار الأرضي يحدث في هذه المناطق. وخلصت الدراسة إلى أن التصوير للمقاومة الكهربائية هو أداة لاغنى عنها في دراسات وصف التربة.

الكلمات المفتاحية: تصوير كهربائي مقطعي، انهيارات أرضية، خط الانزلاق، قطب كهربائي، تحقيقات جيوفيزيائية.

Table des matières

Avant-propos	
Remerciements	
Résumé	
Table des matières	I
Liste des acronymes et symboles	V
Notations	V
Liste des abréviations	V
Liste des figures	VI
Liste des tableaux	IX
Chapitre I:État de l’art sur les méthodes de prospection électriques	5
I.1 Introduction	6
I.2 Aperçu historique sur la prospection électrique	6
I.2.1 Les méthodes passives	8
I.2.2 Les méthodes actives	8
I.3 Principe de la méthode	8
I.3.1 Paramètres caractérisant les méthodes de la prospection électrique	8
I.3.1.1 Étude de flux de courant dans le sol	8
I.3.1.2 Résistivité et conductivité	10
I.4 Polarisation provoquée (PP)	13
I.4.1 Origine de la polarisation provoquée	13
I.4.2 Polarisation de la membrane	13
I.4.3 Polarisation des électrodes	15
I.4.4 Polarisation électrique de la double couche	15
I.4.5 Mesure de la polarisation dans le domaine temporel	16
I.4.6 Mesure de la polarisation dans le domaine fréquentiel	17
I.4.6.1 Fréquence apparente	17
I.4.6.2 Facteur métal	17
I.4.6.3 Déphasage (ϕ)	17
I.5 Dispositif ou configuration des électrodes	18
I.5.1 Dispositif Wenner	19
I.5.2 Dispositif Dipôle-dipôle	21
I.5.3 Dispositif Wenner-Schlumberger	23
I.5.4 Dispositif Pôle-Pôle	26
I.5.5 Dispositif pôle-dipôle	27

I.5.6 Le dispositif Gradient	29
I.5.7 Conclusion sur les dispositifs en prospection électrique	31
I.6 Méthodes de prospection	32
I.6.1 Sondage Électrique Vertical (SEV).....	32
I.6.2 Trainé électrique	33
I.6.3 Tomographie de résistivité électrique.....	33
I.6.3.1 Tomographie de résistivité électrique 2D.....	34
I.6.3.2 Tomographie de résistivité électrique 3D.....	36
I.6.3.3 Tomographie de résistivité électrique 4D.....	37
I.7 Conclusion	37
Chapitre II: Propriétés électriques des matériaux terrestres en termes de résistivité électrique	38
II.1 Introduction	38
II.2 Propriétés électriques des sols	39
II.2.1 Les principales propriétés électriques des sols	39
II.3 Relations entre les propriétés électriques et les propriétés physiques du sol	41
a) Relation entre la résistivité électrique et la teneur en eau	41
b) Relation entre la résistivité électrique et la compacité du sol	41
c) Relation entre la résistivité électrique et la température.....	41
d) Relation entre la résistivité électrique et les paramètres de la loi d'Archie.....	42
II.4 Profondeur d'investigation	42
II.5 Paramètres géoélectriques des matériaux terrestres	44
II.6 Principes d'équivalence et de la suppression	45
II.7 Conclusion.....	47
Chapitre III : Traitement, inversion et interprétation des données de tomographie électrique	48
III.1 Introduction.....	49
III.2 Description du matériel et logiciels	49
III.2.1 Matériels.....	49
III.2.2 Logiciels.....	50
1-Logiciel Prosys II.....	50
2-Logiciel Res2Dinv	50
III.3 Traitement des données.....	51
III.4 Inversion des données	53
III.4.1 Théorie d'inversion.....	53
III.5 Solutions du problème direct.....	54
III.5.1 Méthodes analytiques	54
III.5.1.1 La loi d'Ohm.....	54

III.5.1.2 Équations de l'électromagnétisme de Maxwell	54
III.5.1.3 Les équations de potentiel électrique	55
1-Le champ de potentiel	55
2 Formulation du problème des valeurs	56
III.5.2 Méthodes intégrales	57
III.5.3 Méthodes numériques	57
a) Méthodes des différences finies	57
b) Méthodes des éléments finies	58
III.6 Solutions du problème inverse :	58
III.6.1 Méthode de plus grande pente.....	60
III.6.2 Méthode de Newton.....	60
III.6.3 Méthode de Gauss-Newton.....	60
III.6.4 Méthode de la modification de Marquardt-Levenberg	61
III.7 Programme d'Inversion Res2Dinv.....	61
III.8 Paramètres d'inversion en géophysique.....	63
III.8.1 Inversion par méthode des moindres de carrés.....	63
III.8.2 Inversion par mode robuste.....	63
III.8.3 La méthode d'inversion robuste/bloc	63
III.8.4 La méthode d'inversion lisse	64
III.8.5 Inversion en mode laps de temps	64
III.9 Programme de modélisation Res2Dmod.....	66
III.10 Théorie de la modélisation.....	66
III.11 Applications de la tomographie électrique dans le contexte de la problématique	67
III.11.1 Cas d'étude de la tomographie électrique.....	68
III.12 Conclusion	71
Chapitre IV : Applications de la tomographie de résistivité électrique pour caractériser les glissements de terrain	72
IV.1 Application de la tomographie par résistivité électrique 2D pour la caractérisation d'un glissement de terrain : Étude de cas à Ali Mendjeli, Constantine (Nord-Est de l'Algérie).....	73
IV.1.1 Introduction	73
IV.1.2 Géographie générale	75
IV.1.3 Contexte géologique et hydrogéologique	75
IV.1.4 Matériel et méthodes.....	77
IV.1.5 Acquisition de la tomographie électrique 2D	78
IV.1.6 Résultats et discussion.....	81
IV.1.7 Reconnaissance géotechnique du site	85
IV.1.8 Conclusion.....	89

IV.2 Application de la tomographie de résistivité électrique pour la détermination des déformations instables ainsi que leurs plans de glissement dans la ville de Mila	90
IV.2.1 Introduction.....	90
IV.2.2 Site d'étude	90
IV.2.3 Aspect géologique	91
IV.2.4 Enquêtes de terrain	92
IV.2.4.1 Prospection géotechnique	92
IV.2.4.1 Méthodologie.....	93
IV.2.4.2 Discussion.....	93
IV.2.5 Prospection géophysique	94
IV.2.5.1 Méthodologie.....	94
IV.2.5.2 Analyse géophysique	100
IV.2.5.3 Discussion.....	101
IV.3 Conclusion	102
Conclusion générale et perspectives	104
Bibliographie	107
Annexe.....	113

Liste des acronymes et symboles

Notations

B	Induction magnétique (Wb/m ²)
D	Champ de déplacement (C/m ²)
E	Champ électrique (V/m)
H	Champ magnétique (A/m)
I_s	Source de courant (Amp)
J	Densité de courant (A/m ²)
K	Coefficient géométrique (m)
L	Longueur (m)
R	Résistance ohmique (Ohm ou Ω)
S	Section (m ²)
S	Conductance longitudinale (S/m)
T	Résistance transversale (Ohm.m ²)
V	Potentiel électrique (Volts)
Φ	Porosité
ρ	Résistivité (Ohm.m)
ρ_l	Résistivité longitudinale (Ohm.m)
ρ_t	Résistivité transversale (Ohm.m)
σ	Conductivité (S/m)
φ	Déphasage (mrad)
∇	Nabla
λ	Anisotropie
C1, C2, A, B	Électrodes de courant
P1, P2, M, N	Électrodes de potentiel

Liste des abréviations

CC	Courant continu
ERT/ERI	Electrical Resistivity Tomography/ Imagerie de Résistivité Electrique
MEF	Méthode des éléments finis
PP	Polarisation provoquée
PS	Polarisation spontanée
RMSE	Root-Mean-Square Error
SEV	Sondage électrique vertical

Liste des figures

Fig.I.1 La loi d'Ohm et la loi de Coulomb dans un espace d'un milieu isotrope et homogène.	9
Fig.I.2 Configuration des électrodes d'ordre général dans les études de résistivité (Reynolds 1997).....	10
Fig.I.3 Développement d'une polarisation membranaire (Reynolds 1997).....	14
Fig.I.4 Effets de la polarisation des membranes et des électrodes (Telford, P. et al. 1990). ...	14
Fig.I.5 (a) : Le courant introduit en polarisation provoquée : mode temporel. (b) : la différence de potentiel enregistrée en mode polarisable et en mode non polarisable (Abdul Samad, 2017).....	16
Fig.I.6 Le phénomène de polarisation induite (Kearey et al 2002).....	17
Fig.I.7 Différentes configurations des électrodes concernant la méthode électrique et leurs coefficients géométriques (K) (Parasnis 1979).	19
Fig.I.8 Sections de sensibilité pour la configuration Wenner. (a) Wenner alpha, (b) Wenner bêta et (c) Wenner gamma (Loke 2022).	20
Fig.I.9 Sections de sensibilité pour le dispositif dipôle-dipôle. Les sections avec (a) n=1, (b) n=2, (c) n=4 et (d) n=6.....	23
Fig.I.10 Dispositif Wenner-Schlumberger (Marescot 2008).....	24
Fig.I.11 Comparaison entre les dispositifs Wenner et Wenner-Schlumberger (Loke 2022). ..	25
Fig.I.12 Section de sensibilité du dispositif pôle-pôle (Loke et al., 2003).....	26
Fig.I.13 Deux types de la configuration Pôle-dipôle "avant" et "arrière" (Marescot, 2008). ..	27
Fig.I.14 Sections de sensibilité du dispositif pôle-dipôle. Les sections de sensibilité avec (a) n=1, (b) n=2, (c) n=4 et (d) n=6. (Loke 2022).	28
Fig.I.15 Sections de sensibilité pour le dispositif gradients (Loke 2022).....	30
Fig.I.16 Augmentation de la profondeur de pénétration avec l'augmentation des séparations des électrodes (Kunetz 1966).....	32
Fig.I.17 Illustration d'un dispositif multi-électrodes montrant l'image obtenue après l'inversion d'une tomographie de résistivité électrique.	34
Fig.I.18 Disposition des électrodes pour une acquisition en 2D et une séquence de mesure avec utilisation du dispositif Wenner (Marescot 2004).....	36

Fig.II.1 Résistivité de quelques formations (roches, sols et minéraux) (Loke 2011).....	38
Fig.II.2 Distribution du courant son origine une électrode pour un sol isotrope et homogène (Marescot 2019).	40
Fig.II.3 Représentation d'un milieu hétérogène en fonction de la résistivité des formations rencontrées (Fabien-ouellet, 2018).....	40
Fig.II.4 Représentation du sol en trois couches de différentes formations.	45
Fig.II.5 Les quatre cas possibles d'un sondage à trois couches.	46
Fig.III.1 Traitement des mesures douteuses par élimination (Loke 2004).....	53
Fig.III.2 Schéma d'une boucle reliant le problème direct avec le problème inverse.	54
Fig.III.3 Modalité d'inversion dans la méthode de tomographie électrique.	65
Fig.III.4 Diagramme schématique d'un maillage en fonction des différences finies ou les éléments finis avec utilisation du programme Res2Dmod (Loke 2016).	67
Fig.IV.1 Photo satellitaire montrant la zone d'étude.	75
Fig.IV.2 Carte géologique de la zone étudiée (extraite de la géologie d'El Athmania, Échelle 1/50.000).	77
Fig.IV.3 Disposition des électrodes pour une acquisition en 2D et une séquence de mesures en fonction du dispositif Wenner pour construire une pseudosection (Fehdi et al., 2011).....	79
Figure.IV.4 Carte topographique du glissement de terrain montrant, le plan d'implantation des profils de résistivité électrique.	80
Fig.IV.5 Coupes de résistivité en 2D inversées, pour les profils de résistivité électrique : (a) profil 1, (b) profil 2, (c) profil 3, (d) profil 4 et (e) profil 5.	84
Fig.IV.6 Les indications de mouvements de glissement de terrain sur la pente de la crête, se sont manifestées par des escarpements et des matériaux déplacés. Du flanc gauche. c et d) aperçu du flanc droit a et b) aperçu du flanc.	85
Fig.IV.7 Inclinomètre de mesure installé dans le forage BH1.	87
Fig.IV.8 Corrélation entre les coupes inversées de résistivité des profils électriques et la lithologie du site d'étude, déduite du puits : a) P ₁ ERT avec BH1 et b) P ₂ ERT avec BH2.....	88
Fig.IV.9 Localisation du site d'étude « El-Kharba » Image Google Earth- Mila.	90
Fig.IV.10 Colonne stratigraphique des dépôts néogènes du bassin de Mila	91
Fig.IV.11 Exemples de glissements de terrain dans la parcelle d'étude.....	92
Fig.IV.12 Implantation des inclinomètres sur le périmètre endommagé.	92
Fig.IV.13 Présentation d'un principe d'acquisition des données géophysiques	94

Fig.IV.14 Répartition des profils géophysiques sur le site d'étude.	95
Fig.IV.15 Vingt-deux coupes géoélectriques des profils réalisés dans la parcelle étudiée.....	99
Fig.IV.16 Représentation du profil électrique n°11 de référence.....	101
Fig.IV.17 Représentation des surfaces de glissement dans le profil n°11.	102

Liste des tableaux

Tableau.I.1 Porosité, perméabilité et résistivité électrique de quelques matériaux (Chapellier 2000).....	12
Tableau.I.2 Constantes diélectriques des roches et minéraux (Telford, P. et al. 1990).	13
Tableau.I.3 Les différentes caractéristiques pour certains dispositifs (Reynolds 1997).	31
Tableau.II.1 Les coefficients pour évaluer la profondeur d'investigation des divers dispositifs d'électrodes (Edwards 1977).....	43
Tableau.IV.1 Cordonnées géographiques des profils électriques.	81
Tableau.IV.2 Paramètres de l'étude de terrain par tomographie de résistivité électrique.	81
Tableau.IV.3 Caractéristiques des sondages inclinométriques.	93
Tableau.IV.4 Caractéristiques des profils géophysiques.	96

Introduction générale

Introduction générale

La caractérisation des sols (*Soil characterization*) par les méthodes de reconnaissance géotechniques classiques nécessite des équipements importants et un matériel lourd qui se déplace dans différents endroits rendant cette caractérisation difficile, voire impossible. En plus, les résultats sont chronophages, provoquant une mobilisation d'un personnel et des dépenses importantes trop élevées. En revanche, les méthodes géophysiques de surface (électriques, électromagnétiques (EM), gravimétriques et sismiques) sont aptes à ausculter des surfaces importantes et des grands volumes des sols en termes de résistivité électrique.

Les avantages de ces méthodes géophysiques (*Near surface geophysical methods*) se résument dans la rapidité d'acquisition de données sur terrain et le matériel utilisé qui se distingue par rapport au matériel des essais géotechniques par la facilité de la mise en œuvre et le coût qu'est relativement modéré. Une grande utilité de la géophysique appliquée, depuis son émergence dans plusieurs domaines comme, la géologie, l'archéologie, les études environnementales et également en génie civil. La méthode de prospection par résistivité électrique est l'une des méthodes les plus utilisées pour l'exploration géophysique des sols et sous-sols. Les méthodes géophysiques ayant la possibilité de caractériser les formations internes du sous-sol en fonction de l'étude du champ de potentiel.

Les mesures de la résistivité électrique sont indirectes, non intrusives et non destructives. À l'aide de la collecte de données géophysiques du terrain ausculté et après un traitement rapide de données par des logiciels spécifiques, la reconstitution du sous-sol prospecté sous forme d'un modèle géoélectrique qui peut expliquer au mieux les données mesurées, mais cette représentation n'est pas unique. Le travail présenté dans cette thèse a pour but de bien montrer qu'en fonction de la tomographie de résistivité électrique (*Electrical Resistivity Tomography*), on peut caractériser les glissements de terrain et connaître la structure interne du sous-sol et également la profondeur des matériaux qui contribuent dans le glissement des sols et d'estimer la masse des constituants qui peuvent être en mouvement.

De nombreux chercheurs ont opté pour la méthode de la résistivité électrique dans leurs travaux scientifiques, ce qui a grandement contribué à son développement et à son importance. La tomographie de résistivité électrique est utilisée dans divers domaines tels que le génie civil, l'hydrogéologie, la géologie, l'agriculture, l'archéologie et même l'environnement.

Introduction générale

La présentation des résultats de la méthode de tomographie par résistivité électrique sous forme de coupes géoélectriques en terme géologique et en fonction de la résistivité électrique des matériaux du sous-sol, sont faciles à interpréter, sans modification de l'état des sols et avec un moindre coût et un matériel facile à déplacer. Ce qui est en faveur de cette méthode est de permettre de prendre des décisions envers le projet qui sera réalisé sur ce sous-sol.

L'utilisation de la tomographie électrique est une méthode de prospection géophysique qui convient parfaitement à l'analyse structurale des mouvements de terrain et à la compréhension de leurs mécanismes internes de déformation et de fracture. La méthode offre la possibilité d'obtenir des images de haute résolution de la variation de résistivité électrique des formations géologiques en 2D ou 3D.

Cette thèse vise à étudier deux cas dans deux sites différents. Le premier aborde la question d'un glissement de terrain à Ali Mendjeli à Constantine. Tandis que, le deuxième traite la détermination des formations instables ainsi que leurs plans de glissement dans la ville de Mila. Une étude géophysique par tomographie électrique a été réalisée sur ces deux glissements afin d'étudier leurs structures internes.

Cette thèse est composée en quatre chapitres répartis comme suit : l'étude bibliographique, état de l'art sur les méthodes de prospection électriques, les propriétés électriques des matériaux terrestres en termes de résistivité électrique, le traitement, l'inversion et l'interprétation de données de tomographie électrique et en fin la présentation des cas d'études effectués dans le cadre de cette thèse .

Dans le **premier chapitre**, les concepts fondamentaux de la physique et les connaissances théoriques de base sont exposés, ce qui permet de calculer la résistivité électrique en courant continu. La méthode de polarisation provoquée est aussi présentée ainsi que les mécanismes de polarisation. Dans le **deuxième chapitre**, on a montré les propriétés électriques de certains matériaux rencontrés lors des prospections en termes de résistivité électrique dans différents milieux et les relations entre ces propriétés électriques avec d'autres propriétés physiques des sols.

Les méthodes de traitement, d'inversion et d'interprétation de données de tomographie électrique sont exposées dans le **troisième chapitre**. Ce chapitre présente une section consacrée à la présentation des logiciels d'inversion et de modélisation pour résoudre les problèmes inverses et directs en utilisant le logiciel Resd2Dinv.

Les applications réalisées dans le cadre de cette thèse sont énoncées dans le **quatrième chapitre**, qui concerne la cartographie des glissements de terrain, la détermination de la profondeur du glissement et la masse du sol qui peut être en état de mouvement.

Introduction générale

Enfin, cette thèse se conclut par une conclusion globale et des perspectives dans l'axe de la contribution de la tomographie de résistivité pour la caractérisation du sol.

Chapitre I:
État de l'art sur les méthodes
de prospection électriques

I.1 Introduction

Les méthodes géophysiques de surface sont devenues les plus utilisées pour la reconnaissance des sous-sols. La méthode de résistivité électrique, est l'une des meilleures méthodes et la plus praticable dans les prospections géophysiques qui permet d'ausculter simultanément de grands volumes du sol, grâce à leur flexibilité, leur facilité de levés, économique en question de coût, leur rapidité dans l'interprétation et la présentation est sous forme des panneaux électriques compréhensives, et qui est non destructive. Cette méthode est basée sur l'injection d'un courant continu ou alternatif à basse fréquence dans le sous-sol et mesur par l'intermédiaire de deux autres électrodes le potentiel. La résistivité électrique représente la capacité à s'opposer à la circulation du courant électrique dans le sous-sol. Ce chapitre a pour but de présenter l'aspect théorique de la méthode de résistivité électrique et un aperçu historique sur les méthodes de prospection électrique en présentant, le principe de la méthode, la notion de la tomographie électrique et les différents dispositifs utilisés dans les prospections électriques.

I.2 Aperçu historique sur la prospection électrique

Les découvertes scientifiques essentielles qui ont participé dans le développement de la prospection géo-électrique ont été débutées au fil du dix-huitième et dix-neuvième siècle. Vers 1730, les premiers qui firent des études sur les propriétés de résistivité et de conductivité des végétaux, roches, métaux sont Gray et Wheeler et comme la prospection électrique est basée sur l'injection du courant électrique dans le sous-sol, Watson en 1746, Cavendish et Coulomb contribuèrent aux méthodes quantitatives de l'électricité. Poisson fit la correction de l'équation différentielle de Laplace aboutissant à la théorie du potentiel. Les travaux de Georg Simon Ohm (1787-1854), André-Marie Ampère (1775-1836) et Michelle Farraday (1791-1867), ont donné un avantage à la compréhension et le développement des lois qui régissent l'électromagnétisme, qui ont permis par la suite la formulation de ces lois en une théorie unifiée de l'électromagnétisme (EM) par James Clerk Maxwell (1831-1879). Actuellement est connue sous le nom de l'électromagnétique de Maxwell avec introduction du champ électromagnétique. La prospection électrique a vu le jour avec les travaux de Conrad Schlumberger (1847-1936) avec sa première création de la carte d'équipotentielle en 1912.

La première création de cette carte a donné une grande démarche dans le développement de la prospection électrique pour la caractérisation des sous-sols mais les travaux susmentionnés, ont connu une interruption pendant la première et la deuxième guerre mondiale. En revanche, et aux Etats-Unis, Frank Wenner lança ses études sur les systèmes de

mesures de résistivité électrique en fonction de quatre électrodes où il développa ses travaux en 1915, qui ont aboutie à l'apparition d'un dispositif (montage ou configuration) de mesure qui porte son nom jusqu'à ce jour. Mais les brevets de la prospection électrique en courant alternatif à basse fréquence ont été accordé aux Brown en 1883 et puis Daft et Williams en 1902. Les premiers levés en prospection électrique sont représentés dans la recherche des minéraux en 1920 par Conrad Schlumberger et son frère Marcel. La réussite de l'utilisation de la méthode dans divers domaines et la capacité de caractérisation du sous-sol ont favorisé la création d'une société spécialisée en prospection électrique en 1926, qu'est devenue la Compagnie Générale de Géophysique (C.G.G). Ensuite, le développement à grande échelle a donné la naissance de la création de (*Schlumberger Well Surveying Corporation*) en 1934 aux Etats-Unis (Texas). Cette méthode a connu encore une évolution progressive et importante vers 1970 et jusqu'à ce jour, à travers les moyens technologiques (informatique : logiciels et matériel d'acquisition sophistiqués). en ce moment les chercheurs qui travaillent dans ce contexte ont donné importance à l'interprétation du sondage électrique verticale (SEV) et le trainé électrique (Kunetz, 1966) . Parmi les fruits de ces recherches se représentent dans les représentations en deux dimensions (2D) des données géophysiques sous forme de coupes géoélectriques ou panneaux électriques (Edwards, 1977). À partir de ces fameuses démarches, la prospection en résistivité électrique a connu un grand progrès dans les années 1990 dans le domaine informatique où ils atteignaient les méthodes de tomographie en 2D et en 3D en fonction des algorithmes d'inversion (Barker and Loke, 1966). Ces inventions ont permis à la tomographie électrique (imagerie électrique) d'être l'élan principal que connaît cette méthode actuellement.

Une diversité d'application de la prospection électrique dans différents domaines tel que l'hydrologie, la découverte des cavités (Delaloye et al., 2003), l'archéologie comme la recherche de la présence des vestiges archéologiques (Hesse et al., 1986), les études géotechniques représentées dans la délimitation des décharges et déceler les panaches de contamination (Dahlin and al, 2002), et les auscultations des structures (Johansson and Dahlin, 1996) rendant cette méthode très utilisable. Dans la caractérisation des sols et sous-sols, les méthodes de prospection géophysiques ont connu un essor, suite à leurs facilités de mise en œuvre et le temps d'interprétation des résultats est relativement court. Ces méthodes reposent sur la mesure du champ électrique ou sur la différence de potentiel après l'injection d'un courant électrique dans le sol. Cette opération est conclue par la mesure d'une grandeur physique qu'est la résistivité électrique. Ce paramètre décrit la réponse d'un sol lors du

passage du courant électrique. Ce premier chapitre a pour but de bien énoncer les éléments théoriques qui participent dans les méthodes de la prospection géo-électrique.

I.2.1 Les méthodes passives

Les détections et les mesures des variations des champs naturels, tels que les champs électriques, gravitationnels et magnétiques de la terre, l'origine de leurs sources est toujours naturelle, sont faciles à mener. Dans le cas où le sol est homogène, on aura des champs ayant des surfaces uniformes et il y a une présence d'anomalie dans le cas où le sol est hétérogène. Les méthodes passives correspondent aux cinq principales méthodes : la gravimétrie, la méthode tellurique, la spectrométrie et les méthodes magnétiques et électromagnétiques (EM).

I.2.2 Les méthodes actives

Ces méthodes se produisent à partir des sources artificielles dont leurs effets sont introduits dans le sol et les réponses traduits par des signaux ou autres manières, on peut les appelées aussi provoquées. Les méthodes actives regroupent les méthodes acoustiques, les méthodes électromagnétiques et les méthodes électriques. Pour ces dernières, les sources artificielles (ou actives) sont illustrées dans la polarisation induite et mesures de résistivité.

I.3 Principe de la méthode

Le principe de la méthode de prospection électrique repose sur l'injection dans le sol un courant électrique d'intensité connue (I) à travers de deux électrodes bien plantées dans le sol puis la mesure de la différence de potentiel (ΔV) entre deux autres électrodes. La résistance (R) opposée au courant électrique pendant son passage est interprétée par la relation d'Ohm et la résistivité du sol se calcule comme suit :

$$\rho = K \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (I.1)$$

où K : coefficient géométrique qui dépend de la configuration (dispositif) utilisée.

I.3.1 Paramètres caractérisant les méthodes de la prospection électrique

I.3.1.1 Étude de flux de courant dans le sol

Un milieu homogène si la résistivité (ρ) est indépendante du point où l'on se trouve. Un milieu isotrope quand la résistivité (ρ) est indépendante de la direction du courant. Pour bien définir la distribution du potentiel, on adopte une configuration géométrique représentative comme la montre la figure ci-après (Fig.I.1). On prend un élément sphérique dans un espace

et on injecte un courant électrique en un point **A**, au centre de la sphère et on interprète le phénomène en un point **M** qui a une distance de «**r**» par rapport à **A** (Jacques Dubois, 2011). Tout d'abord, ce phénomène est régi par la loi de Coulomb qui relie le champ électrique en **M** et les charges produites en **A**, par la formule suivante :

$$E = \frac{Q}{4\pi\epsilon_0 r^2} u \quad (I.2)$$

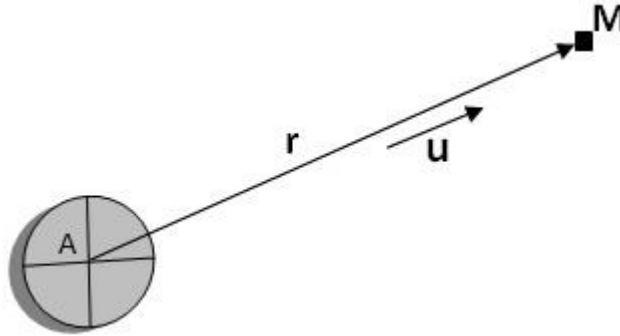


Fig.I.1 La loi d'Ohm et la loi de Coulomb dans un espace d'un milieu isotrope et homogène. Dans ce cas, la loi de Coulomb est :

$$j = \frac{1}{\rho} E \quad (I.3)$$

ρ est résistivité et (E) est le champ électrique.

Où **j**, est : la densité du courant d'Intensité (*I*) par rapport à une section élémentaire, est donnée par la formule suivante :

$$j = \frac{\partial I}{\partial S} \quad (I.4)$$

Pour avoir l'intensité (*I*) du courant existant de l'électrode A et le point M, on intègre la relation suivante : $\int \partial I = j \int \partial S$ (**S** : section de la sphère)

$$I = j4\pi r^2 \quad (I.5)$$

Pour une demi-sphère, le courant se propage radialement du point A vers la périphérie jusqu'à le point **M** où **AM**= **r**, et on remarque que le potentiel se régresse en fonction d'un incrément δr (Reynolds, 1997). Alors on a :

$$\frac{\delta V}{\delta r} = -\rho \times j = -\rho \frac{1}{2\pi r^2} \quad (I.6)$$

$$V_r = \int \delta V = - \int \rho \frac{I}{2\pi r^2} \delta r = \frac{\rho I}{2\pi} \times \frac{1}{r} + Cte \quad (I.7)$$

Pour le point M le potentiel se déduit dans la formule ci-dessous (Si $r = \infty$; Cte = 0 et V=0)

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \times \frac{1}{AM} \quad (I.8)$$

Si nous avons un autre point B où on récupère le courant introduit dans A, le potentiel en M sera :

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{MA} - \frac{1}{MB} \right] \quad (I.9)$$

Comme la distribution du courant électrique est radiale et équipotentielle, on a pour un autre point N sur la même circonférence le potentiel suivant :

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{NA} - \frac{1}{NB} \right] \quad (I.10)$$

Donc, la différence de potentiel entre les deux points M et N est :

$$V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{MA} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{NA} + \frac{1}{NB} \right] \quad (I.11)$$

Les quatre points ABMN constituent un quadripôle. En général, se quadripôle comme dans la figure suivante (Fig.I.2).

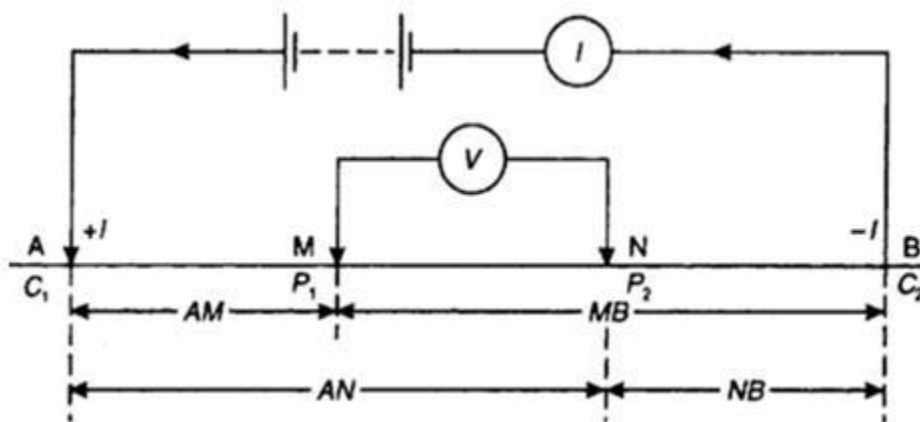


Fig.I.2 Configuration des électrodes d'ordre général dans les études de résistivité (Reynolds, 1997).

I.3.1.2 Résistivité et conductivité

Le courant électrique peut se propager dans les sols, les roches et les minéraux avec trois manières :

1. Électronique (Ohmique).
2. Électrolytique.
3. Conduction diélectrique.

1. Conductivité électronique

C'est une conductivité normale de flux de courant dans les matériaux contenant des électrons libres tels que les métaux. La conductivité, son inverse est la résistivité électrique interprétée par un tel matériau en forme cylindrique d'une longueur (L), ayant une section (A), pour un courant (I) qui traverse ce cylindre. On a :

Une résistance (R) du matériau traversé existant entre les faces de ce cylindre, cette dernière est donnée par la loi d'Ohm :

$$R = \frac{V}{I} \text{ (loi d'Ohm)} \quad (\text{I. 12})$$

La résistivité ρ (Ohm.m) en fonction de la résistance R et les paramètres du cylindre est :

$$\rho = R \cdot A / L \quad (\text{I. 13})$$

$$\rho = \frac{V}{I} \cdot \frac{A}{L} \quad (\text{I. 14})$$

2. Conductivité électrolytique

Le courant est transporté par des ions à une vitesse relativement lente, parce que la plupart des roches sont de mauvais conducteurs, leurs résistivités seraient extrêmement importantes sans le fait qu'elles sont généralement poreuses et que les pores sont remplis de fluides, principalement d'eau où la propagation du courant se fait par conduction ionique c'est-à-dire, par des molécules ayant un excès ou un déficit d'électron. En conclusion, la résistivité des roches dépend de dimensions des pores (porosité) et leurs dispositions en plus les quantités d'eau transportée, est régie par la loi empirique d'Archie (1942) :

$$\rho_f = a\varphi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad (\text{I. 15})$$

Avec :

ρ_f : la résistivité des formations du sous-sol ρ_f : c'est la résistivité des formations du sous – sol, ρ_w la résistivité de l'eau, φ c'est la porosité du sol, S c'est la saturation et a , c'est le coefficient de saturation qui dépend de la lithologie ($0.5 < a < 2.5$).

m et n , sont des facteurs de cimentation et compacité de la roche, varient de 1.3 pour les sables non consolidés à 2.2 pour les calcaires cimentés et l'exposant de saturation (proche de 2).

Tableau.I.1 Porosité, perméabilité et résistivité électrique de quelques matériaux (Chapellier, 2000).

Roches	Porosité (%)	Perméabilité (cm/s)	Résistivité ($\Omega.m$)
Argilite	35	$10^8 - 10^9$	$70 - 2 \times 10^2$
Craie	35	10^{-5}	$30 - 3 \times 10^2$
Tuf volcanique	32	10^{-5}	$20 - 3 \times 10^2$
Marne	27	$10^{-7} - 10^{-9}$	$20 - 1 \times 10^2$
Grès	3 - 35	$10^{-3} - 10^{-6}$	$30 - 8 \times 10^2$
Dolomite	1 - 12	$10^{-5} - 10^{-7}$	$200 - 10^4$
Calcaires	3	$10^{-10} - 10^{-12}$	$200 - 10^4$
Gneiss	1.5	10^{-8}	$1000 - 2 \times 10^4$
Quartzite	<1	10^{-10}	$1000 - 10^4$
Granite	1	$10^{-9} - 10^{-10}$	$1000 - 15 \times 10^3$
Gabbro	1 - 3	$10^{-4} - 10^{-9}$	$6000 - 10^4$
Basalte	1.5	$10^{-6} - 10^{-8}$	$800 - 15 \times 10^3$

3. Conductivité diélectrique

La conductivité diélectrique se génère dans les matériaux conducteurs qui ont très peu de porteur libre ou pas du tout c'est-à-dire, leur conductivité est très faible. Dans ce type de conductivité le matériau fonctionne comme un isolant. La conductivité diélectrique est un constant diélectrique (k). Le Tableau.I.2, récapitule les constantes diélectriques de quelque roches et minéraux terrestres. Cette constante ne se mesure pas mais se calcule par la formule suivante :

$$k = c \times \frac{d}{A} \quad (I.16)$$

k : en Farad ;

d : la longueur de l'échantillon ;

A : section transversale de l'échantillon

Tableau.I.2 Constantes diélectriques des roches et minéraux (Telford, P. et al. 1990).

Roche minérale	Constante diélectrique	Roche minérale	Constante diélectrique
Galena	18	Sphalerite	7.9 – 69.7
Cassiterite	23	Hématite	25
Fluorite	6.2 – 6.8	Calcite	7.8 – 8.5
Apatite	7.4 – 11.7	Barite	7 – 12.2
Barite	7 – 12.2	Peridotite	8.6
Norite	61	Quartz porphyry	14 – 49.3
Diabase	10.5 – 34.5	Trap	18.9 – 39.8
Dacite	6.8 – 8.2	Obsidian	5.8 – 10.4
Sulphur	3.6 – 4.7	Rock salt	5.6
Anthracite	5.6 – 6.3	Gypsum	5 – 11.5
Biotite	4.7 – 9.3	Épidote	7.6 – 15.4
Granite	4.8 – 18.9	Gabbro	8.5 – 18.9
Diorite	6.0	Serpentine	6.6
Gneiss	8.5	Setstone	4.7 – 12
Packed set	2.9 – 105	Soil	3.9 – 29.4
Basalt	12	Clays	7 – 43
Petroleum	2.07 – 2.14	Water (20°C)	80.36

I.4 Polarisation provoquée (PP)

I.4.1 Origine de la polarisation provoquée

On définit une polarisation provoquée (*Induced Polarization*) à partir d'un courant électrique injecté dans le sol en fonction d'un quadripôle d'électrodes, puis sera interrompu. À cet instant, on constate que la différence de potentiel ne se chute pas à zéro mais se cesse que pendant plusieurs secondes (Parasnis, 1979). Ce phénomène a été appelé la polarisation provoquée (PP) ou la polarisation induite (IP).

I.4.2 Polarisation de la membrane

La conduction électrolyte est le moyen le plus utilisé dans la majorité des roches et dans les sols d'une façon générale et surtout dans le cas dans la non présence d'un minéral. La porosité et la teneur en eau présentent des paramètres participant à la propagation du flux de courant dans les roches lorsque sont dépourvues de minéraux métalliques. On présente dans ce travail deux causes de polarisation membranaire. La première est due à l'existence de canaux poreux dans les roches ou les sols et l'autre est associé à la présence d'argile dans les pores.

Généralement la plupart des minéraux possèdent des charges négatives à l'interface entre le fluide interstitiel et la surface de la roche. En constatant que les ions positifs sont attirés vers l'interface et les ions négatives se repoussent. La concentration d'ions positifs peut s'étendre dans la zone fluide et les ions négatives s'arrangent à une extrémité de la zone et

quitteront dans le cas de l'application d'un potentiel continu et les ions positifs augmentent leur concentration, donnant naissance à une différence de potentiel (Fig.I.3).

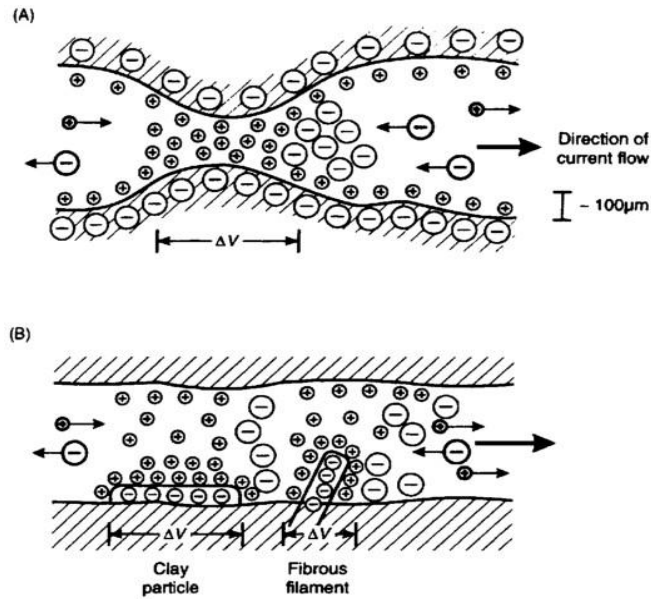


Fig.I.3 Développement d'une polarisation membranaire (Reynolds, 1997).

Suite à cette distribution polarisée, la conduction du courant est entravée. Après un laps de temps, le courant est coupé, les ions reviennent à leurs positions d'origine par diffusion en fonction du temps (Fig.I.3), cela provoque une polarisation provoquée mesurable.

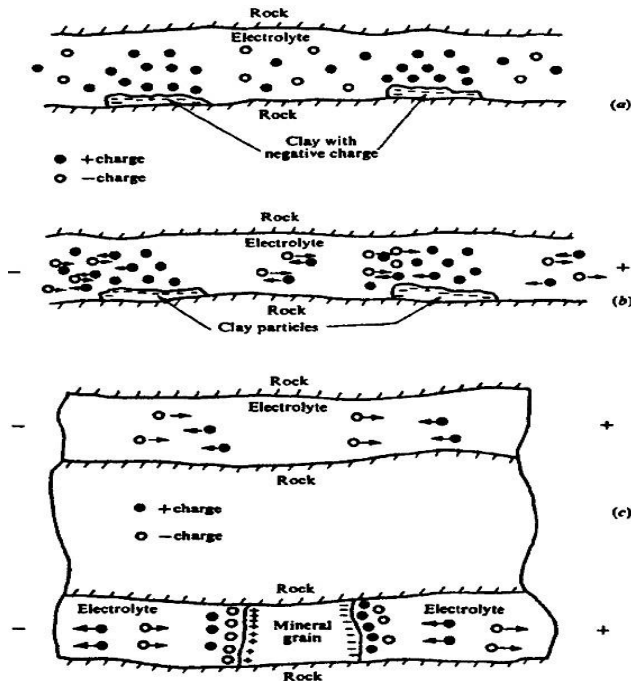


Fig.I.4 Effets de la polarisation des membranes et des électrodes (Telford et al., 1990).

La deuxième cause de la polarisation membranaire est la présence des particules argileuse du contenu des pores des roches ou la présence des filaments des fibres minérales, qui présentent

tous deux une charge négative. On remarque un enchaînement des ions positifs donnant un nuage dont la charge est positive et cela dans les espaces poreux. Si on déclenche une différence de potentiel, on constate que les charges positives peuvent se déplacer à travers ces nuages mais les ions qui ont des charges négatives sont bloqués, provoquant une différence de concentration ionique. Quand on applique une tension puis on l'arrête, les déséquilibres de la concentration ionique s'abaissent à des niveaux acceptables par diffusion, provoquant une polarisation mesurable.

I.4.3 Polarisation des électrodes

Cette polarisation dépend de l'existence de deux types de conceptions, la Conductivité électronique et la conduction électrolyte, la première transmette le courant en fonction des électrons, cela dans les minéraux métalliques et la Conductivité électrolyte est assurée par les ions dans la majorité des sols. Pour un courant électrique traverse une électrode métallique immergée dans un milieu électrolyte, on constate dans ce cas les deux conceptions : électronique et électrolytique. Les charges s'accumulent tous le temps à l'interface dans le cas où les réactions électrolytes sont lentes. Ce qui provoque la polarisation des électrodes. Si le courant est coupée une diffusion de la charge accumulée et supplémentaire dans l'électrolyte à cet instant un réarrangement sera établi où une mince couche d'ions négative est fixée à la surface de l'électrode, c'est-à-dire ce rétablissement va permettre une relaxation des charges vers la situation initiale, ce qui implique la relaxation temporelle de tension du courant dans un temps bien limité ce qu'on appelle temps de relaxation caractérisée par la décroissance de la différence de potentiel mesuré au domaine temporel.

I.4.4 Polarisation électrique de la double couche

Globalement tous matériaux se présentent en deux phases l'une solide et l'autre liquide, ce qui être la source d'une polarisation. D'une manière générale parmi ces matériaux d'autres ayant des surfaces chargées naturellement. Si les composants des matériaux sont plongés dans l'électrolyte tel que les grains d'une telle roche comme le quartz ou les feuillets d'argiles contenant des ions, un nuage de concentration élevée de charges opposées aux charges existant à la partie supérieure de ces grains et cela dans le cas où il n'y a pas un champ électrique extérieur dans l'objectif c'est de réorganiser l'électroneutralité. L'emplacement de la concentration des charges est scindé en deux sections suivant l'importance de la concentration des charges et suivant la mobilité. La section est nommée la couche de Sterne ayant une concentration de charges à la surface des grains. La seconde est appelée couche de

diffuse, celle-là est caractérisée par la mobilité des charges et la concentration de ces charges est faible par rapport à la première couche. Par comparaison entre la taille du grain considéré et l'épaisseur de la double couche, cette dernière est très fine (Revil and Florsch, 2010), un mouvement tangential à la surface des grains des charges existant dans la double couche dans le cas de l'application d'un champ externe électrique (Lesmes and Morgan, 2001). Ce déplacement des charges dépend de la polarité des charges, provoque une polarisation de la double couche. A la suspension du courant, il se crée un phénomène de rétrodiffusion des charges vers l'état initial (Revil and Florsch, 2010). Dans ce cas la polarisation est due au déplacement tangential des charges, ce qui permet de mettre en évidence un temps de relaxation selon la taille des grains et le coefficient de diffusion (Schwarz, 1962).

I.4.5 Mesure de la polarisation dans le domaine temporel

La coupure d'un courant injecté dans le sol, provoque une polarisation qui se manifeste par la présence d'une tension. Dans le domaine temporel les mesures de la polarisation provoquée PP interviennent le contrôle du décroissement de la tension après l'élimination du courant. Pour mettre en évidence ces mesures, un courant introduit durant une période satisfaisante afin de saturer le milieu puis on mesure la tension (Fig.I.5).

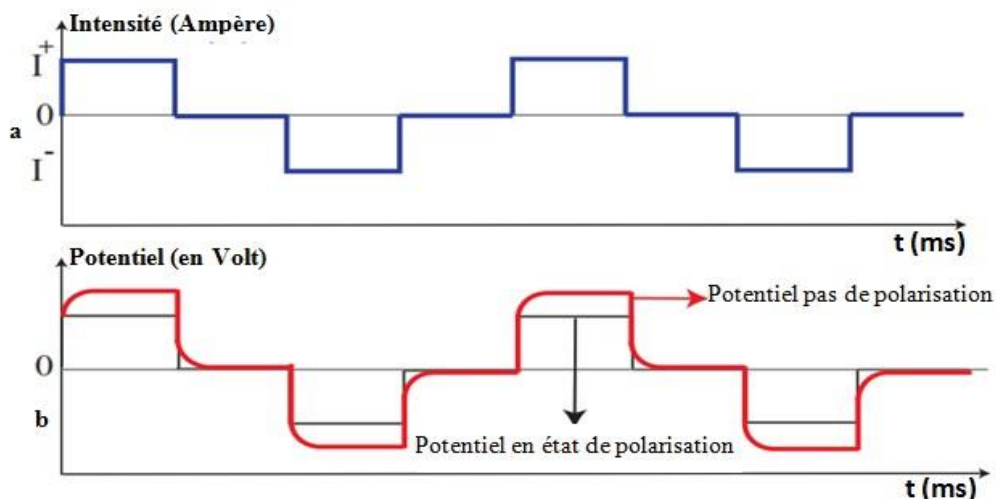


Fig.I.5 (a) : Le courant introduit en polarisation provoquée : mode temporel. (b) : la différence de potentiel enregistrée en mode polarisable et en mode non polarisable (Samad et al., 2017).

Généralement la capacité de charge M , est le paramètre le plus couramment mesuré. Celle-là est définie comme l'aire A sous la courbe de décroissement sur un tel intervalle de temps ($t_1 - t_2$) normalisée par la différence de potentiel en régime permanent ΔV (Fig.I.6).

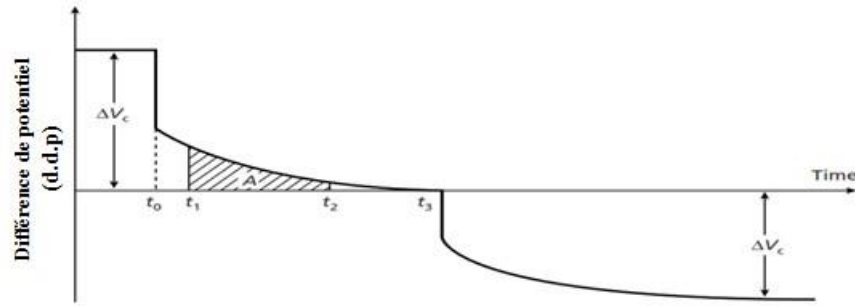


Fig.I.6 Le phénomène de polarisation induite (Kearey et al, 2002).

La capacité de charge M chargeabilité : se mesure à l'aide d'un appareil par les méthodes d'intégration analogique :

$$M = \frac{A}{\Delta V_c} = \frac{1}{\Delta V_c} \int_{t_1}^{t_2} v(t) dt \quad (I.17)$$

I.4.6 Mesure de la polarisation dans le domaine fréquentiel

I.4.6.1 Fréquence apparente

La première mesure de polarisation dans le domaine fréquentiel, consiste premièrement à introduire dans le sol, un courant alternatif sinusoïdal à basse fréquence qui varie de 0.05Hz à 0.5Hz puis dans la deuxième mesure doit être d'une fréquence plus élevée varie de 1 à 10 Hz et on fait mesurer la résistivité apparente pour les deux fréquences. La polarisation provoquée (PP) est exprimée comme l'effet de la fréquence apparente.

I.4.6.2 Facteur métal

La deuxième mesure dans le domaine fréquentiel de la polarisation provoquée, où on a l'effet de PP varie en fonction de la résistivité effective du milieu considéré donc il y a une dépendance selon certains paramètres telles que la température, l'électrolyte, la taille des pores du milieu considéré.

L'utilisation du facteur métal permet la correction dans certaines mesures la variation de la PP avec la résistivité effective de la roche hôte. Ce facteur métal (FM) est défini par :

$$MF = 2\pi * 10^5 \frac{(\rho_{0,1} - \rho_{10})}{\rho_{0,1}\rho_{10}} \quad (I.18)$$

Où $\rho_{0,1}$ et ρ_{10} sont des résistivités apparente mesurées 0,1 et 10 Hz. Le facteur métal (FM) (Reynolds, 1997).

I.4.6.3 Déphasage (ϕ)

La troisième mesure de l'effet de la polarisation provoquée c'est le déphasage (ϕ) (milliradian) entre les différences de potentiel entre P₁ (t₁) et P₂ (t₂) et le courant introduit

dans le sous-sol. Dans la pratique les valeurs maximales de (ϕ) sont couramment variées de quelques centièmes à un dixième de radian à une fréquence de 1 Hz (Parasnis, 1979).

I.5 Dispositif ou configuration des électrodes

La configuration des électrodes, c'est une disposition géométrique sur terrain d'un certain nombre d'électrodes en connexion à l'aide d'un câble entre eux et au centre d'une unité de commutation, c'est ce qu'on appelle un dispositif. Le choix du dispositif adéquat qui sera utilisé lors de la prospection de résistivité électrique dépend de la structure du site à prospecter, l'ampleur du bruit de fond et de la sensibilité du résistivimètre (Loke, 2022).

De nombreuses configurations d'électrodes ont été conçues et sur site les dispositifs les plus conventionnels pour les levés de tomographie de résistivité électrique 2D sont : Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipôle-dipôle, Pôle-pôle, Pôle-dipôle (*forwarde et reverse*) et Gradient et d'autres dispositifs (Aizebeokhai, 2010). Les caractéristiques de ces dispositifs qu'on peut les prendre en considération d'une manière générale, la profondeur d'investigation, la sensibilité du dispositif aux changements verticaux et horizontaux de la résistivité du sol, la couverture horizontale de données et la force du signal.

Les caractéristiques de la profondeur et de la sensibilité peuvent être déterminées à partir de la fonction de sensibilité du dispositif. La fonction de sensibilité est décrite par la dérivée de Fréchet (Oldenburg, 1990). Chaque dispositif, dont la fonction de sensibilité indique d'une manière générale dans quelle mesure, il y aura un changement de résistivité d'une section du sous-sol (Loke, 2022). Pratiquement, la plantation des électrodes sont toujours rectilignes. Dans le cas contraire, l'interprétation des résultats devient difficile et la mise en place est compliquée (Reynolds, 1997). D'autres considérations majeures sont la sensibilité aux inhomogénéités latérales (Habberjam and al, 1967) et aux interfaces en profondeurs.

Comme mentionné ci-dessus, tout dispositif possède des caractéristiques propres à lui (Bayrak and Şenel, 2012), soit la disposition des électrodes et le coefficient géométrique, soit la densité de données de la collecte de prospection. L'espacement inter-électrodes de chaque dispositif influera sur la profondeur d'investigation et aussi les résolutions (horizontales et verticales) (Loke, 2015). La configuration des électrodes participe dans le calcul de la résistivité finale c'est-à-dire, elle influence la présentation géoélectriques du sous-sol puis que chaque dispositif diffère de l'autre dans la sensibilité au bruit la qualité de résolution (Nguyen et al., 2005). En fin, on peut dire dans ce contexte que de nombreux dispositifs ont été conçues dans les études de prospections électriques (Habberjam and al, 1967), et bien que les deux dispositifs les plus utilisés sont Wenner et Schlumberger (Kearey et al, 2002).

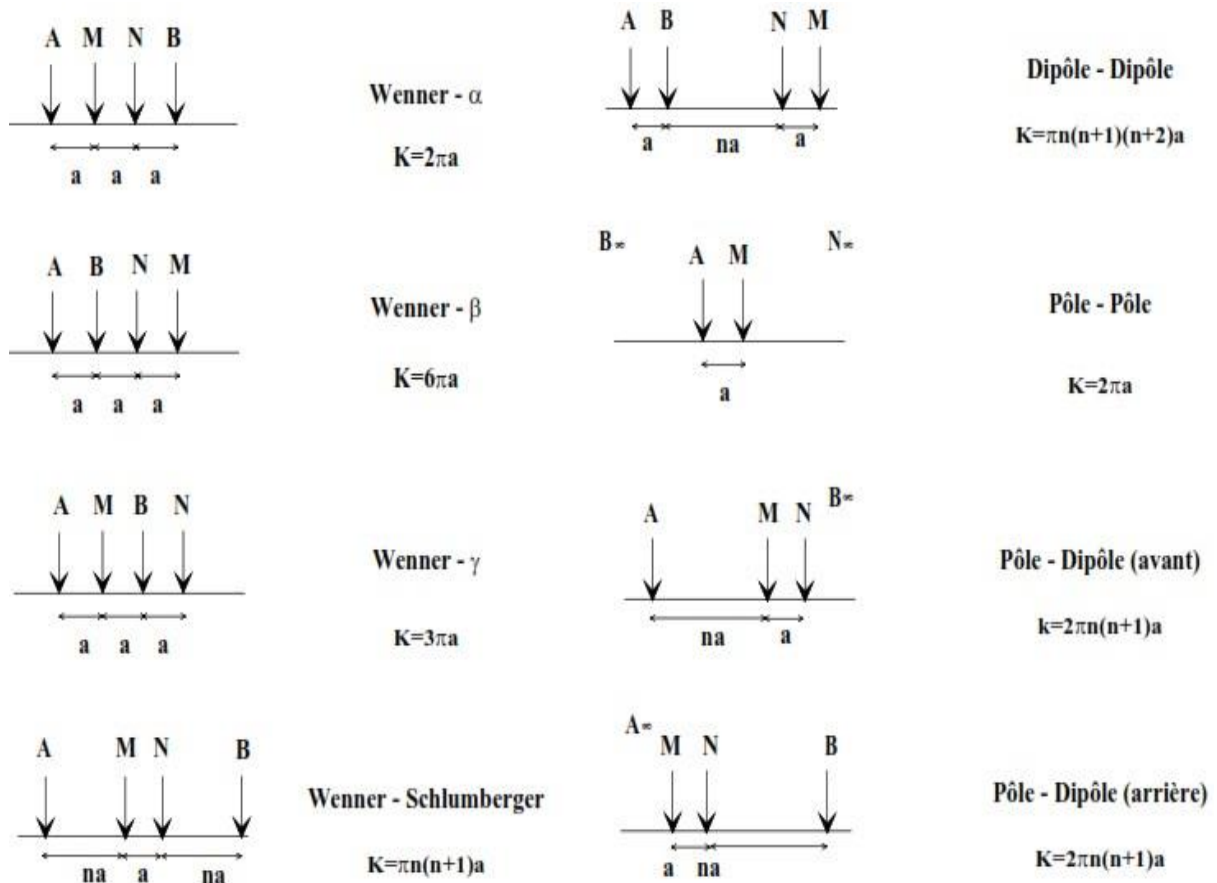


Fig.I.7 Différentes configurations des électrodes concernant la méthode électrique et leurs coefficients géométriques (K) (Parasnis, 1979).

I.5.1 Dispositif Wenner

Ce dispositif porte le nom de son inventeur « Frank Wenner 1912 ». C'est un dispositif puissant et utilisé dans plusieurs études de prospection électrique. Le dispositif Wenner est adopté à l'Université de Birmingham (Griffiths and al, 1990). Un nombre important des premières investigations en 2D ont été réalisées par ce dispositif. En réalité, Wenner normalement c'est le Wenner Alpha. La configuration des électrodes est basée sur le principe d'un quadripôle composé de deux électrodes qui mesurent la différence de potentiel et deux autres pour le courant. À partir de cela, il existe trois permutations de ces électrodes possibles (Carpenter and Habberjam, 1956). On fait la distinction entre ces trois permutations dans la représentation du tracé de sensibilité. Pour le dispositif Wenner Alpha possède des périphéries quasiment horizontales sous le centre du dispositif (Fig.I.8). Suite à cette réalité de l'existence de cette particularité, la configuration Wenner est relativement sensible aux variations verticales au-dessous du centre du dispositif, mais moins pour les changements horizontaux. Ce dispositif est composé de quatre électrodes A, M, N, B, les deux extrêmes (A et B) pour l'injection du courant (I) et les deux autres (M et N) qui sont au centre de dispositif destinées

pour mesurer la différence de potentiel (ΔV). L'espace inter-électrodes est équidistant et dépend du centre du dispositif.

$$V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{MA} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{NA} + \frac{1}{NB} \right] \quad (I.19)$$

On remarque que cette configuration / dispositif est la plus simple est la plus praticable où les électrodes de potentiel et de courant sont maintenues à un espace égal a (Fig.I.7). La résistivité apparente et le coefficient géométrique sont comme suit :

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (I.20)$$

$$K = 2\pi a \quad (I.21)$$

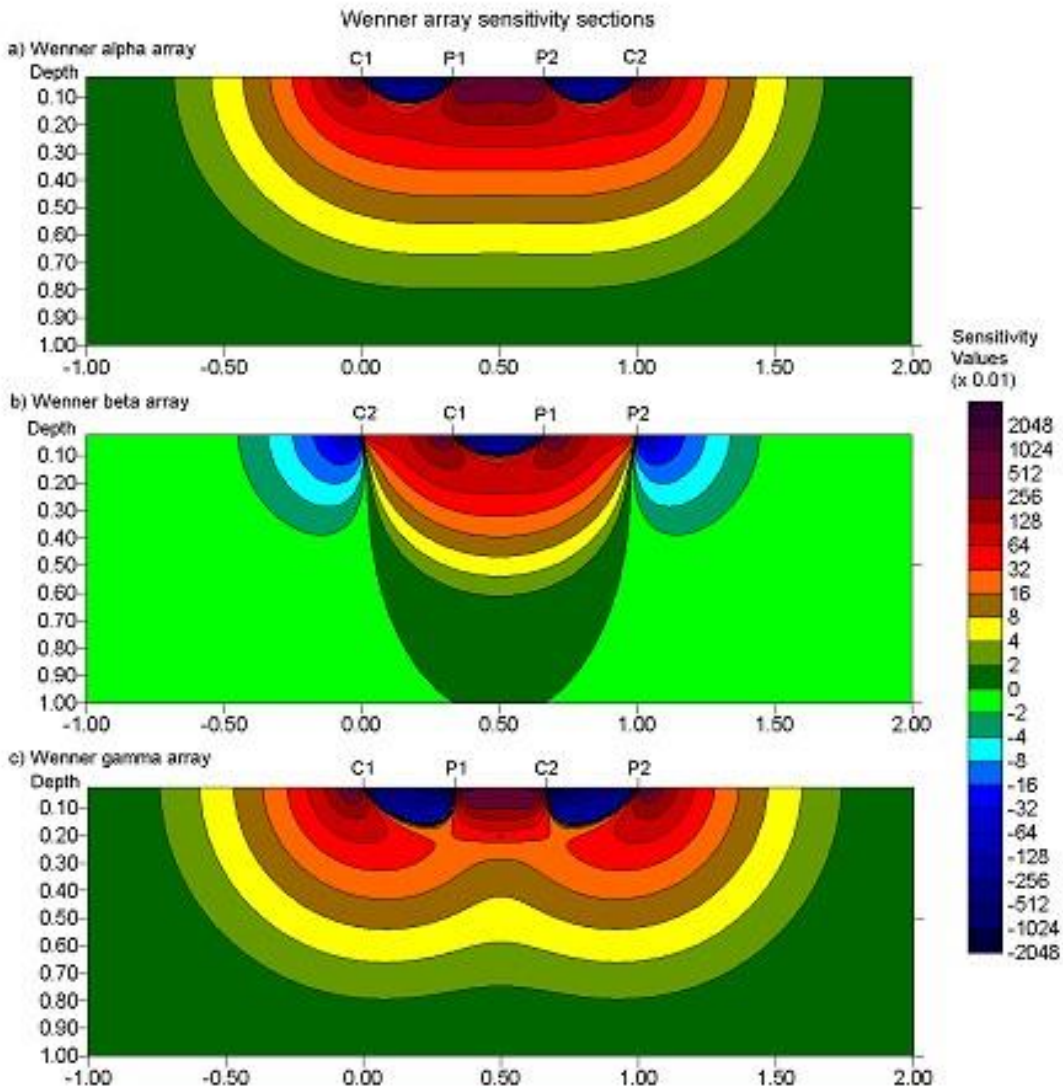


Fig.I.8 Sections de sensibilité pour la configuration Wenner. (a) Wenner alpha, (b) Wenner bêta et (c) Wenner gamma (Loke, 2022).

La profondeur d'investigation médiane pour ce dispositif est d'environ 0.5 fois l'espacement ' a ' (Edwards, 1977) est représentée la plus faible, en comparant avec les autres dispositifs. Le

Chapitre I : État de l'art sur les méthodes de prospection électriques

dispositif Wenner est le plus adapté dans les zones qui ont un bruit de fond élevé suite à sa force de signal la plus forte (Loke, 2022). Parmi ses anomalies, la couverture horizontale qu'est relativement faible si l'inter électrodes est augmenté, lors de son application dans la tomographie 2D. Suite au bon rapport signal/bruit de ce dispositif et vu l'équidistance de la position des électrodes, Wenner est devenue le plus utilisé dans les prospections des sites bruités (Zhou and Dahlin, 2003), par contre il possède une sensibilité moindre dans le cas des structures 3D (Dahlin and H. Loke, 1997). Ce dispositif représente une faible densité de points par rapport aux autres dispositifs et cela due aux nombre faible de mesures comparativement aux d'autres configurations utilisées (Marescot, 2008). Pour les deux autres configurations de Wenner Béta (β) et Wenner Gamma (γ). Le dispositif Wenner Béta, sa configuration d'électrode représente un cas particulier du dispositif Dipôle-Dipôle (DD). En fin, le dispositif Wenner Gamma, les électrodes de potentiel sont entrecroisées ce qui prouve que son arrangement est formellement anormal.

I.5.2 Dispositif Dipôle-dipôle

Ce dispositif est un quadripôle, le premier dipôle composé de deux électrodes de courant séparées par une distance égale 'a', sert à l'injection de courant dans le sous-sol (C_1 - C_2), le deuxième dipôle est formé de deux autres électrodes, la distance de séparation est la même que celle des électrodes de courant électrique c'est-à-dire égale 'a', leur utilité consiste à mesurer la différence de potentiel (P_1 - P_2), la distance entre les deux dipôles est toujours multiple de a est égale à na (Fig.I. 9).

$$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)a \frac{\Delta V}{I} \quad (I.22)$$

$$k = \pi n(n+1)(n+2)a \quad (I.23)$$

Donc la différence de potentiel ΔV est inversement proportionnelle au cube du coefficient 'n' pour ne pas avoir un coefficient géométrique négatif, la disposition des électrodes doit être de la façon suivante (C_2 - C_1 - P_1 - P_2) (Loke, 2022). L'acquisition de données géophysiques lors des investigations des sites considérés efficacement par ce dispositif nécessite certaines conditions telles que moins de bruit où le système de mesure est écarté du bruit, les électrodes doivent être bien implanté dans le sous-sol afin d'assurer un bon contact et un résistivimètre de haute sensibilité. Depuis l'invention de ce dispositif Dipôle-dipôle avec le matériel et les techniques spécifiques, le Dipôle-dipôle a été utilisé avec réussite dans la polarisation provoquée puisqu'il est possible d'avoir un couplage électromagnétique (EM) minimal entre les circuits de courant et de potentiel aussi son succès a été obtenu dans

différents domaines et dans plusieurs types de structures comme les cavités, où il a une bonne résolution horizontale qu'est un avantage majeur. Les inhomogénéités latérales et superficielles ont une influence importante sur ce dispositif par rapport aux autres dispositifs. Le coefficient ' n ' et la distance ' a ' participent dans les avantages et les inconvénients du dispositif, soit de la couverture de la prospection, soit de la profondeur d'investigation qu'est plus proche à celle du dispositif de Wenner quand le coefficient ' n ' se diminue, à titre d'exemple si $n=1$, la profondeur d'investigation est de $0.416 \times a$ et de Wenner Alpha $0.519 \times a$ mais le plus grand inconvénient c'est que les électrodes de potentiel sont toujours en dehors des électrodes d'injection de courant ce qui influe sur la force de signal qui devient très faible lorsque ' n ' a de valeurs élevées, ce qui implique une distance plus grande entre les électrodes (Aizebeokhai, 2010).

Le dispositif dipôle-dipôle possède une sensibilité importante aux variations de résistivité horizontales, mais par rapport aux changements verticaux de résistivité est insensible de manière relative. Pour les valeurs de ' $n= 1$ à 6 ' les valeurs de sensibilités les plus grandes se localisent d'une façon générale entre les électrodes de courant (C_1-C_2) et les électrodes de potentiel (P_1-P_2) (Fig.I.9). Cela indique que le dispositif est très sensible aux changements de résistivité en dessous de ses deux paires d'électrodes. Si ' n ' croît les max de sensibilité être sous les deux dipôles en concentration importante. Par contre les valeurs de sensibilité s'affaiblissent sous le milieu de la distance ' na ' du dispositif entre les deux dipôles. Parmi les inconvénients majeurs possibles de ce dispositif est la très faible intensité du signal si le coefficient n , prendre des valeurs élevées. Pour les coupes géoélectriques des structures verticales ce dispositif est bon, par exemple les cavités et les digues, mais pour la détection horizontale des structures est très basse (Dahlin and Zhou, 2004).

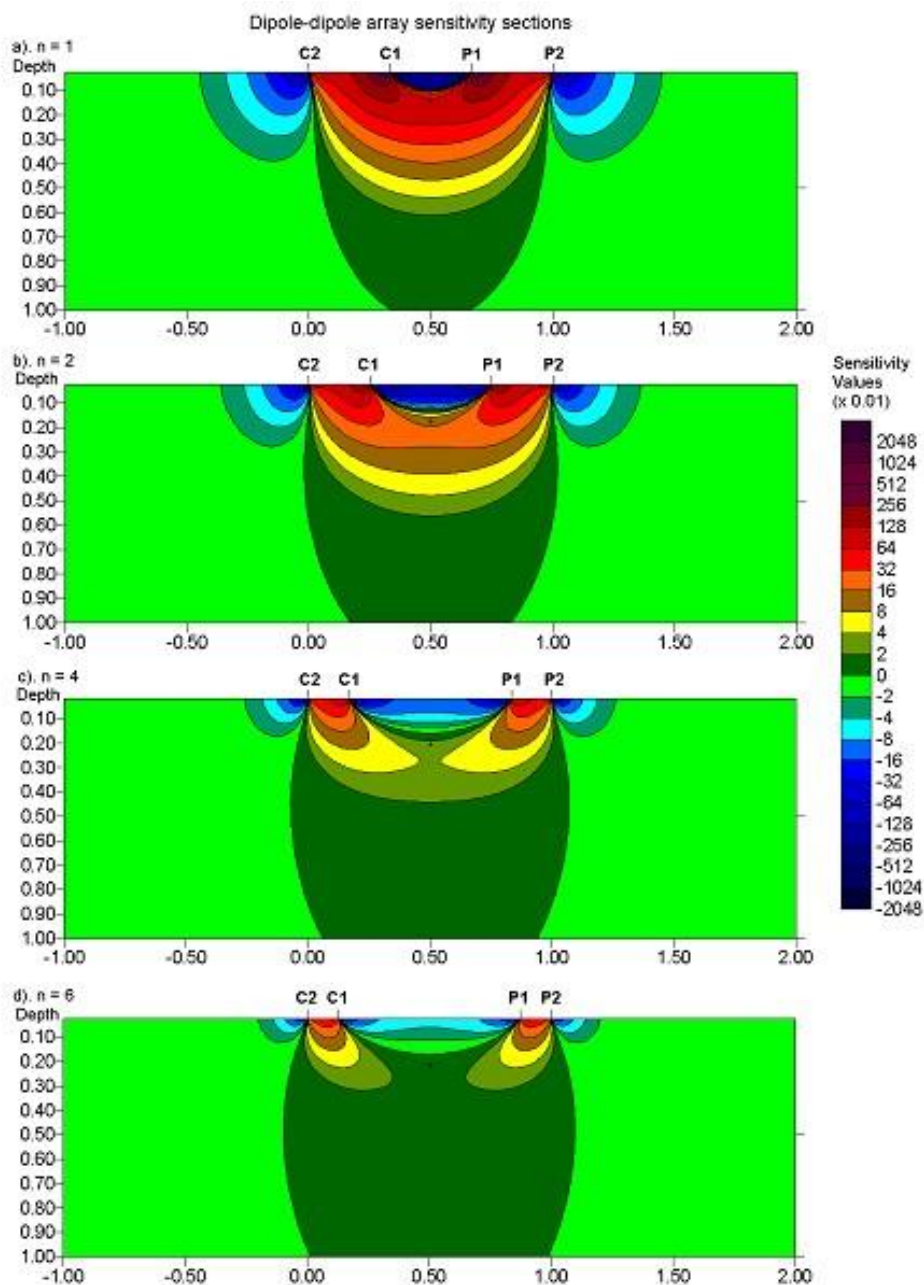


Fig.I.9 Sections de sensibilité pour le dispositif dipôle-dipôle. Les sections avec (a) $n=1$, (b) $n=2$, (c) $n=4$ et (d) $n=6$ (Loke, 2022).

I.5.3 Dispositif Wenner-Schlumberger

Ce dispositif a une particularité qui se résume en son utilisation dans la tomographie électrique de surface (Marescot, 2008) et qui se renferme d'un mélange de caractéristiques du Wenner et le Schlumberger (Pazdirek and Bláha, 1996). Ce dispositif utilise un quadripôle, deux électrodes servent à l'injection de courant et deux autres pour les mesures de la différence de potentiel (Fig.I.10).

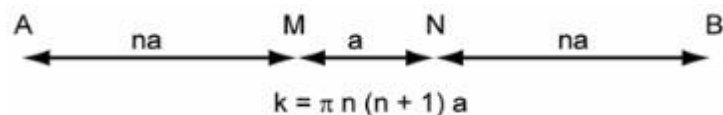


Fig.I.10 Dispositif Wenner-Schlumberger (Marescot, 2008).

Le coefficient 'n', représente le rapport des distances AM/MN ou NB/MN. Dans le cas où 'n=1' on se trouve dans le cas du dispositif Wenner. Alors ce dispositif est un montage des dispositifs Wenner et Schlumberger (Fig.I.10). On remarque que le nombre de points de données se diminue incrémentalement avec la profondeur par niveau, de trois points pour le dispositif Wenner et de deux points pour le dispositif Wenner-Schlumberger. Ce dernier dispositif possède un balayage horizontal des données sensiblement plus large que le dispositif Wenner, mais plus réduit que celle obtenue dans le cas d'un dispositif dipôle-dipôle. Le dispositif Wenner-Schlumberger présente un signal puissant que celle du dispositif pôle-dipôle et double pour le dipôle-dipôle, mais plus faible quand on le compare avec le Wenner (Loke, 2022). Parmi les domaines d'application de ce dispositif efficacement c'est le domaine de l'hydrogéologie dans les sites complexes.

La sensibilité obtenue à partir du dispositif Wenner-Schlumberger, lorsque n égale 1, c'est le cas de Wenner et si on augmente la valeur du coefficient n avec un pas d'une valeur égale 1 jusqu'au n égal 6. On observe la propriété du dispositif Wenner-Schlumberger (Fig.I.10), s'explique par la présence d'une aire de sensibilité positive le long de la configuration, mais sous le centre du quadripôle est plus élevée et sous les électrodes de mesure de potentiel P_1 - P_2 et devient plus concentrée si n s'augmente. Une courbure légère, verticale du contour de sensibilité sous le centre du dispositif. Si le coefficient n atteint 6, une parie arrondie d'une sensibilité haute et positive apparaisse sous les électrodes de mesure de potentiel P_1 - P_2 , mais ce type de sensibilité s'éloigne quand on s'approche des électrodes de courant C_1 - C_2 . On peut dire que ce dispositif ayant une bonne sensibilité aux structures verticales si le coefficient 'n', prendre de hausses valeurs et aux structures horizontales si 'n', prendre de faibles valeurs.

Dans les sites qui représentent les deux types de structures à la fois, le dispositif Wenner-Schlumberger devient le bon choix entre les dispositifs Wenner et dipôle-dipôle. Dans le Wenner-Schlumberger, la profondeur de prospection médiane est à-peu-près 10 % supérieur à celle du Wenner lorsque la même distance entre les électrodes de courant externes (C_1 - C_2) si le coefficient 'n' a des valeurs supérieur à 3 (Loke, 2022). Dans ce dispositif la disposition des électrodes donne la possibilité de réaliser plusieurs mesures.

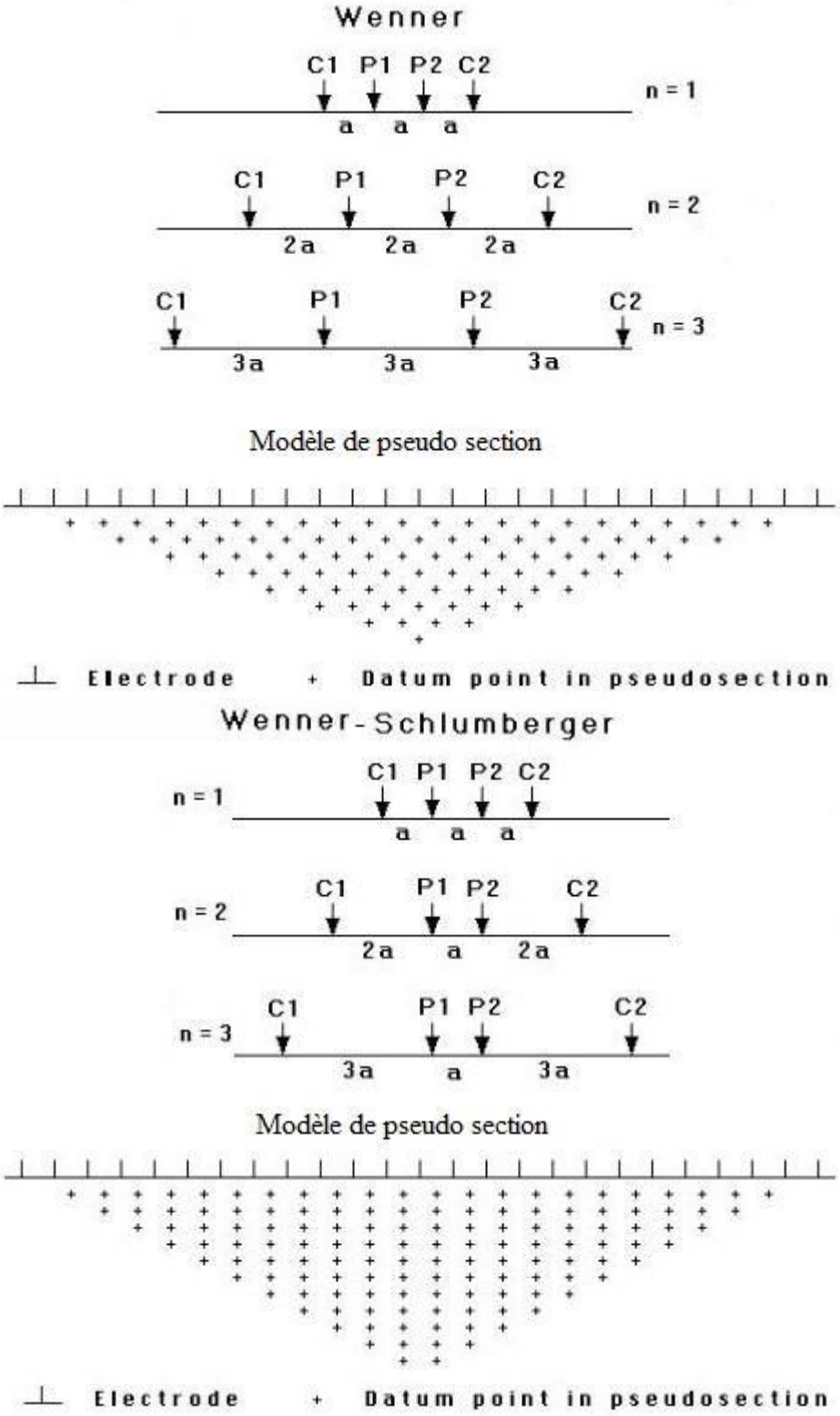


Fig.I.11 Comparaison entre les dispositifs Wenner et Wenner-Schlumberger (Loke, 2022).

I.5.4 Dispositif Pôle-Pôle

La configuration du dispositif pôle-pôle, est basée sur l'implantation de deux électrodes, la première (C_1) sert à l'injection du courant dans le sous-sol et la deuxième (P_1) pour la mesure du potentiel, mais les deux autres électrodes (C_2 - P_2) seront éloignées à l'infini de telle façon la distance de l'emplacement de ces dernières électrodes (C_2 - P_2) soit supérieure à 20 fois la séparation maximale existante entre les électrodes C_1 et P_1 (Loke, 2022). Parmi les anomalies qui doivent être évité lors des prospections, c'est l'espacement qu'est supérieur à quelques mètres entre les électrodes le long de la ligne d'enquête, cela peut provoquer des problèmes pratiques afin de trouver les positions adéquates des électrodes C_2 et P_2 dans le but de répondre à cette exigence. La grande distance qui sépare les électrodes de potentiel P_1 et P_2 , va permettre un captage d'une quantité importante de bruit tellurique qui influe sur la qualité des mesures et les dégrade gravement. Ce dispositif a une résolution plus faible (Dahlin and H. Loke, 1997), ce qui se représente dans un espace d'une manière relative grande entre les périphéries dans le diagramme de la fonction de sensibilité (Fig.I.12).

Aussi, ce dispositif Pôle-Pôle est utilisé principalement dans les prospections dont les espacements d'électrodes d'une façon relative petits c'est-à-dire moins de quelques mètres. En plus, il s'utilise dans les investigations 3D (Li and Oldenburg, 1992). Ce dispositif a la plus grande profondeur de prospection et couverture horizontale plus large. En tomographie 2D, le pôle-pôle n'est pas le dispositif le plus choisis quand on le compare avec les dispositifs les plus utilisés comme Wenner, Dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger. Ce dispositif renferme d'un grand nombre de points lors de l'acquisition.

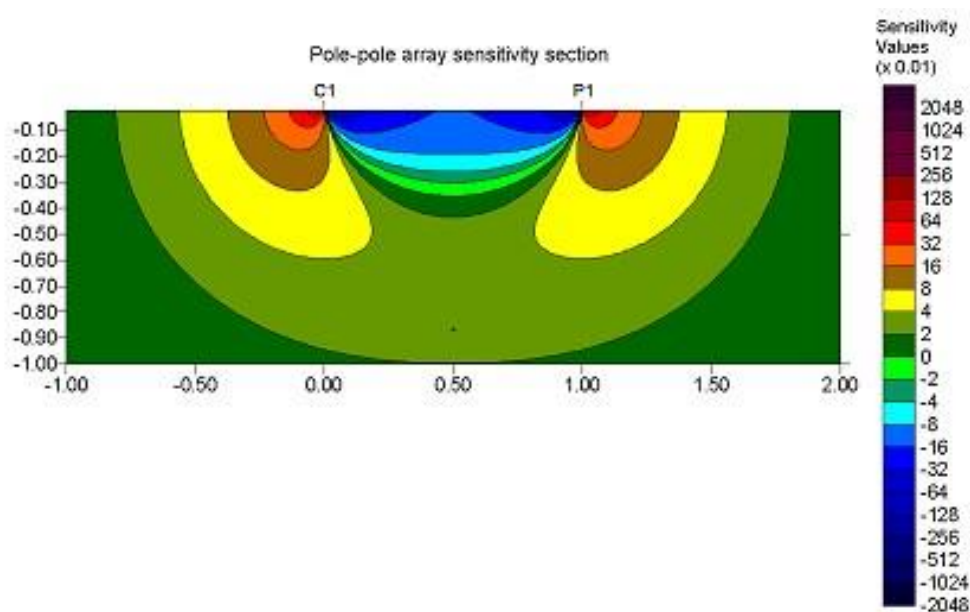


Fig.I.12 Section de sensibilité du dispositif pôle-pôle (Loke and al, 2003).

I.5.5 Dispositif pôle-dipôle

Le quadripôle de ce dispositif Pôle-dipôle (Fig.I.13) est composé en trois électrodes principales et la quatrième obligatoirement être déportée et placée à grande distance de la ligne de levé. C'est un dispositif asymétrique, moins sensible au bruit tellurique, possède une force de signal fortement plus élevée par rapport à un dipôle-dipôle et plus faible par rapport aux Wenner et Wenner-Schlumberger. Le dispositif Pôle-dipôle a une couverture horizontale relativement bonne. L'asymétrie du dispositif a un inconvénient qui se résume dans la parution des structures symétriques sous forme d'anomalies de résistivité apparente dans la pseudo-section ce qu'on appelle des artefacts (structures géologiques présentes dans la coupe géoélectriques mais n'existes pas dans le sous-sol ausculté réellement).

Afin de mettre fin aux ces effets d'asymétrie, il faut répéter les mesures des valeurs de résistivité apparente en fonction d'une disposition inverse des électrodes, en combinant les mesures avec un pôle-dipôle avant et inverse (*Forward and reverse measurement of pole-dipole array*) (Fig.I.13). Pour augmenter la profondeur de prospection et la force du signal, il faut augmenter la distance 'a' entre les électrodes M et N. La partie la plus sensible est sous les électrodes de potentiel M et N, et d'une manière générale si 'n', est grande. Cette sensibilité avoir une verticalité au-dessous du dipôle de potentiel M et N avec un contour positif dans le cas où 'n', aura des valeurs entre 4 et plus. La sensibilité négative apparaît entre les électrodes A et M, et dans une partie plus petite des valeurs positives à gauche de l'électrode de courant A (Fig.I.14). Le pôle-dipôle est peut-être plus sensible aux structures verticales en 3D (Dahlin and Zhou, 2004).

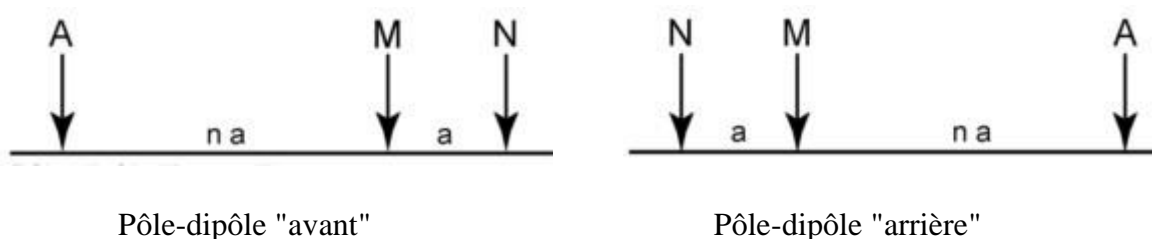


Fig.I.13 Deux types de la configuration Pôle-dipôle "avant" et "arrière" (Marescot, 2008).

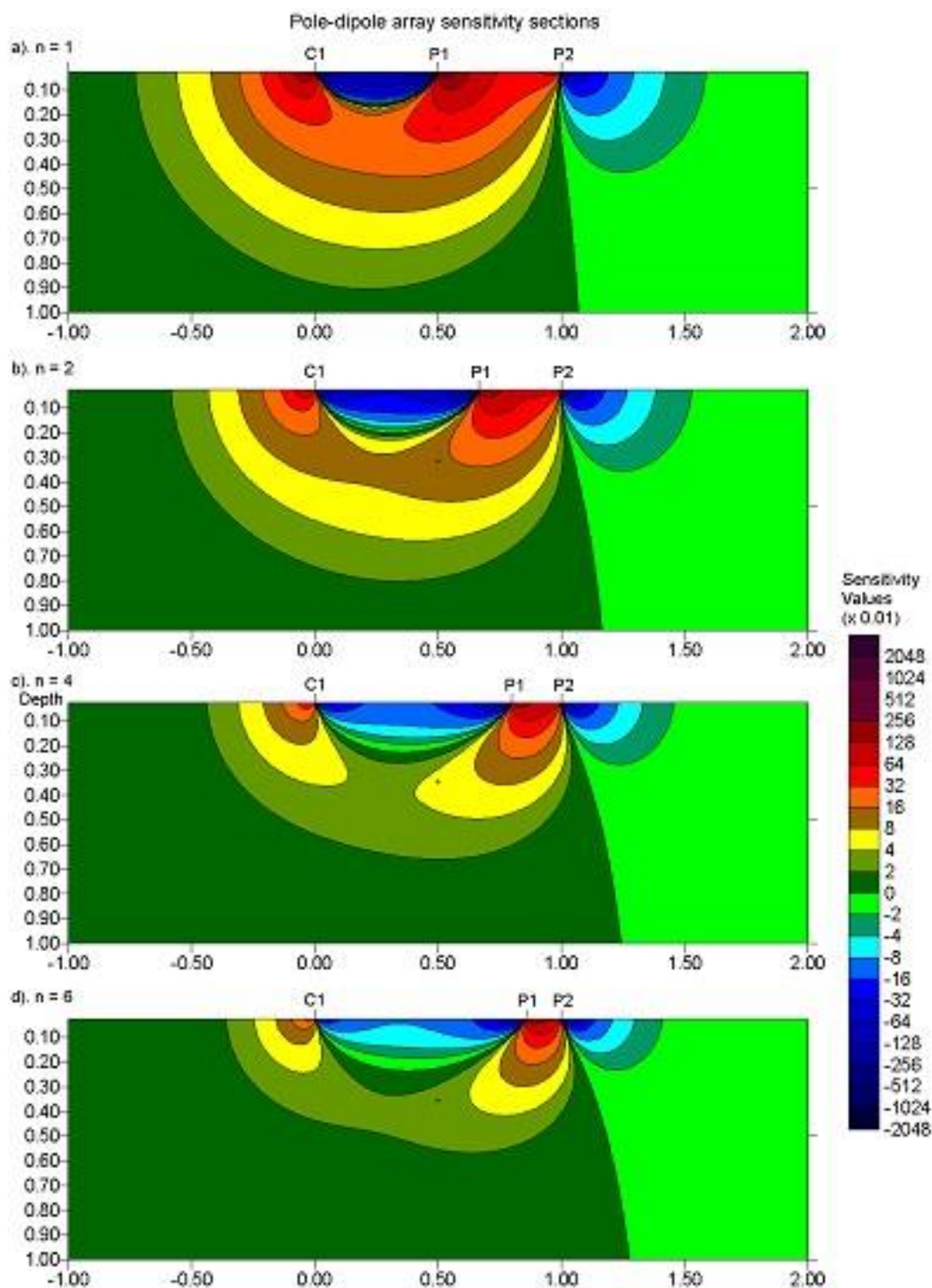


Fig.I.14 Sections de sensibilité du dispositif pôle-dipôle. Les sections de sensibilité avec (a) $n=1$, (b) $n=2$, (c) $n=4$ et (d) $n=6$. (Loke 2022).

I.5.6 Le dispositif Gradient

C'est un dispositif développé pour les résistivimètres multicanaux (Dahlin and Zhou, 2006). Ce dispositif multi-canal peut réaliser des mesures conjointement par les deux électrodes de potentiel qui seront en état de déplacement entre les deux électrodes de courant, dont les positions de ces dernières sont inchangeables, sur la même ligne. Pour une campagne de collecte de données géophysiques, on utilise un dispositif composé de 32 électrodes afin de réaliser des acquisitions de mesures en fonction des électrodes de courant aux nœuds 1 et 32. Puis, d'autres mesures à l'aide de ces mêmes électrodes de courant aux nœuds 1 et 16, une exécution d'une succession de mesures entre les électrodes de courant 16 et 32. Un nombre identique de mesures peut être fait par les électrodes C1-C2 entre 1 et 8, 8 et 16, 16 et 24 et enfin 24 et 32. Cette opération se répète plusieurs fois et entre les électrodes de courant en appliquant de plus petites distances entre ces dernières électrodes. Sous les électrodes de courant C1 et C2, qui ont des positions statiques apparaît des endroits de sensibilisation, avec présence d'une paire d'électrode de potentiel P1-P2 en mouvement du milieu du dispositif à son extrémité (Fig.I.14) (Loke, 2022).

Ce dispositif son modèle de périphérie de sensibilité varie légèrement par rapport à celle produite par le dispositif Wenner-Schlumberger et qui se rapproche vers le dispositif pôle-dipôle mais à condition que la paire de potentiel s'ajuste à l'extrémité du dit dispositif où la position de l'électrode de courant. En conséquence, ce dispositif Gradient a des résultats pareils par rapport à ce qu'est donné par le pôle-dipôle et Wenner-Schlumberger et l'ensemble de ces dispositifs ont des caractéristiques de bruit plus positives (Zhou and Dahlin, 2003).

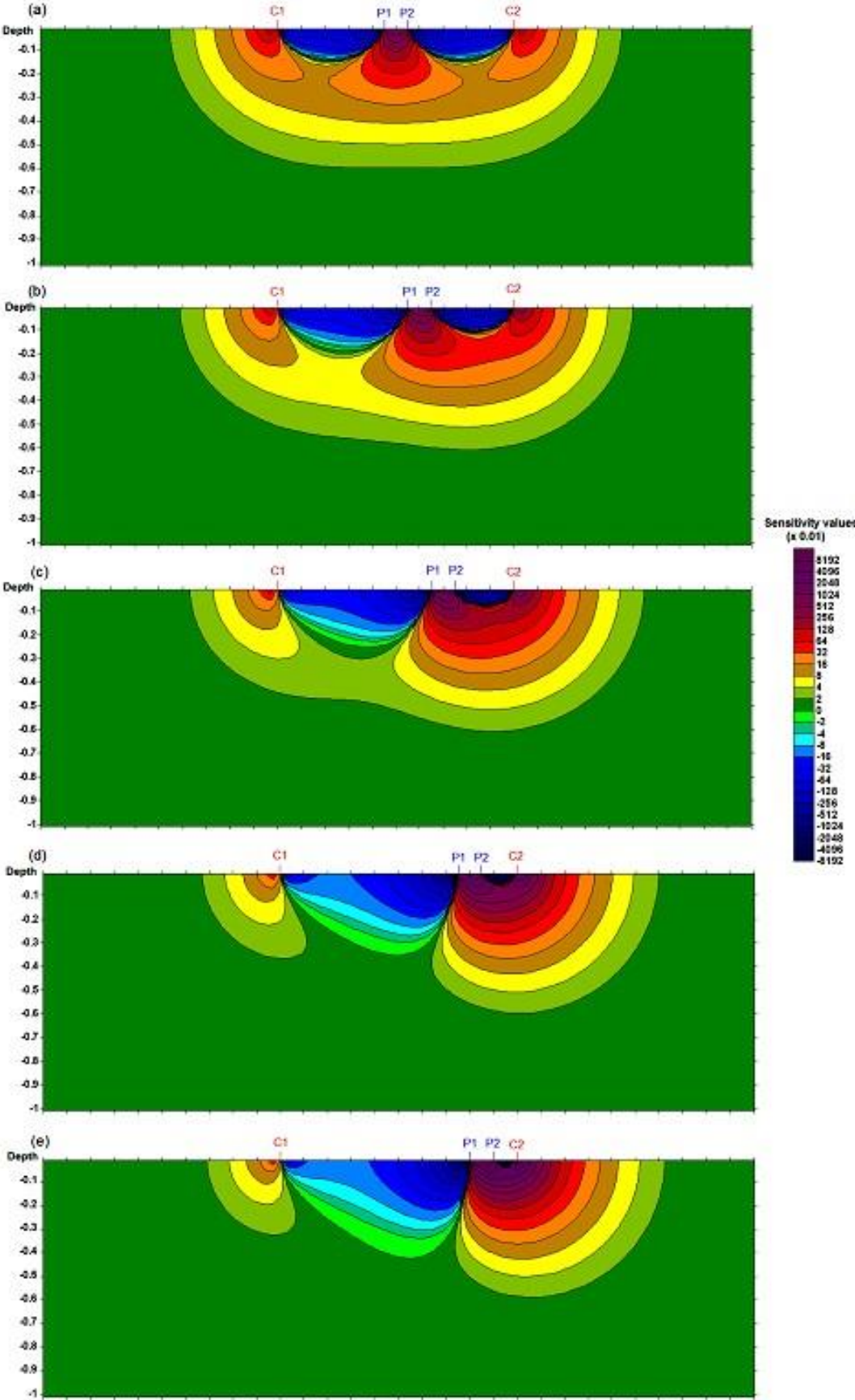


Fig.I.15 Sections de sensibilité pour le dispositif gradients (Loke, 2022).

I.5.7 Conclusion sur les dispositifs en prospection électrique

Chaque dispositif dispose des avantages et des inconvénients. Le dispositif Wenner est devenu parmi les choix dominant dans prospections géophysiques grâce à sa simple applicabilité sur terrain, surtout dans les sites bruités cela suite à sa haute force de signal et la résolution verticale par contre il a une faible résolution horizontale et possède une faible densité de points (Mauvaise couverture). Ce dispositif est conseillé pour la détection des structures verticales suite à sa sensibilité horizontale avec utilisation d'un résistivimètre a une forte sensibilité mais son inconvénient qu'il doit être isolé du bruit de fond. Le Wenner-Schlumberger, cette configuration définie par une moindre sensibilité aux changements horizontaux et verticaux ce qui le rendre avantage entre les dispositifs Wenner (sensibilité horizontale) et Dipôle-dipôle (sensibilité verticale). Pour le Pôle-dipôle, se caractérise par deux mesures une vers l'avant (*forward*) et l'autre vers l'arrière (*reverse*) cela pour éliminer l'influence de l'asymétrie de ce dispositif sur le modèle qui sera obtenu après l'inversion et se caractérise aussi par sa bonne couverture horizontale. La particularité de ce dispositif de Pôle-dipôle, c'est sa possession d'une seule électrode d'injection de courant et une seule électrode de mesure de potentiel.

Le Pôle-pôle est couramment choisi en tomographie 3D, par contre est moins en 2D. Ce dispositif est connu par sa couverture horizontale la plus importante ainsi que sa profondeur la plus grande dans les investigations et ses désavantages que les électrodes de potentiel ont de très grande distance entre eux et très sensible aux courants telluriques, aussi le bruit. Alors ce dispositif s'utilise avec des électrodes espacées de distances inférieures à 10 m. On indique que ce dispositif praticable en archéologie soit en 2D ou 3D (Reynolds, 1997). Certaines caractéristiques de quelques dispositifs se résument dans le tableau suivant (Tableau.I.3).

Tableau.I.4 Les différentes caractéristiques pour certains dispositifs (Reynolds, 1997).

Critères \ Dispositif	Wenner	W-Schlumberger	Dipôle-dipôle
Résolution verticale	√√√	√√	√
Profondeur d'investigation	√	√√	√√√
Convenable au SEV	√√	√√√	√
Convenable au Traîné	√√√	*	√√√
Sensibilité à l'orientation	Oui	Oui	Modéré
Sensibles aux inhomogénéités latérales	Fort	Modéré	Modéré
√ : faible	√√ : modéré	√√√ : bonne	* : convenable

La méthode de résistivité électrique se distingue par l'acquisition de données géophysiques en 2D ou 3D, peut aller d'une dizaine jusqu'à des centaines de mètres. Dans les prospections électriques, l'acquisition est entièrement automatisée et rapide grâce à l'exploitation des progrès technologiques (matériels et méthodes). L'interprétation et la lecture des résultats de la méthode de résistivité électrique est relativement simple et sa compréhension au porté même des non du domaine comme les géotechniciens, géologues ou les l'hydrogéologues.

Mais cette méthode électrique a des limites qui sont en liaison avec les moyens matériel utilisés sur terrain et les algorithmes informatiques, tout ça se résume en :

- Une très bonne injection du courant et l'implantation des électrodes dans le sol, pour éviter toute mauvaise rectitude et la minimisation des bruits telluriques.
- La classification des résultats est inévitable afin d'apprécier les propriétés physiques du sol.
- La non unicité de la solution des modèles géoélectriques après l'inversion, reste la limite la plus importante de cette méthode.

I.6 Méthodes de prospection

I.6.1 Sondage Électrique Vertical (SEV)

Le sondage électrique vertical (SEV), ou profil de résistivité verticale, est composé d'une série successive de mesures de résistivité apparente obtenue à partir de plusieurs configurations d'électrodes. L'écartement inter-électrodes se diffère d'une configuration à une autre, son orientation et son centre restant fixes. La résistivité apparente est variable suite à la distinction des formations rencontrées et selon les distances inter-électrodes qui provoquent une pénétration croissante du courant électrique dans le sous-sol (Fig.I.16).

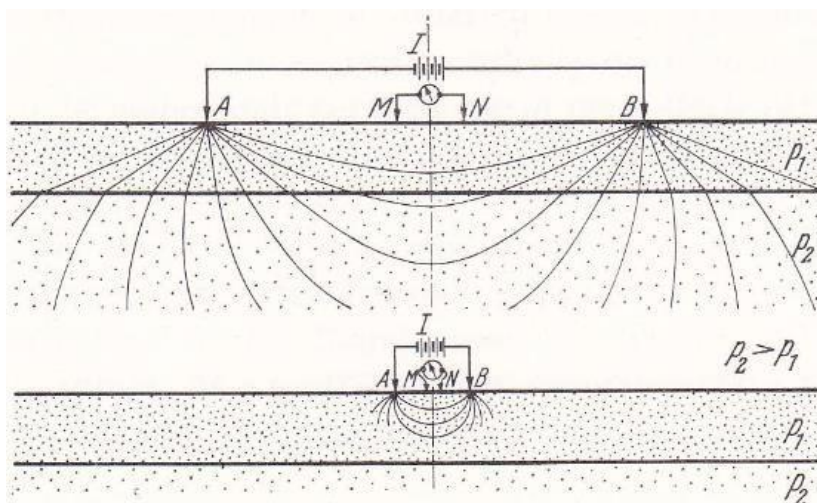


Fig.I.16 Augmentation de la profondeur de pénétration avec l'augmentation des séparations des électrodes (Kunetz, 1966).

Alors cette technique permet de d'obtenir une coupe géoélectrique le long du profil prospecté en fonction des épaisseurs des couches souterraines et de leurs différentes résistivités.

I.6.2 Trainé électrique

Le trainé électrique ou traversée à séparation constante (CST), appelée aussi le profilage latéral, c'est une technique qui consiste à déplacer un dispositif après chaque mesure sans changement de ses caractéristiques, tel que l'espacement inter électrodes qui sera maintenu constant durant la prospection, cela permet de d'obtenir la résistivité apparente mais selon une profondeur fixe.

I.6.3 Tomographie de résistivité électrique

L'objectif de la tomographie électrique est d'obtenir une série d'images en succession du sous-sol à partir d'une acquisition continue en surface des données géophysiques. La tomographie électrique est une combinaison du trainé électrique et du sondage électrique vertical (CST et VES), pour produire une image le long d'une section à l'aplomb du sous-sol. Elle a pour objectif d'étudier les variations latérales et verticales de résistivité des formations géologiques du sous-sol rencontrées en fonction de la profondeur. La tomographie électrique a la possibilité de fournir des images en 2D, 3D et 4D du sous-sol ausculté (Hammoum et al., 2015).

La réalisation de la tomographie de résistivité électrique impose l'implantation dans le sol des électrodes suivant le but de l'étude à effectuer, selon des espacements dont l'écartement « a » est constant, ces électrodes sont reliées par câble multi-électrodes étanches multi- usages à un résistivimètre. Dans ce cas les électrodes ont deux rôles : 1) injection de courant et 2) mesure la différence de potentiel pour tout le profil en même temps. La profondeur d'investigation dépend de l'écartement des électrodes (Edwards, 1977). Si l'écartement augmente, la profondeur augmente aussi, mais cela provoque une faible résolution. Les écartements inter-électrodes et les valeurs de résistivité pour chacun des quadripôles de mesure dépendent des différents dispositifs choisis. L'acquisition est effectuée suivant un plan vertical et selon des niveaux de plus en plus profonds et dépend toujours du centre du quadripôle appelé pseudo-section de résistivité apparente (Fig.I.17).

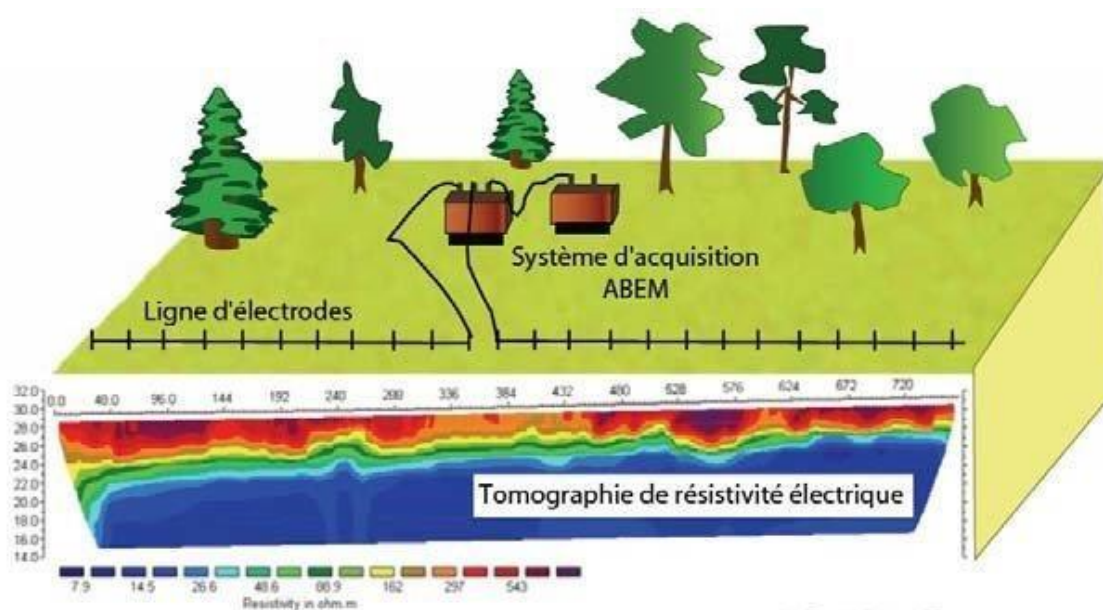


Fig.I.17 Illustration d'un dispositif multi-électrodes montrant l'image obtenue après l'inversion d'une tomographie de résistivité électrique.

I.6.3.1 Tomographie de résistivité électrique 2D

On utilise dans la tomographie 2D deux méthodes, le sondage électrique vertical et le traîné électrique. Cette technique repose sur l'exploration de ces deux méthodes, qui vise à donner une coupe géoélectrique, premièrement on obtient la représentation des contrastes des formations géologiques du sous-sol verticalement en fonction de résistivité en 1D et deuxièmement les variations latérales du sous-sol prospecté. La mise en œuvre de la cartographie des zones géologiques complexes (Griffiths and Barker, 1993) par la tomographie électrique 2D, nécessite une implantation de multitude d'électrodes dans le sol à investiguer, suivant un plan de points de sondage bien choisis et un câble multiconducteur lie ces électrodes à une unité de commutation électronique qui est connectée à un ordinateur.

Toutes séquences de mesures prennent en charge le type de dispositif à utiliser et d'autres paramétrages, comme le courant à injecter dans le sol et le nombre de mesures, l'orientation des profils et l'espacement inter-électrodes, etc. Généralement, ces paramètres seront entrés dans un fichier texte qui peut être lu par un programme informatique dans un ordinateur portable (Loke, 1999). Les électrodes suscitées sont métalliques (inoxydables), ont des espacements constants par rapport au milieu du quadripôle et qui sont toujours connectées au résistivimètre qui va exécuter des mesures pour tous types de dispositifs et cela suivant une démarche de mesure préétablie (Penz, 2012). Le déplacement du quadripôle et le

Chapitre I : État de l'art sur les méthodes de prospection électriques

Changement des électrodes tout en respectant les dispositions de chaque configuration, ces variations dépendent du milieu du dispositif choisi, ont été effectués automatiquement. La collecte de ces données géophysiques après traitement se représente sous forme des coupes géoélectriques ou des pseudo-sections (Hallob, 1957). Pour concrétiser une bonne tomographie 2D, la couverture des mesures doit également être 2D. Les mesures seront effectuées à l'aplomb aux profils électriques, comme illustré dans la figure ci-dessous (Fig.I.18), qui montre une séquence de mesures en utilisant le dispositif Wenner de 20 électrodes où les espacements inter-électrodes sont équidistants, égal " a ".

Afin de bien mener l'opération pour obtenir une pseudo-section adéquate, il faut varier les positions des électrodes c'est-à-dire, on fait toutes les mesures acceptables en fonction du dispositif Wenner mais toujours en gardant un espacement inter-électrode constant " $1a$ " pour la première phase de mesure d'un niveau 1 par rapport à la surface du sol. Dans cette phase les électrodes sont numérotées comme suit : 1, 2, 3 et 4. L'électrode de courant C_1 est représentée par l'électrode 1, l'électrode de potentiel P_1 c'est l'électrode 2, la deuxième électrode de potentiel P_2 est désignée par l'électrode 3, en fin l'électrode 4 représente l'électrode de courant C_2 . Dans la deuxième mesure un déplacement de quadripôle avec un espacement " $1a$ ", c'est-à-dire les électrodes 2, 3, 4 et 5 seront affectées aux C_1 , P_1 , P_2 et C_2 .

Pour un profil de 20 électrodes, on arrive jusqu'à 17 mesures possibles avec un espacement de " $1a$ ". Pour le deuxième niveau d'acquisition, on augmente l'espacement inter-électrodes qui devient " $2a$ " et on va effectuer les mesures. Les électrodes 1, 3, 5 et 7 représentent C_1 , P_1 , P_2 et C_2 , respectivement, puis le quadripôle se déplace d'un pas de " $2a$ ", c'est-à-dire les électrodes 2, 4, 6 et 8 sont utilisées pour C_1 , P_1 , P_2 et C_2 . Dans ce niveau on a 14 mesures possibles. Pour le niveau 3, le nombre de mesures qu'on peut effectuer est 11 mesures. Le niveau 4, comprend 8 mesures, et 5 mesures pour le cinquième niveau et deux mesures pour le niveau d'acquisition 6. La tomographie la plus précise c'est la tomographie dont l'enquête toutes les mesures possibles seront effectuées de manière systématique. Cela influe sur la qualité du modèle d'interprétation obtenu après l'inversion de résistivité apparente (Dahlin and Loke, 1998). En conséquence, on peut noter que lorsque l'espacement d'électrode croît, la profondeur de prospection croît mais le nombre de mesures diminue.

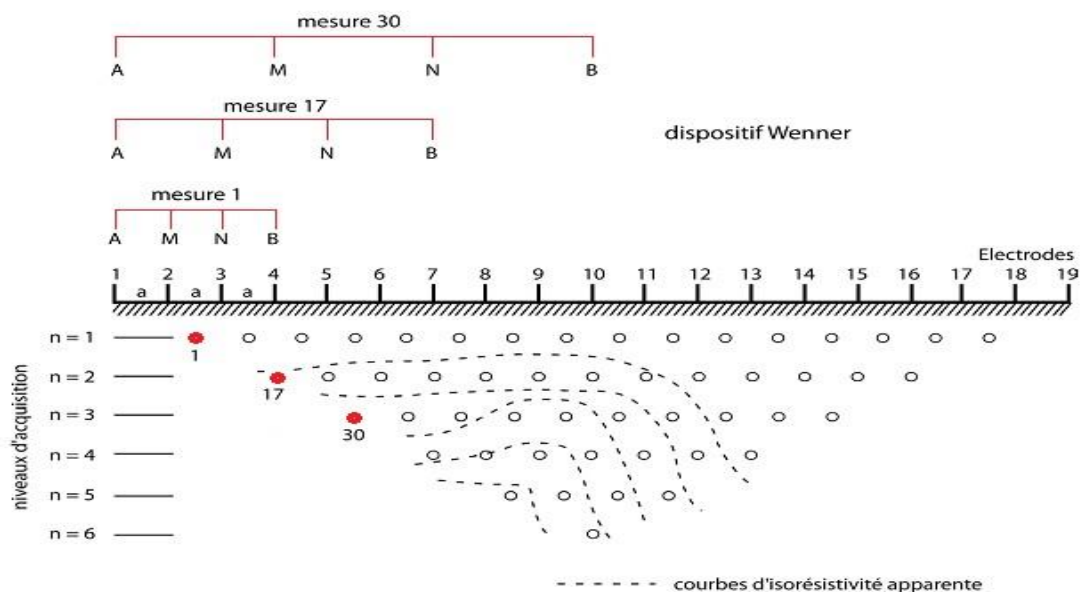


Fig.I.18 Disposition des électrodes pour une acquisition en 2D et une séquence de mesure avec utilisation du dispositif Wenner (Marescot, 2004).

I.6.3.2 Tomographie de résistivité électrique 3D

Toute structures géologiques présentent des variations spatiales en trois dimensions (3D) quelques soit leurs natures et l'acquisition d'une imagerie de résistivité électrique en 3D fiable c'est l'objectif attendu. En conséquence, il est nécessaire de faire une collecte de données géophysiques avec une densité importante de points, c'est mieux pour solutionner le problème d'inversion et de trouver un modèle plus proche à la réalité du sol prospecté.

La restitution des formes géométriques les plus complexes (Dahlin, 1996), est l'objectif de la tomographie de résistivité électrique en 3D. En plus parmi les buts de la tomographie dans les zones de glissement de terrain est de reconstruire la géométrie de la pente, de localiser la surface de glissement possible, d'identifier les surfaces de vulnérabilité, d'estimer l'épaisseur du matériau de glissement et de détecter les zones à forte teneur en eau (A.Perrone et al, 2014). Pour cela, cette technique nécessite un matériel convenable et des dispositions des électrodes adéquates. Ces électrodes sont placées et espacées d'une façon régulière suivant une grille à maille rectangulaire ou carrée selon deux axes X et Y, en plus, cela sera effectué dans une direction de 30°, 45°, et 60° dans le but de prospecter le site choisi en volume, c'est-à-dire, une discrétisation en blocs (Loke, 2022).

I.6.3.3 Tomographie de résistivité électrique 4D

Le développement de systèmes de mesure multivoies statiques, capables d'acquérir simultanément plusieurs mesures des paramètres géophysiques pour une même paire d'électrodes de courant, a considérablement réduit le temps d'acquisition. Ces systèmes peuvent être configurés pour fournir une tomographie électrique instantanée ou à des moments précis. Ces systèmes peuvent également répéter la mesure afin de donner des images tomographiques à des intervalles de temps très rapprochés appelés time-lapse (A.Perrone et al, 2014).

La tomographie de résistivité électrique temporelle (4D) est liée au moment de l'acquisition. Pour les glissements de terrain dynamiques, la tomographie électrique temporelle (4D), a un rôle de surveillance d'une zone potentiellement instable et de fournir des informations sur le changement ou un événement tel que la teneur en eau des masses glissantes. Cette technique de surveillance temporelle est adaptée dans le suivi des fluides tels que les infiltrations d'eau, les fuites dans les barrages ou les polluants chimiques (Shokri et al, 2016). La différence entre cette méthode et les méthodes de tomographie sus citées, c'est la surveillance des variations de la résistivité électrique en fonction du temps. Ce type de tomographie temporelle a pour objectif d'imager l'évolution de l'endroit suspect dans le temps et non pas l'endroit lui-même.

I.7 Conclusion

En conclusion, les méthodes de prospections géophysiques ont connu une évolution importante au fil des temps. La méthode électrique se caractérise par la détermination de la résistivité électrique qu'est le paramètre le plus important. Elle représente la capacité des formations composant un sol à s'opposer à la circulation d'un courant électrique introduit.

Plusieurs façons de passage du courant qui dépend de plusieurs paramètres tel que la teneur en eau, la constante diélectrique. Le présent chapitre présente en plus des techniques d'acquisition et de mesure, comme les types de configurations d'électrodes (dispositifs) et une autre méthode électrique bien utilisé dans ce contexte qu'est la polarisation provoquée (PP) et les techniques de présentation de ses mesures sous forme de coupes géoélectriques (panneaux) qui par lesquelles la méthode de résistivité électrique est devenue de plus en plus utilisée dans différents domaines grâce à simplicité d'interprétation.

**Chapitre II:
Propriétés électriques des
matériaux terrestres en termes
de résistivité électrique**

II.1 Introduction

Il existe plusieurs méthodes d'investigation géophysiques qui ont pour objectif d'étudier les propriétés électriques des matériaux terrestres. Parmi, certains utilisent des courants naturels et autres artificiels à partir de l'injection de courant électrique dans le sous-sol soit continu ou alternatif à basse fréquence. La méthode de résistivité électrique est présentée dans cette étude afin de distinguer les discontinuités verticales et horizontales dans les propriétés électriques des matériaux terrestres tels que les sols, les roches et les minéraux.

Cette méthode est généralement utilisée dans les études techniques et hydrogéologiques pour étudier la géologie souterraine peu profonde (Kearey et al, 2002). Le paramètre calculé dans cette méthode est la résistivité électrique. Cette dernière, dépend de plusieurs facteurs comme la teneur en eau, la porosité, la température, la saturation des matériaux terrestres, la valeur de résistivité est influée par la présence de ces éléments, aussi elle dépend de la nature intrinsèque des matériaux terrestres (Fig.II.1). Dans la nature la résistivité électrique est très étendue, de moins de $1\Omega.m$ jusqu'à milliers d' $\Omega.m$.

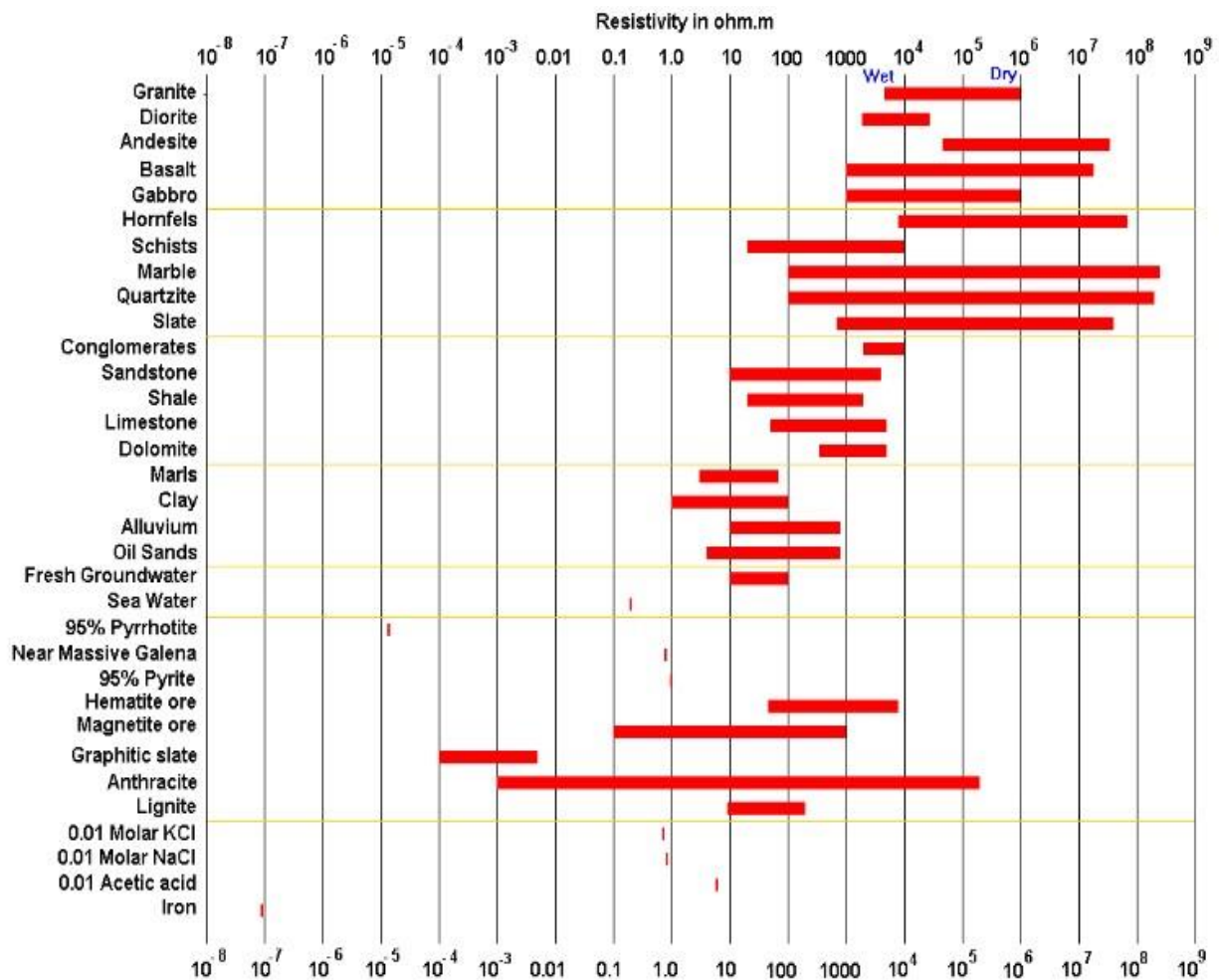


Fig.II.1 Résistivité de quelques formations (roches, sols et minéraux) (Loke, 2011).

II.2 Propriétés électriques des sols

Les champs électriques, naturels ou artificiels dans les matériaux terrestres ayant pour source les mouvements des charges électriques. Les propriétés électriques des matériaux terrestres telles que la résistivité électrique, la conductivité et le potentiel électrique (Pozdnyakova, 2005) a des profondeurs sans perturbation du sol sont toujours mesurées par diverses méthodes géophysiques.

II.2.1 Les principales propriétés électriques des sols

1- La résistivité / conductivité

L'hétérogénéité des matériaux terrestres, implique la présence d'une gamme de résistivités qui dépendent directement de la nature de ces matériaux. La résistivité électrique possède une sensibilité importante aux tous types de variations électriques du sous-sol. Les variations de paramètres de nature ou d'état du sous-sol influent sur les valeurs de la résistivité électrique.

Cette résistivité est influencée par la présence de la concentration en ion dans les solutions, la teneur en eau, la porosité et le degré de saturation. Cela, nous montre que ces paramètres ayant des oppositions à l'insertion du courant électrique dans le sous-sol ce qui définit le terme résistivité électrique qu'est l'inverse de la conductivité électrique.

2- Le potentiel électrique

Le potentiel électrique est l'une des caractéristiques utilisées dans les méthodes électriques qui sont appelées aussi méthodes provoquées où ces dernières utilisent un courant continu et un quadripôle d'électrodes dont un dipôle pour l'injection de courant dans le sous-sol et l'autre dipôle pour les mesures de ces potentiels des formations traversées. Alors le potentiel électrique en un point est exprimé par la formule suivante (Tabbagh et al., 1993).

$$V \approx \frac{I\rho}{2\pi R} \quad (\text{II. 1})$$

Dans ce cas la distribution du potentiel peut être illustrée par des demi-sphères centrées en A (Marescot, 2019), pour un milieu homogène :

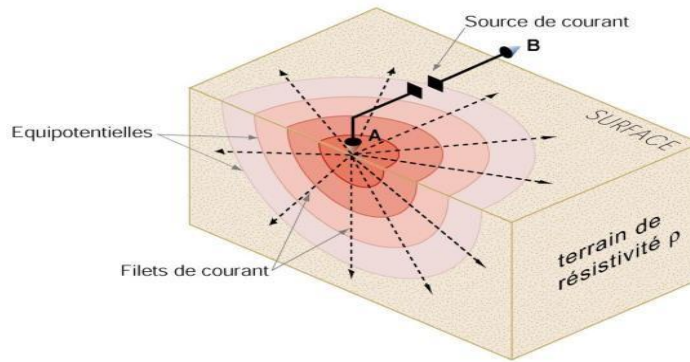


Fig.II.2 Distribution du courant son origine une électrode pour un sol isotrope et homogène (Marescot, 2019).

Pour deux points /deux électrodes A et B, le potentiel obtenu en un point M sera le même et cela après une émission d'un courant I. Alors par addition algébrique des deux potentiels créés en A et B, on aura : $V = V_A + V_B$

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (\text{II. 2})$$

Cas d'un milieu hétérogène, l'existence de différentes formations dans les matériaux terrestres vont perturber la distribution des filets de courant et les lignes d'équipotentialité pour un milieu hétérogène (Fig.II.3). Cette hétérogénéité des matériaux rendre les calculs du potentiel difficile, alors on utilise les méthodes numériques les plus avancées (éléments finies et différences finies).

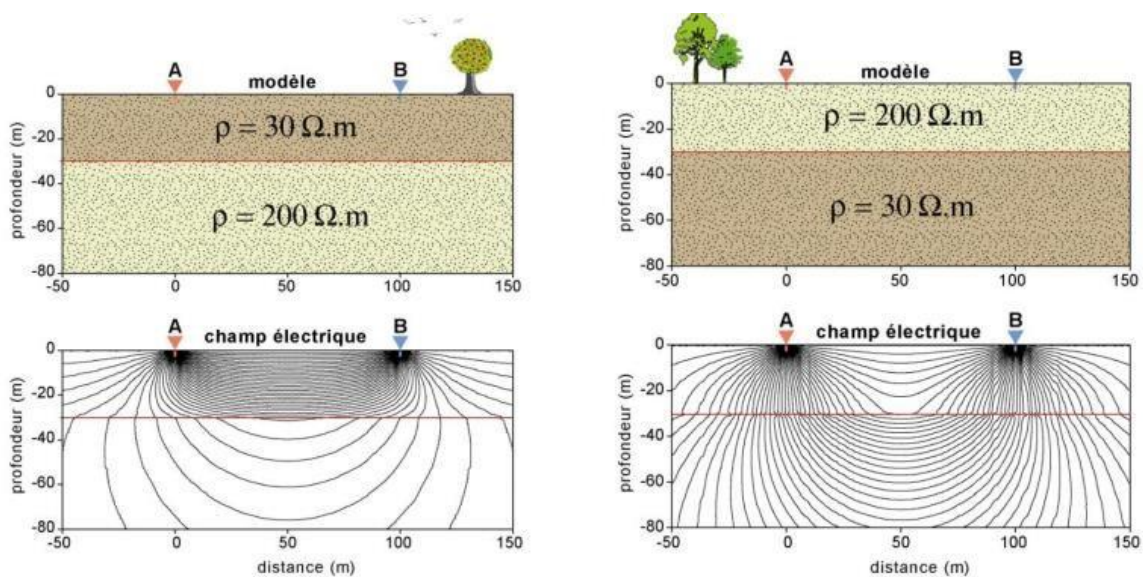


Fig.II.3 Représentation d'un milieu hétérogène en fonction de la résistivité des formations rencontrées (Fabien-ouellet, 2018).

II.3 Relations entre les propriétés électriques et les propriétés physiques du sol

Généralement le sol représente la partie supérieure de la croûte terrestre qui englobe habituellement tous les matériaux terrestres. Ce sol est caractérisé par une décomposition triphasique (phases : solide, liquide, gazeuse). Ces phases chacune possède sa manière de conduction du courant électrique.

La phase solide : tous les constituants du sol sauf les matériaux isolants ou électriquement neutres. Dans ce cas, en parlant d'une façon générale sur le déplacement électronique.

La phase liquide : est caractérisé par une conduction du courant à l'aide des ions. C'est une conduction électrolyte c'est-à-dire, il y a une dépendance en ce qui concerne la qualité de l'électrolyte et sa quantité et le mode de distribution (Chapellier, 2000). La conductivité dépend aussi de la mobilité électrique et la concentration des ions. La phase gazeuse : cette phase est électriquement neutre.

a) Relation entre la résistivité électrique et la teneur en eau

La résistivité électrique dépend de la mobilité des charges électrique. Cette mobilité provoque la création des liaisons covalentes entre les atomes des différents constituants du sol et très active surtout dans les électrolytes libres salines quand il y a un écoulement qui résulte des déplacements des ions et des cations entre les atomes, ce qui implique la création d'un champ électrique, tous cela dépend de la teneur en eau du sol concerné, une teneur élevée, une mobilité élevée et l'inverse une faible mobilité des charges électriques, donne une conductivité faible. Donc la résistivité s'affaiblit quand il y a une augmentation de la teneur en eau.

b) Relation entre la résistivité électrique et la compacité du sol

Comme la présence d'une teneur en eau favorise la mobilité des charges électrique qui crée la résistivité électrique au contraire un compactage régulier diminue les vides entre les grains et les ressert donc la teneur en eau diminue, alors la mobilité des charges électriques décroît ce qui provoque une croissance de résistivité.

c) Relation entre la résistivité électrique et la température

L'augmentation de la température réduit la viscosité du fluide ce qui se traduit par une augmentation de la mobilité des charges électrique ce qui influe directement sur la résistivité qui devient faible qui s'ensuit par une conductivité électrique élevée (Chapellier, 2000), mais dans le cas si le sol devient sec avec apparition des dessiccations rend automatiquement une mobilité des charges électrique insignifiante. Généralement une augmentation de la température de toutes les roches ainsi tous les minéraux entraîne la diminution de la résistivité (Parasnis, 1979).

d) Relation entre la résistivité électrique et les paramètres de la loi d'Archie

La loi d'Archie (1942) est la plus ancienne formule empirique connue et la plus utilisée jusqu'à ce jour, elle englobe plusieurs paramètres géotechniques, dont d'autres dépendent de, la nature physique : le facteur de la lithologie et la constante de cimentation et autres dépendent de l'état du milieu objet de l'étude tel que la constante n concernant la saturation, la porosité.

$$\rho_f = a \times \varphi^{-m} \times \rho_w \times S_w^{-n} \quad (\text{II. 3})$$

Avec :

ρ_f : résistivité électrique apparente de la formation.

a : facteur lithologique ($0.6 < a < 2.15$)

φ : la porosité totale ;

S_w : le taux de saturation ;

m et n constantes empiriques

m : constante de la cimentation appelée aussi de la tortuosité ($1.3 < m < 2$), dépend de l'âge géologique de la formation.

n : exposant de saturation (en général $n=2$) ;

ρ_w : la résistivité électrique du fluide d'imbibition.

À partir de cette formule, on constate que la résistivité électrique d'un sol est peut-être déduite des paramètres géotechniques. D'une manière générale, on regroupe les paramètres de la lithologie, de la porosité totale et la constante de cimentation en un seul terme : Facteur de formation :

$$F = a \times \varphi^{-m} \quad (\text{II. 4})$$

La loi d'Archie dans le cas où la roche est saturée en eau (Chapellier, 2000) devient:

$$\rho_f = F \times \rho_w \times S_w^{-n} \quad (\text{II. 5})$$

II.4 Profondeur d'investigation

La profondeur d'investigation (*Depth of Investigation*) est une représentation physique utilisée dans toutes les méthodes de prospection géophysique. La profondeur d'investigation est la profondeur qui, à partir de laquelle on peut avoir un signal mesuré sur la surface du sol après injection d'un courant continu en fonction de quatre électrodes et selon les dispositifs d'investigation utilisés. La profondeur de prospection aussi définie comme la profondeur à

Chapitre II : Propriétés électriques des matériaux terrestres

laquelle une couche de telle formation d'un sous-sol quel que soit son épaisseur participe au maximum au signal total mesuré à la surface du sol (Evjeni, 1938). En pratique cette profondeur dépend de plusieurs paramètres parmi eux : les formations du sous-sol rencontrées et les dispositifs choisis en plus les espacements inter-électrodes lors de l'opération de la prospection sur terrain. Les matériaux terrestres rencontrés de toutes profondeurs contribuent au signal mesuré à des degrés variables. Pour une tomographie de résistivité électrique, la profondeur d'investigation est une combinaison d'un profilage électrique horizontale appelée « Trainé électrique » en 2D, celle-là donne les variations de résistivité apparente dans le sens horizontale et un nombre de sondage vertical « SEV » 1D successifs l'un près de l'autre, sous un point fixé à la surface désignée comme le centre, avec augmentation régulière des espacements inter-électrodes du même dispositif, donne les variations de résistivité des formations rencontrées dans le sens vertical.

La combinaison de ces deux techniques formant des pseudo-sections en résistivités électrique apparente c'est le panneau électrique. Comme les techniques de sondage électrique et du traîné électrique dépendent des dispositifs choisis. Ces dispositifs ont chacun sa fonction de sensibilisation propre ce qui influe sur la profondeur de la prospection. La détermination de la profondeur à laquelle sera choisie dans les mesures verticalement c'est celle de la profondeur médiane des dispositifs (Edwards, 1977). La profondeur médiane de prospection paraît être le choix le plus idéaliste par lequel peut être réunie une donnée mesurée et une profondeur (Barker, 1989). Ces solutions d'estimation de profondeurs de prospection sont exprimées en Z_e (effective) soient les profondeurs médianes qui sont un paramètre de construction d'un panneau électrique en fonction des résistivités apparentes en utilisant Res2Dinv. Dans ce même contexte, les configurations/dispositifs choisis ont des fonctions de sensibilisation et des espacements inter-électrodes (a), (n) facteur de séparation et (L) comme la longueur du profil électrique différent d'un dispositif à l'autre, ces éléments ont une importante influence en ce qui concerne la profondeur de prospection effective.

Tableau II.1 : Les coefficients pour évaluer la profondeur d'investigation des divers dispositifs d'électrodes (Edwards, 1977).

Dispositif	N	Z_e/a	Z_e/L
Wenner Alpha		0.519	0.173
Wenner Bêta		0.417	0.139
Wenner Gamma		0.594	0.198
Dipôle-dipôle	0.22	0.139	0.063
	0.5	0.253	0.101

	1	0.416	0.139
	2	0.697	0.174
	3	0.962	0.192
	4	1.220	0.203
	5	1.476	0.211
	6	1.730	0.216
	7	1.983	0.220
	8	2.236	0.224
	20	5.25	0.239
	∞	-	0.250
Pôle-dipôle	1	0.519	-
	2	0.925	-
	3	1.318	-
	4	1.706	-
	5	2.093	-
	6	2.478	-
Dipôle-dipôle équatorial	1	0.451	0.319
	2	0.809	0.362
	3	1.180	0.373
	4	1.556	0.383
	10	3.84	0.384
	∞	-	0.384
Pôle-pôle	-	0.867	-
Wenner-Schlumberger	1	0.520	0.173
	2	0.930	0.186
	3	1.320	0.189
	4	1.710	0.190
	5	2.090	0.190
	6	2.480	0.190

II.5 Paramètres géoélectriques des matériaux terrestres

Une couche géo-électrique est caractérisée par deux paramètres fondamentaux qui sont la résistivité ρ_i de la première couche du sol rencontrée et la profondeur h_i (Reynolds, 1997) par contre la coupe géologique peut présenter une série de faciès définis lithologiquement qui ne coïncident pas automatiquement avec des limites identifiées électriquement. En plus de deux paramètres électriques cités auparavant, il existe quatre autres paramètres tirés de chaque couche de sol rencontrée. Ces paramètres sont nommés « variables et fonctions » de Dar Zarrouk (Maillet, 1947) et qui sont en général, les somme des résistances transversales et des conductances longitudinales pour un sol en couches en utilisant une colonne de section unitaire de (1m)×(1m). Ces paramètres sont représentés pour une telle couche comme suit :

➤ **Pour une couche donnée :**

Conductance longitudinale :

$$S_L = h/\rho = h.\sigma \quad (\text{II. 6})$$

Résistance transversale :

$$T = h.\rho \quad (\text{II. 7})$$

Résistivité longitudinale :

$$\rho_L = h/S \quad (\text{II. 8})$$

Résistivité transversale :

$$\rho_T = T/h \quad (\text{II. 9})$$

Anisotropie :

$$A = \sqrt{\rho_T/\rho_L} \quad (\text{II. 10})$$

Pour n couches

$$S_L = \sum_{i=1}^n (h_i/\rho_i) = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \frac{h_3}{\rho_3} + \dots + \frac{h_n}{\rho_n} \quad (\text{II. 11})$$

$$T = \sum_{i=1}^n (h_i\rho_i) = h_1\rho_1 + h_2\rho_2 + \dots + h_n\rho_n \quad (\text{II. 12})$$

II.6 Principes d'équivalence et de la suppression

Les limites du champ électrique dépendent de la distance maximale par rapport à la source du courant où a été appliqué. Les inhomogénéités des surfaces fait partie essentielle de l'irrégularité du champ. Tous cela provoque des distributions de résistivité très différentes peuvent conduire à des courbes de résistivité apparente automatiquement non identiques, ne se distinguent pas en pratique et avoir une ambiguïté dans l'interprétation (Parasnis, 1979), nous conduire à l'adoption du principe d'équivalence et de suppression. Pour mettre en évidence ce principe, on fait des sondages dans un sol formée de trois couches ayant h_1, h_2 comme épaisseurs et ρ_1, ρ_2, ρ_3 , des résistivités variables de chaque couche (Fig.II.4). Donc, on aura quatre cas de positions de ces résistivités (Fig.II.5) (Chapellier, 2000).

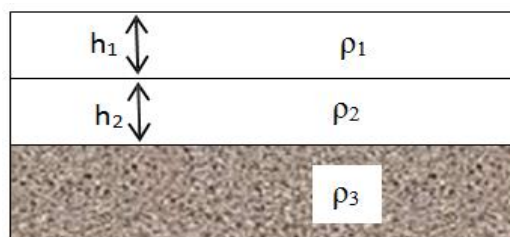


Fig.II.4 Représentation du sol en trois couches de différentes formations.

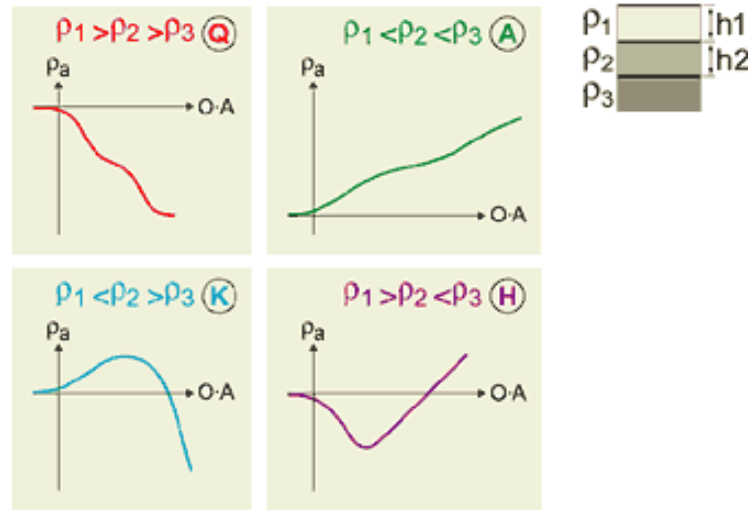


Fig.II.5 Les quatre cas possibles d'un sondage à trois couches.

Le principe d'équivalence (Fig.II.6) consiste à distinguer que le flux de courant dans une couche intermédiaire c'est-à-dire entre deux couches résistantes, le courant se concentre et sera presque parallèle. Toutes ces couches intermédiaires dont le rapport h/ρ est le même, dans ce cas sont électriquement équivalentes.

Dans le cas où la couche intermédiaire sa résistivité est très grande à celle des couches supérieure et inférieure, le flux de courant électrique aura tendance à éviter cette couche et va emprunter le chemin le plus court vers la couche inférieure et les lignes de flux de courant électrique seront à-peu-près perpendiculaires à la couche. Toutes les couches dont le produit $(h) \times (\rho)$ est le même, sont électriquement équivalentes.

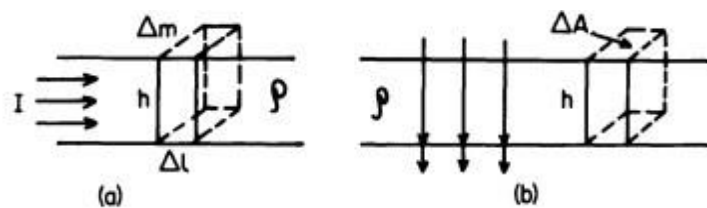


Fig.II.6 Représentation du principe d'équivalence (Parasnis, 1979).

Pour le principe de suppression, si une couche d'un sous-sol dont la résistivité est finie et sa profondeur est très grande par rapport à son épaisseur et son effet sur la courbe de la résistivité apparente est si faible sera supprimée. Autre cas si deux couches ou plus dans un sous-sol leurs résistivités augmentent avec la profondeur ou diminuent avec la profondeur, la couche intermédiaire peut ne pas être présente un graphique de résistivité apparente, donc sera supprimée (Reynolds, 1997).

II.7 Conclusion

Les matériaux terrestres se différencient par leurs résistivités. Chaque formation géologique a ses caractéristiques électriques soit le champ électrique ou la résistivité. Ces caractéristiques dépendent de la composition minéralogique de ces matériaux (galène, pyrite, hématite, magnétite, platine, l'or et l'argent) et selon les paramètres géotechniques soit de nature ou d'état. La roche est l'un des matériaux terrestres les plus répandues dans l'univers, est composée d'une partie solide formée en minéraux ayant chacun ses propriétés physiques tel que : la vitesse, la densité, la température, la saturation, la résistivité et la porosité qui se mesure par le volume des vides aussi des fluides qui remplit les vides (eaux, hydrocarbures, gaz, air, ou des polluants). D'une façon générale les matériaux terrestres dont la résistivité électrique est très liée à la teneur en eau dans la matrice, la compacité du matériau, de la qualité, la quantité et le mode de répartition de l'électrolyte. En n'oubliant pas l'effet de la profondeur d'investigation et les méthodes de traitement utilisé en plus les principes d'équivalence et de suppression.

Chapitre III :
Traitement, inversion et
interprétation des données
de tomographie électrique

III.1 Introduction

Les valeurs obtenues à partir des investigations sur terrain représentent les résistivités apparentes réelles d'un volume du sous-sol (3D) considéré. En fonction de ces résistivités et certains algorithmes mathématiques on cherche de découvrir les épaisseurs et les résistivités qui semblent vraies, des couches des différents matériaux composant le volume du sous-sol. L'acquisition de ces données lors des prospections, se réalise actuellement par un matériel sophistiqué de haute technologie équipé par des programmes informatiques conçus pour traiter les problèmes du domaine géophysique. Ces données de résistivités apparentes du terrain se sélectionnent dans des fichiers où seront transférées par des logiciels de conversion, de prétraitement, de traitement, d'inversion et d'interprétation géophysiques adéquates afin d'obtenir un modèle synthétique ayant de faibles anomalies par rapport à la coupe géo-électrique initiale. Ces logiciels géophysique ayant des méthodes d'inversion (Patella, 1997) optimisent l'interprétation des données et permettent la résolution des problèmes géologiques compliqués.

III.2 Description du matériel et logiciels

III.2.1 Matériels

Résistivimètre *Syscal* (Système de sondage et d'imagerie de résistivité), est un résistivimètre utilise un récepteur, une unité de commutation et une source dans un seul boîtier qui sera alimenté par deux batteries en douze volts. La tension, facteur qualité et le nombre d'accumulations peuvent être mesurés automatiquement et seront stockées dans la mémoire interne du résistivimètre. Parmi les spécifications de la sortie allant pour une tension maximale en mode manuel vers 1000V et en mode switch 800V (1600V), la puissance maximale atteint 250W avec l'utilisation d'un convertisseur interne et une batterie externe de douze volts, cent vingt watts et un courant de 2.5A. Ce résistivimètre utilise les câbles multibrins pour tester un jeu d'électrodes sur un sol, cet appareil gère d'une façon standard un nombre d'électrodes du 24, 48, jusqu'à 120 électrodes et peut être augmenté pour effectuer une tomographie de résistivité électrique. Comme cité auparavant le résistivimètre possède dix voies permettant la réalisation de dix mesures simultanément. Le Syscal s'utilise aussi pour le suivi temporel (time-lapse). Ce résistivimètre ayant une liaison série/USB au Pc pour le transfert de données, équipée d'un logiciel pour les investigations utilisant tous types de dispositifs les plus connues tels que Wenner, Dipôle-Dipôle, Schlumberger et autres dispositifs qui seront définis par l'utilisateur.

III.2.2 Logiciels

1-Logiciel Prosys II

Logiciel Prosys II est un programme permet de : télécharger les données, convertir les fichiers binaires (*.bin) en fichiers données (*.dat), transférer, éditer, traiter et d'exporter les données de résistivité des résistivimètres IRIS Instruments (Syscal) et des récepteurs IP. Il possède aussi les fonctions suivantes :

- Introduire la topographie.
- Présentation des sections de résistivité apparente et de la chargeabilité.
- Le transfert des fichiers sous divers formats ("txt", Res2dinv) et visualisation des fichiers exportés.

Dans ce travail, l'objectif de ce programme est le prétraitement et l'exportation des données 'résistivités apparentes' du terrain vers le logiciel **Res2Dinv**.

2-Logiciel Res2Dinv

Le logiciel Res2Dinv, est un programme informatique d'inversion des données de tomographie électriques sous Windows. Res2Dinv possède des paramètres propres à son fonctionnement peut produire des modèles synthétiques en résistivité apparente calculée en 2D ou 3D pour un sous-sol après acquisition des données lors des prospections géophysiques (Griffiths and Barker, 1993) suivant différentes configurations d'électrodes même si les espacements inter-électrodes sont variables utilise un câblage intelligent et des stratégies de mesure (Loke, 2018). Ce programme prend en charge les dispositifs conventionnels tel que : Wenner-schlumberger, Wenner, dipôle-dipôle, pôle-dipôle, pôle-pôle, gradient et même les dispositifs non conventionnels (Wenner offset, dipôle-dipôle équatorial, dipôle-dipôle axial nul, dipôle-dipôle équatorial asymétrique, etc.). Res2Dinv commence par le traitement des fichiers des données brutes de type (*.dat) par extermination des points de données où les valeurs de résistivité sont formellement erronées cela pour les dispositifs conventionnels seulement. Ce logiciel utilise des algorithmes et des relations mathématiques afin d'analyser ces données après la suppression des mauvais points par inversion. Dans ce programme la technique d'inversion est constituée d'un grand nombre de blocs rectangulaires dont leurs tailles sont générées automatiquement par Res2Dinv en fonction de la distribution des points de données et la profondeur médiane de prospection (Edwards, 1977). Ces blocs, leurs tailles augmentent le calcul de la résistivité de ces blocs (Degroot-Hedlin and Constable, 1990) se fait par la méthode des moindres carrés avec contraintes de lissage. Cette technique d'inversion utilise la méthode des moindres carrés avec contraintes de lissage (Sasaki, 1994)

afin d'obtenir un modèle en 2D d'une coupe géo-électrique en résistivité apparente calculée qui peut se ressembler au sous-sol ausculté, s'il y a une différence visible entre les deux modèles, une opération de recalcul se répète automatiquement par Res2Dinv et en fonction de ses propres paramètres ou par l'utilisateur, jusqu'à l'atteinte d'un modèle représentatif, ces démarches se résument en deux étapes.

La première étape s'appelle *l'inversion* (Loke, 2011) ou le problème inverse et la deuxième étape passe par des algorithmes et des équations mathématiques des éléments finis (Silvester and al., 1996) ou des différences finies (Dey and Morrison, 1979), pour calculer la réponse du modèle obtenu. Cette réponse, c'est une représentation géo-électrique en termes de résistivités apparentes calculées à partir des résistivités apparentes vraies, c'est le problème direct. Une comparaison entre cette représentation géo-électrique des données calculées et le modèle initial des données mesurées ou des données entrées par l'utilisateur (Marescot, 2008). L'écart de cette comparaison est interprété par une erreur quadratique moyenne (RMS). Le recalcul d'une manière répétitive afin d'avoir un modèle avec RMS minimale acceptable. Res2Dinv fonctionne itérativement et compare la pseudo-section initiale avec les modèles calculés avec réduction continue du RMS jusqu'à l'obtention d'un modèle synthétique acceptable quel que soit le pourcentage de l'erreur RMS ou le nombre d'itération et ce n'est pas forcément le modèle qui a un RMS faible est le meilleur modèle du point de vue géologique (Frohlich et al., 1994). À cet effet, on dit que pas d'unicité de solution dans les milieux hétérogènes (Parker, 1977) et si un milieu est homogène les règles de calcul rapprochent les valeurs de résistivités apparentes et les résistivités vraies et peut rendre l'interprétation directement (Loke, 2015).

III.3 Traitement des données

Un traitement réussi implique une prospection géophysique adéquate. La fiabilité d'une enquête toujours son objectif c'est de rassembler les mesures géophysiques sur terrain qui répondent réellement à la vérité du sous-sol investigué, avec précaution. Cette prospection donne la possibilité à un traitement convenable sans aucune anomalie. Pour cela les moyens matériels utilisés doivent être de qualité. Ces données se récupèrent dans le résistivimètre sous forme de fichiers binaires (*.bin). Les données géophysiques brutes du terrain passent par deux phases de traitement en raison d'éliminer les mauvais points de données.

La première phase concernant un prétraitement qui se traduit par le transfert des fichiers de données collectées vers le logiciel Res2Dinv par l'intermédiaire d'un logiciel de conversion sous forme de fichiers données (*.dat) afin qu'ils seront exploités par Res2Dinv (Loke, 2022). Lors du transfert, les erreurs aléatoires sont souvent éliminées tels que, le bruit, son effet c'est

de rendre les lectures supérieures ou inférieures par rapport aux lectures équivalentes qui sont sans bruits, les courants telluriques influent sur toutes les lectures, les courants parasites, la décimation des résistivités mesurées négatives (Marescot, 2008). Le bruit a des conséquences sur les dispositifs qui ont de très grands facteurs géométriques tels que pôle-dipôle et dipôle-dipôle en plus pour le dispositif pôle-pôle suite à sa grande distance entre les électrodes de potentiel.

Pendant la deuxième phase, le traitement correspond à l'élimination par Res2Dinv les mauvais points de données soumises au bruit systématique. Ce bruit est dû à une telle défaillance au cours de la prospection, par exemple : la lecture ne représente pas la vraie mesure de la résistivité, une coupure dans le câble, des électrodes mal enfoncées dans le sous-sol ou un mauvais contact au sol-électrode, une mauvaise fixation câbles-électrodes ou défauts d'espacement inter-électrodes (Szalai et al, 2007). Ces anomalies touchent un nombre limité de lectures donc, il est facile à les détecter et les éliminer. Pour bien mener le traitement de données par Res2Dinv, une visualisation de la pseudo-section est inévitable (Fig.III.1). L'étude des erreurs des données observées et mesurées nécessitant une bonne compréhension et une attention lors de la collecte afin de les traitées convenablement puisque leurs effet influe sur les résultats tomographiques (Zhou and Dahlin, 2003). À cet effet, en résumant ces erreurs qui nuire la qualité du modèle synthétique final, comme suit :

Erreur concernant le coefficient géométrique k : Le coefficient géométrique comprend à la fois les concepts concernant la collecte des données géophysiques et la géométrie du lieu investigué. Quel que soit la vigilance de l'opérateur et en fonction de la géométrie, les configurations des électrodes et des dispositifs employés pour mesurer les données géophysiques, une de ces mesures peut être plus ou moins affectée par une telle erreur comme le positionnement des électrodes (espacement entre les électrodes sur la même ligne) ou une des valeurs de résistivité être négative. Extermination des mauvaises valeurs : Après le transfert des données mesurées sous forme de fichiers données (*.dat) y compris le filtrage par le logiciel de conversion et un prétraitement (Ritz et al., 1999), le rôle du Res2Dinv se lance par la lecture de ces fichiers et la visualisation qui a pour objective d'exterminer les mauvaises valeurs qui semblent intolérables soit élevées soit basses, ces points peuvent être supprimés manuellement facilement (Fig.III.1).

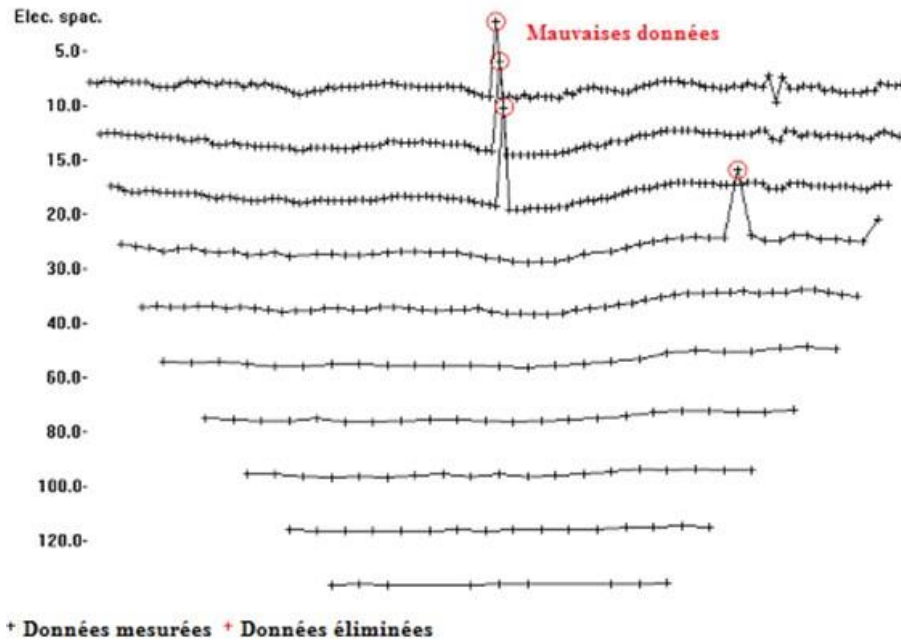


Fig.III.1 Traitement des mesures douteuses par élimination (Loke, 2004).

III.4 Inversion des données

III.4.1 Théorie d'inversion

Le défi de l'inversion est d'acquérir la meilleure coupe géo-électrique d'un sous-sol afin que la géophysique participe au maximum à la solution du problème posé. L'inversion c'est une combinaison de deux problèmes séquentiels ayant un seul objectif c'est d'obtenir un modèle synthétique itérativement qui peut donner une réponse similaire aux valeurs vraies du terrain investigué. Pour les sols homogènes, la résistivité apparente calculée obtenue après inversion approximativement vraie (Loke, 2015), par contre un sol inhomogène la pseudo-section qui sera inversée ne donne pas un modèle parfait mais un modèle synthétique qui peut ressembler à ce du terrain concerné. L'opération de l'inversion découle pour la première fois par l'utilisation des données géophysiques vraies ou des données entrées par l'utilisateur dans le but de réaliser le premier modèle de base. Par la suite on se chemine vers le calcul des résistivités apparentes on se basant sur les données initiales. Ce chemin décrit le problème direct. L'ensemble des résistivités apparentes calculées auparavant formant un modèle calculé (modèle intermédiaire), on compare ce dernier avec le modèle initial élaboré en fonction des données mesurées ou intégrées, on voit qu'il y a une telle différence entre les deux. Dans cette phase un calcul mathématique s'exécute par le logiciel va faire modifier le premier modèle de base afin de réduire la variation entre le modèle initial et le modèle intermédiaire, cela décrit le problème inverse. Le travail se répète quand le modèle final n'est pas convainquant, donc on peut dire que l'inversion c'est une opération itérative. Dans

ce contexte la théorie de l'inversion est composée de ces deux problèmes cités en avant, chacun se distinct de l'autre par l'utilisation des méthodes et algorithmes mathématiques (Fig.III.2).

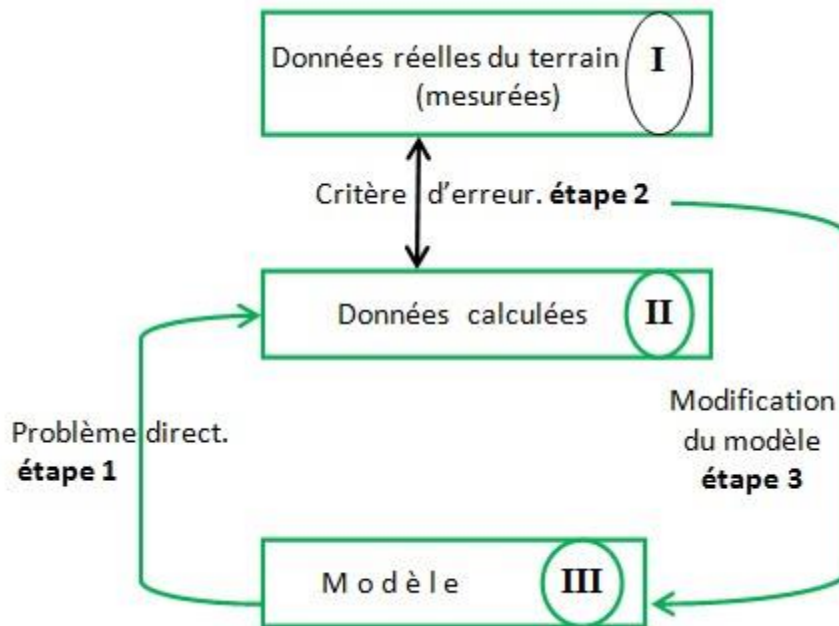


Fig.III.2 Schéma d'une boucle reliant le problème direct avec le problème inverse.

III.5 Solutions du problème direct

III.5.1 Méthodes analytiques

III.5.1.1 La loi d'Ohm

Cette loi (III.1) relie la densité \mathbf{J} (A/m^2), le champ électrique \mathbf{E} (V/m) et la conductivité électrique σ (S/m) et peut s'exprimer aussi avec la résistivité ρ ($\Omega.m$).

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} = \frac{1}{\rho} \mathbf{E} \quad (\text{III. 1})$$

III.5.1.2 Équations de l'électromagnétisme de Maxwell

En utilisant les équations de l'électromagnétisme de J.C.Maxwell (Maxwell, 1831-1879), qui ont pour objectif fondamentale la liaison du comportement des champs vectorielles : le champ magnétique \mathbf{H} (A/m), le champ électrique \mathbf{E} (V/m), le champ d'induction magnétique \mathbf{B} (Wb/m^2), le champ de déplacement \mathbf{D} (C/m^2) et la densité de courant \mathbf{J} (A/m^2), et qui sont comme suit :

✓ Cas général :

S'il n'y a pas de sources (absence), les équations de Maxwell peuvent être de la façon suivante (Penz, 2012).

La loi d'induction de Faraday : $\nabla \times E + \frac{\partial B}{\partial t} = 0$ (III. 2)

La loi d'Ampère-Maxwell : $\nabla \times H - \frac{\partial D}{\partial t} = J$ (III. 3)

La Loi de Gauss-Maxwell $\nabla \cdot E = -\frac{\partial p}{\partial t}$ (III. 4)

La Loi de divergence de l'induction magnétique $\nabla \cdot B = 0$ (III. 5)

p : Densité de charges et \times : le produit vectoriel.

✓ Cas du régime permanent :

Dans ce cas on constate une simplification considérable. L'annulation des dérivées partielles par rapport au temps, on obtient :

$$\nabla \times E = 0 \quad (III. 6)$$

$$\nabla \times H = J \quad (III. 7)$$

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (III. 8)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (III. 9)$$

III.5.1.3 Les équations de potentiel électrique

1-Le champ de potentiel

Les méthodes électriques s'occupent de plus en plus du champ de potentiel scalaire V que les mesures directes de l'intensité du champ électrique vu que cette opération est minutieuse. Le champ électrique peut être déterminé par la dérivée de ce champ potentiel :

$$E = -\nabla V \quad (III. 10)$$

Par combinaison de la loi d'Ohm (III.1) et les équations (III.8), (III.10), on obtient l'équation qui régit le potentiel dans un milieu qu'est supposé infini :

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0 \quad (III. 11)$$

Si on considère qu'il existe une source de courant électrique. Le courant d'intensité I (A) est choisi comme étant le flux du vecteur \mathbf{J} à travers une surface S :

$$I = \int_S \mathbf{J} \cdot d\mathbf{S}. \quad (III. 12)$$

Si on suppose que la source de courant est localisée en $X_S = (x_s, y_s, z_s)$, on combine les équations (III.8), (III.10), (III.1) et (III.12) on aura :

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = -I\delta(X - X_S) \quad (III. 13)$$

δ : Distribution de Dirac

$x = (x, y, z)$: point quelconque de l'espace.

Pour deux points x_1 et x_2 situant de part et d'autre d'une frontière entre deux milieux dont la conductivité est σ_1 et σ_2 , alors l'équation (III.10) devient :

$$V(X_1) - V(X_2) = \int_{X_1}^{X_2} E \cdot dl. \quad (III. 14)$$

Dans le cas où les deux points sont confondus :

$$V(X_1) = V(X_2) \quad (III. 15)$$

La composante normale du flux de courant à la frontière est continue :

$$\sigma_1 \frac{\partial V}{\partial n}(X_1) = \sigma_2 \frac{\partial V}{\partial n}(X_2) \quad (III. 16)$$

2 Formulation du problème des valeurs

Les milieux sont considérés comme semi-infinis. Dans ce cas la prospection géo-électrique est peut-être régie par les équations mentionnées auparavant et peuvent être sous la forme d'un problème de valeurs aux bords :

$$\begin{cases} \nabla \cdot (\sigma \nabla V) & = -I \delta(x - x_s) \\ \frac{\partial V}{\partial n} & = 0 \text{ sur la surface libre } (\Gamma) \\ V & = 0 \text{ aux autres bords } (\delta\Omega) \text{ situés à l'infini.} \end{cases} \quad (III. 17)$$

$\frac{\partial V}{\partial n}$: Dérivée normale à la surface : Γ

Ces milieux peuvent être hétérogènes mais présentant une symétrie par rapport à un plan, à un axe ou soit un point afin de réduire les algorithmes de solution. Pour un milieu infiniment homogène ayant une conductivité ρ_0 est soumis à un courant d'une intensité I , son potentiel est :

$$V = \frac{I}{4\pi\rho_0 r} \quad (III. 18)$$

r : c'est la distance du point du milieu à la source

Pour une source du courant à la surface et un demi-espace infini, le potentiel devient :

$$V = \frac{I}{2\pi\rho_0 r} \quad (III. 19)$$

Il existe quelques cas simples peuvent avoir des solutions en utilisant la méthode des images (Telford et al., 1990).

Pour les milieux qui sont homogènes de conductivités différentes et séparés par un contact vertical ;

- Pour un milieu tabulaire constitué de couches de conductivités différentes ;
- Pour un dike vertical dans un milieu homogène.
L'application de cette méthode est limitée à cause de :
- L'interprétation du problème dans le repère sphérique ;
- Le cas choisi : une sphère incorporée dans milieu de conductivité différente ;
- Proposition d'une idée avec une vision géométrique ainsi que l'approximation de borne.

Si on adopte ces trois points suscités, on omette les interactions sphère-surface du sol.

Cette méthode donne une solution approximative n'est valable si seulement si le respect de la condition suivante :

- La profondeur d'enfouissement de la sphère selon son rayon.

III.5.2 Méthodes intégrales

Les premières recherches, pour avoir le champ de potentiel pour un milieu hétérogène numériquement en fonction des méthodes intégrales, étaient parmi les préoccupations des chercheurs (K.Dieter et al., 1969). L'utilisation de ces méthodes afin de résoudre le problème de valeurs aux bords, soit à l'intérieur ou à l'extérieur pour un domaine dont la résistivité est homogène. La définition du domaine est nécessaire et doit être sous forme d'un sous domaine, limitant sa complexité. Comme la méthode est basée sur l'intégrale, le potentiel objectif est sous forme d'une intégrale sur la frontière du domaine, de convolution d'une solution élémentaire par une fonction inconnue (fonction de Green). La résolution numérique est une conclusion d'avance si on obtient une équation intégrale mais être après imposition des conditions aux limites. Cette approche réduire la dimension du problème (d'un volume à une surface) et un nombre important d'inconnues.

III.5.3 Méthodes numériques

Depuis les années 1970, la modélisation géo-électrique a connu une vaste utilisation des méthodes numériques. Pour cela la discrétisation du domaine étudié soit complète est nécessaire. Dans ce travail on cite ci-dessous deux méthodes purement numériques parmi les plus utilisées actuellement dans le domaine géophysique qui sont :

a) Méthodes des différences finies

Vu la facilité de l'applicabilité et de l'adaptation de la méthode des différences finies son utilisation est devenue courante et de plusieurs chercheurs ont choisi cette méthode (Loke and Barker, 1996b). Cette méthode a la possibilité de solutionner sous la forme différentielle du problème électrique.

La discrétisation du domaine est sur grille dont les mailles d'une façon générale sont régulièrement espacées mais des espacements variables sont possible (Dey and Morrison, 1979).

Chapitre III : Traitement, inversion et interprétation des données de tomographie

S'il n'y a pas une planimétrie topographique d'un milieu, l'utilisation de grilles curvilignes permet une représentation indicative de ce milieu. Les opérateurs obtenus par différenciation aident à formuler le potentiel en un nœud du maillage par le biais de ses valeurs aux nœuds voisins. Pour obtenir les valeurs du potentiel dans chaque point, il faut résoudre un système linéaire sa matrice est en général creuse. La densité importante du maillage peut favoriser la représentation de domaines plus complexes et comme la structure de maillage sous forme de grille va sur-augmenter les calculs.

b) Méthodes des éléments finis

Cette méthode est devenue la plus utilisée pour résoudre les problèmes directs de la modélisation électrique dans le domaine de la géophysique (Sasaki, 1992). Plusieurs chercheurs et académiques ont participé au développement de cette méthode (Marescot, 2004). Cette méthode utilise une formulation faible de l'équation de Poisson dans le but d'atteindre une solution plus proche du problème physique. L'adaptation de cette méthode est due à sa flexibilité en ce qui concerne la représentation des domaines et de certaines géométries les plus compliquées en plus la gestion des contrastes de résistivité dans les milieux objets de l'étude. La méthode des éléments finis a des formes géométriques très simples pour le maillage, tels que, les rectangles, les quadrilatères et les triangles, où on peut les utiliser comme une approximation aux domaines à deux dimensions.

III.6 Solutions du problème inverse :

Ce problème est non-linéaire, sa résolution généralement est itérative (Lines and Treitel, 1984),

L'objectif de l'inversion est de définir :

- m : comme paramètres d'un modèle optimal ;
- E : fonction de résidu (appelée aussi fonction coût/ fonction objectif) est habituellement définie en utilisant une norme ;
- $g(m)$: données calculées ;
- d : données mesurées ;
- e : vecteur d'erreur entre les données calculées $g(m)$ et les données d mesurées ;
- $\|e\|$: une norme définie par :

$$\|e\| = \left[\sum_{i=1}^N |e_i|^p \right]^{1/p} \quad (\text{III. 20})$$

Avec : $e_i = d_i - g_i(m)$

Quand $p = 2$, la norme quadratique L_2 ainsi obtenue mène à la méthode des moindres carrés. Dans ce cas il y a une supposition de distribution de Gausse de l'erreur sur les données cela implique que ne peut pas être adapté pour d'autres valeurs de données. Donc il est important de supprimer les mauvaises données qui ont une influence sur la norme dans le but que le problème être compatible avec le critère des moindres carrés. Si la perturbation des données est importante, il faut utiliser la norme L_1 (norme plus faible) dite inversion robuste (Al-Chalabi, 1992). Dans ce problème, plusieurs méthodes sont développées afin de trouver des solutions.

Dans ce travail, on s'intéresse aux méthodes de descente :

La, non linéarité du problème inverse impose à un modèle initial (m_0) une solution itérative qui donne un nouveau modèle :

$$m^{i+1} = m^i + dm^i \quad (\text{III. 21})$$

- m_0 : Modèle initial (de départ) ;
- dm^i : Vecteur de modification pour l'itération i ;
- E : Fonction objective (c'est une estimation de la distance entre les données observées et les distances calculées). $dm^i = \alpha^i v^i$ (α : pas du vecteur, v : descente)

Après utilisation du développement de Taylor de l'ordre 1 on à :

$$E(m^i + dm^i) = E(m^i) + (h^i)^T dm^i + o(\|dm^i\|) \quad (\text{III. 22})$$

Avec h , est le gradient de la fonction objectif où est un vecteur de dimension M (nombre de paramètres du modèle) alors on déduire :

$$E(m^{i+1}) = E(m^i) + \alpha^i (h^i)^T v^i + o(\alpha \|v^i\|) \quad (\text{III. 23})$$

$$v = -Rh \quad (R : \text{une matrice } M \times M)$$

$$m^{i+1} = m^i + \alpha^i v^i = m^i - \alpha^i R^i h^i \quad (\text{III. 24})$$

III.6.1 Méthode de plus grande pente

Il faut définir dans cette méthode la direction de la descente et la longueur du pas α , après chaque itération. Cette méthode présente un avantage de certaine robustesse au processus si $R=I$ (matrice d'Identité (MxM)) est toujours positive.

$$m^{i+1} = m^i - \alpha^i h^i \quad (\text{III. 25})$$

III.6.2 Méthode de Newton

L'objectif de cette méthode est de minimiser les problèmes de convergence qui consiste le calcul et l'inversion du Hessien « X » (matrice (MxM) des dérivées secondes de la fonction objective) définie positive.

$$E(m^{i+1}) \approx E(m^i) + (h^i)^T dm^i + \frac{1}{2}(dm^i)^T X^i(dm^i) \quad (\text{III. 26})$$

Pour un point stationnaire, le gradient h de cette expression doit s'annuler :

$$\nabla E|_{m^{i+1}} = h^i + X^i dm^i = 0 \quad (\text{III. 27})$$

C'est-à-dire :

$$m^{i+1} = m^i - (X^i)^{-1} h^i \quad (\text{III.28})$$

Où $R= X^{-1}$. Quand E est quadratique vers un minimum, le point stationnaire sera permis de se retrouver en un seul pas. Le processus se converge vers des valeurs minimales plus faibles de E.

III.6.3 Méthode de Gauss-Newton

Cette méthode possède des adaptations de convergence mais son utilisation est rare sous cette forme (III.28).

Le gradient « h » et la matrice « X » sont obligatoirement être connus ;

Il faut calculer les dérivées secondes qui sont difficiles à faire ;

Impossibilité d'une pré-connaissance que si « X » (ou « X^{-1} ») est définie positive.

La fonction objectif « E(m) » si le problème se résoudre par moindre carrés, s'écrit :

$$E(m) = \sum_{k=1}^N (d_k - g_k(m))^2 = \sum_{k=1}^N e_k^2 \quad (\text{III. 29})$$

g : Opérateur du problème direct

La dérivée de E(m) est :

$$h_i = \frac{\partial E}{\partial m_l} = -2 \sum_{k=1}^N e_k \frac{\partial g_k}{\partial m_l} \quad (\text{III. 30})$$

Soit : $h = -2 Y^T e$, $Y_{kl} = \frac{\partial g_k}{\partial m_l}$,

Y : Matrice de dimension N×M / matrice jacobienne des dérivées partielles, souvent on l'appelle matrice de sensibilité.

III.6.4 Méthode de la modification de Marquardt-Levenberg

Le fond de la méthode à atteindre une simplification du processus itératif avec la prise en charge d'une formulation proche de la méthode de la plus grande pente, puis tend vers la méthode de Gauss après des itérations.

III.7 Programme d'Inversion Res2Dinv

De nombreux algorithmes qui s'utilisent par les méthodes de la géophysique ont poussés les informaticiens de développer des programmes afin de répondre aux besoins des géophysiciens, parmi ces programmes le logiciel Res2dinv. C'est un programme informatique qui a la possibilité de trouver une représentation numérique en 2D ou 3D qui peut expliquer la réalité du sous-sol à partir des données d'une prospection électrique (Griffiths and Barker, 1993). Res2Dinv est conçu pour répondre aux préoccupations des géophysiciens d'une manière automatique et robuste et ses paramètres par défaut avec des démarches minimales, l'utilisateur arrive à l'étape de l'inversion. Ce programme possède une capacité importante d'inversion de données qui peut atteindre 200 à 21000 points de données et le dispositif d'électrodes peut aller jusqu'à 16000 électrodes. Un système cellulaire est utilisé sous forme d'un grand nombre de blocs rectangulaires (Loke and Barker, 1996a) leurs dispositions sont liées à la distribution des points de données dans la pseudo-section. La taille et la distribution des blocs ont pour but dans le programme la production de la pseudo-section en résistivité apparente qui doit être plus proche de la résistivité mesurée réelle. Ce processus se génère par le programme automatiquement. La rangée inférieure de blocs est située approximativement à une profondeur égale à la profondeur d'investigation équivalente (Edwards, 1977) selon le plus grand espacement inter-électrodes et la taille de ces blocs augmente avec la profondeur suite à la faible résolution (Dahlin, 2001). Pour ces méthodes basées sur les cellules utilisées par les programmes Res2Dinv et Res3Dinv, les paramètres du modèle obtenue sont les valeurs de résistivité des cellules modèles mais les données sont les valeurs de résistivité

apparente mesurée. Res2Dinv utilise la technique de modélisation par différences finies et éléments finis mais pour l'inversion le logiciel est basé sur la méthode des moindres carrés avec contrainte de lissage (Loke, 2004). Les résultats de cette méthode d'optimisation c'est de réduire la somme des carrés (norme L_2). Une technique d'optimisation de Newton sous la méthode des moindres carrés peut être appliquée (Degroot-Hedlin and Constable, 1990), cette technique à une capacité de résolution plus rapide que les méthodes conventionnelles des moindres carrés si les données sont volumineuses et demande un peu d'espace de mémoire. L'inversion dans le programme est basée par défaut sur la méthode des moindres carrés avec contraintes de lissage (Loke and al, 2003), cette dernière dont l'équation de base est la suivante :

$$(J^T J + \lambda F)\Delta q_k = J^T g - \lambda F q_{k+1} \quad (\text{III. 31})$$

Où :

$$F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_z C_z^T C_z$$

C : Matrices de lissage suivant les directions : x et z

α_x : Poids donné aux facteurs de lissage dans la direction : x

α_z : Poids donné aux facteurs de lissage dans la direction : z

C_x : Filtres de rugosité horizontaux dans la direction : x

C_z : Filtres de rugosité verticaux dans la direction : z

J : Matrice Jacobienne de dérivées partielles

J^T : Matrice transpose de la matrice J

q : Vecteur de changement de modèle

λ : Facteur d'amortissement

g : Vecteur de données erronées

Dans, cette méthode les filtres de rugosité et le facteur d'amortissement peuvent être ajustés afin de s'adapter à différents types de données et cela c'est un avantage important de cette méthode. L'inversion se débute toujours à partir d'un modèle initial où le programme calcule toutes modifications des paramètres de ce modèle (Δq_k) qui minimisera la différence entre les valeurs de résistivité mesurées (g) et résistivité apparente calculées avec un ajustement de résistivité de blocs modèles soumis aux contraintes de lissage. La différence entre le modèle initial et le modèle obtenue directement dans chaque itération est traduit par RMS (Root-Mean-Square Error) erreur moyenne quadratique. Cette erreur de RMS est contrôlée minutieusement avec prudence après chaque itération jusqu'à qu'il ne se change pas

Chapitre III : Traitement, inversion et interprétation des données de tomographie

d'une manière significative afin de choisir un modèle adéquat qui peut être représentatif et généralement cela être entre les troisième et sixième itérations (Nouioua et al., 2013). On note qu'un modèle dont le RMS est le plus faible n'est pas nécessairement toujours le « meilleur » modèle puisque dans certains cas ce modèle présente des variations importantes et non réalistes dans les valeurs de résistivité du point de vue géologique (Frohlich et al., 1994) ce qui prouve la non unicité de solution.

III.8 Paramètres d'inversion en géophysique

L'inversion est une opération itérative afin d'obtenir un modèle synthétique convainquant et vu la non unicité de l'inversion suite aux données collectées qui sont entachées de plusieurs erreurs et qui sont propagées dans le système d'inversion d'un côté, de l'autre côté le calcul mathématique ne décrit pas exactement le phénomène réel. Ensuite, lorsqu'on fait la minimisation par moindres carrés (Marescot, 2008). Le programme Res2Dinv utilise quelques modes d'inversion qui sont :

III.8.1 Inversion par méthode des moindres de carrés

C'est une conventionnelle méthode ayant pour objectif de réduire le carré des valeurs de résistivité apparentes mesurées et calculées. D'une façon générale son applicabilité donne des résultats acceptables si les données collectées renferment du bruit soit Gaussien ou aléatoire.

III.8.2 Inversion par mode robuste

Cette inversion permet la sélection de la méthode d'inversion robuste/bloc (norme L1) ou la méthode d'inversion lisse (norme L2) (Syarifudin, 2020).

III.8.3 La méthode d'inversion robuste/bloc

Par contre à la méthode suscitée qu'est moins admissible si les données recueillies contiennent des points aberrants dont le bruit résultant d'origine non aléatoire comme les erreurs ou des problèmes du matériel utilisé, ces anomalies ayant une importante influence sur le modèle d'inversion obtenu. La méthode d'inversion norme L1 vient de minimiser la différence absolue entre les valeurs de résistivité calculées et de résistivité apparentes mesurées (Claerbout and Muir, 1973). Comme cette méthode n'est pas sensible aux différents bruits autres que Gaussiens ou aléatoires propose une inversion avec une erreur moyenne quadratique RMS un peu élevée. Le facteur 'cut-off factor' contrôle le degré d'utilisation de cette contrainte de données robuste. Si une valeur de 0.05 est utilisée, cela signifie que l'effet des points de données où les différences dans les valeurs résistivité calculées et apparente mesurées sont supérieur à 5% sera considérablement réduit.

III.8.4 La méthode d'inversion lisse

C'est une méthode des moindres carrés avec contraintes de lissage (Degroot-Hedlin and Constable, 1990) essaiera de réduire le carré dans les valeurs de résistivité du modèle. Cela donnera un modèle dont les variations des valeurs de résistivité sont souples et convaincantes c'est-à-dire, le changement de résistivité est de façon régulière. Toutefois, si les corps souterrains possèdent des limites bien définies, nettes, comme l'interface sol-roche, massifs homogènes, la méthode de contrainte de lissage des moindres carrés a une capacité de brouiller les limites. Cette méthode a la possibilité d'étudier les variations de résistivité des structures internes d'un glissement de terrain.

III.8.5 Inversion en mode laps de temps

C'est pour étudier les changements de la résistivité du sous-sol prospecté en fonction du temps, des levés 2D sont répétés à des moments différents. L'objectif de ce mode est de voir la réduction de la différence entre les modèles à des périodes différentes est contrôlée par le facteur d'amortissement de laps de temps. Une valeur plus élevée du facteur d'amortissement de l'intervalle de temps obligera les différents modèles temporels à être plus similaires, mais en contrepartie d'un grand décalage des données. Une modification peut être faite en ce qui concerne le filtre de rugosité de différence de temps afin de choisir les différences lisses ou en bloc entre les modèles temporels (Giao et al., 2003).

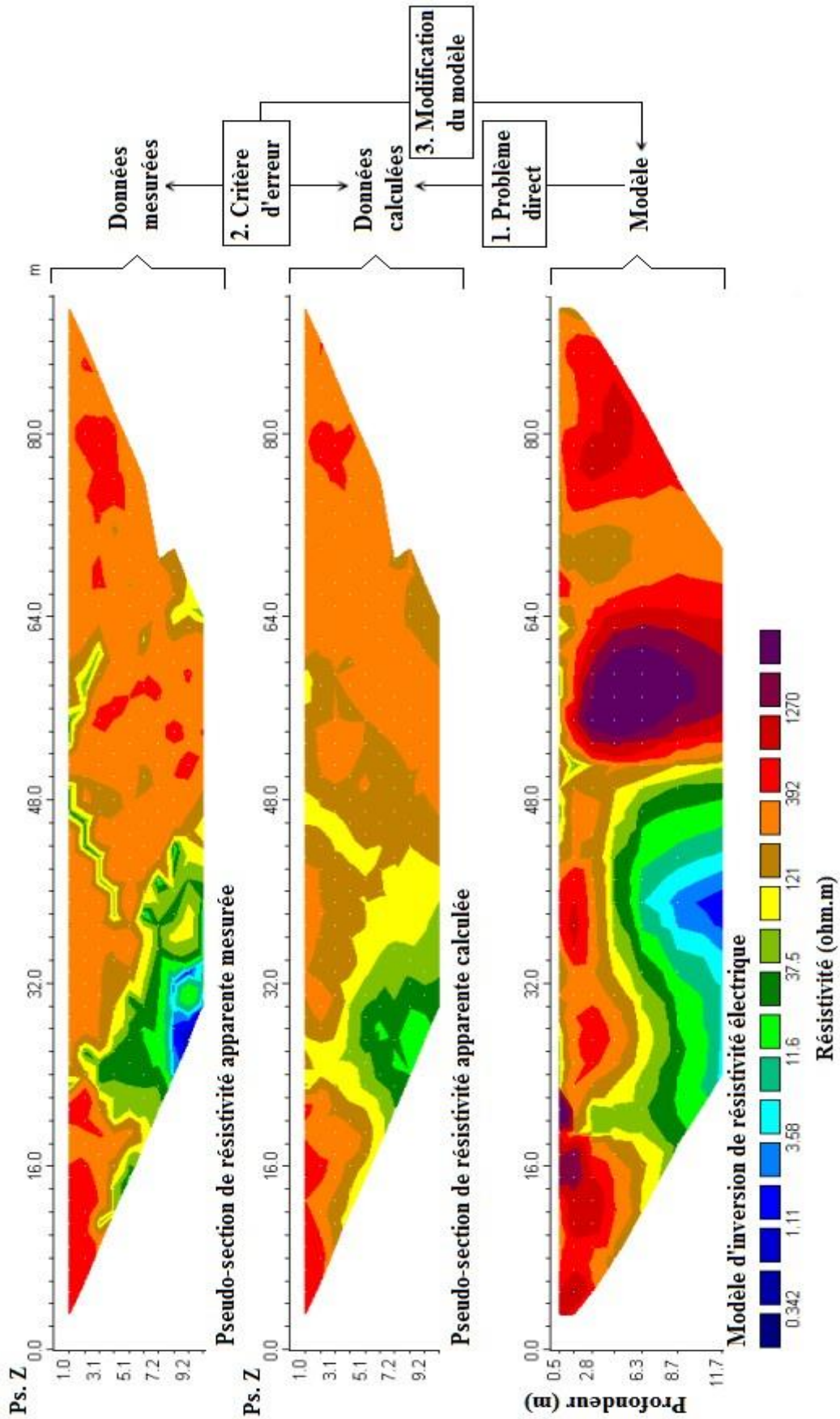


Fig.III.3 Modalité d'inversion dans la méthode de tomographie électrique.

III.9 Programme de modélisation Res2Dmod

Le programme Res2Dmod est conçu pour calculer la pseudo-section de résistivité apparente et de polarisation provoquée pour un modèle d'un sous-sol en 2D existant auparavant. L'algorithme de modélisation directe est une partie intégrante de tout programme d'inversion à cause de la nécessité de calcul des valeurs théoriques de résistivité apparente du modèle obtenu par inversion afin qu'il y'aura une concordance avec les valeurs mesurées. Ce programme utilise quelques méthodes pour calculer les valeurs de résistivité apparente pour un modèle défini, qui sont :

- Les méthodes analytiques.
- Les méthodes des éléments aux frontières.
- Les méthodes des différences finies et des éléments finis.

Les méthodes des différences finies et des éléments finis sont les méthodes les plus adaptées et les plus utilisées vu la distribution arbitraire de résistivité du sous-sol. Le programme Res2Dmod prend en charge les dispositifs conventionnels tels que : Wenner-Schlumberger, Wenner, dipôle-dipôle en ligne, pôle-pôle, pôle-dipôle, dipôle-dipôle équatorial et le gradient.

Les dispositifs non conventionnels en nombre non limité de dispositions d'électrodes possibles. Chaque dispositif possède ses avantages et ses inconvénients. Ce programme donne l'avantage à l'utilisateur de choisir le dispositif adéquat au site d'étude et au type relevé géophysique.

III.10 Théorie de la modélisation

Les méthodes de modélisation subdivisent le sous-sol en nombre important de cellules avec différentes valeurs de résistivité. Dans ce contexte les méthodes analytiques et les méthodes des éléments aux frontières, sont indépendantes à pour utilité la vérification de la précision des méthodes des différences finies et des éléments finis. En Res2Dmod, Le modèle 2D utilisé par la méthode des différences finies ou des éléments finis fractionne le sous-sol en un grand nombre de blocs à l'aide d'un maillage rectangulaires (Fig.III.4).

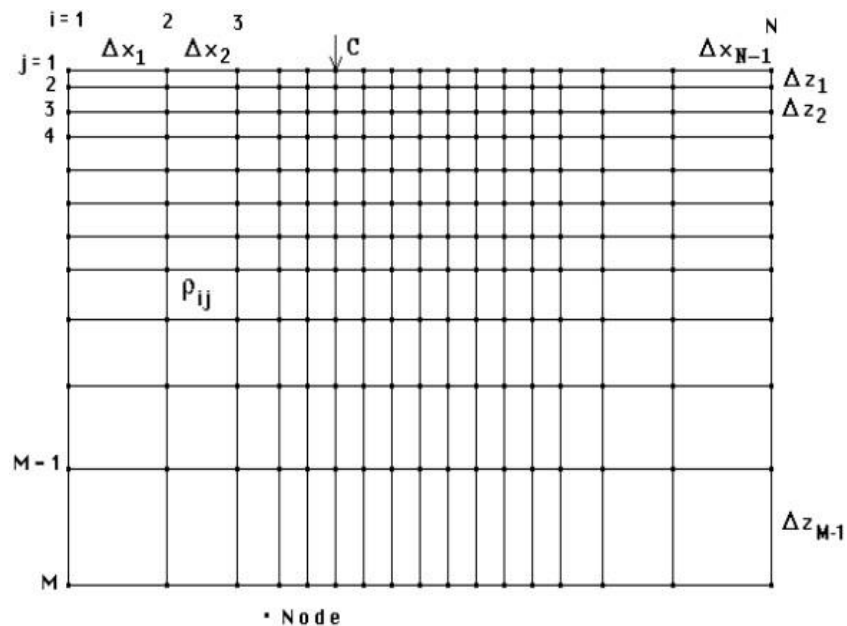


Fig.III.4 Diagramme schématisé d'un maillage en fonction des différences finies ou les éléments finis avec utilisation du programme Res2Dmod (Loke, 2016).

L'applicabilité de la méthode des différences finies par le programme dans le but d'obtenir les valeurs de résistivité apparente avec précision (Dey and Morrison, 1979). Le modèle est en fonction d'une grille ayant pour colonnes : $L-1$ et en lignes $M-1$ rangées de blocs rectangulaires. Ces blocs peuvent contenir des valeurs de résistivité. Toutes structures géologiques peuvent être modélisées suite à l'utilisation d'un maillage suffisamment fin (Dahlin, 1996). Le programme utilise par unité d'espacement des électrodes pour un dispositif multi-électrodes un maillage avec quatre ou deux nœuds horizontaux.

III.11 Applications de la tomographie électrique dans le contexte de la problématique

La méthode de tomographie électrique a connu une large application dans différents domaines suite aux développements technologiques des moyens d'acquisition de données de terrain en plus les algorithmes et les logiciels informatiques d'inversion tomographique récents, ont permis à cette technique à être adaptée à l'étude de vastes surfaces et de grands volumes des sols quel que soit la nature du terrain et leur topographie. Ses applications sont intégrées dans plusieurs domaines comme l'hydrogéologie, l'environnement caractérisé par la détection des sites pollués ou le choix des centres d'enfouissement, le génie civil, l'archéologie et d'autres domaines. On inclut dans ce travail quelques cas d'études qui ont utilisé cette méthode.

III.11.1 Cas d'étude de la tomographie électrique

Dans le cadre de la réalisation des études d'investigation du sol et sous-sol, nombreuses applications de la méthode de tomographie par résistivité électrique ont été effectuées afin de montrer la potentialité et l'efficacité de cette méthode pour la caractérisation des glissements des terrains, en étudiant la détermination de la profondeur de la surface de glissement et la ligne de rupture de glissement et leurs causes probables. On décrira dans cette section quelques cas d'études concernant l'utilisation de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols.

(Göktürkler et al., 2008). Leur étude a été réalisée dans la région d'Altındağ de la ville d'Izmir (Turquie). L'étude géophysique menée sur la base de déclenchement d'un glissement de terrain, dont deux méthodes géophysiques ont été appliquées concernant la tomographie électrique et la sismique réfraction afin de caractériser le sous-sol. L'étude a pour objet de définir les formations qui constituent le terrain de glissement et de reconnaître la profondeur de l'aléa et leur géométrie et d'évaluer les masses de terres en mouvement. Dans cette étude, la caractérisation de terrain en terme résistivité électrique, montre qu'il était de faibles valeurs de résistivité. Les résultats obtenus, ont indiqué que les zones de faible résistivité caractérisant la ligne de glissement due à l'existence de fortes teneurs en eau et en argile. Tandis que les résistivités élevées montrant la masse mobilisée de sous-sol, cela est due à l'existence de fortes teneurs en eau et en argile.

(A.Perrone et al, 2014). Dans cette étude, les auteurs ont utilisé la tomographie électrique pour la cartographie des glissements de terrain à grande envergure. Ils ont montré ce qui suit 1) La profondeur et la résolution de la prospection de terrain, l'étalonnage des données, les structures tridimensionnelles, les difficultés d'analyser les données de résistivité obtenues en utilisant la technique de suivi temporel. 2) La définition du cadre géologique du sous-sol étudié, la reconstitution de la géométrie du terrain soumis au glissement, estimation de l'épaisseur des matériaux glissant, la localisation de la surface de glissement possible et les limites latérales du glissement de terrain et 3) L'évaluation des conditions des eaux souterraines, la localisation des zones de forte teneur en eau, la vérification du dispositif de drainage des eaux, l'étude de la circulation et le stockage des eaux souterraines dans une zone instable.

(Boubaya et al., 2017). Ont montré la potentialité de la méthode de tomographie électrique pour l'étude des glissements de terrain dans les environnements dynamiques du nord de l'Algérie. Les résultats obtenus de résistivité ont permis de cartographier la surface de

glissement qui correspond aux limites entre le matériau mobilisé et les marnes inaltérées sous-jacentes.

(Crawford and Webb, 2015). Cette étude a utilisé avec succès les données géologiques et géotechniques pour caractériser un glissement de terrain actif et la résistivité électrique afin d'interpréter la stratigraphie des glissements de terrain, les régimes d'humidité et la profondeur du plan de glissement. Le but de cette étude était d'évaluer les conditions géologiques, la géométrie et le comportement d'un glissement de terrain déclenché par la pluie dans l'est du Kentucky (Sud-Est des États-Unis) et également d'évaluer l'utilisation de la tomographie électrique comme un moyen pour caractériser un glissement de terrain colluvial peu profond. La technique de tomographie électrique 2D s'est avérée efficace pour l'imagerie de nombreux types de glissements de terrain afin de détecter les plans de glissement et les interfaces lithologiques.

(Ismail and Yaacob, 2018). Ont utilisé la tomographie électrique dans leur étude d'un site à Bukit Setiawangsa (Malaisie). La parcelle d'étude a connu un glissement de terrain et afin de reconnaître les causes de cette instabilité et de minimiser les risques, déterminer la profondeur de la surface de rupture du sous-sol, en utilisant deux profils électriques en 2D. Parmi les résultats de cette prospection, ils ont défini la géométrie de la zone glissante et les caractéristiques des formations géologiques qui constituent le sous-sol. Ils ont témoigné que la tomographie électrique a été largement appliquée dans les investigations des glissements des sols dans les dernières années.

(Hebbache and Boubaya, 2022). Leur travail a été consacré pour la caractérisation des sous-sols en profondeur dans le but de réaliser une ligne ferroviaire à grande vitesse reliant les wilayas de Tiaret et Saida (Nord-Ouest de l'Algérie). Dans cette étude, les auteurs ont utilisé en plus de la méthode de tomographie électrique, le géoradar géologique (GPR). Ces deux méthodes géophysiques ont été calibrées par les résultats des prospections géotechniques.

(Benyounes et al, 2023). L'étude a pour but de décrire les paramètres influençant l'instabilité de terrain. Les auteurs ont suivi leur travail en fonction des études préliminaires et certaines investigations sur terrain en plus un levé topographique de la zone d'étude considérée et ont approfondie par des essais géotechniques *in-situ* et en laboratoire. Dans la première phase, une étude géotechnique qui se résume par la réalisation de cinq forages carottés suivant les possibilités d'accessibilités au terrain d'étude. Cette étude géotechnique a pour but de reconnaître la géologie et la lithologie du sous-sol, mais ces connaissances sont ponctuelles afin de pallier toute la zone d'étude. En

revanche, la prospection géophysique est une exigence principale afin d'avoir plus d'information sur le sous-sol prospecté et d'assurer la continuité des formations lithologiques obtenues par l'étude géotechnique. L'étude géophysique a pour objectif la détermination de la géométrie de la masse susceptible de se glisser, et l'orientation de glissement, la profondeur de la surface de rupture et de bien indiqué s'il y a une nappe souterraine, l'existence des cavités souterraines et les fracturations accompagnées par des failles. Les auteurs ont utilisé la tomographie de résistivité électrique comme un moyen d'investigation géophysique. Ils ont utilisé le Wenner-Schlumberger pour investiguer le sous-sol en profondeurs. Ils ont tenu en compte les points des sondages mécaniques lors de l'implantation des profils géophysiques dans le sens perpendiculaire au sens du glissement. En conclusion, parmi les facteurs qui ont participé dans l'apparition de l'aléa du glissement sont les travaux de déblaiement au pied du talus, l'érosion et la dévégétation, la nature des formations géologiques du sous-sol ont contribué la déstabilisation du site.

(Rezaei et al., 2018). Dans ce travail, les auteurs ont utilisé la tomographie électrique, la mesure du bruit ambiant et les investigations géotechniques pour évaluer un glissement de terrain, la géométrie, la stratification des formations géologiques constituant le corps de glissement, les limites des masses glissantes et le niveau de la nappe phréatique dans la parcelle d'étude (nord de l'Iran). L'analyse des résultats a révélé que l'eau souterraine et la rigidité du sol ont des influences significatives sur la résistivité électrique et la vitesse des ondes de cisaillement, respectivement. Les résultats de cette étude peuvent être utilisés pour la classification des sols et la détermination des caractéristiques mécaniques et sismiques des sols dans diverses régions.

Ces travaux sont témoins sur l'applicabilité de la tomographie électrique à grande échelle, dans des différentes disciplines qui ont une relation avec le sol. Les méthodes géotechniques et certaines méthodes géophysiques, ont été effectuées en parallèle dans ces études. Une concordance très visible dans les résultats des travaux cités dans cette section. L'avantage de tomographie électrique réside dans sa facilité de mise en œuvre dans tous les terrains, le coût est modéré et la rapidité des résultats qui influent sur les délais des décisions à apprendre en ce qui concerne la réalisation des projets. Pour cela, cette méthode devient une solution adaptée pour l'évaluation des glissements de terrain.

III.12 Conclusion

La tomographie électrique est devenue l'une des méthodes les plus utilisées en prospection géophysique dans différents domaines tels que l'hydrogéologie, l'agriculture, l'archéologie et le génie civil. Cela dû aux progrès scientifiques en informatique (hardware et software) et mathématique. L'objectif principal de la tomographie électrique est d'avoir un modèle géo-électrique qui peut être réel par rapport à la géologie du sous-sol rencontrée. Donc, dans ce chapitre on a montré que l'étape de traitement des données géophysiques occupe un espace important dans l'opération de la tomographie électrique qui dépend de la collecte des données géophysiques et le matériel conçu aussi les logiciels intégrés dans ce matériel. Le modèle final qui doit représenter la coupe géo-électrique qui semble l'idéale est régie par l'inversion des données. Cette inversion se compose d'un problème direct et d'un problème inverse où chacun a ses solutions. Pour les solutions du problème direct sont les méthodes analytiques qui s'appuient sur les équations de l'électromagnétisme de J.C.Maxwell, méthodes intégrales et méthodes numériques qui se basent sur les méthodes numériques, Méthodes des éléments finies et pour le problème inverse se solutionne itérativement (Lines and Treitel, 1984) dont les méthodes utilisées : de descente, de la plus grande pente, méthode de Newton et enfin la méthode de la modification de Marquardt-Levenberg. L'opération d'inversion dépend aussi du logiciel de traitement utilisée, dans ce travail le Res2Dinv. Ce logiciel a ses paramètres d'inversion spécifiques qui sont intégrées automatiques, comme l'inversion par la méthode des moindres carrés. Pour la modélisation est assurée par Res2Dmod. Les méthodes utilisées dans ce programme sont les méthodes analytiques, des éléments aux frontières et de des différences finies et des éléments finis ces deux dernières sont les plus appliquées. La tomographie par résistivité électrique est devenue un choix incontournable dans toutes les études d'investigation des sous-sols, suite à ses nombreux avantages.

Chapitre IV :
**Applications de la tomographie
de résistivité électrique pour
caractériser les glissements de
terrain**

IV.1 Application de la tomographie par résistivité électrique 2D pour la caractérisation d'un glissement de terrain : Étude de cas à Ali Mendjeli, Constantine (Nord-Est de l'Algérie)

IV.1.1 Introduction

Les glissements de terrain font partie des risques naturels catastrophiques et les plus existants qui affectent de plus grandes régions du monde et causent des dommages importants en termes de vies humaines et matériel. Ces menaces affectent les infrastructures de base et le développement urbain (ouvrages d'art, routes, autoroutes, barrages, etc.) et perturbent divers réseaux. Ils nécessitent des inspections approfondies en raison de leurs complexités structurelles et de leur étendue topographique.

Les conditions de travail difficiles rendent les interventions de reconnaissance difficiles et coûteuses (Kherrouba and al., 2018). Les méthodes de télédétection et géophysiques, notamment les systèmes d'acquisition d'images, le scanner laser terrestre, les levés sismiques et d'autres méthodes géophysiques récentes (Margottini et al., 2013); (Casagli et al., 2020); (Jongmans and Yoshida, 2020) offrent la possibilité d'étudier ce type de dangers et de prédire le temps de défaillance et la gestion des risques, soit de définir clairement la structure du glissement de terrain et la profondeur de la surface de glissement. Parmi ces techniques, la tomographie électrique (Hebbache and Boubaya, 2022), est un outil géophysique prometteur fréquemment appliqué pour obtenir des modèles de distribution de résistivité à haute résolution (Hebbache et al., 2016); (Cubbage et al., 2017); (Nordiana et al., 2018); (Osinowo and Falufosi, 2018). En raison de l'efficacité de la tomographie électrique dans les applications de glissements de terrain, plusieurs études de cas ont été rapportées (Bogoslovsky and Ogilvy, 1977); (Crawford and Webb, 2015); (Falae et al., 2019); (Tunçel et al., 2021) ; (Zhuang and Xing, 2020) afin d'évaluer la pente d'investigation de défaillance et pour délimiter la géométrie du glissement de terrain (Giano et al., 2000);(Ismail and Yaacob, 2018); (Rezaei et al., 2018). La tomographie électrique est utilisée dans l'étude des glissements de terrain en raison de sa haute sensibilité à la saturation en eau du substrat rocheux et des colluvions, un facteur critique générant des glissements de terrain. (Akpan et al., 2015) ont évalué la structure interne de la zone de glissement de terrain et ont déduit le rôle de l'écoulement des eaux souterraines dans le point de départ de l'activité du glissement de terrain en se basant à la fois sur des techniques géophysiques de résistivité électrique et de réfractions sismiques (Ismail and Yaacob, 2018) grâce à l'utilisation de la résistivité 2D, ont identifié le comportement de la tomographie électrique sous une zone de pente en prédisant la position de la surface de rupture. Ils ont rapporté que l'utilisation de la

Chapitre IV : Applications de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols

tomographie électrique en conjonction avec les sondages carottés est un outil utile pour caractériser les ruptures de pente à travers les profils souterrains et les propriétés du sous-sol. (Cubbage et al., 2017), ont étudié la structure interne, la surface de glissement et les discontinuités dans une partie de glissement de terrain instable d'Ain Torki (Nord de l'Algérie) basé sur la tomographie électrique. Ils ont conclu que la surface de glissement est la limite entre le matériau mobile à résistivité relativement élevée et les marnes conductrices sous-jacentes. Ceci est en accord avec les données lithologiques des forages, qui montrent une profondeur jusqu'aux marnes non altérées d'environ 10 à 15 m. (Rezaei et al., 2018) ont utilisé la tomographie électrique le long des données de forages pour étudier la relation entre les paramètres géotechniques et géophysiques dans la zone de glissement de terrain du Nargeschal, une bonne corrélation a été rapportée. (Samodra et al., 2020) ont analysé les données enregistrées d'un glissement de terrain en utilisant plusieurs techniques de drones temporels et la tomographie électrique. Ceux-ci ont été utilisés pour détecter et caractériser le déplacement et la structure interne du glissement de terrain. Ils ont analysé les différents facteurs qui affectent les déplacements internes de la structure. La combinaison d'enquêtes géophysiques et géotechniques conduit à une meilleure compréhension des glissements de terrain et des formations de mouvements souterrains (Lee et al., 2008); (Reci et al., 2013). En Algérie, les glissements de terrain constituent un problème grave qui nécessite une attention immédiate de la part des autorités.

L'objectif principal de cette étude est d'utiliser la méthode de résistivité électrique 2D combinée à des tests géotechniques afin d'étudier la structure interne et la surface de glissement d'une zone particulière située dans la région du Nord-Est de l'Algérie (Fig.IV.1).

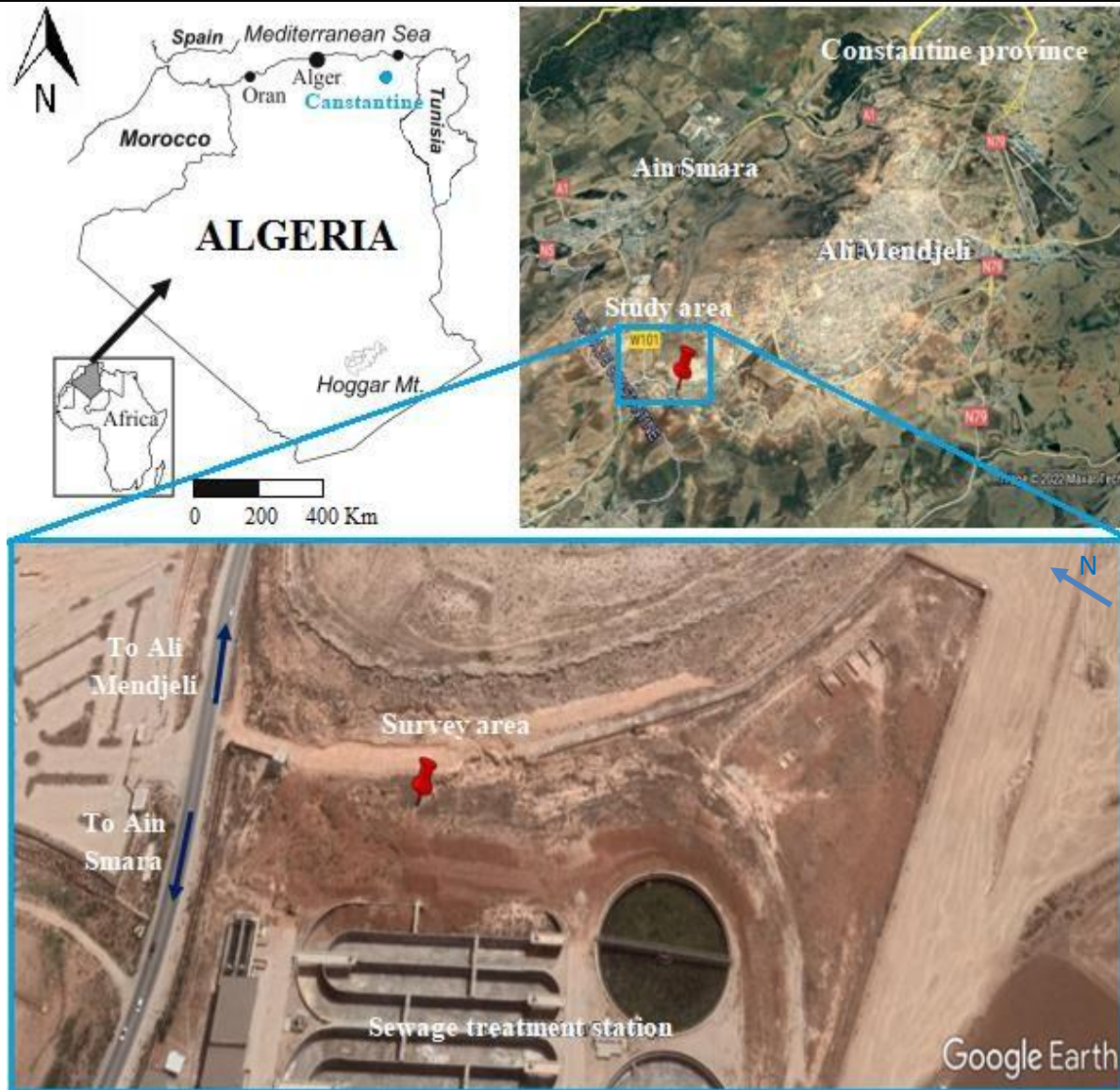


Fig.IV.1 Photo satellitaire montrant la zone d'étude.

IV.1.2 Géographie générale

Géographiquement, la zone étudiée se situe entre les latitudes $36^{\circ}13'33,24''N$ et $36^{\circ}13'39,15''N$ et les longitudes $6^{\circ}31'52,59''E$ et $6^{\circ}31'56,11''E$, à une altitude moyenne de ~ 726 m au-dessus de la mer. Le site étudié est situé à proximité de la route de wilaya n°101, qui relie la ville nouvelle d'Ali Mendjeli et Ain Smara dans la banlieue sud-ouest de Constantine (NE de l'Algérie).

IV.1.3 Contexte géologique et hydrogéologique

Constantine appartient au bassin néogène post-Nappes de Constantine. Ce bassin est orienté ENE-WSW, et est situé dans l'Atlas Tellien de la chaîne alpine. Les formations géologiques présentes dans le bassin constantinois comprennent les formations de substratum qui sont essentiellement constituées de calcaires massifs du Crétacé supérieur (Cénomano-turonien), de marnes et marneux du Crétacé (Tellien) et de formations post-nappées (Coiffait, 1992).

Chapitre IV : Applications de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols

Le Miocène est représenté par plusieurs faciès de brèches épaisses à la base puis des argiles rouges, des conglomérats, des marnes gypseuses et des grès. Le Pliocène n'est connu que dans la partie sud du bassin. Discordant sur les formations du Miocène, il est représenté par des argiles noires à la base et des calcaires lacustres. Le Quaternaire est représenté par les calcaires lacustres parfois travertins avec leur base sablo-conglomératique et les terrasses alluviales des rivières Rhumel et Boumerzoug. Les autres formations correspondent à des dépôts de pente hétérogènes, peu épais. Le site d'intérêt de notre étude appartient aux formations sédimentaires sur un affleurement du Pliocène-Villafranchien : dépôts lacustres continentaux, calcaires et marnes lacustres (tufacées), brèches, conglomérats, grès grossiers, grès et sables continentaux (Fig.IV.2).

Les faciès des principaux remplissages des bassins sont des calcaires travertins durs ou caverneux, rouges, rosés ou brunâtres, souvent de teinte très vive et des marnes rougeâtres ou rosées prolongement des calcaires lacustres de Hadj-Baba et d'Ain El-Bey. Faciès côtier lacustre : bancs de conglomérats rouges plus ou moins consolidés, alternant avec des marnes rouges et des brèches rouges passant latéralement aux dépôts précédents celui du côté géologique (Coiffait, 1992). D'un point de vue hydrogéologique, le site est situé au sud -à l'ouest de la ville nouvelle Ali Mendjeli. Il appartient au bassin hydrographique du bassin versant de Kébir-Rhumel et à son sous-bassin Rhumel-Seguin. Ce bassin exoréique, se caractérise par une grande complexité hydrogéologique. Il est drainé par deux rivières importantes. Dans la partie sud, Oued Rhumel, et dans la partie ouest, Oued Enndja. Leur confluence en aval donne l'Oued Kebir qui rejoint plus au nord la Méditerranée (Mebarki and Thomas, 1988). Dans ce contexte, l'Oued Kebir-Rhumel, draine plusieurs zones géologiques et hydrogéologiques. Cette hétérogénéité du bassin entraîne des influences différentes sur le régime des cours d'eau ainsi que celle due à la répartition des précipitations. Le bassin Néogène de Constantine Mila est un bassin Miocène-Pliocène dominé par l'argile à l'exception de quelques affleurements de calcaires lacustres contenant des ressources exploitées localement. De plus, de nombreux horsts de calcaires néritiques émergent donnant naissance à des aquifères karstiques hydrothermaux (Mebarki and Thomas, 1988).

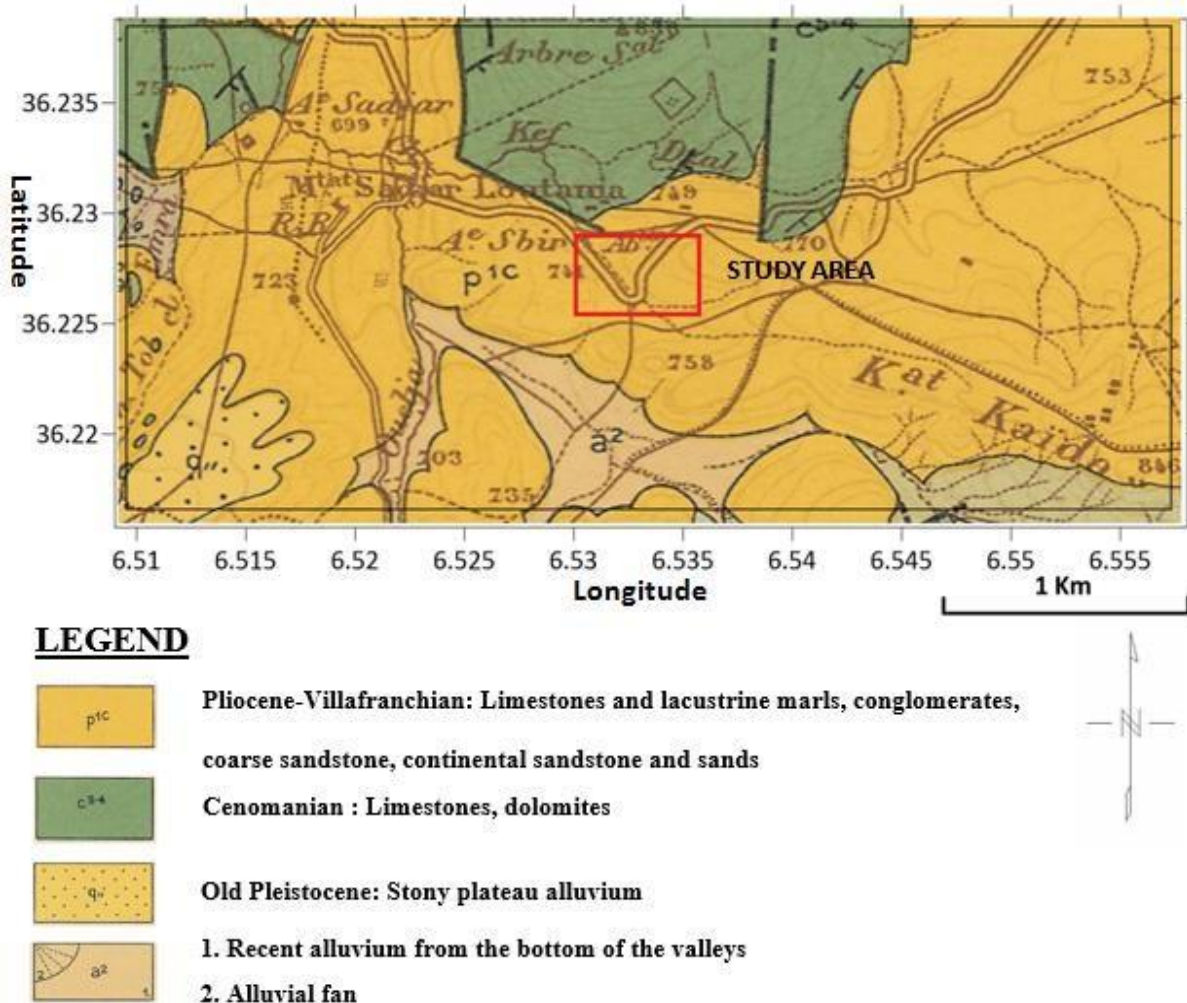


Fig.IV.2 Carte géologique de la zone étudiée (extraite de la géologie d'El Athmania, Échelle 1/50.000).

IV.1.4 Matériel et méthodes

Une stratégie systématique a été entreprise dans cette étude pour évaluer les propriétés de surface et souterraines du glissement de terrain. La résistivité électrique est une méthode géophysique qui permet d'étudier la distribution de la résistivité souterraine. La méthode est basée sur l'injection d'un courant électrique d'intensité connue dans le sous-sol (Fig.IV.3) à travers une paire d'électrodes, celles-ci étant insérées dans le sol, et sur la mesure de la différence de potentiel, induite aux bornes du sol. Plusieurs facteurs affectent la détermination de la résistivité tels que la salinité, la porosité, la température, la teneur en eau et la composition minéralogique (Cebulski et al., 2020). La technique de résistivité 2D a été largement décrite par (Telford et al., 1990); (Reynolds, 2011). Divers dispositifs d'électrodes disponibles sont utilisés pour les études de résistivité souterraine. La plupart des relevés sont effectués à l'aide de dispositifs conventionnels tels que les dispositifs Wenner, Schlumberger, dipôle-dipôle et pôle-pôle (Loke, 2004). Chaque dispositif possède ses avantages et ses

inconvenients (Bayrak and Şenel, 2012). Le dispositif Wenner a été préféré dans les études de sites bruyants en raison de la qualité de son signal détecté (Cubbage et al., 2017). Selon (Drahor et al., 2006), l'utilisation de dispositif de Wenner dans les enquêtes sur les glissements de terrain produit des images souterraines fiables similaires à celles d'autres dispositifs d'électrodes sophistiqués. Il n'est donc pas surprenant que de nombreuses études de cas aient été réalisées en utilisant le dispositif d'électrode Wenner pour l'enquête sur les glissements de terrain; (Khalil et al., 2018); (Pappalardo et al., 2018); (Falae et al., 2019); (Hojat et al., 2019); (Sutrisno et al., 2020); (Tunçel et al., 2021).

IV.1.5 Acquisition de la tomographie électrique 2D

Afin d'obtenir une image 2D de résistivité électrique du sous-sol, il est nécessaire que les mesures soient 2D et uniformes. Par exemple, le dispositif d'électrodes Wenner à 20 électrodes, dans lequel la distance entre deux électrodes est notée a , la première mesure enregistrée est effectuée avec les électrodes 1, 2, 3 et 4. Les électrodes 1 et 4 sont utilisées pour l'injection de courant et les électrodes 2 et 3 pour mesurer le potentiel. Le point de mesure est à l'aplomb du centre de ce dispositif. L'ensemble du dispositif sera alors déplacé d'une distance a (Loke, 2004); (Marescot, 2009); (Nouioua et al., 2015).

Les électrodes 2 et 5 sont alors utilisées pour l'injection de courant et les électrodes 3 et 4 pour la mesure de potentiel. L'opération est répétée sur toute la ligne d'électrodes jusqu'aux électrodes 18, 19 et 20. Le calcul de la résistivité apparente s'effectue automatiquement au niveau du coffret électrique du résistivimètre. En conséquence, pour le premier niveau d'acquisition, il y a 17 cas, soit $(20-3 \times a)$, du fait que la caractéristique du dispositif de Wenner est de garder une distance constante entre toutes ses électrodes. Au niveau d'acquisition de données suivant, un espacement inter-électrodes égal à $2 \times a$ est entrepris. La première mesure du 2^{ème} niveau fera donc intervenir les électrodes 1 et 7 pour l'injection de courant et 3 et 5 pour la mesure du potentiel. L'opération est répétée à nouveau jusqu'à l'électrode 20. À ce niveau de données, il y a 14 cas. Pour le 3^{ème} niveau d'acquisition il y a 11 possibilités.

La profondeur d'investigation est définie en faisant varier la distance entre les électrodes (Marescot, 2009). Les mesures de chaque niveau d'acquisition sont effectuées avec $4 \times a$, $5 \times a$, etc. (Il existe 6 niveaux de données pour les 20 électrodes du dispositif Wenner).

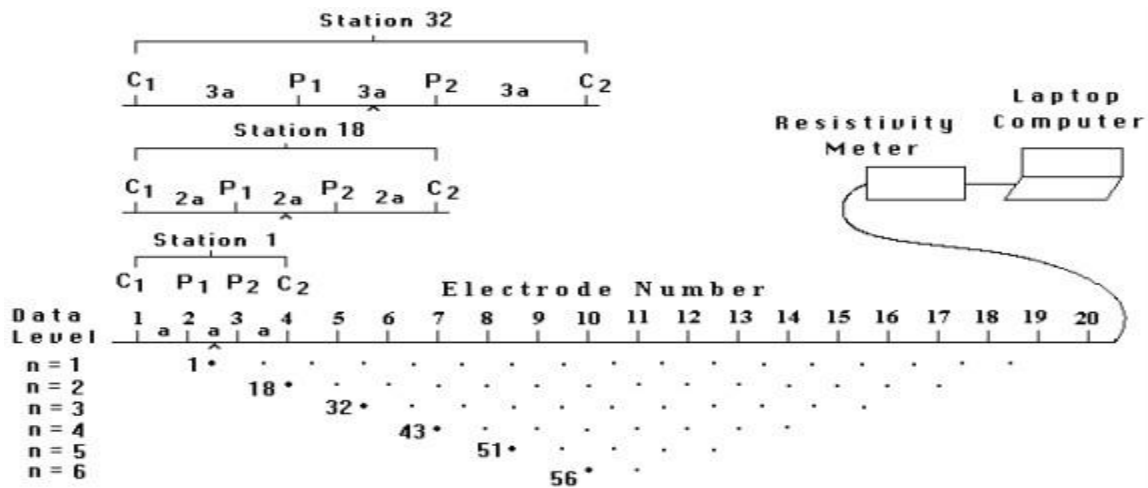


Fig.IV.3 Disposition des électrodes pour une acquisition en 2D et une séquence de mesures en fonction du dispositif Wenner pour construire une pseudosection (Fehdi et al., 2011).

Dans cette étude, le dispositif Wenner a été appliqué en raison de sa forte force de signal. Ce dispositif d'électrodes est appliqué pour cinq profils le long et à travers le glissement de terrain. Trois profils électriques ont été exécutés perpendiculairement au chemin de glissement de 115 m de longueur chacun à une élévation légèrement différente et deux autres profils d'une longueur de 69 m, dans le sens du glissement (Fig.IV.4), avec un espacement inter-électrodes de 5 m et 3 m, respectivement. Le premier profil (P₁) est situé dans la partie avant du glissement de terrain et les deux profils deux et trois (P₂ et P₃) ont été pris dans la partie crête du corps du glissement. Le profil quatre (P₄) est situé le long de la pente sur le flanc gauche, tel que le profil cinq (P₅) est situé le long de la pente sur le flanc droit du glissement (Fig.IV.4). La séquence de mesure dans la collecte des données de résistivité apparente 2D a été réalisée à l'aide d'un résistivimètre à électrodes Syscal Junior Switch-48 (IRIS, France). Les trois premiers profils (P₁, P₂ et P₃) étaient orientés NNW SSE, tandis que les autres (P₄ et P₅) étaient orientés WSW/ENE.

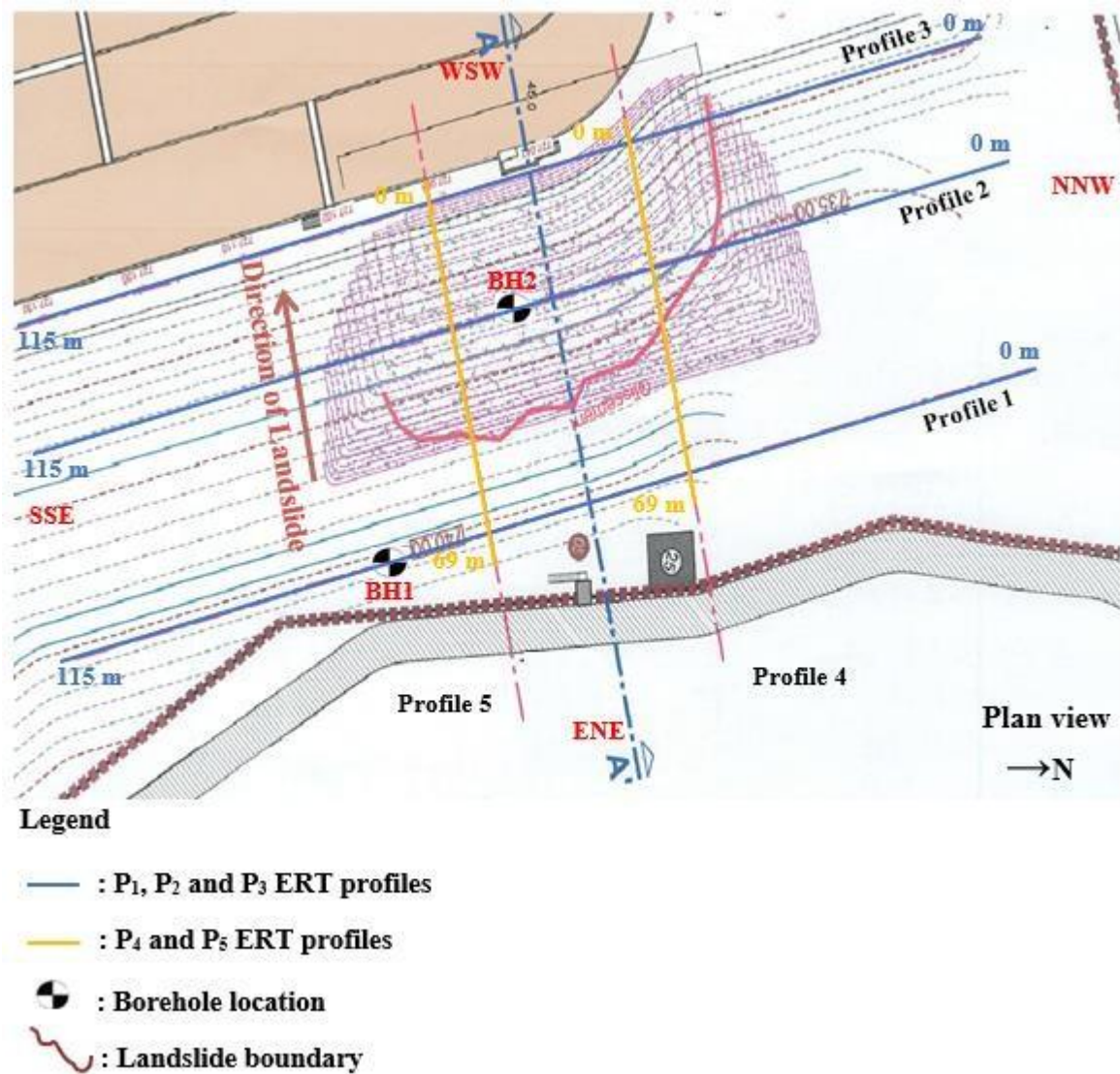


Figure.IV.4 Carte topographique du glissement de terrain montrant, le plan d'implantation des profils de résistivité électrique.

Informations détaillées concernant les positions des profils de tomographie par résistivité électrique conduite de la figure IV.4 sont répertoriés dans le tableau.IV.1. Les données d'investigation des forages en combinaison avec les sections inversées de résistivité ont été analysées, d'une part pour vérifier les caractéristiques du glissement de terrain en termes de lithologie et de matériau et d'autre part, pour définir la surface probable de rupture et pour estimer l'épaisseur de la couche de glissement, comme réalisé dans d'autres études rapportées (Bellanova et al., 2016); (Kristyanto et al., 2017);(Bellanova et al., 2018). Les paramètres des mesures de champ de tomographie de résistivité électrique sont décrits dans le tableau.IV.2.

Tableau.IV.1 Cordonnées géographiques des profils électriques.

Profils N°	Coordonnées des profils électriques réalisés			
	Coordonnées de départ du profil		Coordonnées de fin de profil	
	Latitude	Longitude	Latitude	Longitude
P ₁	36°13'38.54"N	6°31'54.18"E	36°13'35.02"N	6°31'55.86"E
P ₂	36°13'38.61"N	6°31'52.65"E	36°13'34.96"N	6°31'54.32"E
P ₃	36°13'38.13"N	6°31'51.52"E	36°13'34.52"N	6°31'53.41"E
P ₄	36°13'36.59"N	6°31'52.27"E	36°13'37.18"N	6°31'55.04"E
P ₅	36°13'35.94"N	6°31'52.57"E	36°13'36.58"N	6°31'55.24"E

Tableau.IV.2 Paramètres de l'étude de terrain par tomographie de résistivité électrique.

N° du profil	Résistivimètre	Dispositif de mesure	Nombre d'électrodes	L'espacement (m)	Longueur totale (m)
P ₁	Syscal Junior	Wenner	24	5	115
P ₂	Syscal Junior	Wenner	24	5	115
P ₃	Syscal Junior	Wenner	24	5	115
P ₄	Syscal Junior	Wenner	24	3	69
P ₅	Syscal Junior	Wenner	24	3	69

IV.I.6 Résultats et discussion

Les données brutes de résistivité apparente ont été traitées à l'aide du programme Res2Dinv. Ce programme est basé sur l'inversion des moindres carrés de pseudo-sections de résistivité apparente en utilisant une méthode quasi-Newton (Loke and Barker, 1996a). Le programme génère une section inversée de résistivité-profondeur pour la ligne de profil basée sur la méthode robuste des moindres carrés contraints de norme L_1 (blocs) (Degroot-Hedlin and Constable, 1990); (Loke and al, 2003). Res2Dinv utilise les méthodes des différences finies et des éléments finis pour calculer les modèles de réponse directe 2D. La profondeur d'investigation augmente avec la distance inter-électrodes. Les profondeurs maximales étudiées d'un tel dispositif pour les profils perpendiculaires et parallèles sont respectivement d'environ 20 m et d'environ 12 m.

Un premier regard sur les sections de résistivité inversées de tous les profils électriques, on peut remarquer que la résistivité varie dans une plage modérée ; c'est-à-dire d'un minimum de 2 Ω m à un maximum de 70 Ω m et va encore plus haut. Pendant ce temps, l'erreur quadratique moyenne (RMSE) varie de 1,77 % à 9,4 %, estimée entre les résistivités apparentes mesurées

Chapitre IV : Applications de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols

et calculées. Pour tous les profils électriques, la plage des valeurs de résistivité électrique est limitée. D'après les images inversées de résistivité (Figure IV.5a-e), il existe deux faciès dominants. Le premier est marqué par de faibles valeurs de signature de résistivité allant de 1,38 Ωm à 6,20 Ωm , cela correspond à des argiles humides (par présence d'eau) qui pourraient être à l'origine des dégradations observées dans le site étudié. Cette formation montre qu'il existe des couches susceptibles d'être à l'origine du glissement de terrain à une profondeur de 10,5 m et à des profondeurs d'étendue de 17,5 m et 20 m. D'autres faciès présentent des valeurs de résistivité allant de 6,20 Ωm à 19 Ωm . Ce sont des argiles moyennement humides et plus ou moins tufacées. Les formations de valeurs de résistivité moyennes à élevées (19 Ωm à 70 Ωm). La figure.IV.5a, illustre la section inversée du premier profil (P_1), qui est composé d'une couche conductrice située entre des zones plus ou moins résistantes indiquées par des couleurs bleu-bleu clair caractéristiques d'une signature de faible résistivité avec des valeurs (inférieures à 4 Ωm). Ceci est interprété comme le matériau d'argile rouge. L'interface entre la zone conductrice et les couches sous-jacentes constitue la ligne de glissement. Ceci est bien visible, modérément à une profondeur d'environ 10,5 m. La figure.IV.5(b) montre la coupe transversale de l'image inversée du profil P_2 . Cette image configure la zone de glissement. La zone de faible résistivité se trouve directement sous la tête coulissante, ce qui explique la masse survenue dans cette zone. Si l'on considère la différence de côté entre ce profil et le premier, on peut en déduire que les limites supérieure et inférieure de la couche d'argile conductrice constituent deux niveaux de glissement (à 10,5 m de profondeur et entre 17,5 m et 20 m).

On peut observer que cette zone d'argile ayant une faible résistivité constitue le corps déplacé du glissement. Malgré la différence d'altitude, si l'on compare en profondeur le profil P_3 (Figure IV.5c) et les deux profils de P_1 et P_2 , on constate que la couche de résistivité relativement faible existe toujours et qu'elle pourrait générer des couches instables en cas d'augmentation de la teneur en eau (par infiltrations d'eau de pluie ou élévation du niveau de la nappe phréatique. Une telle formation présente la continuité de faciès à faible résistivité dans la zone étudiée, déjà révélée par les deux premiers profils. La figure 6 (a-d) révèle le mouvement de glissement de terrain sur la pente de la crête créé par une rupture de surface, des matériaux déplacés et des débris principaux sur les flancs gauche et droit, respectivement. La figure IV.5(d) montre la section inversée du profil P_5 (sans correction topographique). L'image de la tomographie électrique est divisée en deux zones. Les valeurs de résistivité modérées, allant de 7 Ωm à 30 Ωm , ont été enregistrées dans la zone proche de la surface supérieure à une profondeur d'environ 0-4 m, et dans la zone de résistivité plus faible, qui se

Chapitre IV : Applications de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols

trouve juste en dessous de la zone supérieure indiquée par le la couleur bleu foncé, d'une valeur inférieure à $3 \Omega\text{m}$, est interprétée comme un matériau d'argile rouge.

Les résultats de ces interprétations sont conformes aux données lithologiques du premier forage de BH1 (sa position est indiquée sur la Figure.IV.4. L'image illustre clairement que la surface de glissement affecte la zone étudiée. En suivant la direction du glissement, sur une longueur d'environ 60m et à une profondeur de 12m, on constate que la zone conductrice est prédominante dans ce profil. Il présente deux surfaces de rupture, une surface supérieure responsable des désordres observés le long du glissement et une surface inférieure qui serait à l'origine du mouvement principal. La surface de glissement est déduite des limites entre la couche proche de la surface, qui présente un matériau mobilisé à résistivité relativement élevée, et les argiles conductrices. La figure IV.5 (e), montre la section inversée du profil P5.

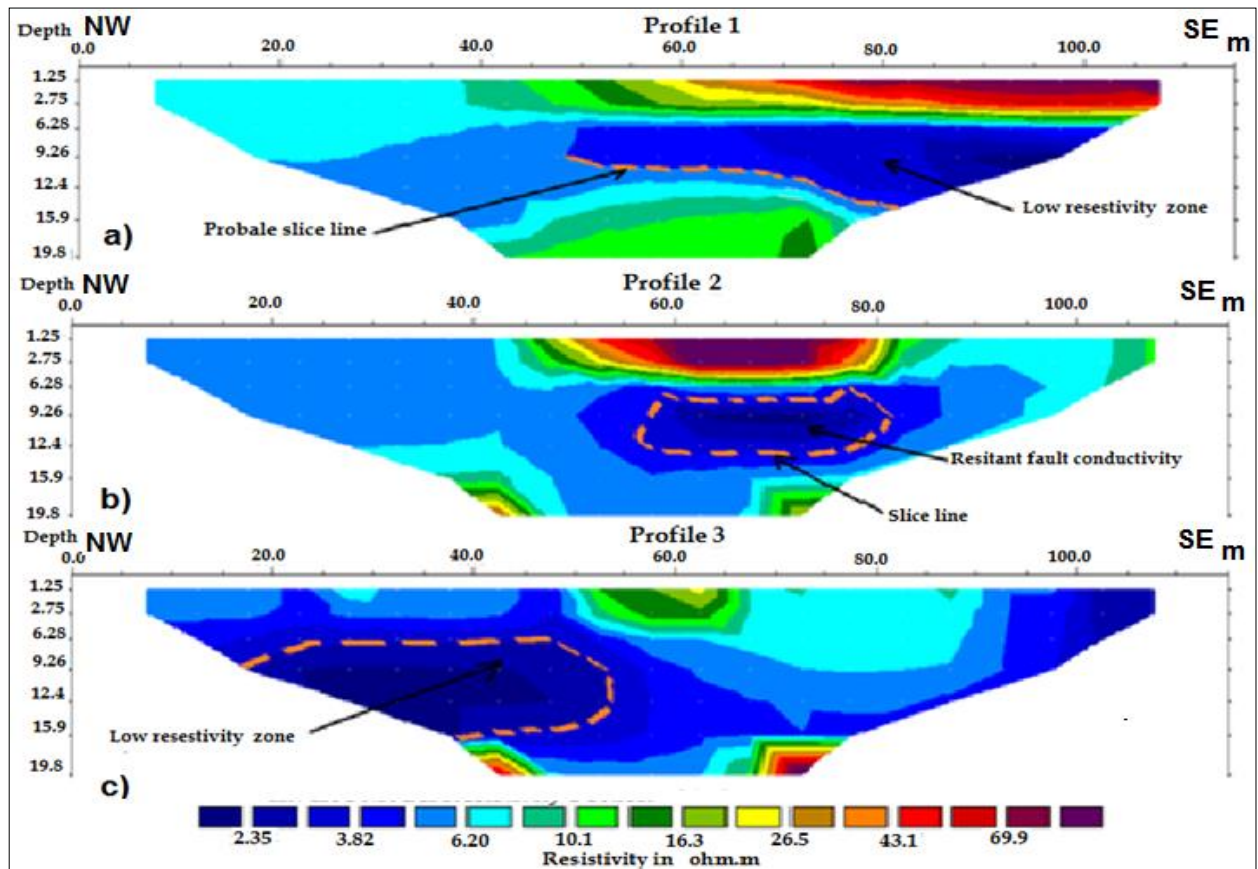
Il est probable que la zone susceptible de générer des mouvements se situe uniquement au pied de la pente, ce qui indique que la zone de glissement est bien limitée (présence d'une zone instable). D'après les résultats obtenus des images inversées des lignes ERT de P₂ et P₄, il est possible de calculer approximativement le volume du matériau déplacé ; en gardant à l'esprit les considérations suivantes : la surface de rupture à une profondeur de 10m et une largeur de la zone de glissement où se trouve la couche conductrice 35 m à 40m (P2) et la continuité de cette dernière selon la direction de glissement estimée à 50m. La figure IV.6 (a, b) montre une vue d'ensemble sur la crête du talus, le détachement et l'effondrement d'une partie importante du talus ont révélé la présence de ruptures et l'ouverture de fissures très vides qui entaillaient profondément le talus. La masse importante du glissement de terrain révélant l'apparition d'une morphologie en étages, présentée sur la figure IV.6 (c, d). Cette dernière illustre la surface de rupture et les escarpements métriques en sommet de versant.

Plusieurs fissures verticales visibles sont également observées dans toute la partie droite de la zone du glissement de terrain. Le glissement de terrain provoque un effondrement important des formations superficielles et les fissures en haut de pente sont très ouvertes et profondes (Figure IV6 (c, d)). La présence d'eau et les formations géologiques sensibles à la présence d'eau ont probablement contribué au déclenchement du glissement de terrain, dont le volume peut être estimé à environ $20\,000 \text{ m}^3$. La présence d'eaux souterraines est l'un des principaux facteurs déclenchant les glissements de terrain, l'instabilité des sols et leur apparition. Cependant, la présence de glissements de terrain diminue les facteurs de sécurité des pentes, surtout dans les sols fortement saturés. Par conséquent, les sollicitations et activités sismiques jouent un rôle potentiel dans l'instabilité de la zone et génèrent des

Chapitre IV : Applications de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols

glissements de terrain. Dans notre étude, les activités sismiques n'ont pas contribué à l'instabilité de la zone.

Profils 1, 2 et 3 (L=115m). Modèles géoélectriques ajustés par Res2Din.



Profils 4 et 5 (L=69m). Modèles géoélectriques ajustés par Res2Din.

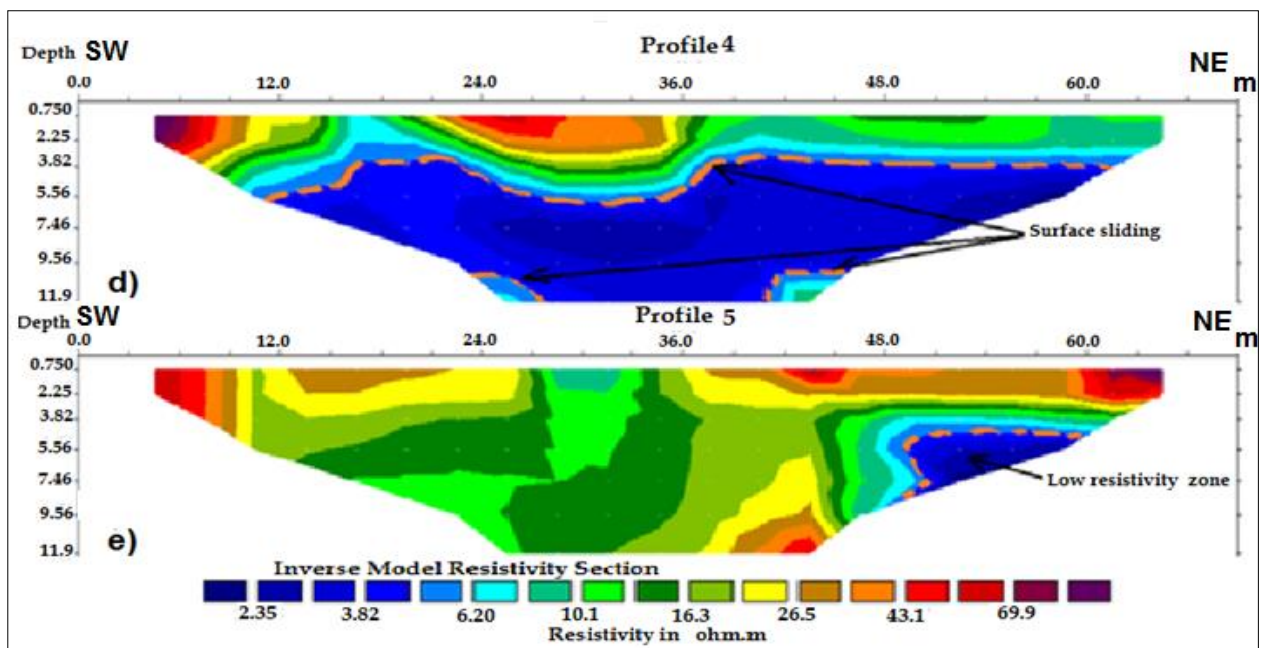


Fig.IV.5 Coupes de résistivité en 2D inversées, pour les profils de résistivité électrique : (a) profil 1, (b) profil 2, (c) profil 3, (d) profil 4 et (e) profil 5.

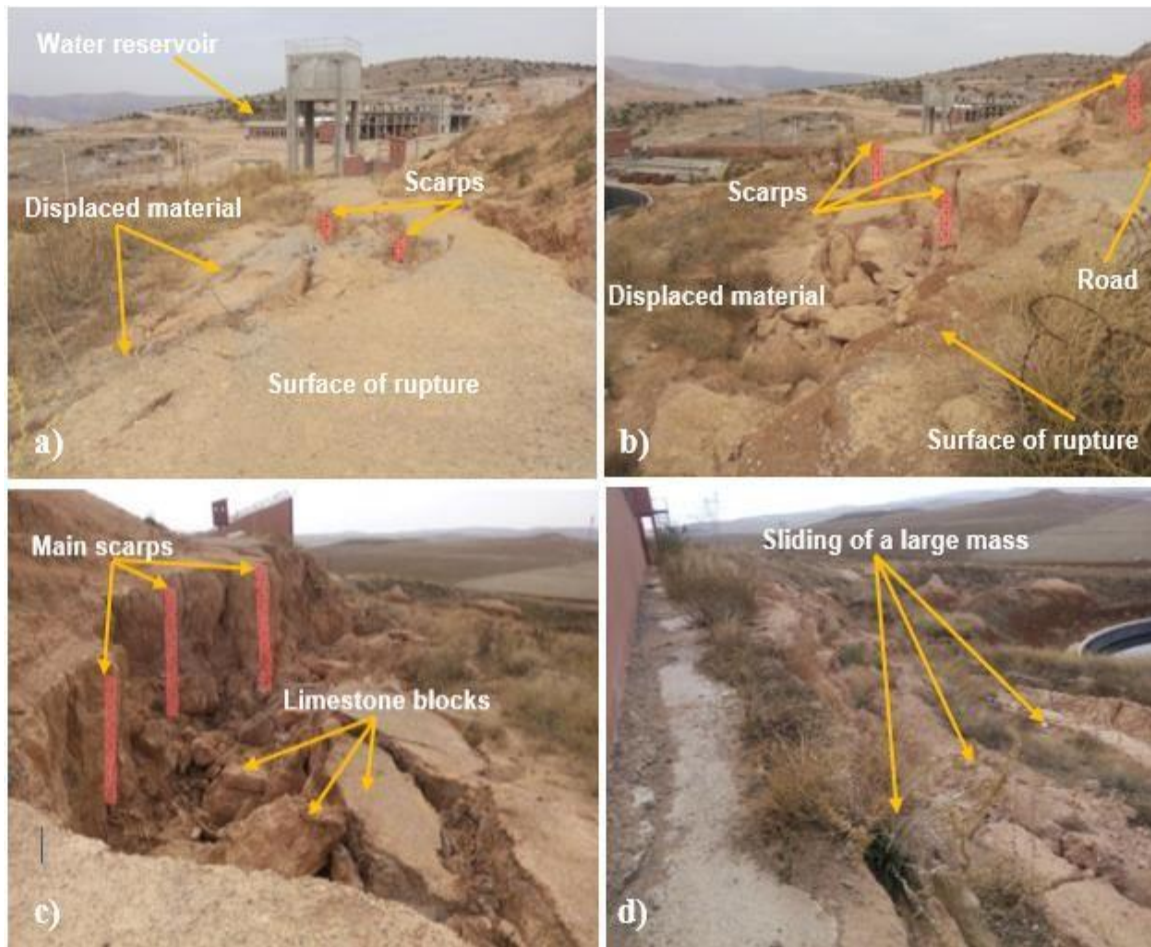


Fig.IV.6 Les indications de mouvements de glissement de terrain sur la pente de la crête, se sont manifestées par des escarpements et des matériaux déplacés. Du flanc gauche. c et d) aperçu du flanc droit a et b) aperçu du flanc.

IV.I.7 Reconnaissance géotechnique du site

Afin de définir les propriétés du sous-sol et sa constitution lithologique de la zone étudiée, ainsi que de connaître la couche de sol susceptible de glisser. Il apparaît donc nécessaire de réaliser un forage de calibrage dans cette zone. Dans ce contexte, deux forages (nommés ici BH1 et BH2) ont été réalisés dans la zone étudiée. La profondeur totale du premier forage (BH1) était de 20 m. L'emplacement du forage a été proposé sur la base de l'alignement du premier profil tomographique (P_1) comme illustré sur la figure IV.4. Le BH1 est équipé d'un tube inclinométrique, tandis que la profondeur totale du deuxième forage (BH2) était de 15 m. Le BH2 est situé à la partie médiane du deuxième profil tomographique (P_2) (Fig.IV.4).

Dans cette étude, les investigations géotechniques visent à caractériser le sous-sol. Dans la lithologie de la zone étudiée, deux principales couches souterraines peu profondes ont été essentiellement rencontrées pour les deux forages. La première du BH1 est constituée d'une argile tufacée brune à beige plus ou moins consolidée, avec présence de blocs calcaires

Chapitre IV : Applications de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols

alvéolaires depuis la surface du sol jusqu'à 2,5 m de profondeur. La seconde est composée d'argiles rouges légèrement tufacées, légèrement humides et compactes allant de 2,5 m à 20 m de profondeur. De plus, la lithologie BH2, constituée depuis la couche superficielle jusqu'à une profondeur de 1,8 m, d'une argile tufacée avec présence de blocs calcaires alvéolaires et de 1,8 m à 15 m, est constituée d'une argile rouge légèrement tufacée, légèrement humide et compacte. La méthode de mesure inclinométrique consiste à insérer une sonde inclinométrique dans un tube muni de quatre rainures de guidage et à mesurer à différentes profondeurs par unités de 50 cm. Pour chaque pas de mesure, la précision de la sonde est comprise entre 0,01 et 0,1 mm, l'angle que fait l'axe de l'élément de tube de guidage avec la verticale. L'orientation du tube dans la direction présumée de glissement est représentée par la direction (-A/A+) faisant toujours référence au nord géographique.

L'inclinaison du tube guide, par rapport à la verticale, est obtenue en déplaçant la sonde avec un pas constant égal à la longueur de la sonde (50 cm) et en répétant la même procédure à différents intervalles de temps. La mesure inclinométrique réalisée au niveau du forage carotté BH1 et après examen du graphique résultant présenté ci-dessous (Fig.IV.7), représentant le déplacement dans les directions -A et A+, a permis de détecter localement les variations d'inclinaison du tube et connaître la position possible des déplacements. La direction vers la première lecture 001 présente une valeur (minimale) significative à 13 m de profondeur, avec un déplacement de 2 mm à 3 mm. La deuxième lecture 002 (30 jours après la lecture 001) : présente également une valeur (minimale) significative à 10m de profondeur, avec un déplacement de 2 mm et une autre valeur entre 17,5 m et 19,5 m de profondeur d'environ 2,5 mm. La direction vers B ne présentait pas une valeur significative. Cette disposition est en parfait accord avec la géologie locale et l'analyse des mesures inclinométriques a conduit à suspecter une surface de glissement à 10m, 13 m et entre 17,5 m et 19,5 m de profondeur et à des déplacements de l'ordre de 2 mm à 3 mm.

Le résultat de la tomographie de résistivité électrique 2D pour le premier profil (P₁), qui coupe le forage BH1 à environ 86 m du point de départ du premier profil, comme le montre la figure 8a. De plus, le résultat de la tomographie électrique 2D pour le deuxième profil (P₂), qui coupe le forage BH2 à environ 65 m de la première électrode, est représenté sur la figure 8b. Il est à noter que les pseudo-sections tomographique montrent la présence d'une faible résistivité allant de moins de 2 Ω m à 6 Ω m, à une profondeur d'intervalle de 6 m à 16 m, comme indiqué sur la figure IV.8 (a, b). Les résultats des images inversées des profils P₁ et P₂ avec les données lithologiques des forages de BH1 et BH2 montrent une bonne corrélation. Ainsi, l'analyse des mesures inclinométriques a permis de suspecter que la surface de

Chapitre IV : Applications de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols

glissement à 10 m, 13 m et entre 17,5 m et 19,5 m de profondeur et les déplacements étaient de l'ordre de 2 mm à 3 mm. On peut résumer que la méthode de tomographie par résistivité électrique montre un bon accord avec les informations du forage et les mesures de l'inclinomètre (Fig.IV.8).

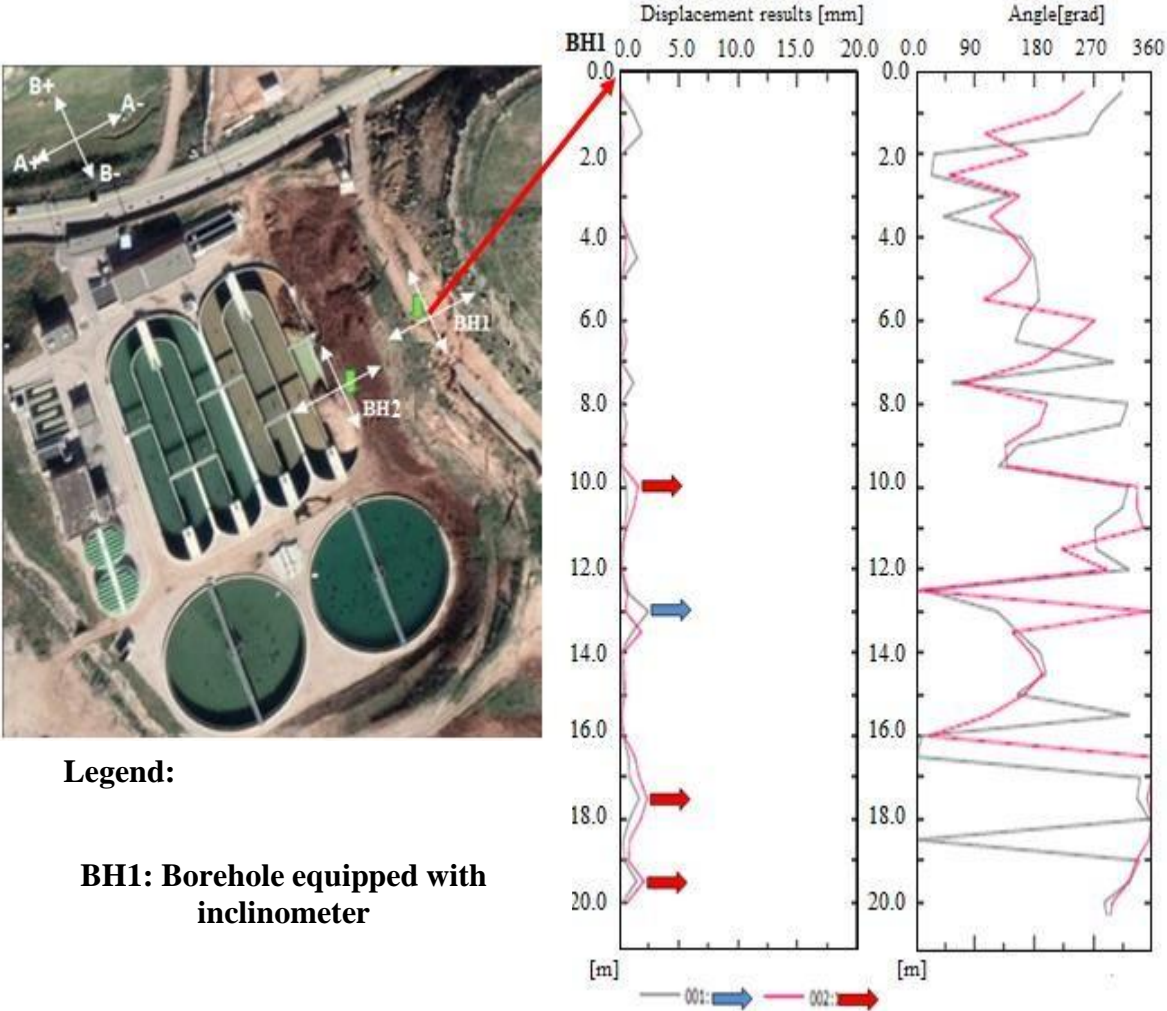


Fig.IV.7 Inclinomètre de mesure installé dans le forage BH1.

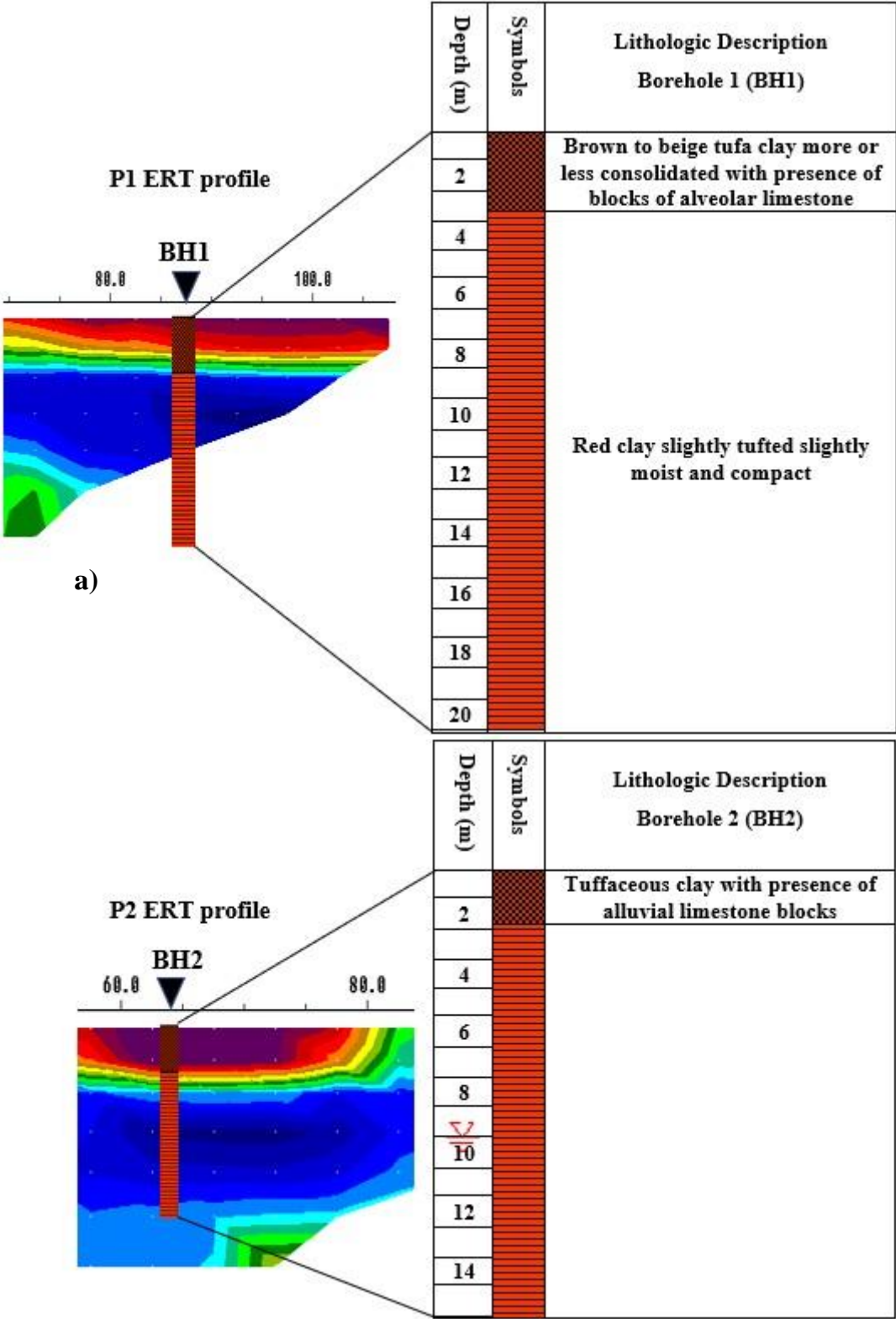


Fig.IV.8 Corrélation entre les coupes inversées de résistivité des profils électriques et la lithologie du site d'étude, déduite du puits : a) P₁ ERT avec BH1 et b) P₂ ERT avec BH2.

IV.I.8 Conclusion

En résumé, une approche intégrée appliquée pour caractériser la structure interne du glissement de terrain à partir de données géophysiques est présentée dans cet article. L'utilisation de l'outil géophysique de la méthode de tomographie par résistivité électrique est bien adaptée pour étudier et caractériser la structure interne du glissement de terrain d'Ali Mendjeli. Les résultats obtenus à partir des résistivités électriques filaires le long de cinq profils à l'aide d'un dispositif d'électrodes de Wenner ont été réalisés dans la zone de glissement de terrain, révélant une structure composée de deux formations de résistivités très distinctes. La première formation est de faible résistivité, et d'une forte teneur en humidité due à l'infiltration des eaux de pluie ou à la montée du niveau de la nappe phréatique.

Une deuxième formation représentée par des argiles moyennement hydriques plus ou moins tufacées, présentant des valeurs de résistivité modérées par rapport à la première formation. Les résultats des images de résistivité montrent les surfaces de glissement à différentes profondeurs caractérisées par de faibles valeurs de résistivité et sont liées à l'état de saturation de la zone de glissement.

Les surfaces de glissement constituent l'interface entre les deux formations rencontrées. L'analyse des images inversées de résistivité, et particulièrement des profils P₃ et P₄, a permis de déduire que la surface de rupture générant le glissement de terrain est située en crête de pente compte tenu de la présence d'une couche conductrice en profondeur dans le profil P₃ et de sa continuité. Le long du glissement de terrain dans le profil P₄. Sur la base des résultats obtenus, le volume de la masse terrestre en mouvement peut être calculé de manière approximative. Si l'on considère une surface de glissement à une profondeur de 10 m, une largeur de zone de glissement ou l'étendue de la couche conductrice qui est de 35 m à 40 m et la continuité de cette dernière dans la direction du glissement qui est estimée à 50 m.

Le volume du glissement est grossièrement estimé à environ 20000 m³. Les images de résistivité combinées, les investigations géotechniques (essais inclinométriques) et les observations de terrain ont révélé les surfaces de glissement et défini/estimé la masse de matériau déplacée. Cette étude souligne le potentiel de la méthode de tomographie par résistivité électrique comme outil de détection dans les inspections de glissements de terrain. La tomographie électrique est donc un outil puissant pour délimiter les limites des glissements de terrain.

IV.2 Application de la tomographie de résistivité électrique pour la détermination des déformations instables ainsi que leurs plans de glissement dans la ville de Mila

IV.2.1 Introduction

L'applicabilité simultanée des méthodes géotechniques et géophysiques, donne une solution appropriée afin d'évaluer les glissements de terrain. Les spécifications des méthodes géotechniques donnent des résultats limités, sont coûteuses, prennent du temps et destructives par contre les avantages des techniques géophysiques sont peu coûteuses, rapides, on peut investiguer une plus grande surface de terrain. L'enquête géotechnique consiste à la réalisation des sondages carottés et l'implantation des sondages inclinométriques dans les endroits endommagés. Pour les investigations géophysiques, l'approche conçue dans cette étude de ce site sus indiqué est la méthode de tomographie par résistivité électrique.

IV.2.2 Site d'étude

Le site d'étude considéré dans le présent travail est la zone d'El Kherba (Fig.IV.9) qu'est un quartier dans la ville de Mila (Wilaya de Mila) situant dans l'Est Algérien près de Constantine à quarante kilomètres environs.



Fig.IV.9 Localisation du site d'étude « El-Kharba » Image Google Earth- Mila.

Chapitre IV : Applications de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols

IV.2.3 Aspect géologique

Les travaux géologiques (Coiffait, 1992) réalisés dans la région de Mila ont donné la colonne litho-stratigraphique représentée ci-dessous, qui comprend de bas en haut (Fig.IV.10).

I : Les argiles gypseuses grises de la rivière Mila reposent sur un substrat tellien. Ces argiles basiques sont largement exposées autour de la ville de Mila.

II : Conglomérats à blocs peu roulés, noyés dans une matrice argilo-sableuse et une fine couche de grès à ciment calcaire (Durand, 1955). Ces formations de conglomérats sont rougeâtres, de 40 m à 80 m d'épaisseur, Vallésien-Turolien inférieur, et elles sont très développées le long de la rivière Mila.

III : Marnes qui sont majoritairement grises à noires, mais elles peuvent avoir des teintes rougeâtres à violacées. Ces niveaux comportent des passages en gypse.

IV : À la base de cette unité, marnes gris brunâtre parfois brun jaunâtre, sableuses, alternées avec des bancs de grès jaunâtres, et d'épaisseur dépassant 20 m. Ces marnes sont surmontées de grès beiges à jaunâtres alternés avec des couches argilo-sableuses. À leurs sommets, des conglomérats bruns à galets décimétriques enchâssés dans une matrice sable.

V : Série constituée de dalles de calcaire lacustre très dures, de 50 m à 100 m d'épaisseur, de teinte blanchâtre à rougeâtre, alternées avec des niveaux d'argile rouge.

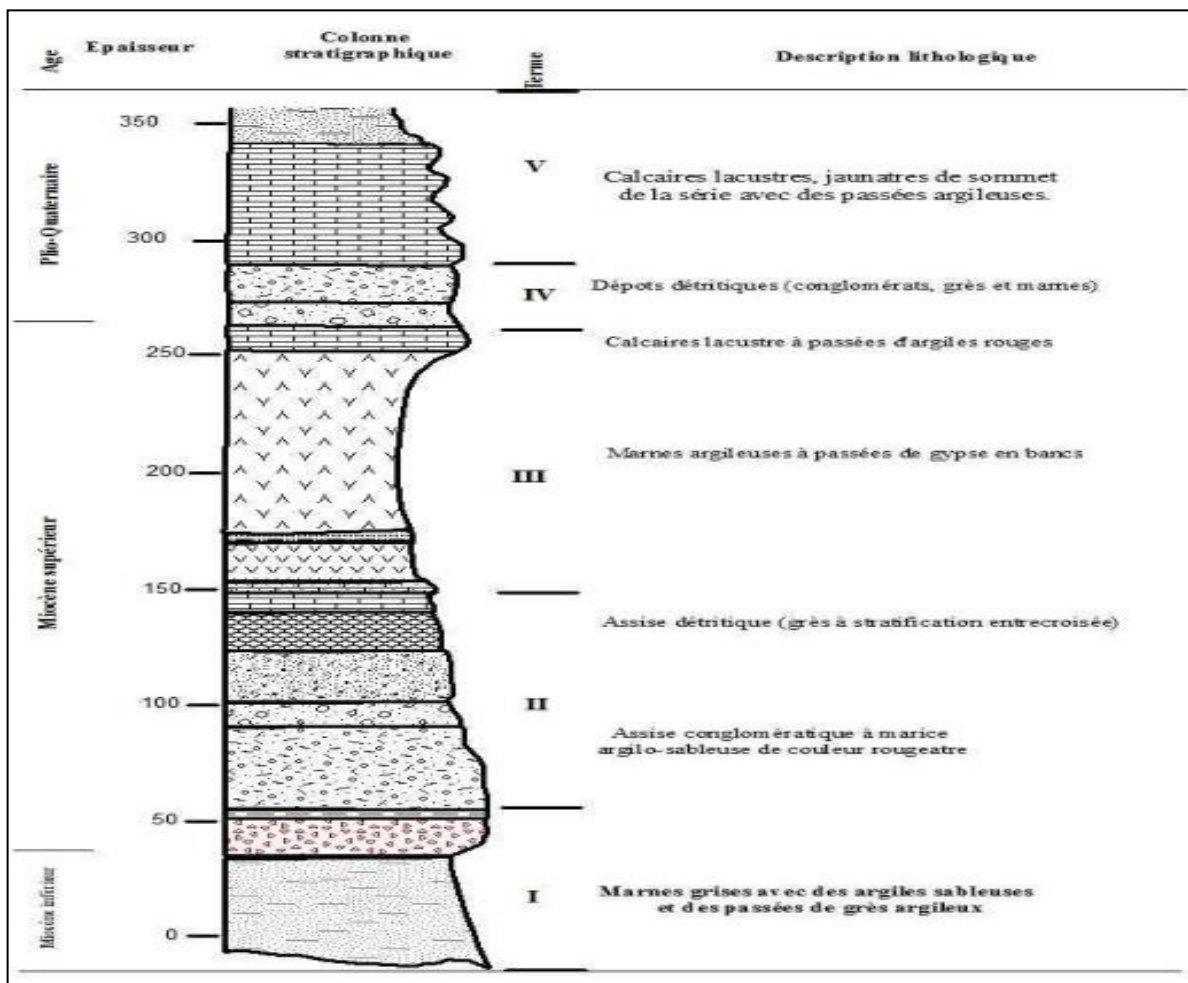


Fig.IV.10 Colonne stratigraphique des dépôts néogènes du bassin de Mila (Coiffait, 1992)

IV.2.4 Enquêtes de terrain

IV.2.4.1 Prospection géotechnique

Le contrôle des mouvements des terres a été suivi par l'implantation des inclinomètres. Cet essai a pour objectif essentiel la description des déplacements suivant le sens de glissement des masses des matériaux du sous-sol et leurs vitesses. Dans cette étude seize inclinomètres ont été implantés dans les endroits potentiels dans le périmètre endommagé (Fig.IV.10). Les résultats obtenus (Tableau IV.1), montrent que le sol est réellement en mouvement et provoque un risque aux citoyens de la localité. À l'aide de ces résultats on constate que le sol bouge à des vitesses de 0.05 à 0.2 m/j et les cercles de glissement atteignent 18 à 78.5 m, ainsi les directions de ces glissements sont vers Nord-Est et Nord-Ouest.



Fig.IV.11 Exemples de glissements de terrain dans la parcelle d'étude.

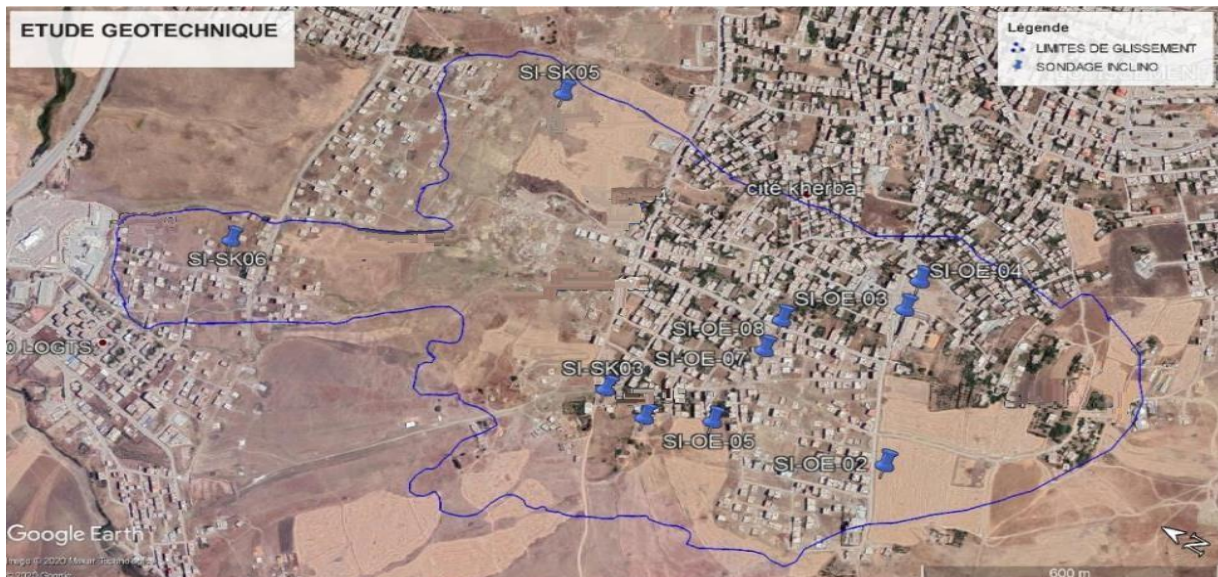


Fig.IV.12 Implantation des inclinomètres sur le périmètre endommagé.

IV.2.4.1 Méthodologie

La collection des informations relatives à la déstabilisation du sous-sol et sa surveillance, nécessite des techniques appropriées qui peuvent fournir des descriptions de ce qui se passe en profondeur de ce sous-sol. Alors, il a été possible d'estimer la dynamique des déformations des formations du sous-sol. Dans cette étude la méthode choisie est celle de l'inclinomètre, qui a pour objectif d'avoir la profondeur de la surface de glissement, la vitesse de déplacement et l'orientation du mouvement. Dans ce contexte, une campagne d'implantation de dix inclinomètres été réalisée, dans les endroits qui représentent un vrai danger aux citoyens (Fig.IV.9). Les forages qui ont été réalisé pour recevoir les équipements de mesures inclinométriques, ont été à des profondeurs varies de 30 m à 90 m (Tableau IV.2).

Tableau.IV.3 Caractéristiques des sondages inclinométriques.

Sondages Inclinométrique	Profondeur du sondage(m)	Profondeur de mouvement(m)	Vitesse de déplacement (mm/j)	Direction de mouvement
SI-OE02	56.5	35	0.05	Nord 26°W
SI-OE03	80	78.5	0.17	Nord 66°E
SI-OE04	80	77.5	0.1	Nord 31°E
SI-OE05	68.5	30.5	0.07	Nord 46°E
SI-OE07	90	78	0.15	Nord 67°W
SI-OE08	90	30.5	0.20	Nord 12°E
SI-SK03	40	16	0.07	Nord 23°W
SI-SK05	80	31	0.17	Nord 12°W
		57.5	0.16	Nord 57°W
SI-SK06	80	18.5	0.57	Nord 36°W

IV.2.4.2 Discussion

Dans cette étude, les informations récupérées lors de cet essai inclinométriques, ont été subdivisés en trois plages en fonction de la vitesse de déplacement. La première plage s'étend de 0.05 mm/j à 0.07 mm/j. Ces valeurs ont des cercles de glissement allant de 16 m à 35 m sont considérés de faible mouvement, ces caractéristiques sont représentées dans les sondages SI-OE02, SI-OE05 et SI-SK03. Pour la deuxième plage se résume dans : a) le sondage SI-SK05 où la profondeur du forage 80 m mais les surfaces de rupture de sol sont à 31 m pour une vitesse de 0.17 mm/j et à 57.5 m pour une vitesse de mouvement de 0.16, b) les sondages SI-OE03, SI-OE04 et SI-OE07 ont des profondeurs de 80 m à 90 m les mouvements sont produit à 78.5 m, 77.5 m et à 78 m successivement, les vitesses de glissement de terrain sont

Chapitre IV : Applications de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols

plus proches entre elles avec une seule orientation du mouvement des masses du sous-sol. La troisième plage englobe les terrains de forte vitesse de déplacement des formations géologiques souterraines qui sont illustrées dans les sondages suivants : SI-SK06, le rayon du cercle de glissement est à 18.5 m avec une vitesse de 0.57 mm/j, le sondage SI-OE08 la profondeur du forage soit égale à 90 m, le cercle de glissement est à 30.5 m mais la vitesse dynamique soit 0.20 mm/j.

IV.2.5 Prospection géophysique

Les objectifs les plus importants de cette investigation géophysique dans le site d'El Kharba, sont résumés dans la reconstruction de la forme géométrique de la masse glissante du sol (latérale ou en profondeur), la détection de la surface de cisaillement entre le substratum stable et la masse instable et d'avoir une idée sur la répartition et la variation de la résistivité électrique vraie horizontalement et verticalement.

IV.2.5.1 Méthodologie

Le choix de la prospection géophysique par la méthode d'imagerie électrique ou tomographie électrique est devenu indispensable suite à sa technique non destructive, sa facilité de mise en œuvre et la rapidité des résultats. À cet effet, cette méthode est révélée adéquate d'une part pour la détection des variations latérales et d'autre part, pour la caractérisation des sous-sols. La tomographie électrique regroupe deux techniques (trainé électrique et sondage électrique) (Fig.VI01). Alors, on peut avoir des images géoélectriques en 2D des variations de résistivité électrique du sous-sol en fonction des formations rencontrées en profondeurs.

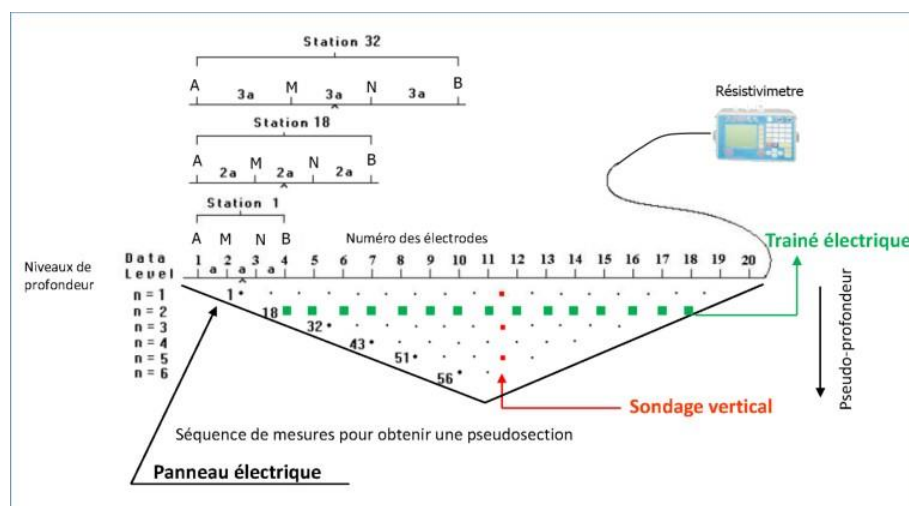


Fig.IV.13 Présentation d'un principe d'acquisition des données géophysiques (Farès, 2017).

Chapitre IV : Applications de la tomographie électrique pour la caractérisation des sols

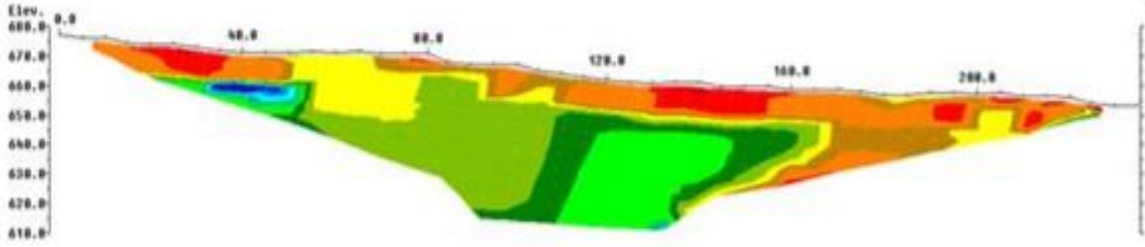
La consistance de cette étude se résume dans la réalisation d'une campagne de 22 profils d'imagerie électrique (Fig.VI.2). La détermination de la succession des différentes couches du sous-sol en fonction de la résistivité électrique des formations géologiques. Ces vingt-deux (22) profils multi-électrodes sont effectuées à l'aide du dispositif Wenner-Schlumberger, avec un déplacement longitudinal afin d'obtenir des coupes en 2D. Ces profils ont été composés de 48 électrodes espacées de 5 m et d'une longueur de 235 m chacun. Les interprétations directes des résistivités apparentes ne s'effectuent pas en raison de non unicité de solution dans les terrains hétérogènes. Pour avoir de résistivité vraie qui peut expliquer les caractéristiques géologiques réelles du terrain, et on doit nécessairement effectuer une procédure s'appelle inversion (Loke, 2011). Le traitement et l'interprétation de ces profils a été réalisé par le logiciel (Res2Dinv), dans le but d'obtenir des coupes géoélectriques, les caractéristiques de ces profils sont résumées dans le tableau ci-après (Tableau.IV.4).



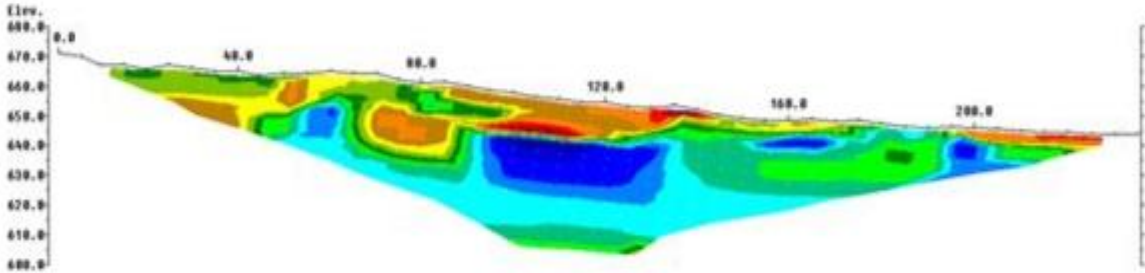
Fig.IV.14 Répartition des profils géophysiques sur le site d'étude.

Tableau.IV.4 Caractéristiques des profils géophysiques.

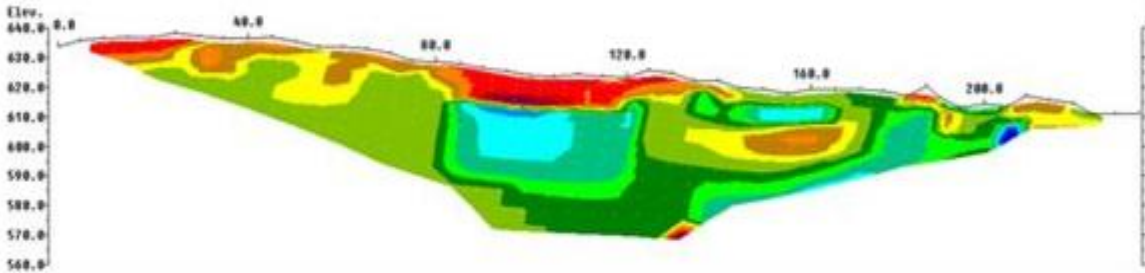
Numéro des profils	Nombre des électrodes	Espacement (m)	Nombre total de données	Profondeur d'investigation
01	48	5	539	70
02	48	5	390	80
03	48	5	563	80
04	48	5	565	80
05	48	5	565	80
06	48	5	564	80
07	48	5	562	80
08	48	5	565	80
09	48	5	565	70
10	48	5	565	80
11	48	5	565	90
12	48	5	565	70
13	48	5	565	80
14	48	5	565	80
15	48	5	565	70
16	48	5	1166	70
17	48	5	565	80
18	48	5	565	70
19	48	5	565	70
20	48	5	565	80
21	48	5	565	70
22	48	5	565	80



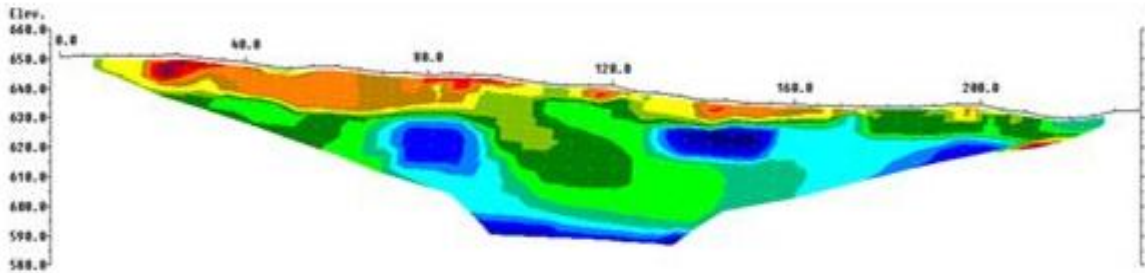
Profil n°01



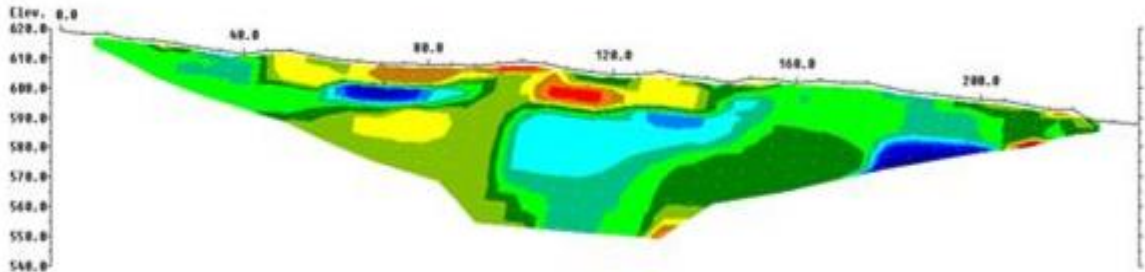
Profil n°02



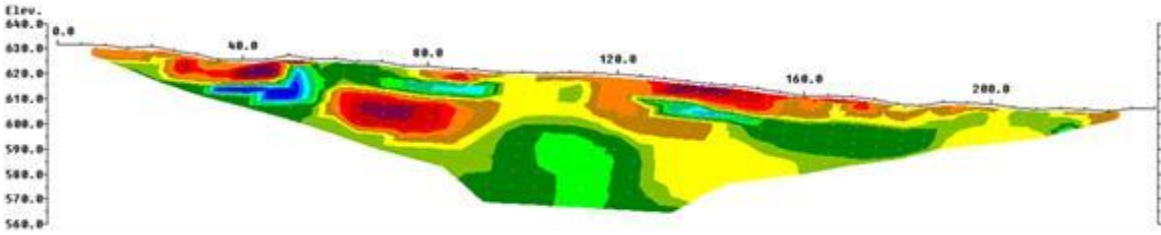
Profil n°03



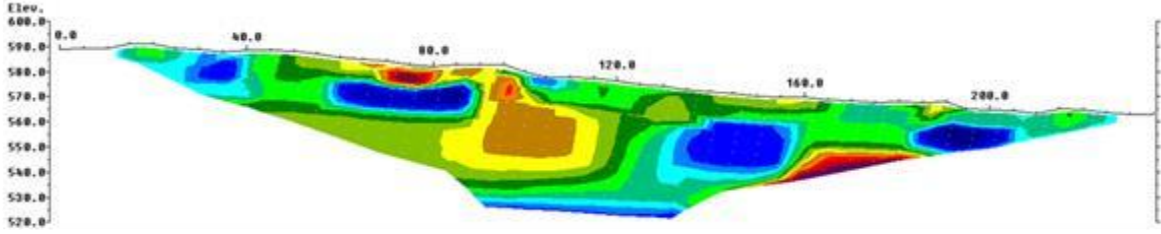
Profil n°04



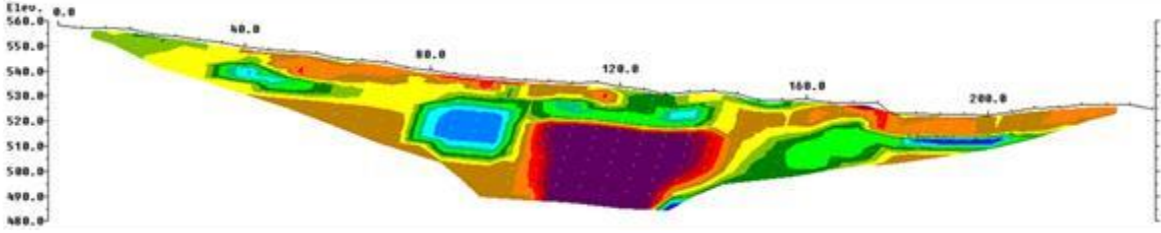
Profil n°05



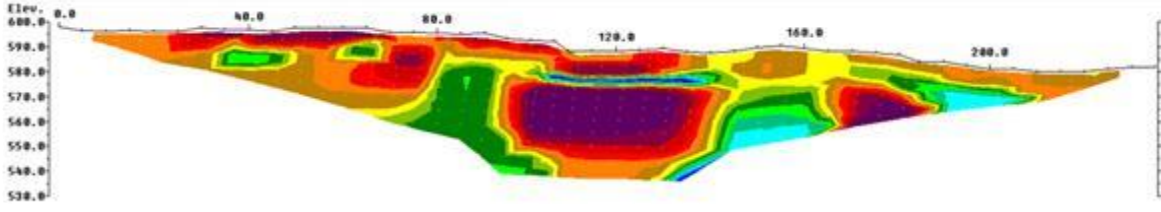
Profil n°06



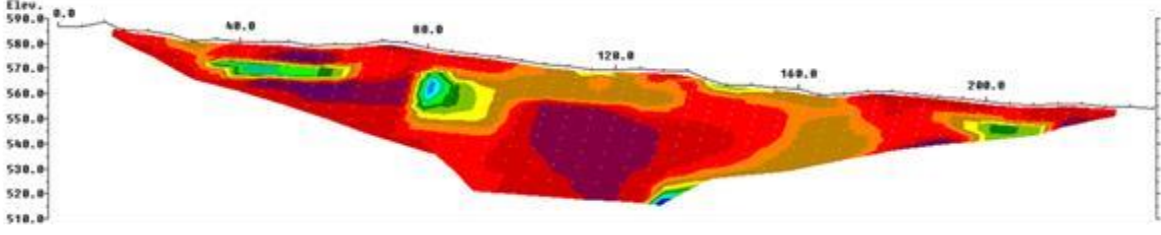
Profil n°07



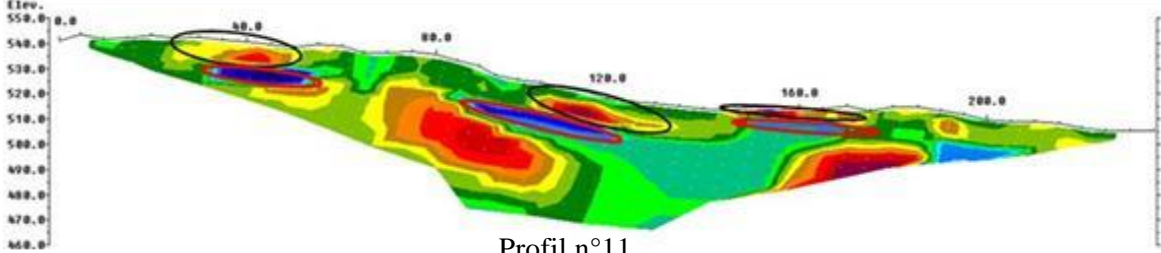
Profil n°08



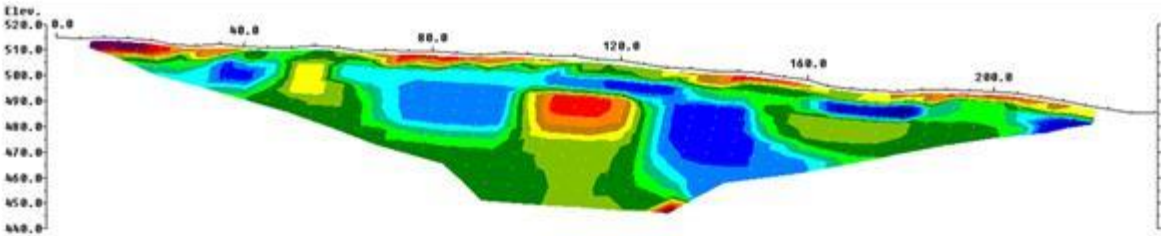
Profil n°09



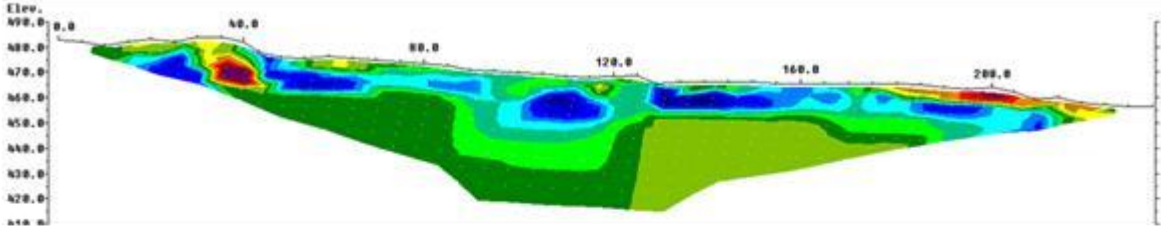
Profil n°10



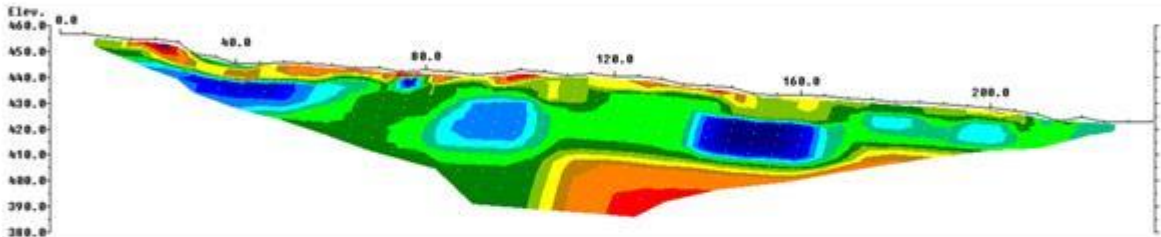
Profil n°11



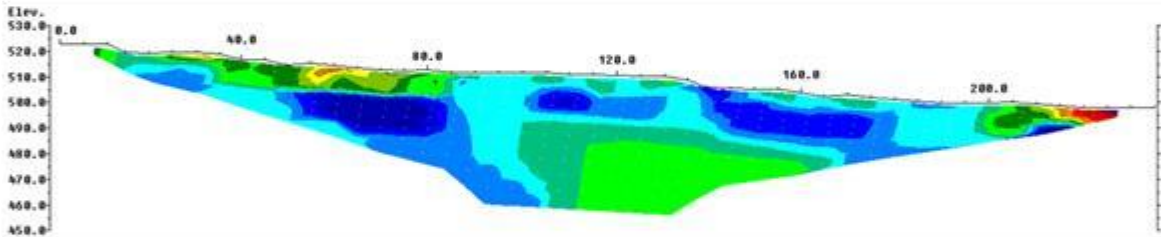
Profil n°12



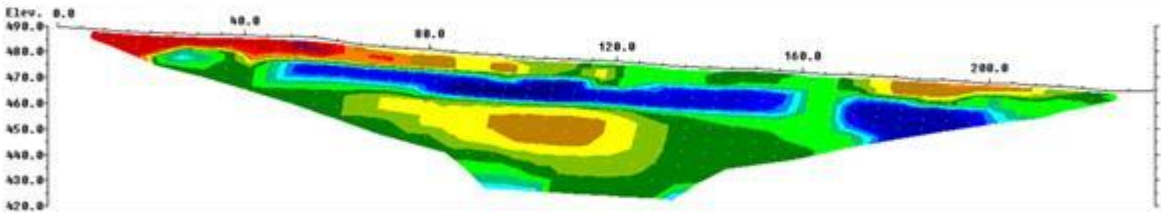
Profil n°13



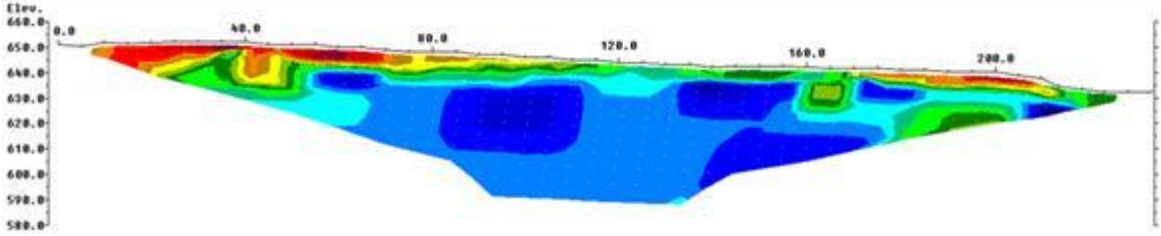
Profil n°14



Profil n°15



Profil n°16



Profil n°17

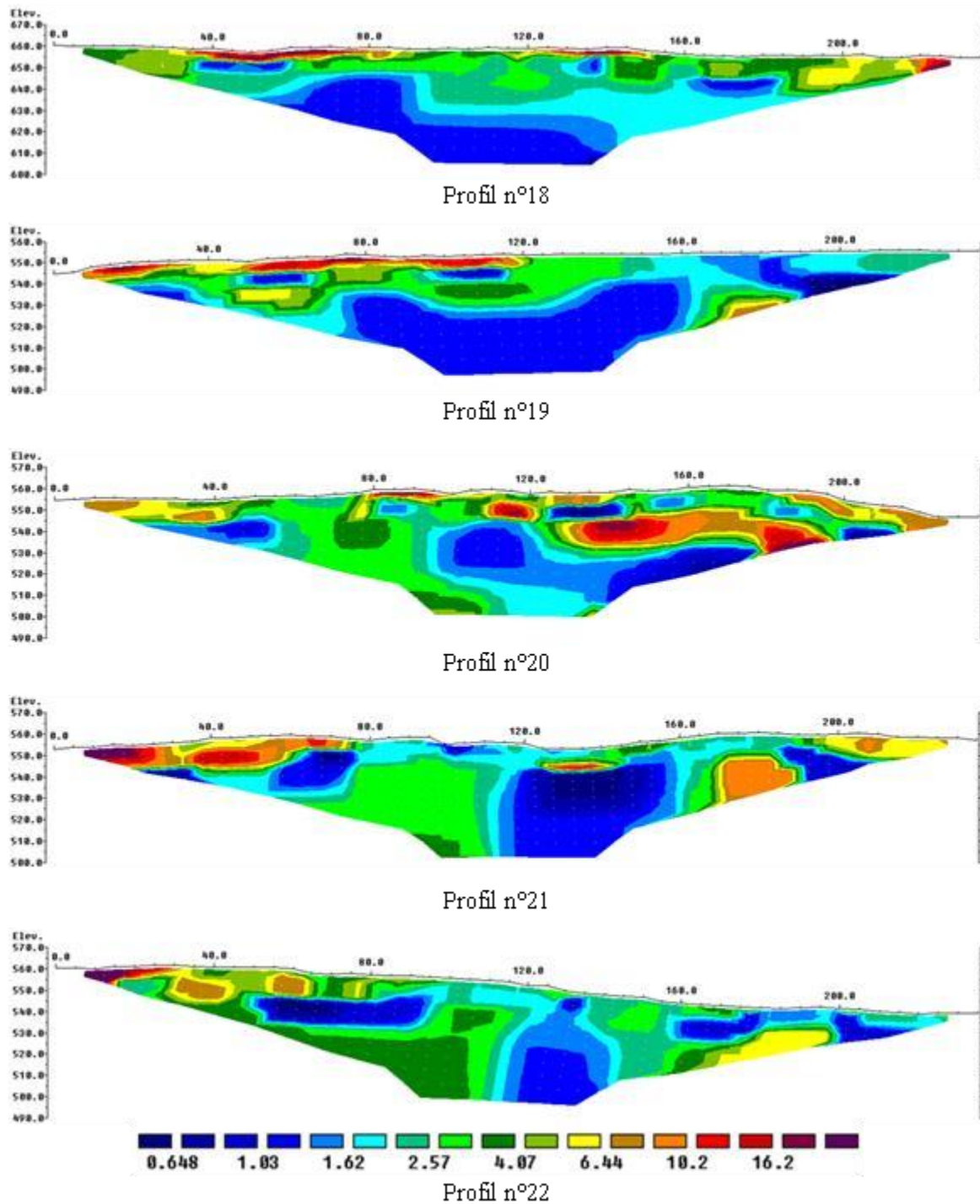


Fig.IV.15 Vingt-deux coupes géoélectriques des profils réalisés dans la parcelle étudiée.

IV.2.5.2 Analyse géophysique

Les résultats obtenus à partir de la campagne géophysique réalisée, se résument dans 22 profils géophysiques. Après l'analyse de ces profils, nous avons constaté que le profil 11 est un profil représentatif. Les variations de résistivité de ce profil, s'arrangent dans trois niveaux. Le premier niveau est récapitulé dans trois cercles noirs qui ont des facies superficiels conducteurs dont les formations géologiques rencontrées représentent des terrains broyés

ayant des zones de conductivités fortes, donc leurs résistivités sont faibles, varies entre $5.15\Omega.m$ à $30.5\Omega.m$. Le second niveau correspond à des facies moins résistants ont pour résistivités variables comprises entre $0.22\Omega.m$ à $5.25\Omega.m$, les formations dont la teneur en eau est élevée indique que sont des argiles, leurs répartitions sont dans trois cercles rouges. Le dernier niveau est le plus résistant, ces formations ont des résistivités allant de $6.15\Omega.m$ à $22.5\Omega.m$, cela représente des argiles plus résistantes encadrées dans des rectangles de couleur marron (Fig.VI.11).

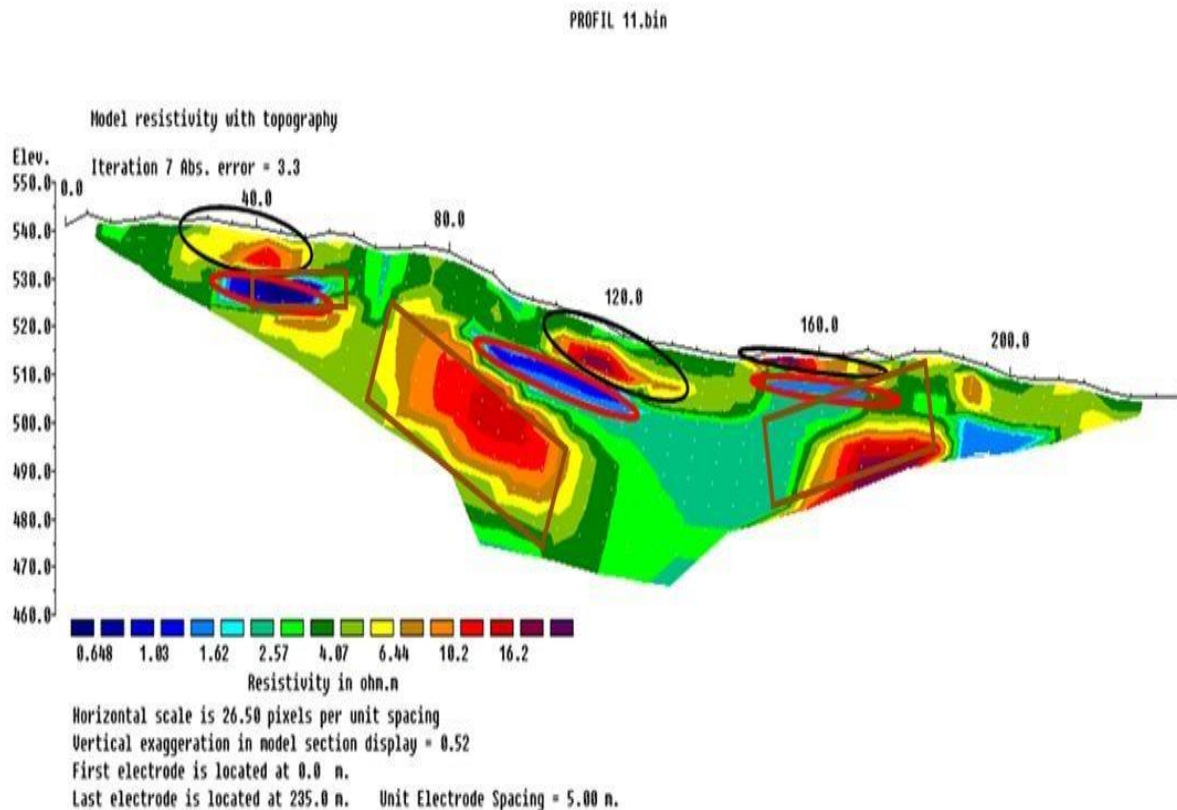


Fig.IV.16 Représentation du profil électrique n°11 de référence.

IV.2.5.3 Discussion

L'analyse de ces vingt-deux profils qui ont été réalisés dans le cadre de cette étude ont des caractéristiques géologiques se résument dans le onzième profil, qui est le modèle le plus prédominant. Les modèles proposés sont obtenus à partir de la septième itération avec une erreur RMS varie de 2.2% à 4.5% et avec une couche de faible résistivité allant de $0.22\Omega.m$ à $5.25\Omega.m$, situant à une profondeur en moyenne de 20m. Cette chute de résistivité nous renseigne sur la présence de fortes humidités des formations rencontrées. Cela, est lié à la variation de la teneur en eau dans ces zones bleues dans la majorité des profils électriques. Donc, il y a présence d'une telle viscosité qui peut provoquer l'instabilité du sous-sol. Cette faible plage de résistivité existante dans la plupart des modèles géoélectriques, se considère comme témoin d'un de glissement qui favorise le mouvement de cisaillement qui génère le déplacement des masses du sol, représentées dans la figure n°VI.17 par une ligne bleue.

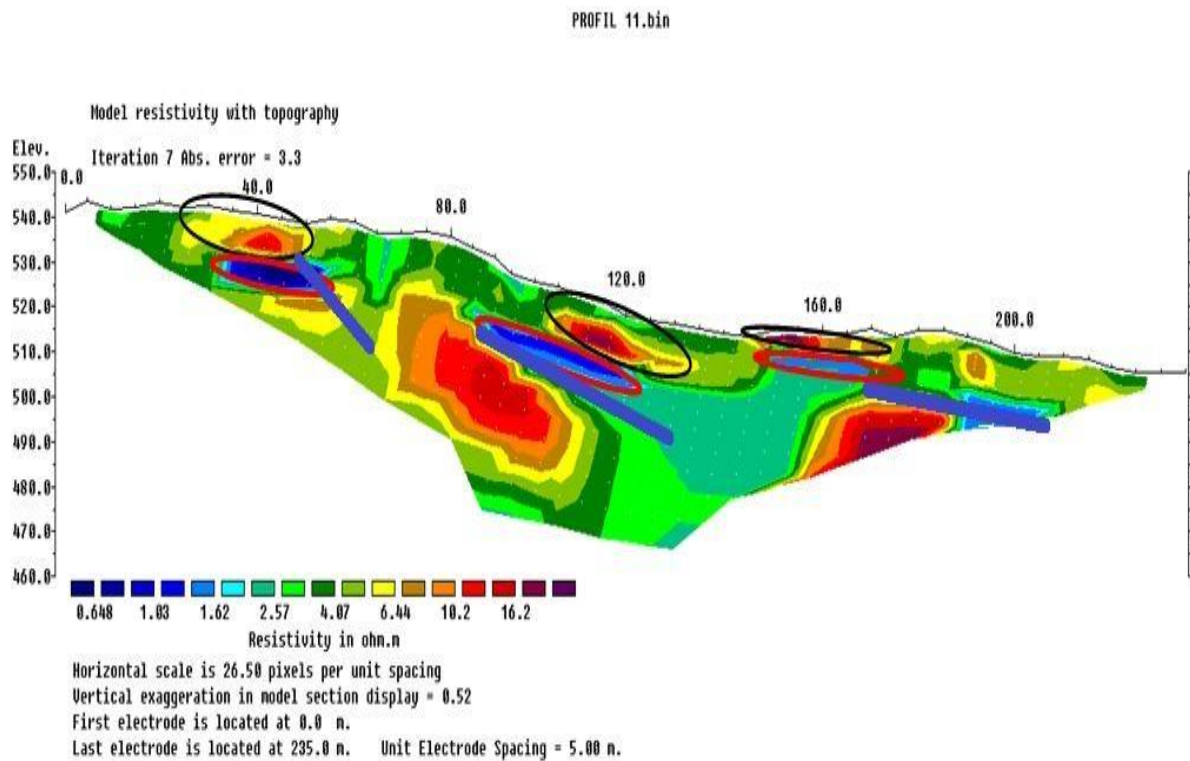


Fig.IV.17 Représentation des surfaces de glissement dans le profil n°11.

IV.3 Conclusion

L'application de ces deux études conjointement ont permis de délimiter les zones de risques qui ne seront pas urbanisées. Ensuite on constate que ces zones présentent de fortes vitesses de déplacement des formations géologiques du sous-sol tel que pour les sondages inclinométriques (SI-SK06 et SI-OE08) et de moins de dangereuse été en question de stabilité sont : SI-OE03, SI-OE04, SI-OE07, SI-SK05 et de faibles résistivité électrique pour la majorité des profils géophysiques dû à l'existence d'une forte teneur en eau dans le sous-sol à des profondeurs variables, cela est illustré dans le profil n°11, qui indique le sens de glissement de certaines masses du sous-sol. Cette approche géotechnique et géophysique qui a été adoptée afin d'étudier le désordre de ce site a été convaincante. La tomographie par résistivité électrique a donné une satisfaction après sa comparaison avec les résultats des sondages inclinométriques qui ont montrés que les cercles de glissement sont à différents profondeurs.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale et perspectives

Les aléas naturels ou anthropiques sont divers, leurs conséquences sont des catastrophes en perte de vie humaines et des dégâts matériels importants et leurs facteurs déclencheurs sont nombreux parmi : la lithologie du sol, le dépôt anarchique de remblais dans le domaine routier, le relief est accidenté, les précipitations sont importantes, fortes pentes des talus qui provoquent les glissements. Ces aléas sont difficiles de prédire avant qu'ils soient actifs et touchent les biens ou cause d'autres dommages. Dans ce contexte, les investigations géotechniques prennent du temps en question d'effectuation pour avoir les résultats et aussi le coût est élevé et sont destructives, ayant des difficultés dans la mise en œuvre et le déplacement du matériel dans les terrains accidentés. Alors les décisions à apprendre pour éviter ou minimiser les dégâts que provoquent ces catastrophes seront en retard. C'est pourquoi les méthodes géophysiques ont pris une grande place depuis leurs apparitions suite à leurs possibilités de prospector de grandes surfaces, application dans tous types de sols, le suivi continu des essais, bonne mise en œuvre, obtention immédiate des résultats, non coûteuses, non destructives. La tomographie de résistivité électrique possède ces privilèges où elle est devenue la technique la plus utilisée dans les reconnaissances des sols. Le but primordial de la méthode tomographie de résistivité électrique est qu'elle soit utilisée avant tout essais géotechniques afin de caractériser le sous-sol. La faveur de cette méthode géophysique, a favorisé son développement et son application dans plusieurs domaines et l'a rendu une méthode a une perspective d'avenir et va être aussi un appui inévitable dans toutes les études.

La localisation de la profondeur du glissement de terrain par la méthode géotechnique en fonction des inclinomètres a duré un temps considérable dans les deux cas cités dans cette thèse. Cela a retardé les mesures à l'encontre des conséquences qui se produiront lors du glissement. À cet effet on n'exagère pas si on propose que la tomographie de résistivité électrique doive être effectuée avant toutes études géotechniques suite à ses avantages. Les interprétations des coupes géoélectriques obtenues ont bien montré que les lithologies des sols des deux cas cités dans la partie expérimentale renferment des formations de faible résistivité ce qui indique que l'endroit de glissement se déclenche à ces niveaux.

Le contexte théorique dans ce travail vise à éclaircir l'historique de l'évolution des méthodes géophysiques, ainsi la différence entre les méthodes passives et actives en géophysique, le principe de la méthode de prospection électrique et la méthodologie de

recueillir des données géophysiques sur terrain, les différentes configurations ou dispositifs de mesures considérés dans les prospections géophysiques. Les prospections géophysiques sont influencées par les propriétés électriques des matériaux terrestres du sous-sol qui sont en liaison avec la résistivité électrique. L'exploitation du développement d'informatique dans le domaine de la géophysique appliquée a abouti de développement des logiciels de traitement de données géophysiques. Dans cette thèse, the logiciel de traitement et d'inversion Res2Dinv a été utilisé pour interpréter les données de tomographie électrique

Dans cette thèse, on a présenté deux cas d'études de deux sites différents en utilisant la tomographie électrique et des essais inclinométriques, simultanément afin de prédire que l'aléa de glissement se produira bientôt ou après un certain temps. Parmi les objectifs principaux dans ce présent travail est de montrer que la contribution de la tomographie électrique à la reconnaissance de la profondeur des surfaces de glissement, les surfaces de rupture et les masses des terres qui sont en mouvement. Dans le premier travail relatif au glissement d'un talus à Ali Mendjeli, Constantine, Nord-Est de l'Algérie. Une application a été menée de cinq profils électriques en utilisant le dispositif Wenner le long de la zone exposée au glissement de terrain. Les résultats des images inversées ont montré que la présence des valeurs de faible résistivité aux différentes profondeurs exprime que la formation géologique rencontrée contenant la teneur en eau ce qui indique que celle-là participe dans l'instabilité du sol. Le deuxième cas d'étude est situé dans le village 'El kharba' à Mila, son objectif est de prospector une étendue pour détecter les surfaces de glissements de terrain, leurs localisations et leurs vitesses de directions.

Dans le cadre de cette thèse, la méthode de tomographie a contribué efficacement dans l'apport des informations sur les modèles géologiques obtenues, cela a rendu cette méthode largement utilisée en génie civil et d'autres domaines.

La méthode de tomographie par résistivité électrique a connu une applicabilité à grande échelle dans les études d'expertise et les avant projets. La reconstruction des profils lithologiques des sous-sols reste un espoir à atteindre pour les géotechniciens jusqu'à nos jours. On espère que cette approche va dominer les autres méthodes géophysiques vu ses avantages et que sera préconisée dans d'autres préoccupations tels que les expertises de stabilité de terrain, la surveillance des barrages, des digues et l'auscultation des chaussées. La méthode de tomographie électrique a la possibilité de surveiller les grands projets environnementaux, les barrages en terre et les aléas naturels comme les glissements de terrain actifs.

Conclusion générale et perspectives

En conclusion, et d'après la présente étude on a constaté que la méthode de tomographie électrique est devenue un outil indispensable dans toutes les études d'investigations des sous-sols.

Bibliographie

- A.Perrone et al, 2014. Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review. *Earth-Science Reviews*, 135, 65-82.
- Aizebeokhai, A.P., 2010. 2D and 3D geoelectrical resistivity imaging : Theory and field design. 5, 3592-3605.
- Akpan, A.E., Ilori, A.O., Essien, N.U., 2015. Geophysical investigation of Obot Ekpo Landslide site, Cross River State, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 109, 154-167.
- Al-Chalabi, M., 1992. W H E N LEAST-SQUARES SQUARES LEAST '. *Geophysical Prospecting*, 40, 359-378.
- Barker, Loke, 1966. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysical Prospecting*, 44, 499-523.
- Barker, R.D., 1989. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. 54, 1031-1037.
- Bayrak, M., Şenel, L., 2012. Two-dimensional resistivity imaging in the Kestelek boron area by VLF and DC resistivity methods. *Journal of Applied Geophysics*, 82, 1-10.
- Bellanova, J. et al., 2018. Electrical resistivity imaging for the characterization of the Montaguto landslide (southern Italy). *Engineering geology*, 243, 272-281.
- Bellanova, J. et al., 2016. Electrical Resistivity Tomography surveys for the geoelectric characterization of the Montaguto landslide (southern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 0, 1-17.
- Benyounes et al, 2023. Apport de la tomographie de la résistivité électrique (TRE) et approche géotechnique pour la caractérisation des instabilités de terrain : Cas du versant de Jebha , Rif , Nord du Maroc Landslides characterization using electrical resistivity tomography. 45-59.
- Bogoslovsky, V., Ogilvy, A., 1977. Geophysical methods for the investigation of landslides. *Geophysics*, 42, 562-571.
- Boubaya, D. et al., 2017. 2D Electrical resistivity tomography of an active landslide: A case study from Ain Torki, Algeria. 9th Congress of the Balkan Geophysical Society, BGS 2017, 2017-Novem.
- Carpenter, E.W., Habberjam, G.M., 1956. a Tri-Potential Method of Resistivity Prospecting. *Geophysics*, 21, 455-469.
- Casagli, N., Tofani, V., Sassa, K., Bobrowsky, P.T., Takara, K., 2020. Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk: Volume 3 Monitoring and Early Warning. Springer Nature.
- Cebulski, J., Pasierb, B., Wieczorek, D., Zieliński, A., 2020. Reconstruction of landslide movements using digital elevation model and electrical resistivity tomography analysis in the Polish Outer Carpathians. *Catena*, 195, 104758.
- Chapellier, D., 2000. Prospection électrique de surface. cours oneline de géophysique de l'Université de
- Claerbout, J.F., Muir, F., 1973. Robust Modeling With Erratic Data. *Geophysics*, 38, 826-844.
- Coiffait, P.-E., 1992. Un bassin post-nappes dans son cadre structural: l'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale).
- Crawford, M.M., Webb, S.E., 2015. UKnowledge Geologic , Geotechnical , and Geophysical Investigation of a Shallow Landslide , Eastern Kentucky Geologic , Geotechnical , and Geophysical Investigation of a Shallow Landslide , Eastern Kentucky Matthew M . Crawford , Junfeng Zhu , and Steven E . Webb.

- Cubbage, B., Noonan, G.E., Rucker, D.F., 2017. A modified Wenner array for efficient use of eight-channel resistivity meters. *Pure and Applied Geophysics*, 174, 2705-2718.
- Dahlin, al, 2002. A 3-D resistivity investigation of a contaminated site at Lernacken, Sweden. *Geophysics*, 67, 1692-1700.
- Dahlin, T., 1996. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, 14, 275-283.
- Dahlin, T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques.
- Dahlin, T., H. Loke, M., 1997. Quasi-3D resistivity imaging - mapping of three dimensional structures using two dimensional DC resistivity techniques. 143-146.
- Dahlin, T., Loke, M.H., 1998. Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 38, 237-249.
- Dahlin, T., Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52, 379-398.
- Dahlin, T., Zhou, B., 2006. Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging, pp. 113-123.
- Degroot-Hedlin, C., Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- Delaloye, R., Reynard, E., Lambiel, C., Marescot, L., Monnet, R., 2003. Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceedings of the Eighth International Conference of Permafrost, Zürich, Switzerland.*, 175-180.
- Dey, A., Morrison, H.F., 1979. Resistivity modeling for arbitrarily shaped three- dimensional structures. 4.
- Drahor, M.G., Göktürkler, G., Berge, M.A., Kurtulmuş, T.Ö., 2006. Application of electrical resistivity tomography technique for investigation of landslides: a case from Turkey. *Environmental Geology*, 50, 147-155.
- Durand, D., 1955. Carte géologique de l'ouest de la chaîne numidique et des régions voisines.
- Edwards, S., 1977. A Modified for Resistivity and IP. *Geophysics*, 42, 1020-1036.
- Evjeni, I.M., 1938. DEPTH FACTORS AND RESOLVING POWER OF ELECTRICAL MEASUREMENTS * t Shell.
- Fabien-ouellet, G., 2018. Géophysique appliquée 2 Méthodes Électriques : Résistivité Électrique Mécanismes de conduction. cours oneline de géophysique de l'Université de
- Falae, P.O., Kanungo, D.P., Chauhan, P.K.S., Dash, R.K., 2019. Electrical resistivity tomography (ERT) based subsurface characterisation of Pakhi Landslide, Garhwal Himalayas, India. *Environmental Earth Sciences*, 78, 1-18.
- Farès, K., 2017. Etude des glissements de terrain dans la wilaya de Mila par approche géophysique. *rappor technique*, 37-37.
- Fehdi, C., Baali, F., Boubaya, D., Rouabhia, A., 2011. Detection of sinkholes using 2d electrical resistivity imaging in the cheria basin (North-east of Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 4, 181-187.
- Frohlich, K., R., Urish, D.W., Fuller, J., Reilly, M.O.e.a., 1994. in a coastal environment. 32, 139-154.
- Giano, S.I., Lapenna, V., Piscitelli, S., Schiattarella, M., 2000. Electrical imaging and self-potential survayes to study the geological setting of the Quaternary, slope depositsin the Agri high valley (Southern Italy).
- Giao, P.H., Chung, S.G., Kim, D.Y., Tanaka, H., 2003. Electric imaging and laboratory resistivity testing for geotechnical investigation of Pusan clay deposits. *Journal of Applied Geophysics*, 52, 157-175.

- Göktürkler, G., Balkaya, Ç., Erhan, Z., 2008. Geophysical investigation of a landslide: The Altındağ landslide site, İzmir (western Turkey). *Journal of Applied Geophysics*, 65, 84-96.
- Griffiths, D.H., Barker, R.D., 1993. *Geophysical Exploration in Areas of Complex Geology*, I. *Journal of Applied Geophysics*, 29, 179-358.
- Griffiths, al, 1990. computer-controlled array L ~ rRELA ". 8, 121-129.
- Habberjam, al, 1967. the Use of a Square Configuration in Resistivity Prospecting. *Geophysical Prospecting*, 15, 445-467.
- Hallof, P.G., 1957. On the interpretation of Resistivity and Induced Polarization field measurements. 200-200.
- Hammoum, H. et al., 2015. Utilisation de la résistivité électrique pour le dimensionnement d'un ouvrage de drainage. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 74, 74:247-258.
- Hebbache, K., Boubaya, D., 2022. 2D electrical resistivity tomography (ERT) and GPR methods for soil characterization near Tiaret , northwest of Algeria — a case study. *Arabian Journal of Geosciences*.
- Hebbache, K., Mellas, M., Boubaya, D., 2016. APPLICATION OF 2D SURFACE ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY TO DETECT THE UNDERGROUND CAVITIES A CASE SITE STUDY: TOLGA AREA (ALGERIA).
- Hesse, A., Jolivet, A., Tabbagh, A., 1986. New prospects in shallow depth electrical surveying for archaeological and pedological applications. *Geophysics*, 51, 585-594.
- Hojat, A. et al., 2019. Geoelectrical characterization and monitoring of slopes on a rainfall-triggered landslide simulator. *Journal of Applied Geophysics*, 170, 103844.
- Ismail, N.I., Yaacob, W.Z.W., 2018. Application of electrical resistivity tomography (ERT) for slope failure investigation: A case study from Kuala Lumpur. *Jurnal Teknologi*, 80, 79-86.
- Jacques Dubois, M.D.J.-P.C., 2011. *Géophysique*. 4e édition ed. © Dunod, Paris, 2011.
- Johansson, S., Dahlin, T., 1996. Seepage monitoring in an earth embankment dam by repeated resistivity measurements, pp. 229-247.
- Jongmans, S.-S., Yoshida, N., 2020. Exploring type-level bisimilarity towards more expressive multiparty session types, *European Symposium on Programming*. Springer International Publishing Cham, pp. 251-279.
- K.Dieter, Paterson., N.R., F.S, G.e.a., 1969. Courbes de type Ip et résistivité pour corps tridimensionnels. *Geophysics*, 34.
- Kearey et al, 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. third edit ed. blackwell Science.
- Khalil, M.A., Bobst, A., Mosolf, J., 2018. Utilizing 2D electrical resistivity tomography and very low frequency electromagnetics to investigate the hydrogeology of natural cold springs near Virginia City, Southwest Montana. *Pure and Applied Geophysics*, 175, 3525-3538.
- Kherrouba, al., 2018. Kherrouba H, Lamara M, Contribution of electrical tomography to the study of landslides in Texenna Region (Northeast Algeria). *Conference of the Arabian Journal of Geosciences, Hammamet, Tunisia; 2018: Springer*.
- Kristyanto, T.H.W., Indra, T.L., Syahputra, R., Tempessy, A.S., 2017. Determination of the landslide slip surface using electrical resistivity tomography (ERT) technique. *Springer*, pp. 53-60.
- Kunetz, G., 1966. *Lt :Principles of direct current resistivity prospecting*. Geoexploration monographs, Gebruder-Borntraeger, Berlin. 103 pp.

- Lee, C.-C. et al., 2008. A Study of the hydrogeological environment of the lishan landslide area using resistivity image profiling and borehole data. *Engineering Geology*, 98, 115-125.
- Lesmes, D.P., Morgan, F.D., 2001. Dielectric spectroscopy of sedimentary rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106, 13329-13346.
- Li, Y., Oldenburg, D.W., 1992. Approximate inverse mappings in DC resistivity problems. *Geophysical Journal International*, 109, 343-362.
- Lines, L.R., Treitel, S., 1984. TUTORIAL A REVIEW OF LEAST-SQUARES INVERSION AND ITS APPLICATION TO GEOPHYSICAL PROBLEMS *. 159-186.
- Loke, 1999. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. *Cangkat Minden Lorong*, 6574525, 63-63.
- Loke, 2004. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- Loke, 2011. Environmental monitoring of leaks using time-lapsed long electrode electrical resistivity. *Journal of Applied Geophysics*, 74, 242-254
- Loke, 2015. 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. Tutorial, 51-52.
- Loke, 2016. RES2DMOD ver. 3.03. 1-25.
- Loke, 2018. Tutorial: 2D and 3D electrical imaging surveys. 1-176.
- Loke, 2022. Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys By.
- Loke, al, 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys.
- Loke, Barker, 1996a. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Loke, M.H., Barker, R.D., 1996b. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Maillet, R., 1947. THE FUNDAMENTAL EQUATIONS OF ELECTRICAL PROSPECTING* pp. 529-556.
- Marescot, L., 2004. Modélisation directe et inverse en prospection électrique sur des structures 3D complexes par la méthode des éléments finis. 208-208.
- Marescot, L., 2008. IMAGERIE ELECTRIQUE POUR GEOLOGUES acquisition, traitement, interprétation.
- Marescot, L., 2009. Electrical surveying: part 2. Course given at the University of Fribourg.
- Marescot, L., 2019. Géophysique appliquée à l'archéologie. Université de Fribourg.
- Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K., 2013. *Landslide Science and Practice: Volume 2: Early Warning, Instrumentation and Monitoring*. Springer Science & Business Media.
- Mebarki, A., Thomas, C., 1988. Analyse des relations entre écoulements superficiels et souterrains a partir des hydrogrammes des cours d'eau. Application au bassin du Kebir-Rhumel dans le Constantinois (Algerie). *Hydrologie Continentale*, 3, 89-103.
- Nguyen, F., Garambois, S., Jongmans, D., Pirard, E., Loke, M.H., 2005. Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *Journal of Applied Geophysics*, 57, 260-277.
- Nordiana, M., Azwin, I., Nawawi, M., Khalil, A., 2018. Slope failures evaluation and landslides investigation using 2-D resistivity method. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 7, 84-89.
- Nouioua, I., Boukelloul, M.L., Gadri, L., Chabou, D., Mouici, R., 2013. The application of GPR and electrical resistivity tomography as useful tools in detection of sinkholes in the Cheria Basin (northeast of Algeria). 1661-1672.
- Nouioua, I., Fehdi, C., Boubaya, D., Serhane, B., Djellali, A., 2015. Mapping underground cracks using 2D electrical resistivity tomography: the case of the landslide of Kef Essenoun phosphate deposit, Djebel Onk (northeast of Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 7731-7738.

- Oldenburg, M.a., 1990. Methods for Calculating Fréchet Derivatives and Sensitivities for the Non-Linear Inverse Problem: a Comparative Study. *Geophysical Prospecting*, 38, 499-524.
- Osinowo, O.O., Falufosi, M.O., 2018. 3D Electrical Resistivity Imaging (ERI) for subsurface evaluation in pre-engineering construction site investigation. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 7, 309-317.
- Pappalardo, G., Imposa, S., Barbano, M., Grassi, S., Mineo, S., 2018. Study of landslides at the archaeological site of Abakainon necropolis (NE Sicily) by geomorphological and geophysical investigations. *Landslides*, 15, 1279-1297.
- Parasnis, D.S., 1979. *Principles of Applied Geophysics*. Springer Netherlands.
- Patella, D., 1997. Self-potential global tomography including topographic effects 1. 843-863.
- Pazdirek, O., Bláha, V., 1996. Examples of resistivity imaging using ME-100 resistivity field acquisition system. 58th EAEG Meeting, 3-4.
- Penz, S., 2012. *Modélisation et inversion de données électriques en courant continu*. Doctorat ParisTech.
- Pozdnyakova, L., 2005. Electrical properties of soils. 1-138.
- Reci, H., Muceku, Y., Jata, I., 2013. The use of ERT for investigation of berzhita landslide, tirana area, Albania. Springer, pp. 117-123.
- Revil, A., Florsch, N., 2010. Determination of permeability from spectral induced polarization in granular media. *Geophysical Journal International*, 181, 1480-1498.
- Reynolds, 1997. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- Reynolds, J.M., 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- Rezaei, S., Shooshpasha, I., Rezaei, H., 2018. Empirical correlation between geotechnical and geophysical parameters in a landslide zone (Case study: Nargeschal landslide). *Earth Sciences Research Journal*, 22, 195-204.
- Ritz, M., Robain, H., Pervago, E., Albouy, Y., 1999. Improvement to resistivity pseudosection modelling by removal of near-surface inhomogeneity effects : application to a soil system in south Cameroon 1. 85-101.
- Samad, F.A., Abdul, F., Polarisation, S., Pierre, L.U., Marie, E.T., 2017. Polarisation provoquée : expérimentation , modélisation et applications géophysiques To cite this version : HAL Id : tel-01591193.
- Samodra, G. et al., 2020. Characterization of displacement and internal structure of landslides from multitemporal UAV and ERT imaging. *Landslides*, 17, 2455-2468.
- Sasaki, Y., 1992. Resolution of Resistivity Tomography Inferred From Numerical Simulation. *Geophysical Prospecting*, 40, 453-463.
- Sasaki, Y., 1994. 3-D resistivity inversion using the finite-element method. *Geophysics*, 59, 1839-1848.
- Schwarz, G., 1962. A theory of the low-frequency dielectric dispersion of colloidal particles in electrolyte solution. *Journal of Physical Chemistry*, 66, 2636-2642.
- Shokri et al, 2016. Mapping the flow pathways and contaminants transportation around a coal washing plant using the VLF-EM, Geo-electrical and IP techniques—A case study, NE Iran. *Environmental Earth Sciences*, 75, 1-13.

- Sutrisno, S., Wardani, I.K., Heriyanto, H., Suaidi, D.A., 2020. The Wenner configuration of geoelectrical method to identify landslide areas on protocol street (case study: Jl. Raya Kambal–Mulyorejo, Ngantang, Malang), AIP Conference Proceedings. AIP Publishing.
- Syarifudin, A., 2020. RES2DINVx64 ver. 4.10 with multi-core and 64-bit support for. 2507, 1-9.
- Szalai et al, 2007. Effet des inexactitudes de position sur les résultats multiélectrodes.
- Tabbagh, A., Hesse, A., Grard, R., 1993. D E T E R M I N A T I O N O F E L E C T R I C A L P R O P E R T I E S O F T H E G R O U N D A T S H A L L O W D E P T H W I T H A N E L E C T R O S T A T I C Q U A D R U P O L E : F I E L D T R I A L S O N A R C H A E O L O G I C A L S I T E S '. 579-597.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. <Applied-Geophysics.pdf>.
- Tunçel, A., Kınca, C., Berge, M.A., 2021. Site investigation of a landslide site and its surroundings: a case study at Eğridere district, northern Izmir city, Turkey. Arabian Journal of Geosciences, 14, 2108.
- Zhou, B., Dahlin, T., 2003. Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying. Near Surface Geophysics, 1, 105-117.
- Zhuang, Y., Xing, A., 2020. Electrical Resistivity Tomography (ERT) Based Investigation of Two Landslides in Guizhou, China, Workshop on World Landslide Forum. Springer, pp. 109-116.

Annexe

Le résistivimètre Syscal Junior

Objectif : Imager les structures géologiques souterraines en fonction des mesures de la résistivité électrique.

Principes du résistivimètre : Le transfert du courant 'I' au sol par l'intermédiaire de deux électrodes implantées dans le sol et la mesure de la différence de potentiel 'V' entre deux autres électrodes. La disposition des électrodes et les mesures dépendent des configurations qui seront appliquées. Le résistivimètre assure l'acquisition avec les différents dispositifs (Wenner, Dipôle-dipole, Schlumberger, Pôle-Pôle, etc.) ou dispositifs à créer chargés dans le résistivimètre par l'intermédiaire du logiciel Electre Pro. Le résistivimètre la gestion de la technique du Roll-Along.

Résultats : L'obtention d'une représentation de la répartition des résistivités suite à l'inversion des résistivités collectées à l'aide du logiciel Res2Dinv.

Domaines d'applications : Les études environnementales englobent le suivi de la pollution, la détection des fuites, la surveillance de la dégradation des sites de stockage, ainsi que la localisation et l'imagerie des structures enfouies. En génie civil, elles incluent la détection et la caractérisation des cavités, **l'analyse de l'étendue et du volume des glissements de terrain**, ainsi que la localisation des couches argileuses pour des applications géotechniques. En ce qui concerne la recherche d'eau souterraine, elles portent sur la localisation des failles conductrices dans les aquifères fracturés, l'analyse des caractéristiques de la nappe phréatique, la caractérisation de l'étendue du biseau salé en eau souterraine, et d'autres études.



Figure 1 Résistivimètre IRIS (Instrument Resistivity Imaging System) (Manuel IRIS).

Caractéristiques générales du résistivimètre

Le poids : 11 kg.

Dimensions du résistivimètre : 31×23×35 cm.

Le résistivimètre supporte les conditions de terrain et les intempéries.

La qualité du boîtier est en fibres de verre qui résiste aux chocs.

Supporte une température allant de : +70°C à -20°C.

La mémoire interne : 2700 lectures.

Utilisation d'USB pour le transfert des données.

Alimentation : Deux batteries de 12V, 7Ah internes ou une batterie externe de 12V de voiture.

L'automatisme de l'utilisation du courant et de la différence de potentiel.

Le courant ne dépasse pas : 1200 mA.

La différence de potentiel : 400 V.

La plus élevée puissance : 100 W.

Période d'injection : 0.25, 0.5, 1 ou 2s, programmable à partir de 0.25 à 10s.

La précision sur les mesures de l'intensité du courant : 0.5% typique.

Manière de mesure : l'automatisme de la gamme et de calibration.

Impédance d'entrée : 20 MΩ.

Protections allant à 1000V contre les surtensions, Gamme de +5V à -5 V.

Précision concernant la mesure de la différence de potentiel 0.5% typique.

Diminution de bruit : accumulation automatique variable de 1 à 225 cycles.

Automatisme de correction de dérivées linéaires et compensation de la PS.

Résistivité avec précision : 0.5% typique.

Chargeabilité quantifiées sur 20 fenêtres de mesure prédéfinies.

Précision sur la chargeabilité : pour une entrée d'une tension supérieure à 10 Mv est de 1%.

Logiciels d'interprétation de données

- Sondage électrique vertical 1D : **IX1D** pour la résistivité et la polarisation provoquée.
- Acquisition de la tomographie électrique en 2D : **Res2dinv** ou **X2IPI** pour la résistivité et la polarisation provoquée.
- Acquisition de la tomographie électrique en 3D : **Res3dinv** ou **ERTLab** pour résistivité et polarisation provoquée.

Les accessoires nécessaires sont les suivants

Une bobine de câble électrique 120 m.

24 Électrodes en acier inoxydable de 40 cm de longueur et de 1.4 cm de diamètre.

24 Switch, qui relie entre le câble et les électrodes.



Figure 2 Résistivimètre IRIS et leurs accessoires (électrodes, bobines et pinces).

Opérations sur le résistivimètre Syscal

1. Pavé numérique de saisie des opérations

Le pavé numérique est composé de 16 touches chacune son rôle, le plus important est :



Figure 3 Le clavier numérique du résistivimètre Syscal.

Funct : sélectionner la fonction.

Up, Down : déplacement dans le menu.

Enter : validation des valeurs.

Vérification de la connexion des électrodes :



RS = 2.8 k Ω

Vérification de la batterie interne Rx :



Tapez sur cette touche pour vérifier la batterie.

Rx batterie = 8.9 V (de 5 à 9 V), capacité : 99% (entre 0 et 100%)

Vérification de la batterie interne Tx :

Témoin vert : OK pour cette batterie.

Témoin jaune/rouge : Il faut recharger la batterie.

2. Résumé des opérations :

Premièrement : La connexion des fils entre eux, vérification des batteries, choix du mode, les heures, numéro de pile, facteur de qualité, tension de sortie et le réseau électrique.

Deuxièmement : la vérification des électrodes, mettre l'espacement AB/2, MN/2, Tapez sur 'start' attendez l'acquisition, lisez les résultats et les stockez en mémoire.

Gestion de la mémoire :

Le stockage des données	Memory, stocker, entrée.
Lecture des données	Memory, lire, entrée.
Effacement de la mémoire	Memory, effacer, 0, 9, 7.

Transfert de données du Syscal au PC :

From Prosys Soft : Communication, téléchargement de données, Syscal version, mode standard, premier point, dernier point, téléchargement.

De Syscal : Liaison série, débit en bauds, 9600, entrée, bas, vidage hexa, bas, blocage, entrée.

De Prosys : OK, après le transfert des données, donnez un nom au fichier qui a les données.