

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES, TECHNOLOGIE ET
GEOSCIENCES

UNITE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE PHYSIQUE
ET APPLICATIONS

B.P. 812 Yaoundé

Email: crfd_stg@uy1.uninet.cm



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

RESEARCH AND POSTGRADUATE
TRAINING UNIT FOR PHYSIC AND
APPLICATIONS

P.O. Box 812 Yaoundé

Email: crfd_stg@uy1.uninet.cm

LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT TERRESTRE

LABORATORY OF PHYSICS OF EARTH'S ENVIRONMENT

**ETUDE HYDROGEOPHYSIQUE DE LA ZONE DE MEIGANGA
(ADAMAOUA, CAMEROUN) PAR COMBINAISON DES
METHODES GEOELECTRIQUES (COURANT CONTINU ET DE
POTENTIEL SPONTANE) ET IMAGERIE SATELLITAIRE**

Thèse rédigée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat/Ph. D

en Physique

Option : Géophysique et Géoexploration

Par :

BIDICHAEL WAHILE WASSOUO Elvis

Master ès Sciences

Matricule : 10Y741

Sous la co-direction de

MEYING Arsène, PhD

Maître de Conférences (U.N, Cameroun)

NDOUGSA MBARGA Théophile, PhD

Professeur (U.Y.I, Cameroun)

Juillet 2024





DEPARTEMENT DE PHYSIQUE
DEPARTMENT OF PHYSICS

ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THESE DE
DOCTORAT/Ph.D

Nous, Professeur **BEN-BOLIE Germain Hubert**, Président du jury, et Professeur **NJANDJOCK NOUCK Philippe**, Examineur de la Thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur **BIDICHAEL WAHILE WASSOUO Elvis**, Matricule **10Y741**, préparée sous la co-direction des Professeurs **NDOUGSA MBARGA Théophile** et **MEYING Arsène**, intitulée : « Etude hydrogéophysique de la zone de Méiganga (Adamaoua, Cameroun) par combinaison des méthodes géoélectriques (courant continu et potentiel spontané) et imagerie satellitaire », soutenue le Mercredi, 17 Juillet 2024, en vue de l'obtention du grade de Docteur/Ph.D en Physique, Spécialité **Physique de l'environnement terrestre**, option **Géophysique et géoexploration**, attestons que toutes les corrections demandées par le jury de soutenance ont été effectuées.

En foi de quoi, la présente attestation lui est délivrée pour servir et valoir ce que de droit.

Fait à Yaoundé le 10.2.06.1 2024

L'Examineur

NJANDJOCK NOUCK

Le Président du jury

Ben-Bolie Germain Hubert
Professeur

Le Chef de Département de Physique



Nyaka Jean-Marc Biemvina
Professeur

DEDICACE

A

La grande famille AOUDI BILLE

REMERCIEMENTS

Une thèse concrétise un long travail d'information, de recherche, d'analyse et de rédaction. Il est tout aussi vrai qu'un tel travail n'est pas seulement le fruit d'un individu, mais de la collaboration de tous. Comment arriver à l'aboutissement de ce travail et ne pas avoir le souvenir de toutes ces personnes qui ont apporté leur modeste contribution à son achèvement ?

Je remercie le **Professeur MEYING Arsène** qui a initié et dirigé ce travail. Votre disponibilité malgré vos multiples fonctions à l'Ecole de Géologie et d'Exploration Minière de l'Université de Ngaoundéré, votre rigueur scientifique et dévouement au travail, vos critiques, votre modestie et surtout vos conseils en tant que grand frère constituent la clé de succès de cette étude. Je ne saurais vous exprimer l'expression de ma profonde gratitude.

Je remercie le **Professeur NDOUGSA MBARGA Théophile** pour avoir accepté de co-diriger ce travail malgré ses lourdes charges administratives. Vos précieux conseils et votre calme ont été formidables. Sans vous, ce travail n'aurait jamais été possible.

Je tiens à remercier le **Professeur OWONO OWONO Luc Calvin** pour la minutie et l'application avec lesquelles il dirige l'Unité de Recherche Doctorale Physique et Application de l'Université de Yaoundé I.

Je remercie le **Professeur NDJAKA Jean Marie Bienvenue**, Chef de Département de Physique de la Faculté des Science de l'Université de Yaoundé I, pour l'ambiance fraternelle et sincère qu'il crée au sein de ce Département.

Je tiens tout particulièrement à remercier le **Professeur NGOUNOUNO Ismaïla**, Ex-Directeur de l'Ecole de Géologie et d'Exploration Minière de l'Université de Ngaoundéré, pour m'avoir permis de participer au programme d'acquisition des données pour l'amélioration de l'approvisionnement de la ville de Méiganga en eau potable à partir des forages et puits profonds en 2017 et puis en 2018 avec l'institution dont il avait la charge. Sans cet appui humain, financier et logistique, cette thèse n'aurait jamais vu le jour.

Je tiens à adresser particulièrement ma profonde gratitude au **Délégué Départemental de l'Eau et de l'Energie de la Mbéré** pour avoir accepté de nous laisser consulter certains rapports d'implantation de forage confidentiels dans le Département.

Je tiens à adresser particulièrement ma profonde gratitude au **Professeur NJANDJOCK NOUCK Philippe** pour les précieux conseils qu'il n'a cessé de me donner tout au long de ces années passées ensemble.

Je porte une grande reconnaissance à l'endroit du **Professeur BEN BOLIE Hubert Germain**, enseignant au Département de Physique de l'Université de Yaoundé I, qui m'a toujours facilité la tâche face aux difficultés rencontrées au Département de Physique de

l'Université de Yaoundé I et aussi pour ses multiples conseils.

J'exprime ma gratitude aux enseignants du Laboratoire de Physique de l'Environnement, notamment les **Professeurs TABOD Charles TABOD, NOUAYOU Robert, OWONA ANGUE Marie Louise, ENYEGUE A NYAM Françoise et VONDOU DERBETINI Apollinaire** pour la qualité des enseignements reçus et surtout pour leur disponibilité.

Je remercie tous les **enseignants du Département de Physique de l'Université de Yaoundé 1** pour l'énergie qu'ils n'ont cessé de m'insuffler tout au long de ma formation.

Je remercie le **Professeur GOUET Daniel Hervé** et les **Docteurs NGOUMOU Paul Claude, BIKORO BI-ALOU Marcelin, ZANGA AMOUGOU Alain, FEUMOE Alain Narcisse, POKAM Wilfrid, TEIKEU ASSATSE William** pour leurs remarques, les critiques et les suggestions à l'édifice de cette thèse.

Je réserve une place à part à mes défunt(e)s amie(s) **KOA ESSONO Clémentine et ESSOMBA ESSONO Angèle**, pour lesquelles j'ai essayé de me montrer digne et qui m'ont appris la persévérance et surtout le souci de toujours mener à bien toute œuvre entreprise.

Merci à mes aîné(e)s de laboratoire : **Dr MONO Jean Aimé, Dr OWONO AMOUGOU Olivier, Dr ASSEMBE Stéphane, Dr NGOH Jean Daniel, Dr PEPOGO MANVELE Didier, et Dr YANDJIMAIN Justine** pour le soutien apporté dans ce travail.

À mes frère(s) et sœur(s) du laboratoire **Dr TAMOFFO TCHIO, Dr NYABAN Christian, Dr NGOA EBEN Steve, Dr YIGUI Léonel, Dr SOUGA KASSIA, TCHEUKAM NGATCHEU Christelle, AMINA Stéla, WANDJI KAMWA, DANIELLE Landry, NGAH Christian, KUIATE Kelian, MOUKETE Bruno et EKOLLE Franck** pour tous leurs encouragements.

Mes remerciements vont également à l'endroit de mes ami(e)s : **NDINGA MVONDO Raphael, EWOLO EWOLO Jean, BILO'O WAWA Nicaise, ONDOBO Marie Claude, ONANA ALIMA Françoise, BIADA Rachel, SIDA ETOGA Léon Patrice, Mme MAYOUDOM Gaël, Mme NGO TJOMB Véronique, Mme DJOUKOUO Sorelle, ZIBI EBELLA Arno, Mme BESEA Lydia, Mme MBOUBE Prudence, NZIE LEUKEULEM et KOUSSILE TSINDA** pour l'aide et le soutien qu'ils ont apportés pour la réalisation de ce travail.

Je remercie mes frère(s) et sœur(s) **KUAGNO Idriss, NOPELBA Maring, TAMIBE Aimée, BOURDANNE Bienvenu, DJONZOUYANE Caprel, AMOUGOU Philippe et ABOUGNE Luc Kevin** pour tout le soutien qu'ils m'ont apportés tout au long de ce travail.

Je remercie les grandes familles **BOURDANNE Aoudi, WASSOUO Célestin, ZIEBE Roland, FOUADA André et ABOUGNE** pour mon éducation.

Je termine en remerciant tous ceux qui d'une manière ou d'une autre ont participé à la réalisation de ces travaux et que j'ai omis de nommer.

TABLE DES MATIERES

DEDICACE.....	i
REMERCIEMENTS.....	ii
TABLE DES MATIERES.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	xi
INDEX ET ABREVIATIONS.....	xiv
RESUME.....	xix
ABSTRACT.....	xx
INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE 1 : REVUE DE LA LITTERATURE.....	7
Introduction.....	7
1.1. CONTEXTE GENERAL DE LA ZONE.....	7
1.1.1. Localisation géographique.....	7
1.1.2. Milieu socio-économique.....	7
1.1.3. Climat.....	10
1.1.4. Végétation.....	10
1.1.5. Cadre géomorphologique.....	11
1.1.6. Sols.....	12
1.1.7. Synthèse hydrographique et hydrogéologique.....	12
1.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	17
1.2.1. Cadre géologique général.....	17
1.2.2. CADRE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE.....	22
1.2.2.1. SYNTHESE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE.....	22
1.2.2.2. Reconnaissance géologique de la zone d'étude.....	25
1.2.3. GEOLOGIE STRUCTURALE DE LA ZONE D'ETUDE.....	28
1.3. CONTEXTE TECTONIQUE.....	28
1.4. CONTEXTE GEOPHYSIQUE ANTERIEUR.....	29
1.5. ETAT D'APPROVISIONNEMENT EN EAU DE LA ZONE DE MEIGANGA.....	31
Conclusion.....	34
CHAPITRE 2 : METHODES ET MATERIEL.....	35
Introduction.....	35
2.1. La télédétection.....	35
2.1.1. DEFINITION ET PRINCIPE DE BASE.....	35
2.1.2. Traitement des images satellitaires.....	35
2.1.2.4. Extraction des linéaments des images SRTM et Landsat 7 ETM+.....	38
2.1.2.5. Validation de la carte des linéaments.....	39
2.1.2.6.....	39

2.2.	Les méthodes géoélectriques.....	40
2.2.1.	LA TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE (ERT)	40
2.2.1.1.	Principe de la méthode.....	40
2.2.1.2.	Méthodologie d'acquisition et traitement des données de résistivité électrique.....	40
2.2.2.	LE POTENTIEL SPONTANE (P.S).....	42
2.2.2.1.	Origine du phénomène.....	42
2.2.2.2.	Acquisition des mesures PS	43
2.2.3.	METHODES D'ESTIMATION DES PARAMETRES DE DAR-ZARROUK DES AQUIFERES	45
2.3.	HYDROGEOLOGIE	47
2.3.1.	ESTIMATION DES PARAMETRES HYDRAULIQUES DES AQUIFERES.....	48
2.3.1.1.	Conductivité hydraulique	48
2.3.1.2.	Transmissivité.....	49
2.3.1.3.	Porosité des aquifères	50
2.4.	Cartographie des principales zones d'eaux souterraines par analyse multicritères basée sur l'approche multi-facteurs d'influence (MIF) à combinaison linéaire pondérée (WLC).....	50
2.4.1.	ATTRIBUTION DES POIDS ET COTES	50
2.4.2.	CHOIX, CLASSIFICATION ET DESCRIPTION DES FACTEURS D'INFLUENCE.....	52
2.4.3.	CARTOGRAPHIE DES ZONES POTENTIELLES D'EAUX SOUTERRAINES (ZPES)	55
2.4.4.	Validation du modèle	57
2.5.	Matériel	58
2.5.1.	MATERIEL D'ACQUISITION DES DONNEES GEOPHYSIQUES	58
2.5.2.	DONNEES	59
2.5.2.1.	DONNEES POUR LA CARTOGRAPHIE DES LINEAMENTS	59
2.5.2.2.	DONNEES HYDRAULIQUES	60
2.5.2.3.	DONNEES ELECTRIQUES	60
2.5.3.	LOGICIELS ET MATERIEL INFORMATIQUE UTILISES	60
	Conclusion.....	62
	CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSION	63
	Introduction	63
3.1.	Cartographie des structures linéamentaires par télédétection	63
3.1.1.	Filtrage par relief ombragé de l'image SRTM	63
3.1.2.	ANALYSE EN COMPOSANTE PRINCIPALE DE L'IMAGE LANDSAT 7 ETM+	64
3.1.3.	CARTE LINEAMENTAIRE	64
3.1.4.	Analyse statistique des réseaux de fractures	65
3.1.4.2.	DISCUSSION SUR L'ANALYSE DE LA CARTOGRAPHIE DE LINEAMENTS	66
3.2.	ANALYSE DES DONNEES GEOELECTRIQUES	67
3.2.1.	Analyse des pseudo-sections de résistivité.....	67
3.2.2.	ANALYSE DES CARTES D'ISO RESISTIVITE	76

3.2.3.	Interprétation des sondages électriques verticaux.....	78
3.2.4.	DISCUSSION DES RESULTATS DE TOMOGRAPHIES ELECTRIQUES ET DE SONDAGES ELECTRIQUES	80
3.3.	ESTIMATION DES PARAMETRES DE DAR-ZARROUK A PARTIR DES SONDAGES ELECTRIQUES	82
3.3.1.	Analyse de la conductance longitudinale	82
3.3.2.	Analyse de la résistance transversale	83
3.3.3.	Analyse des épaisseurs des aquifères	88
3.3.4.	Analyse de la résistivité des aquifères.....	88
3.3.5.	Analyse de l'anisotropie électrique	89
3.3.6.	Capacité de protection de l'aquifère	91
3.3.7.	Discussion sur les paramètres de Dar Zarrouk et vulnérabilité des aquifères.....	92
3.4.	ESTIMATION DES PARAMETRES HYDRAULIQUES DES AQUIFERES.	93
3.4.1.	Conductivité hydraulique.	93
3.4.2.	Transmissivité	96
3.4.3.	Porosité des aquifères.....	96
3.4.4.	Analyse des paramètres hydrauliques des aquifères	101
3.4.4.2.	Distribution spatiale de la transmissivité.....	102
3.4.5.	Corrélation entre l'anisotropie électrique et la porosité.....	104
3.4.6.	Discussion sur les paramètres hydrodynamiques des aquifères.....	105
3.5.	ANALYSE DES PROFILS DE POTENTIEL SPONTANE (SP).....	106
3.5.1.	Interprétation des données SP par profilage.....	106
3.5.2.	Interprétation diagaphique des valeurs de résistivités et de SP	114
3.5.3.	LOCALISATION DES BASSINS DRAINANTS ET SENS D'ÉCOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES DANS LES DIFFERENTS AQUIFERES IDENTIFIES	118
3.5.4.	Discussion sur les résultats des profilages SP et écoulements souterrains	120
3.6.	CARTOGRAPHIE DU POTENTIEL DES EAUX SOUTERRAINES	120
3.6.1.	Interprétation des résultats de cartographie par analyse multicritères	121
3.6.2.	Validation de la carte thématique du potentiel des aquifères.....	131
	Conclusion.....	133
	CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	134
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	137
	ANNEXE	A

LISTE DES FIGURES

Figure 1. (a) Localisation du Cameroun en Afrique ; (b) Carte des régions du Cameroun ; (c) Localisation de la zone d'étude	8
Figure 2. Répartition de la population : (a) la Commune de Méiganga ; (b) l'espace urbanisé (PCD, 2013).....	9
Figure 3. Variations moyennes mensuelles de la pluviométrie et de la température de la commune de Méiganga pour la période 2008-2012 (Source : Station météorologique de Méiganga).	10
Figure 4. Modèle numérique de terrain de la zone de Méiganga.....	13
Figure 5. Carte pédologique redessinée de l'arrondissement de Méiganga (Source : Carte pédologique du Cameroun Orientale, 1965).....	13
Figure 6. Hydrographie de l'arrondissement de Méiganga (Source : Image SRTM du 31/03/2007).....	14
Figure 7. Modèle conceptuel d'un profil d'altération d'un aquifère de socle (Wyns et al., 2004)	16
Figure 8. Principales formations géologiques saturées du département de la Mbéré, modifiée de Yongxin et al. (2006).....	17
Figure 9. Carte géologique du Cameroun et extensions au sud-ouest du Tchad et à l'ouest de la République centrafricaine, modifiée (Nzenti et al., 1994 ; Toteu, 2004 ; 2006).	20
Figure 10. (a) Localisation du Cameroun en Afrique, WAC: Craton ouest-africain; CC: Craton du Congo; TC: craton Tanzanien; KC: Craton du Kalahari. (b) Carte géologique du nord du Cameroun montrant les principaux domaines litho-tectoniques (Lasserre, 1961; Baise, 1995); MNZ: zone de cisaillement de Mayo Nolti; TBSZ: zone de cisaillement de Tcholiré-Banyo; ASZ: zone de cisaillement d'Adamoua. (c) Carte géologique du département de Mbéré, modifiée(source: Département des mines et de la géologie, 1979).....	23
Figure 11. Carte géologique de la zone de Meiganga, redessinée (source: Département des mines et de la géologie, 1979).....	24
Figure 12. (a) Echantillon de granite ; (b) Affleurement de granite très altéré ; (c) Le granite d'anatexie.....	25
Figure 13. (a) Echantillon de gneiss (orthogneiss) ; (b) Affleurement de gneiss (migmatite)....	26
Figure 14. (a) Affleurement de quartzite sur le terrain ; (b) échantillon de quartzite.	26

Figure 15. (a) Affleurement de cuirasse latéritique ; (b) Echantillon de latérite.	26
Figure 16. (a) Affleurement d'un filon de quartz ;(b) Filon de quartz conglomératique.	27
Figure 17. (a) Affleurement de micaschiste sur le terrain et (b) échantillon de micaschiste	27
Figure 18. Carte structurale de Méiganga modifiée de Ganwa and al., (2008)	30
Figure 19. Etat des forages dans la Commune de Méiganga en novembre 2013 (PCD, 2013)...	32
Figure 20. Etat des puits dans la Commune de Méiganga en novembre 2013 (PCD, 2013).	33
Figure 21. Organigramme de traitement des images Landsat TM et SRTM	36
Figure 22. Principe de construction d'une pseudo-section pour la configuration de Schlumberger (Ritz et al., 1999).	41
Figure 23. Représentation des blocs et des points de mesure de la résistivité électrique apparente (Loke & Barker, 1996).	42
Figure 24. La théorie et l'application du paramètre DZ dans une colonne géoélectrique (Singh et al., 2004).....	46
Figure 25. Relations mutuelles entre les multiples facteurs influençant les zones potentielles d'eaux souterraines dans le bassin versant de yoyo (Selvam et al., 2015).	51
Figure 26. Organigramme synthétique de la méthode d'élaboration de la carte des potentielles d'eaux souterraines (Thapa et al., 2017).....	57
Figure 27. Carte de localisation des profils de mesures de résistivité électrique et potentiel	61
Figure 28. Image SRTM : (a) non filtrée ; (b) filtrée dans la direction de 45° puis superposée aux différents linéaments extraits.	63
Figure 29. Images traitées par filtrage Sobel et cartographie des différents accidents appliquée à l'indice 5/4, de directions : (a) N-S ; (b) E-W ; (c) NE-SW ; (d) NW-SE.	64
Figure 30. Carte détaillée des linéaments établie à partir de l'analyse des images ETM+ de Landsat 7 :(a) cas du bassin de yoyo ; (b) cas de la ville de Méiganga.	65
Figure 31. Rosace directionnelle de linéaments: (a) image satellitaire ; (b) mesurées sur les roches en affleurement dans le secteur d'étude	66
Figure 32. Pseudo-section du profil L1 montrant des aquifères à partir de 10 m de profondeur.	68
Figure 33. Pseudo section du profil L3 montrant des poches d'eau entre 13 et 30m.	68
Figure 34. Pseudo-section du profil L12 présentant des aquifères semi-confinés entre 6 et 37m.	69
Figure 35. Pseudo-section profil L15 présentant des aquifères confinés	70

Figure 36. Pseudo-section profil 17 avec des aquifères confinés et libres.....	71
Figure 37. Modèle de résistivité inverse le long du profil de Gbakoungué avec des aquifères ...	72
Figure 38. Modèle de résistivité inverse le long du profil de d'EGEM avec des aquifères confinés.....	73
Figure 39. Pseudo-section du profil de sabongari avec aquifères confinés.	73
Figure 40. Pseudo-section du profil de l'hôpital Norvégien avec aquifère semi-confiné.....	74
Figure 41. Modèle de résistivité inverse le long du profil 32 avec des aquifères confinés.....	75
Figure 42. Coupe de la résistivité électrique montrant la distribution des couches à différentes profondeurs	77
Figure 43. Inversion 1D des résistivités aux points de sondages 7, 35, 38 et 50.	78
Figure 44. Répartition spatiale de la conductance longitudinale.	83
Figure 45. Répartition spatiale de la résistance transversale.....	84
Figure 46. Répartition spatiale d'épaisseur des aquifères.	88
Figure 47. Répartition spatiale de la résistivité des aquifères.	89
Figure 48. Répartition spatiale du coefficient d'anisotropie.	90
Figure 49. Carte de vulnérabilité des aquifères.....	92
Figure 50. (a) Corrélation entre conductivité hydraulique mesurée (K_p) et conductivité estimée (K_r) ; (b) Corrélation entre conductivité hydraulique et résistivité (ρ) de l'aquifère ..	94
Figure 51. Relation de puissance entre la conductivité hydraulique et la résistivité de l'aquifère.	95
Figure 52. (a) Corrélation entre transmissivité mesurée (T_p) et transmissivité estimée (T_r) ; (b) Corrélation entre transmissivité et conductance longitudinale (C).....	96
Figure 53. (a) Corrélation entre conductivité hydraulique et porosité (ϕ) ; (b) Corrélation entre conductivité hydraulique et facteur de formation (FF).....	98
Figure 54. (a) Corrélation entre transmissivité et résistance transversale (R) ; (b) Corrélation entre conductivité hydraulique et conductance longitudinale (C).	98
Figure 55. Variabilité spatiale de la conductivité hydraulique.....	101
Figure 56. Variabilité spatiale de la transmissivité.	103
Figure 57. Variabilité spatiale de la porosité.....	104
Figure 58. Profil du campus d'EGEM	107
Figure 59. Profil école publique de koppo	107
Figure 60. Profil de Pitoa	108
Figure 61. Profil du lycée bilingue Zandaba 1	108

Figure 62. Profil de sabongari.....	109
Figure 63. Profil de yelwa.....	109
Figure 64. Profil de gbakoungué.....	110
Figure 65. Profil du lycée technique Zandaba 2.....	110
Figure 66. Profil1	111
Figure 67. Profil 2	112
Figure 68. Profil 3	112
Figure 69. Profil 4	113
Figure 70. Profil 6	113
Figure 71. Profil 8	114
Figure 72. Sondage composite du gradient de potentiel spontané et de résistivité électrique extrait du jeu de données.	117
Figure 73. Localisation des potentiels bassins drainants et sens d'écoulement des eaux souterraines à différentes profondeurs.....	119
Figure 74. Carte de densité de drainage : (a) pour le bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.	122
Figure 75. Carte géomorphologique: (a) pour le bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.	123
Figure 76. Carte d'occupation des sols: (a) pour le bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.	124
Figure 77. Carte des types de sols : (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.	125
Figure 78. Carte de densité de linéaments : (a) pour le bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.	126
Figure 79. Carte de densité des pentes : (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.	127
Figure 80. Carte de la lithologie profonde : (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.	128
Figure 81. Carte d'altitude: (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.....	129
Figure 82. Carte des précipitations: (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.	130
Figure 83. Carte des zones potentielles en eaux souterraine : (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.....	131

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Attitudes des structures rencontrées.	28
Tableau 2. Matrices de filtres Sobel et gradient (Youan et al., 2008).....	38
Tableau 3. Evaluation de la capacité de protection des aquifères (Oladapo et al., 2007).....	47
Tableau 4. Effets du facteur d'influence, taux relatifs et scores pour chaque facteur potentiel (Thapa et al., 2017; Magesh et al., 2012).	52
Tableau 5. Classification des facteurs pondérés et leurs côtes influençant les zones potentielles dans la zone d'étude (Selvam et al., 2015).	56
Tableau 6: Matériels et appareils utilisés pour l'acquisition	58
Tableau 7: Logiciels utilisés.....	61
Tableau 8. Résumé des paramètres de Dar-Zarrouck estimés des modèles inverses des paramètres de résistivité électrique.	85
Tableau 9. Paramètres de Dar-Zarrouck des aquifères.	87
Tableau 10. Conductivité hydraulique et transmissivité estimées à partir des paramètres de résistivité du terrain granitique et des essais de pompage.....	97
Tableau 11. Caractéristiques hydrauliques des aquifères.....	99
Tableau 12. Classification de l'aquifère basée sur les valeurs de transmissivité (Offodile, 1983).....	103
Tableau 13. Matrice d'erreur des zones potentielles d'eaux souterraines.....	132

INDEX ET ABREVIATIONS

1. Index des symboles

p : Pression (Pa)

T : Température absolue (K)

Φ : Porosité

V_p : Volume des vides (m^3)

V_e : Volume d'eau (m^3)

V : Volume total du sol (m^3)

θ : Teneur en eau volumique

s : Saturation volumique

\vec{U} : Flux d'eau (m/s)

k' : Perméabilité intrinsèque (m/s)

h : Charge hydraulique (m)

h_p : Potentiel matriciel (m)

ρ_f : Masse volumique du fluide (Kg/m^3)

z : Potentiel gravitaire (m)

g : Intensité de la pesanteur (N/Kg)

η : Viscosité (Pa.s)

$\vec{\nabla}$: Opérateur gradient

K : Conductivité hydraulique (m/s)

K_v : Conductivité hydraulique verticale (m/s)

K_h : Conductivité hydraulique horizontale (m/s)

K_p : Conductivité hydraulique mesurée (m/s)

K_r : Conductivité hydraulique prédite (m/s)

T : Transmissivité ($m^2.s$)

T_p : Transmissivité mesurée ($m^2.s$)

T_r : Transmissivité prédite ($m^2.s$)

e : Epaisseur de la nappe (m)

Q : Débit (m^3/s)

S : Coefficient d'emménagement

A : aire (m^2)

\emptyset_d : Porosité de drainage

S_s : Emménagement spécifique

β_l : Coefficient de compressibilité du fluide

β_s : Coefficient de compressibilité des grains solides

α : Coefficient de compressibilité spécifique du sol

$\vec{\nabla}^2$: Laplacien

k : Facteur géométrique (m)

ρ_a : Résistivité apparente ($\Omega.m$)

ΔV : Différence de potentiel (V)

ΔV_0 : Différence de potentiel calculée théoriquement (V)

V_{MN} : Différence de potentiel mesurée entre M et N (V)

I_{AB} : Courant électrique injecté entre A et B (mA)

AB : Distance entre les électrodes A et B (m)

C : Conductance longitudinale (Siemens (S))

R : Résistance transversale ($\Omega.m^2$)

ρ_t : Résistivité transversale ($\Omega.m$)

ρ_l : Résistivité longitudinale ($\Omega.m$)

ρ_m : Résistivité quadratique moyenne ($\Omega.m$)

λ : Coefficient d'anisotropie

n : Nombre de couches géo-électriques

ρ_i : Résistivité des couches géo-électriques ($\Omega.m$)

h_i : Epaisseur des couches géo-électriques (m)

H : Profondeur des couches (m)

R_c : Coefficient de réflexion

F_c : Contraste de résistivité

ΔV_e : Potentiel électrocinétique (mV)

ΔP : Gradient de pression (Pa/m)

Ψ : Potentiel d'absorption de l'interface solide-liquide

ϵ : Constante diélectrique

ΔV_d : Potentiel de diffusion (mV)

R' : Constante des gaz parfaits

C_1 et C_2 : Concentration des solutions (mol/L)

F : Constante de Faraday

n' : Valence des ions

u : Vitesse des cations

v : Vitesse des anions

ΔV_N : Potentiel de Nernst (mV)

ΔV_m : Potentiel de membrane (mV)

ε^2 : Erreur logarithmique quadratique moyenne
 α' : Facteur constant
 δ : Facteur d'erreur
 ρ_e : Résistivité de la roche aquifère ($\Omega.m$)
 ρ_w : Résistivité de l'eau ($\Omega.m$)
 m : Degré de cimentation
 L_l : Longueur des linéaments (m)
 k'' : Coefficient Kappa
 i : Numéro de la classe
 n : Nombre de classes
 N : nombre total de valeurs classifiées par rapport aux valeurs de vérité
 $m_{i,i}$: Nombre de valeurs appartenant à la classe de vérité i
 G_i : Nombre de valeurs de vérité appartenant à la classe i
 C_i : Nombre total de valeurs prédites appartenant à la classe i

2. Abréviation des sigles

1D : Une dimension
2D : Deux dimensions
ABGn : Gneiss à biotite et amphibole
ABV : Superficie du bassin versant (Km^2)
ACP : Analyse en composante principale
ACPS : Analyse en composante principale sélective
ASTER: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
ASZ: Adamawa shear zone
AYD: Adamawa-Yadé domain
BMGr : Granite à biotite et muscovite
BUCREP : Bureau Central de Recensement et d'Étude de la population au Cameroun.
CC : Craton du Congo
CCSZ : Cameroonian center shear zone
CAMWATER : Cameroon Water Utilities Corporation
CE : Conductivité électrique
DD : Densité de drainage (m)
DEM : Digital elevation model
DL : Densité de linéaments
E : Altitude (m)

EGEM : Ecole de géologie et d'exploration minière
ERT: Electrical resistivity tomography
ETM+: Enhanced Thematic Mapper (carte thématique rehaussée).
G: Géologie
GM : Géomorphologie
GPS : Système global de positionnement
IDW: Inverse distance weighting
IRIS: Institut de Relations Internationales et Stratégiques
KC: Kalahari Craton
LULC : land use/ land cover
LTC : Longueur totale des cours d'eau
Ma : million d'années
MNZ : Mayo Nolti shear zone
MD : Métadiorite
MIF : Multiple influence factor
OMS : Organisation Mondiale de la Santé
Pb : Plomb
PCD : Programme communal de développement
PGr : Granite à pyroxène
PS : Potentiel spontané
r : Cote
R : Précipitations (mm)
RCA : République Centre-Africaine
REM : Rayonnement électromagnétique
RGPH : Recensement général de la population humaine
S : Pente (%)
SEV : Sondage électrique vertical
SIG : Système d'information géographique
SRTM: Shuttle Radar Topographic Mission
ST: Type de sols
STD: Solides totaux dissous (mg/L)
TC: Tanzanian Craton
TBSZ: Tcholiré-Banyo shear zone
U : Uranium
UTM : Universal Transverse Mercator

X : Effet majeur du facteur d'influence

XL : Position de l'électrode (m)

Y : Effet mineur du facteur d'influence

ω : Pondération

WAC: West African Craton

WLC: Weighted linear combination

WGS84: World Geodetic System

ZPES : Zones potentielles d'eaux souterraines

RESUME

L'objectif de cette étude est de contribuer à l'identification, la caractérisation et la cartographie des aquifères de la zone de Méiganga en combinant différentes méthodes : hydrogéophysique, hydrogéologique et télédétection. Pour y parvenir, une méthodologie multidisciplinaire a été adoptée et dont les principaux résultats peuvent être résumés comme suit :

La carte linéamentaire obtenue après traitement d'images satellitaires (Landsat 7 ETM+, SRTM) comporte des linéaments de tailles variables. La validation de ces différentes structures linéaires a été faite sur la base des cartes géologiques et photogéologiques existantes et des connaissances de terrain. L'analyse des réseaux de fractures a révélé les principales directions suivantes: NNE-SSW, NE-SW et ENE-WSW. La superposition de la carte des linéaments à la carte de localisation des forages et puits traditionnels a permis d'identifier ces fractures comme étant hydrauliquement actives, et constitueraient des réservoirs d'eaux souterraines ou alors joueraient un rôle très important dans la circulation des eaux souterraines.

Les résultats issus des investigations géophysiques électriques (SEV, ERT) et hydrogéologiques ont permis de réaliser un modèle de profil d'altération. Ce dernier présente de haut en bas trois couches non stratiformes : la cuirasse latéritique, l'horizon fissuré (couches aquifères) et la roche saine granito-gneissique. Ce modèle est en accord avec ceux proposés ces dernières années, suggérant que la conductivité hydraulique des aquifères de socle est une conséquence des processus d'altération plutôt que de la fracturation tectonique. Ces résultats ont également permis de classer les aquifères identifiés en deux grandes familles : les aquifères d'altérites (aquifères superficiels ou libres) avec des profondeurs de 5,8-12,7m ; les aquifères de socle (aquifères captifs ou profonds) ayant des profondeurs de 18-27m. En outre, une formulation mathématique a été développée d'une part entre la conductivité hydraulique (K_r) et la résistivité des aquifères (ρ), et d'autre part entre la transmissivité (Tr) et la conductance longitudinale (C). Une bonne corrélation ($R^2=0,78$) a été obtenue entre K_r et ρ , tandis qu'une corrélation moyenne ($R^2=0,65$) a été obtenue entre Tr et C .

L'étude des profils de potentiel spontané a mis en évidence de nombreuses zones d'infiltration des eaux de pluies servant à l'alimentation des eaux souterraines, ce qui explique l'intensification des fracturations dans la carte linéamentaire.

Enfin, ces résultats ont permis de simuler le sens d'écoulement souterrain dans la zone étudiée qui s'est avéré être convergent vers les parties centrale et sud de la zone. Les zones de recharge en eau ont été localisées le long des parties nord-ouest, nord-est et sud-ouest de la zone d'étude, tandis que les zones de décharges sont visiblement situées dans les parties centrale et sud de la zone d'étude et serviront comme centre de collecte des eaux souterraines.

Sur la base de ces informations, une analyse multicritères basée sur l'approche multifacteurs d'influence à combinaison linéaire pondérée a permis de produire la carte de potentialité en eaux souterraines de ces aquifères. Cette carte a été validée à l'aide de données indépendantes et pourra servir comme outil pragmatique dans l'orientation, la planification, la protection, l'exploitation et la gestion durable des ressources en eaux souterraines de la ville de Méiganga.

Mots clés : Méiganga, hydrogéophysique, aquifères, paramètres hydrauliques, fractures, écoulement souterrain.

ABSTRACT

The aim of this study is to contribute to the identification, characterisation and mapping of aquifers in the Méiganga area by combining different methods: hydrogeophysical, hydrogeological and remote sensing. To achieve this, a multidisciplinary methodology was adopted, and the main results can be summarised as follows:

The lineament map obtained after processing satellite images (Landsat 7 ETM+, SRTM) contains lineaments of variable sizes. The validation of these different linear structures was made on the basis of existing geological and photogeological maps and field knowledge. The analysis of the fracture networks revealed the following main directions: NNE-SSW, NE-SW and ENE-WSW. Overlaying the lineament map with the traditional borehole and well location map has helped to identify these fractures as hydraulically active, and would constitute groundwater reservoirs or play a very important role in groundwater circulation.

The results of the electrical geophysical (SEV, ERT) and hydro-geological investigations were used to produce a weathering profile model. The latter shows three non-stratiform layers from top to bottom: the lateritic armour, the fissured horizon (water-bearing layers) and the healthy granite-gneissic rock. This model is in agreement with those proposed in recent years, suggesting that the hydraulic conductivity of basement aquifers is a consequence of weathering processes rather than tectonic fracturing. These results also allowed the aquifers identified to be classified into two main families: the alteration aquifers (superficial or free aquifers) with depths of 5.8-12.7m; the basement aquifers (confined or deep aquifers) with depths of 18-27m. In addition, a mathematical formulation was developed between hydraulic conductivity (K_r) and aquifer resistivity (ρ) on the one hand, and between transmissivity (T_r) and longitudinal conductance (C) on the other. A good correlation ($R^2=0.78$) was obtained between K_r and ρ , while a medium correlation ($R^2=0.65$) was obtained between T_r and C .

The study of the spontaneous potential profiles revealed numerous rainwater infiltration zones serving as groundwater recharge, which explains the intensification of fracturing in the lineament map.

Finally, these results have enabled the simulation of the groundwater flow pattern in the study area, which revealed to be inward from the flanks to the central and southern parts of the studied area. The water recharge areas were located along the northwestern, northeastern and southwestern parts of the study area, meanwhile the discharge areas are visibly located in the central and southern parts of the study area and will serve as a groundwater collection centre.

Based on this information, a multi-criteria analysis based on the weighted linear combination influence factor approach was used to produce the groundwater potential map for the delineated aquifers. This map was validated using independent data and can be used as a pragmatic tool in the orientation, planning, protection, exploitation and sustainable management of the groundwater resources of the city of Méiganga.

Keywords: Méiganga, hydrogeophysics, aquifers, hydraulic parameters, fractures, groundwater flow.

INTRODUCTION GENERALE

L'eau est l'élément le plus vital et largement distribué dans la nature. Il est disponible sous diverses formes à savoir la neige, l'humidité de l'air, l'eau de surface et l'eau souterraine. La propriété de l'eau change selon son lieu d'occurrence. Les ressources mondiales en eau sont estimées à $1,37 \times 10^8$ millions ha-m (Mha-m), dont 97,2% sont salées et se trouvent principalement dans les océans, et seulement 2,8% sont disponibles comme eau douce à tout moment sur la planète Terre. Sur ces 2,8%, environ 2,2% sont disponibles sous forme d'eau de surface et 0,61% sous forme d'eau souterraine (Tod, 1955). Sur les 2,2% d'eau de surface, 2,14% est de l'eau douce emprisonnée dans les glaciers et les calottes glaciaires, seulement 0,01% ($1,36 \times 10^4$ Mha-m) est disponible dans les lacs, les réservoirs et 0,0001% dans les ruisseaux ; le reste étant sous d'autres formes comme 0,001% de vapeur d'eau dans l'atmosphère, et 0,005% d'humidité du sol à 0,6 m de profondeur (Chandra, 2006). Sur les 0,5% des eaux souterraines stockées, seulement environ 0,3% ($4,11 \times 10^4$ Mha-m) peuvent être extraites économiquement avec la technologie de forage actuelle, le reste étant indisponible car situé en dessous d'une profondeur de 800 m (Raghunath, 1987). Aujourd'hui, ces ressources en eau subissent un stress sans précédent en raison d'une utilisation excessive et généralement irresponsable au cours du 20e siècle (Chandra, 2006). La population mondiale a été multipliée par trois environ tandis que les prélèvements d'eau d'environ sept. Par conséquent, un tiers de la population mondiale vit dans des pays qui connaissent actuellement un stress hydrique moyen à élevé. Les estimations des agences internationales montrent qu'en 2025, environ 30% de la population mondiale vivra dans des pays déjà touchés par la pénurie d'eau (Singh and Jain, 2002). En outre, l'eau douce (utilisée dans les activités humaines) ne constitue que 3% de l'eau mondiale dont les deux tiers sont gelés, formant les calottes polaires, les glaciers et les icebergs et le 1% restant est disponible sous forme d'eau de surface ou d'eau souterraine. Cette ressource se raréfie dans beaucoup de régions du monde, notamment en Afrique subsaharienne. Par ailleurs, la demande en eau potable pour la satisfaction des besoins en eau de la population est de plus en plus forte. Malheureusement, tout ceci se passe dans un contexte climatique où la pluie, principale pourvoyeuse de l'eau douce, présente une forte variabilité spatio-temporelle avec une tendance à la baisse sur une grande partie de l'Afrique (Paturel et al., 2010).

Dans les régions constituées de roche cristalline dure, l'accumulation d'eau souterraine a lieu dans la porosité secondaire développée en raison de l'altération et de la fracturation de la roche encaissante. L'accès à cette eau souterraine potable est conditionné par la réalisation d'ouvrages (forages en général) de bonne qualité, capables de durer dans le temps. Ces forages devront être implantés dans des aquifères présentant un stockage important, et/ou

une recharge importante. Or, ces conditions sont souvent mal assurées à cause de la complexité des zones de socle. Compte tenu du fait que les altérations et fractures sont très variables et varient très fortement sur de très courtes distances, il est nécessaire de comprendre la répartition et la présence des eaux souterraines dans différentes situations hydrologiques. La complexité des facteurs hydrogéologiques, hydrologiques et climatologiques, contrôle la présence et le mouvement des eaux souterraines. C'est pour cette raison que Meli'i, (2014) décrit la caractérisation des ressources en eau dans les milieux fracturés comme un des plus grands challenges pour les hydrogéophysiciens modernes. De nombreuses études relevant des domaines de l'ingénierie et de la recherche se sont concentrées sur la caractérisation de ces milieux particuliers et révèlent que dans les zones reposant sur un socle rocheux cristallin dur (granit, gneiss), les matériaux altérés forment le principal système aquifère et les eaux souterraines se trouvent dans des conditions de nappe phréatique (Teikeu, 2016). La zone altérée est suivie par une zone sous-fracturée altérée, où les eaux souterraines se trouvent non confinées à des conditions semi-confinées. Sous l'horizon altéré, le système de fractures à l'intérieur de la surface du sous-sol est également censé être une zone aquifère potentielle (Chandra, 2006). Ces études montrent également que la détermination de la géométrie des fractures est une tâche difficile et les zones de fractures n'ont pas été pleinement exploitées. Il a été établi que la géométrie de l'aquifère dans le système aquifère non confiné est un paramètre important pour comprendre le processus de stockage, de récupération et de recharge des eaux souterraines dans l'aquifère.

Dans la localité de Méiganga et ses environs, la demande en eau par la population, en constante augmentation pour des fins diverses (travaux domestiques, agricoles etc.), a conduit à l'exploitation des ressources en eaux utilisables. En effet, à travers les programmes d'hydraulique villageoise, la population a bénéficié de forages d'eau en quantité toujours croissante depuis plusieurs années maintenant. Malgré le progrès enregistré pour satisfaire les besoins en eau de la population, beaucoup reste à faire pour arriver à bout de ses besoins vitaux. La recherche de nouveaux sites de forage avec une forte probabilité de succès, dans un contexte généralisé de changement climatique marqué par des périodes d'instabilité pluviométrique impose d'améliorer les connaissances de l'hydrogéophysique de ce milieu fissuré complexe. Ainsi, une meilleure connaissance des conditions hydrodynamiques et des caractéristiques des eaux souterraines serait essentielle pour le bien-être de la population et le développement économique de cette zone.

Dans la présente thèse, l'objectif principal est de contribuer à la bonne caractérisation du système aquifère de la localité de Méiganga et ses environs, à travers des méthodologies simples d'estimation des paramètres vitaux du système d'eau souterraine, par combinaison des

données hydrogéologiques, topographiques, géologiques, structurales, géophysiques et satellitaires.

Les objectifs spécifiques visés par cette étude sont :

- La collecte des données de résistivité et de polarisation spontanée à l'aide d'un résistivimètre (Syscal junior 72 électrodes) à courant continu ;
- La modélisation et l'interprétation des dites données afin de ressortir les pseudo-sections de résistivité, les cartes de résistivités et de polarisation spontanée, les sections géoélectriques et coupes géologiques ;
- La cartographie 2D et 3D des anomalies de résistivité et de potentiel spontané ;
- La cartographie des accidents tectoniques de la zone investiguée à partir d'images satellitaires ;
- Les corrélations entre les accidents tectoniques cartographiés par télédétection avec les observations géologiques et tectoniques issue des cartes existantes et observations de terrain;
- La modélisation du sens de circulation des eaux souterraines ;
- L'inventaire du nombre d'aquifères de la zone d'étude ;
- La caractérisation des systèmes aquifères de ladite zone d'étude ;
- L'identification des zones cibles pour implantation des forages ou des puits aménagés.

Le choix de cet espace, s'explique d'abord par le fait que la zone de Méiganga appartient à la région de l'Adamaoua Cameroun connue comme le château d'eau du Cameroun où plusieurs cours d'eaux tels que le Djerem, le Mbéré (dans le bassin de la Sanaga), la Vina, la Bénoué et le Lom prennent source. Elle se situe dans la partie centrale de la chaîne panafricaine du Cameroun plus précisément le domaine de l'Adamaoua-Yadé et repose sur un substratum granito-gneissique (migmatite fracturée) avec une couverture d'altérites. Le climat de type soudano-guinéen est caractéristique d'une grande partie de la région de l'Adamaoua. Les conditions ambiantes y sont aussi favorables pour la mise en œuvre de certaines méthodes géophysiques. Aussi, la zone est dotée de plusieurs forages et puits aménagés. Ceux-ci ont été exécutés dans le cadre des programmes d'hydraulique villageoise. Enfin, la zone est traversée par la route nationale N°1 et est accessible en toutes saisons.

Les caractérisations des systèmes aquifères reposent généralement sur l'observation et la caractérisation du milieu, à partir notamment de la mise en place de forages et la réalisation de pompages d'essai. Bien qu'il s'agisse d'un outil classique de

l'hydrogéologie, cette méthode de pompage d'essai présente certaines limites : (i) d'un point de vue pratique, la réalisation d'un pompage d'essai peut se heurter à des problèmes de coûts, de temps, d'accessibilité aux zones étudiées et nécessite un forage et au moins un piézomètre d'observation correctement réalisés et équipés ; (ii) l'interprétation d'un pompage d'essai peut présenter des incertitudes, en particulier pour les milieux hétérogènes ; (iii) la mise en place de forages suffisamment profonds en milieu sableux non-consolidé est techniquement compliquée, et la réalisation de pompages d'essai dans ce genre de milieu peut provoquer des intrusions salines ; (iv) la spatialisation des résultats peut nécessiter (en fonction de la géométrie et des caractéristiques du système étudié) la réalisation de nombreux essais, scénario rarement envisageable d'un point de vue logistique et financier. Afin de contourner ces limites, il est nécessaire de faire appel à des méthodes complémentaires notamment les méthodes géophysiques non destructives et imagerie satellitaire. En effet, l'utilisation d'une approche intégrée hydrogéologie-géophysique-téledétection peut pallier au manque de données et réduire considérablement les incertitudes.

Les hypothèses de recherche émises dans cette étude sont :

- De nombreux travaux ont été réalisés sur les zones de socle afin d'identifier les structures (linéaments, fractures) indicatrices de l'occurrence des eaux souterraines. La plupart de ces études (à l'échelle régionale) qui utilisent les techniques de cartographie linéamentaire pour la recherche d'eau souterraine ne prend pas en compte l'hétérogénéité locale de ces formations de socle. Ces techniques cartographiques ont présenté plusieurs limites à savoir : (i) la difficulté d'établir souvent des corrélations entre les linéaments et les grands couloirs de circulation d'eau souterraine car tout linéament n'est pas forcément la représentation surfacique d'un accident hydrauliquement actif ; (ii) la recherche d'eau dans les localités de taille réduite présentant une forte occupation des sols ;
- Les zones influencées par des contraintes tectoniques, engendrent des phénomènes de fracturation, pouvant présenter des propriétés hydrodynamiques plus intéressantes que les compartiments superficiels classiquement visés ;
- L'identification des aquifères reste aléatoire du fait de la méconnaissance de leur origine et de leur géométrie ;
- Les formations de socle doivent leurs propriétés hydrauliques à la fracturation et à l'altération associée. En effet, les roches fracturées sont des milieux particulièrement hétérogènes où l'écoulement se localise dans un sous-réseau de fractures ;
- L'exploitation durable des aquifères de socle repose sur la connaissance la plus précise possible de leurs différentes caractéristiques et de leur fonctionnement hydrody-

namique ;

- La décompression lithostatique et la fracturation tectonique ne permettent pas d'expliquer l'origine des fissures secondaires, des fractures des formations de socle et leur conductivité hydraulique ;
- Les fractures tectoniques sont inégalement réparties dans l'espace et ne peuvent pas permettre la réalisation de milliers de forages productifs uniformément repartis sur un domaine de socle.

La présente étude est d'une importance capitale tant sur le plan scientifique, méthodologique que sur le plan socio-économique. En effet, elle permettrait non seulement d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique des aquifères par intégration de nouvelles méthodes de prospection géophysique (tomographie de résistivité électrique et potentiel spontané), de déterminer d'éventuelles relations entre les paramètres hydrogéologiques et les paramètres géophysiques, de déterminer le degré de fracturation de la zone étudiée, mais aussi de mieux œuvrer pour la cartographie spatiale des zones potentielles en eaux souterraines. Ceci afin de leurs assurer une gestion, une protection et une exploitation durable dans un contexte marqué par le changement climatique, l'expansion urbaine et démographique, mais également pour le bien-être de la population et le développement économique de la zone d'étude.

Les résultats attendus par cette recherche s'articulent autour des points suivants :

- Identification, classification et caractérisation des aquifères de la zone d'étude ;
- Identification et localisation précise des fractures hydrauliquement actives du substratum ;
- Mise en évidence de l'origine des fracturations issues de la cartographie linéamentaire des images satellitaires ;
- Décèlement de nouvelles zones potentielles d'eaux souterraines ;
- Proposition d'une carte de potentialité des ressources en eaux souterraines pouvant servir à la gestion durable et à la planification de l'approvisionnement de la population en eau potable.
- Elaboration d'une carte d'implantation des zones/points de forages.

Le plan de rédaction est reparti en trois grands chapitres :

- Le premier chapitre sera relatif à la revue de la littérature. Il fait ressortir une présentation du secteur d'étude (la localité de Méiganga et ses environs (Adamaoua, Cameroun)) dans son contexte géographique, géomorphologique, géologique, tectonique, climatologique, hydrologique et hydrogéologique, indispensables pour toute interpré-

tation des résultats ;

- Le chapitre deux sera consacré à l'inventaire du matériel d'une part et exposera les diverses méthodes utilisées dans le cadre de cette étude d'autre part ;
- Le troisième chapitre présentera les résultats obtenus, les interprétations qui s'y rattachent et la validation des résultats.

Ce plan se termine par une conclusion générale et des perspectives.

CHAPITRE 1 : REVUE DE LA LITTÉRATURE

Introduction

Ce premier chapitre concerne la présentation d'une synthèse géologique, afin de situer la zone d'étude dans un cadre d'évolution géodynamique et structural global. Un aperçu climatologique et hydrogéologique avec les caractéristiques hydrodynamiques des différents réservoirs d'eau seront présentés. Ces informations seront indispensables pour les interprétations des inversions hydrogéophysiques envisagées dans les chapitres suivants.

1.1. Contexte général de la zone

1.1.1. Localisation géographique

La ville de Méiganga chef-lieu du département de la Mbéré dans la région de l'Adamaoua Cameroun est située entre 6,42° et 6,61° de latitude Nord et 14,14° et 14,43° de longitude Est. Dans ses limites issues de la réorganisation administrative de 1992, Méiganga couvre une superficie de 7000 km². Elle est limitée au Nord et au Nord-est par les arrondissements de Nyambaka, de Bélel et de Djohong, à l'Est par l'arrondissement de Ngaoui et la RCA, au Sud-Est par l'arrondissement de Garoua-Boulai, au Sud-ouest par l'arrondissement de Bétaré-Oya dans la région de l'Est et à l'Ouest par l'arrondissement de Dir (figure 1).

1.1.2. Milieu socio-économique

Avec une population totale de 88 745 âmes dont 43 305 hommes et 45 440 femmes (BUCREP, 2010), soit 102 6764 habitants en 2013 sur une superficie d'environ 7 000 km², soit une densité de 16,31 habitants au km² (PCD, 2013), Méiganga fait partie des Communes moyennement peuplées du Cameroun (figure 2). La Commune est composée de plusieurs groupes ethniques. Il s'agit des Gbayas, majoritaires. Ce sont, pour l'essentiel, des agriculteurs et des chasseurs. Une grande partie est chrétienne et une autre est musulmane. Le deuxième groupe est constitué des Peuls islamisés et pratiquant le commerce et l'élevage du gros bétail et accessoirement l'agriculture. Les Bororos, essentiellement nomades, vivent de l'élevage du gros bétail. Les Haoussa se livrent au commerce. Les Mboum et les Mbéré, populations minoritaires, sont pourtant les premiers occupants de la zone. À côté de ces populations « autochtones » se retrouvent les autres groupes ethniques : Arabe choa, Bamiléké, Béti, Bornouan, Douala, Maka,...etc.

Les principales activités menées dans la Commune concernent la zone rurale à savoir l'agriculture, l'élevage, la chasse, la cueillette, l'apiculture, l'orpillage artisanal et dans la zone urbaine il s'agit du petit commerce, le bâtiment, le transport.

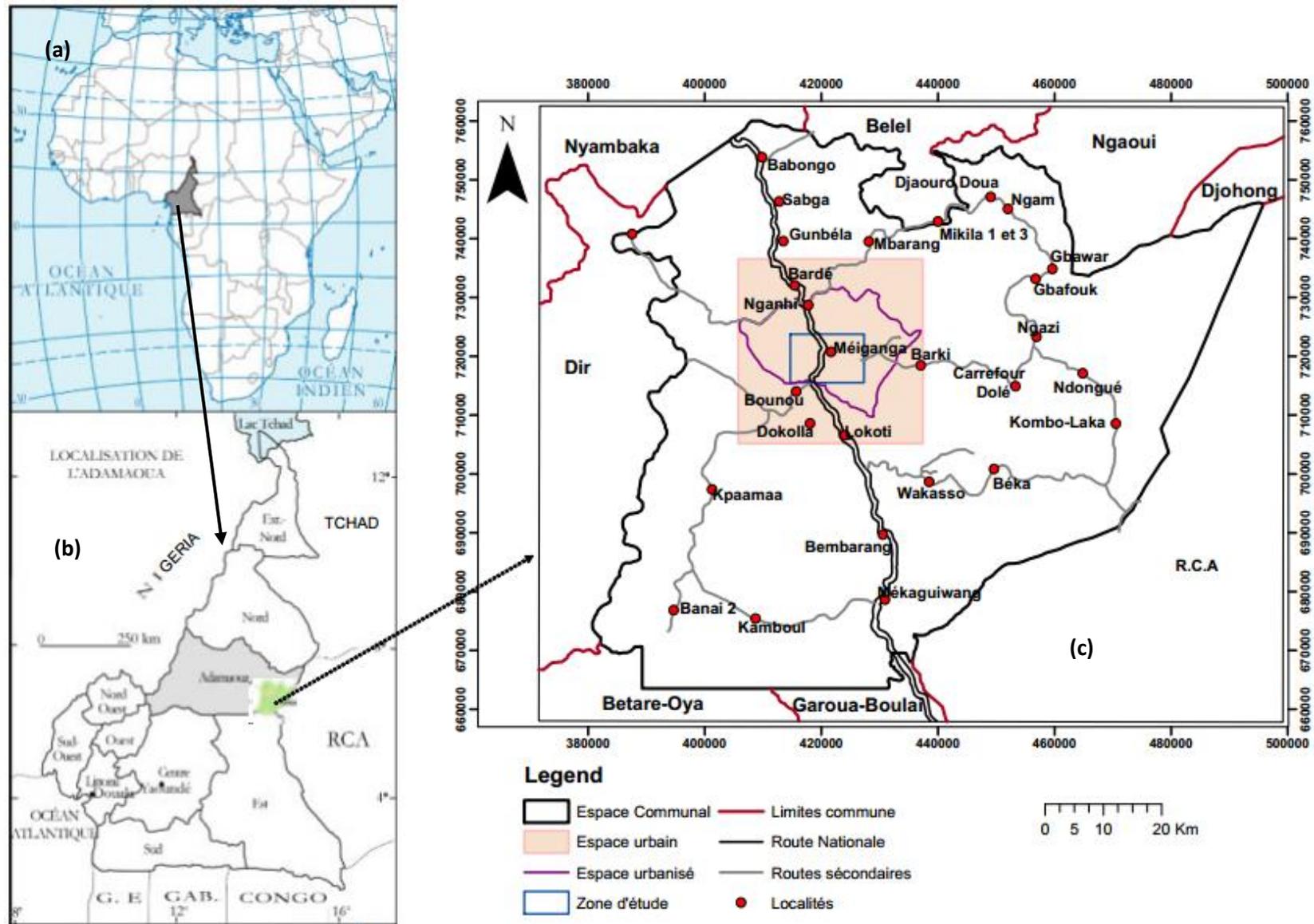


Figure 1. (a) Localisation du Cameroun en Afrique ; (b) Carte des régions du Cameroun ; (c) Localisation de la zone d'étude

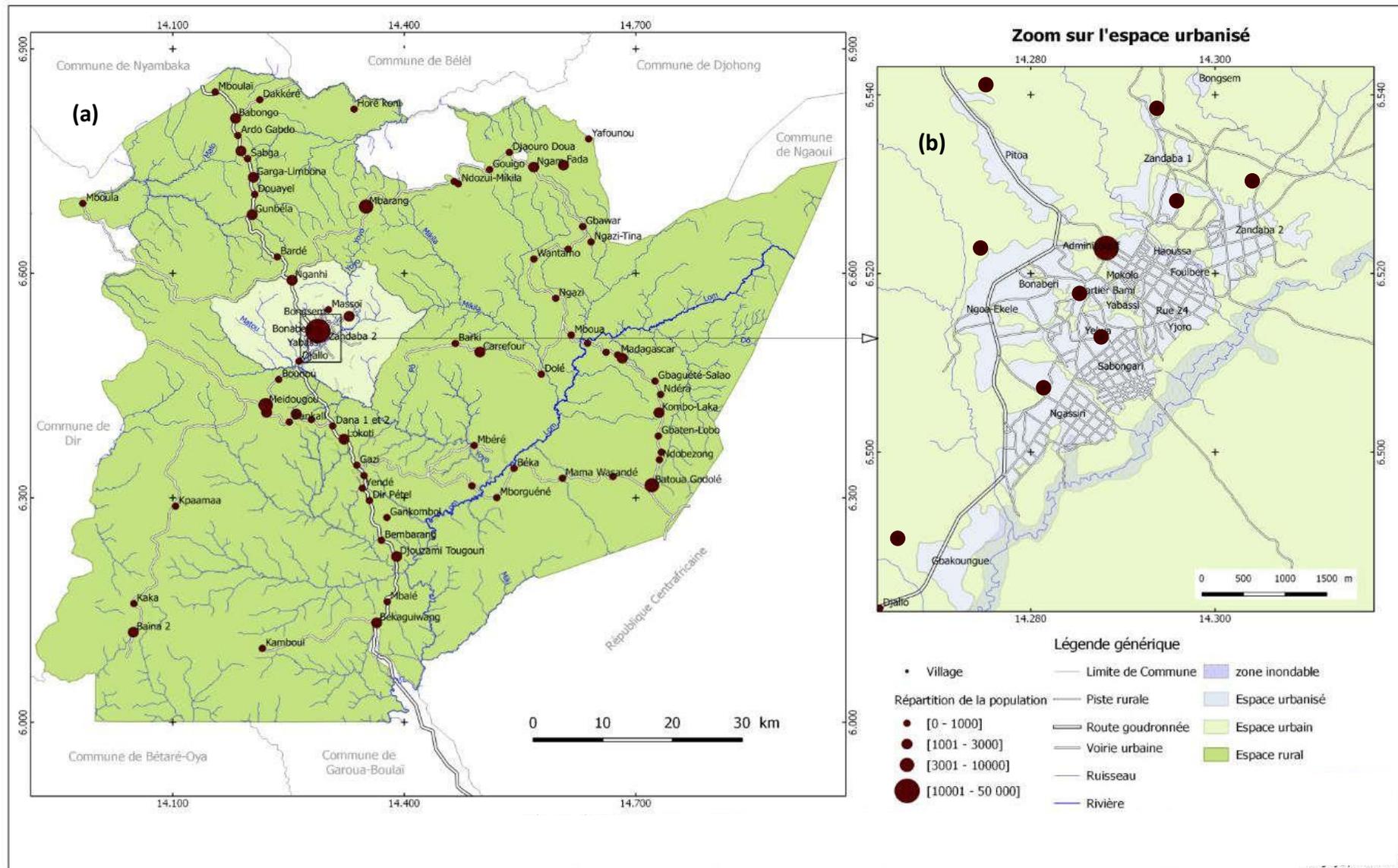


Figure 2. Répartition de la population : (a) la Commune de Méianga ; (b) l'espace urbanisé (PCD, 2013)

1.1.3. Climat

Le climat qui règne dans le département du Mbéré est du type Soudano-guinéen ayant deux saisons inégalement réparties. La saison de pluies s'étale sur environ huit mois (mars à Octobre) (Rapport annuel de l'agriculture du Mbéré, 2013). Sur le plateau de l'Adamaoua, la pluviométrie semble augmenter avec l'altitude, soit 2000 mm sur le Tchabal Mbabo (2460 m d'altitude) et 1500 mm dans le fossé du Mbéré (800 m d'altitude) (Moudingo, 2007). D'après le MINAGRI, (2013) ce département est très arrosé et enregistre en moyenne 1617 mm d'eau par an.

D'après le diagramme ombrothermique de Méiganga (Douffissa, 1993), il y a quatre mois secs (de novembre à février) et huit mois de pluies (de mars à octobre) enregistrant chacun plus de 150 mm d'eau. Par ailleurs, il ressort que le mois le plus pluvieux est le mois d'août avec une moyenne de 335 mm de pluies par an (figure 3) et les températures moyennes oscillent entre 30° et 34°C (MINAGRI, 2013). La différence d'altitude cause des variations extrêmement rapides de température et de pluviométrie dont les contrastes sont marqués entre les régions voisines.

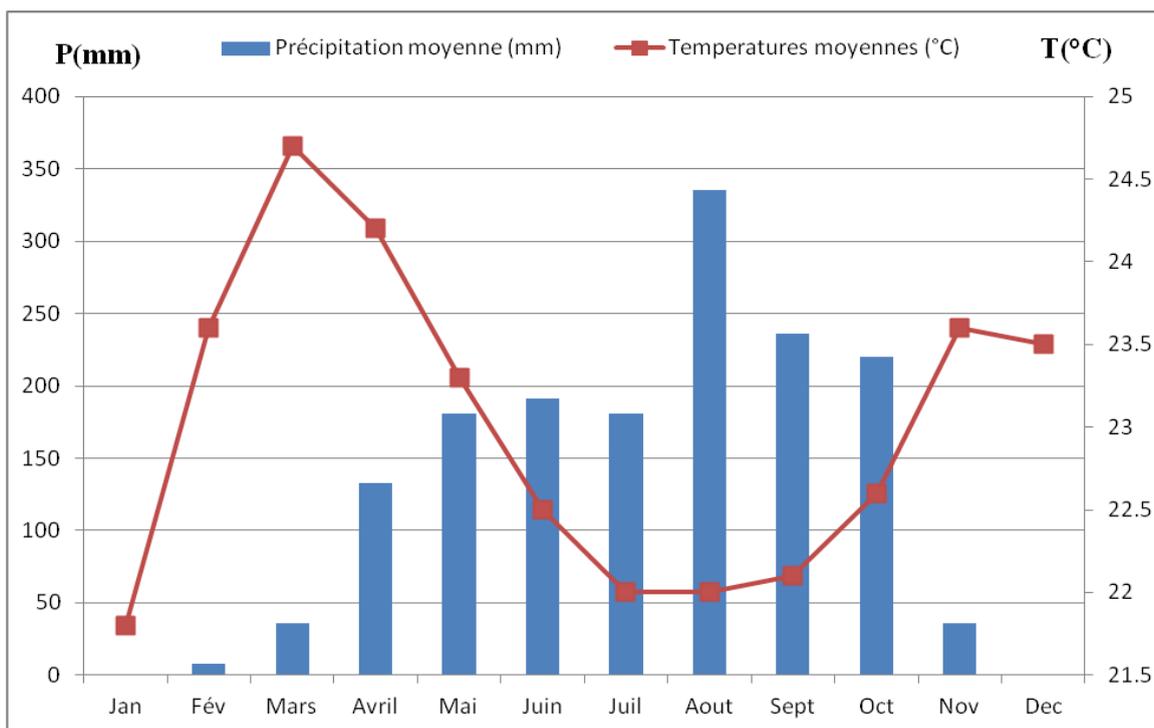


Figure 3. Variations moyennes mensuelles de la pluviométrie et de la température de la commune de Méiganga pour la période 2008-2012 (Source : Station météorologique de Méiganga).

1.1.4. Végétation

La végétation du Mbéré s'apparente à celle des zones forestières au climat soudano-guinéen de transition. Selon Douffissa (1993), les formations végétales les plus courantes et les plus importantes du département du Mbéré sont :

- **Les Savanes arbustives** avec un important buissonnement ;
- **Les Savanes arborées claires** qui dominent aussi le plateau de l'Adamaoua avec comme principale essence le *Daniellia oliveri*;
- **Les Savanes arbustives ou arborées** ;
- **Les Savanes densément arborées** : cet ensemble particulièrement bien représenté dans le secteur du Mbéré constitue le terme ultime qui précède la forêt claire ;
- **Les forêts galeries** qui se rencontrent principalement le long des cours d'eau comme le cas de la localité de Kombo-Laka ;
- **La forêt claire.**

Malgré cette richesse floristique due à des conditions climatiques plus propices que celles du Nord et de l'Extrême-nord, ces savanes sont fortement influencées par des actions anthropiques, notamment les feux de brousse, la coupe du bois de chauffage et le surpâturage.

1.1.5. Cadre géomorphologique

D'après Essama (2013), le plateau de l'Adamaoua est constitué d'une falaise abrupte au Nord et descend en pente douce vers le Sud et l'Est. On peut distinguer trois grandes unités morphologiques (figure 4) :

- ❖ l'unité haute, d'altitude comprise entre 1200 et 1500 m: Elle appartient à l'ensemble topographique et tectonique, dont le plan de base à 1200 m est la surface fondamentale de l'Adamaoua. Cette unité est constituée d'interfluves à allure d'inselbergs, du fait du raccordement brutal des pentes et des accumulations volcaniques du Tchabal. Ce sont des collines à sommet arrondi, à versants faiblement coupés par des vallons dénudés ou recouverts par une maigre couverture végétale ;
- ❖ l'unité moyenne, d'altitude comprise entre 1000 et 1200 m : Elle peut être estimée à 60% de la surface du plateau, et présente un paysage monotone, caractérisé par un moutonnement infini d'interfluves tabulaires et de croupes, dont les sommets constituent de nombreux empilements de blocs et de petits massifs, affleurant en coupes arrondies et en grandes dalles polies. Les versants de ces interfluves sont convexes et convexo-concaves et ont des pentes moyennes à faibles, se raccordant respectivement à des vallées étroites et progressivement à des vallées larges plus ou moins profondes (Coque, 1998) ;
- ❖ l'unité basse, d'altitude comprise entre 800 et 1000 m: Elle occupe l'Est et le Sud de la zone d'étude. Le relief est peu accentué par suite d'un bon aplanissement. Les versants sont convexo-concaves, à pentes faibles se raccordant progressivement à des vallées

larges à fond plat. Les talwegs sont peu enfoncés, mais constituent un réseau très ramifié. Pendant les travaux de terrain, il a été enregistré des altitudes comprises entre « 860 et 1020 m » ce qui permet de situer la zone d'étude dans le cas des deux dernières unités à savoir l'unité moyenne et l'unité basse.

1.1.6. Sols

On rencontre deux types de sols (voir figure 5) :

- ❖ Les sols ferrallitiques de couleur rouge et cuirassée qui sont les plus dominants moins propices à l'agriculture présents sur les interfluves et les collines.
- ❖ Les sols sablo-argileux qui se retrouvent par endroits, principalement dans les vallées. Ils sont essentiellement ferrallitiques, hydromorphes, humifères, rouges et très propices à l'agriculture et au pâturage dans les bas-fonds.

1.1.7. Synthèse hydrographique et hydrogéologique

1.1.7.1. Hydrographie

Le Mbéré est un fleuve qui a une direction générale SW-NE et constitue le drain du fossé tectonique de la Mbéré orienté dans la même direction (Olivry, 1986). Il a une longueur totale de 250 km (Olivry, 1986). Il prend sa source au nord de Meiganga à 1080 m d'altitude. Alors que le bassin de la Vina s'épanouit largement vers l'aval, le bassin de la Mbéré se rétrécit au contraire après avoir reçu les affluents de rive gauche qui drainent la partie orientale du massif du Ngangha (1 669 m) pour s'allonger dans le couloir étroit formé par le fossé d'effondrement post-Crétacé (Olivry, 1986). Le fond de la vallée se présente sous une forme dissymétrique; la pente transversale est beaucoup plus forte en rive droite qu'en rive gauche (Olivry 1986). Ceci explique que les affluents de rive gauche soient nettement plus développés. Les plus importants sont de l'amont vers l'aval : la Mambaka, le Mandim, la Koudini et le Touldoro.

A 150 km de sa source, le Mbéré reçoit en rive droite un affluent important, le Ngou, drainant la région nord-est de Meiganga, continuation orientale de l'Adamaoua qui se poursuit en Centrafrique (Olivry, 1986). Le réseau hydrographique de Meiganga est assez dense tel qu'observé sur la carte hydrographique de Meiganga (figure 6). Au niveau de Meiganga centre, on rencontre plusieurs cours d'eau : Gbonwen qui traverse la ville par le lac Yzoro (rivière des poissons), Zandaba et Yoyo forment la ceinture Est, Ngassiri et Gbakoungué constituent la ceinture Ouest et vont se jeter dans le Yoyo. L'arrondissement de Meiganga est drainé par un réseau hydrographique dense avec comme principaux collecteurs le Djérem et le Lom.

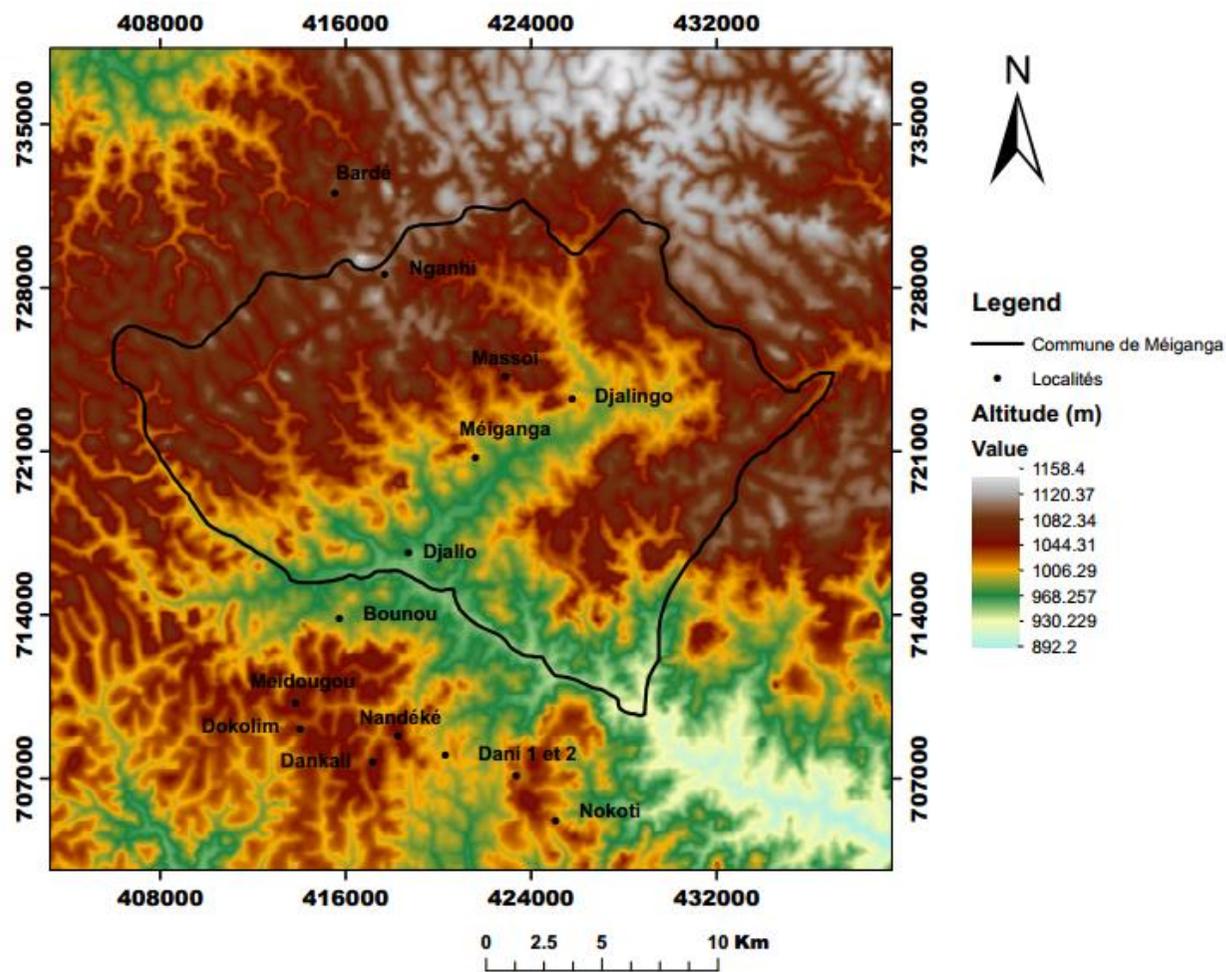


Figure 4. Modèle numérique de terrain de la zone de Méiganga
(Source : Image SRTM du 31/03/2007)

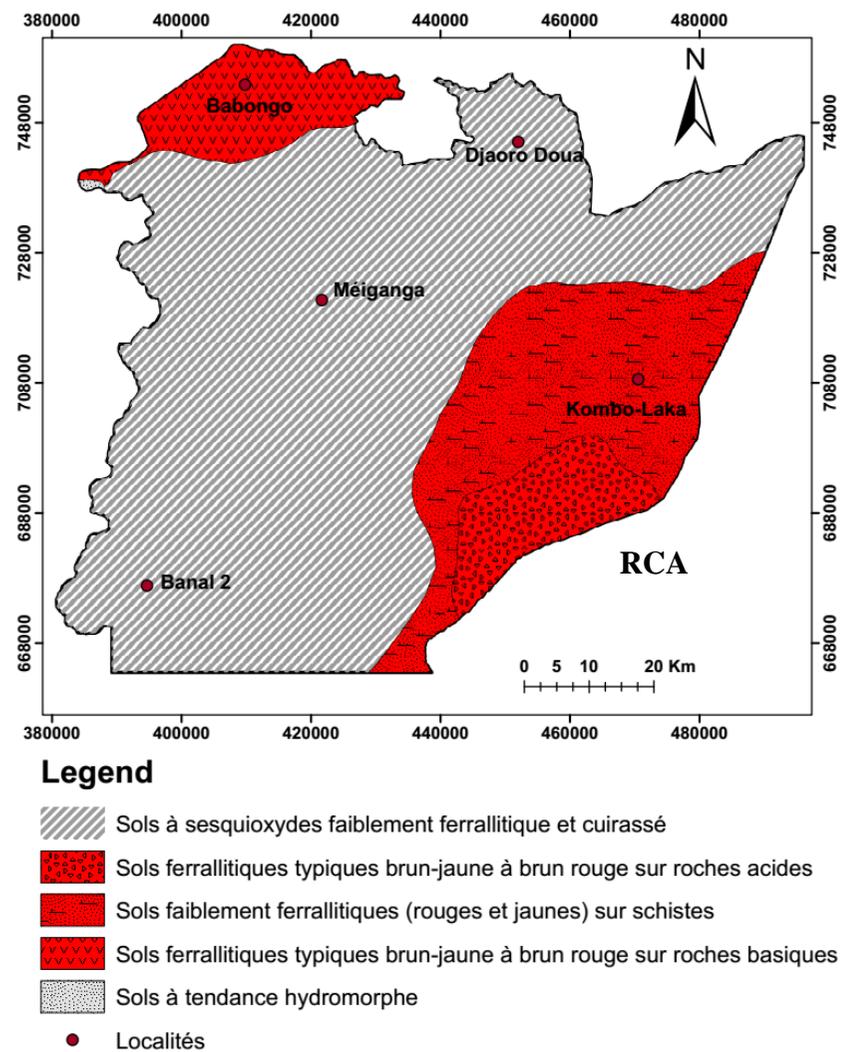


Figure 5. Carte pédologique redessinée de l'arrondissement de Méiganga (Source : Carte pédologique du Cameroun Orientale, 1965).

Le premier est alimenté par le Gbassoum. Le second est alimenté par : Mbah, Komboul, Mii, Kap, Yoyo, Midal, Mama, Gbingui, Badja, Makor, Badjer (PCD, 2013).

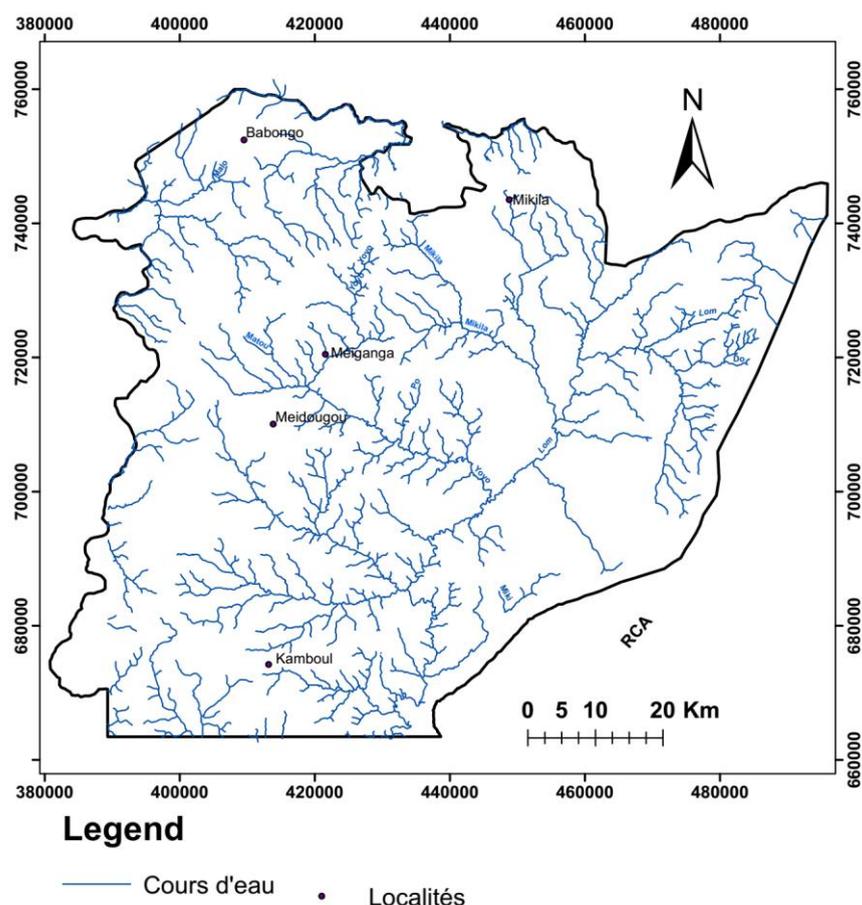


Figure 6. Hydrographie de l'arrondissement de M'éganga (Source : Image SRTM du 31/03/2007)

1.1.7.2. Contexte hydrogéologique

1.1.7.2.1. Socle et milieux fracturés

Les roches de socle (encore appelées formations de socle) sont généralement opposées aux roches sédimentaires du fait de leur hétérogénéité et de leur anisotropie (Singhal, 2008). Dans la littérature, les formations de socle sont définies communément comme des formations cristallines d'origine plutonique (exemple : granites) et métamorphique (exemples : gneiss, schistes) et des roches sédimentaires consolidées (Krásný & Sharp, 2007). Des définitions plus restrictives sont données dans la littérature hydrogéologique. Ainsi, les formations de socle sont définies comme des formations cristallines, non-volcaniques, et non carbonatées ayant une porosité primaire et une perméabilité insignifiante pour l'extraction de l'eau souterraine (Gustafsson, 1994). Cette définition exclu les roches sédimentaires bien indurées (grès consolidés) et les milieux calcaires karstiques. Les formations de socle doivent leurs propriétés hydrauliques à la fracturation et à l'altération associées. De ce fait, elles sont également appelées **roches fracturées**. En effet, les roches fracturées sont des milieux particulièrement hétérogènes où l'écoulement se

localise dans un sous-réseau de fractures. Elles doivent leurs propriétés aquifères aux intempéries et à la fracturation qui leur confèrent une porosité secondaire et une perméabilité à des degrés divers (De Marsily, 1981 ; Lachassagne et al., 2011). Sur le continent africain, les formations de socle occupent entre 35% et 40% de la superficie totale du continent (Shahin, 2003). Ils sont principalement observés dans l'ouest, l'est et le sud-est du continent. Malgré la grande superficie qu'ils occupent, les aquifères de socle sont largement sous-exploités comparé à des aquifères similaires sur d'autres continents et même dans certaines zones arides ou semi-arides (Courtois et al., 2009).

1.1.7.2.2. Profil d'altération et modèles conceptuels des aquifères de socle

Les roches cristallines, une fois exposées à la surface du sol, sont soumises aux processus d'altération chimique et physique (Guihéneuf, 2014). Ceux-ci débutent par l'infiltration de l'eau dans les fissures et les fractures initialement présentes dans la roche mère (Acworth, 1987). Cette infiltration de l'eau entraîne l'altération des minéraux de la roche mère favorisant le développement d'un profil d'altération. La mise en place des profils d'altération est favorisée par plusieurs facteurs. Parmi ces facteurs, nous pouvons citer par exemple la nature de la roche mère, le type de climat, l'état initial de fracturation de la roche, le gradient hydraulique, le pH et la température de l'eau, la biosphère et le temps d'exposition de la roche (Ricordel-Prognon et al., 2009; Violette, 2010; Wyns, 2013). Wright & Burgess, (1992) définissent le profil d'altération résultant comme l'ensemble des séquences lithologiques au-dessus de la roche saine non fracturée. Il comprend différents horizons selon son état d'avancement ou selon les différentes phases d'érosion (Guihéneuf, 2014). Par ailleurs, les travaux de Chilton & Foster, (1995) sur les roches cristallines et sous climat tropical, présentent un profil typique d'altération composé de quatre parties principales d'épaisseurs variables. Ces parties se définissent à la fois par leur composition minéralogique, leur structure mais également leur solidité. Nous pouvons distinguer en profondeur, une roche mère fracturée par endroit au-dessus de laquelle il y a une zone partiellement altérée et une roche presque décomposée. Cette zone qui présente la structure de la roche mère est appelée saprock (Chilton & Foster, 1995). Au-dessus de celle-ci, on trouve la saprolite qui est très altérée avec une accumulation d'argile. Le sol constitue le quatrième horizon du profil. Il est constitué de minéraux de quartz, ne présente plus la structure de la roche mère et peut être érodé. Toute la zone décomposé / mûri qui est constitué par la saprolite et le sol est souvent désigné comme le régolite. L'ensemble du profil d'altération présentera des propriétés hydrodynamiques variables latéralement et verticalement en fonction de la position des différents horizons (figure 7).

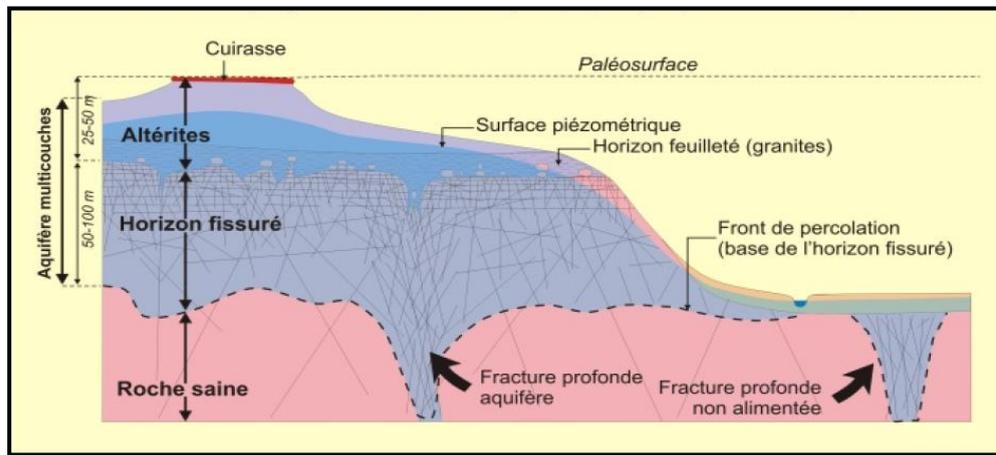


Figure 7. Modèle conceptuel d'un profil d'altération d'un aquifère de socle (Wyns et al., 2004)

1.1.7.2.3. Cas de la commune de Méiganga

La localité de Méiganga est riche en latérites qui constituent des formations intéressantes pour la recherche des aquifères en raison de leur perméabilité. Le socle est fait de roches dures qui constituent, lorsqu'elles ont des fractures, des pièges pour les eaux des bassins drainants. La perméabilité des latérites combinée à l'imperméabilité et à la fracturation du socle font de la localité de Méiganga un lieu intéressant pour la détection des aquifères de profondeurs et de surface. Nous nous intéressons aux aquifères de socle car les données géologiques placent la localité de Méiganga dans une formation de socle (figure 8). La géométrie et la nature des aquifères en zone de socle comme tel est le cas à Méiganga dépendent du type de roches qui composent le substratum, de la tectonique et de l'altération qu'elles ont subi depuis leur mise en place. Dans la zone d'étude, on ne distingue qu'un seul type de formation. Il s'agit du domaine granito-gneissique, composé de granites, de granitoïdes et de gneiss. C'est un domaine avec un profil d'altération spécifique, qui a été étudié par de nombreux auteurs (Belinga 1972, Segalen 1967, Compaore 1997, Roux 2006). Dans le département de Mbéré, les eaux souterraines existent principalement en terrains cristallins (métamorphique/plutonique), volcaniques et sédimentaires, comme le montre la figure 8. L'hydrogéologie de cette partie nord du Cameroun est la moins étudiée et en général mal connue, bien que les travaux de Betah, (1976) et Djeuda, (1987) ont révélé deux aquifères principaux : un aquifère supérieur peu profond et un aquifère profond. La couverture latéritique épaisse et altérée, ainsi que les roches très altérées et fracturées, constituent l'aquifère supérieur. L'épaisseur de cet aquifère varie de 8 à 20 m. L'aquifère profond est composé de roches fracturées de faible perméabilité. La lithologie dans les deux aquifères est soit migmatique, gneissique, quartzitique ou schisteuse. L'aquifère supérieur est le plus largement exploité par les communautés rurales. Les travaux de Meying et al. (2018) ont aidé à clas-

ser ces deux principaux aquifères, en aquifères peu profonds d'une profondeur de 8 à 13 m et profonds d'une profondeur de 18 à 25 m.

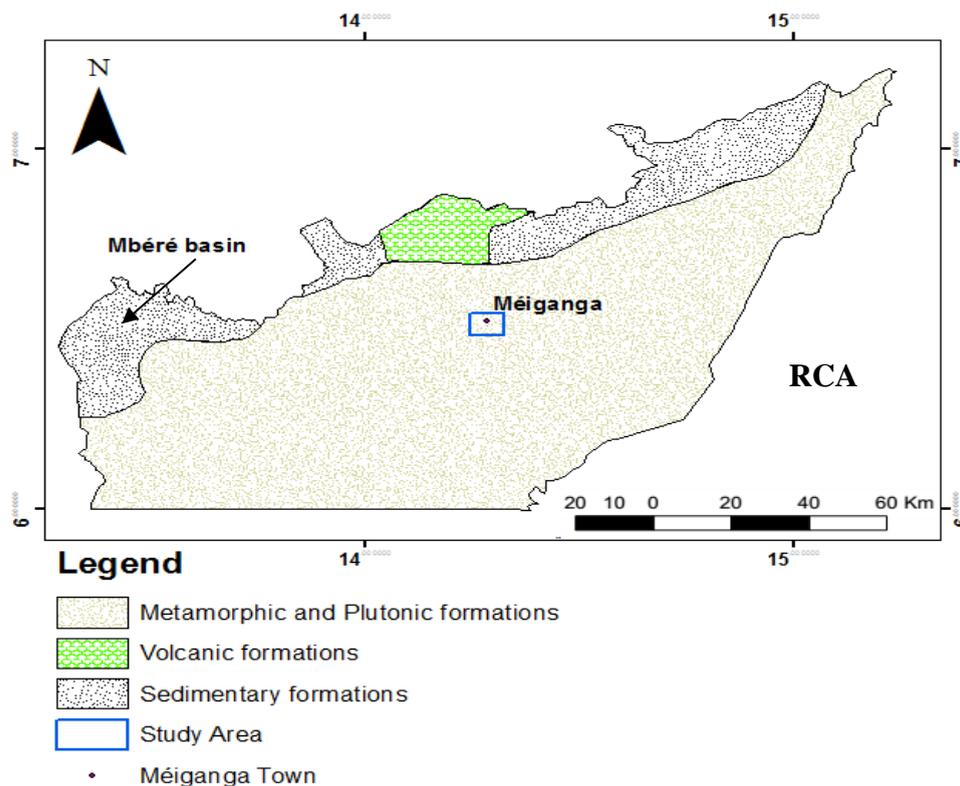


Figure 8. Principales formations géologiques saturées du département de la Mbéré, modifiée de Yongxin et al. (2006).

1.2. Contexte géologique

1.2.1. Cadre géologique général

1.2.1.1. La Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale

La chaîne panafricaine en Afrique Centrale, au nord du craton du Congo (figure 9), est aussi appelée chaîne des Oubanguides (Poidevin, 1983), chaîne panafricaine nord-équatoriale (Nzenti et al., 1988) ou Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale (Bessoles & Trompette, 1980). Elle fait le lien entre la chaîne transsaharienne à l'ouest et la chaîne mozambicaine à l'est. Cette chaîne présente, sur la bordure nord du craton du Congo, les caractéristiques d'une chaîne de collision (Toteu et al., 2004), avec des nappes externes d'extension régionale, un métamorphisme granulitique de haute pression, une migmatisation intense, des décrochements à l'échelle régionale et la présence de dépôts molassiques. Nous résumons ci-dessous les caractéristiques de cette chaîne issues des travaux menés dans ses différents segments au Cameroun, en République Centrafricaine et en République du Tchad.

1.2.1.2. La chaîne panafricaine au Cameroun

1.2.1.2.1. Le domaine Nord Cameroun

Localisé à l'ouest de la zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo (figure 9), il est désigné comme domaine de l'Ouest Cameroun (Toteu et al., 2004). Il est composé :

- (i) Des roches métamorphiques (schistes, metabasites et gneiss) attribuées au Néoprotérozoïque caractérisées par un métamorphisme de degré moyen à élevé, dont la série de Poli; ces roches métamorphiques ont pour protolithes des roches volcaniques (Ngako, 1986; Toteu et al., 1990) comprenant des basaltes tholéitiques d'arc et des rhyolites calco-alcalines mis en place autour de 800 Ma;
- (ii) Des granitoïdes calco-alcalins pré- à tardi-tectoniques, mis en place entre 660 et 580 Ma (Toteu et al., 1987; Toteu et al., 2001);
- (iii) Des granitoïdes alcalins post tectoniques ;
- (iv) Et des roches sédimentaires issues du produit d'érosion du socle panafricain déposées dans des bassins, dont le bassin de Mangbei, et associées à des roches volcaniques (Béa et al., 1990; Montes-Lauar et al., 1997; Toteu et al., 2004).

Les données Rb/Sr, Sm/Nd et U-Pb indiquent que ce domaine correspond principalement à une accréation juvénile de magmas d'âge Néoprotérozoïque montrant une contamination par une croûte éburnéenne (~2100 Ma) (Penaye et al., 1993). Les données isotopiques et géochronologiques actuellement disponibles n'indiquent pas d'héritage de l'Archéen (Toteu et al., 2001). Elles permettent de faire le lien avec les manifestations de l'orogénèse panafricaine dans la partie orientale du Nigéria sur la base des résultats géochronologiques U-Pb sur zircon (Ferré et al., 1996; Ekwueme & Kröner, 1997; Ekwueme & Kröner, 1998; Ferré et al., 2002). Enfin, la dernière phase de déformation comprend des décrochements E-W contemporains de la mise en place de granitoïdes autour de 545 Ma (Toteu et al., 1987).

L'évolution tectono-métamorphique de ce domaine se caractérise par la succession de trois phases de déformation :

- La première phase D₁, en grande partie oblitérée par les phases ultérieures, est soulignée par une foliation horizontale, des plis isoclinaux et une linéation d'étirement orientée N110°E-N140°E (Toteu et al., 1990 ; Ngako et al., 1991 ; Nzenti et al., 1992 ; Ferré et al., 1996). Elle est associée à des assemblages métamorphiques caractéristiques du faciès amphibolite, correspondant à une températures de l'ordre de 650°C et une pression variant entre 6 et 7 kbars (Nzenti et al., 1991). Cette phase de déformation a été datée à 800-700 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Toteu et al., 1987; Toteu et al., 1990). Cependant, pour certains auteurs, elle pourrait être pré-panafricaine (Ngako,

1986; Penaye, 1988).

- La seconde phase D₂ se caractérise par des plis serrés associés à une foliation de plan axial verticale. Cette foliation porte une linéation minérale parallèle aux axes de plis, orientés NNE-SSW à NE-SW et plongeant de 0 à 50° vers le sud ou le nord (Toteu et al., 2004). Cette phase s'accompagne d'assemblages minéraux caractéristiques d'un métamorphisme allant du faciès schiste vert au faciès amphibolite (Toteu et al., 2004) avec la présence de migmatites (Ngako, 1986, Njel, 1988). Elle est datée à 600-580 Ma (Toteu et al., 1987; Toteu et al., 1990).
- Ces deux phases sont suivies par des zones de cisaillement conjuguées contemporaines des derniers épisodes de la migmatisation. Ce sont les zones de cisaillement senestres, orientées N-S à NE-SW, localement associées à des charriages vers le sud et les zones de cisaillement dextres orientées NE-SW à ESE-WNW. Ces zones de cisaillement correspondent à une déformation mylonitique caractéristique d'un métamorphisme du faciès schiste-vert (zones de cisaillement dextres) à amphibolite (zones de cisaillement senestres) et sont respectivement attribuées par Toteu et al., (2004) aux phases 3 et 4 de la déformation panafricaine.

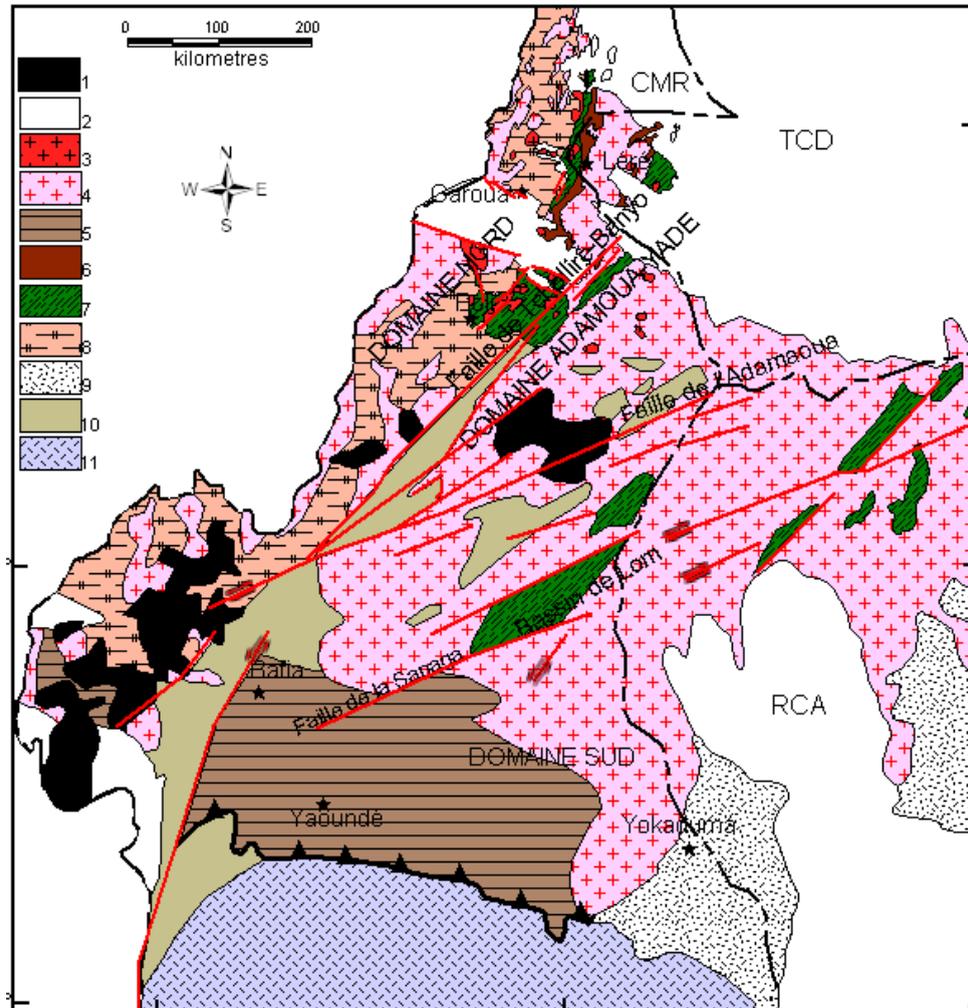
1.2.1.2.2. Le domaine Centre Cameroun ou domaine Adamaoua-Yadé

Le domaine Adamaoua-Yadé, encore appelé domaine du Centre-Cameroun, est situé à l'est de la zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo (figure 9) et comprend :

- (i) Des métasédiments et orthogneiss paléoprotérozoïques, avec une importante contribution archéenne mise en évidence par des âges modèles TDM et des héritages de zircons (Toteu et al., 2004) ;
- (ii) Des ensembles métavolcano-sédimentaires néoprotérozoïques décrits sous l'appellation de série de Lom, affectés par un métamorphisme de degré faible à moyen ;
- (iii) Et d'abondants granitoïdes syn à tardi-tectoniques d'origine crustale ou mixte (Ganwa, 1988; Soba et al., 1991; Tchakounte, 1999; Toteu et al., 2001; Tchameni et al., 2006).

Ces caractères et la présence d'un métamorphisme granulitique relictuel ancien (2100 Ma) enveloppé par les structures de la déformation panafricaine indiquent que l'Adamaoua-Yadé est un socle pré-Néoprotérozoïque réactivé au cours de l'orogénèse panafricaine. Le massif de Yadé, à l'ouest de la République de Centrafrique, est mal connu et pourrait être un complexe granito-gneissique d'âge Archéen (Poidevin, 1991) réactivé au Néoprotérozoïque (Toteu et al., 2004). L'évolution tectono- métamorphique de l'Adamaoua-Yadé se distingue de celle du domaine précédent par la présence d'un métamorphisme granulitique daté à 2100 Ma par la

méthode U-Pb sur zircon (Penaye, 1988; Toteu et al., 2004). Les zones de cisaillement de la phase D2 précédemment décrites y sont principalement représentées par le cisaillement de Tcholliré-Banyo, le cisaillement Sud-Ouest Camerounais, le cisaillement Centre Camerounais et la faille de la Sanaga (Toteu et al., 2004). D'abondants granitoïdes (leucogranites, granites et syénites) syn-D2 sont observés dans ce domaine, où ils forment des plutons allongés parallèlement au Cisaillement Centre Camerounais (NE-SW).



1: volcanisme cénozoïque ; 2: sédiments post-panafricains ; 3: granitoïdes post-tectoniques ; 4: granitoïdes syn- à tardi- tectoniques ; 5: séries néoprotozoïques du groupe de Yaoundé ; 6: complexe mafique et intermédiaire pré- tectonique; 7: séries métavolcanosédimentaires ; 8: gneiss et amphibolites indifférenciés ; 9: séries de Dja et de Yokaduma (âge indéterminé) ; 10: gneiss paléoprotozoïques ; 11: complexe de Ntem (3000 Ma ; craton du Congo).

Figure 9. Carte géologique du Cameroun et extensions au sud-ouest du Tchad et à l'ouest de la République centrafricaine, modifiée (Nzenti et al., 1994 ; Toteu, 2004 ; 2006).

1.2.1.2.3. Le domaine Sud Cameroun ou domaine de Yaoundé

Le domaine Sud Cameroun ou domaine de Yaoundé est représenté par les séries métamorphiques du groupe de Yaoundé charriées vers le sud sur le craton du Congo.

Les formations du groupe de Yaoundé sont constituées des roches métamorphiques de la série d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis au sud, la série de Yaoundé au centre, la série de Yokadouma à l'est et la série de Bafia au nord (Nzenti et al., 1984; Nédélec et al., 1986; Nzenti, 1987; Nzenti et al., 1988, Penaye et al., 1993). Ces séries sont principalement constituées de roches paradérivées (métapélites et métagrauwackes) ainsi que des migmatites. Elles se prolongent à l'est par la série de Bolé et les gneiss granulitiques des Gbayas en Centrafrique (Pin & Poidevin, 1987; Poidevin, 1991). Interprétées comme des dépôts épicontinentaux d'âge Néoproterozoïque associés à un domaine intracontinental en extension ou à un environnement de type marge passive (Nzenti et al., 1988; Nzenti et al., 1992; Ngnotué et al., 2000), elles sont affectées par un métamorphisme granulitique ($P = 10-12$ kbars ; $T = 750-800^{\circ}\text{C}$) autour de 620 Ma (Nzenti et al., 1984; Nzenti, 1987; Nzenti et al., 1988; Penaye et al., 1993; Ngnotué et al., 2000). Les données isotopiques Sm-Nd disponibles indiquent que les roches de ces séries proviennent de protolithes formés par un mélange de sources d'âge Paléoproterozoïque et Néoproterozoïque, sans contribution majeure à partir du craton du Congo (Penaye et al., 1993; Ngnotué et al., 2000; Toteu et al., 2001). Enfin, ce domaine se distingue des deux premiers par la rareté des granitoïdes tardi- à post-tectoniques (Toteu, 2004) comparés aux plutonites pré à syn-tectoniques charriées sur la bordure septentrionale du craton du Congo.

1.2.1.2.4. Le Craton du Congo

Le craton du Congo est un vaste domaine constitué du dispositif archéen et paléoproterozoïque reconnu sous la dénomination du complexe du Ntem :

- ❖ L'évolution archéenne, dominée par le cycle orogénique libérien, débute par la mise en place, entre 3600 et 3300 Ma, des protolithes des ceintures de roches vertes. Elle se poursuit par l'intrusion entre 2900 et 2800 Ma, âge U/Pb sur zircon (Toteu et al., 2001) des roches de la suite des T.T.G (Tonalite, Trondjémite, Granodiorite), charnokitiques ou non. La fin du cycle libérien est marquée vers 2600 et 2500 Ma par une migmatisation qui aboutit à la mise en place des granitoïdes d'origine anatectique ;
- ❖ L'évolution paléoproterozoïque correspond au cycle éburnéen, les étapes en sont les suivantes :
 - (i) Mise en place des syénites alcalins autour de 2300 Ma,
 - (ii) Mise en place des dolérites vers 2100 Ma et un épisode tectono-métamorphique du faciès des amphibolites aux granulites vers 2050 Ma qui s'achève par des événements thermiques et hydrothermaux autour de 1800 Ma (âge U/Pb sur zircon : (Tchameni et al., 2001).

1.2.2. Cadre géologique de la zone d'étude

1.2.2.1. Synthèse géologique de la zone d'étude

La zone de Méiganga (figure 10) est située dans le domaine de l'Adamawa-Yadé (AYD), qui couvre le centre Cameroun, le Tchad méridional, et le nord de la République centrafricaine (Toteu et al.2004), entre les latitudes 6°30' et 7°30'N et entre les longitudes 14° et 15°E. Des âges compris entre 500 et 600 Ma (roche entière de Rb-Sr et minerais âgés) ont été déterminés pour les granitoïdes du domaine de l'Adamawa-Yadé (Bessoles & Trompette 1980). Les deux caractéristiques principales de l'AYD sont :

- ❖ la distribution étendue de roches plutoniques logées dans les gneiss Palaeoprotérozoïques
- ❖ la présence des zones de cisaillement transcurrent (par exemple la zone de cisaillement centre Camerounais [CCSZ]).

Les granitoïdes de l'Adamaoua ont été classés (en fonction de leur déformation à l'état solide) en granitoïdes syn-tectoniques, tardi-tectoniques, et post-tectoniques (Lasserre 1961; Toteu et al., 2001; Tchameni et al., 2006). Les études préliminaires de zircon U-Pb ont donné des âges de 622 ± 25 Ma pour les orthogneiss et de 635 ± 22 Ma pour les granites de la zone de Ngaoundéré (Toteu et al.2001). Dans la zone Ouest de Tibati (250 kilomètres de Méiganga), les plutons syn-tectoniques se sont mis en place pendant la phase de déformation D₂ (Njanko et al.2006 ; Nzenti et al.2006). La zone de Méiganga est constituée : de métadiorite (MD), de granit à pyroxène (PGr), de granit à biotite et muscovite (BMgr) (logé dans une séquence méta sédimentaire de gneiss à amphibole et biotite), d'une phase malléable cassante et quatre phases de déformations identifiées (Ganwa 2005 ; Ganwa et al., 2008a).

Les études pétrographiques (Ganwa, et al. 2011 ; Ganwa, et al. 2008) ont montré que:

- ❖ Les gisements de granits à pyroxène (PGr) affleurent les directions SE, E, et NW de Méiganga (figure 11). Cette roche a une texture porphyritique et montre de petites enclaves allongées d'amphibolite avec des axes longs parallèles aux linéations prolongeantes de la roche mère. Le PGr forme également un seuil dans les gneiss d'amphibole-biotite. La roche contient des megacrystes roses de K-feldspath logés dans des masses microcristallines de quartz, de plagioclase, de K-feldspath, de pyroxène, d'amphibole, et de biotite. Les minerais accessoires sont: apatite, titanite, et zircon tandis que le chlorite, la calcite, l'épidote, et les minerais opaques se présentent comme des produits d'altérations secondaires. Les roches montrent un clivage et une linéation prolongeant, et les quartzs montrent une extinction ondulatoire.

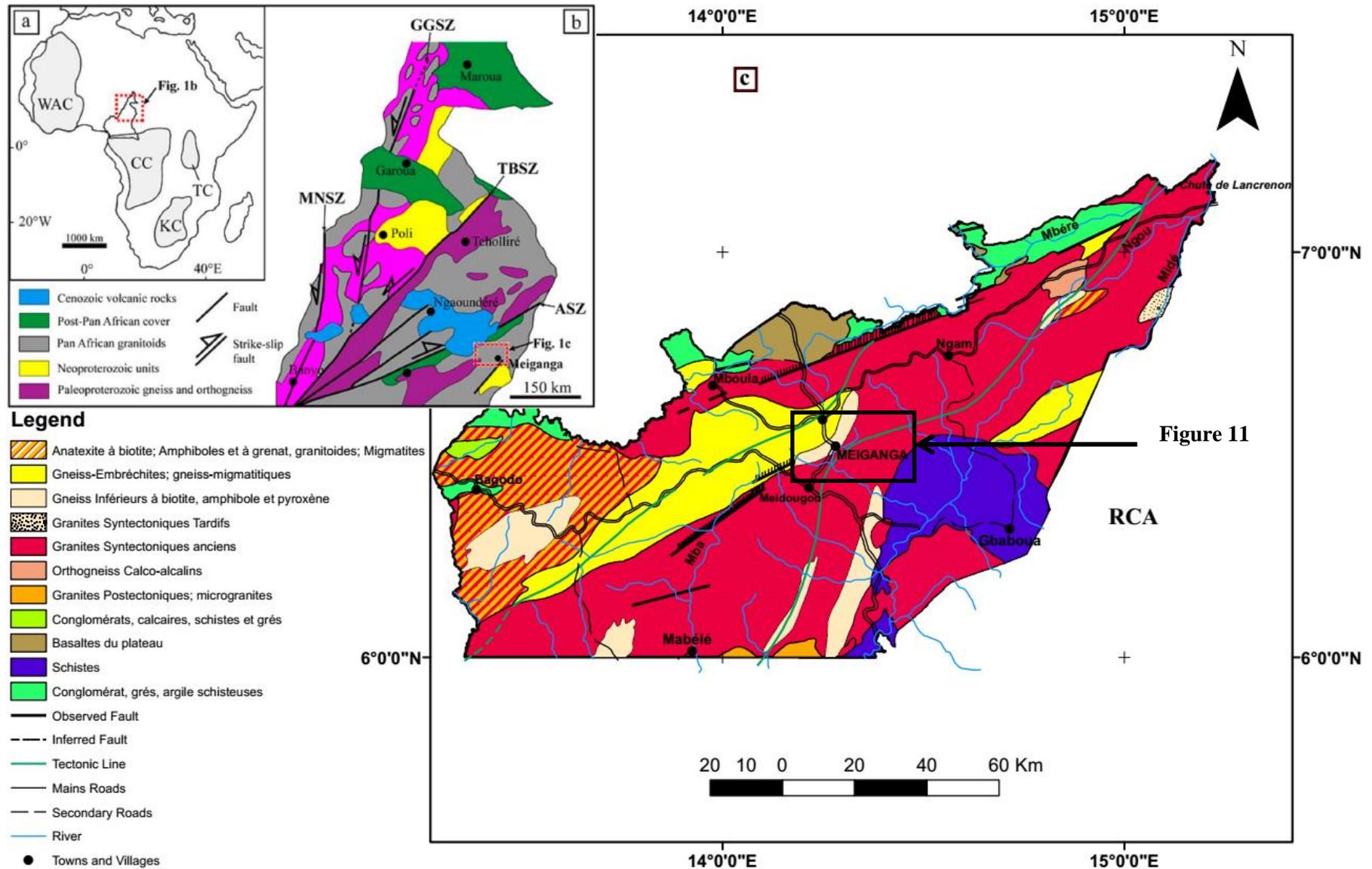


Figure 10. (a) Localisation du Cameroun en Afrique, WAC: Craton ouest-africain; CC: Craton du Congo; TC: craton Tanzanien; KC: Craton du Kalahari. (b) Carte géologique du nord du Cameroun montrant les principaux domaines litho-tectoniques (Lasserre, 1961; Baise, 1995); MNZ: zone de cisaillement de Mayo Nolti; TBSZ: zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo; ASZ: zone de cisaillement d'Adamoua. (c) Carte géologique du département de Mbéré, modifiée (source: Département des mines et de la géologie, 1979).

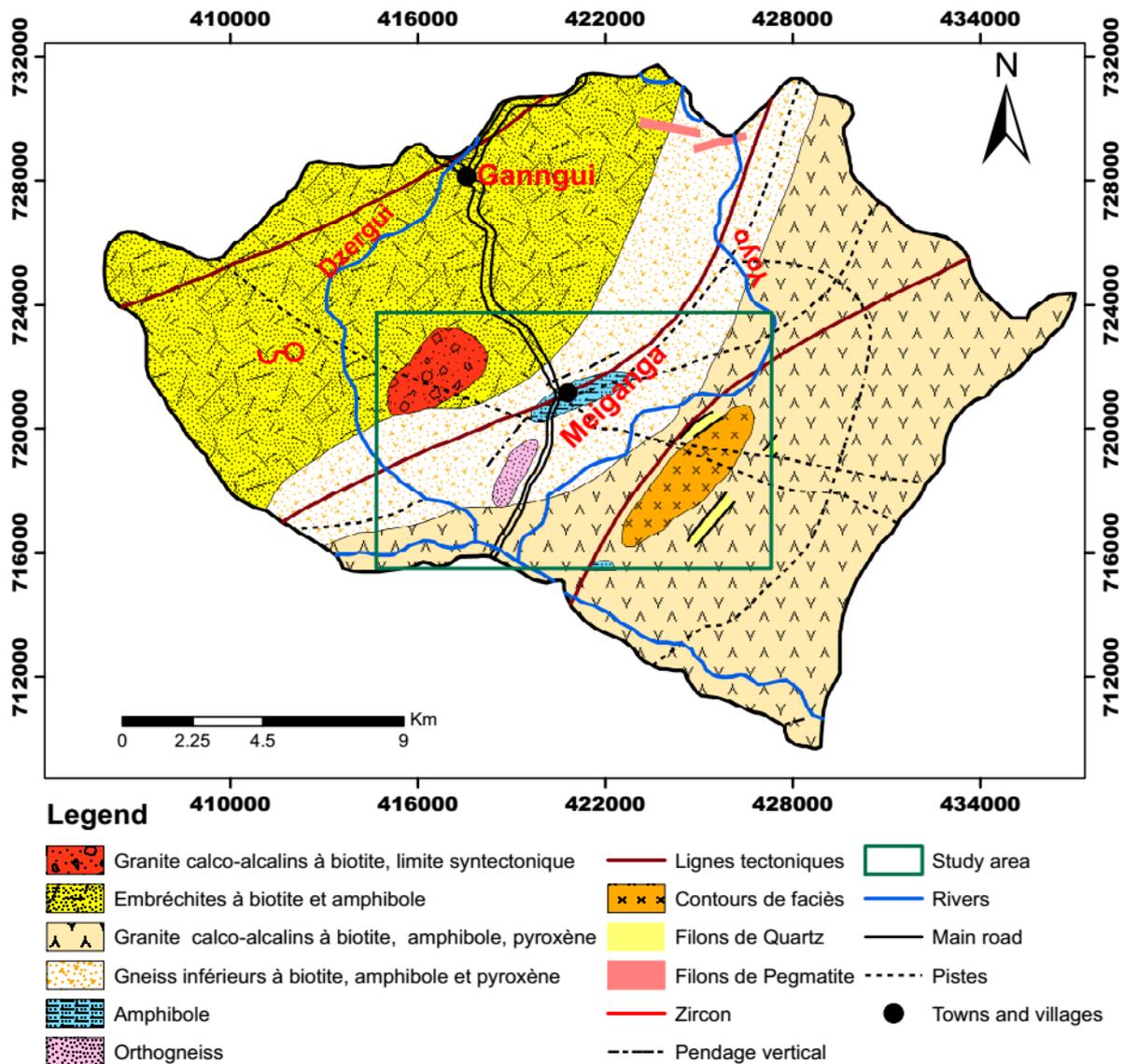


Figure 11. Carte géologique de la zone de Meiganga, redessinée (source: Département des mines et de la géologie, 1979).

- ❖ Le granit à muscovite et biotite (BMGr) est exposé à l'ouest de Méiganga et dans la partie nord près de Mbarang et de Goumbéla. Le contact du granit avec le gneiss est discordant ce qui confirme son caractère tardi à post-tectonique. Le BMGr a également une texture porphyritique et se compose de la biotite, de la muscovite, du quartz, du plagioclase, du K-feldspath, et \pm du grenat. Les quartzs montrent encore une extinction ondulatoire.
- ❖ Le métadiorite (MD) affleure comme un corps allongé autour de Méiganga. Sa schistosité est soulignée par une structure en bande due aux couches quartzo feldspathiques produites lors du processus de migmatisation. Le MD contient la hornblende verte liée à la biotite. La biotite est fréquemment transformée en chlorite et minerais opaques. Le quartz recristallisé forme des rubans parallèles à la schistosité. Les minerais acces-

soires sont: titanite, apatite, et zircon.

- ❖ Le gneiss à biotite et amphibole (ABGn) occupe la partie centrale du secteur d'étude. Il présente des bandes compositionnelles marquées par une alternance entre les couches riches de biotite-amphibole et les couches quartzo feldspathiques. Il contient la hornblende verte liée à la biotite marron-verdâtre. Le plagioclase est antiperthitique avec des patches d'exsolution. L'épidote s'est formé au détriment des composants d'anorthite. Les minerais accessoires sont : apatite, zircon, et titanite.

1.2.2.2. Reconnaissance géologique de la zone d'étude

La phase de reconnaissance dans notre zone d'étude et ses environs s'est faite du 05 Mars au 02 Mai 2017. L'accès dans les différents sites était facile. Les différentes formations rencontrées durant cette phase sont :

- ❖ **Le granite:** il s'agit d'une roche plutonique à texture grenue de coloration blanchâtre et grise. Il cristallise à partir du magma qui refroidit lentement, en profondeur sous la terre et donne ainsi des gros grains de cristaux appelés pegmatites. Le granite d'Anatexie qui affleure par endroits témoigne de la présence d'un socle granitique (figure 12). Au vue des analyses macroscopiques il ressort qu'il est constitué de quartz, de feldspath, d'amphibole et de mica (biotite et muscovite).



Figure 12. (a) Échantillon de granite ; (b) Affleurement de granite très altéré ; (c) Le granite d'anatexie.

- ❖ **Le gneiss:** il s'agit d'une roche métamorphique se caractérisant par une alternance de lits clairs et sombres (figure 13). Elle est issue du métamorphisme du granite et au vu des analyses macroscopiques, il en ressort que les feuillets clairs sont constitués principalement de quartz, de feldspath et de muscovite ; et les feuillets sombres sont constitués de micas et d'amphiboles. Selon son contexte de formation il s'agirait d'un orthogneiss ou d'une migmatite.

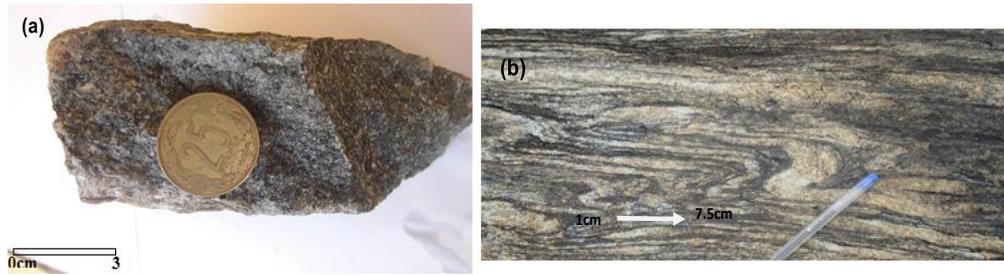


Figure 13. (a) Echantillon de gneiss (orthogneiss) ; (b) Affleurement de gneiss (migmatite).

- ❖ **Les quartzites** : il s'agit d'une roche siliceuse, compacte, à cassure lisse, en général claire et d'aspect gras. Ce quartzite est constitué de cristaux de quartz intimement soudés. C'est une roche métamorphique (figure 14).



Figure 14. (a) Affleurement de quartzite sur le terrain ; (b) échantillon de quartzite.

- ❖ **La latérite**: il s'agit d'une roche rouge formée par altération d'autres roches sous climat tropical. En d'autres termes ce sont des roches résiduelles issues de l'altération in situ des roches riches en minéraux ferromagnésiens, en occurrence les gneiss pour le cas de Meiganga. Elle correspond au degré d'altération le plus poussé d'une roche magmatique (Wyns et al, 2001). Des études ont montré qu'elle est riche en hydroxydes de fer (limonite et goethite, hématite) ou d'aluminium (gibbsite, claspore) et présente une structure souvent alvéolaire dans le cas d'une altération poussée et est rencontrée au niveau des sommets sous forme de dalle (figure 15).

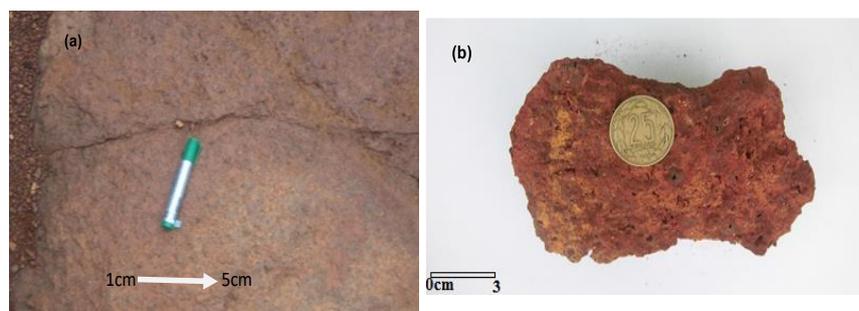


Figure 15. (a) Affleurement de cuirasse latéritique ; (b) Echantillon de latérite.

- ❖ **Les Filons de quartz** : les filons et veines sont des corps géologiques plans ou tabulaires qui se mettent en place à l'intérieur d'autres roches dites roches encaissantes en faveur des fractures. Pour le cas observé (figure 16a), il s'agit d'un filon quartzofeldspathique pegmatitique du fait de la présence des cristaux de quartz et de feldspath de taille centimétrique. La figure 16b montre qu'avant la formation du sol, il existait à cet endroit une roche qui a été altérée. Les minéraux moins résistants ont été lessivés et le quartz plus résistant est encore en place sous forme de bloc ou de conglomérat.



Figure 16. (a) Affleurement d'un filon de quartz ;(b) Filon de quartz conglomératique.

- ❖ **Les schistes** : ce sont des roches métamorphiques à grain généralement moyen, à schistosité et foliation marquées, riches en lamelles de mica visibles à l'œil nu, qui se débitent facilement en plaquettes (quelques mm ou cm), à surface brillante, claire ou sombre selon la couleur du mica. Les minéraux constitutifs sont les micas, très abondants (biotite et/ou muscovite), le quartz, en cristaux visibles à l'œil, dispersés ou groupés, en minces lits discontinus et les feldspaths peu nombreux. Les micaschistes (figure 17) sont d'origine para métamorphique, et dérivent d'argiles et de roches détritiques (Tchameni et al., 2006).



Figure 17. (a) Affleurement de micaschiste sur le terrain et (b) échantillon de micaschiste

1.2.3. Géologie structurale de la zone d'étude

Le fossé Sud-Adamaoua correspond à un couloir d'environ 20 km de large et de presque 150 km de long, et est limité par deux escarpements de failles presque rectilignes (Dumont, 1987). La direction la plus importante en densité se trouve entre N060 et N070, et correspond à l'allongement du fossé (Dumont, 1987). Des mesures structurales ont permis de recenser plusieurs structures dont quelques-unes de leurs attitudes sont portées dans le tableau 1. Elles ont été prises principalement sur les plans de foliation et sur les filons de quartz affleurant.

Tableau 1. Attitudes des structures rencontrées.

Structures	Orientations générales
Filons de quartz	N70; N20
Veines	N60; N64; N06; N70; N71
Fentes de tensions	N137
Fractures	N127 ; N03 ; N87 ; N137 ; N110 ; N122
Familles de fractures	N110 ; N122
Foliations	N62; E58; SE

1.3. Contexte tectonique

Les roches de la zone d'étude sont structurellement caractérisées par quatre phases de déformations majeures (Ganwa 2005; Ganwa et al., 2008a) :

- ❖ La première phase de déformation D_1 est présente seulement dans les gneiss et les amphibolites. La foliation S_1 est parallèle au contact entre les gneiss et les amphibolites interposés.
- ❖ La deuxième phase de déformation D_2 , cisailante est responsable de la configuration structurale actuelle de la région et est enregistrée dans les gneiss et dans les metadiorites. Elle a mis en place une schistosité S_2 redressée de type litage compositionnel, renforcée par des lits de mobilisât quartzo feldspathique. La linéation L_2 est composite (étirement, minérale, crénulation) à pendage faible vers le NNE. Les plis P_2 semblables et pseudo semblables (Classe 2, 1C et 3 de Ramsay) sont à charnière rembourrée et flancs étirés. L'aplatissement qui accompagne l'étirement entraîne le serrage des plis, leur donnant un caractère aigu à fermer, correspondant à la Forme D et à l'amplitude 3 dans la classification harmonique visuelle. S_2 est caractérisée par une structure en bande liée à une fusion survenue au cours du processus de migmatisation. Elle a transposé la schistosité S_1 sauf dans la charnière des zones de plis P_2 . S_2 s'incline entre 30° et 90° dans la direction NW-N ou S-SE. Les plans de cisaillement

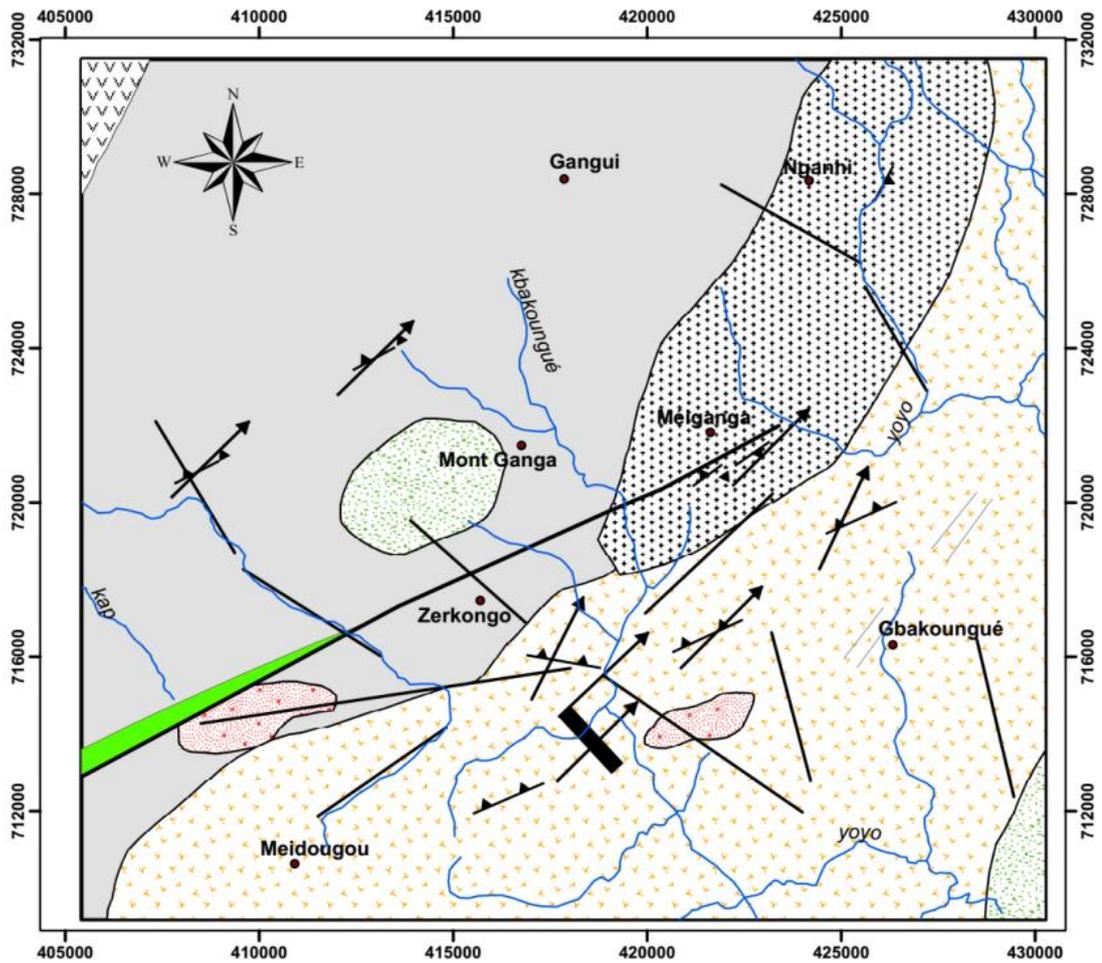
C_2 de direction NNW-SSE indiquent le sens sinistral du cisaillement. Les fusions issues de la migmatisation sont injectées dans les plans S_2/C_2 ou entrecoupent obliquement les bandes de cisaillement; dans le dernier cas, les couches fusionnées sont pliées. La linéation L_2 est caractérisée par des quartzs étirés ou des agrégats de quartzo feldspathiques et un alignement d'amphibole et de biotite. La linéation s'incline jusqu'à 40° au NE ou SW. Les plis P_2 sont serrés avec S_2 comme plan axial. L'inclinaison des plis est progressive, jusqu'à 10° vers le NE avec les axes du pli sub-parallèles au prolongement de la linéation L_2 .

- ❖ La troisième phase D_3 de déformation est enregistrée dans les granits (particulièrement dans le PGr), les métadiorites, et les gneiss (figure 18). Elle est responsable de la schistosité S_3 , plan axial des mésoplis plis P_3 qui affectent les filons de granite tardi-tectonique. A l'échelle de la région, les plis P_3 sont soit des synformes, soit des anti-formes d'orientation NNE-SSW à NE-SW. Dans les granits, elle est représentée par la schistosité S_3 (inclinaison jusqu'à 90°) et la linéation L_3 (inclinaison jusqu'à 78°) acquise au cours de la mise en place syntectonique du fuselage magmatique. S_3 est marqué par une orientation préférée de biotite et d'amphibole tandis que L_3 est caractérisé par un alignement de feldspath et de la hornblende, et l'étirement des quartzs. Dans les métadiorites et les gneiss, D_3 est représentée par S_3 ainsi que les plis F_3 . On observe S_3 dans le dyke plié de PGr, où il apparaît comme la foliation plan axial des plis F_3 . S_3 est évidemment démontrée par la distribution de S_2 où il apparaît comme le plan axial des plis régionaux F_3 . Ces plis régionaux sont liés aux raccourcissements NW-SE à NNW-SSE.
- ❖ La dernière phase D_4 de déformation est cassante et a mis en place des failles et des diaclases dont les directions majeurs sont N-S, E-W, NW-SE et ENE-WSW. Les failles (de tendance N110E) montrent un déplacement oblique dextral-normal. D_4 est due à une extension NE-SW.

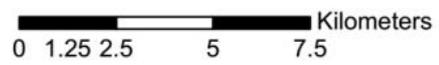
1.4. Contexte géophysique antérieur

De nombreuses études géophysiques ont été réalisées dans l'ensemble de l'Adamaoua :

- ❖ Les études de sismique réfraction effectuées par Stuart et al., (1985) et Dorbath, et al., (1986) ont permis de situer la limite de la croûte supérieure et inférieure entre 10 et 14 km dans la région de l'Adamaoua. L'étude de la sismicité des provinces volcaniques du Cameroun (Tabod et al., 1992) a montré deux zones de sismicité évidente dans la région. L'un d'elles est lié à la faille de Fouban, qui traverse la région de l'Adamaoua et



Legend



- Amphibole-biotite gneiss
- Pyroxene-amphibole-biotite granite
- Amphibolite à bandes
- Amphibolite
- Biotite-muscovite granite
- Pyroxene-amphibole gneiss
- Myolite
- Failles observées
- Fractures
- Dolerite
- Linéaments
- Schistosité
- Rivières
- Localités

Figure 18. Carte structurale de Méiganga modifiée de Ganwa and al., (2008)

l'autre à la frontière nord du Craton du Congo. Certains tremblements de terre de magnitude faible étaient enregistrés entre 1983 et 1987, avec des épïcêtres le long de la faille (Nnange et al., 1985). Certains des tremblements de terre se sont produits à des profondeurs supérieures à 30 km.

- ❖ L'étude des profils de champ magnétique total dans la cuvette de la Mbéré par (Collignon, 1970) a montré des contrastes magnétiques, qui sont associés à l'effet de la présence du socle rocheux dans la partie nord. Les cartes d'anomalies magnétiques de l'Afrique obtenues à partir du satellite MAGSAT ont montré que la région de l'Adamaoua est caractérisée par un prolongement des anomalies longitudinales de tendance ENE-WSW à E-W avec une magnitude de 2nT. Les anomalies sont en plus à faible altitude, ce qui suggère qu'elles pourraient avoir une origine plus profonde (Dorbath, et al., 1986 ; Regan, et al., 1975) et proviendraient de la lithosphère.
- ❖ Les études de gravité (Collignon, 1968) ont montré que la région d'Adamaoua est caractérisée par une longueur d'onde négative de l'Anomalie de Bouguer d'environ -120 mgals et 200 km de largeur. Les études isostatiques (Okereke, 1984) ont montré que les charges topographiques sous la région de l'Adamaoua sont en compensation pour des longueurs d'onde de plus de 100 km.
- ❖ Les données aéromagnétiques ont été utilisées pour étudier la faille de Fouban, qui traverse la région de l'Adamaoua (Nnange, 1991). Les directions principales enregistrées par l'étude aéromagnétique ont montré que la région pourrait être faite de roches avec différentes susceptibilités magnétiques. Cette étude a fait ressortir la direction N30°E qui est la même que celle faite par l'interprétation d'images satellitaires (Moreau et al., 1987).
- ❖ L'étude gravimétrique dans la région de l'Adamaoua (Poudjom, 1993) a montré que les longueurs d'onde sont dues à l'amincissement lithosphérique liée à l'ascension asthénosphérique. Des études récentes (Noutchogwé, 2004) dans la région de l'Adamaoua ont montrées que la grande fracture orientée N70°E qui a affecté le socle se trouve dans la lithosphère. Le socle est pénétré par des roches volcaniques situées à 8 km de profondeur en moyenne avec une profondeur minimale de 5,5 km dans la région de Tibati dans le sud-ouest de l'Adamaoua.

1.5. Etat d'approvisionnement en eau de la zone de Méiganga

L'accès à l'eau potable et aux infrastructures hydrauliques de base en milieu rural est limité. En mars 2013, l'espace urbain de Méiganga compte 55 points d'eau dont seulement 10 sont en bon état. L'espace rural en compte 143 dont 62 sont en bon état et 63 à réhabiliter.

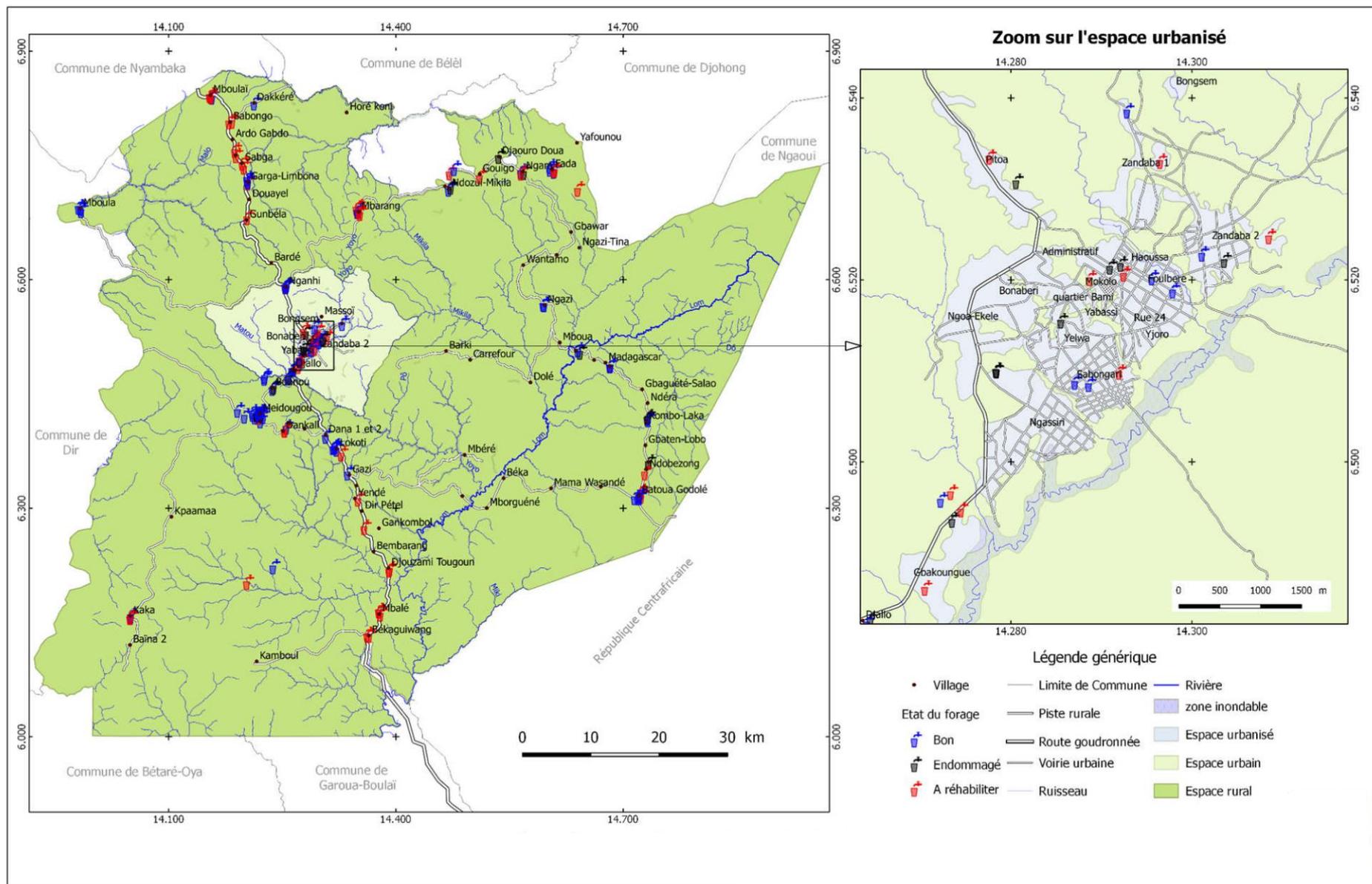


Figure 19. Etat des forages dans la Commune de Méianga en novembre 2013 (PCD, 2013).

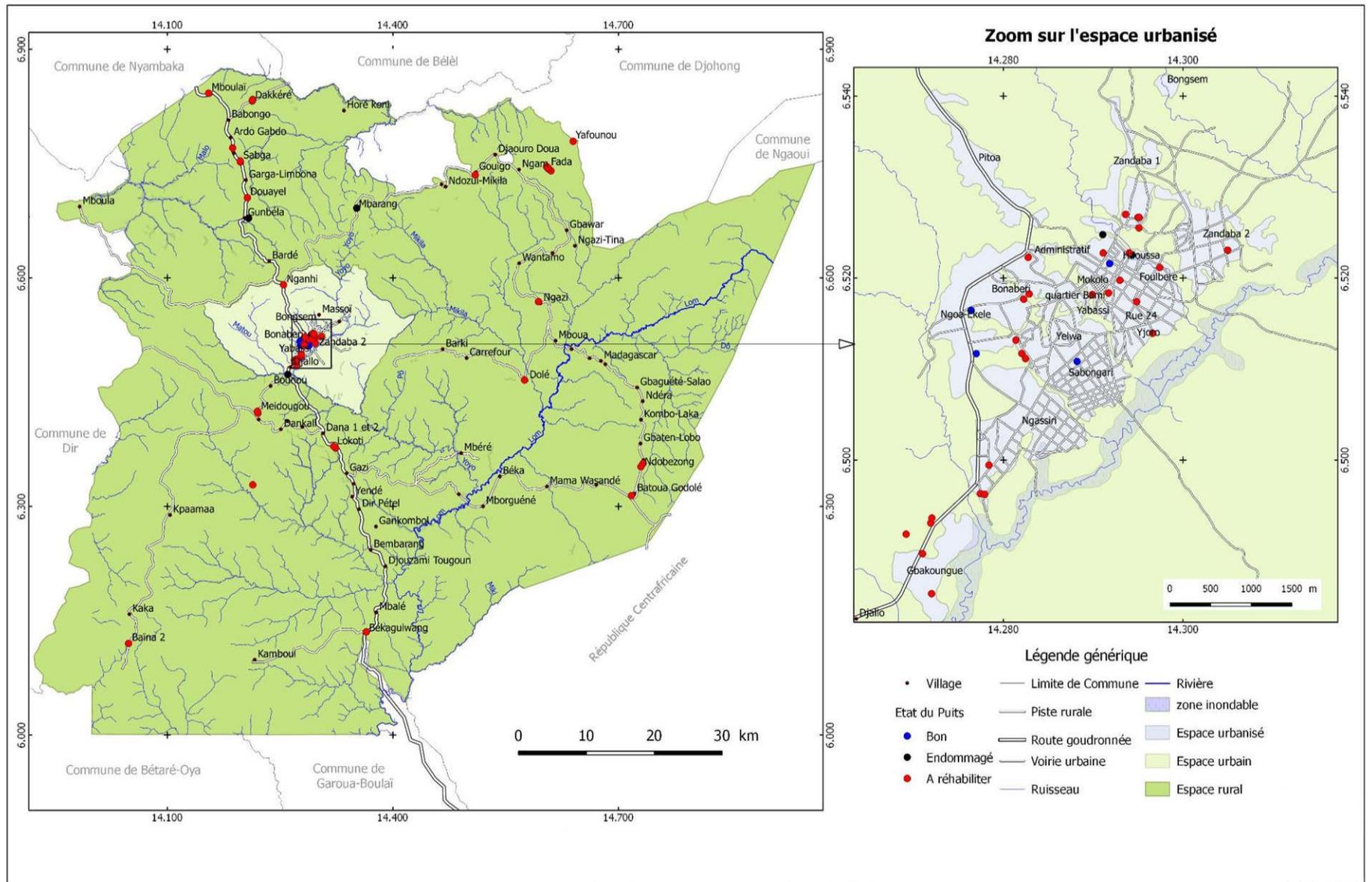


Figure 20. Etat des puits dans la Commune de Méiéganga en novembre 2013 (PCD, 2013).

Il faut noter qu'en plus de 24 forages et des trois puits aménagés de la ville de Méiganga, l'on dénombre au total 28 bornes fontaines dont aucune ne fonctionne à l'état actuel, certaines ont été détruites lors de l'aménagement des rues et aussi lors des constructions des maisons (figures 19 et 20). Avec un tel réseau d'adduction d'eau limité, on comprend pourquoi l'accès à l'eau potable est une préoccupation majeure dans cette localité. Outre ces différents points d'eau, une partie de la population, principalement en zone rurale, s'approvisionne dans les sources d'eau naturelle. Cependant il faut noter que ces sources sont pour la plupart insalubres et non aménagées, ce qui expose ces populations aux risques de maladies hydrique (PCD, 2013).

Conclusion

La zone d'étude appartient au domaine de l'Adamawa-Yadé (AYD), couvrant le centre Cameroun, le Tchad méridional, et le nord de la République centrafricaine. Elle est peuplée d'un brassage pluriethnique constitué de Gbayas, Haoussa, Bororos, Mboum et Mbéré qui sont les autochtones, et d'un flux de migrant venus des autres régions du Cameroun ainsi que de la République centrafricaine. Le climat qui y règne est du type Soudano-guinéen. Les sols y sont faiblement ferrallitiques et cuirassés riches en latérites. Les principales formations géologiques sont constituées de granite, de gneiss et d'amphibole. Quatre phases de déformations (D1 à D4) ont affecté la région, ce qui a abouti à la mise en place d'un réseau de fracturation dense. Sur le plan hydrogéologique, deux aquifères dominant la zone à savoir une couverture latéritique épaisse et altérée, ainsi que les roches très altérées et fracturées, constituant l'aquifère supérieur et un aquifère profond composé de roches fracturées de faible perméabilité. La lithologie dans les deux aquifères est soit migmatitique, gneissique, quartzitique ou schisteuse.

La présentation du cadre physique de la zone de Méiganga trouve sa justification dans la nécessité de s'imprégner du milieu où cette étude va être menée. Cette étape franchie, il est important de définir le cadre méthodologique sur lequel repose ce travail de recherche. Le chapitre suivant s'y consacre entièrement.

CHAPITRE 2 : METHODES ET MATERIEL

Introduction

Ce chapitre met en exergue la méthodologie et le matériel utilisés pour mener à bien ce travail. Il présente un outil de prospection géophysique qui est la géoélectricité, et est organisé en deux parties. La première partie intitulée « méthodes » aborde, l'état de l'art des méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané (PS), l'inversion des sondages par courant continu, la technique d'estimation des données par régression linéaire, les généralités sur la télédétection et la cartographie du potentiel aquifère par évaluation multicritère à combinaison linéaire pondérée. La deuxième partie intitulée « matériel » présente le dispositif de mesure par courant continu ainsi que les logiciels utilisés.

2.1. La télédétection

2.1.1. Définition et principe de base

D'après Soudani (2005), la télédétection est une technique qui permet, à l'aide d'un capteur, "d'observer" et d'enregistrer le rayonnement électromagnétique, émis ou réfléchi, par une cible quelconque sans contact direct avec celle-ci. Le traitement et l'analyse des informations véhiculées par le rayonnement enregistré permettent d'accéder à certaines propriétés de cette cible : géométriques (position, forme et dimensions), optiques (réflexion, transmission, absorption, etc.) et physico-chimiques (température, teneur en eau, chlorophylle foliaire, phyto-masse, matière organique du sol,...), etc. (Soudani, 2005). Elle a l'avantage d'offrir une vue synoptique de grandes surfaces, en plus de fournir en nombre important, les données sous forme numérique. En outre, elle facilite le stockage et permet le croisement de plusieurs sources (Laghouag, 2011).

Le principe de base de la télédétection est similaire à celui de la vision de l'homme. La télédétection est le fruit de l'interaction entre trois éléments fondamentaux : une source d'énergie, une cible et un vecteur (Laghouag, 2011). En télédétection, les capteurs des instruments embarqués sur les satellites et avions mesurent la quantité de REM renvoyée par une portion d'espace terrestre. Ces capteurs peuvent enregistrer les ultraviolets (rares), le visible, le proche-infrarouge, l'infrarouge moyen, l'infrarouge thermique, l'infrarouge lointain et les hyperfréquences.

2.1.2. Traitement des images satellitaires

Selon les travaux de Teikeu (2016), l'amélioration du contraste dans les images nécessite que les différentes bandes spectrales soient combinées. Ainsi, des opérations arithmétiques sont faites pour transformer les bandes originales en de nouvelles images composites. Les traitements qui suivent traduisent les procédés d'amélioration du contraste sur l'image multi spectrale Landsat 7

ETM+ et radar SRTM. L'ensemble des procédés de traitement, de combinaison et d'extraction d'informations à partir de ces images dans le cadre de cette étude est illustré par la figure 21 ci-dessous.

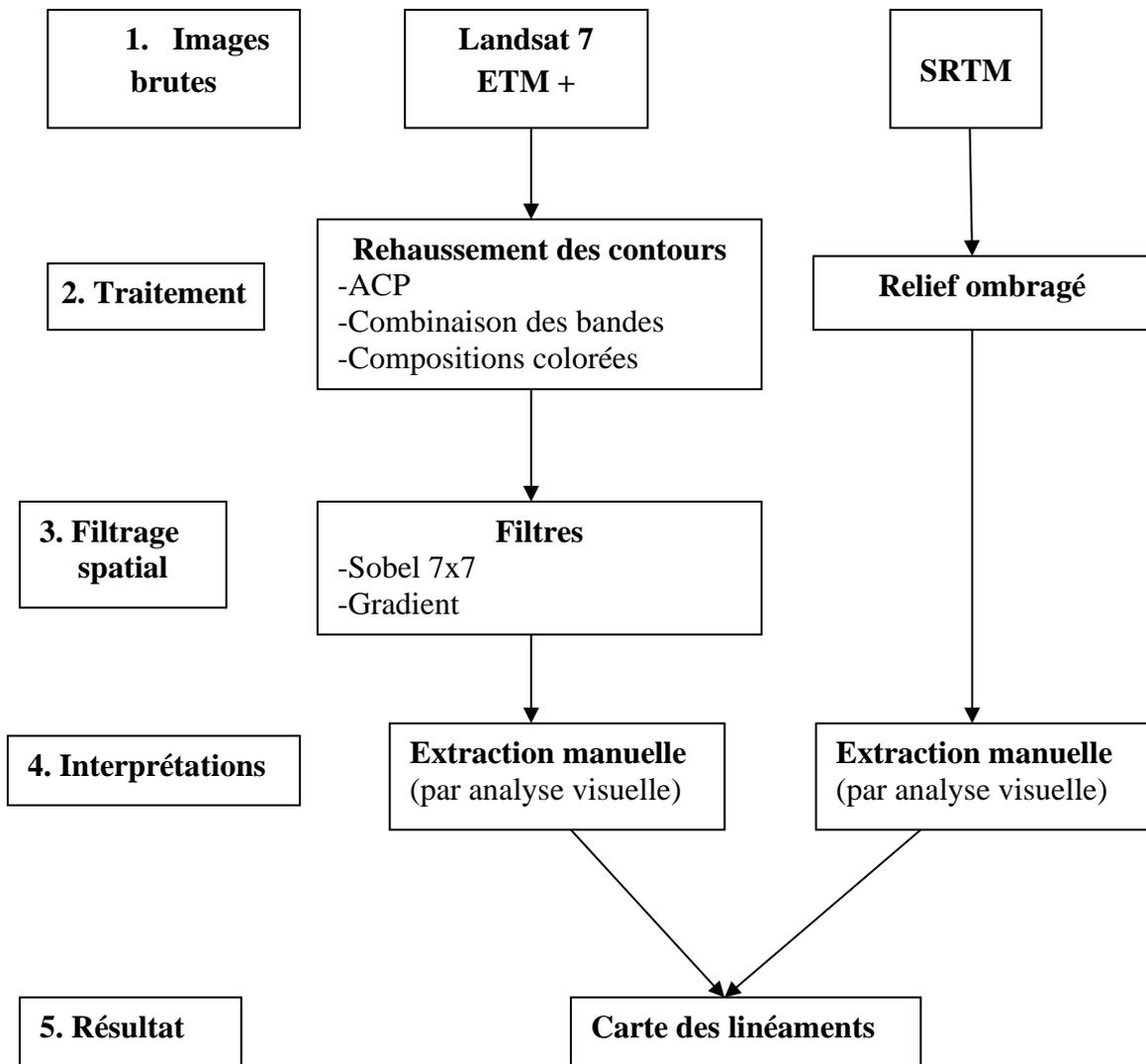


Figure 21. Organigramme de traitement des images Landsat TM et SRTM

2.1.2.1. Relief ombragé de l'image SRTM

Un relief ombragé est une représentation bidimensionnelle de la topographie d'une zone géographique de la Terre. Le relief ombragé obtenu à partir de l'image SRTM correspond à une représentation sous forme numérique du relief d'une zone. Cette technique a un avantage de donner la possibilité d'installer la position (azimut et inclinaison) de l'illumination de scène (Teikeu, 2016). Dans le cadre de la présente étude, quatre couches de reliefs ombragés ont été effectuées à l'aide de l'outil « Hillshade » présent dans l'extension Spatial Analyst du logiciel Arcgis 10.4. Les 4 couches se distinguent par la provenance de l'éclairage imposée sur le SRTM. Les orientations

utilisées sont 0°, 45°, 90° et 135° avec une inclinaison de la source par rapport à l'horizontal de 45°.

2.1.2.2. Prétraitement des images ETM+

La phase préliminaire de traitement des images satellitaires consiste à éliminer les bruits radiométriques dans les bandes ETM+ et à corriger les distorsions géométriques afin de les rendre parfaitement superposables aux cartes thématiques existantes (cartes topographiques, géologiques et photogéologiques) (Youan et al., 2008). Les images ETM+ utilisées ici apparaissent sans bruit radiométrique majeur et ne nécessitent donc pas des traitements importants. Seule l'atténuation des effets d'ombrage liés au relief a été réalisée, grâce aux rapports de bandes 3/ 4, 4/ 5, 4/6 et 4/7. Le rééchantillonnage de la bande 6 a donc été nécessaire pour ramener les pixels de 60 m à 30 m de côté.

La correction géométrique réalisée selon la méthode polynomiale permet de corriger les différentes distorsions causées par l'environnement (courbure de la terre, variation d'altitude du sol, etc.), provenant du mouvement de la plate-forme, et dues aux erreurs des systèmes de mesures. La méthode d'interpolation bilinéaire a permis d'attribuer les valeurs des pixels dans la grille corrigée. Les images corrigées ont par la suite subi d'autres traitements pour l'amélioration de la perception visuelle en vue d'une meilleure cartographie des accidents géologiques de la région d'étude.

2.1.2.3. Traitement numérique des images pour la cartographie des accidents géologiques

L'analyse en composantes principales (ACP), les combinaisons d'images et le filtrage spatial directionnel ont été appliqués pour le rehaussement des images. L'ACP ou transformée de Hotelling, consiste à développer le signal-image sur la base de fonctions orthogonales entre elles (Robin, 1998). Cette technique s'emploie à rechercher les axes de plus grandes variances dans l'espace des radiométries d'une image. Dans le souci de cartographier l'essentiel des fractures ayant affecté le socle de la zone de Méiganga et ses environs, nous allons effectuer une analyse en composantes principales sélectives (ACPS), consistant dans un premier temps à réaliser une première ACPS avec les bandes du visible 1, 2 et 3 de ETM+. Ceci conduira à l'obtention des trois composantes ACP_{123} , ACP_{2123} et ACP_{3123} . Une deuxième ACPS sera alors réalisée avec les bandes de infrarouge 5, 6 et 7 de ETM+. Le résultat conduira également à l'obtention de trois autres composantes ACP_{1567} , ACP_{2567} et ACP_{3567} . Certains détails contenus dans l'image pourront être rehaussés grâce à l'application de la technique de combinaison d'image dont le principe est basé sur les opérations mathématiques qui permettent de générer des rapports de bandes (5/4) et des indices normalisés $((6-4) / (6+4))$. Les images brutes et les néocanaux ainsi générés seront utilisés

comme images d'entrée pour l'application de techniques plus pertinentes pour le rehaussement des structures linéaires. Il s'agit notamment des techniques de filtrages (filtres Sobel et gradient de dimension 7x7) qui seront appliquées aux bandes 5, 7, 5/4, ACP1123 et ACP1567. Ces filtres directionnels dont les matrices d'application sont présentées dans le tableau 2 ci-dessous ont été conçus pour faire ressortir ou masquer des caractéristiques spécifiques d'une image en se basant sur leur fréquence liée à la texture (Himyari et al., 2002). L'analyse proprement dite des textures a été effectuée pour faciliter l'identification des discontinuités images. Elle nécessite le calcul des paramètres d'homogénéité et de contraste réalisés respectivement à partir de l'image ETM+7 et ACP1567.

Tableau 2. Matrices de filtres Sobel et gradient (Youan et al., 2008).

1	1	1	2	1	1	1	-1	-1	-1	0	1	1	1
1	1	2	3	2	1	1	-1	-1	-2	0	2	1	1
1	2	3	4	3	2	1	-1	-2	-3	0	3	2	1
0	0	0	0	0	0	0	-2	-3	-4	0	4	3	2
-1	-2	-3	-4	-3	-2	-1	-1	-2	-3	0	3	2	1
-1	-1	-2	-3	-2	-1	-1	-1	-1	-2	0	2	1	1
-1	-1	-1	-2	-1	-1	-1	-1	-1	-1	0	1	1	1
Filtre Sobel de direction N-S							Filtre Sobel de direction E-O						
0	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	0
-1	0	2	2	2	3	1	1	3	2	2	2	0	-1
-1	-2	0	3	4	2	1	1	2	4	3	0	-2	-1
-1	-2	-3	0	3	2	1	1	2	3	0	-3	-2	-1
-1	-2	-4	-3	0	2	1	1	2	0	-3	-4	-2	-1
-1	-3	-2	-2	-2	0	1	1	0	-2	-2	-2	-3	-1
-2	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	-2
Filtre Sobel de direction NE-SO							Filtre Sobel de direction NO-SE						

2.1.2.4. Extraction des linéaments des images SRTM et Landsat 7 ETM+

L'extraction des linéaments peut se faire automatiquement par utilisation d'un algorithme mathématique (Hung et al., 2005). Mais pour cette étude, nous avons utilisé l'approche visuelle telle que préconiser par Youan (2008). Avant l'extraction manuelle des linéaments, les éléments linéaires d'origine anthropique (routes, pistes, fils électriques et téléphoniques) sont superposés aux différentes images photo-interprétées de manière à éviter de les prendre en compte lors de l'extraction des linéaments. L'extraction manuelle des discontinuités images a été réalisée sur les

images issues des différents traitements et filtres effectués sur les images Landsat 7 ETM+ et SRTM après superposition sur des images hautes résolutions (à l'exemple des images Google Earth).

2.1.2.5. Validation de la carte des linéaments

La phase d'évaluation et de validation des linéaments extraits du traitement numérique des images est indispensable pour juger de la pertinence de la méthode utilisée. Or, dans un contexte cristallin et cristallophyllien et sous un climat très humide, la variabilité de l'épaisseur d'altérites et la physiographie rendent difficile le contrôle sur le terrain pour établir la validité des données linéamentaires. Pour cette raison, il peut s'avérer nécessaire de s'appuyer modestement sur les cartes géologiques ou structurales existantes et sur l'interprétation structurale du réseau hydrographique. Dans le cas de notre étude, la vérification sur le terrain de tous les linéaments pour prouver leur origine structurale n'a pas été possible. Ils sont souvent masqués par le couvert végétal et les altérites. Pour pallier à cette lacune, nous avons donc associé les données des cartes géologiques de Lasserre (1962), de Ganwa et al., (2005) afin de confirmer l'origine structurale des linéaments détectés. Par ailleurs, les particularités et anomalies détectées au niveau du réseau hydrographique (coudes, décalages) sur les cartes topographiques renforcent la fiabilité de certains linéaments en tant qu'objets d'origine tectonique.

2.1.2.6. Caractérisation statistique de la géométrie du champ des linéaments

Les paramètres géométriques des linéaments étudiés dans ce travail sont la longueur et l'orientation. L'intensité des linéaments est exprimée de façon globale en longueur cumulée des traces de linéaments rapportées à l'aire de la fenêtre d'observation. L'étude de l'orientation des linéaments, pondérée ou non par leur longueur, permettra de se raccrocher à l'histoire tectonique de la région (Teikeu, et al., 2016)

2.1.2.6.1. Distribution de l'orientation des linéaments

L'orientation est ici l'angle que fait un linéament avec le Nord, appelé en général sa direction, compris entre 0 et 180°. On suppose que le pendage des linéaments est toujours vertical, vu leur aspect rectiligne et indépendant de la topographie. Le traitement statistique des linéaments, qui peut s'effectuer par secteur géographique homogène si nécessaire, produit donc simplement une rosace directionnelle. Une rosace montrera la distribution des linéaments par classe de 10 degrés (Youan et al., 2008).

2.2. Les méthodes géoélectriques

Les méthodes de prospection électrique regroupent des méthodes actives basées sur l'injection d'un courant dans le sous-sol (résistivité électrique et polarisation provoquée) et des méthodes passives mesurant, par exemple, le champ électrique résultant de l'existence de courants électriques naturels présents dans le sous-sol (potentiel spontané). Dans ce travail de thèse, nous nous sommes concentrés sur deux méthodes géo-électriques : la méthode de résistivité électrique et la méthode de potentiel spontané (PS). Le paragraphe suivant présente un état de l'art de ces deux méthodes (Naudet, 2004).

2.2.1. La tomographie de résistivité électrique (ERT)

2.2.1.1. Principe de la méthode

Le principe de la méthode repose sur la mesure de la différence de potentiel électrique associée à l'injection d'un courant électrique. Cette différence de potentiel est fonction de la résistivité des structures sondées et varie également en fonction du dispositif de mesure. La loi d'Ohm permet ainsi de calculer la résistivité électrique dite apparente. Cette valeur résulte de la contribution de toutes les portions du milieu qui sont traversées par le courant émis en surface. Ainsi, la mesure représente une valeur qui intègre les résistivités sur un certain volume du sous-sol. La résistivité électrique du sous-sol dépend essentiellement de la teneur en eau de la roche (fonction de la porosité et de la saturation), de la salinité de l'eau interstitielle et de la teneur en argile des roches (Chapellier, 2000, 2001; Bakkali & Bouyalaoui, 2005 ;Burger et al., 2006). L'argile et l'eau étant présents dans les vides de toutes sortes, on conçoit que la résistivité sera en relation avec des caractéristiques comme la fracturation et la pollution argileuse des fractures et fissures, la porosité, le colmatage argileux des alluvions (Chapellier, 2000, 2001; Bakkali & Bouyalaoui, 2005; Burger et al., 2006).

2.2.1.2. Méthodologie d'acquisition et traitement des données de résistivité électrique

L'installation des câbles et des électrodes, le long d'un profil, se fait après observation du terrain et un temps de réflexion pour essayer de recouper au mieux les accidents géologiques. Il faut ensuite connecter tous les câbles à l'entrée du résistivimètre SYSCAL JUNIOR SWITCH, qui enregistre les résistivités apparentes mesurées. Grâce à une batterie de 12V, le courant électrique est injecté entre les électrodes A et B ; puis le potentiel électrique entre les électrodes M et N est mesuré. Le résistivimètre a été configuré au préalable sur le dispositif de Schlumberger. Il contrôle la matrice de relais sur laquelle les câbles sont connectés et toutes les électrodes peuvent jouer, tour à tour, le rôle A, B, M ou N. Pour comprendre ce que ces points représentent, prenons l'exemple de mesures réalisées dans la configuration Schlumberger et intéressons-nous au quadri-

pôle (1, 2, 3, 4) de la figure 22. Le courant est injecté entre les deux électrodes d'injection A et B (1 et 4), puis la différence de potentiel est mesurée entre les deux électrodes de mesure M et N (2 et 3), le calcul de la résistivité apparente se fait automatiquement par le SYSCAL. La résistivité apparente du quadripôle (1, 2, 3, 4) sera positionnée à l'intersection de la droite passant par l'électrode 2 et de celle passant par l'électrode 3 et faisant un angle de $\pm \frac{\pi}{4}$, respectivement, avec l'horizontale. De même pour le quadripôle (1, 3, 5, 7), on positionne la résistivité apparente à l'intersection des droites passant par les électrodes de mesure (3, 5) et faisant un angle de $\pm \frac{\pi}{4}$ avec l'horizontale. On représente ainsi l'ensemble des valeurs mesurées aux bornes de chaque quadripôle par des points. La profondeur de ces points augmente avec l'écartement entre les électrodes de mesure et leur position indique le quadripôle de mesure le long du profil. Pour 36 électrodes et 16 niveaux d'acquisition, il existe 576 combinaisons possibles de quadripôles (Ritz et al., 1999).

Le traitement des données est effectué à partir de logiciels d'inversion pour déterminer les résistivités électriques vraies à partir de la pseudo-section obtenue sur le terrain. Nous avons utilisé le programme d'inversion RES2DINV de Loke & Barker (1996) basé sur une méthode d'optimisation par moindres carrés généralisés. La pseudo-section obtenue avec les données de terrain est divisée en un certain nombre de blocs rectangulaires dont la taille augmente avec la profondeur (figure 23). Cette augmentation est généralement de 10 à 25 % selon le type d'acquisition (Wenner, Schlumberger, Pôle-Pôle ...). A chaque bloc est associée une valeur de résistivité apparente. De façon itérative, en ajustant la résistivité vraie de chaque bloc du modèle, le logiciel d'inversion tente de minimiser une fonction coût basée sur l'écart entre les valeurs calculées et mesurées de résistivité apparente. Cette minimisation peut se faire selon une norme L_1 ou L_2 .

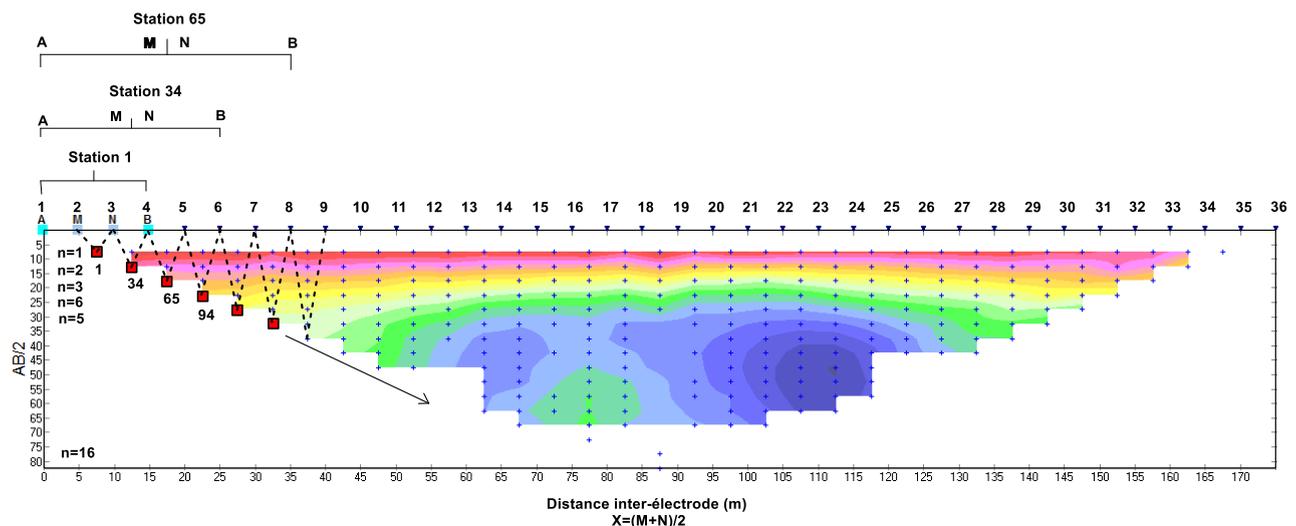


Figure 22. Principe de construction d'une pseudo-section pour la configuration de Schlumberger (Ritz et al., 1999).

L'erreur RMS (Root-Mean-Square) donne une estimation de cette différence. Ce paramètre est une bonne indication de la qualité d'un profil. Cependant ce n'est pas l'itération qui présente une valeur RMS la plus faible qui donne le modèle le plus juste. Quatre à six itérations suffisent habituellement pour converger vers le modèle de résistivité électrique vrai qui rend le mieux compte des observations de terrain. L'inversion reste malgré tout non-univoque. La non-unicité de la solution a été discutée par Gibert & Pessel (2001) qui présente une méthode plus élaborée de tomographie de données de résistivité électrique. Différents modèles peuvent expliquer les mesures de terrain et il est parfois difficile de savoir lequel correspond à la réalité en l'absence d'information complémentaire. La connaissance préalable du terrain est donc souhaitable pour déterminer le modèle le plus fiable.

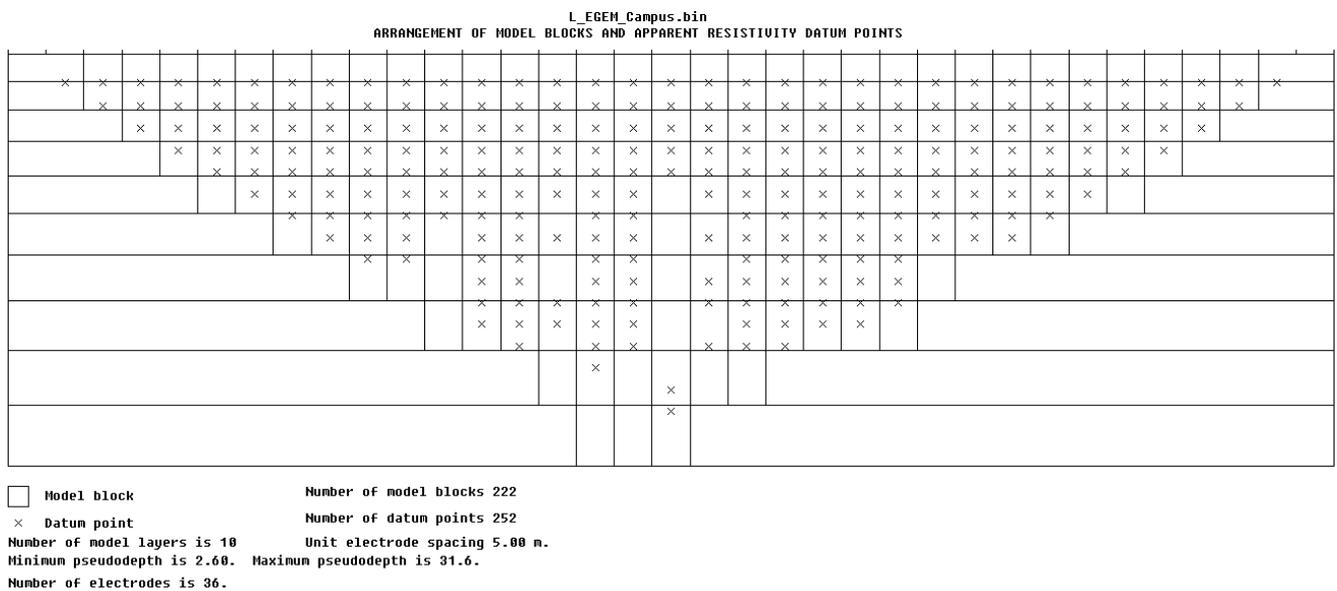


Figure 23. Représentation des blocs et des points de mesure de la résistivité électrique apparente (Loke & Barker, 1996).

2.2.2. Le Potentiel spontané (P.S)

2.2.2.1. Origine du phénomène

On appelle potentiel spontané (PS) la mesure passive de la distribution du potentiel électrique à la surface du sol sans injection de courant. Ce potentiel électrique naturel est associé à des mécanismes de polarisation de charges électriques dans le milieu poreux. Ces mécanismes sont dus à l'existence de gradients de potentiel chimique des porteurs de charges. Ainsi, selon le type de porteur de charges, le phénomène à l'origine du courant source sera de nature différente. On distingue les porteurs de charges ioniques et les porteurs de charges électroniques (Naudet, 2004).

- Les porteurs de charge sont des ions : Un gradient de concentration de ces ions crée une source de courant naturelle d'origine électrochimique. On parle alors de phénomène d'**électro-diffusion** ou de membrane. Lorsque ces ions sont transportés par les molécules

d'eau lors d'un écoulement dans le milieu poreux d'une roche, il se crée une source de courant d'origine électrocinétique, appelée **électrofiltration**.

- Les porteurs de charge sont des électrons : Les électrons interviennent lors des réactions d'oxydo-réduction. Pour être à l'origine d'un courant électrique, ces électrons doivent être mis en mouvement dans un conducteur qui leur assure ainsi un transfert entre deux zones de conditions rédox différentes. Dans un panache de contamination caractérisé par des environnements rédox différents (i.e. potentiel rédox différent), les biofilms semblent jouer le rôle de conducteur électronique. On parlera alors de phénomène **électro-rédox**. Ce phénomène est similaire à celui rencontré dans les gisements de minerai, où le filon de minerai, séparant une zone réduite d'une zone oxydée, joue le rôle de conducteur électronique. Les signaux associés à ce phénomène ont une forte amplitude (centaines de millivots) (Naudet, 2004).

2.2.2.2. Acquisition des mesures PS

Les mesures PS peuvent être effectuées pour obtenir une cartographie statique de la distribution de potentiel électrique dans le sous-sol, ou pour effectuer un monitoring dans le temps des variations de ce potentiel.

2.2.2.2.1. Configuration des électrodes

Pour mesurer la différence de potentiel électrique, nous avons combiné deux techniques de configuration des électrodes : la technique dite de "Base-Fixe" et la technique dite de "Gradient".

- La technique de Base-Fixe consiste à ne déplacer qu'une électrode (l'électrode de mesure) en gardant l'autre fixe (l'électrode de base). L'électrode mobile est déplacée de façon à mesurer la distribution de potentiel électrique sur toute la surface d'investigation. Les mesures étant faites avec la même base, la lecture du potentiel est directe. L'inconvénient de cette technique réside dans la longueur des profils, limitée par la longueur des câbles. Cette technique est donc le plus souvent utilisée pour des zones à prospector relativement petites ($< 1 \text{ km}^2$).
- La technique de Gradient (Configuration aussi appelée "leapfrog" dans la terminologie anglo-saxonne) consiste à mesurer la différence de potentiel le long d'un dipôle, constitué de deux électrodes fixes distantes d'un pas constant. Pour chaque mesure, l'ensemble du dipôle est déplacé en gardant la longueur du dipôle fixe et en plaçant la première électrode du dipôle dans le dernier trou de mesure. Cette technique est utilisée pour cartographier des zones étendues ($> 1 \text{ km}^2$). La technique du Gradient a l'avantage de réduire les erreurs liées à la polarisation ou à la dérive des électrodes, car à chaque mesure, le potentiel sta-

tique est mesuré, puis retranché à la mesure PS. L'inconvénient réside dans l'accumulation d'erreur à chaque déplacement du dipôle. Ces erreurs peuvent être liées à des lectures erronées ou à un mauvais contact de l'électrode avec le sol.

Nous avons opté pour une combinaison de ces deux configurations car la configuration Base-Fixe minimise l'accumulation d'erreurs à chaque mesure et la configuration de Gradient permet de réaliser de longs profils. Les mesures sont effectuées le long de profils en maintenant une électrode fixe (appelée base) en début de profil et une électrode mobile tout le long du profil. Nous avons choisi un espacement entre électrodes de 5m. Dès que la ligne de mesure dépasse 400 mètres, l'opérateur surveille la stabilité des mesures en restant à poste fixe pendant quelques minutes. Dans la plupart des cas, la mesure se stabilise au bout d'une à deux minutes. On peut considérer qu'une mesure est stable lorsque sa variation n'excède pas 15 % de sa valeur. Si les mesures deviennent instables, l'opérateur raccourcit la longueur du profil en changeant de base. Lors de ce changement, la dernière station de mesure de la ligne est prise comme nouvelle station de référence pour la ligne suivante.

2.2.2.2.2. Importance de la base et de la station de mesure

Le choix de la station de base est extrêmement important puisque toutes les mesures du profil y sont rattachées. Toute erreur sur la lecture du potentiel à la station de base se traduit par une erreur systématique sur l'ensemble des valeurs du profil. Ainsi, lors d'un changement de base, la station de mesure la plus stable devra être choisie comme nouvelle base pour la ligne suivante.

En présence d'un sol sec et résistif (cailloutis par nature hétérogène), Corwin (1990) indique que les signaux électriques mesurés sont plus fortement bruités (variation de plus de 10 mV) que dans le cas d'un sol humide et conducteur (variations de quelques mV). C'est pourquoi, afin d'obtenir des mesures PS avec un bon rapport signal-sur-bruit, nous avons veillé à améliorer le contact électrique entre les électrodes et le sol. Pour améliorer ce contact électrique, les électrodes de base et de mesure doivent être placées dans des trous de quelques dizaines de centimètres de profondeur (quelques centimètres suffisent pour un sol compact) dans lesquels est disposé un mélange de bentonite et d'eau saturée en sel.

Pour diminuer l'influence des hétérogénéités locales, pour chaque station de mesure, le signal PS doit être mesuré dans cinq trous répartis sur un cercle d'un mètre de diamètre. La mesure retenue pour la station sera la moyenne de ces cinq mesures et l'écart type donnera une estimation sur la déviation standard associée. De telles précautions sont à prendre lorsque le sol est très hétérogène et sec. Dans le cas de sites faiblement bruités (cas de la prospection en milieu volcanique),

il n'est pas nécessaire de rajouter de la bentonite dans les trous de mesure et une seule mesure par station est suffisante.

Enfin, pour chaque nouvelle base, la différence de potentiel statique entre les deux électrodes (ancienne et nouvelle) doit être mesurée. Cette différence de potentiel mesurée en début de profil est ensuite retranchée à l'ensemble des mesures rattachées à cette base.

2.2.3. Méthodes d'estimation des paramètres de Dar-Zarrouk des aquifères

Maillet, (1947) fut le premier à nommer les paramètres de Dar-Zarrouk (D-Z) (résistance transversale R et conductance longitudinale C). R est la résistance normale à la face et C la conductance parallèle à la face pour une zone de section unitaire, qui joue un rôle important dans les sondages de résistivité. Les paramètres D-Z sont suffisants pour calculer la distribution du potentiel de surface et donc des graphes de résistivité électrique (Henriet, 1976). Plus tard, de nombreux autres chercheurs (Niwas & Singhal, 1981, 1985; Shahid & Nath, 2002; Singh et al., 2004; Khalil, 2006; Mondal et al., 2013) ont étudié l'importance des paramètres D-Z pour obtenir les propriétés hydrologiques des aquifères. Dans la présente étude, les paramètres D-Z (Singh & Singh, 1970; Henriet, 1976; Salem, 1999; Ayolabi et al., 2010) à savoir la conductance unitaire longitudinale (C), la résistance unitaire transversale (R), la résistivité transversale (ρ_t), la résistivité longitudinale (ρ_L), le coefficient d'anisotropie (λ) et la résistivité quadratique moyenne (ρ_m) ont été adoptés pour analyser les données. Pour mieux comprendre ces paramètres, considérons un prisme de section unitaire caractérisé par son épaisseur h et sa résistivité ρ . Ainsi la résistance (R) perpendiculaire à la face du prisme et la conductance (C) parallèle à la face du prisme (Mondal et al., 2013) peuvent alors s'écrire:

$$R = h \times \rho \quad (2.1)$$

Et

$$C = \frac{h}{\rho} \quad (2.2)$$

On considère que le prisme est constitué de n couches géo électriques et est complètement caractérisé par les épaisseurs h_1, h_2, \dots, h_n et les résistivités $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n$, respectivement (figure 24). Ensuite, la résistance totale du courant circulant perpendiculairement aux couches sera la somme de la résistance offerte par chaque couche et peut s'exprimer comme suit:

$$R = h_1 * \rho_1 + h_2 * \rho_2 + \dots + h_n * \rho_n, \text{ ou } R = \sum_{i=1}^n h_i * \rho_i \quad (2.3)$$

Il s'agit de la "résistance transversale".

La résistivité transversale au courant circulant dans les couches est donnée par:

$$\rho_t = \frac{R}{H} \quad (2.4)$$

Où $H = \sum h_i$ et H est la profondeur de la couche géoélectrique la plus basse.

De même, la conductance totale du courant circulant parallèlement aux couches peut être exprimée comme suit:

$$C = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \dots + \frac{h_n}{\rho_n} \quad \text{ou} \quad C = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i} \quad (2.5)$$

Il s'agit de la "conductance longitudinale".

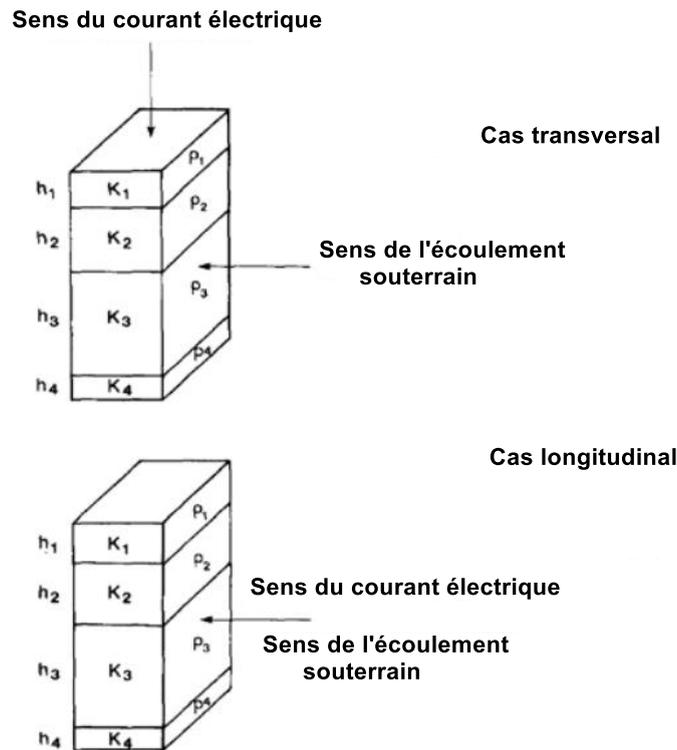


Figure 24. La théorie et l'application du paramètre DZ dans une colonne géoélectrique (Singh et al., 2004)

La résistivité longitudinale du courant circulant parallèlement aux couches est donnée par:

$$\rho_L = \frac{H}{C} \quad (2.6)$$

Le coefficient de pseudo-anisotropie (λ) est donnée par:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_L}} \quad (2.7)$$

La résistivité quadratique moyenne, également connue sous le nom de résistivité effective, est donnée par:

$$\rho_m = \sqrt{\rho_t * \rho_L} \quad (2.8)$$

Le coefficient de réflexion (R_C) et le contraste de résistivité (F_C) de la roche de socle fraîche de la zone d'étude peuvent être calculés en utilisant la méthode de Oladunjoye & Jekayinfa (2015).

$$R_C = \frac{\rho_n - \rho_{n-1}}{\rho_n + \rho_{n+1}} \quad (2.9)$$

Et

$$F_C = \frac{\rho_n}{\rho_{n-1}} \quad (2.10)$$

Où ρ_n est la résistivité de la $n^{\text{ième}}$ couche et ρ_{n-1} celle de la couche précédente la $n^{\text{ième}}$ couche.

Les paramètres ci-dessus ont été utilisés pour délimiter les zones d'eaux souterraines dans la zone d'étude et pour déterminer la capacité de protection des aquifères. Comme mentionné plus haut, Henriet (1976) a montré que la combinaison de la résistivité et de l'épaisseur des couches dans les paramètres D-Z, conductance longitudinal C et transmissivité T peut être directement utilisée dans les études de protection des aquifères et pour l'évaluation des propriétés hydrologiques des aquifères. La capacité de protection est considérée comme proportionnelle à la conductance longitudinale unitaire C (Oladapo et al., 2004; Ayolabi 2005; Atakpo & Ayolabi, 2008; Atakpo, 2013). Ainsi, la capacité de protection des morts-terrains peut être évaluée en utilisant les valeurs de la conductivité longitudinale totale unitaire C (Henriet, 1976; Oladapo et al., 2004; Atakpo & Ayolabi, 2008; Atakpo, 2013) comme on peut le voir dans le tableau 3.

Tableau 3. Evaluation de la capacité de protection des aquifères (Oladapo et al., 2007).

Conductance longitudinal (Ω^{-1})	Indice de capacité de protection
> 10	Excellente
5 - 10	Très bonne
0.7 - 4.9	Bonne
0.2 – 0.69	Modérée
0.1 – 0.19	Faible
<0.1	Mauvaise

2.3. Hydrogéophysique

L'hydrogéophysique est un terme hybride entre hydrologie, hydrogéologie et géophysique et renvoie à l'étude des écoulements souterrains. Elle a pour objet, la connaissance des conditions géologiques et hydrologiques, la connaissance des lois physiques régissant l'origine, la présence, les mouvements et les propriétés des eaux souterraines et l'application de ces connaissances à la prospection d'eaux souterraines, le captage, l'exploitation, la protection et la gestion des eaux souterraines.

2.3.1. Estimation des paramètres hydrauliques des aquifères.

L'estimation des paramètres hydrauliques d'un aquifère, tels que la conductivité hydraulique, la transmissivité et la porosité, permet de prédire quantitativement les quantités exploitables d'eaux souterraines et la réponse hydraulique de l'aquifère au pompage (Kazakis et al., 2016). Les méthodes hydrogéologiques de terrain, telles que les essais de pompage, ont été largement utilisées pour estimer les paramètres hydrauliques des aquifères car elles offrent un haut degré de fiabilité. Ces méthodes sont coûteuses, prennent d'énormes temps et nécessitent un grand ensemble de données pour estimer les paramètres hydrauliques d'un aquifère (Tizro et al., 2010, 2012). Les méthodes hydrogéophysiques basées sur la résistivité électrique de l'aquifère sont des méthodes alternatives à la procédure hydrogéologique sur le terrain (Niwas & Lima 2003). Ainsi, Niwas & Singhal (Niwas & Singhal 1981; Niwas & De Lima 1985; Niwas et al., 2003; Niwas et al., 2011) ont établi l'expression de la transmissivité de l'aquifère à partir des paramètres de Dar Zarrouk dans le cas des milieux poreux en se basant sur deux lois fondamentales: la loi de Darcy sur l'écoulement des fluides et la loi d'Ohm du flux de courant. Une relation analytique entre la transmissivité (T) et la conductance longitudinale (C) a également été établie:

$$T=\alpha'C \quad (2.11)$$

$$C=h/\rho \quad (2.12)$$

$$\alpha'=K.\rho \quad (2.13)$$

Où le facteur α' reste constant dans une zone particulière. Substituant les égalités (2.12) et (2.13) dans l'équation (2.11) on obtient:

$$T=h.K \quad (2.14)$$

2.3.1.1. Conductivité hydraulique

Les valeurs de conductivité hydraulique (K) peuvent être obtenues soit à partir d'un essai de pompage, soit par l'analyse de la taille des grains, tandis que la résistivité de l'aquifère ρ et l'épaisseur de l'aquifère h peuvent être déterminées à partir des interprétations des données de sondages électriques. Dans cette étude, deux approches seront utilisées :

- En utilisant l'approche de Niwas et Singhal (1981, 1985), la transmissivité T et la conductivité hydraulique K vont être calculées à partir des résultats de l'inversion 1D. L'estimation de la transmissivité T à l'aide de l'équation (2.11) présuppose d'abord la détermination du paramètre constant α' en chaque point pour les valeurs connues de la conductivité hydraulique observées ($K\rho$). La valeur du facteur constant α' sera calculée d'abord en utilisant $\alpha' = K\rho$ en chaque point pour les valeurs connues de conductivité hydraulique ($K\rho$), puis la

valeur moyenne α'_m de α' sera utilisée dans l'équation (2.13) afin d'estimer la conductivité hydraulique (\mathbf{K}_r) à partir de la résistivité de l'aquifère en ces points. La conductivité hydraulique \mathbf{K}_r estimée à partir de la résistivité de l'aquifère sera comparée à la conductivité hydraulique \mathbf{K}_p estimée à partir des essais de pompage. De plus, l'erreur logarithmique quadratique moyenne de l'ajustement sera calculée en utilisant:

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [\ln K_p(i) - \ln (K_r(i))]^2, \quad \delta = e^\varepsilon \quad (2.15)$$

Où N est le nombre de sondages, $\mathbf{K}_p(i)$ et $\mathbf{K}_r(i)$ sont les valeurs de conductivité hydraulique mesurées et prédites par les mesures conventionnelles (essai de pompage) et l'a proche de Niwas et Singhal et δ est le facteur d'erreur.

- Une deuxième approche pour calculer les paramètres hydrauliques de l'aquifère a été utilisée. Cette approche était basée sur des relations linéaires log-log positives ou négatives entre K et ρ proposées par Purvance & Andricevic (2000), Attwa et al., (2009) et Attwa (2012a, b) en utilisant

$$K = a\rho^b \quad (2.16)$$

Pour appliquer l'équation (2.16), il serait nécessaire d'estimer la constante a et l'exposant b par application de la méthode des moindres carrés aux valeurs observées de \mathbf{K} (par exemple, essais de pompage ou analyses de la taille des grains). Pour les sols sablo-argileux, la corrélation de \mathbf{K} avec ρ est directement proportionnelle à grande échelle, mais dans certains cas, la corrélation est inversement proportionnelle à l'échelle locale (Mazac et al., 1990; Attwa, 2012a, b). Par conséquent, l'estimation de \mathbf{K} à partir de ρ individuel semble être applicable. Selon l'ajustement par moindres carrés entre les résistivités de l'aquifère et les valeurs de \mathbf{K} observées, le coefficient a et l'exposant b seront calculées

2.3.1.2. Transmissivité

Les valeurs de transmissivité seront également calculées en utilisant deux approches. Dans la première, la valeur moyenne de la constante α' (obtenue à partir de la valeur connue de \mathbf{K}_p et ρ aux différents points d'essai de pompage) sera utilisée dans l'équation (2.11) à partir de la conductance longitudinale (\mathbf{C}). Une droite de régression entre la transmissivité estimée par essai de pompage (\mathbf{T}_p) et la transmissivité estimée à partir de la conductance longitudinale \mathbf{T}_r sera construite. Afin de rectifier \mathbf{T}_r en ce qui concerne le \mathbf{T}_p fourni par les essais de pompage, la relation entre \mathbf{T}_p et \mathbf{C} sera combinée avec l'équation de régression et une équation entre \mathbf{T}_r et \mathbf{C} sera obtenue.

Dans la seconde approche, l'équation 2.14 est utilisée pour l'estimation de la transmissivité T à partir de la conductivité estimée K_r et l'épaisseur de l'aquifère h .

2.3.1.3. Porosité des aquifères

Archie (1942) a proposé une loi de puissance empirique reliant la résistivité globale, la résistivité de l'eau et la porosité donnée par:

$$\frac{\rho_e}{\rho_w} = a\varphi^{-m} \quad (2.17)$$

Où ρ_e est la résistivité électrique de la roche aquifère; ρ_w est la résistivité de l'eau; φ est la porosité; la constante m est généralement appelée degré de cimentation tandis que la constante a est appelée coefficient de saturation. Les valeurs numériques pour a se situent généralement entre 0,6 et 1,0 tandis que celles de m se situent entre 1,4 et 2,20. Plus le degré de cimentation est élevé, plus le coefficient de géométrie des pores est élevé et le rapport (ρ_e / ρ_w) est appelé facteur de formation F . Les mesures de conductivité électrique des échantillons d'eau souterraine ont été converties en résistivités de l'eau ($EC = 10^4 / \rho_w$, où les unités de EC et ρ_w sont respectivement en $\mu S / cm$ et Ωm).

2.4. Cartographie des principales zones d'eaux souterraines par analyse multicritères basée sur l'approche multi-facteurs d'influence (MIF) à combinaison linéaire pondérée (WLC)

Pour localiser et classer les zones favorables à la recharge de la nappe phréatique de la localité de Méiganga et ses environs nous avons fait recours à l'analyse multicritères plus précisément l'approche multi-facteurs d'influence (MIF) à combinaison linéaire pondérée (WLC) et aux systèmes d'information géographique (SIG) (Das et al., 2017, Siddi Raju et al., 2019). Cette démarche comprend quatre étapes : La première étape commence par l'identification des couches thématiques pertinentes pour le potentiel des eaux souterraines. La seconde consiste à prétraiter ces couches thématiques pour assurer une projection et une résolution uniformes (projection: UTM, datum: WGS84), attribuer des scores et des pondérations. La troisième étape intègre toutes les couches thématiques ainsi que les scores à l'aide de l'outil d'analyse spatiale du logiciel ArcGIS 10.4. La dernière étape catégorise les sorties en classes et une validation sera faite avec des données de puits d'observation obtenue dans la zone d'étude.

2.4.1. Attribution des poids et cotes

Neuf facteurs d'influence à savoir la densité de drainage (DD), la géologie (G), la géomorphologie (GM), l'utilisation des terres et la couverture terrestre (LULC), la densité des linéaments (DL), les précipitations (R), les types de sols (ST), la pente (S) et l'altitude (E) ont été considérés pour l'identification des zones potentielles d'eaux souterraines. En tout, chaque facteur a sa propre

influence et est lié à plusieurs autres paramètres. La relation est de un à un ou de un à plusieurs facteurs (figure 25). En fonction de la force de leur relation, des poids et des cotes sont attribués (Magesh et al., 2012; Kaliraj et al., 2015; Thapa et al., 2017) et chaque poids représentatif des zones potentielles d'eaux souterraines est l'addition de tous les poids de chaque facteur. L'intégration de tous ces facteurs d'influence avec leurs poids dans le module SIG est appelée analyse par combinaison linéaire pondérée. L'effet majeur a reçu un poids de 1 et l'effet mineur un poids de 0,5.

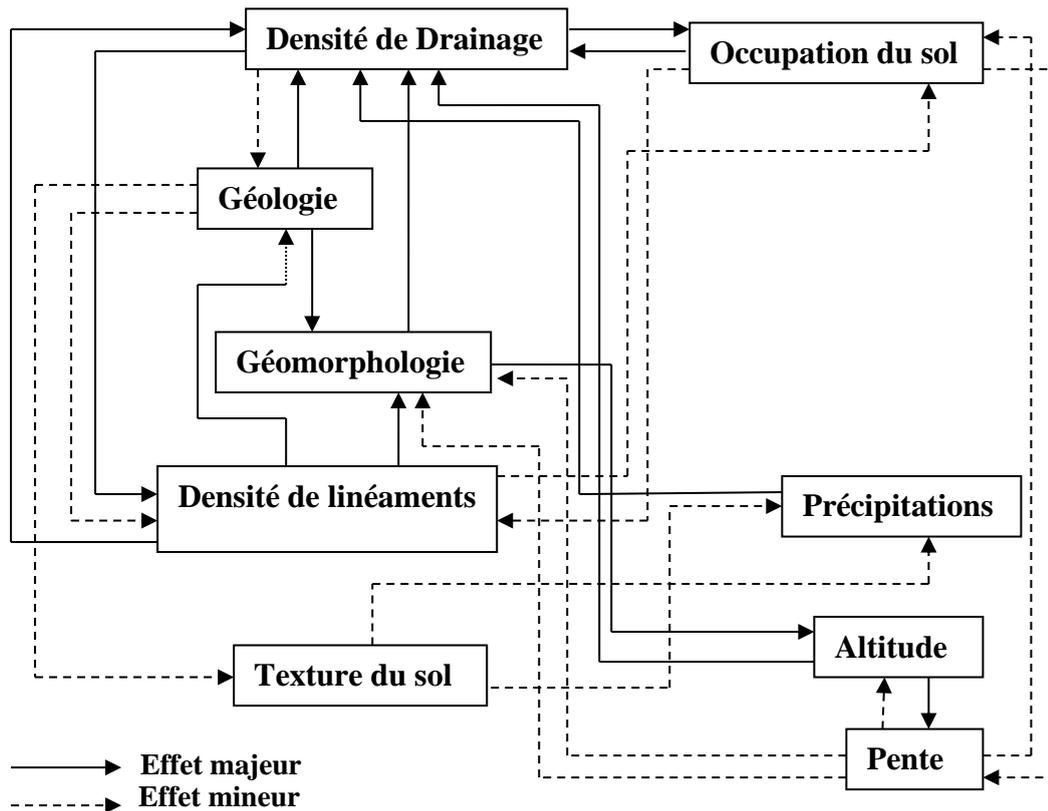


Figure 25. Relations mutuelles entre les multiples facteurs influençant les zones potentielles d'eaux souterraines dans le bassin versant de yoyo (Selvam et al., 2015).

L'effet majeur, mineur ainsi que la somme cumulée de chaque facteur d'influence ont été calculés avec la formule donnée ci-dessous :

$$Taux\ relatifs\ proposés = \left[\frac{(X+Y)}{\sum(X+Y)} \right] * 100 \quad (2.18)$$

Où, X est un effet majeur, Y est un effet mineur. La somme majeure, mineure et cumulative de chacun des facteurs d'influence est présentée dans le tableau 4.

Tableau 4. Effets du facteur d'influence, taux relatifs et scores pour chaque facteur potentiel (Thapa et al., 2017; Magesh et al., 2012).

Facteurs	Effet	Effet	Taux relatifs proposés (X+Y)	Score proposé pour chaque facteur d'influence $\left[\frac{(X + Y)}{\sum(X + Y)}\right] * 100$
	Majeur X	Mineur Y		
Densité de Drainage	2	0.5	2.5	10
Géologie	3	1	4	16
Géomorphologie	2	1.5	3.5	14
Occupation des sols	1	1	2	8
Densité de linéament	3	1.5	4.5	18
Précipitations	1	0.5	1.5	6
Texture des sols	1	1	2	8
Pente	2	1	3	12
Altitude	2	0	2	8
			$\Sigma 25$	$\Sigma 100$

2.4.2. Choix, classification et description des facteurs d'influence

Les zones potentielles d'eau souterraine ont été délimitées en utilisant divers facteurs, par exemple la géologie, la pente, la géomorphologie, la densité de drainage, la densité des linéaments, l'utilisation et la couverture des sols, la texture du sol, la profondeur du sol et l'altitude. Les détails sur ces divers facteurs influents ont été discutés ci-dessous :

- **Densité de drainage (DD):** La carte du schéma de drainage dans la zone d'étude a été générée à l'aide de la carte topographique de Méiganga et mise à jour à partir des données SRTM DEM (Figure 5). Les données SRTM DEM ont été utilisées pour une délimitation automatisée rapide du réseau de cours d'eau et pour dériver des pentes à l'aide d'algorithmes appropriés et des ensembles de fonctions topographiques suivants, comme décrit dans ARCGIS (ESRI 2015). La carte de densité de drainage a été élaborée en trois étapes. D'abord, une carte de drainage a été préparée à partir du SRTM DEM; ensuite, les bassins versants ont été délimités sur la base des cartes topographiques de référence de Méiganga; et enfin les densités de drainage ont été calculées dans chacun des carrés de la grille en utilisant la formule indiquée ci-dessous (Murthy, 2000):

$$DD = \sum \frac{LTR}{ABV} \quad (2.19)$$

Où DD = densité de drainage, LTC = longueur totale des cours d'eau dans le bassin versant et ABV = superficie du bassin versant.

- **Géologie (G):** la présence et le mouvement des eaux souterraines dépendent de la nature des roches et de ses paramètres, par exemple la porosité et la perméabilité qui sont différentes pour chaque type de roche (Balaji et al., 2019b; Ghasemizadeh et al., 2012). Les

caractéristiques géologiques sont numérisées à partir de la carte géologique de Ngaoundéré-EST (Lasserre, 1962) et mises à jour en image vectorielle dans l'environnement ARGIS 10.4. La majeure partie de la zone d'étude est constituée de terrains rocheux cristallins de l'époque archéenne qui se composent de granites, de gneiss granitiques, de granodiorites, de migmatite, à la fois de roches intrusives acides et basiques avec une porosité primaire négligeable, d'où le ruissellement plus important. Les poids individuels pour chaque unité lithologique ont été attribués en fonction de l'assemblage des minéraux, de l'altération, des fractures et des conditions météorologiques. Les roches, qui sont plus sujettes aux conditions météorologiques, ont une infiltration élevée et une résistance au ruissellement élevée et, par conséquent, pour une telle roche, une valeur élevée a été attribuée. De même, la roche sujette à moins d'altération a une valeur de rang faible.

- **Géomorphologie (GM):** les caractéristiques géomorphologiques fournissent des indications importantes sur les ressources en eau souterraine et fournissent également des informations indirectes sur la présence, le mouvement et l'évolution des eaux souterraines (Machiwal et al., 2010). Les reliefs sont numérisés à l'aide d'une image satellitaire ASTER DEM grâce à une technique d'interprétation visuelle et une vérification sur le terrain. Sur la base de leur origine, un total de six caractéristiques géomorphologiques ont été identifiées, telles que: les montagnes, les plateaux, les collines structurelles, les plaines alluviales et inondables, les plans d'eau et les vallées. Dans la zone d'étude actuelle, les terrains rocheux altérés et fracturés à haute altitude et à topographie abrupte ont des potentiels d'eaux souterraines moyens à faibles donc ont été attribués des poids faibles. Les plaines inondables présentent généralement de bons potentiels pour les eaux souterraines en raison du taux d'infiltration élevé des dépôts de matériaux altérés (Thapa et al., 2017), ce qui leur confère un poids élevé.
- **Utilisation des terres / couverture terrestre (LULC):** LULC est l'un des facteurs importants dans la recharge de l'eau dans le sous-sol (Das et al., 2017). Dans la zone d'étude actuelle, diverses caractéristiques LULC ont été identifiées à partir de l'image satellite Landsat 7, qui a ensuite été vérifiée sur la base d'études sur le terrain. La carte LULC comprend les terres agricoles (terres cultivées et en jachères ; plantations), les terres bâties (rurales et urbaines), les terres forestières (forêts et plantations forestières), les cours d'eau, les lacs et les terres arides. Un poids élevé a été accordé aux lacs/ruisseaux/rivières suivis respectivement des terres agricoles, des terres forestières, des arides et des terres bâties (tableau 5).

- **Densité des linéaments (DL):** les linéaments sont développés par l'activité tectonique et décrivent la topographie de surface et les caractéristiques structurales du sous-sol ainsi qu'une augmentation de la porosité secondaire là où les failles et les fractures sont plus importantes (Magesh et al., 2012; Rajaveni et al. , 2015). Les linéaments de terrains rocheux particulièrement durs sont des voies de déplacement des eaux souterraines. Les secteurs à linéarité élevée sont de bons indicateurs des zones à potentiel élevé d'eaux souterraines (Haridas et al., 1998). Les linéaments ont été identifiés et cartographiés à partir de deux sources, à savoir la carte géologique de Méiganga et les données satellitaires. La présente étude a utilisé la densité de linéarité (DL), qui représente la longueur totale des linéaments par unité d'aire, générée par la formule suivante (Greenbaum 1985) :

$$\text{Densité de linéament} = \sum_l^n \frac{L_l}{A} \quad (2.20)$$

où, L_l = Longueurs totales des linéaments en km; A = Superficie du bassin en km².

- **Précipitations (R):** Dans le bassin de la rivière yoyo, les précipitations sont la seule source de recharge des eaux de surface dans le sous-sol à travers des zones altérées et fracturées (Douffissa, 1993). Les données sur les précipitations pour une période de 4 ans (2008-2012) ont été collectées à partir du service météorologique de Méiganga, puis basées sur ces données la carte de distribution spatiale a été préparée à l'aide de l'outil inverse de la distance pondérée (IDW) dans l'environnement ArcGIS. Les données pluviométriques moyennes annuelles du bassin ont été classées en quatre catégories. Le poids, le classement de chaque facteur et de ses sous-classes ont été attribués en fonction de l'intensité des précipitations et de sa recharge en eau souterraine.
- **Sols:** Les types de sols de la zone sont plus importants, car il s'agit des principaux critères de recharge des eaux souterraines et de la production agricole. Principalement, la carte de la texture du sol a été numérisée à partir de la carte des ressources du sol du district de Méiganga dans l'environnement ARGIS et mise à jour par vérification sur le terrain (Ségalen et al., 1965). La texture du sol (ST) est un contrôleur principal de la percolation de l'eau à travers les espaces de coulée et le processus de filtration pour rejoindre l'aquifère (Das et al., 2017). La carte de texture du sol est classée en fonction de la taille moyenne des différents grains de sol individuels tels que le sable, le limon et l'argile. Les poids ont été attribués à chaque unité de texture du sol en fonction de son taux d'infiltration.

- **Pente (S):** Dans l'évaluation des zones potentielles d'eaux souterraines, la pente est l'un des paramètres clés. Les intrusions d'eau de surface sont directement affectées par l'inclinaison de la pente (Rajaveni et al., 2015). La carte des pentes a été générée à partir des données DEM SRTM-30 m dans ARGIS. Les eaux de pluie ruissellent sur les versants ou les zones à pentes raides. Ce ruissellement ralentit quand la pente devient faible, et dans les dépressions à faible pente, l'eau stagne et l'infiltration prend le dessus sur le ruissellement (Teikeu, 2016). Ce critère permet alors d'identifier les zones à faible pente indiquant les zones favorables à de bonnes conditions d'infiltration. Le rôle que joue la pente dans l'infiltration des eaux montre l'importance de ce critère dans l'élaboration de la carte de recharge (Yeh et al., 2008). L'analyse de la carte des pentes donne des indications sur les zones basses à faible pente, favorables à l'implantation des forages.
- **Altitude (E):** Le facteur d'élévation est l'un des facteurs cruciaux dans la délimitation des zones potentielles d'eaux souterraines. Généralement, les zones de plaine ont un taux d'infiltration élevé par rapport aux points modérés et élevés (Thapa et al., 2017). La carte d'élévation a été générée à partir de données DEM SRTM-30 m dans un environnement Arcgis. En fonction de la gamme d'altitude, l'altitude est classée et une priorité élevée a été accordée aux zones de plaine suivies de points modérés et élevés.

Pour faciliter l'interprétation, chaque critère identifié est subdivisé en classe variant du degré très faible au degré fort. L'importance de chaque classe varie en fonction de son influence sur le thème étudié. Les différents codes et poids affectés aux classes des critères des zones de recharge potentielle sont résumés dans le tableau 5.

2.4.3. Cartographie des zones potentielles d'eaux souterraines (ZPES)

D'abord, les poids et les cotes ont été attribués à tous les facteurs influents et leur sous-classe relative ; ces facteurs ont été utilisés pour l'identification des zones potentielles d'eaux souterraines par combinaison linéaire pondérée dans l'environnement Arcgis suivant l'équation (Siddi Raju et al., 2019):

$$ZPES = \sum_i^n [(DD_w * DD_r) + (G_w * G_r) + (GM_w * GM_r) + (LULC_w * LULC_r) + (DL_w * DL_r) + (R_w * R_r) + (ST_w * ST_r) + (S_w * S_r) + (E_w + E_r)] \quad (2.42)$$

Où ZPES : zone potentielle des eaux souterraines ; w et r représentent respectivement la (2.21) tion et la cote des facteurs; DD : densité de drainage; G :géologie; GM :géomorphologie; LULC : utilisation des terres et couverture terrestre; DL :densité de linéament; R : précipitations; ST : texture du sol; S : pente; E : altitude.

Tableau 5. Classification des facteurs pondérés et leurs côtes influençant les zones potentielles dans la zone d'étude (Selvam et al., 2015).

Facteurs	Sous-classes	Pondération	Cotes
1. Densité de Drainage	Très faible	9	10
	Faible	7	
	Modéré	4	
	Elevé	2	
	Très élevé	1	
2. Géologie	Gneiss inférieur à biotite	4	16
	Granite	4	
	Amphibole	9	
	Schiste	5	
	Embréchistes à biotite	8	
	Granite calco-alcalins	5	
	Orthogneiss	7	
3. Géomorphologie	Plateaux	3	14
	Vallées	9	
	Collines structurelles	4	
	Plaine alluviale plus ancienne	7	
		9	
4. Occupation des sols	Champs et brulis	6	8
	Foret galerie	8	
	Eaux ouvertes	9	
	Zones urbaines et sols nus	2	
	Savane herbeuse	5	
	Savane arbustive	7	
5. Densité de linéament	Très faible	1	18
	Faible	2	
	Modéré	4	
	Elevé	7	
	Très élevé	9	
6. Précipitation	Très faible	2	6
	Faible	5	
	Modéré	6	
	Elevé	7	
	Très élevé	9	
7. Type de sols	Sol argileux-sableux	9	8
	Sol hydromorphe	7	
	Sol ferrallitique remanié et induré	3	
8. Pente	Très faible	3	12
	Faible	5	
	Modéré	7	
	Elevé	9	
9. Altitude	< 950.6	9	8
	950.6 – 979.8	9	
	979.8 – 1009	7	
	1009 – 1038.2	6	
	1038.2 – 1067.5	8	
	1067.5 – 1096.6	4	
	1096.6 – 1125.8	3	
	1125.8 – 1155	2	
	> 1155	1	

L'intégration spatiale, le couplage et l'analyse des critères ont été réalisés dans un environnement système d'information géographique (SIG) à l'instar de ArcGis selon le modèle conceptuel présenté dans l'organigramme de la figure 26 ci-dessous.

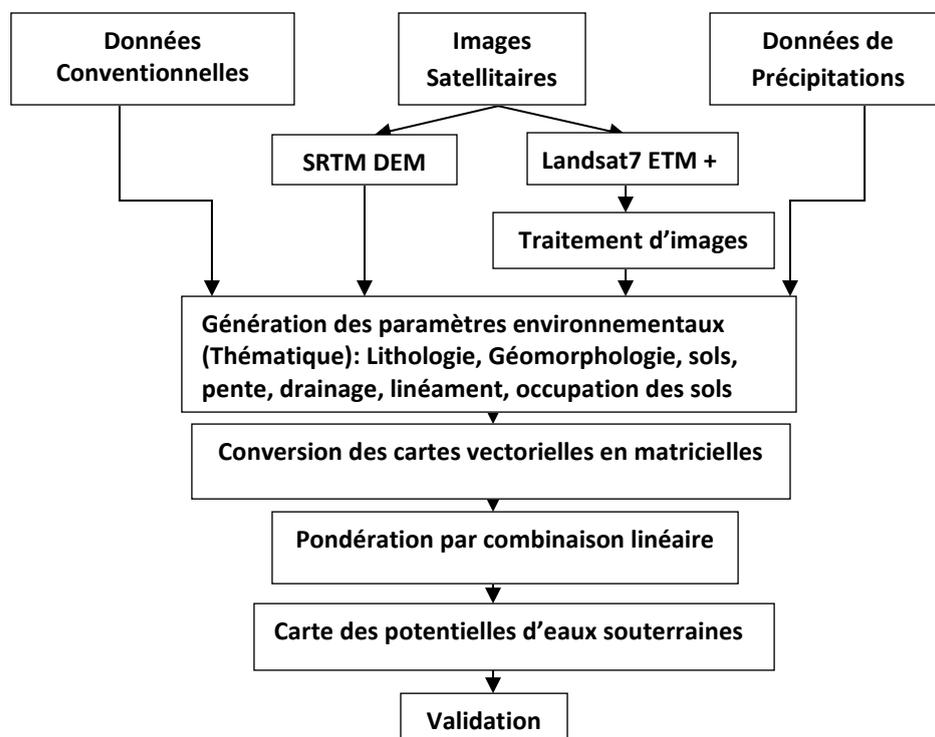


Figure 26. Organigramme synthétique de la méthode d'élaboration de la carte des potentiels d'eaux souterraines (Thapa et al., 2017)

2.4.4. Validation du modèle

La validation des données est l'un des travaux les plus essentiels après la conception d'un modèle afin de vérifier la véracité des résultats prédits. Les données servant à cette évaluation doivent obéir au principe d'indépendance (Jourda et al., 2006). Ce principe exige que ces données n'aient pas participé à l'élaboration de la carte soumise à l'évaluation. Pour valider les zones de recharge des eaux souterraines du bassin du yoyo, des travaux sur le terrain ont été effectués pendant les saisons pré et post sécheresse entre 2017 et 2018. Dans cette étude sur le terrain, 85 données de puits d'observation ont été recueillies au hasard ainsi que les emplacements GPS. La profondeur d'eau des puits observés variait entre 1,2 et 13,5 m. Les puits sont utilisés comme indicateur indirect de l'apport en eau souterraine, car en général, un très grand nombre de puits se trouvent dans les régions à haut rendement en eau souterraine. De plus, une évaluation de la précision a été réalisée afin de connaître la corrélation entre la carte des zones potentielles d'eaux souterraines et les données de puits et forages observées. Les données des puits d'observation ont été prises comme points de référence pour le calcul de la précision de la classification. Généralement,

une matrice de confusion ou une matrice d'erreur est utilisée pour l'évaluation de la précision (tableau 11). La précision globale est basée sur la formule suivante (Jensen, 1996) :

$$\text{Précision globale} = \frac{\text{Nombre correct d'emplacements des puits d'observation}}{\text{Nombre total de puits d'observations}} \times 100 \quad (2.22)$$

L'analyse Kappa (K) représente une approche multivariée pour l'évaluation de la précision et elle fournit une statistique Khat qui signifie une mesure de précision. Elle est calculée à partir de la formule (Cohen, 1960) :

$$k = \frac{N \sum_{j=1}^n m_{j,j} - \sum_{j=1}^n (G_j C_j)}{N^2 - \sum_{j=1}^n (G_j C_j)} \quad (2.23)$$

Où j est le numéro de la classe; n est le nombre de classes; N est le nombre total de valeurs classifiées par rapport aux valeurs de vérité; $m_{j,j}$ est le nombre de valeurs appartenant à la classe de vérité j qui ont été classées en classe j ; C_j est le nombre total de valeurs prédites appartenant à la classe j ; et G_j est le nombre de valeurs de vérité appartenant à la classe j .

2.5. Matériel

2.5.1. Matériel d'acquisition des données géophysiques

La collecte des données étant l'objectif principal d'une campagne de terrain, il va de soi qu'elle représente la phase la plus importante et la plus décisive d'un tel travail. Durant cette phase, le matériel utilisé est consigné dans le tableau 6 ci-dessous:

Tableau 6: Matériels et appareils utilisés pour l'acquisition

Matériels	Rôles
Un récepteur GPS	Pour retrouver le point de départ du profil à dégager et dans certains cas contrôler le suivi de l'ouverture du profil. Il sert aussi à la prise des coordonnées géographiques pour connaître la position exacte relative à une formation ou un lieu ;
Une boussole	Pour contrôle l'orientation lors de l'ouverture du profil ;
Une machette	Pour couper les herbes et arbustes se trouvant sur le profil ;

Tableau 6 (Suite)

Une lime	Pour affûter la machette afin d'optimiser la vitesse du travail ceci en facilitant le défrichage.
Un résistivimètre (Syscal Junior switch 72)	A servi dans la collecte des données principalement les données de résistivités et de polarisations spontanées. A servi de relai lorsque la batterie interne du résistivimètre se décharge lors de la prise des données. Elle peut aussi servir pour la charge des batteries internes du résistivimètre;
Une batterie de voiture (12V)	
Un marteau	Pour implanter les électrodes en acier dans le sol ;
Un appareil photographique	Pour photographier les formations géologiques observées sur le terrain ;
Un carnet de terrain, un stylo à encre, un marqueur indélébile et une règle graduée	Pour la prise des notes et des mesures sur le terrain ;

2.5.2. Données

2.5.2.1. Données pour la cartographie des linéaments

La base de données cartographique utilisée dans le cadre de cette étude comporte :

- La carte topographique de Méiganga à l'échelle 1/200000 ;
- La carte géologique de Ngaoundéré Est à l'échelle 1/500000 de Lasserre, (1961);
- La carte de géologie structurale à l'échelle 1/2000 de Ganwa et al., (2008);
- L'image Landsat7 ETM+ (scène 184-55), acquise le 16/11/2002 pendant la grande saison sèche est disponible sur le site <http://earthexplorer.gov>. Cette période est caractérisée par la quasi absence de nuages, ce qui est favorable à la bonne visibilité des capteurs. Ces images satellitaires ont été choisies du fait de leurs caractéristiques spectrales et spatiales permettant une bonne cartographie structurale à petite échelle.
- L'image SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) acquise le 31/03/2017 de résolution 30m est disponible sur le site <http://earthexplorer.gov>;
- L'image ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) du 16/12/2015 de résolution 15 m x 15 m est disponible sur le site <http://earthexplorer.gov>;
- La carte hydrographique de la Mbéré extraite de l'image SRTM.

De ces images, les informations inutiles d'origine anthropique (routes, pistes, limites de forêts ou de surfaces cultivées, lignes de haute tension, etc.), ont été supprimées.

2.5.2.2. Données hydrauliques

La base de données hydraulique utilisée dans le cadre de cette étude a été obtenue à la Délégation Départementale de la Mbéré et comporte:

- Les rapports des essais de pompage ;
- Les rapports des études hydrogéologiques ;
- Les cartes de disposition spatiale des forages et puits fonction de leur productivité.

2.5.2.3. Données géoélectriques

Cette étude est réalisée dans la zone de Méiganga et ses environs. Les sites de prises des mesures étaient diversifiés et l'accès était facile (figure 27). L'étude s'est déroulée en deux étapes consistant en :

- Une reconnaissance des lieux, une collecte, un traitement et une interprétation des données. La collecte des données a eu lieu du 01 Juillet au 08 Aout 2017. Pour mener à bien ses travaux, la zone avait été disloqué en trois bloc : le premier bloc était situé au Sud-Est de la zone dans laquelle nous avons réalisé du 1^{er} au 04 Juillet 2017, 13 layons distants de 250 m les uns des autres, et de longueur moyenne 360 m chacun dont 12 ont été retenus; le deuxième bloc concernait la ville de Méiganga elle-même où nous avons réalisé du 06 au 08 Juillet 2017, 16 layons de longueur comprise entre 180-360m en fonction de la disposition des habitations, enfin le dernier bloc était situé au Nord-Ouest de la zone où nous avons réalisé du 16 Juillet au 08 Aout 2017, 17 layons également distants de 250 m les uns des autres, et de longueur moyenne 350 m chacun.
- Un levé hydrogéologique du niveau piézométrique des puits et forages

2.5.3. Logiciels et matériel informatique utilisés

La phase de traitement des données est très importante car c'est pendant celle-ci que sont séparées les bonnes données de celles considérées comme mauvaises. Pour ce faire les logiciels qui serviront au traitement des données sont regroupés dans le tableau 7.

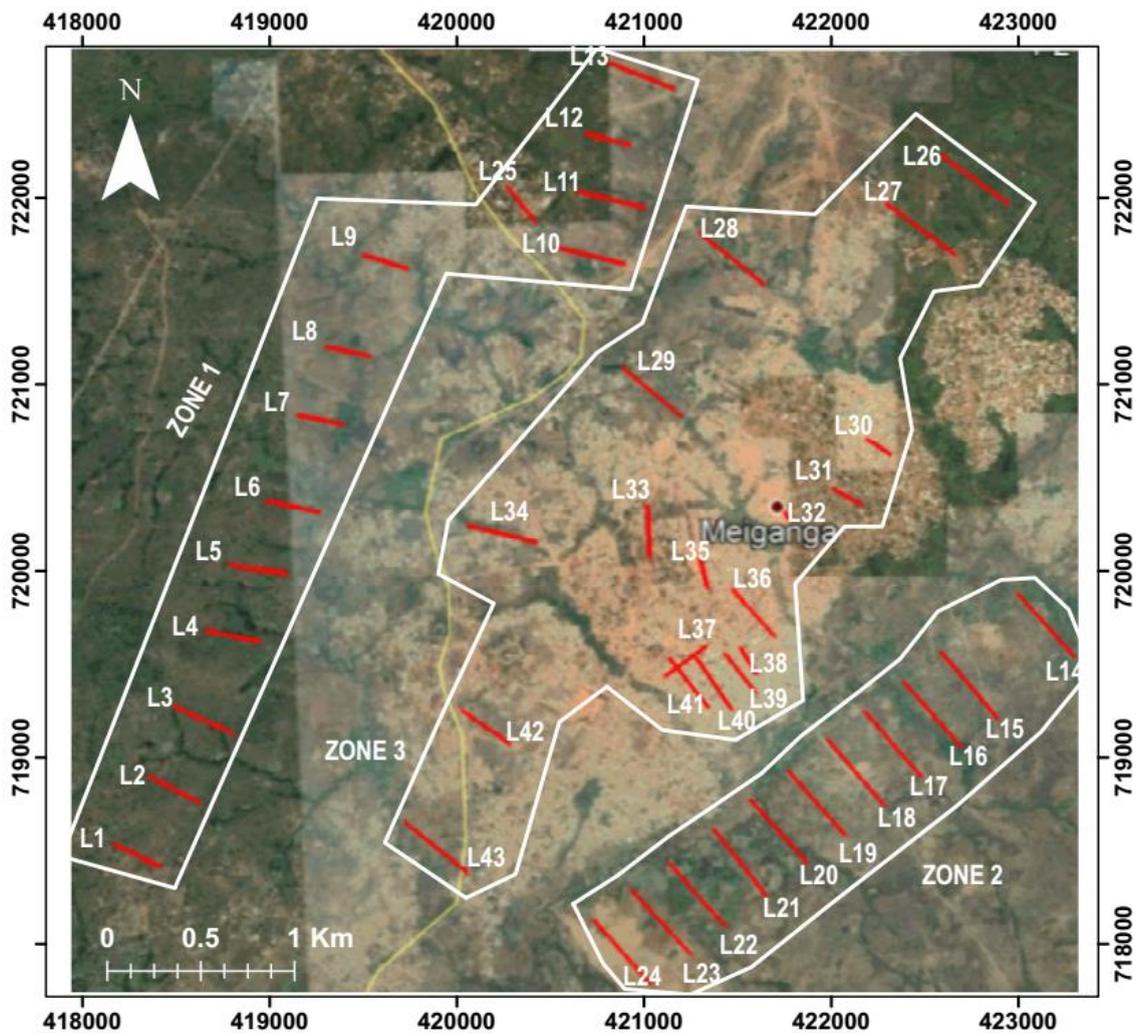


Figure 27. Carte de localisation des profils de mesures de résistivité électrique et potentiel spontané

Tableau 7: Logiciels utilisés

Logiciels	Rôles
Prosys II	Permet dans un premier temps d'extraire les données du résistivimètre, dans un second temps de supprimer les valeurs négatives ou abusives, et dans un troisième temps de joindre les mesures entre elles en cas de besoin. Il permet d'enregistrer le fichier sous des extensions (.txt ; .dat ...etc) reconnaissables par d'autres logiciels ;
Res2Dinv/ Res3Dinv	Aident à la réalisation de l'inversion 2D/3D;

Tableau 7 (Suite)

Surfer	Essentiellement utilisé pour réaliser des cartes de résistivités, de polarisation spontanée et du modèle piézométrique. Cependant il peut aussi servir à l'établissement des pseudo-sections
Ipi2win, Winsev et Qwesln	Pour la réalisation des courbes de sondages électriques ;
Envi 4.7, Arcgis 10.4, Erdas 2014 et Global maper	Pour le traitement d'images satellitaires et la réalisation des cartes thématiques ;
Word :	Utilisé pour aligner les pseudo-sections de façon à suivre l'anomalie le long de la surface de recherche ;
Excel	Permet de mieux organiser les données extraites du résistivimètre ;
X2ipi	Pour la vérification des niveaux d'acquisitions ;
Rockworks	A permis d'effectuer la carte des linéaments, de réaliser les familles majoritaires représentées sur la rose de vent.

Conclusion

De ces deux méthodes géoélectriques (tomographie de résistivité électrique et potentiel spontané), la méthode de potentiel spontané (PS) est la seule à être à la fois sensible à la dynamique et la géochimie des écoulements dans le sous-sol. De plus, elle est la plus économique et l'une des plus simples d'application sur le terrain. Cependant, du fait de la multiplicité de ses sources, la notoriété de la PS reste fragile d'autant plus qu'elle manque cruellement de modèles physiques permettant d'expliquer le couplage entre signaux PS associé à l'écoulement de l'eau dans un milieu poreux. Ce travail de thèse vise donc d'une part à améliorer l'image de la PS au sein des méthodes géophysiques, en démontrant son réel potentiel pour la détection de zones d'infiltration d'eaux souterraines et d'autre part l'importance de l'imagerie satellitaire dans la cartographie des accidents géologiques susceptibles d'assurer l'écoulement des fluides souterrains. De ce fait, le travail préliminaire de ce chapitre a été la méthodologie de collecte des données. Cette base de données (constituée de données satellitaires, cartographiques, hydro climatiques, des sondages et tomographies géoélectriques, de fiches techniques des forages et résultats de levé hydro-geologique) a été traitée à l'aide du matériel et des logiciels appropriés. Les méthodes et techniques utilisées dans ce travail sont complémentaires et concourent à une meilleure caractérisation des aquifères de la zone d'étude.

CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSION

Introduction

A la suite d'une revue de la littérature laborieuse et une description détaillée de la méthodologie utilisée, le présent chapitre sera consacré dans un premier temps, à l'identification des accidents géologiques susceptibles de jouer un rôle sur les flux d'écoulement d'eaux souterraines à partir des images Landsat7 ETM+ et SRTM. Dans un deuxième temps, à l'inversion des données de tomographie de résistivité électrique, des sondages électriques verticaux par courant continu et potentiel spontané à l'issue de laquelle la comparaison avec les données des forages existants permettra l'élaboration d'une section géoélectrique. Enfin dans un troisième temps, à l'analyse multicritères suivie de l'interprétation de la carte de recharge élaborée des aquifères de la zone d'étude.

3.1. Cartographie des structures linéamentaires par télédétection

3.1.1. Filtrage par relief ombragé de l'image SRTM

L'application du filtrage par relief ombragé incorporé dans le logiciel ArcGis 10.4 sur l'image SRTM initiale (figure 28a) dans les directions de 0° , 45° , 90° , 135° et une inclinaison de 45° a permis de mettre en évidence de nombreuses discontinuités. Sur l'image obtenue (figure 28b) après application du relief ombragé avec un azimuth du soleil de 135° et une inclinaison de 45° , les linéaments sont matérialisés par les limites formées par les zones sombres et claires correspondant dans la majorité des cas à d'étroites vallées dans le socle rocheux et dans certains cas à des limites entre des dénivellations topographiques (Teikeu, 2016).

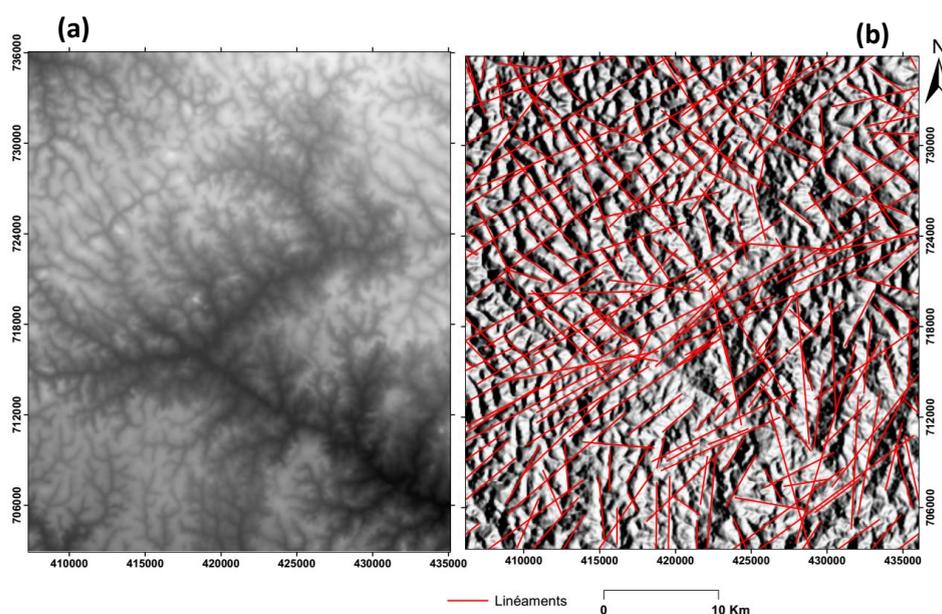


Figure 28. Image SRTM : (a) non filtrée ; (b) filtrée dans la direction de 45° puis superposée aux différents linéaments extraits.

3.1.2. Analyse en composante principale de l'image Landsat 7 ETM+

L'application des filtres de Sobel sur les canaux 5, 6 et 7 des images brutes de Landsat 7 ETM+ et traitées (5/4, ACP1₁₂₃ et ACP1₅₆₇) a permis également de mettre en évidence de nombreuses discontinuités. Les filtres de Sobel de direction N-S, E-W, NE-SW et NW-SE ont la particularité de rehausser les linéaments qui sont perpendiculaires à ces directions de convolution (figure 29). Ici les linéaments apparaissent sous un ton noir dans une image à teinte plus ou moins grise.

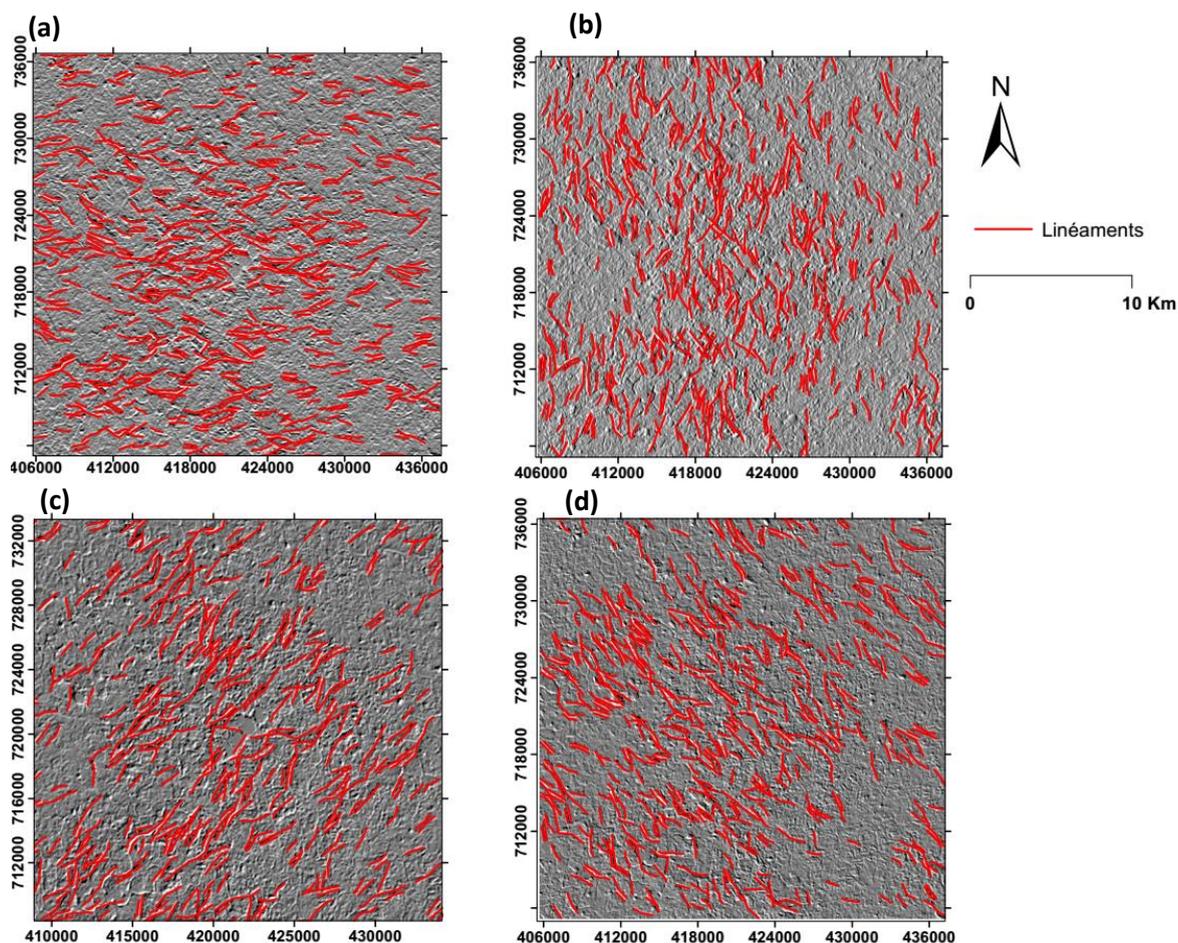


Figure 29. Images traitées par filtrage Sobel et cartographie des différents accidents appliquée à l'indice 5/4, de directions : (a) N-S ; (b) E-W ; (c) NE-SW ; (d) NW-SE.

3.1.3. Carte linéamentaire

La carte détaillée des linéaments (figure 30) a été réalisée grâce à une interprétation des images dérivées des différentes techniques de traitements. Cette carte présente une importante densité de linéaments de tailles variables allant de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres. La carte linéamentaire met en évidence les différents nœuds des fractures. Ces nœuds constitués par les intersections des fractures auraient des potentiels hydriques non négligeables

(Youan et al., 2008). Ils apparaissent souvent avec un décalage plus ou moins marqué, mais à l'échelle d'observation satellitaire, ils sont parfois difficilement observables.

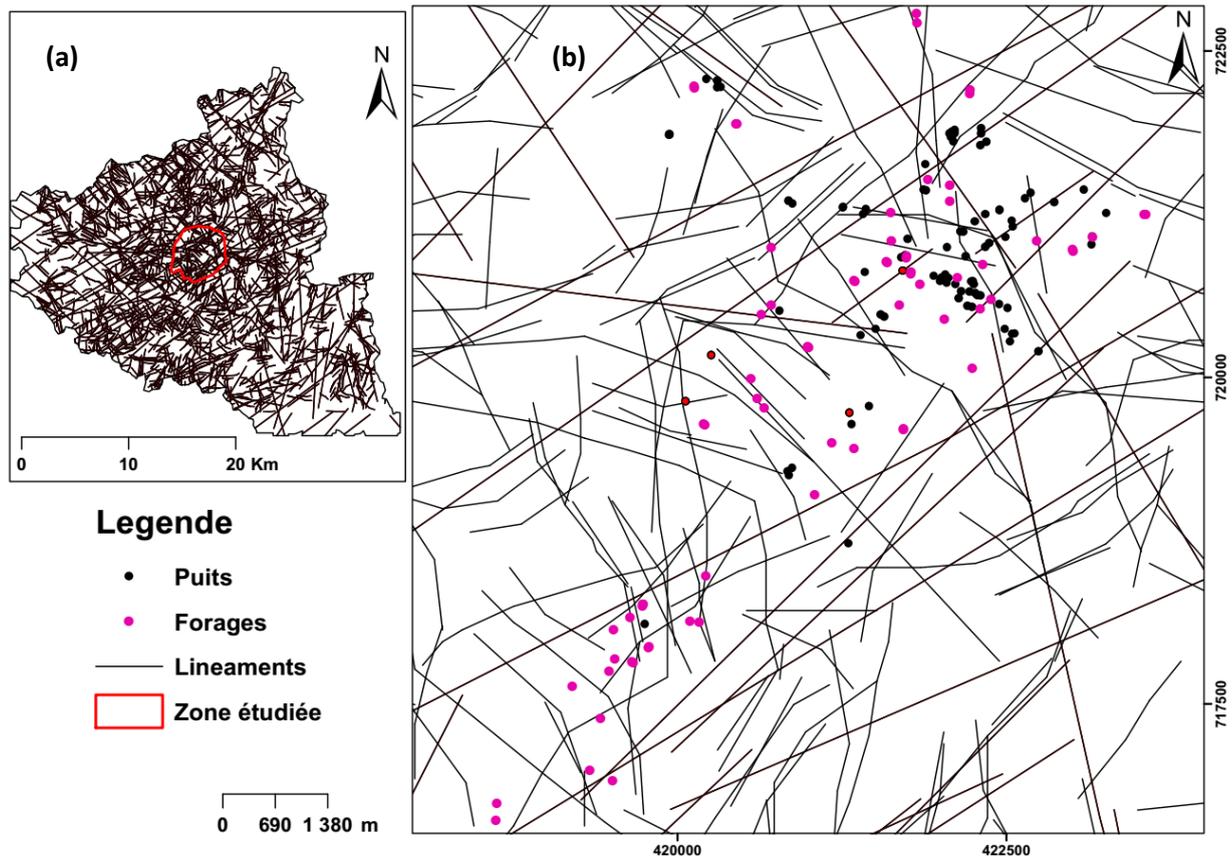


Figure 30. Carte détaillée des linéaments établie à partir de l'analyse des images ETM+ de Landsat 7 : (a) cas du bassin de yoyo ; (b) cas de la ville de Méiganga.

3.1.4. Analyse statistique des réseaux de fractures

3.1.4.1. Distribution des longueurs de fractures

La carte de fracturation du bassin de yoyo (figure 30a) obtenue après les divers traitements compte environ 5676 fractures de tailles variables, comprises dans l'intervalle [0,760 km ; 3,14 km] avec une longueur moyenne de 0,95 km. La longueur totale des linéaments cartographiés sur la zone d'étude est d'environ 3156,04 km. Les linéaments sont regroupés selon leur orientation en 18 classes d'orientation par croissant angulaire de 10 degrés. La rosace directionnelle de la fracturation exprimée en nombre ($N = 5676$) représentée à la figure 31a permet de faire ressortir les maximas directionnels, d'une part, et de réaliser une étude comparative des intensités relatives de chaque famille, d'autre part. Etudier l'orientation des fractures revient donc à distinguer les différentes familles de fractures caractérisées par une densité de fracturation en nombre et en longueur cumulée. L'analyse des réseaux de linéaments de la zone d'étude, obtenus après diverses analyses de l'image satellitaire, des cartes géologiques et mesures de terrain, permet de mettre en

évidence l'orientation des linéaments. La rosace directionnelle des linéaments extraits de l'image satellitaire (figure 31a) montre que certaines familles de linéaments se démarquent des autres, il s'agit des familles N0-10, N20-60 et N110-150.

La rosace directionnelle de linéaments mesurés sur affleurement (Figure 31b) montre que les directions N0-10, N30-40, N40-50, N60-70, et N70-80 sont les plus nombreuses et dans une certaine mesure N120-130 et N150-160. La comparaison de ces familles majeures des linéaments issues des images satellitaires avec celles issues de la fracturation relevée des mesures de linéaments sur affleurement montre que les directions N0-10, N30-40, N60-70 et N70-80 sont les plus représentatives.

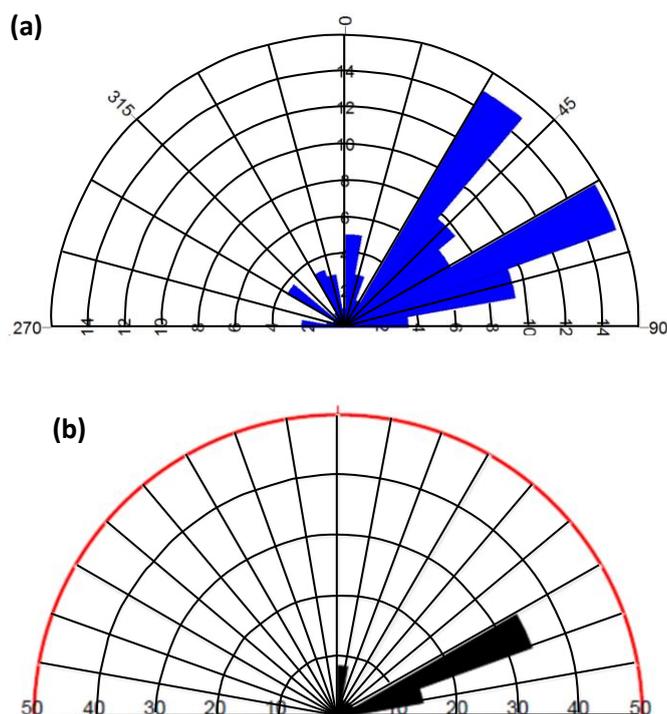


Figure 31. Rosace directionnelle de linéaments : (a) image satellitaire ; (b) mesurées sur les roches en affleurement dans le secteur d'étude

3.1.4.2. Discussion sur l'analyse de la cartographie de linéaments

L'analyse de l'orientation des linéaments dans la zone d'étude a montré une grande dispersion avec toutefois des directions prépondérantes. On confronte d'abord les directions des linéaments les plus significatives avec celles mentionnées dans les travaux des chercheurs ayant travaillé dans la région (Teikeu, 2016). Les rosaces de direction obtenues à partir de la carte détaillée des linéaments issue de l'image satellitaire et des mesures sur affleurements indiquent les directions majeures des linéaments (N0-10, N30-40, N60-70 et N70-80). L'adéquation entre les directions principales de linéaments identifiées sur l'image satellitaire et les observations sur af-

fleurements, confirme que les linéaments identifiés sont très vraisemblablement associés à la fracturation. Ces fractures d'orientation principales NNE-SSW, NE-SW et ENE-WSW, d'allure rectiligne correspondent probablement soit à la troisième phase de déformation responsable de la schistosité S3 plan axial des mésoplis P3 affectant les filons de granite tardi-tectonique, soit à la quatrième phase de déformation régionale ayant mis en place les failles et diaclases de placement oblique dextral-normal (Ganwa et al., 2005 ; Ganwa et al., 2008a). Ces fractures relèvent de la relaxation des contraintes post-orogéniques et sont réactivées dans le contexte néo tectonique. La déformation des roches soumises à une contrainte est fonction de la lithologie et surtout de l'orientation des principales contraintes par rapport à la fracture (Teikeu, 2016). L'ouverture et la fermeture des fractures sont donc conditionnées par le jeu des mouvements tectoniques (compression ou distension). Ainsi, dans le cadre de cette recherche, la description du réseau de linéaments n'était qu'une étape préparatoire à l'identification des aquifères fonctionnant à une échelle plus locale. De ce fait, la mise en évidence des corrélations entre débit de forages et linéaments d'une part et densité de puits traditionnels et densité de linéaments d'autre part auront permis d'identifier le rôle des linéaments dans le contrôle des écoulements souterrains.

3.2. Analyse des données géoélectriques

3.2.1. Analyse des pseudo-sections de résistivité

Dans l'étude des structures à deux dimensions, on peut utiliser la représentation pseudo-sections. Elle donne alors une idée de la répartition de la résistivité apparente suivant une coupe verticale, et aussi une idée des zones de discontinuité latérale (Meli'i, 2014). La zone d'étude a été divisée en trois blocs pour une meilleure investigation, et à cet effet nous avons jugé utile de procéder à l'interprétation des pseudo-sections de résistivité par bloc :

Bloc n°1

➤ Profil L1

La pseudo-section ci-dessus (figure 32), montre 3 gammes de résistivité correspondant à des corps géologiques. Ainsi donc, les gammes supérieures à 800 $\Omega.m$ sont des résistivités fortes qui correspondent à des roches peu perméables que sont des rochers et des cuirasses à structure massives (le gneiss et la latérite pour le cas de Meiganga). Celles comprises entre 300 et 800 $\Omega.m$ correspondant à des roches très altérées voir sédimentaires. La dernière gamme correspond à des aquifères. L'analyse de la pseudo-section (figure 32) permet d'observer une zone de faible résistivité située entre un toit de forte résistivité et une zone de forte résistivité divisée en deux blocs. Cette zone de faible résistivité permet de définir un potentiel aquifère entre le toit et le mur du profil. Une telle configuration renvoie à la notion de réservoir captif vu en hydrogéologie des

formations de socle. Cependant, on peut remarquer que la potentielle zone aquifère se prolonge jusqu'à plus de 30m de profondeur. Cela implique que les eaux s'infiltrent dans les fractures et que cette zone peut être favorable pour l'implantation des forages.

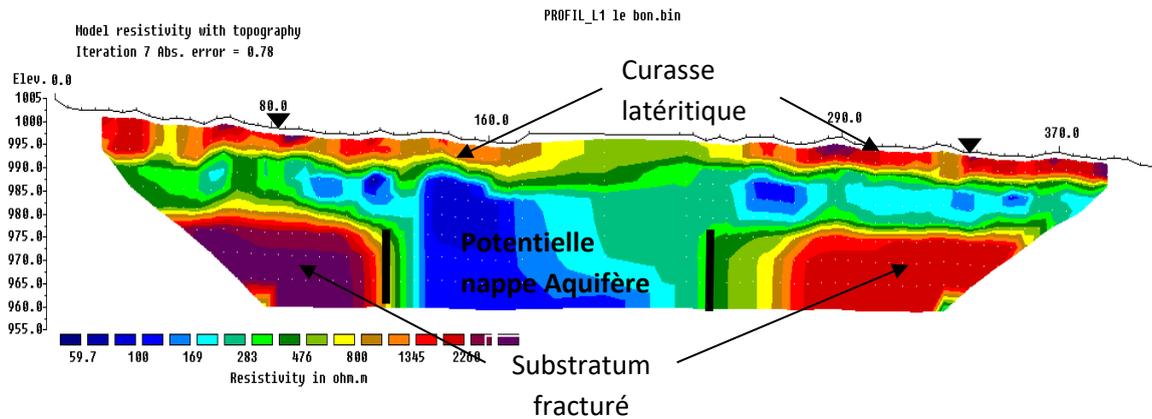


Figure 32. Pseudo-section du profil L1 montrant des aquifères à partir de 10 m de profondeur.

➤ Profil L3

On observe sur cette figure (figure 33) un potentiel aquifère profond sur toute l'étendue du profil L3. Celui-ci est situé en dessous d'un toit présentant de fortes résistivités. Cela signifie donc qu'il est rempli à travers une fracture du toit. Un phénomène important s'observe également sur cette figure. En effet, la potentielle zone aquifère est divisée en deux parties par une formation meuble.

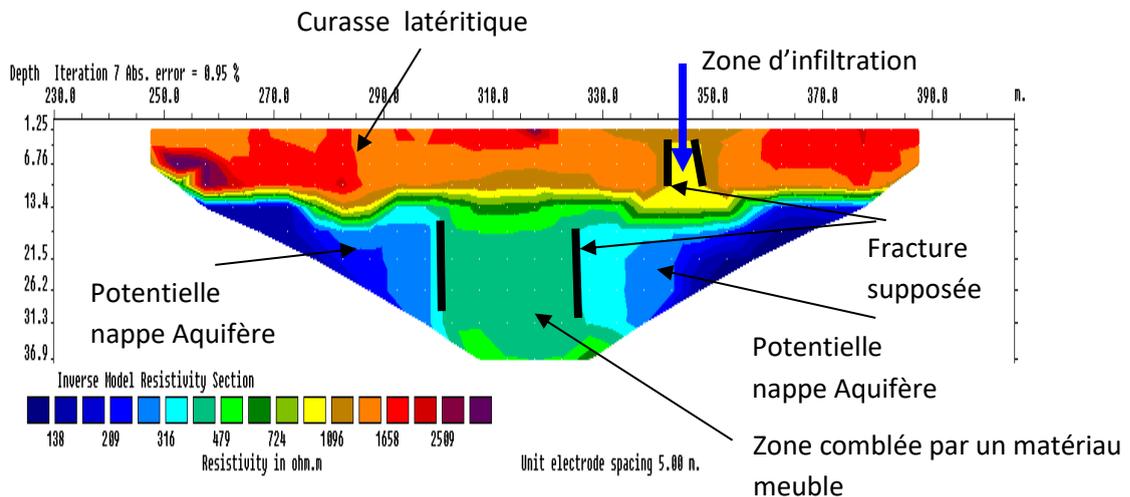


Figure 33. Pseudo section du profil L3 montrant des poches d'eau entre 13 et 30m.

Ce phénomène suscite les hypothèses suivantes :

- Soit il s'agit d'une fracture comblée par un matériau meuble.
- Soit il s'agit de la roche qui continue de s'altérer en profondeur et permet la circulation des eaux à travers ses pores de part et d'autre du profil.

Néanmoins, avec la structure du toit, on peut se prononcer en ce qui concerne la nature de la potentielle zone aquifère et dire qu'il s'agit d'un réservoir captif

➤ Profil L12

Sur la figure (figure 34) ci-dessous, on observe entre 15 et 160m sur le profil un potentiel aquifère d'une épaisseur comprise entre 6 et 17m de profondeur et un marécage qui s'observe à cause de la présence de la nappe en surface. Ce dernier est au-dessus d'un substratum fracturé mais ne s'infiltre pas dans les profondeurs. Cette configuration de la nappe pousse à penser que les fractures du substratum sont comblées par des matériaux meubles qui peuvent être des argiles. La nature d'aquifère latéritique se déduit également de cette configuration. La pseudo-section du profil 12 (figure 36) est constituée de 3 gammes de résistivités: une gamme faible (50-400Ω.m), une gamme moyenne (401-2691Ω.m) et une gamme forte (2692-12000Ω.m). Les formations de faibles résistivités sont retrouvées sous forme d'anomalies dans la formation de résistivité moyenne. La formation de faible résistivité est fortement représentée en profondeur sur la pseudo-section, mais aussi de façon partielle en surface. Les formations géologiques observées sont les mêmes que celles observées sur la pseudo-section du profil 11 à savoir: de la surface vers la profondeur de la latérite et des sols latéritiques, des arènes granitiques et le socle granitique altéré en profondeur. D'un point de vue structural, il peut être observé en profondeur une rupture de la continuité dans le massif à partir de 130m de la longueur du profil. Ce qui serait dû à une altération très poussée du massif se traduisant par une fracturation intense de ce dernier.

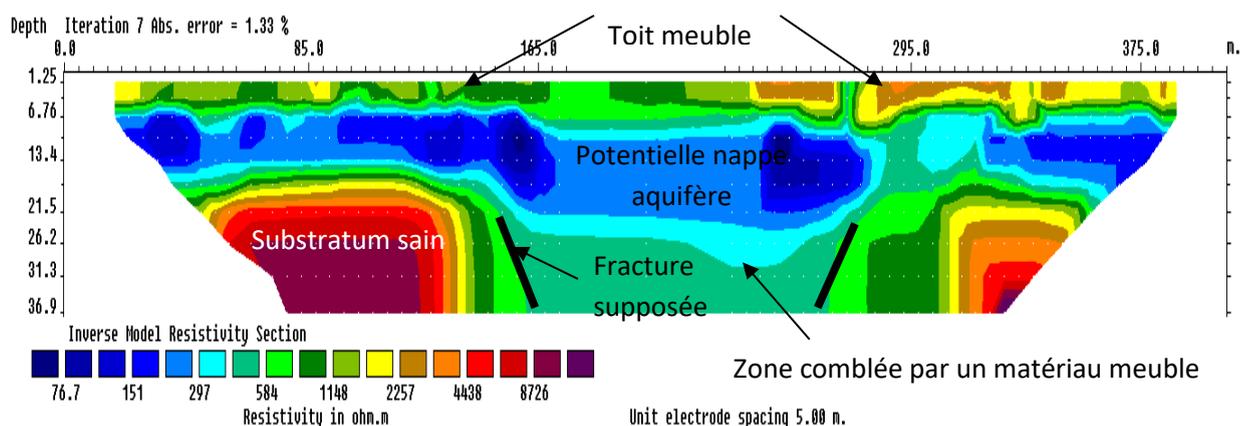


Figure 34. Pseudo-section du profil L12 présentant des aquifères semi-confinés entre 6 et 37m.

Bloc n°2

➤ Profil L15

La pseudo-section du profil L15 (figure 35) permet de regrouper les résistivités en trois gammes à savoir une gamme faible (300-1269Ω.m), une gamme moyenne (1270-4000Ω.m) et une gamme forte (4001-15000Ω.m). Comme observé précédemment les formations de faibles

résistivités sont retrouvées sous forme d'anomalies dans les formations de résistivités moyennes. Les formations de fortes résistivités sont retrouvées en profondeur mais aussi en surface. En profondeur on remarque une grande variation de résistivités ; les plus dominantes étant les résistivités les plus fortes. Au vu de ces résistivités on pourrait penser être en présence du socle fortement altéré qui dans le cadre de cette étude est granitique. En surface la formation à résistivité forte pourrait être de la latérite comme observé sur presque toute l'étendue du profil. Si on se situe dans un contexte d'altération de socle granitique, la formation de faible résistivité correspondrait à une zone poreuse, à priori une arène granitique telle qu'observée sur le profil 1; et la formation à résistivité moyenne correspondrait à de la latérite. Cette pseudo-section est très intéressante d'un point de vue structural du fait des fortes variations de résistivités observées en profondeur. Le passage des résistivités de l'ordre de $15000\Omega.m$ à des résistivités de l'ordre de $5000\Omega.m$ laisserait penser à une altération très poussée du massif du fait d'une fracturation intense de ce dernier. Cette zone de fracturations pourrait alors conduire à une nappe aquifère captive.

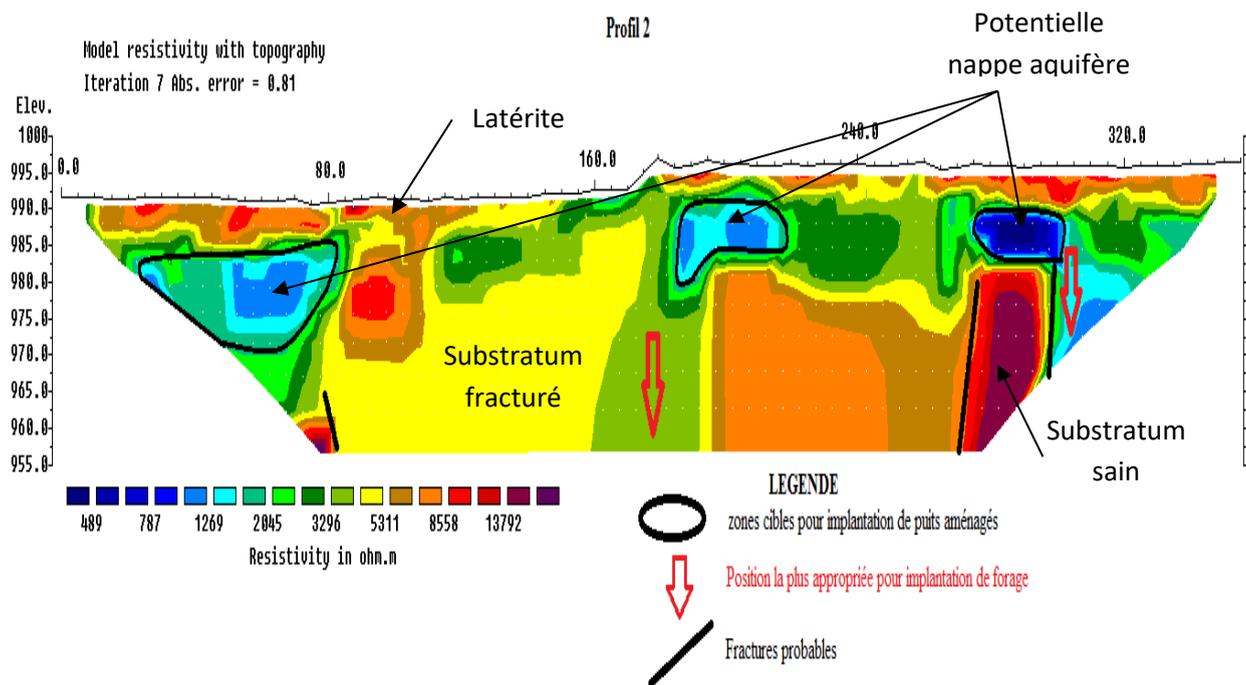


Figure 35. Pseudo-section profil L15 présentant des aquifères confinés

➤ Profil L17

L'analyse de la pseudo-section du profil L17 (figure 36) fait ressortir trois différentes gammes de résistivités : la gamme faible ($350-1500\Omega.m$), la gamme de résistivités moyennes ($1501-5775\Omega.m$) et la gamme de fortes résistivités ($5776-18000\Omega.m$). Les formations de faibles résistivités sont retrouvées sous forme d'anomalies dans la formation de résistivités moyennes et de grandes résistivités, le tout porté par la formation de fortes résistivités. Les différentes gammes observées correspondraient aux mêmes formations géologiques que celles des profils précédents.

D'un point de vue structural, il est possible de soupçonner l'existence de deux fractures importantes dans le massif notamment de 75-95 m et à partir de 240 m de la longueur du profil. Ces deux fractures seraient à l'origine de l'altération du massif et pourraient constituer des zones cibles pour la recherche de nappes captives profondes.

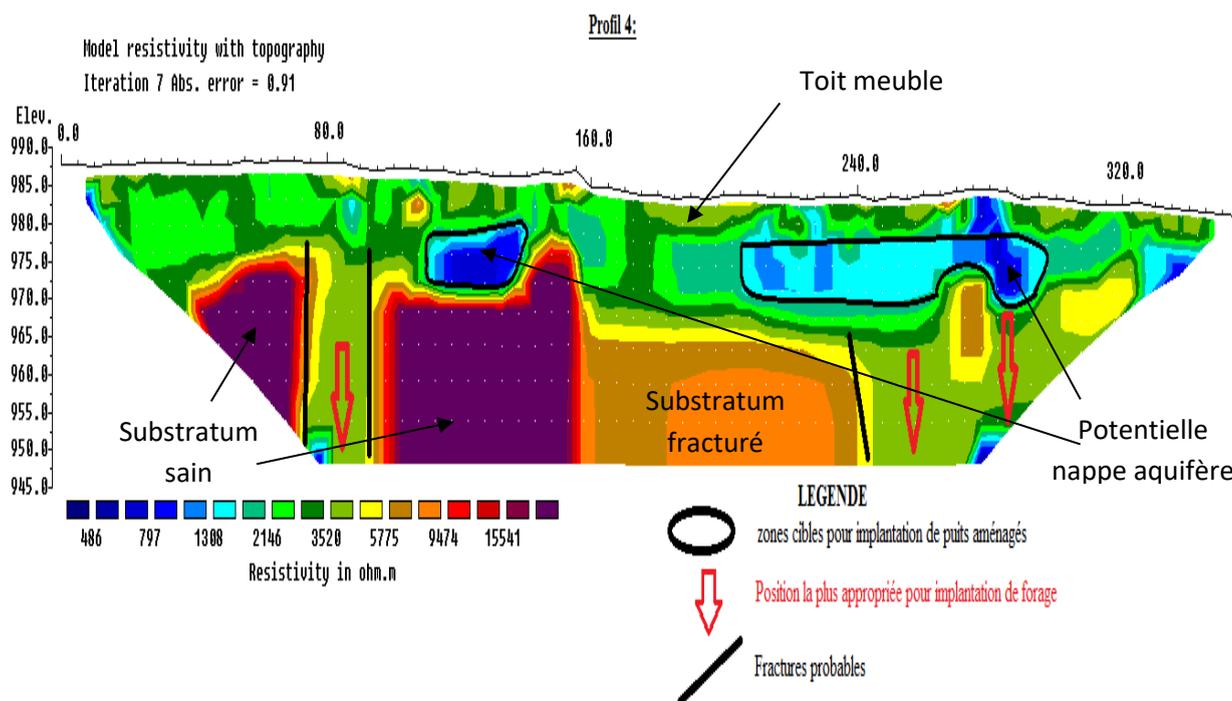


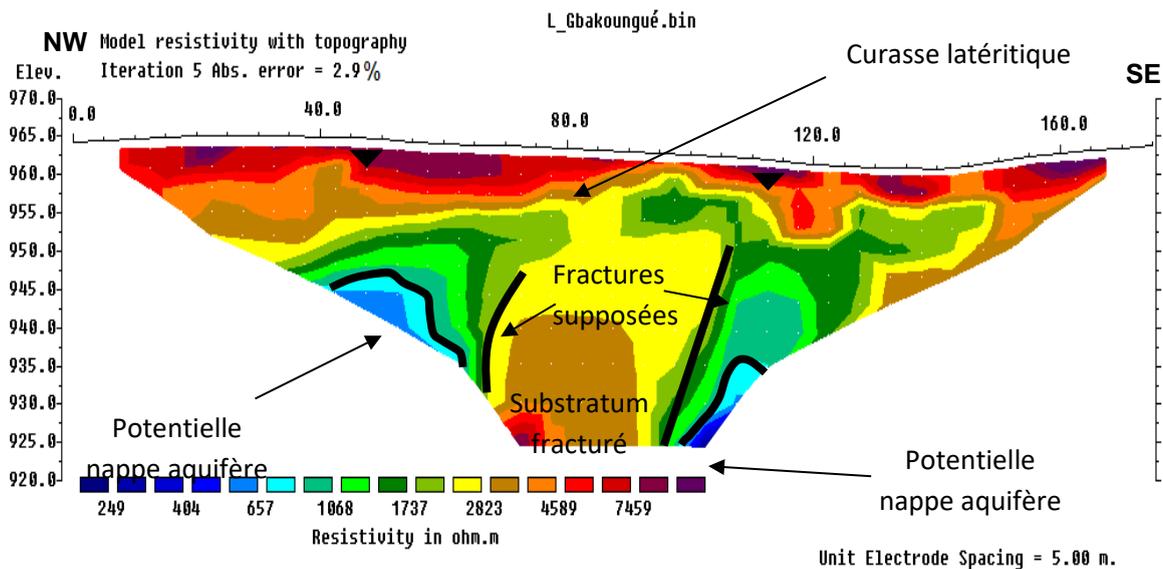
Figure 36. Pseudo-section profil 17 avec des aquifères confinés et libres

Bloc n°3

➤ **Profil de Gbakoungué**

La section inversée 2D (figure 37) montre clairement une couche de matériaux résistifs constituant la couche supérieure avec une résistivité élevée comprise entre 3000 et 13090 $\Omega.m$ et une épaisseur décroissante d'environ 12,4 m au début à 3,8 m vers le centre. Cela représente le gneiss affleurant. À une profondeur de 19,8 m et une distance latérale de 70 à 90 m, apparaît une structure en forme de dôme avec des valeurs de résistivité plus élevées qui indique également la hauteur du sous-sol. Au-dessous de la couche arable apparaît une couche altérée avec une résistivité comprise entre 847 et 3000 $\Omega.m$ et une épaisseur croissante allant d'environ 11,85 m à 20,4 m vers le centre. Entre les électrodes, entre 125 et 150 m, une autre couche altérée est révélée à une profondeur de 6,38 m. En ce qui concerne la partie inférieure de cette section inversée, deux zones conductrices peuvent être observées entre les électrodes situées à des positions comprises entre 40 et 60 m et entre 95 et 120 m à une profondeur de 19,8 et 33,8 m, respectivement. Elles constituent le sous-sol altéré et saturé avec une résistivité comprise entre 235 et 500 $\Omega.m$ indiquant une cible potentielle pour les eaux souterraines. Ces zones de faible résistivité entourées de hautes résistances et de toits imperméables suggèrent une zone aquifère captive. Deux fractures

supposées ont été identifiées à des profondeurs de 12,4 m en dessous des électrodes, entre 65 et 75 m et entre 95 et 105 m avec une tendance générale allant du SW au NE.



➤ Profil du campus de l'EGEM

Il est situé près du campus de l'Institut de géologie et d'ingénierie minière avec une tendance allant du nord-ouest au sud-est. La section inversée (Figure 38) montre clairement trois formations de couches. La première couche de surface continue avec une résistivité élevée allant de 2260 à 16 400 $\Omega.m$ représente le sol de surface. Il est composé d'une cuirasse latéritique d'épaisseur approximative comprise entre 5 et 12 m environ. En dessous de cette unité, on observe une formation de résistivité moyenne avec une résistivité comprise entre 500 et 2200 $\Omega.m$. Il apparaît à une profondeur d'environ 15 m, entre $10 \leq XL \leq 160$ et une épaisseur comprise entre 10 et 15 m environ. Cette même formation est déplacée entre $XL = 50$ m et $XL = 60$ m pour former un substrat en profondeur. Il est associé à un gneiss altéré et très altéré. La troisième couche apparaît comme conductrice avec une résistivité de l'ordre de 70 à 470 $\Omega.m$ et une épaisseur moyenne d'environ 25 m. Les données modélisées sur la résistivité situées entre 40 et 120 m sont déduites de la zone potentielle d'eaux souterraines (ligne noire sur la partie inversée). Du fait que cette zone soit relocalisée entre des toits semi-imperméables, la zone de l'aquifère est captive.

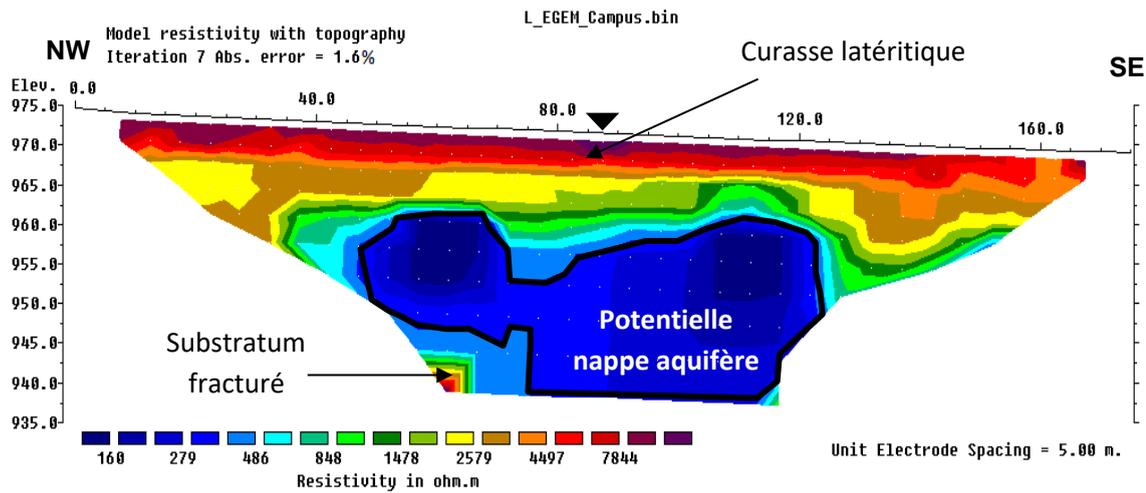


Figure 38. Modèle de résistivité inverse le long du profil de d'EGEM avec des aquifères confinés

➤ **Profil de Sabongari**

Il est localisé près d'une école publique sous une direction de SW-NE. Le modèle inversé (Figure 39) montre clairement une couche épaisse de matériaux résistifs sous forme de couche arable, avec une résistivité comprise entre 850 et 8370 $\Omega.m$ et une épaisseur approximative comprise entre 12,4 et 16 m. Cette formation hautement résistive pourrait être associée à la formation latéritique présente dans la région. Au-dessous de cette unité, il apparaît une formation de résistivité moyenne montrant des variations douces de la résistivité allant de 439 à 1230 $\Omega.m$ avec une épaisseur croissante allant de 3,5 m à 12 m vers le sud-est de la section. Il représente le gneiss frais et altéré. La formation de la troisième couche apparaît conductrice avec une très faible résistivité allant de 70,8 à 350 $\Omega.m$. Cette couche est déplacée entre les positions des électrodes de 40 à 50 m à une profondeur de 19,8 m, indiquant une cible potentielle pour les eaux souterraines.

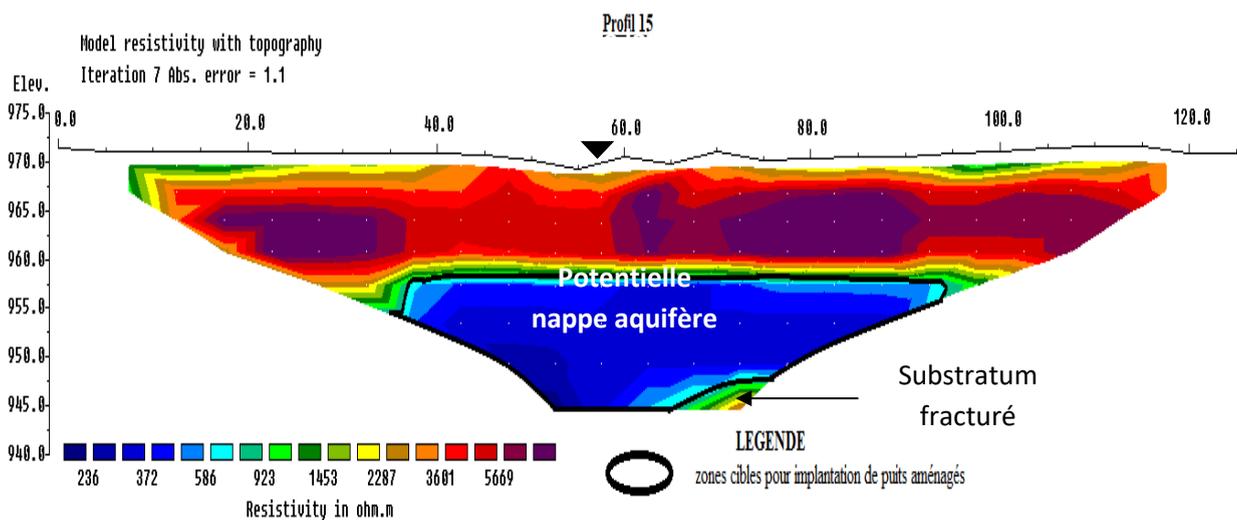


Figure 39. Pseudo-section du profil de sabongari avec aquifères confinés.

Cette zone de très faible résistivité entourée de résistivités élevées et de toits imperméables suggère une zone d'aquifère captif. Une fracture supposée a été observée à une profondeur de 13 m en dessous de la position des électrodes à 55 m (ligne pointillée rouge) avec une tendance quasi-verticale.

➤ Profil d'Hôpital Norvégien

Ce profil est situé à Yelwa, près d'un centre de santé, dans une direction approximativement SE-NO. Près de l'extrémité est du profil (Figure 40), en raison d'une très mauvaise acquisition de données à une électrode spécifique, les positions ont été supprimées des données brutes et sont considérées comme une lacune dans le modèle de résistivité 2D. L'interprétation du modèle de résistivité montre que ce site est très complexe et de nature hétérogène. La première formation présente une résistivité de l'ordre de 660 à 2800 Ωm déplacée entre les positions des électrodes de 5 à 30 m, de 45 à 55 m et de 60 à 85 m et pourrait être associée à l'arène de gneiss altéré / fracturé. La deuxième couche présente clairement des anomalies de résistivité élevée avec une valeur de résistivité de 3 000 à 8 560 Ωm . Cette couche hautement résistive représente les formations latéritiques. Vers le sud du golfe, une autre formation importante est observée et forme le socle gneissique. La troisième formation est une couche de faible résistivité et apparaît à une profondeur de 12,4 m avec une résistivité allant de 150 à 490 Ωm . Cette couche est mise en évidence à une distance latérale comprise entre 45 et 125 m, indiquant le potentiel et la zone potentielle d'eau souterraine. La zone de l'aquifère est considérée comme captive car elle est entourée de toits imperméables. Deux fractures supposées sont identifiées avec la tendance générale SW à NE (ligne noire).

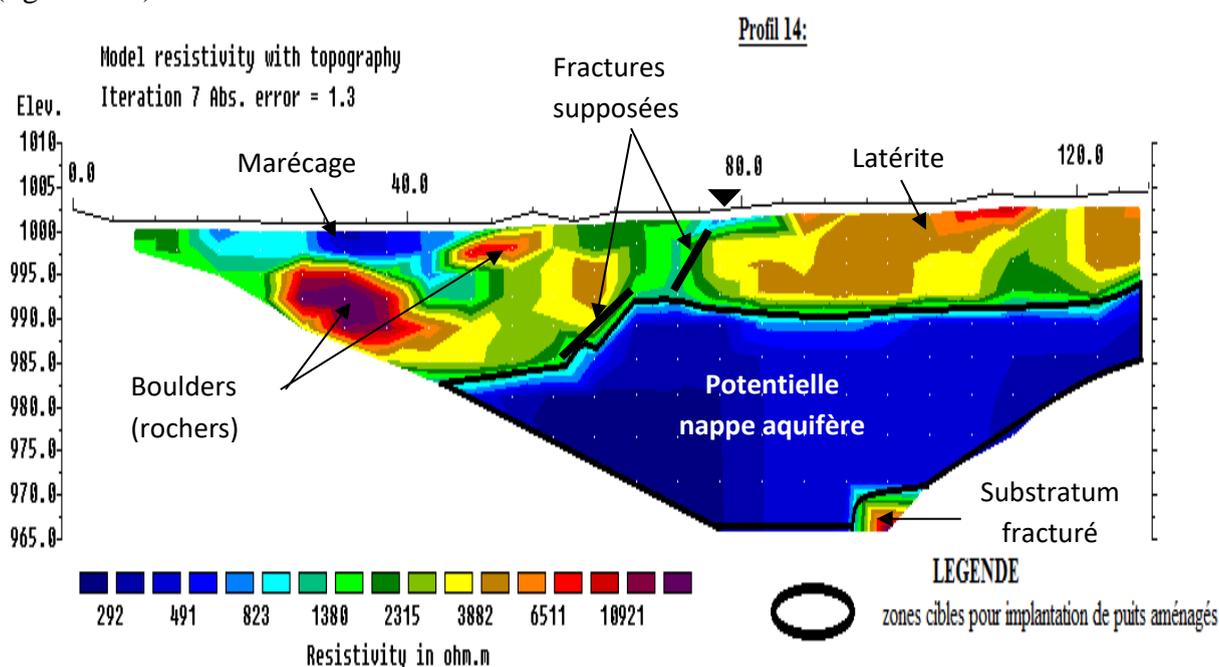


Figure 40. Pseudo-section du profil de l'hôpital Norvégien avec aquifère semi-confiné

➤ Profil L32

La pseudo-section ci-dessus (figure 41), de profondeur d'investigation égale à 33.8m, s'étend sur une longueur de 345m. Sur cette ligne de mesure, on observe trois types de formations :

- Celles dont les résistivités sont faibles ($Rho < 376\Omega.m$) ;
- Celles dont les résistivités sont moyennes ($376 < Rho < 1298\Omega.m$) ;
- Celles dont les résistivités sont élevées ($Rho > 1298\Omega.m$).

Les formations de faibles résistivités sont retrouvées sous forme d'anomalies dans les formations de résistivités moyennes. Les formations de fortes résistivités sont retrouvées en profondeur mais aussi en surface. L'analyse de la pseudo-section (figure 41) permet d'observer en surface une couche de fortes résistivités parsemée de couche de moyennes résistivités. Ce dernier se retrouve sur trois zones au début entre 15 et 75m, au centre de 145 à 205m et vers la fin de 230 à 305m avec une profondeur comprise entre 4m à 13m, et des zones qui s'étendent de façon continue de la surface vers la profondeur et situées à 65m et 165m formant un toit. Cette couche de hautes résistivités représente les formations latéritiques. La formation de résistivité moyenne s'étend sous forme d'anomalie dans les formations de fortes résistivités ayant une profondeur allant à plus 21m. Cette formation pourrait être associée à de l'arène de gneiss fraise et altérée.

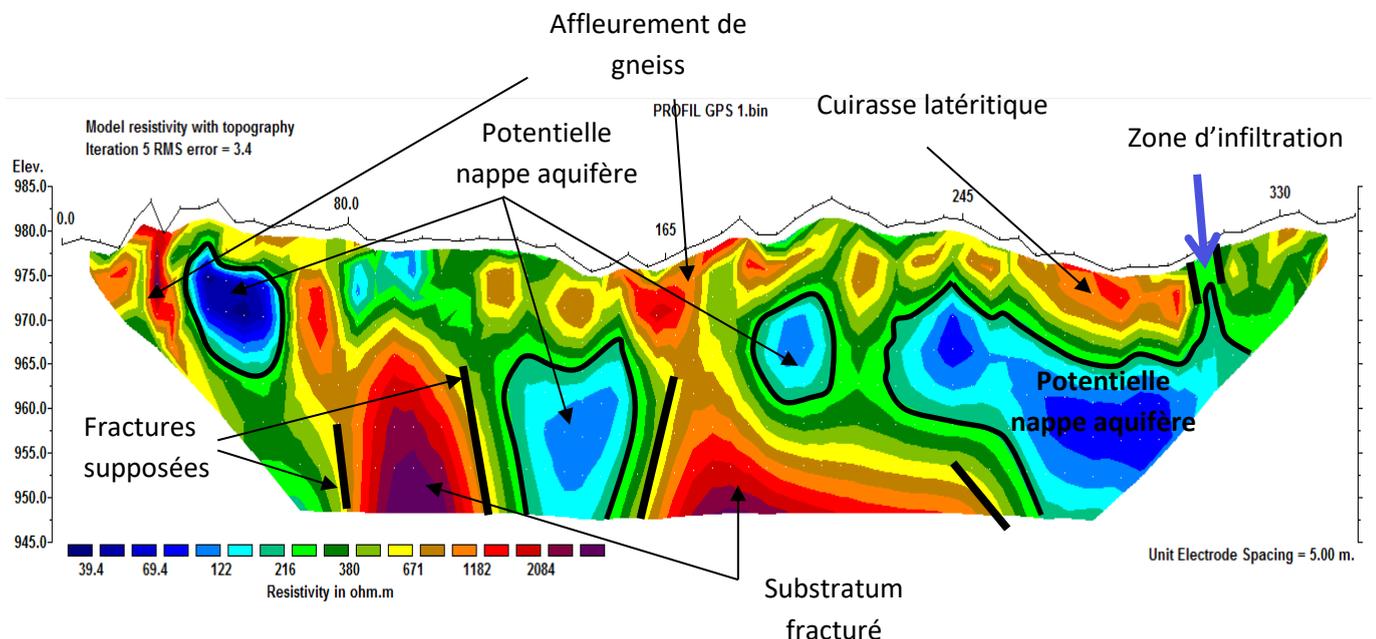


Figure 41. Modèle de résistivité inverse le long du profil 32 avec des aquifères confinés

La formation de résistivités faibles apparait conductrice. Ces zones de faibles résistivités dont la première est comprise latéralement entre 35m et 65m à une profondeur allant entre 6m et 13m. La deuxième est comprise entre 120 et 160m avec une profondeur allant à plus de 18m. La troisième est comprise entre 230 et 305m avec une profondeur allant à plus de 21m.

sième qui s'étend entre 240 et 330m avec une profondeur comprise entre 12m et 23m. Toutes ces zones sont environnées de forte résistivité et de couches imperméables. Ce qui suggère une zone d'aquifère captive. Trois fractures supposées ont été identifiées (figure 41).

3.2.2. Analyse des cartes d'iso résistivité

Les données de tomographie de résistivités électriques ont permis de réaliser les cartes d'iso résistivité à l'aide du logiciel Surfer software. Elles représentent des courbes d'égales valeurs de résistivité pour des tranches de terrains de profondeurs respectives de 2,85 m, 6,65 m, 10,45 m, 14,25 m, 18,05m, 21,85m, 25,65m et 31,35 m (figure 42). Elles permettent de mettre en évidence et de différencier les zones d'anomalies conductrices, favorables aux accidents tectoniques (failles, fractures, zones de cisaillement,...) à celles qui sont résistantes (Keary and Brooks, 1991; Chapellier, 2000; Burger et al, 2006 ; Tijani et al., 2009).

Les cartes d'iso résistivité montrent que la zone d'étude est constituée des formations très résistives dont la gamme de résistivités est supérieure à 4000 Ωm et peuvent être associées à de l'argile ou de la latérite ou des affleurements de la roche mère, des formations conductrices ayant des résistivités faibles ($< 400 \Omega\text{m}$) associées à de l'argile sableuse issue de l'altération poussée du socle granito-gneissique et enfin des formations de résistivités moyennes (400 - 4000 Ωm). En proche surface (2,85m à 14,25m), les formations conductrices sont majoritairement situées au nord-ouest et au centre de la zone étudiée. On observe un rétrécissement progressif de ces formations dans la partie nord-ouest où elles disparaissent totalement autour de 14,25m de profondeur. On remarque également leur apparition dans cette même partie de la zone à 21,85m de profondeur et leur étendue de plus en plus en profondeur. Cependant, elles gagnent en volume jusqu'à 31,35m de profondeur dans la partie nord. Sur la partie centre-est, ces formations sont présentes à toutes les profondeurs avec un allongement de direction nord-nord-est à sud-sud-est et un gain en volume. La densité des puits traditionnels dans cette partie de la zone pourrait nous amener à caractériser les formations conductrices qui la constituent d'aquifères semi-captifs à captifs.

En outre, on peut noter la présence des formations fortement résistives à toutes les profondeurs occupant l'extrême nord-ouest, le centre-ouest, le sud-ouest, l'est et le sud-est de la zone. Ces formations sont visibles en grandes parties aux profondeurs de 2,85m jusqu'à 18,05m, puis autour de 25,65m. On remarque une dislocation progressive de ces formations résistives dans la partie ouest où elles disparaissent à 21,85m de profondeur tandis que dans la partie est, on observe un étirement de ces formations jusqu'à 18,05m puis un changement d'allongement dans le sens nord-est à sud-ouest. La zone étudiée est également recouverte dans son ensemble par des formations moyennement résistives et qui pourraient être assimilées à des formations latéritiques ou cuirassées.

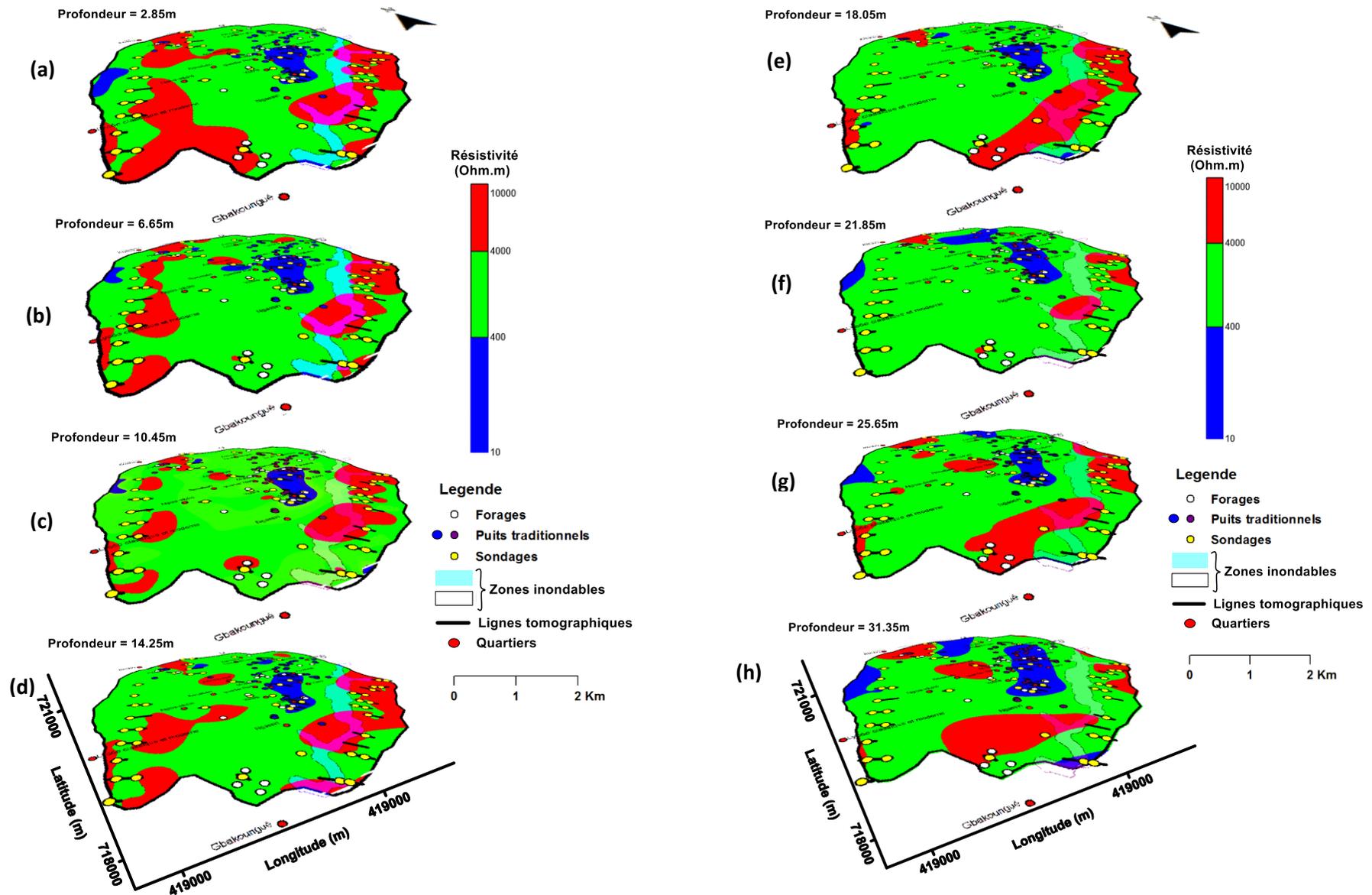


Figure 42. Coupe de la résistivité électrique montrant la distribution des couches à différentes profondeurs

Les cartes d'iso-résistivité se sont donc révélées très utiles pour déchiffrer les variations latérales et verticales de résistivités des différentes formations géologiques recouvrant la zone étudiée. Elles faciliteront la cartographie des zones aquifères ayant une bonne qualité des eaux souterraines et également leurs variations lithologiques. Les informations ainsi recueillies peuvent être utilisées pour développer tout modèle géologique proposé pour la zone d'étude.

3.2.3. Interprétation des sondages électriques verticaux.

L'objectif principal de l'interprétation des données de sondages électriques verticaux est de déterminer les résistivités et les épaisseurs réelles des couches successives situées sous les différentes stations à l'aide des courbes de données expérimentales. L'interprétation des données géologiques est utilisée pour traduire des valeurs quantitatives sous une image réaliste dans un contexte géologique bien connu (Gawad et al. 2018). Dans le cadre de cette étude, l'interprétation des données de résistivité géoélectrique est effectuée sur 52 courbes de sondages électriques verticaux et dont nous avons choisi illustrer quatre (figure 43).

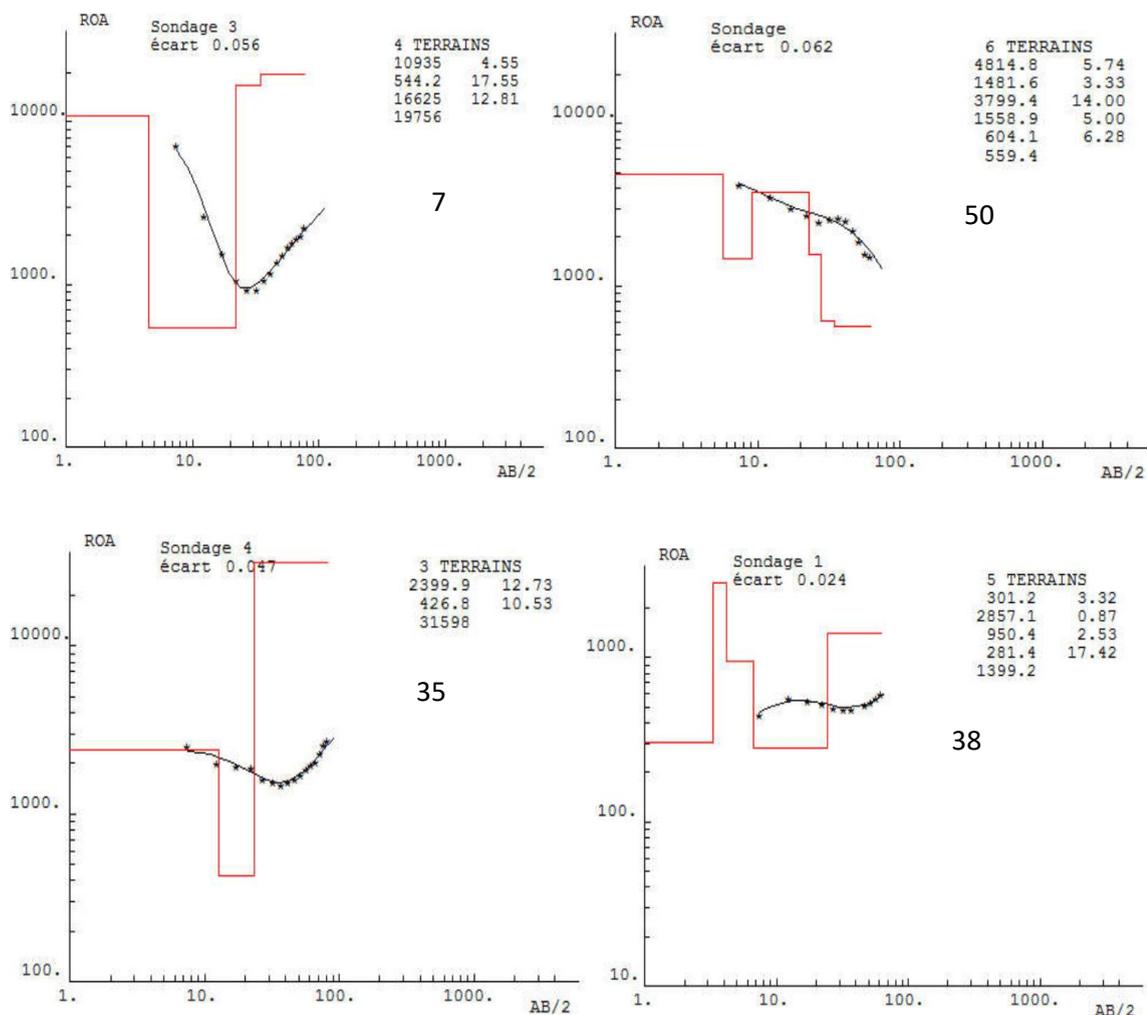


Figure 43. Inversion 1D des résistivités aux points de sondages 7, 35, 38 et 50.

Cela s'est fait via le logiciel Winsev 6.0 fourni par Geosoft Company et permettant à l'interpréteur de convertir les valeurs de $AB/2$ et ρ_a en un modèle multicouche. Il s'agit d'un programme de modélisation directe et inverse pour l'interprétation des données de sondage de résistivité en termes de modèle de terrain en couches (1D). Pour effectuer cette étape, les courbes de sondage sont entrées en tant que résistivité apparente par rapport à $(AB/2)$ pour la configuration de Schlumberger. L'interprétation des courbes de sondage électriques verticales a révélé l'existence de valeurs de résistivité relativement faibles et très élevées (de $433\Omega m$ à plus de $95\ 000\Omega m$). Quatre unités géoélectriques principales ont été révélées. Le tableau 8 présente les valeurs de résistivité réelle et les épaisseurs des couches. Les observations sur le terrain indiquent un sol couvert de cuirasse latéritique. À chacun de ces endroits, l'interprétation des courbes de sondages électriques verticaux a été corrélée entre elles et avec les informations géologiques obtenues à partir de forages existants dans la zone d'étude. Il résulte de la construction des sections transversales géoélectriques ceci :

- (1) La première unité géoélectrique se caractérise par une valeur de résistivité électrique relativement élevée, comprise entre $5\ 000\ \Omega m$ et plus de $12775\ \Omega m$. L'épaisseur de cette unité varie entre 2,1 m et 4,7 m, ce qui correspond à la surface latéritique. Cette unité disparaît vers la profondeur et n'existe que près de la surface.
- (2) La deuxième unité géoélectrique est caractérisée par deux zones (supérieure et inférieure), la zone supérieure est affectée par les eaux souterraines, les valeurs de résistivité électrique sont relativement intermédiaires entre $700\ \Omega m$ et $4000\ \Omega m$ et correspondent à une très légère poussée de granite altérant ou fracturant. La zone inférieure est à peine affectée par l'écoulement des eaux souterraines. Les valeurs de résistivité électrique sont relativement élevées, comprises entre $17000\ \Omega m$ et $25000\ \Omega m$. Cela correspond au granite altéré ; par conséquent, les valeurs de résistivité de cette unité augmentent avec la profondeur et son épaisseur totale est comprise entre 20 m et 27 m.
- (3) La troisième unité géoélectrique est caractérisée par une valeur de résistivité électrique relativement basse comprise entre $289\ \Omega m$ et augmentant avec la profondeur à $600\ \Omega m$. L'épaisseur de cette unité varie entre 3,8-10 m et entre 8-14 m, ce qui correspond à la formation sablo-argileuse. Cette unité est également divisée en deux zones : la zone superficielle correspondant à l'aquifère de surface et la zone profonde entourée de structures imperméables correspondant à l'aquifère profond observé.
- (4) La quatrième unité géoélectrique se caractérise par une valeur de résistivité électrique relativement élevée, comprise entre $15000\ \Omega m$ et plus de $95000\ \Omega m$, ce qui correspond à

une unité de granit saint. La surface inférieure de cette unité géologique n'est détectée sur aucun sondage.

Cette unité de très basse résistivité est l'argile sablonneux connu comme l'aquifère d'arène granitique corrélé à une partie de la nappe phréatique adjacente correspondante (obtenue à partir des forages d'eau existants) qui consiste en grès et en tant qu'unité aquifère.

3.2.4. Discussion des résultats de tomographies électriques et de sondages électriques

Les résultats de tomographies de résistivités électriques et de sondages électriques verticaux montrent que le profil d'altération des roches dans la zone étudiée se subdivise en 3 grands horizons distincts dans lesquels on rencontre les aquifères différents. Ce sont :

- Les cuirasses latéritiques qui peuvent ou non contenir de l'argile ou du sable. Elles peuvent être considérées comme terres végétales par endroit où elles ont des épaisseurs dépassant rarement 4,7 m. Dans les autres endroits, elles sont épaisses et peuvent atteindre jusqu'à 10 m de profondeur. Elles sont caractérisées par des valeurs de résistivité comprises entre 4000 Ωm et plus de 12775 Ωm .
- La couche fissurée intermédiaire entre le socle sain et les formations latéritiques est constituée de deux parties : (i) les altérites argilo-sableux forment dans la majorité des cas les aquifères d'altérites (libres ou superficiels). Sur les courbes de sondage, ces aquifères d'altérites peuvent avoir des épaisseurs variant entre 5,8-12,7 m, voir même plus dans d'autres parties de la zone. Ces aquifères sont caractérisés par une valeur de résistivité électrique relativement basse comprise entre 289 Ωm et augmentant avec la profondeur à 600 Ωm ; (ii) la partie fracturée du socle qui représente les aquifères fracturés et très fissurés. Ces aquifères constituent ce que Lachassagne & Wyns (2005) ont dénommé aquifères composites et dont les propriétés hydrogéophysiques sont optimales dans les secteurs où les 3 compartiments décrits sont présents et où ils combinent au mieux leurs propriétés hydrodynamiques. Ces auteurs supposent que du fait de l'inter connectivité entre les aquifères superficiels et les aquifères fracturés, leurs modalités d'alimentation peuvent être associées car c'est le couplage des altérites et le substratum fracturé qui forment les systèmes aquifères exploitables.
- Le socle sain qui se trouve à la base du profil d'altération. Les profils sont généralement recouverts de fines épaisseurs de sable latéritique sauf au niveau des crêtes où ils sont recouverts de cuirasse latéritique pouvant atteindre environ 8 m d'épaisseur.

Ce profil est en accord avec ceux proposés ces dernières années (Wyns et al., 2004 ; Dewandel et al., 2006 ; Courtois et al., 2009 ; Lachassagne et al., 2011 ; Koïta et al., 2013 ; Langman et al., 2015) et qui soutiennent que la conductivité hydraulique des aquifères de socle est due au processus d'altération et non à la fracturation tectonique et à la décompression lithostatique. De plus, dans les modèles géologiques obtenus à partir des classifications des valeurs des résistivités électriques, les fractures tectoniques ne sont pas visibles. Il apparaît donc peu probable d'identifier des linéaments qui sont des représentations en surface des fractures tectoniques surtout lorsque l'épaisseur d'altération est importante. Bien que plusieurs auteurs aient décrit ou caractérisé la structure supposée des aquifères de roche dure et déclaré que leur fracturation est d'origine tectonique (Faillat & Blavoux, 1989 ; Wright & Burgess, 1992 ; Savadogo et al., 1997 ; Razack & Lasm, 2006), ils n'ont pas démontré cette hypothèse (Lachassagne et al., 2011). Lachassagne et al., (2011) ont déclaré que la fracturation tectonique ne peut pas être évoquée en tant que concept génétique pour expliquer l'origine des fissures secondaires/fractures dans les roches de socle car dans des zones tectoniquement stables tels que la plupart des zones de socle dans le monde : (i) l'apparition des fractures tectoniques est très rare à la fois dans le temps et l'espace ; (ii) une fracture tectonique est une structure complexe qui est loin d'être systématiquement perméable ; (iii) les fractures tectoniques ne touchent pas les derniers kilomètres sous la surface du sol à la profondeur moyenne d'un forage d'eau ; (iv) les fractures tectoniques sont anciennes et donc scellées. Les arguments énumérés ci-dessus montrent que les fractures tectoniques sont situées à plusieurs kilomètres dans le sous-sol et ne peuvent pas être captées par les forages standards dont les profondeurs maximales se situent autour d'une centaine de mètre.

En conséquence, une attention particulière a été accordée à la couche fissurée car elle assure la fonction transmissive des aquifères de socle et est captée dans la plupart des forages (Courtois et al., 2009). C'est ainsi qu'à partir de cette étude, l'on peut comprendre que les aquifères d'altérites et fracturés offrent des ressources en eaux pas en grande quantité et inégalement réparties mais assez largement réparties dans la zone étudiée. Ce sont les eaux de ces aquifères d'altérites que la population de la localité de Méiganga arrive à capter avec des puits traditionnels car ceux-ci dépassent rarement les 14m de profondeur. A certains endroits, nous avons rencontré des puits dont les nappes superficielles étaient à quelques mètres de la surface du sol. Nous avons pensé que ces aquifères peuvent être dus aux nombreux espaces interstitiels entre les particules de roches qui, quand ils communiquent, permettent à l'eau de circuler à travers la roche. Selon Yao (1986) et Sombo (2012) les stocks d'eau de ces réservoirs dépendent de leur volume, de la perméabilité des horizons superposés qui contrôlent l'infiltration et du niveau piézométrique des altérites. Elles constituent ainsi le premier réservoir contenant généralement une nappe libre plus

accessible au monde paysan. Nous avons également remarqué que, la présence d'une nappe à plus de 18m est influencé par les fractures affectant le socle granito-gneissique.

3.3. Estimation des paramètres de Dar-Zarrouk à partir des sondages électriques

Caractériser les aquifères, c'est délimiter leur profondeur, leur étendue latérale, estimer leur capacité de protection ainsi qu'évaluer leur capacité de recharge. Elle s'est faite par la détermination des paramètres dits de Dar-Zarrouk que sont : la conductance longitudinale (C), la résistance transversale (R), la résistivité transversale (ρ_t), la résistivité longitudinale (ρ_l), la résistivité quadratique moyenne (ρ_m) et l'anisotropie électrique (λ). Ces paramètres ont été générés pour l'ensemble des 52 sondages verticaux et sont résumés dans les tableaux 8 et 9. Dans le présent travail, la variabilité spatiale de ces paramètres des aquifères ont été déterminés en utilisant la technique de krigeage, qui est une méthode stochastique linéaire utilisant des schémas d'ajustement de modèle semi-variogramme, de manière à estimer les valeurs à des sites inconnus à partir des valeurs connues des autres sites (Das et al., 2016). Cette variabilité spatiale aidera à délimiter les masses d'eau douce, envisager l'effet dans le cas échéant, de l'intrusion d'eau saline pouvant provenir des pollutions surfaciques agricoles ou ménagères et aussi à la délimiter les zones potentielles d'eaux souterraines.

3.3.1. Analyse de la conductance longitudinale

La valeur de la conductance longitudinale (C) se situe entre 0,003 et 0,429 Siemens dans la zone d'étude (figure 44), ce qui aide à différencier les changements dans l'épaisseur totale des matériaux à faible résistivité (Galini, 1979). Ce paramètre révèle la disparité du sous-sol topographique hautement résistif, ce qui implique que des valeurs de C élevées indiquent un sous-sol plus profond et vice versa. De plus, si la séquence géologique et le mort-terrain argileux sont modérément épais, une conductance longitudinale élevée suggère une meilleure capacité de protection des aquifères (Oladapo & Akintorinwa, 2007). La conductance longitudinale (C) renseigne sur la variation de la topographie du socle saint très résistif en tant que profondeur du sous-sol se rapportant à C (Ayolabi et al., 2010). Il a également été constaté que dans une zone où les environnements géo électriques sont uniformes, la résistivité ne variera pas beaucoup et donc, C sera proportionnel à H , ce qui signifie que de grandes valeurs de C indiquent un sous-sol plus profond et vice versa (Murali & Patangay, 2006). Des valeurs de C faibles de l'ordre de 0,003 à 0,246 Siemens sont réparties uniformément dans les parties nord-ouest et sud -est de la zone d'étude, englobant les stations de sondages 1-12, 16, 20, 21, 30-37, 45-47. Dans les parties nord, et centre-sud de la zone d'étude, des valeurs de C élevées (0,307 à 0,429 Siemens) sont observées couvrant les stations de sondages 13-15, 17-19, 22-29, 38-44, 48-52. L'analyse Géochimique des

eaux souterraines extrait des rapports d'implantation de certains forages de la zone d'étude a indiqué que la conductivité électrique (CE) variait entre 36 et 213 $\mu\text{S} / \text{cm}$ (moyenne = 89.7 $\mu\text{S} / \text{cm}$). La valeur des solides totaux dissous (STD) enregistré variait également entre 25.6 et 136.32 mg/l. Ces valeurs sont en deçà des normes OMS fixée. Cependant l'enrichissement en nutriments dû aux engrais et à l'intrusion d'eau saline dû à la proximité du fleuve Yoyo pourrait améliorer le STD et, à son tour, augmenter la CE dans cette partie de la zone d'étude. Il est évident d'après la figure 59 qu'il y a une nette démarcation entre les régions d'eau salée contaminée par les pollutions agricoles et ménagères et les régions d'eau douce. Le motif de contour et les limites sont distinctes, claires et ne présentent aucun caractère qui se chevauchent. En raison de la profondeur limitée des investigations, la plupart des sondages se terminent dans des zones d'eau douce. Par conséquent, l'anomalie de l'eau douce se reflète dans les valeurs de la conductivité longitudinale C. À partir des motifs des contours, il devient facile de différencier la région des aquifères libres (région d'eau salée) de celle des aquifères profonds (régions d'eau douce).

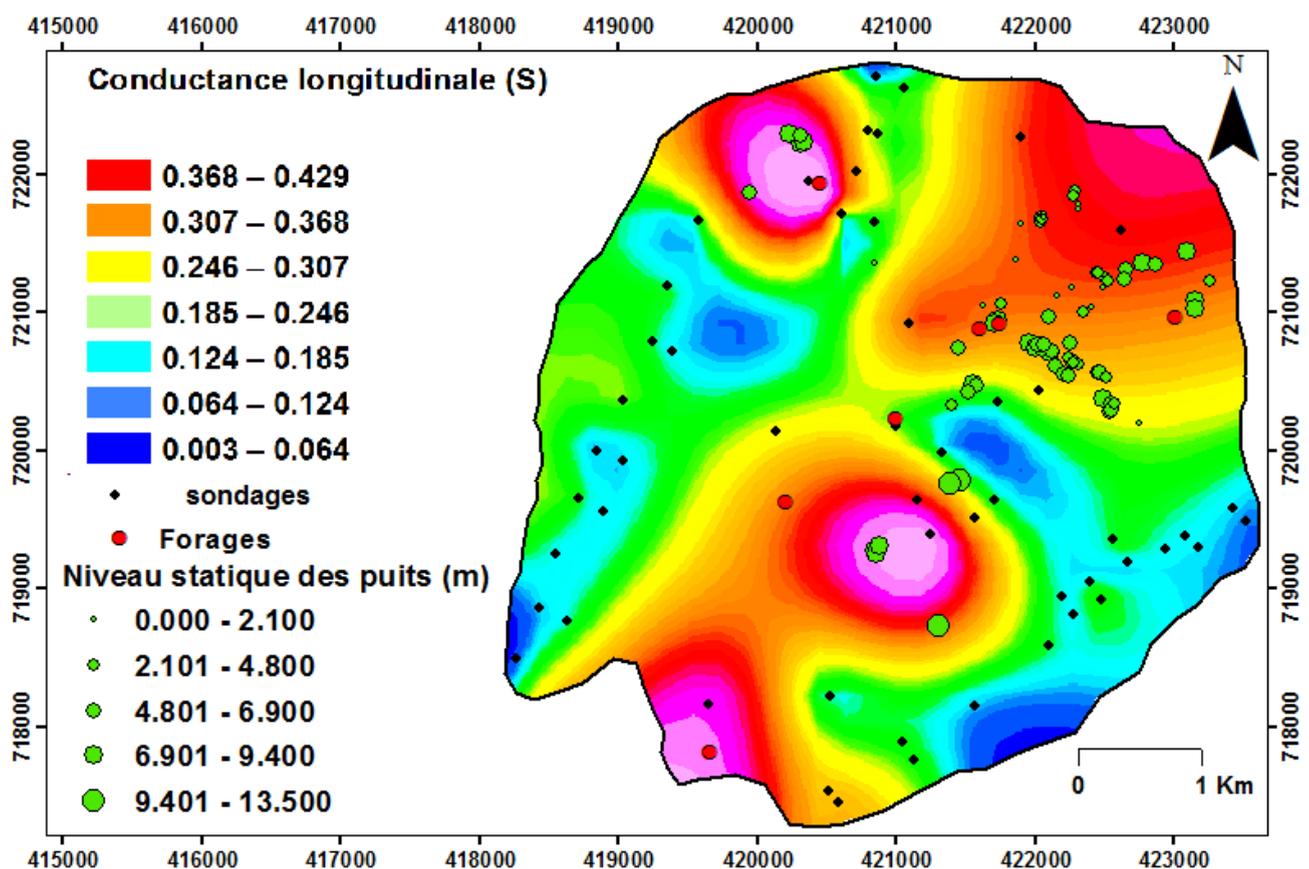


Figure 44. Répartition spatiale de la conductance longitudinale.

3.3.2. Analyse de la résistance transversale

La valeur de la résistance transversale (R) varie d'un minimum de 2100 Ωm^2 à un maximum de 270000 Ωm^2 dans toute la zone d'étude (figure 45). Des valeurs de R plus élevées sont

associées à des zones de haute transmissivité et donc très perméables au mouvement des fluides. Le taux d'infiltration est élevé dans ces zones où le processus de recharge des eaux souterraines se produit et le potentiel des eaux souterraines est bon dans ces zones (Ugwuanyi, et al., 2015). La carte de résistance transversale donne une image claire des régions des aquifères libres et captifs. Dans le présent scénario, les aquifères libres classent leur présence en atteignant des valeurs de R comprises entre 2100 et 36000 Ωm^2 dans les parties nord-est et centre de la zone d'étude. De faibles valeurs de R sont également observées vers le sud et une infime partie à l'ouest. Les grandes valeurs de la résistance transversale $> 55000 \Omega\text{m}^2$ sont observées au nord, nord-ouest, sud-ouest, centre-est et sud-est de la zone d'étude ce qui indique une transmissivité élevée et un taux élevé d'infiltration. Les faibles valeurs de la résistance transversale observées indiquent un flux vertical d'eau restreint dans ces zones en raison de la présence d'une formation d'argile. Les couches se trouvant au-dessus et en-dessous de cette formation argileuse contribuent à donner une direction horizontale à l'écoulement d'eau dans le réservoir. Une augmentation de la résistance transversale est directement liée à l'augmentation du pourcentage des aquifères (Singh et al., 1970). Aux points de sondages 7-9, 14, 20, 30, 48, 50, 52 la résistance transversale est élevée et présente un pourcentage plus élevé d'aquifères dans lequel le potentiel en eau souterraine est bon dans ces zones.

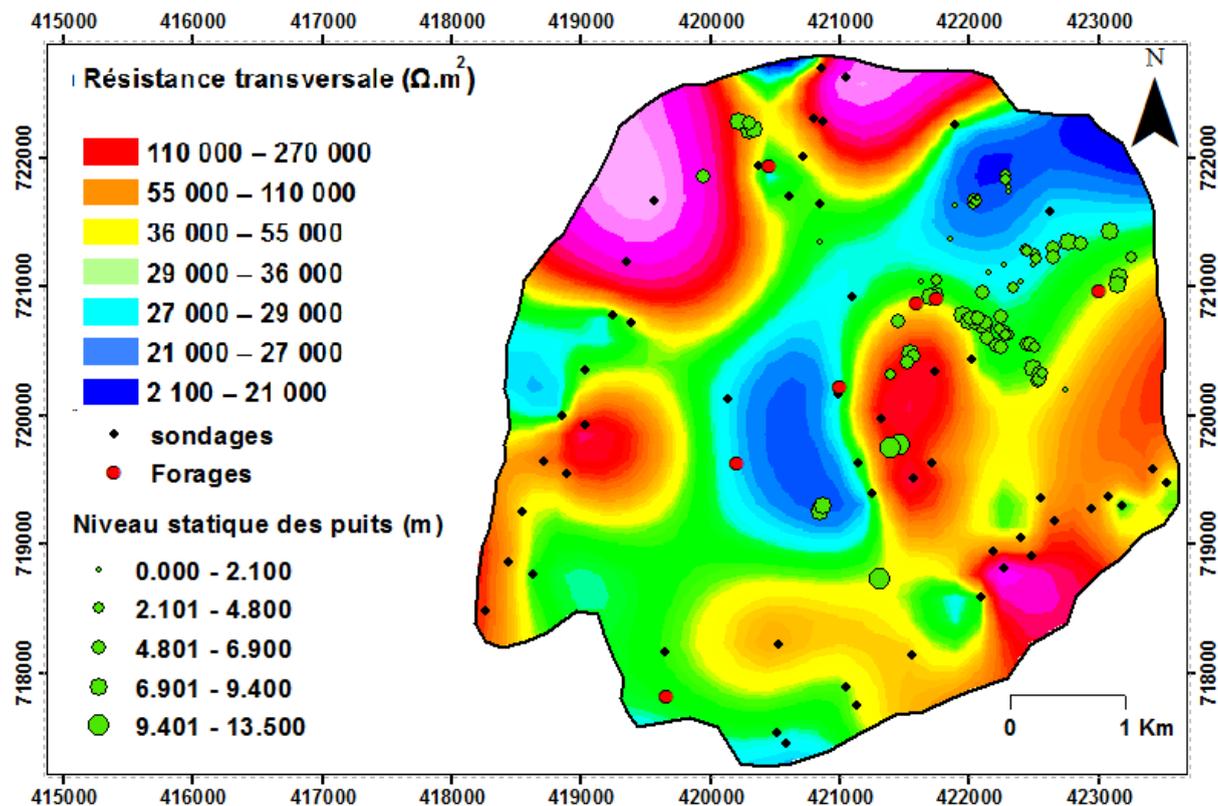


Figure 45. Répartition spatiale de la résistance transversale.

Tableau 8. Résumé des paramètres de Dar-Zarrouck estimés des modèles inverses des paramètres de résistivité électrique.

S. N°.	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	ρ_6	h1	h2	h3	h4	h5	First Layer		Second Layer		Third Layer		Fourth Layer		Fifth Layer	
												C	R	C	R	C	R	C	R	C	R
												(S)	(Ωm^2)	(S)	(Ωm^2)	(S)	(Ωm^2)	(S)	(Ωm^2)	(S)	(Ωm^2)
01	3608.9	5551	537.7	1777.6	-	-	5.28	0.95	6.61	-	-	1.5E-03	1.9E+04	1.7E-04	5.3E+03	1.2E-02	3.6E+03	-	-	-	-
02	3777.7	2463.6	347.6	918.5	-	-	3.62	3.33	10.88	-	-	9.6E-04	1.4E+04	1.4E-03	8.2E+03	3.1E-02	3.8E+03	-	-	-	-
03	5041.9	1299.7	149.3	3174.9	-	-	7.09	3.37	8.33	-	-	1.4E-03	3.6E+04	2.6E-03	4.4E+03	5.6E-02	1.2E+03	-	-	-	-
04	3854.5	3203.4	583.3	8007.2	-	-	13.08	2.52	15.49	-	-	3.4E-03	5.0E+04	7.9E-04	8.1E+03	2.7E-02	9.0E+03	-	-	-	-
05	6320.6	4620.3	886.8	980.1	-	-	4.43	6.22	22.92	-	-	7.0E-04	2.8E+04	1.3E-03	2.9E+04	2.6E-02	2.0E+04	-	-	-	-
06	5918.3	1406.5	9812.8	-	-	-	4.95	2.57	-	-	-	8.4E-04	2.9E+04	1.8E-03	3.6E+03	-	-	-	-	-	-
07	10935	544.2	16625	19.756	-	-	4.55	17.55	12.81	-	-	4.2E-04	5.0E+04	3.2E-02	9.6E+03	7.7E-04	2.1E+05	-	-	-	-
08	712.1	17018	29626	-	-	-	12	14.96	-	-	-	1.7E-02	8.5E+03	8.8E-04	2.5E+05	-	-	-	-	-	-
09	600	13200	46671	-	-	-	14.44	11.27	-	-	-	2.4E-02	8.7E+03	8.5E-04	1.5E+05	-	-	-	-	-	-
10	1151.9	641.2	12742	-	-	-	3.89	11.88	-	-	-	3.4E-03	4.5E+03	1.9E-02	7.6E+03	-	-	-	-	-	-
11	7185.4	659	36955	-	-	-	3.09	7.78	-	-	-	4.3E-04	2.2E+04	1.2E-02	5.1E+03	-	-	-	-	-	-
12	7220.9	416.6	9856.5	-	-	-	3.52	16.77	-	-	-	4.9E-04	2.5E+04	4.0E-02	7.0E+03	-	-	-	-	-	-
13	2037.6	526.1	103834	-	-	-	2.79	1.85	-	-	-	1.4E-03	5.7E+03	3.5E-03	9.7E+02	-	-	-	-	-	-
14	778.4	5279.6	30756	-	-	-	4.23	22.28	-	-	-	5.4E-03	3.3E+03	4.2E-03	1.2E+05	-	-	-	-	-	-
15	7356.5	1336.7	8634.3	-	-	-	4.65	13.71	-	-	-	6.3E-04	3.4E+04	1.0E-02	1.8E+04	-	-	-	-	-	-
16	10831	360.3	3754.7	-	-	-	5.55	10.83	-	-	-	5.1E-04	6.0E+04	3.0E-02	3.9E+03	-	-	-	-	-	-
17	5080.7	637.4	18736	-	-	-	5.5	7.44	-	-	-	1.1E-03	2.8E+04	1.2E-02	4.7E+03	-	-	-	-	-	-
18	7495.7	549	5621.4	-	-	-	6.34	6.81	-	-	-	8.5E-04	4.8E+04	1.2E-02	3.7E+03	-	-	-	-	-	-
19	2998.1	732.8	21582	-	-	-	4.84	11.21	-	-	-	1.6E-03	1.5E+04	1.5E-02	8.2E+03	-	-	-	-	-	-
20	5582.3	2461	3097	44942	-	-	5	9.06	14.7	-	-	9.0E-04	2.8E+04	3.7E-03	2.2E+04	4.7E-03	4.6E+04	-	-	-	-
21	6776	2242	35957	-	-	-	4.5	25	-	-	-	6.6E-04	3.0E+04	1.1E-02	5.6E+04	-	-	-	-	-	-
22	8132	1338	12162	-	-	-	2.5	7.5	-	-	-	3.1E-04	2.0E+04	5.6E-03	1.0E+04	-	-	-	-	-	-
23	8338.1	1489.4	5804.8	-	-	-	4.26	27.08	-	-	-	5.1E-04	3.6E+04	1.8E-02	4.0E+04	-	-	-	-	-	-
24	2475.2	1039.2	7401.3	-	-	-	4.95	11.24	-	-	-	2.0E-03	1.2E+04	1.1E-02	1.2E+04	-	-	-	-	-	-
25	2097.8	1023.9	6984.6	-	-	-	11.15	5.76	-	-	-	5.3E-03	2.3E+04	5.6E-03	5.9E+03	-	-	-	-	-	-
26	6574.8	2541.2	11733	-	-	-	4.63	16.26	-	-	-	7.0E-04	3.0E+04	6.4E-03	4.1E+04	-	-	-	-	-	-
27	4230.6	837.7	3542	-	-	-	4.63	27.13	-	-	-	1.1E-03	2.0E+04	3.2E-02	2.3E+04	-	-	-	-	-	-

28	6236.7	756.7	10959	-	-	-	6.44	27.5	-	-	-	1.0E-03	4.0E+04	3.6E-02	2.1E+04	-	-	-	-	-	-
29	2826.7	934.6	36113	-	-	-	7.68	7.51	-	-	-	2.7E-03	2.2E+04	8.0E-03	7.0E+03	-	-	-	-	-	-
30	1594.7	28480	65978	-	-	-	20.69	6	-	-	-	1.3E-02	3.3E+04	2.1E-04	1.7E+05	-	-	-	-	-	-
31	3096	977.3	7142.6	-	-	-	3.42	13.26	-	-	-	1.1E-03	1.1E+04	1.4E-02	1.3E+04	-	-	-	-	-	-
32	2862.2	745.4	15367	-	-	-	3.17	16.56	-	-	-	1.1E-03	9.1E+03	2.2E-02	1.2E+04	-	-	-	-	-	-
33	2474.1	1902.2	16912	-	-	-	15.69	3.22	-	-	-	6.3E-03	3.9E+04	1.7E-03	6.1E+03	-	-	-	-	-	-
34	2499.4	735.8	82089	-	-	-	5.4	17.9	-	-	-	2.2E-03	1.3E+04	2.4E-02	1.3E+04	-	-	-	-	-	-
35	2399.9	426.6	31598	-	-	-	12.73	10.53	-	-	-	5.3E-03	3.1E+04	2.5E-02	4.5E+03	-	-	-	-	-	-
36	3161.3	5439.2	7721	2169.5	481.4	745.6	6.16	1.57	1.96	2.47	3.1	1.9E-03	1.9E+04	2.9E-04	8.5E+03	2.5E-04	1.5E+04	1.1E-03	5.4E+03	6.4E-03	1.5E+03
37	319	967.4	179.6	533.8	1387.5	-	3.56	4.21	5.23	15	-	1.1E-02	1.1E+03	4.4E-03	4.1E+03	2.9E-02	9.4E+02	2.8E-02	8.0E+03	-	-
38	301.2	2857.1	950.4	281.4	1399.2	-	3.32	0.87	2.53	17.42	-	1.1E-02	1.0E+03	3.0E-04	2.5E+03	2.7E-03	2.4E+03	6.2E-02	4.9E+03	-	-
39	452.5	1888	298.6	142.5	388.6	1665.1	5.06	2.3	11.62	8.92	12.72	1.1E-02	2.3E+03	1.2E-03	4.3E+03	3.9E-02	3.5E+03	6.3E-02	1.3E+03	3.3E-02	4.9E+03
40	819.5	337	70.15	282.5	-	-	5.44	2.29	1.51	-	-	6.6E-03	4.5E+03	6.8E-03	7.7E+02	2.2E-02	1.1E+02	-	-	-	-
41	489.1	272.4	186.5	-	-	-	5.35	10.84	-	-	-	1.1E-02	2.6E+03	4.0E-02	3.0E+03	-	-	-	-	-	-
42	536.6	51.81	439.9	4396.8	-	-	4.92	4.06	52.42	-	-	9.2E-03	2.6E+03	7.8E-02	2.1E+02	1.2E-01	2.3E+04	-	-	-	-
43	273	1151.7	288.7	106.4	439.5	-	5.25	2.52	1.65	12.37	-	1.9E-02	1.4E+03	2.2E-03	2.9E+03	5.7E-03	4.8E+02	1.2E-01	1.3E+03	-	-
44	364.9	708.6	283.9	133.7	446.4	387.7	7.27	3.75	2.51	3.07	29.1	2.0E-02	2.7E+03	5.3E-03	2.7E+03	8.8E-03	7.1E+02	2.3E-02	4.1E+02	6.5E-02	1.3E+04
45	1223.5	313.3	167.6	114.6	284.3	-	5.57	5.97	3.19	9.24	-	4.6E-03	6.8E+03	1.9E-02	1.9E+03	1.9E-02	5.3E+02	8.1E-02	1.1E+03	-	-
46	144.5	70.38	493.6	-	-	-	4.94	27.79	-	-	-	3.4E-02	7.1E+02	3.9E-01	2.0E+03	-	-	-	-	-	-
47	145.8	64.01	924.1	-	-	-	7.21	15.66	-	-	-	4.9E-02	1.1E+03	2.4E-01	1.0E+03	-	-	-	-	-	-
48	6216	281.6	3865.4	337.1	-	-	6.14	15.27	17.91	-	-	9.9E-04	3.8E+04	5.4E-02	4.3E+03	4.6E-03	6.9E+04	-	-	-	-
49	5989.9	554.9	1959.3	9060.9	-	-	6.52	10.56	8.59	-	-	1.1E-03	3.9E+04	1.9E-02	5.9E+03	4.4E-03	1.7E+04	-	-	-	-
50	4814.8	1481.6	3799.4	1558.9	604.1	559.4	5.74	3.33	14	5	6.28	1.2E-03	2.8E+04	2.2E-03	4.9E+03	3.7E-03	5.3E+04	3.2E-03	7.8E+03	1.0E-02	3.8E+03
51	3023	517	10311	-	-	-	4.15	29.26	-	-	-	1.4E-03	1.3E+04	5.7E-02	1.5E+04	-	-	-	-	-	-
52	525.6	5421.4	10211	3149.4	-	-	7.68	3.19	7.27	-	-	1.5E-02	4.0E+03	5.9E-04	1.7E+04	7.1E-04	7.4E+04	-	-	-	-

Tableau 9. Paramètres de Dar-Zarrouck des aquifères.

S. No.	C total (S)	R total Ωm^2	H total (m)	ρ_t Ωm	ρ_L Ωm	λ	Rc	Fc
1	0.0139	27882.64	12.84	2171.55	921.93	1.53	0.54	3.31
2	0.0336	25660.95	17.83	1439.20	530.49	1.65	0.45	2.64
3	0.0598	41370.73	18.79	2201.74	314.25	2.65	0.91	21.27
4	0.0307	67524.75	31.09	2171.91	1011.52	1.47	0.86	13.73
5	0.0279	77063.98	33.57	2295.62	1203.53	1.38	0.05	1.11
6	0.0027	32910.29	7.52	4376.37	2823.23	1.25	0.75	6.98
7	0.0334	272271.21	34.91	7799.23	1044.09	2.73	0.94	30.55
8	0.0177	263134.48	26.96	9760.18	1520.53	2.53	0.92	23.90
9	0.0249	157428.00	25.71	6123.22	1031.68	2.44	0.91	22.00
10	0.0219	12098.35	15.77	767.17	719.93	1.03	0.90	19.87
11	0.0122	27329.91	10.87	2514.25	888.38	1.68	0.96	56.08
12	0.0407	32403.95	20.29	1597.04	498.01	1.79	0.92	23.66
13	0.0049	6658.19	4.64	1434.95	949.71	1.23	0.99	197.37
14	0.0097	120922.12	26.51	4561.38	2745.94	1.29	0.74	5.83
15	0.0109	52533.88	18.36	2861.32	1686.15	1.30	0.73	6.46
16	0.0306	64014.10	16.38	3908.06	535.81	2.70	0.82	10.42
17	0.0128	32686.11	12.94	2525.97	1014.51	1.58	0.93	29.39
18	0.0133	51261.43	13.15	3898.21	992.44	1.98	0.82	10.24
19	0.0169	22725.49	16.05	1415.92	949.04	1.22	0.93	29.45
20	0.0093	95734.06	28.76	3328.72	3084.63	1.04	0.11	1.26
21	0.0118	86542.00	29.50	2933.63	2496.85	1.08	0.88	16.04
22	0.0059	30365.00	10.00	3036.50	1691.24	1.34	0.80	9.09
23	0.0187	75853.26	31.34	2420.33	1676.59	1.20	0.59	3.90
24	0.0128	23932.85	16.19	1478.25	1263.28	1.08	0.75	7.12
25	0.0109	29288.13	16.91	1732.00	1545.61	1.06	0.74	6.82
26	0.0071	71761.24	20.89	3435.20	2941.11	1.08	0.64	4.62
27	0.0335	42314.48	31.76	1332.32	948.61	1.19	0.62	4.23
28	0.0374	60973.60	33.94	1796.51	908.10	1.41	0.87	14.48
29	0.0108	28727.90	15.19	1891.24	1412.70	1.16	0.95	38.64
30	0.0132	203874.34	26.69	7638.60	2024.29	1.94	0.89	17.86
31	0.0147	23547.32	16.68	1411.71	1136.81	1.11	0.76	7.31
32	0.0233	21417.00	19.73	1085.50	845.92	1.13	0.91	20.62
33	0.0080	44943.71	18.91	2376.72	2353.61	1.00	0.80	8.89
34	0.0265	26667.58	23.30	1144.53	879.65	1.14	0.98	111.56
35	0.0300	35042.83	23.26	1506.57	775.65	1.39	0.97	74.07
36	0.0101	49997.32	15.26	3276.36	1515.52	1.47	0.22	1.55
37	0.0727	14154.70	28.00	505.53	384.97	1.15	0.50	2.97
38	0.0759	10792.16	24.14	447.07	318.08	1.19	0.67	4.97
39	0.1466	16315.87	40.62	401.67	277.00	1.20	0.46	2.73
40	0.0350	5335.74	9.24	577.46	264.31	1.48	0.60	4.03
41	0.0507	5569.50	16.19	344.01	319.12	1.04	-0.19	0.68
42	0.2067	25909.98	61.40	421.99	297.06	1.19	0.79	8.49
43	0.1434	6128.06	21.79	281.23	151.96	1.36	0.61	4.13
44	0.1222	19423.36	45.70	425.02	373.96	1.07	0.54	3.34
45	0.1233	10278.84	23.97	428.82	194.45	1.49	0.43	2.48
46	0.4290	2669.69	32.73	81.57	76.29	1.03	0.75	7.01
47	0.2941	2053.61	22.87	89.80	77.76	1.07	0.87	14.44
48	0.0598	111695.59	39.32	2840.68	657.01	2.08	0.86	13.73
49	0.0245	61744.28	25.67	2405.31	1047.62	1.52	0.56	3.53
50	0.0207	97350.53	34.35	2834.08	1657.22	1.31	-0.04	0.93
51	0.0580	27672.87	33.41	828.28	576.35	1.20	0.90	19.94
52	0.0159	95564.84	18.14	5268.18	1140.00	2.15	0.82	10.31

C : conductance longitudinale ; R : résistance transversale ; H : épaisseur totale ; ρ_t : résistivité transversale ; ρ_L : résistivité longitudinale ; λ : coefficient d'anisotropie ; Rc : coefficient de réflexion ; Fc : contraste de résistivité

3.3.3. Analyse des épaisseurs des aquifères

L'épaisseur de la couche aquifère (figure 46) dans la zone d'étude varie de 1,51 à 29,26 m. Les zones d'une épaisseur de 1,51 à 9,44 m sont considérées comme présentant un très faible potentiel en eau souterraine et occupent les parties extrême-nord, extrême-sud, centre et une petite fermeture des parties sud-ouest et sud-est. Les zones où l'épaisseur de l'aquifère est comprise entre 11,96 - 15,67 m et 15,67 - 24,20 m sont considérées comme ayant un potentiel en eau souterraine faible et modéré et occupent les parties sud-ouest, sud, centre-est, nord et nord-ouest. Les zones où l'épaisseur de l'aquifère est au-dessus de 24,20 m sont classées comme étant des zones à fort potentiel d'eaux souterraines et occupent la partie nord-ouest, nord-est et sud-est de la zone étudiée.

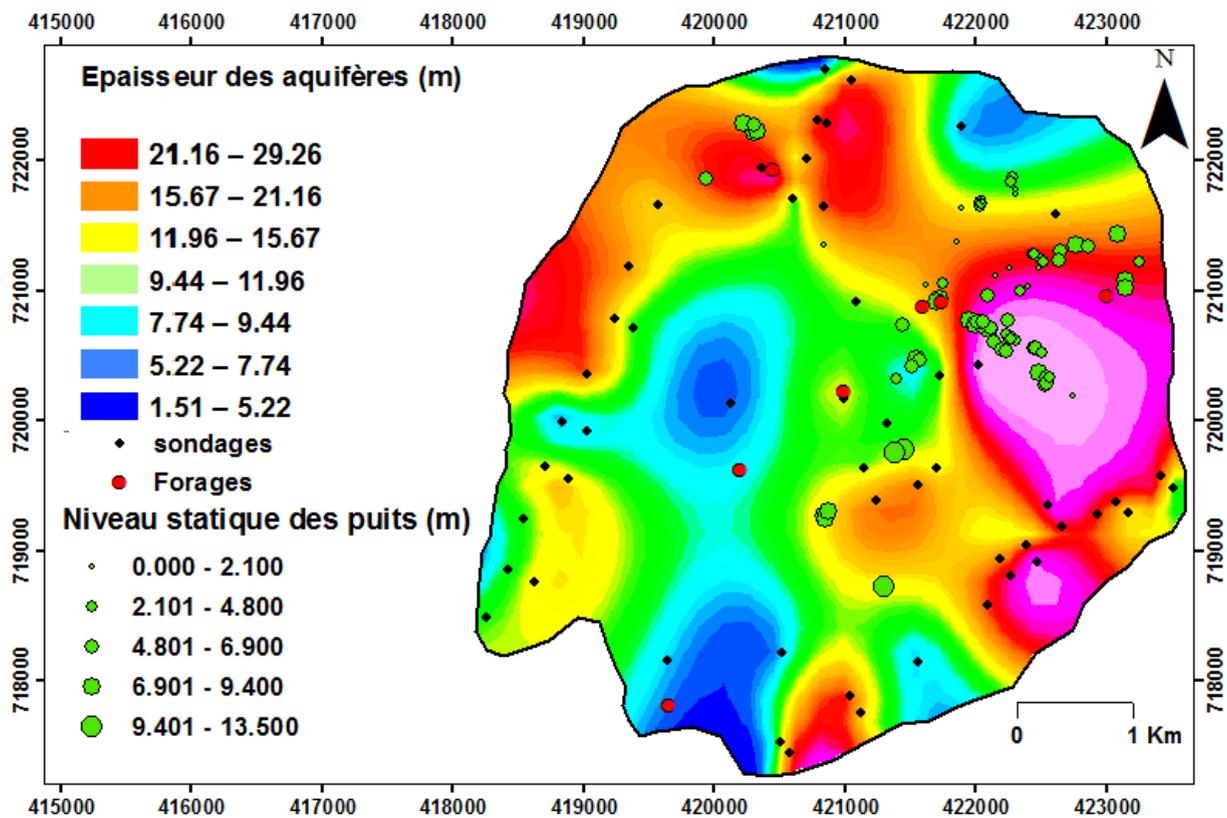


Figure 46. Répartition spatiale d'épaisseur des aquifères.

3.3.4. Analyse de la résistivité des aquifères

La carte de résistivité de la couche aquifère de la zone d'étude (figure 47) montre la variation de la résistivité des couches aquifères à travers la zone d'étude. La résistivité de ces couches aquifères fluctue entre 52 et 2500 Ω m. Étant donné que les eaux souterraines s'écoulent dans l'aquifère depuis une résistivité plus élevée vers des zones de résistivité plus faible, cela signifie que dans les zones où les aquifères présentent des valeurs de résistivité plus faibles, seront plus

saturées. L'observation minutieuse de la carte de résistivité indique la présence d'une zone de faible résistivité comprise entre 52-490 Ωm reflétant ainsi la direction de l'écoulement des eaux souterraines, de l'extrême nord-est à l'extrême sud-ouest de la zone d'étude avec les zones de recharge concentrées au nord-ouest, sud-ouest et sud-est. Les résultats de l'étude montrent aussi que ce faible gradient décroissant de la résistivité peut être dû à la nature de plus en plus argileuse du niveau de résistance et des dépôts sus-jacents. L'épaisseur du mort-terrain est une considération hydrogéologique importante dans le développement des eaux souterraines dans le sous-sol, car l'eau pénètre dans la zone saturée par le mort-terrain (Takounjou-Fouépé, et al., 2009). Elle est d'environ 15,67 à 29,26m dans les parties suscitées. Cette carte montre également que les valeurs réelles de résistivité augmentent autour de la partie nord-ouest, sud-ouest, nord-est et sud-est de la zone d'étude.

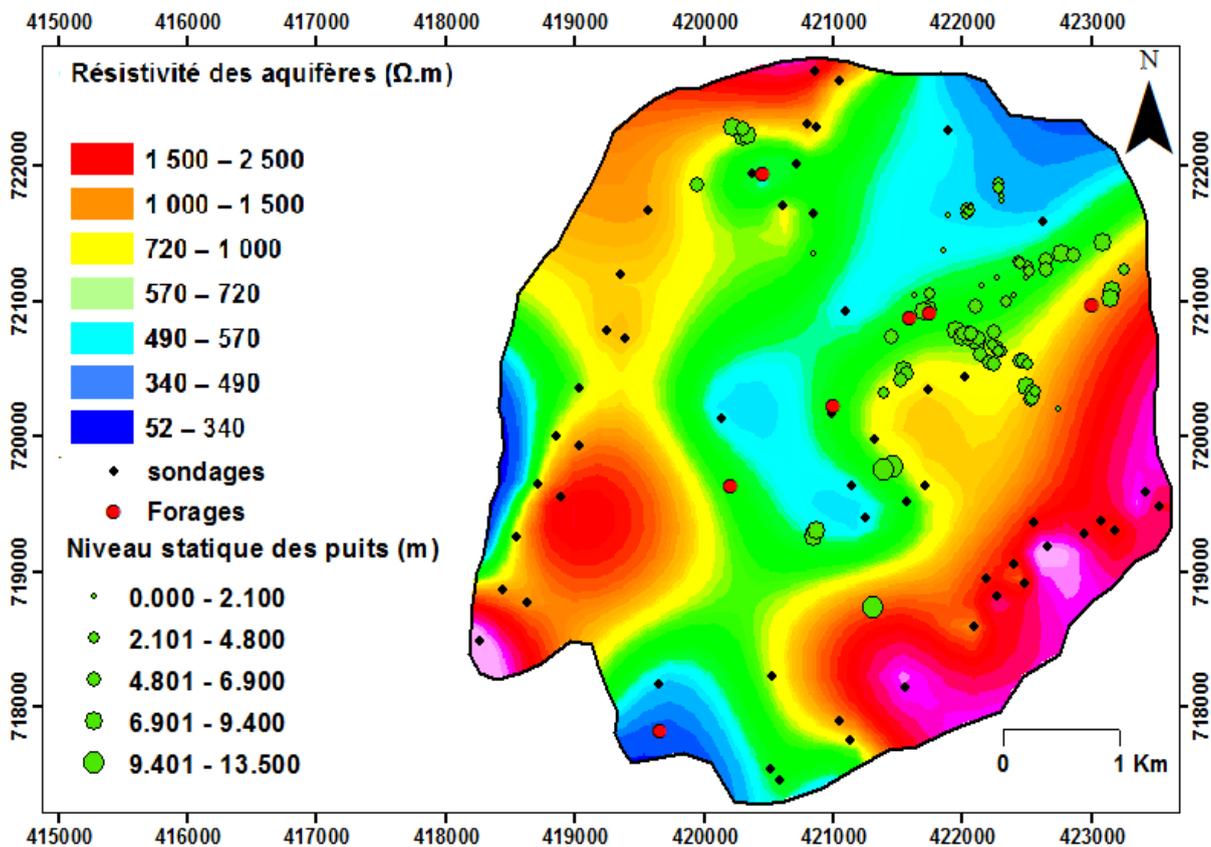


Figure 47. Répartition spatiale de la résistivité des aquifères.

3.3.5. Analyse de l'anisotropie électrique

Les paramètres mentionnés ci-dessus permettent d'introduire le concept d'anisotropie (λ), où un bloc de couches considéré comme une unité se comporte comme un milieu anisotrope caractérisé par les résistivités longitudinale et le transversale (Maillet, 1947; Khalil, 2009). Les valeurs d'anisotropie électrique (λ), comme le montre le tableau 9, varient de 0,99 à 2,73 avec une

moyenne de 1,48 dans la zone d'étude et sa répartition spatiale est illustrée à la figure 48. Il y a une grande variation des valeurs d'anisotropie observée, ce qui indique que les formations géologiques ne sont pas uniformément distribuées dans la zone. Puisque la dureté et le compactage des roches augmentent, alors λ augmente également (Keller & Frischknecht, 1966). Mondal et al., (2013) a rapporté que dans des zones de roche dure, l'anisotropie pourrait être due à la présence des différentes couches géologiques rencontrées dans ces zones. Ainsi, une zone avec une valeur $\lambda < 1$ et jusqu'à 1,5 est considérée comme une zone potentielle pour les eaux souterraines (Singh & Singh 1970). Comme cela peut être vu sur la figure 60, où les parties nord-est, est, sud-est, centre-est, et sud de la zone d'étude sont caractérisées par des valeurs de λ d'environ 1 à 1,5. On peut donc suggérer que ces parties ont des plus faibles fluctuations de la nappe phréatique liées à des faibles valeurs de λ , tandis que les parties ayant des fluctuations plus élevée de la nappe phréatique associées à des valeurs λ élevées sont cartographiées au nord, nord-ouest, ouest, sud-ouest, sud et centre-sud-est de la zone d'étude. Ces zones ayant des valeurs élevées du coefficient d'anisotropie suggèrent un système de fracture qui s'étend dans toutes les directions avec différents degrés de fracturation, ce qui a une plus grande capacité de rétention d'eau dans ces différentes directions des fractures dans la roche, et ce qui entraîne une porosité plus élevée. Dans le même temps, une fracture unidirectionnelle peut ne pas produire un bon débit d'eau dans les zones présentant de faibles valeurs de coefficient d'anisotropie. Par conséquent, cela indique la présence d'une macro-anisotropie dans les structures géoélectriques actuelles de la zone étudiée.

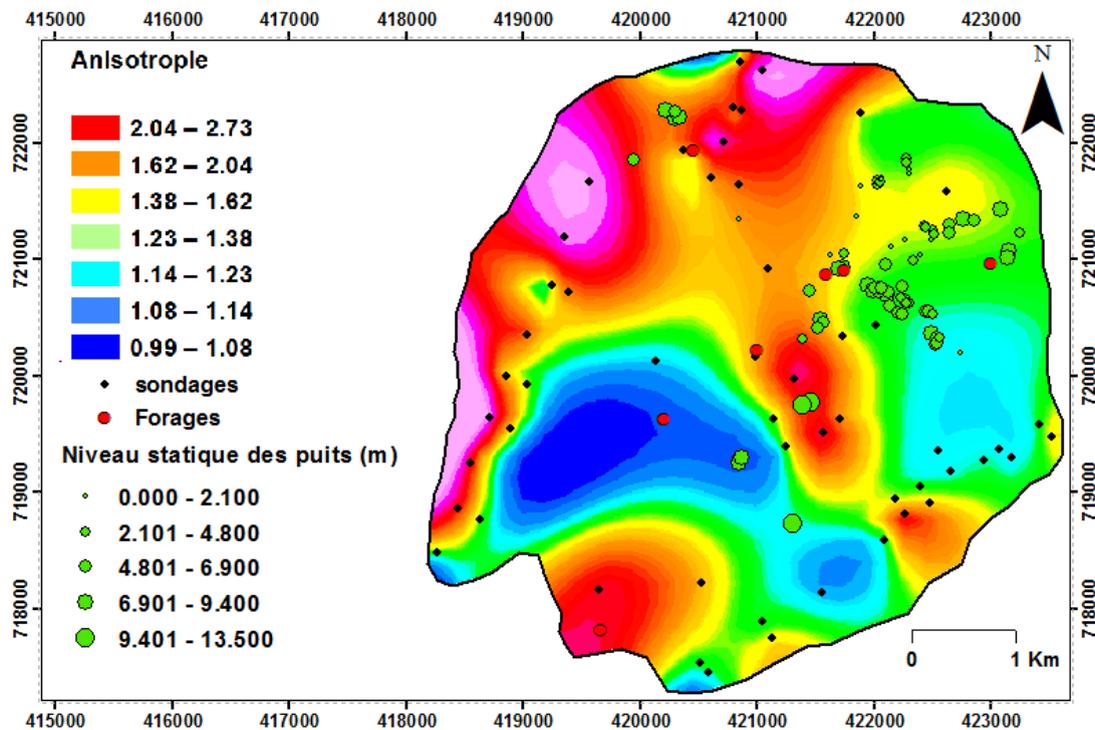


Figure 48. Répartition spatiale du coefficient d'anisotropie.

De plus, la figure 67 montre que le coefficient d'anisotropie augmente des directions est, sud-est et centre aux directions ouest, sud-ouest et sud, atteignant des valeurs maximales proches de 2,7 dans les directions sud-ouest et nord-ouest. Ceci traduit une importante fracturation vers le centre-est, sud-ouest, nord-ouest, sud-est et nord suggérant donc comparativement des zones potentielles d'eaux souterraines plus importante et donc une meilleure perspective de disponibilité des eaux souterraines.

3.3.6. Capacité de protection de l'aquifère

La capacité de protection des aquifères de la zone d'étude a été déterminée en utilisant les paramètres de conductance longitudinale (C) et de résistance transversale (R) présentés dans le tableau 9 et l'indice de capacité de protection de l'aquifère présenté dans le tableau 3. La variation de la conductance longitudinale d'un point de sondage par rapport à autre indiquerait des changements dans l'épaisseur totale des matériaux à faible résistivité (Worthington, 1977; Glain, 1979). La conductance longitudinale totale (C) est l'un des paramètres géoélectriques utilisés pour déterminer les zones cibles des potentiels des eaux souterraines. Alors que de faibles valeurs de R sont associées à une formation à faible résistivité (comme un sol argileux) et à un sous-sol relativement peu profond, tandis que des valeurs de R plus élevées sont caractéristiques des formations à haute résistivité et à l'occurrence un sous-sol relativement plus profond. Des valeurs de résistance transversale très élevées correspondent à des formations très résistantes dans le sous-sol. À partir des valeurs de résistance transversale, il est également possible de déterminer la direction du débit des eaux souterraines dans l'aquifère. La résistance transversale totale (R) est l'un des paramètres géoélectriques utilisés pour définir la plus grande zone de potentiel en eau souterraine. Il a une relation directe avec la transmissivité, et les valeurs de R plus élevées reflètent très probablement les valeurs de transmission plus élevées des aquifères ou des zones aquifères et vice versa. La zone d'étude est caractérisée par de très faibles valeurs de conductance longitudinale avec des valeurs bien inférieures à 0,1 dans toutes les zones étudiées (tableau 3). Cela montre que la zone étudiée a une très faible capacité de protection de l'aquifère (figure 49). La zone a également montré des valeurs élevées de résistance transversale qui indiqueraient des formations à haute résistivité dans la zone d'étude. L'aquifère de la zone d'étude peut être sujet à une contamination résultant d'un court temps de séjour dans les couches de sable grossier. Les épaisseurs des couches superposées pour les aquifères ne sont pas suffisantes pour protéger les aquifères des fluides percolants. Habituellement, les eaux souterraines sont protégées par des barrières / couches géologiques ayant une épaisseur suffisante et également appelées couches protectrices à faible conductivité hydraulique. Les limons et les argiles sont des couches protectrices appropriées et lorsqu'elles se trouvent sous forme de couches épaisses au-dessus de l'aqui-

rière, elles constituent une couverture protectrice (Olusegun et al., 2016). Ces conditions ne sont pas le cas pour cette étude.

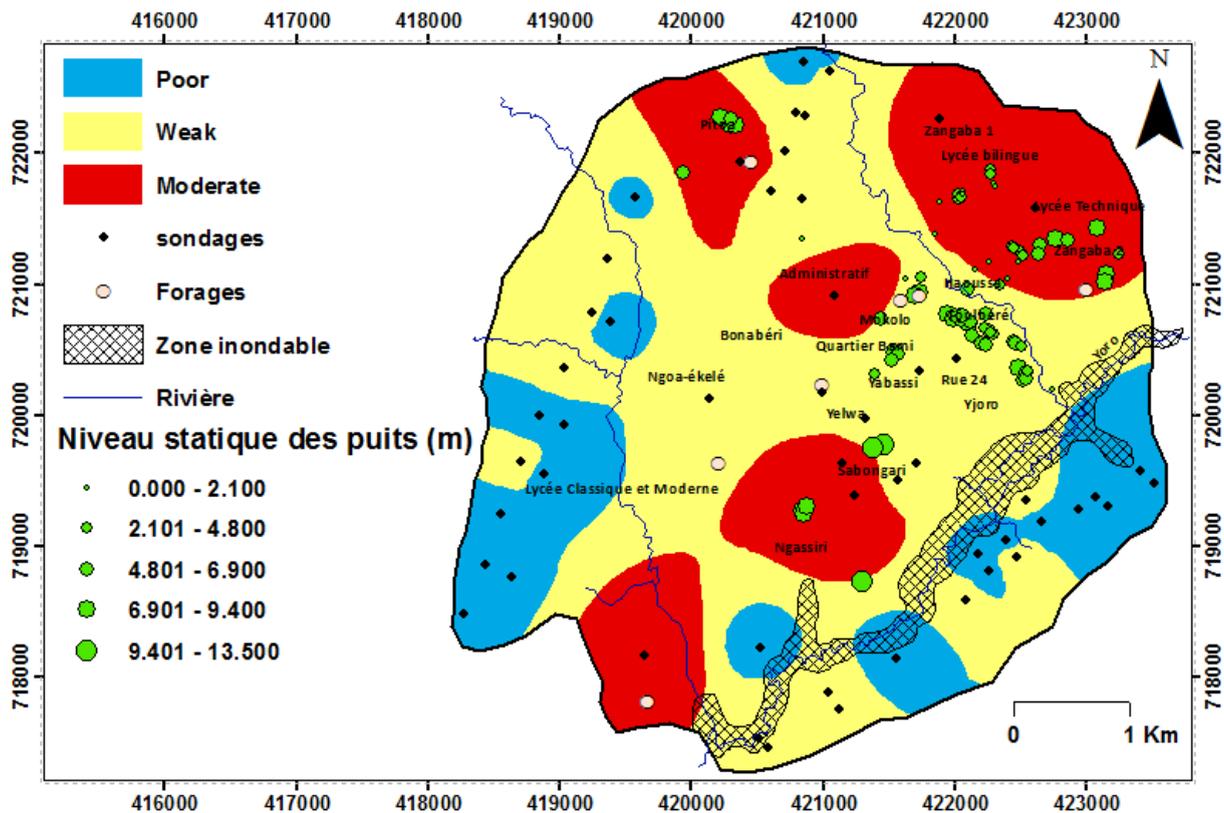


Figure 49. Carte de vulnérabilité des aquifères.

3.3.7. Discussion sur les paramètres de Dar Zarrouk et vulnérabilité des aquifères

D'après l'analyse des résultats susmentionnés, l'on peut s'apercevoir que les paramètres de Dar-Zarrouk (D-Z) se sont révélés très utiles pour la compréhension de la distribution spatiale des eaux souterraines. En plus de la géométrie des unités lithographiques souterraines, ils fournissent une indication aux zones prospectives aquifères dans la zone d'étude. L'avantage d'utiliser des paramètres D-Z pour estimer la capacité de protection réside dans le fait que la non-unicité de l'interprétation des données de résistivité est minimisée. Ceux-ci fournissent une solution positive car ils reflètent des plages de résistivités très claires, visibles et très variables. Ces résultats donnent également une première approximation utile de la variation des paramètres D-Z et qui pourrait être utilisée pour l'identification et le développement des points de forages. Ainsi :

- Une faible conductance longitudinale et une résistance transversale élevée sont associées à un taux d'infiltration élevé où la recharge des eaux souterraines se produit dans ces zones. Un pourcentage élevé d'aquifères existe dans les zones à haute résistance transversale. L'anisotropie présente de grandes variations dans la zone d'étude, ce qui traduit la non uniformité des propriétés physiques des formations souterraines. La résistivité dimi-

nuée sur les parties ouest, centre, sud et extrême nord indique la présence d'eaux souterraines dont l'abstraction doit être minimisée afin d'éviter l'intrusion d'eau polluée provenant des déchets ménagers et/ou agricole. En moyenne, le potentiel en eau souterraine de la zone d'étude est modéré et les structures de recharge devraient y être construites.

- Les zones aquifères se reflètent clairement dans les cartes de conductance longitudinale (C) et de résistance transversale (R). Les valeurs de conductance longitudinale révèlent qu'environ 16% de la zone, se situent dans la plage de capacité de protection mauvaise. Environ 54% dans la plage de capacité de protection faible, tandis que 30% présente une capacité de protection modérée. Ceci suggère que l'ensemble de la zone d'étude se caractérise par une conductance longitudinale relativement faible à modérée, et prévoit une capacité de protection des aquifères faiblement modérée. Les morts-terrains argileux / limoneux de cette partie, caractérisés par une conductance longitudinale relativement modérée, protègent les aquifères sous-jacents.
- Comme mentionné précédemment, l'ensemble de la zone présente des valeurs de C faibles à modérées (0,1–0,429), indiquant que les morts-terrains argileux dominent cette zone. En raison d'une augmentation de la teneur en argile, une diminution de la transmissivité de l'aquifère est attendue.
- Cependant, la capacité de protection nominale de l'aquifère reste mauvaise dans la plupart des sites de sondages. Les faibles valeurs des capacités de protection dans certaines stations de la partie est de la zone d'étude indiquent que le mort-terrain n'a pas de strates argileuses sus-jacentes, ce qui est un risque de contamination des eaux souterraines.
- Des valeurs de R élevées (supérieures à $36000 \Omega.m^2$) sont observées principalement aux stations 3-6, 12, 14-18, 20-23, 26, 27, 33, 35, 36, 48, 50, 52 indiquant un régime d'eau douce. Les valeurs de R élevées sont liées à des zones de haute transmissivité et sont donc très poreuses au mouvement de l'eau. Ces zones suggèrent que les aquifères souterrains ont une forte tendance à être contaminés. C'est le cas par exemple du SEV 13, qui a des valeurs de C et R très faibles. Les faibles capacités de protection des morts-terrains et les transmissivités élevées de l'aquifère aideront à la lixiviation des contaminants et à la migration dans le système aquifère.

3.4. Estimation des paramètres hydrauliques des aquifères.

3.4.1. Conductivité hydraulique.

Les données des essais de pompage sur 7 sites ont été obtenues auprès de la délégation départementale de l'eau et de l'énergie de la Mbéré et utilisées pour l'estimation des propriétés hy-

drauliques des aquifères. Leur emplacement est indiqué sur la figure 48. Une étude a été réalisée sur les 7 points d'essai de pompage afin de comparer les données de conductivité hydraulique observées et calculées. La valeur du facteur constant α' a été calculée d'abord en utilisant $\alpha' = \mathbf{Kp}$ en chaque point pour les valeurs connues de conductivité hydraulique (\mathbf{Kp}), puis la valeur moyenne de $\alpha' = 6,91 \times 10^{-2}$ a été utilisée dans l'équation (2.13) pour estimer la conductivité hydraulique (\mathbf{Kr}) à partir de la résistivité de l'aquifère en ces points (tableau 10). La conductivité hydraulique \mathbf{Kr} estimée à partir de la résistivité de l'aquifère a été comparée à la conductivité hydraulique \mathbf{Kp} estimée à partir des essais de pompage. Une bonne corrélation ($\mathbf{R}^2 = 0,84$) entre les valeurs de \mathbf{K} observées et calculées peut être observée (figure 50a). En appliquant l'équation (2.15) la valeur δ obtenue était de 4,1. L'analyse de la droite de régression de la résistivité (ρ) et de la conductivité hydraulique de l'aquifère mesurée par essai de pompage s'est faite à l'aide de Teraplot 1.0.05 (figure 50b) et nous a permis d'obtenir la relation suivante :

$$K_p = (4.35 \times 10^{-8})\rho - 1.03 \times 10^{-5} \quad (3.1)$$

La relation entre \mathbf{Kp} et ρ a été combinée avec la relation (3.2) entre \mathbf{Kr} et \mathbf{Kp} (figure 50a) afin de rectifier \mathbf{Kr} par rapport au \mathbf{Kp} fourni par les essais de pompage.

$$K_r = -1.12 K_p + 1.24 \times 10^{-4} \quad (3.2)$$

$$K_r = -(4.872 \times 10^{-8}) \rho + 1.355 \times 10^{-4} \quad (3.3)$$

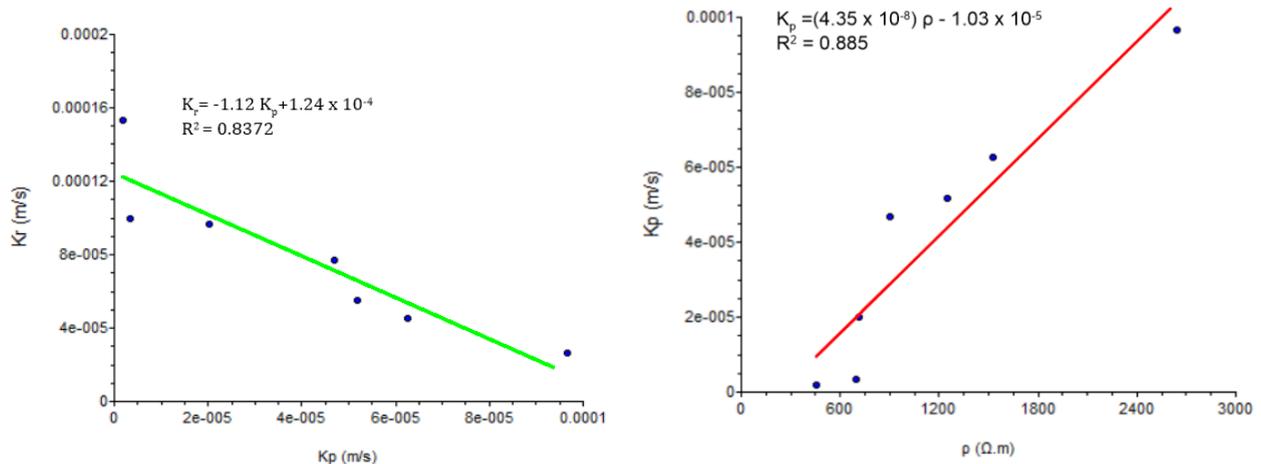


Figure 50. (a) Corrélation entre conductivité hydraulique mesurée (\mathbf{Kp}) et conductivité estimée (\mathbf{Kr}) ; (b) Corrélation entre conductivité hydraulique et résistivité (ρ) de l'aquifère

Pour ce qui concerne la deuxième approche, pour les sols sablo-argileux, la corrélation de \mathbf{K} avec ρ est directement proportionnelle à grande échelle, mais dans certains cas, la corrélation est inversement proportionnelle à l'échelle locale (Mazac et al., 1990; Attwa, 2012a, b). Par conséquent, l'estimation de \mathbf{K} à partir de ρ individuel semble être applicable. Selon l'ajustement par

moindres carrés entre les résistivités de l'aquifère et les valeurs de **K** observées, le coefficient **a** et l'exposant **b** ont été calculés et ils étaient égaux à **0.0291** et **-1,413** respectivement. L'équation (2.16) devient :

$$K_r = 0.0291x\rho^{-1.413} \quad (3.4)$$

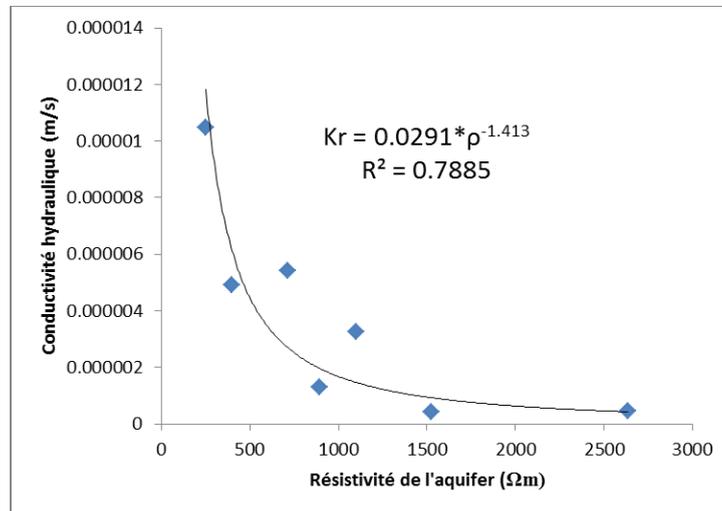


Figure 51. Relation de puissance entre la conductivité hydraulique et la résistivité de l'aquifère.

Une bonne corrélation entre les valeurs **K** observées et calculées peut être observée ($R^2=0.7885$). La valeur du facteur d'erreur δ était de 1,6.

Les résultats ont montré une ressemblance très étroite avec ceux obtenus à partir des essais de pompage. Ainsi sur la base de ces résultats, il est clair que l'utilisation de l'équation (3.3) semble inappropriée pour prédire **K** dans une zone où l'aquifère est hétérogène et non consolidé comme c'est dans cette zone d'étude. Une comparaison de la loi de puissance entre la résistivité de l'aquifère et la conductivité hydraulique (équation 3.4) montre un bon accord avec les valeurs **K** observées. Par conséquent, la seconde approche est plus applicable que la première dans les conditions géologiques de la zone d'étude. De plus, le coefficient **a** et l'exposant **b**, énumérés ci-dessus, ont été utilisés pour appliquer l'équation. (3.4). Les valeurs de **K** observées et calculées sont présentées dans le tableau 10. Il est à noter que les valeurs de **K** calculées sont, en général, dans le même ordre que les valeurs moyennes de **K** observées lors des essais de pompage. Comparées aux valeurs globales de **K** observées, les valeurs de **K** prédites prouvent la fiabilité de l'utilisation des données de sondage inversé pour prédire **K** en utilisant l'équation. (3.4) dans la zone d'étude.

3.4.2. Transmissivité

Les valeurs de transmissivité ont également été calculées en utilisant deux approches. Dans la première, la valeur moyenne de la constante $\alpha' = K_p = 6,91 \times 10^{-2}$ (obtenue à partir de la valeur connue de K_p et ρ aux 7 points) a été utilisée dans l'équation (2.11) à partir de la conductance longitudinale (C). La transmissivité estimée par essai de pompage (T_p) et la transmissivité estimée à partir de la conductance longitudinale T_r (figure 52a) ont montré une forte corrélation ($R^2 = 0,96$). Les données ajustées des lignes de régression indiquent les relations suivantes :

$$T_r = -2.80 \times T_p + 2.95 \times 10^{-3} \quad (3.5)$$

$$T_p = -(2.68 \times 10^{-2}) \times C + 1.25 \times 10^{-3} \quad (3.6)$$

Afin de rectifier T_r en ce qui concerne le T_p fourni par les essais de pompage, la relation entre T_p et C a été combinée avec l'équation (3.5) entre T_r et T_p (figure 52b) et donne :

$$T_r = (7.504 \times 10^{-2}) \times C - 5.50 \times 10^{-4} \quad (3.7)$$

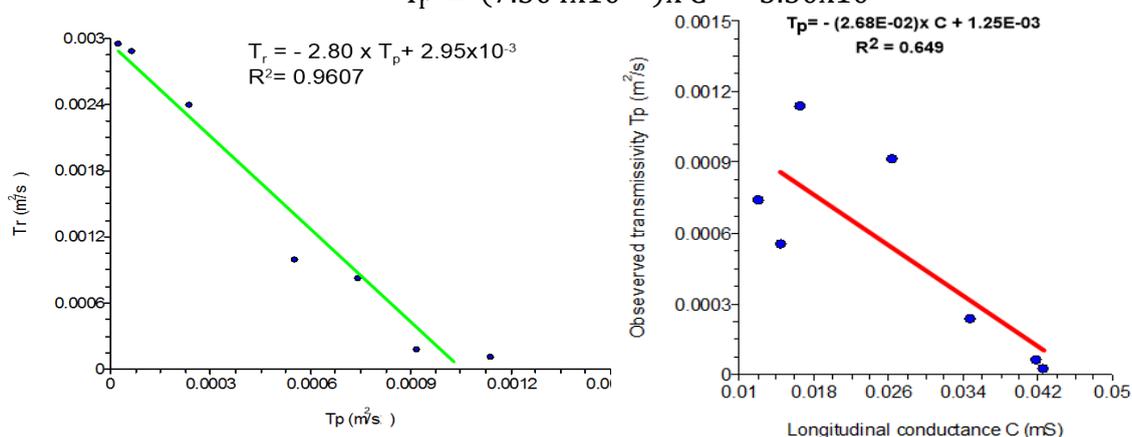


Figure 52. (a) Corrélation entre transmissivité mesurée (T_p) et transmissivité estimée (T_r) ; (b) Corrélation entre transmissivité et conductance longitudinale (C)

3.4.3. Porosité des aquifères

Le facteur de formation moyen dans la zone d'étude a été calculé à 4,92, le coefficient de géométrie des pores a et le facteur de cimentation m utilisés dans cette estimation sont respectivement de 0,6 et 1,4. En appliquant la loi d'Archie modifiée (équation 2.17), la porosité a été calculée pour une variation entre 0,135 à 0,644 avec une moyenne de 0,278 comme indiqué dans le tableau 11. Les fortes corrélations obtenues d'une part entre la conductivité hydraulique et la porosité ($R^2=0.7987$) puis entre la conductivité hydraulique et le facteur de formation ($R^2=0.8207$) traduisent une fois de plus la fiabilité d'utiliser des données électriques pour l'estimation des paramètres hydrauliques (figure 53).

Tableau 10. Conductivité hydraulique et transmissivité estimées à partir des paramètres de résistivité du terrain granitique et des essais de pompage.

S. N°.	Paramètres obtenus des essais de pompage		Epaisseur Aquifère 'h' (m)	Debit Aquifer (m ³ /s)	CE de l'eau (μS/cm)	Paramètres obtenus des mesures géo électriques		Paramètres estimés utilisant Eqs. (3.3) and (3.4) à partir des données d'essai de pompage	
	Conductivité Hydraulique (K _p) en m/s	Transmissivité (T _p) en m ² /s				conductivité de l'Aquifère (ohm ⁻¹)	conductance Longitudinal (m.S)	conductivité Hydraulique (Kr) en m/s	Transmissivité (Tr) en m ² /s
1	4.68E-05	5.52E-04	13.02	1.25E-03	81	1.11E-03	1.45E-02	7.69E-05	1.00E-03
2	6.27E-05	7.41E-04	18.34	3.89E-04	73	6.55E-04	1.20E-02	4.53E-05	8.30E-04
3	9.66E-05	1.14E-03	43.59	5.00E-04	40	3.79E-04	1.65E-02	2.62E-05	1.10E-04
4	5.17E-05	9.15E-04	32.88	2.50E-04	36	8.00E-04	2.63E-02	5.53E-05	1.82E-04
5	3.46E-06	6.12E-05	29.06	2.22E-04	213	1.44E-03	4.19E-02	9.96E-05	2.89E-03
6	2.01E-05	2.37E-04	24.88	5.56E-04	97	1.40E-03	3.47E-02	9.65E-05	2.40E-03
7	1.93E-06	2.28E-05	19.21	1.11E-03	88	2.22E-03	4.26E-02	1.53E-04	2.95E-03

CE : conductivité électrique

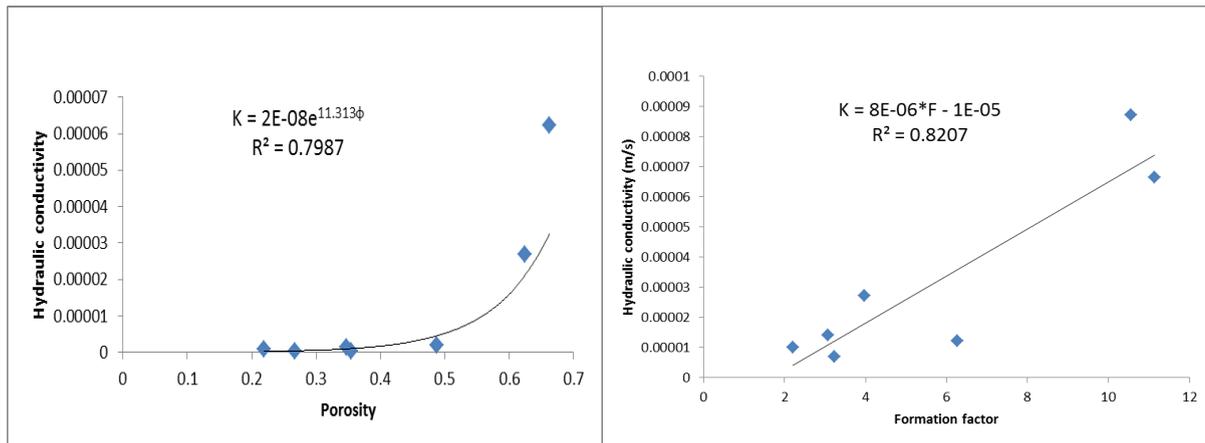


Figure 53. (a) Corrélation entre conductivité hydraulique et porosité (ϕ) ; (b) Corrélation entre conductivité hydraulique et facteur de formation (FF)

Le graphique de corrélation (figure 51) révèle une relation négative entre ces deux paramètres suggérant que la conductivité hydraulique diminue de façon exponentielle avec l'augmentation de la résistivité due au terrain granito-gneissique et aux formations latéritiques (Das et al., 2016). Les propriétés des roches sont influencées par la perméabilité, y compris la taille des particules, son emballage, sa distribution et son degré de lithification. Dans la présente étude, l'augmentation de la conductivité hydraulique avec la diminution de la résistivité est attribuable à une meilleure inter-connectivité du réseau de fracture en roche dure cristalline (granite et gneiss).

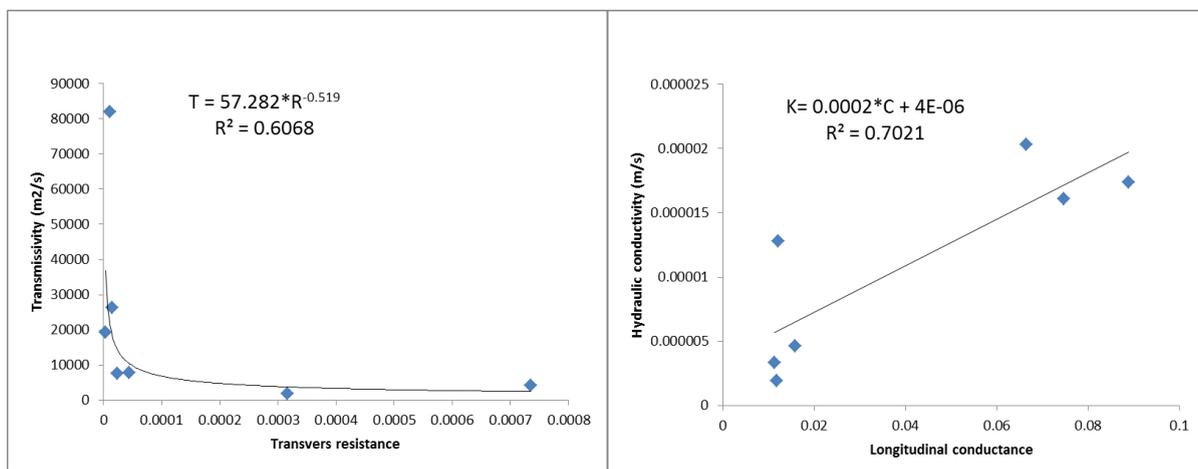


Figure 54. (a) Corrélation entre transmissivité et résistance transversale (R) ; (b) Corrélation entre conductivité hydraulique et conductance longitudinale (C).

Tableau 11. Caractéristiques hydrauliques des aquifères.

S. No.	Longitude (m)	Latitude (m)	Épaisseur		Résistivité		conductivité		Facteur de formation	Résistivité De l'eau	Productivité (m ² /s)	Porosité %
			Aquifère (m)	Aquifère (Ωm)	Aquifère (m/jr)	Hydraulique Transmissivité (m ² /jr)	Débit (m ³ /s)	STD				
1	420602	721710	6.61	537.7	0.35	2.30	2.18	4.33	124.28	0.33	51.41	24.39
2	420839	721650	17.83	347.6	0.65	11.51	2.62	3.11	111.75	0.15	57.20	30.87
3	420711	722015	8.33	149.3	2.13	17.75	3.74	1.51	98.68	0.45	64.81	51.65
4	420800	722309	15.49	583.3	0.31	4.81	2.11	4.58	127.28	0.14	50.19	23.40
5	420863	722293	22.92	886.8	0.17	3.94	1.77	6.02	147.28	0.08	43.35	19.26
6	420859	722702	2.57	1406.5	0.09	0.23	1.46	7.75	181.53	0.57	35.14	16.08
7	421049	722625	17.55	544.2	0.34	6.01	2.17	4.36	124.70	0.12	51.24	24.24
8	419570	721666	12	712.1	0.23	2.81	1.94	5.24	135.77	0.16	47.04	21.25
9	419356	721191	14.44	600	0.30	4.31	2.09	4.67	128.38	0.14	49.76	23.08
10	419242	720785	11.88	641.2	0.27	3.23	2.03	4.89	131.10	0.17	48.73	22.34
11	419387	720718	7.78	659	0.26	2.03	2.01	4.98	132.27	0.26	48.29	22.05
12	419033	720358	16.77	416.6	0.50	8.38	2.43	3.58	116.29	0.14	54.96	27.91
13	418848	719999	1.85	526.1	0.36	0.66	2.20	4.26	123.51	1.19	51.73	24.66
14	419035	719927	4.23	778.4	0.21	0.87	1.87	5.55	140.14	0.44	45.57	20.40
15	418885	719554	13.71	1336.7	0.10	1.32	1.49	7.55	176.93	0.11	36.06	16.38
16	418708	719648	10.83	360.3	0.61	6.64	2.58	3.20	112.58	0.24	56.77	30.25
17	418548	719249	7.44	637.4	0.27	2.04	2.03	4.87	130.85	0.27	48.82	22.41
18	418434	718862	6.81	549	0.34	2.30	2.17	4.39	125.02	0.32	51.11	24.13
19	418633	718769	11.21	732.8	0.22	2.52	1.92	5.34	137.13	0.17	46.57	20.97
20	418265	718487	9.06	2461	0.04	0.37	1.16	9.80	251.02	0.13	25.38	13.60
21	423419	719581	25	2242	0.05	1.16	1.20	9.48	236.59	0.05	26.94	13.93
22	423520	719483	7.5	1338	0.10	0.72	1.49	7.56	177.02	0.20	36.04	16.37
23	423073	719376	27.08	1489.4	0.08	2.24	1.43	7.97	186.99	0.05	34.11	15.77
24	423174	719300	11.24	1039.2	0.14	1.54	1.66	6.61	157.32	0.15	40.57	18.03
25	422940	719282	5.76	1023.9	0.14	0.81	1.67	6.55	156.32	0.29	40.84	18.13
26	422658	719185	16.26	2541.2	0.04	0.63	1.14	9.91	256.31	0.07	24.86	13.49
27	422551	719355	27.13	837.7	0.19	5.05	1.81	5.82	144.05	0.07	44.33	19.74
28	422479	718913	27.5	756.7	0.22	5.91	1.89	5.46	138.71	0.07	46.04	20.66

29	422397	719051	7.51	934.6	0.16	1.20	1.73	6.21	150.43	0.23	42.44	18.83
30	422267	718810	20.69	1594.7	0.07	1.55	1.39	8.22	193.93	0.07	32.89	15.42
31	422187	718945	13.26	977.3	0.15	1.99	1.70	6.38	153.25	0.13	41.66	18.48
32	422091	718592	16.56	745.4	0.22	3.64	1.91	5.40	137.96	0.12	46.29	20.81
33	421557	718143	3.22	1902.2	0.06	0.19	1.29	8.88	214.20	0.40	29.76	14.59
34	421042	717885	17.9	735.8	0.22	4.00	1.92	5.36	137.33	0.11	46.51	20.93
35	421128	717752	10.53	426.6	0.48	5.09	2.41	3.65	116.95	0.23	54.65	27.55
36	420520	718222	3.1	481.4	0.41	1.26	2.29	3.99	120.57	0.74	53.00	25.83
37	420511	717529	5.23	179.6	1.64	8.58	3.46	1.78	100.68	0.66	63.52	45.92
38	420579	717456	17.42	281.4	0.87	15.16	2.87	2.62	107.39	0.16	59.53	34.89
39	421144	719633	8.92	142.5	2.28	20.30	3.81	1.45	98.23	0.43	65.11	53.23
40	420990	720170	10.84	272.4	0.91	9.87	2.90	2.55	106.79	0.27	59.87	35.57
41	420136	720130	1.51	70.15	6.19	9.35	5.13	2.63	107.46	3.40	59.49	34.81
42	419644	718162	4.06	51.81	9.50	38.59	5.82	1.84	101.13	1.43	63.23	44.84
43	422617	721590	12.37	106.4	3.44	42.53	4.31	1.11	95.85	0.35	66.73	64.44
44	421893	722268	3.07	133.7	2.49	7.64	3.91	1.37	97.65	1.27	65.49	55.47
45	421092	720920	9.24	114.6	3.10	28.61	4.18	1.19	96.39	0.45	66.35	61.36
46	420373	721940	27.79	70.38	6.17	171.34	5.12	1.47	98.36	0.18	65.02	52.75
47	421244	719392	15.66	64.01	7.05	110.40	5.33	1.48	98.45	0.34	64.96	52.45
48	421566	719509	15.27	281.6	0.87	13.27	2.86	2.62	107.40	0.19	59.53	34.87
49	421708	719637	10.56	554.9	0.33	3.52	2.16	4.42	125.41	0.20	50.95	24.00
50	421731	720343	6.28	604.1	0.30	1.86	2.08	4.70	128.65	0.33	49.66	23.00
51	422021	720435	29.26	517	0.37	10.78	2.22	4.21	122.91	0.08	51.99	24.88
52	421322	719980	7.68	525.6	0.36	2.76	2.21	4.26	123.48	0.29	51.75	24.67

3.4.4. Analyse des paramètres hydrauliques des aquifères

3.4.4.1. Distribution spatiale de la conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique (figure 55) est un paramètre essentiel des systèmes d'aquifères car elle affecte fortement l'écoulement des fluides en créant des barrières d'écoulement ou voies d'écoulement préférentielles. La conductivité hydraulique (K) estimée est indiquée dans le tableau 9, et varie de 0,04 à 9,5 m/jour. Les valeurs élevées de K (> 6,79 m/jour) sont observées dans les parties sud, centre, nord et nord-est. Ces parties ont également révélé des valeurs de porosité élevées indiquant qu'il repose sur de bons matériaux aquifères et donc faire de la région une bonne perspective pour l'eau souterraine. La carte de K suggère en outre modérément des valeurs élevées dans les parties sud-ouest, ouest, nord-ouest et centre-est de la zone d'étude, caractérisée par une porosité modérées. Cela suggère que les fissures et les pores interconnectés jouent un rôle majeur dans la perméabilité pour déterminer la conductivité des roches fracturées (Francis, 1981; Schwartz & Zhang, 2004). La corrélation entre la résistivité globale et la conductivité hydraulique est généralement considérée comme propre aux sédiments saturés, donc les caractéristiques naturelles des fluides sont constants (Henriet, 1975).

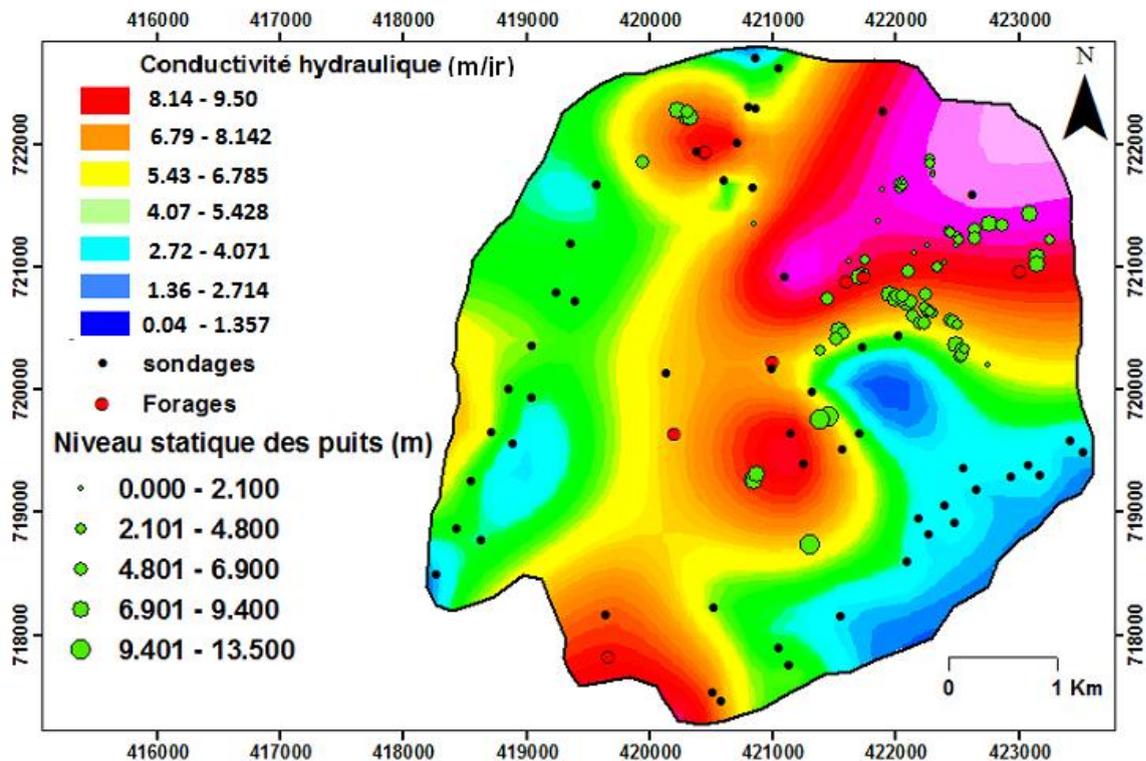


Figure 55. Variabilité spatiale de la conductivité hydraulique.

3.4.4.2. Distribution spatiale de la transmissivité

La transmissivité (T) est définie comme le débit sous un gradient hydraulique unitaire à travers une largeur unitaire d'aquifère d'épaisseur saturée donnée. C'est le paramètre le plus important en milieu hydrogéologique car une transmissivité plus élevée, renvoie à un aquifère plus productif. Dans la présente étude, la valeur de T varie de 0,19 à 171.34 m² / jour (tableau 11). Des valeurs plus élevées sont observées sur les parties nord-ouest, nord-est et centrale de la zone d'étude (figure 56). La carte de variation spatiale de la transmissivité révèle un effet positif de correspondance avec la conductivité hydraulique dans presque l'ensemble de la zone d'étude en général. Comme mentionné précédemment, la transmissivité est une indication de la capacité d'une couche de conductivité hydraulique connue à transmettre des fluides sur toute son épaisseur. Il en vient que la transmissivité d'un aquifère est directement proportionnelle à sa résistance transversale (Henriet, 1975; Ward, 1990). Des valeurs de résistance transversale élevées sont généralement associées à des zones de haute transmissivité et donc hautement perméables aux mouvements des fluides. Afin de vérifier l'exactitude des valeurs de conductivité hydraulique calculées à partir des valeurs de résistivité, nous avons essayé d'obtenir une relation entre la transmissivité et la résistance transversale. Dans le cadre de cette recherche, les plages des valeurs de résistance transversale étaient de 2100 à > 270000 Ω.m² (tableau 9) et une corrélation négative est obtenue entre transmissivité et résistance transversale. Cela suggère que les zones potentielles aquifères dans la zone d'étude augmentent avec une résistance transversale décroissante due à l'hétérogénéité du terrain. Le meilleur ajustement de la ligne de régression est illustré à la figure 54a. Ceci s'explique probablement en raison des changements dans les conductivités hydrauliques et l'anisotropie électrique, en plus de la disparité des lithologies, minéralogies, granulométries, taille et forme des pores et canaux de pores (Salem, 1999). Ainsi une classification des aquifères identifiés dans la zone d'étude s'est faite sur la base de la méthode de Offodile, (1983) utilisant certaines gammes de transmissivité. Le tableau 12 présente en détail cette classification. Il en ressort que les parties nord-ouest, nord-est, centre, ouest et sud ont des potentiels : modéré dont un retrait d'une importance régionale est moindre et faible dont le retrait pour l'approvisionnement en eau est local tandis que les parties sud-est, est, sud-ouest, centre-ouest et centre-est présentent des potentiels : très faible dont le retrait pour l'approvisionnement local en eau est limitée et négligeable dont les sources d'approvisionnement local en eau sont difficiles à assurer.

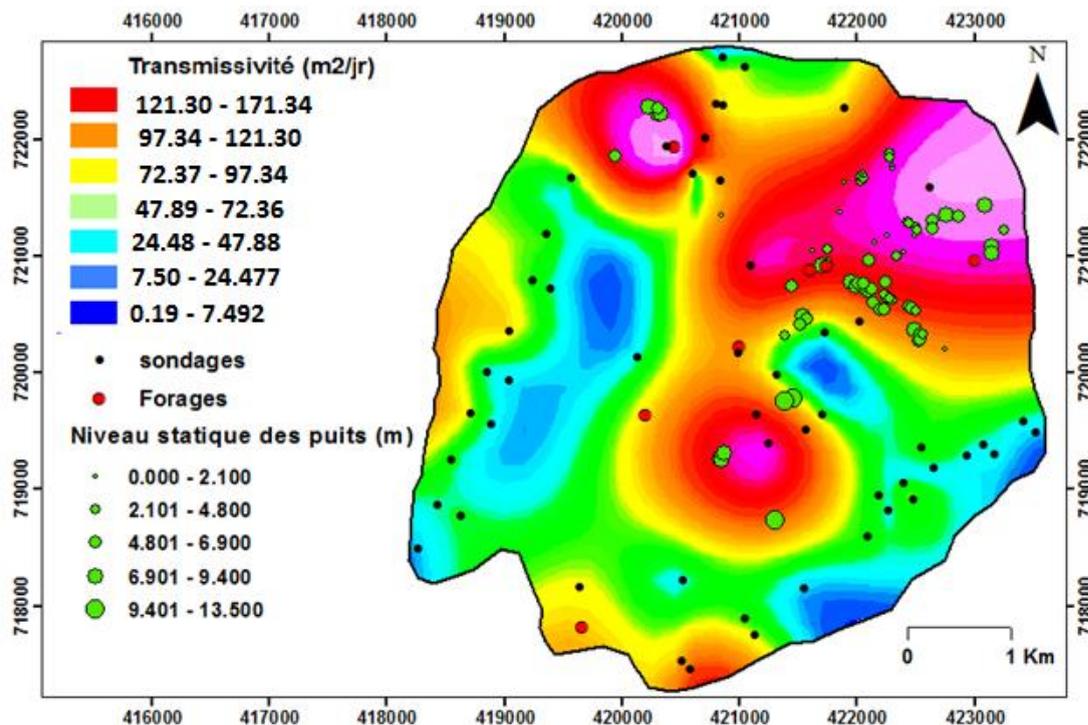


Figure 56. Variabilité spatiale de la transmissivité.

Tableau 12. Classification de l'aquifère basée sur les valeurs de transmissivité (Offodile, 1983).

Transmissivité (m ² /jour)	Classification	Potentiel d'approvisionnement en eau souterraine
> 500	Potentiel élevé	Retrait d'une grande importance régionale
50 – 500	Potentiel modéré	Retrait d'une importance régionale moindre
5 – 50	Potentiel faible	Retrait pour l'approvisionnement local en eau
0.5 – 5	Potentiel très faible	Retrait pour l'approvisionnement local en eau avec une consommation limitée
< 0.5	Potentiel négligeable	Sources d'approvisionnement local en eau difficile à assurer

3.4.4.3. Distribution spatiale de la porosité

La carte de distribution spatiale de la porosité est présentée à la figure 57. La porosité est un paramètre très important dans la caractérisation des aquifères et la gestion des eaux souterraines. Évidemment, la productivité d'un aquifère dépend des caractéristiques géologiques des unités lithologiques et de la porosité. La porosité de l'aquifère dans la zone d'étude varie de 13,5 à 64,4% (tableau 11). Les valeurs de porosité < 18% sont observées à l'est, sud-est, sud-ouest l'extrême nord-ouest de la zone étudiée ; ceci suggère qu'elles sont recouvertes soit par des affleurements majeurs de granite et de gneiss, soit par un mélange de sable graveleux aux gros

grains. Des valeurs de porosité très élevées > 40% sont observées dans les parties sud, centre, nord-ouest et nord ; ce qui laisse à croire que ces parties de la zone comprennent de l'argile meule hautement organique et des sédiments non lithifiés, résultant d'une altération extrême de la roche mère granito-gneissique.

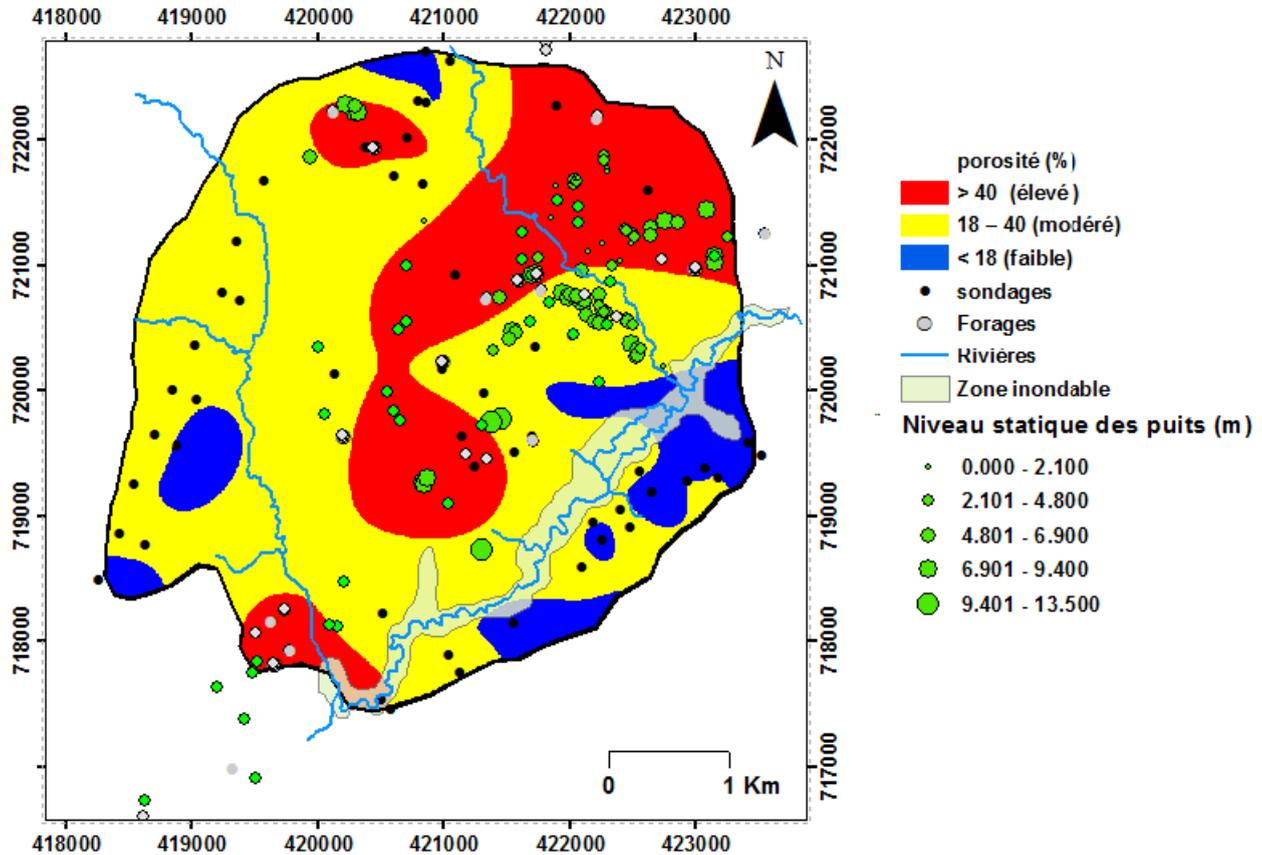


Figure 57. Variabilité spatiale de la porosité.

3.4.5. Corrélation entre l'anisotropie électrique et la porosité

Les fractures dans les roches sont des voies importantes d'écoulement des eaux souterraines et de migration des contaminants. L'écoulement des eaux souterraines à travers un réseau de fractures est fortement influencé par l'anisotropie résultant de la géométrie de ces fractures (Slater et al., 2006), car les courants et les eaux souterraines sont canalisés par des fractures dans la roche. Il est rapporté par Zohdy, (1974) que le coefficient d'anisotropie (λ) est généralement compris entre 1 et 2 dans la plupart des conditions géologiques. Keller & Frischknecht (1966) ont montré que lorsque la dureté et le compactage des roches augmentent, λ tend également à augmenter, impliquant ainsi à ces dernières une faible porosité et perméabilité. L'anisotropie électrique dans la zone d'étude varie de 0,99 - 2,73 (tableau 11). Le coefficient d'anisotropie n'est pas uniforme dans toutes les directions et augmente du sud-ouest et centre-ouest vers le nord-ouest et ouest mais aussi du sud-est, est et nord-est vers le centre (figure 48), jouant ainsi un rôle majeur

dans la fracturation. Plus de fracturation vers le centre, nord-est, nord-ouest, sud et les directions nord-est et sud-ouest suggèrent relativement une zone souterraine plus prospective. Par ailleurs la résistivité des roches souterraines influence à la fois l'anisotropie électrique et la porosité des roches encaissantes. C'est la raison pour laquelle la porosité dépend essentiellement de l'existence d'une relation pétrophysique entre propriétés géoélectriques dans une zone donnée. Une analogie tirée entre ces deux paramètres suggère qu'environ 60% des sites d'échantillonnage des valeurs de λ concentrés entre 1 et 2 révèlent une porosité modérée à plus élevée. Cela implique que la zone d'étude décrit une étendue différente des zones de saturation dans la formation rocheuse latéritique et granito-gneissique.

3.4.6. Discussion sur les paramètres hydrodynamiques des aquifères

L'utilisation des paramètres de Dar-Zarrouk (conductance longitudinale, résistance transversale) dans l'estimation des paramètres hydrauliques des aquifères identifiés a permis de développer une relation mathématique d'une part entre la conductivité hydraulique et la résistivité des aquifères, et d'autre part entre la transmissivité et la conductance longitudinale en se référant à la loi de Darcy pour l'écoulement des fluides et la loi d'Ohm du flux de courant. Basées sur les formules développées, la conductivité hydraulique et la transmissivité ont été calculées et validées avec les valeurs connues correspondantes. De plus, une bonne corrélation entre K_p et K_r ($\sim 0,84$) est obtenue pour les terrains granito-gneissiques. La corrélation s'est avérée être meilleure entre la transmissivité T_p et T_r ($\sim 0,96$) sur les mêmes points. Bien qu'il y ait eu plusieurs débats concernant la corrélation positive ou négative entre les paramètres hydrauliques et les propriétés géoélectriques, il en ressort de cette estimation une corrélation négative entre la conductivité hydraulique et la résistivité des aquifères traduisant une proportionnalité inverse entre ces deux paramètres, tandis qu'une corrélation positive est obtenue entre la transmissivité et la conductance longitudinale montrant une proportionnalité directe. Grâce à ces relations, l'on a pu estimer ces paramètres hydrauliques des aquifères dans la zone étudiée et dresser leur carte de variabilité spatiale. L'analyse et l'interprétation des cartes de distribution spatiale ont permis de délimiter une région de direction générale NE-SW caractérisée par une bonne superposition à la fois des valeurs élevées des trois paramètres hydrauliques indiquant qu'elle repose sur de bons matériaux aquifères et donc fait de cette région une bonne zone perspective à l'eau souterraine. Ces cartes suggèrent en outre modérément des valeurs élevées dans les parties sud-ouest, ouest, nord-ouest et centre-est de la zone d'étude, caractérisée par une porosité modérée, traduisant la présence des fissures et des pores interconnectés, qui jouent un rôle majeur dans la perméabilité et la détermination de la conductivité des roches fracturées (Francis, 1981; Schwartz & Zhang,

2004). La distinction entre les différentes parties de la zone étudiée s'explique par le fait que le coefficient d'anisotropie soit non uniforme dans toutes les directions. Nous avons constaté une augmentation de ce paramètre du sud-ouest et centre-ouest vers le nord-ouest et ouest mais aussi du sud-est, est et nord-est vers le centre (figure 48), jouant ainsi un rôle majeur dans la fracturation. Plus de fracturation vers le centre, nord-est, nord-ouest et sud viennent confirmer la direction nord-est et sud-ouest de la zone souterraine plus prospective identifiée. De plus, la comparaison de ces cartes à celle de la localisation des puits et forages a montré une adéquation satisfaisante et augmente ainsi la fiabilité de la technique d'estimation hydraulique. Malgré cette fiabilité, l'estimation des paramètres hydrodynamiques des aquifères quelle que soit la méthode utilisée souffre de l'absence des mesures piézométriques continues, permettant de suivre l'évolution des nappes et par conséquent, leur alimentation effective sur le terrain. C'est l'une des lacunes qui rend la caractérisation des aquifères compliquée dans la zone étudiée. On est obligé de considérer uniquement les données obtenues lors de la réalisation des forages. Il est donc difficile de savoir ce qui se passe dans les forages déjà réalisés.

3.5. Analyse des profils de potentiel spontané (SP)

3.5.1. Interprétation des données SP par profilage

L'analyse des sections géoélectriques a permis de délimiter six profondeurs principales (respectivement 6,56 m, 10,46 m, 14,33 m, 18,16 m, 21,83 m et 25,71 m) à partir desquelles les profils de potentiel spontané (SP) de variations d'anomalies ont été construits.

- ❖ Sur la figure 58 (campus d'EGEM), des pics positifs ont été observés à 22,5, 42,5 et 92,5 mètres de distance avec une valeur d'amplitude de 99,68 mV, 89,35 mV et 166,41 mV respectivement. Des anomalies de faible SP sont également observées et ont été marquées par un cercle rouge avec des pics de -100,81 mV, -106,77 mV, -119,17 mV, -246,74 mV et -123,61 mV. Ces faibles anomalies SP correspondent à des zones peu profondes d'infiltration d'eau (lignes verticales flèches rouges) tandis qu'à une profondeur de 21,83 m, la valeur SP ne montre que des maxima et des minima négatifs et pourrait être associée à une zone d'infiltration plus profonde.

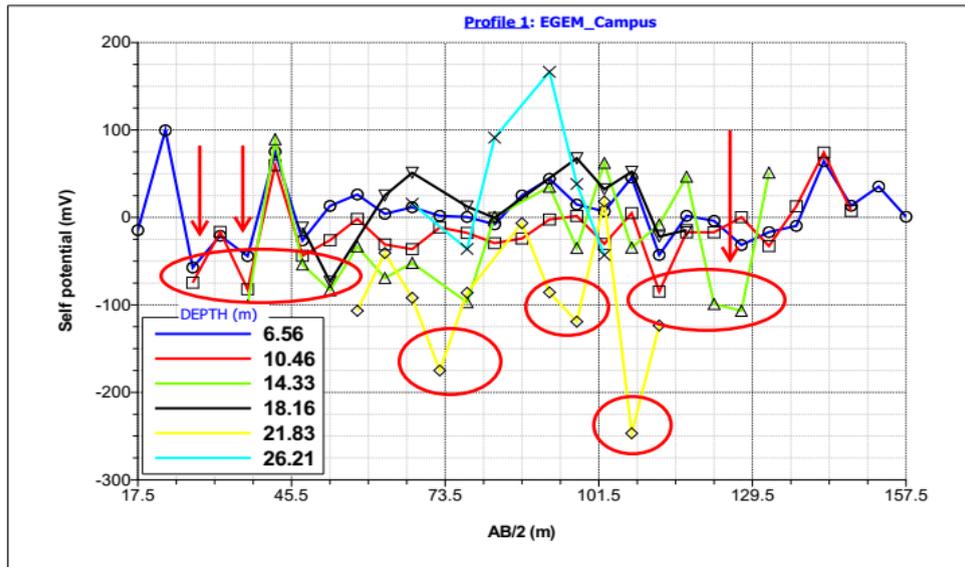


Figure 58. Profil du campus d'EGEM

- ❖ Sur la figure 59 (école publique de koppo), les courbes des profils SP sont dispersées et montrent clairement la dominance des pics positifs. Aux profondeurs de 10,46 et 18,16 m, la valeur SP ne montre que des maxima et des minima négatifs et pourrait être associée à une zone d'infiltration peu profonde (grand cercle rouge).

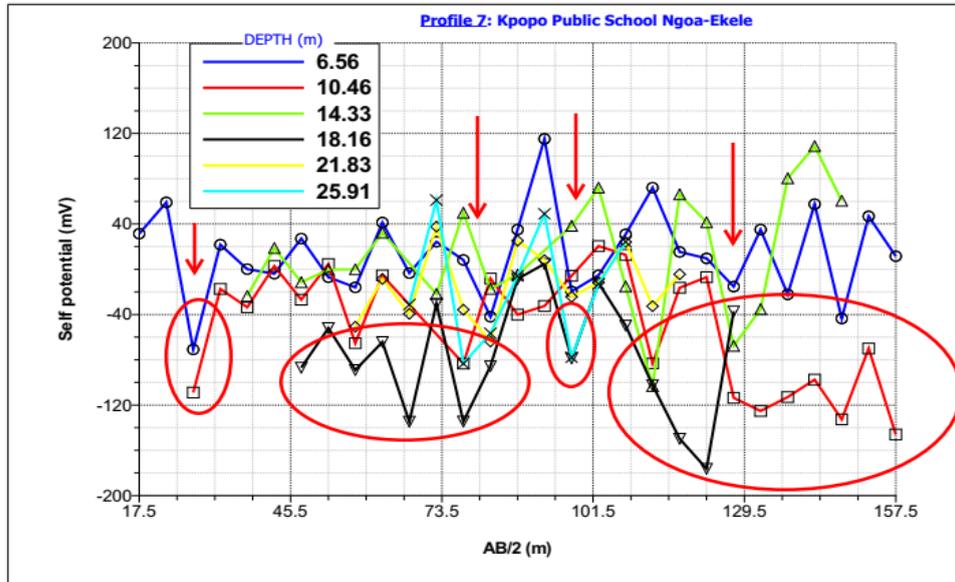


Figure 59. Profil école publique de koppo

- ❖ Dans le cas du profil de Pitoa (figure 60), on peut observer que les courbes commencent par une oscillation à courte longueur d'onde des valeurs SP avec une faible amplitude et se terminent par une grande oscillation à longueur d'onde. Ici, seule une zone d'infiltration peu profonde a été délimitée (marquée par un cercle rouge).

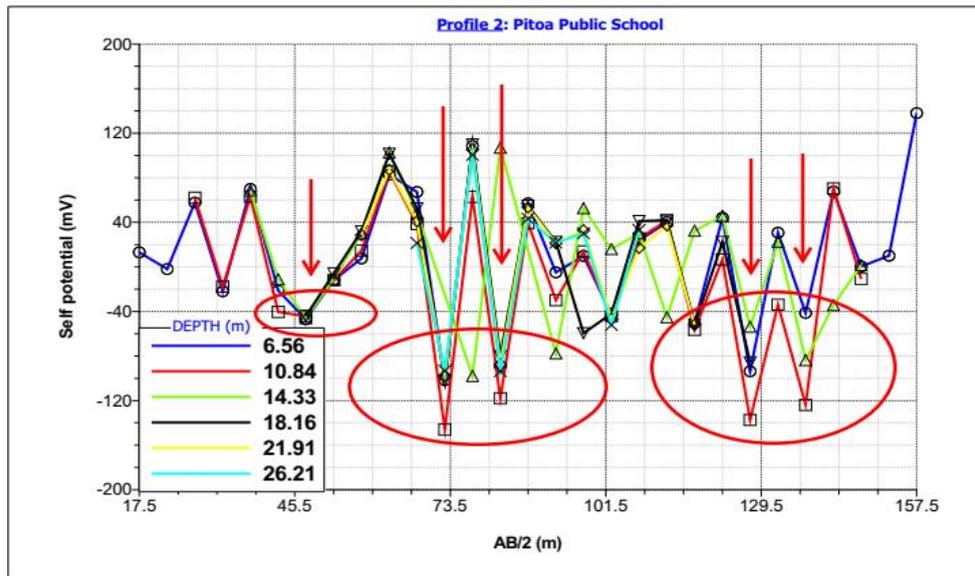


Figure 60. Profil de Pitoa

- ❖ Sur la figure 61 (lycée bilingue), on peut identifier cinq zones de discontinuités (cercles rouges) à 47,5, 72,5, 82,5, 127,5 et 137,5 mètres de distance où toutes les courbes SP ont la même concavité. Ces zones correspondent à des zones d'infiltration d'eau marquées ici par des flèches rouges verticales.

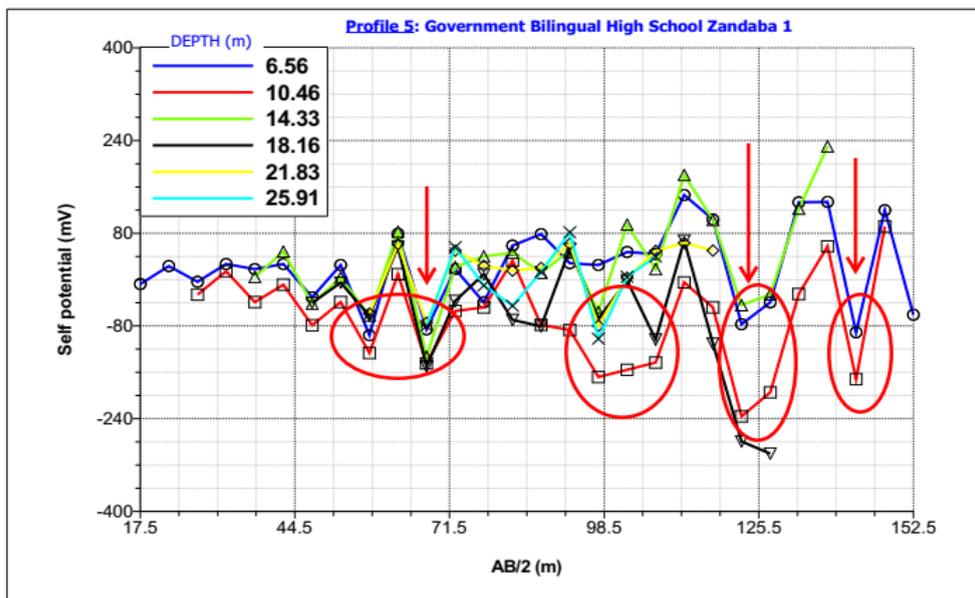


Figure 61. Profil du lycée bilingue Zandaba 1

- ❖ Le profil de sabongari (figure 62) indique une dominance des pics SP positifs avec une valeur allant de 80 à 120 mV. Ici, la superposition de courbes SP à 67,5 m de distance fait de cette zone une zone d'infiltration et atteint 18,16 m de profondeur.

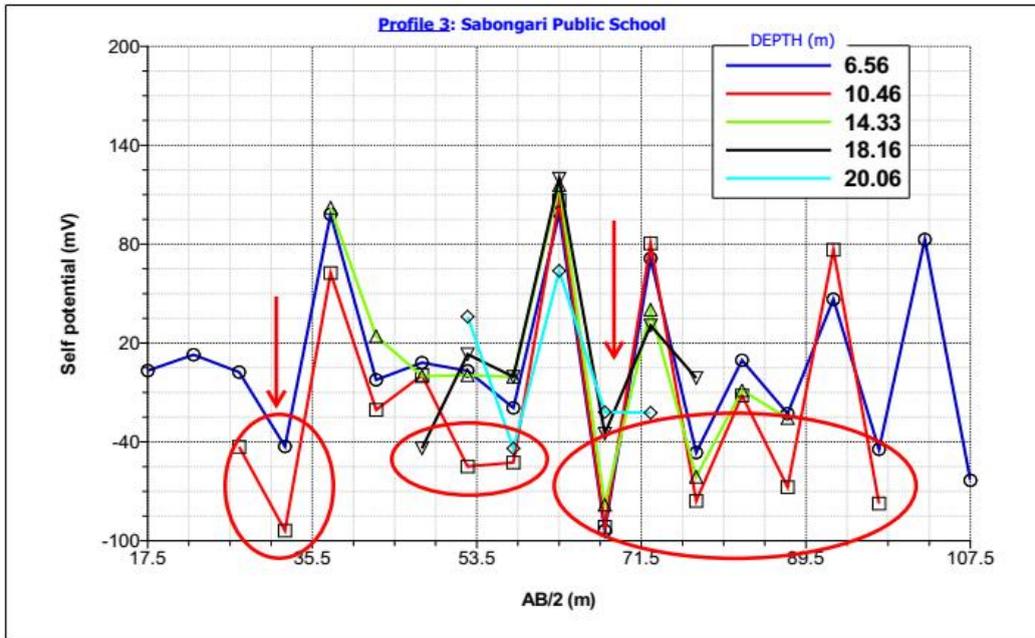


Figure 62. Profil de sabongari

- ❖ La figure 63 (yelwa) a révélé des pics d'anomalies élevés à 62,5, 112,5 et 127,5 mètres de distance avec une valeur d'amplitude de 192,5, 381,04 et 338,56 mV tandis que des pics de SP bas apparaissent à 67,5, 102,5 et 107,5 mètres de distance avec une valeur d'amplitude de -129,47, -182,79 et -147,29 mV. Ici, la superposition des courbes SP à ces emplacements (faible valeur SP) montre clairement que l'infiltration d'eau est plus profonde et atteint une profondeur de 25,71 m (cercle rouge).

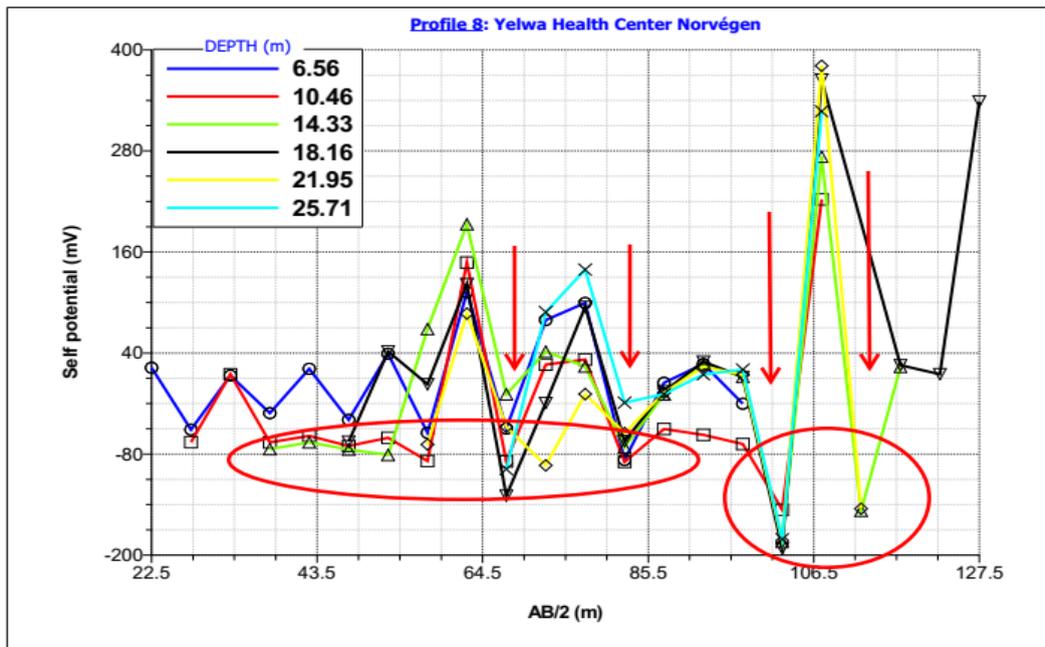


Figure 63. Profil de yelwa

- ❖ La figure 64 (gbakoungué) montre clairement une bonne superposition des courbes SP et deux zones plus profondes d'infiltration d'eau avec des pics négatifs de -153,08 et -126,34 mV sont délimitées entre 77,5 et 92,5 mètres de distance à 25,71 m de profondeur tandis que les zones d'infiltration peu profondes sont identifiées autour de 42,5 et 127,5 m de distance à 14,33 m de profondeur.

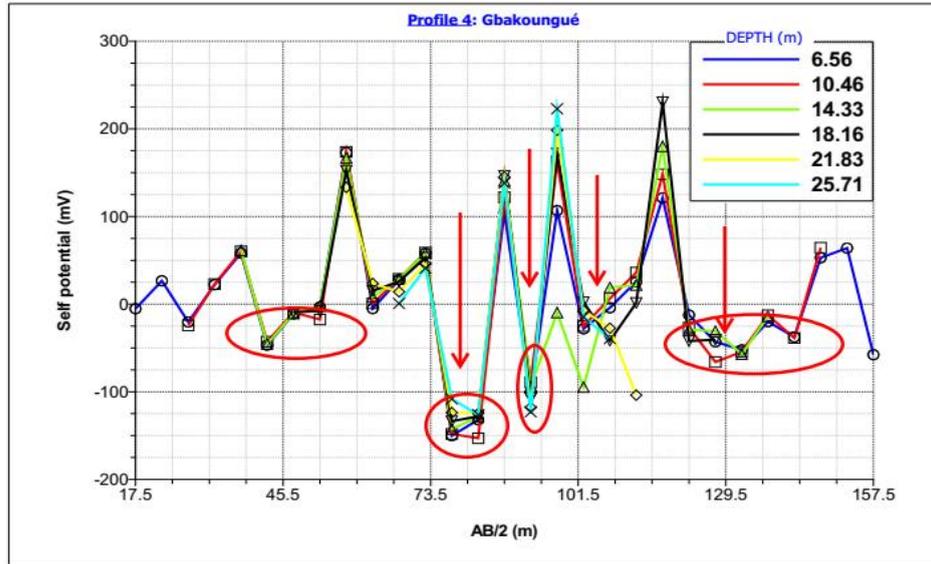


Figure 64. Profil de gbakoungué

- ❖ Sur la figure 65 (lycée technique), des pics positifs élevés sont observés entre 82,5 et 102,5 mètres de distance avec une amplitude allant de 266,17 à 352,47 mV tandis que des pics négatifs apparaissent à 62,5, 92,5, 102,5 et 107,5 mètres de distance avec des valeurs de -236,66, -224,75, -189,82 et -214,09 mV. Trois zones plus profondes d'infiltration d'eau ont été délimitées (cercle rouge) à 18,16 et 20,06 m de profondeur.

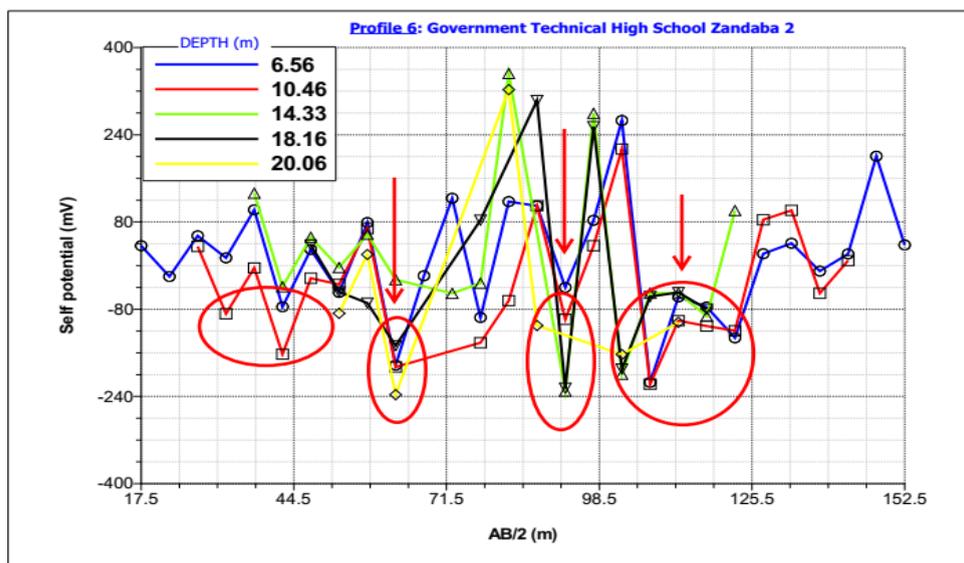


Figure 65. Profil du lycée technique Zandaba 2

- ❖ La courbe de profilage de la figure 66 présente entre 12.5 et 157.5m de distance, une majorité des courbe SP négatives à des profondeurs moyenne à grande, et se présente sous forme d'oscillations entre 192.5 et 332.5m. Cette figure indique des pics positifs élevés allant de 37.5 à 142.5m et 222.5 à 332.5 m de distance avec des amplitudes allant de 52.5 à 240.7 mV, tandis que les pics négatifs apparaissent à une distance de 82.5, 127.5, 237.5, 252.5, 292.5 m avec des valeurs de -150.24mV, -229.68mV, -178.14mV, -298.36mV, -213.87mV. Trois zones d'infiltration d'eau peu profondes ont été délimitées à 10.45m, 14.25m de profondeur (lignes de flèches rouges) et des zones d'infiltrations plus profondes (Cercle rouge, 21.85 et 25.65m de profondeur).

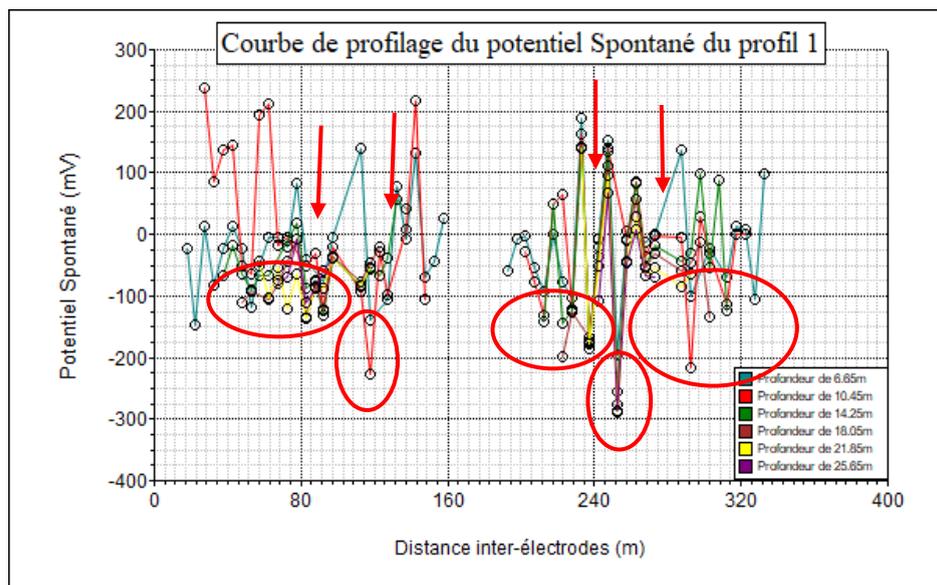


Figure 66. Profil1

- ❖ Sur la figure 67, on relève des pics de SP positifs en proche surface (6.65m et 10.45m de profondeur) avec des magnitudes de 50 à 195.64mV, et entre 102.5 à 147.5m, 227.5 à 252.5m, 262.5m à 302.5 de distance, on observe des pics de SP négatifs pour une profondeur de 10.45m. Ces faibles anomalies de SP correspondent à des zones d'infiltration d'eau peu profondes (lignes de flèches rouge verticales). A des profondeurs de 14.25m, 18.05m, 21.85m, et 25.65m on observe que les valeurs de SP ont des maxima et minima négatifs. Ce qui pourrait être associée à des zones d'infiltration peu et plus profondes (cercle en rouge).

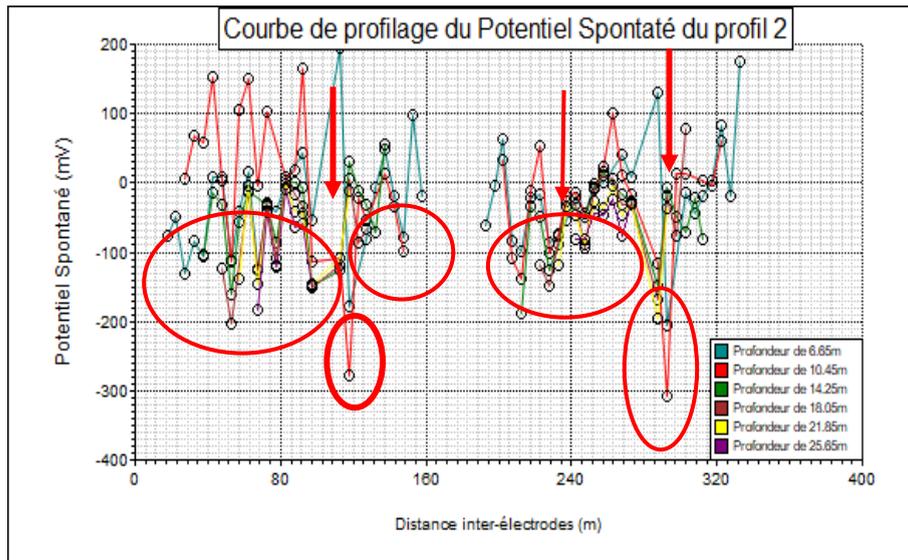


Figure 67. Profil 2

- ❖ La figure 68 indique une dominance des pics de SP négatifs avec la valeur allant de -340 à -60 mV. Les pics positifs ont été observés à 87.5, 112.5, 137.5, 237.5, 267.5, 287.5 mètres de distances avec une amplitude variant entre 90 à 263.7mV. Les pics de SP négatifs correspondent à des zones d'infiltration d'eau peu profondes c'est à dire 6.65m, 10.45m, 14.25m (cercle rouge) et des zones d'infiltration profondes 21.05m et 25.65m (lignes de flèches rouges verticales).

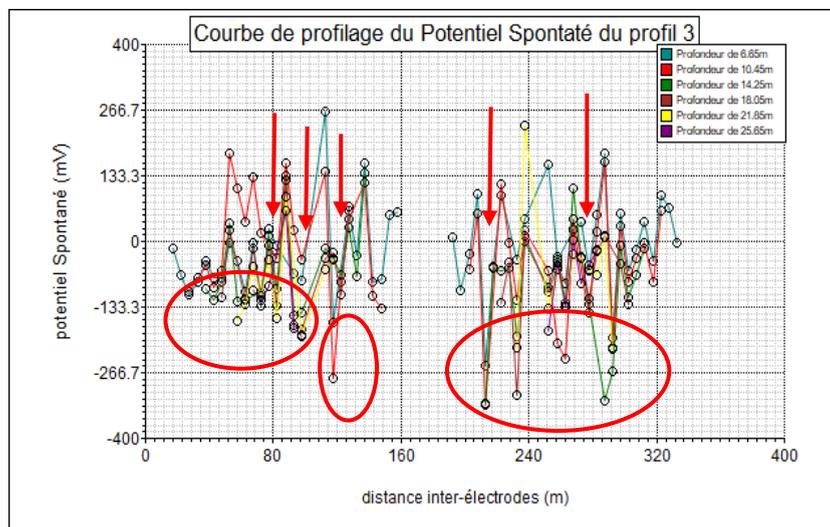


Figure 68. Profil 3

- ❖ Le profilage 69 présente une bonne superposition des courbes SP et une dominance des pics positifs a été observée à 87.5, 217.5, 237.5, 257.5, 282.5 mètres de distance avec les valeurs de magnitude variant entre 83m à 442.88 mV. Des anomalies SP très faibles sont également observés sur à 87.5, 97.5, 217.5, 232.5, 242.5, 257.5 mètres avec des valeurs d'amplitude comprises entre -963.3 et -123.03mV (cercle rouge). Les courbes PS à ces endroits (valeur

de SP faible) montrent que l'infiltration de l'eau est plus profonde et atteint 25.65m de profondeur (ligne de flèches rouges).

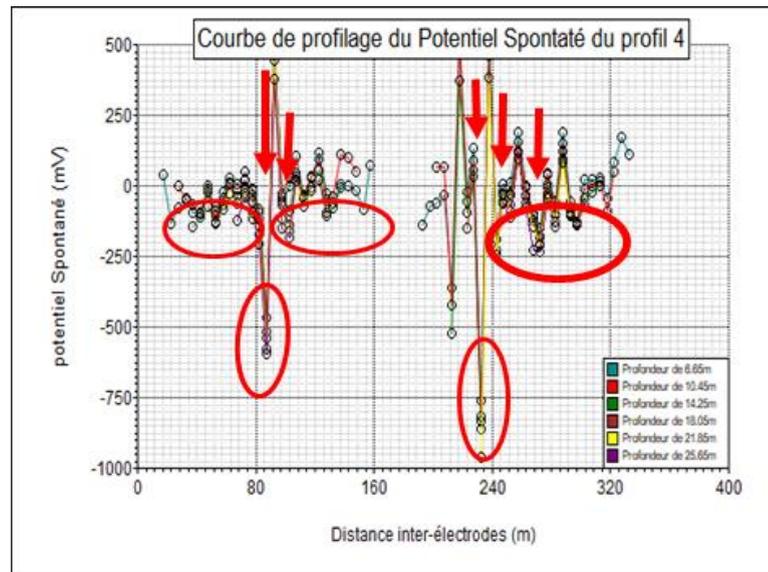


Figure 69. Profil 4

- ❖ Cependant, celui de la figure 70 présente des courbes SP légèrement dispersées. Il indique des pics de SP positifs avec des valeurs allant de 75 à 285.34mV. Ici, la superposition des courbes SP à des distances 52.8, 72.5, 92.5, 102.5, 117.5 mètres, fait de ces zones des zones d'infiltration et atteint 18.05m de profondeur (lignes de flèches rouges). On observe à 21.85m et 25.65m de profondeur que les valeurs de SP ont des maxima et minima négatifs (cercle rouge). Ce qui pourrait être associée à des zones d'infiltration profondes, faisant ainsi de cet aquifère un l'aquifère confiné.

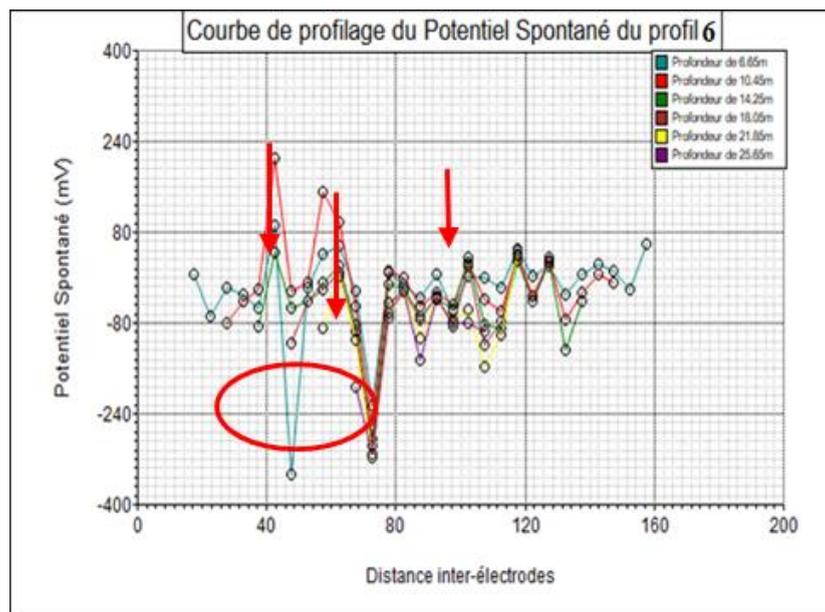


Figure 70. Profil 6

- ❖ La figure 71 quant à elle nous présente une bonne superposition des courbes SP. Entre 42.5 et 62.5 mètres, on relève les pics SP positivement élevés : 230mV et 200mV respectivement et de 80 à 157m de distance. La valeur des pics de SP varie entre 15 et 65mV. Les anomalies de SP faibles sont observées avec des pics de -380.95mV, -235.41mV, -104.56 mV, -113.47mV, -98.36 mV (cercles rouges). Ces faibles valeurs de SP correspondent à des zones d'infiltration d'eau peu profondes (flèches rouges). A 21.85m et 25.65m de profondeurs, les valeurs de SP ne montrent que des maxima et des minima négatifs, ce qui laisse penser à une zone d'infiltration d'eau plus profonde.

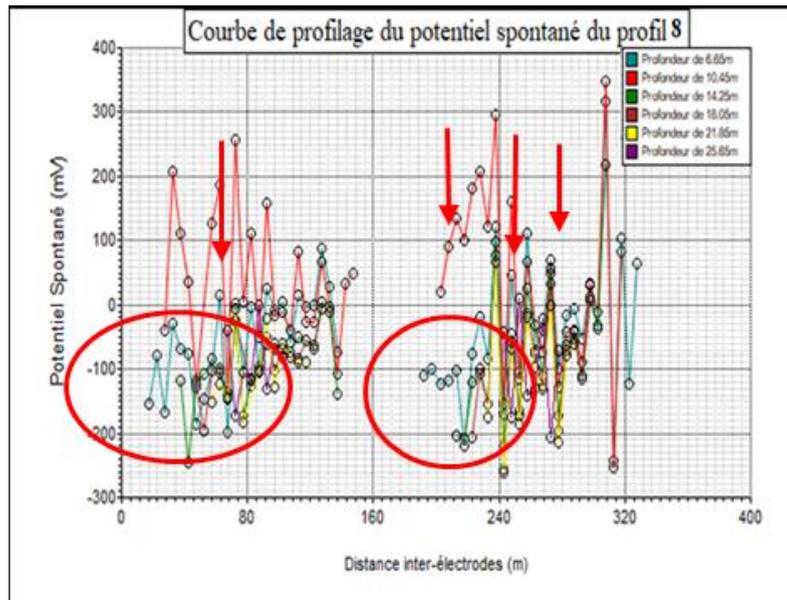


Figure 71. Profil 8

3.5.2. Interprétation diagraphique des valeurs de résistivités et de SP

Les lectures de résistivité et des valeurs SP permettent d'observer que la profondeur d'investigation augmente avec l'espacement des électrodes. Des représentations graphiques ont été réalisées dans le but de mieux cerner ces variations verticales. Chaque graphique a en ordonnée les valeurs de SP et de résistivité et en abscisse leur espacement respectif des électrodes. Les valeurs de résistivité et SP ont été définies sur la même échelle en ordonnée. Les valeurs de résistivité et de potentiel spontané sont tracées en fonction de la profondeur (Verma, 1980). Les observations faites sur les courbes de SP et de résistivité ont permis de mettre en évidence la profondeur et l'épaisseur des couches superficielles (lithologie souterraine) sur le log composite de chaque tracé en termes d'espacement des électrodes par comparaison des points d'inflexion (figure 72) et l'interprétation de la variation en profondeur des couches en utilisant la corrélation de ces logs composites.

À partir de l'analyse des courbes de SP et de la résistivité apparente, de nombreuses informations peuvent être retirées telles que la minéralogie, l'argile, les types de ciment, la granulométrie, le tri et le compactage des grains, les changements de fluide, l'épaisseur du lit, l'homogénéité et l'hétérogénéité du lit de l'aquifère (Ravindran, 2012). La valeur SP peut dévier des deux côtés : à gauche pour une valeur négative et à droite pour une valeur positive. Dans cet intervalle, la valeur de la résistivité ne montre qu'un changement de concavité à la baisse. La déviation du SP vers le côté droit indique une formation imperméable telle que de l'argile, une cuirasse latéritique, du calcaire, du gneiss et d'autres roches dures comme le granite. La déviation latérale négative ou gauche indique des couches perméables telles que des graviers, de la pegmatite et du quartzite (Ravindran, 2012).

La forme de la courbe SP est très importante pour une interprétation quantitative. La salinité du fluide contenu dans les formations est un facteur qui influe sur la forme et l'amplitude de la déviation du SP (Ravindran, 2009). L'augmentation de la teneur en sel dans l'eau de formation ainsi que pour la formation perméable rend la valeur de SP plus négative. Lorsque la courbe SP se déplace vers la droite, l'aquifère de sable contient de l'eau à faible teneur en sel. Lorsque la courbe SP est plate, il n'y a pas de différence nette entre les argiles, les lits poreux et les lits perméables. Les limites entre l'argile et la formation perméable correspondent au point d'inflexion de la courbe SP (Ravindran, 2012). Les couches épaisses d'argile ont été assignées à un plateau de la courbe SP tandis que les couches de sable épaisses ont été affectées à des creux de plateau. Une pointe positive indique une fine couche d'argile et une pointe négative un lit de sable fin. La limite entre la formation argileuse et la formation sablonneuse perméable était définie par un élément plat de la courbe SP. Le pas positif de la courbe correspond à la forte augmentation de l'argile ou du schiste. Selon les travaux de Ravindran (2009), une formation poreuse contenant un fluide conducteur tel que le sable d'eau salée, ou une formation étanche telle que du schiste ou de l'argile contenant un fluide ionisé est caractérisée par une faible valeur de résistivité, tandis que les valeurs de résistivité élevée indiquent une formation non poreuse ou imperméable contenant un fluide non conducteur tel que l'eau douce, le gaz ou l'huile. Ainsi, la combinaison de SP et des valeurs de résistivité (figure 72) des formations a été utilisée pour mettre en évidence la nature et le type des couches souterraines dans la zone d'étude :

- (1) Un lit d'argile imperméable contenant de l'eau ionisée se caractérise par une faible résistivité apparente et un faible SP. Ce cas correspondrait à une situation marquée par une absence de débit d'eau dans un environnement superficiel ;
- (2) Le sable poreux et perméable à l'eau se caractérise par une faible résistivité apparente et une SP fortement négative. Ce cas correspondrait à une situation de débit d'eau dans un

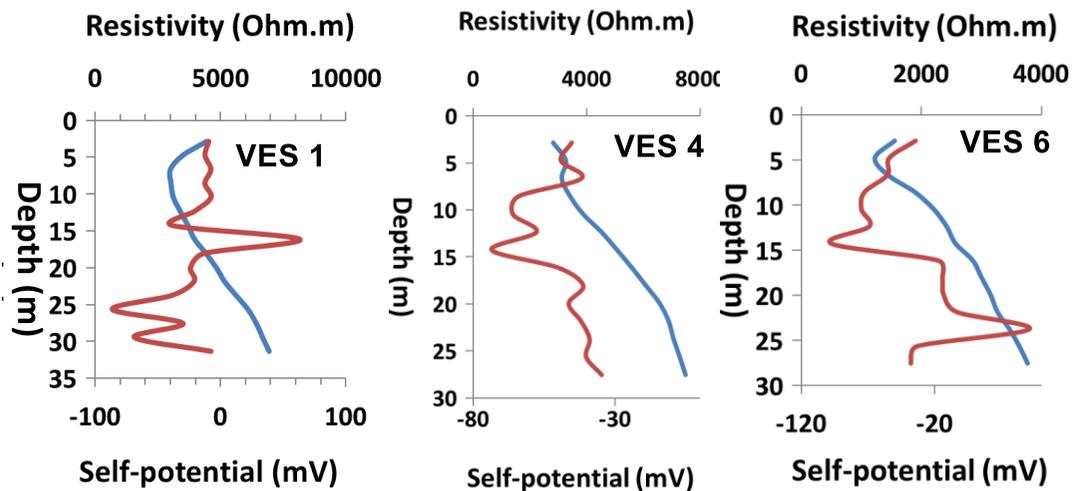
environnement superficiel ;

- (3) La formation poreuse avec une faible teneur en eau se caractérise par une faible résistivité apparente et une SP positive élevée. Dans ce cas, il s'agirait d'une situation marquée par une absence de débit d'eau dans un environnement superficiel ;
- (4) Les formations imperméables telles que le calcaire, le sable cimenté et le limon se caractérisent par une résistivité apparente élevée et une faible SP. Dans ce cas, il s'agirait d'une situation marquée par une absence de débit d'eau dans un environnement superficiel.
- (5) Un lit de sable perméable contenant de l'eau douce se caractérise par une résistivité apparente élevée et une SP négative élevée. Cela correspondrait à une formation résistante soumise à un écoulement d'eau ;
- (6) Le sable poreux ou une autre formation sableuse avec une eau douce se caractérise par une résistivité apparente élevée et une SP positive élevée. Ce contexte est celui qui caractérise une formation résistante soumise à un écoulement d'eau.

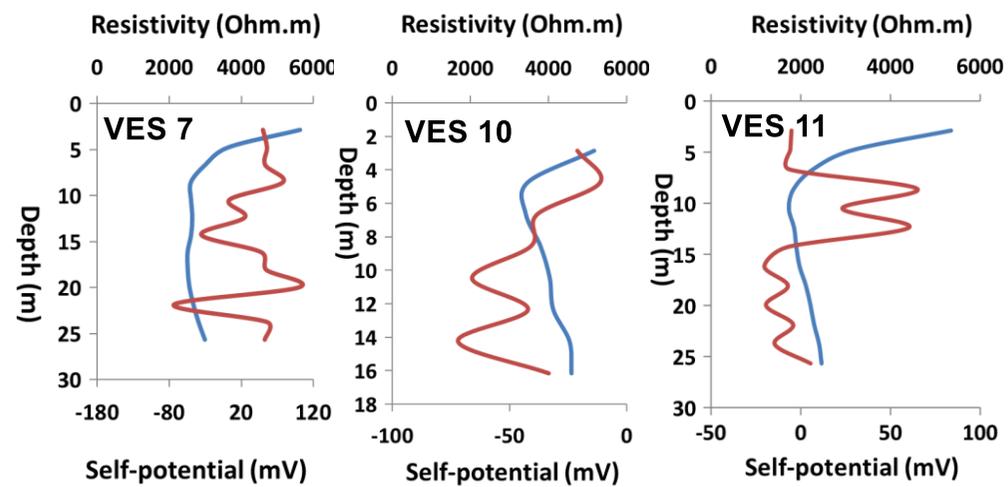
Un examen attentif de la résistivité et des courbes SP fait ressortir de nombreuses caractéristiques de courbes, chacune d'entre elles étant considérée comme la signature de formations géologiques. La corrélation était basée sur la reconnaissance de formes d'éléments de courbe tels que les pics et les creux. Les pics sont des segments de courbe sur lesquels la résistivité augmente avec la profondeur passant par un maximum puis diminue. Il y a deux points d'inflexion consécutifs délimités, qui définissent leurs limites tandis que les creux sont définis en termes de variation de dérivés en signe opposé (Ravindran et al., 2009). La déviation du SP vers la droite indique une formation imperméable telle que sable ferreux, sable, conglomérat et roche dure ferrugineux (Barker, 1989). La flèche SP vers le côté gauche indique un sol rouge non consolidé et des sédiments calcaires.

De ce qui précède, il s'ensuit que toutes les formations peuvent être soumises à un écoulement d'eau et que, grâce à la mesure des potentiels spontanés, il est ainsi possible de déterminer l'existence de bassins de drainage dans la zone étudiée.

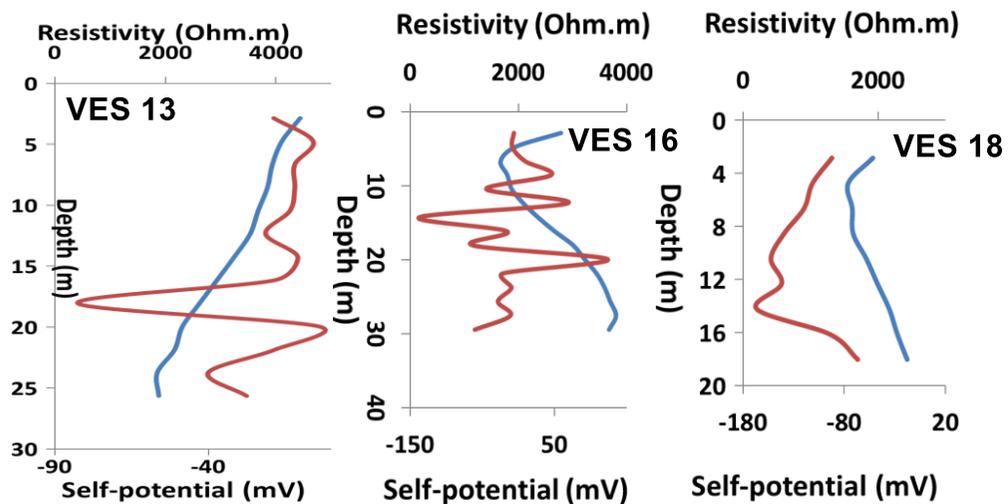
Profile 1



Profile 2



Profile 3



Profile 4

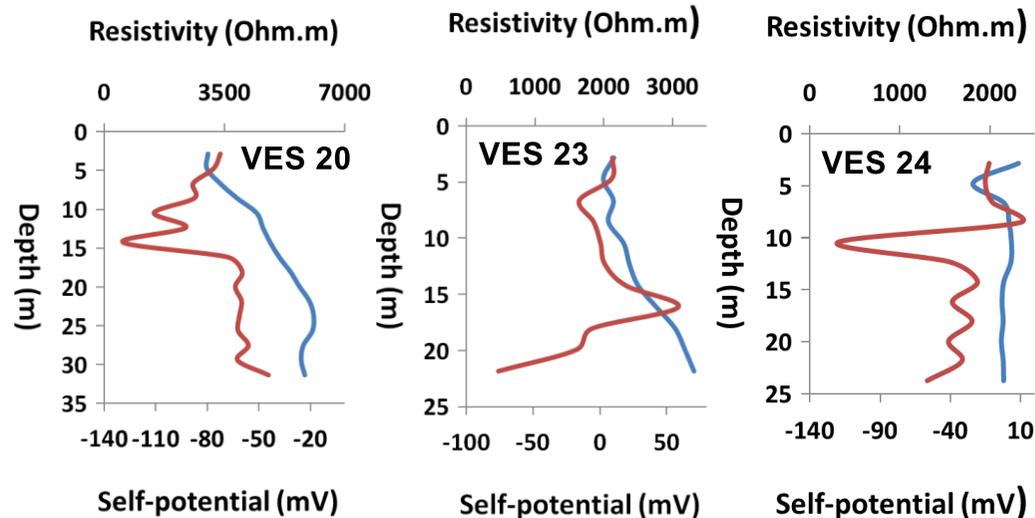


Figure 72. Sondage composite du gradient de potentiel spontané et de résistivité électrique extrait du jeu de données.

3.5.3. Localisation des bassins drainants et sens d'écoulement des eaux souterraines dans les différents aquifères identifiés

La superposition des cartes de résistivités apparentes aux cartes de potentiels spontanés nous a permis de localiser les bassins drainants probables dans la zone d'étude. Les résultats obtenus sont illustrés sur la figure 73. Grace à ces cartes, il est possible de remarquer deux familles majeures de bassins drainants à savoir : les bassins superficiels et profonds.

- Les zones drainantes superficielles sont caractérisées par des faibles résistivités apparentes associées à des anomalies PS négatives. Elles apparaissent dans les parties nord, ouest, sud et centre-ouest de la zone étudiée et aux profondeurs respectives de 2,85m, 6,65m, 10,45m et 14,25m. Ces zones appartiennent à celles des aquifères dits libres dont la profondeur est comprise entre 5 et 13m (Meying et al., 2018). Une analyse profonde de ces zones (figure 74a, b, c, d) révèle de nombreux couloirs d'écoulement d'eaux souterraines avec des longueurs diminuant avec la profondeur et dont les directions principales sont : NNW – SSE ; NE – SW ; N – S ; et NNE – SSW.
- Les zones drainantes profondes considérablement représentées en profondeur due à la bonne couverture de la zone d'étude par des anomalies PS négatives de grandes amplitudes associées aux fortes résistivités de l'ordre de 4000 Ω m environ. L'apparition de ces bassins profonds pourrait s'expliquer par une altération du fait de fracturations probables du socle donnant ainsi naissance à des drainages hydrauliques. Ces bassins appartiennent aux zones d'aquifères dits captifs et sont localisés à des profondeurs variantes entre 18 et 31m (Meying et al., 2018). L'analyse des figures 74e, f, g et h montre également des couloirs d'écoulement hydriques de longueur très variable, dont certains prennent naissance à 18,05m et d'autres à 21,85m tandis que d'autres au contraire disparaissent totalement à environ 14m. C'est le cas dans les parties ouest, sud, sud-ouest et centrale de la zone étudiée. L'on peut également constater que les sens des écoulements dans ces aquifères profonds (aquifères de socle) sont essentiellement dirigés vers le sud, l'extrême nord-ouest et le centre de la ville de Méiganga où l'on peut voir une concentration des forages et puits traditionnels.

En outre, l'on constate qu'entre les profondeurs de 2,85 et 31,35m, les directions d'écoulement sont très changeantes et les couloirs d'écoulement empreintés par les eaux souterraines variables, ceci pourrait s'expliquer par une fracturation dense des roches de socle de la zone d'étude, conduisant à une grande infiltration des eaux provoquant ainsi une accélération de l'altération de la roche mère granito-gneissique.

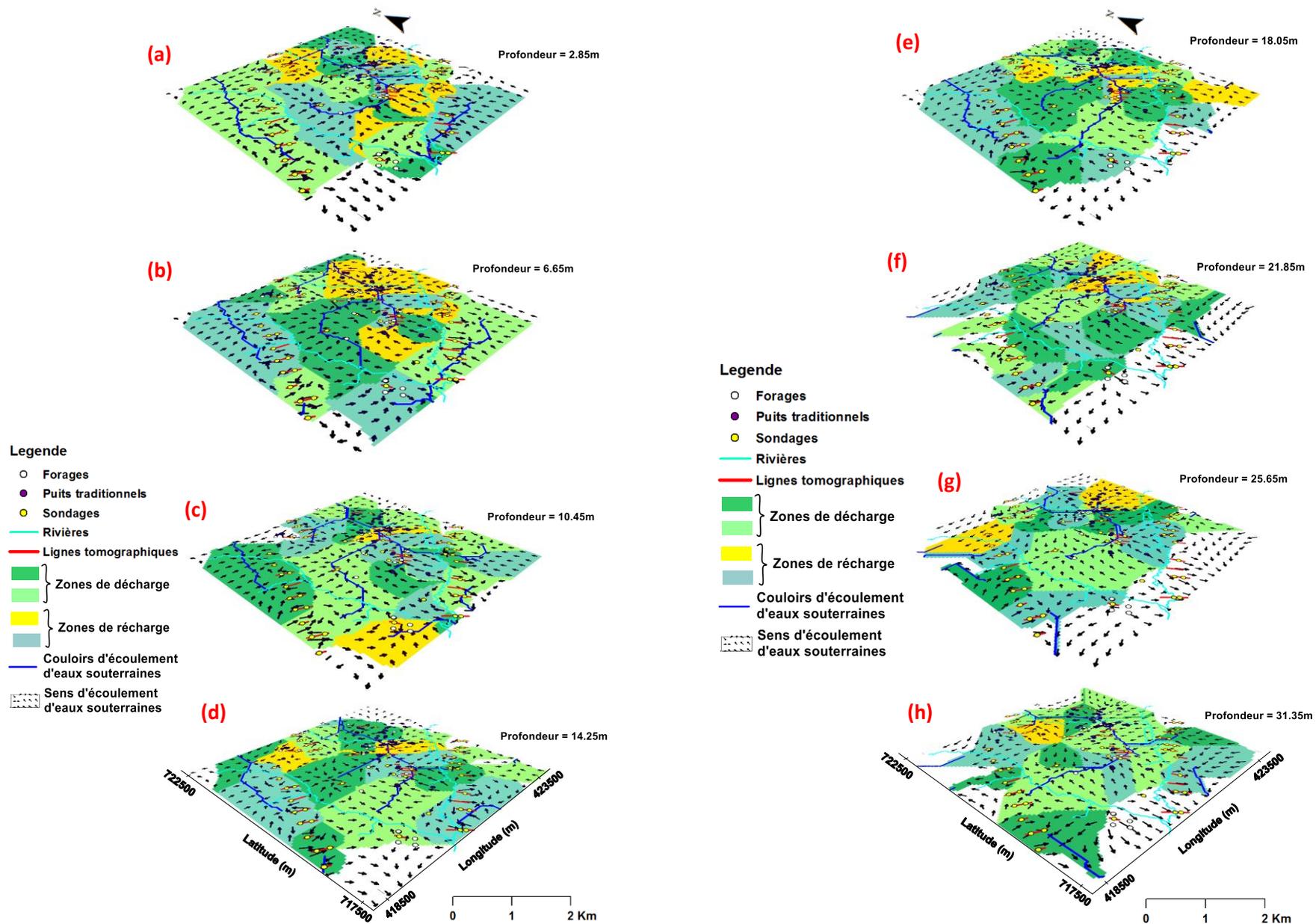


Figure 73. Localisation des potentiels bassins drainants et sens d'écoulement des eaux souterraines à différentes profondeurs.

3.5.4. Discussion sur les résultats des profilages SP et écoulements souterrains

À partir des courbes de profilages SP, les zones d'infiltration d'eau peu profonde et plus profonde ont été mises en évidence dans les différentes formations géologiques grâce à la mesure et à la détection de pics négatifs de SP. Il ressort que ces zones d'anomalies SP négatives sont caractéristiques des bassins versants, et plus le débit devient important, plus l'amplitude des potentiels négatifs augmente. La comparaison de ces résultats géophysiques révèle une cohérence claire entre les anomalies négatives SP et les valeurs observées de résistivité électrique apparente. Sur le profil de Gbakoungué (figures 37 et 64), par exemple, on peut facilement remarquer que les pics d'anomalies négatives, fortes et élevées (-120 à -150 mV) du potentiel spontané localisés entre 77,5 et 97,5 m correspondent aux anomalies conductrices profondes (environ 350 Ω .m) sur la pseudo-section de résistivité électrique apparente (marquée par des contours noirs), tandis que sur le profil du campus d'EGEM (figures 38 et 58) à une profondeur de 21,83 m, on peut voir que la courbe SP ne montre que des maxima et minima négatifs et correspondent également à des anomalies conductrices sur la pseudo-section de résistivité apparente. L'observation d'anomalies SP négatives et de faibles valeurs de résistivité aux mêmes endroits peut s'expliquer par la présence d'argiles humides dans le sol en raison d'une altération excessive du granite/gneiss en profondeur.

En outre, ces cartes montrent que les eaux souterraines existent à une plus grande profondeur dans la partie sud-est et un peu vers la partie nord-est de la zone d'étude, tandis qu'elles existent à faible profondeur au nord-ouest et dans certains endroits de cette partie de la zone. Cela peut être dû à une élévation relative plus faible de la surface du sol et à des affleurements proches de la surface du substratum rocheux. La direction de l'écoulement des eaux souterraines est représentée sous forme de grilles vectorielles, avec des flèches montrant le modèle de débit des zones d'altitude plus élevée aux zones d'altitude plus basses. On peut en déduire que les zones de recharge en eau sont situées le long des parties nord-ouest, nord-est et sud-ouest de la zone d'étude, tandis que les zones de rejet sont visiblement situées dans les parties centrale et sud de la zone d'étude. Les zones de rejet servant de centre de collecte des eaux souterraines sont de bonnes zones potentielles pour les eaux souterraines. Cela explique pourquoi de nombreux puits ont été forés dans la partie centre-est.

3.6. Cartographie du potentiel des eaux souterraines

L'étude des propriétés hydrogéologiques des aquifères a révélé d'étroites relations entre la productivité des ouvrages hydrauliques et la fracturation du socle (Teikeu, 2016). En dehors de ces paramètres hydrogéologique, d'autres facteurs influencent aussi l'emmagasinement et

l'écoulement des eaux souterraines, à savoir la topographie, la pente, la piézométrie, l'hydrographie, la lithologie et la géomorphologie (Yeh et al., 2008). Ceci montre que l'étude du comportement des aquifères de socle est complexe et exige l'intégration de l'ensemble des caractéristiques dans une base de données unique pour mieux les combiner et les modéliser (Teikeu, 2016). C'est ainsi que dans le cadre de cette recherche, et pour une utilisation optimale des données disponibles, une cartographie des potentialités en eau souterraine par analyse multicritères est réalisée.

3.6.1. Interprétation des résultats de cartographie par analyse multicritères

Dans le cadre de cette recherche, la démarche méthodologique adoptée s'est déroulée en deux étapes : premièrement, nous avons constitué la base des données par élaboration de plusieurs cartes thématiques à savoir : pente, densité de linéament, densité de drainage, lithologie profonde, texture du sol, occupation du sol, géomorphologie, altitude et précipitation, qui par combinaison linéaire pondérée donneront en deuxième lieu les cartes des zones potentielles de recharge des aquifères. Cette section sera consacrée dans un premier lieu à la présentation des cartes thématiques établies par analyse multicritères, et en second lieu à l'utilisation des données de références pour leur validation.

3.6.1.1. Cartes thématiques des critères de recharge et de productivité des aquifères

- **La densité de drainage :** La densité de drainage estimée dans la zone d'étude telle que présentée dans la figure 74 révèle un réseau de drainage très dense avec des valeurs de 8 à 27 km/km². Les zones de densité de drainage très faible à faible constituent environ 48.75 % de la superficie totale du bassin et ont été assignées des pondérations relativement élevées (9 et 7 respectivement). Les zones de densité de drainage modérée et forte ont eu des pondérations plus faibles (4 et 2 respectivement) et constitueraient environ 42.96 % de la surface totale. Les zones de densité de drainage élevée impliquent une infiltration et des recharges potentiellement faibles ou moyennes et couvrent environ 8.29 % de la zone d'étude. Par conséquent, elles contribuent faiblement au potentiel global de recharge de la nappe aquifère.

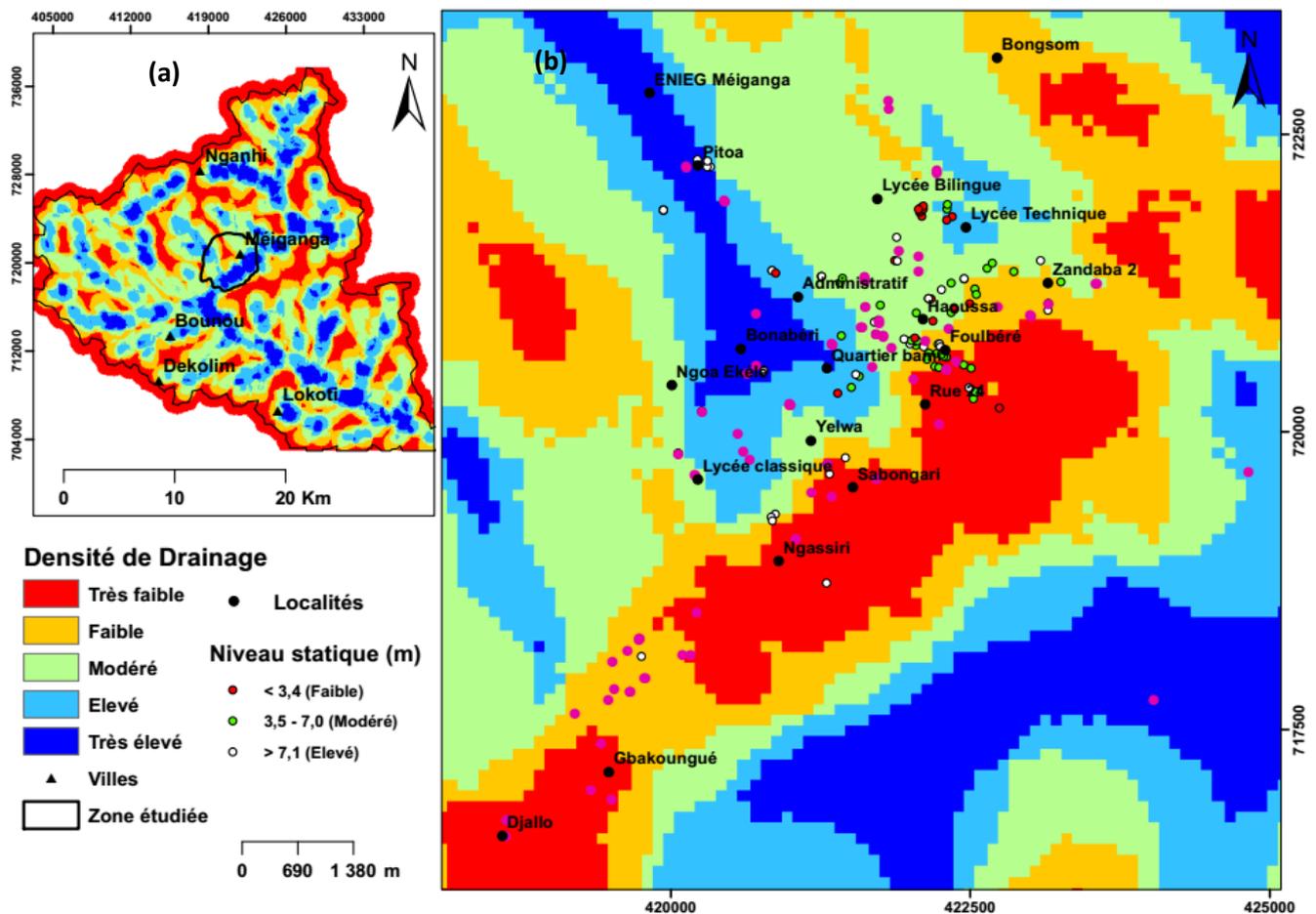


Figure 74. Carte de densité de drainage : (a) pour le bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méianga.

➤ **La géomorphologie:** Les traits géomorphologiques fournissent des indications considérables sur les ressources d'eaux souterraines et aussi ils donnent des informations indirectes sur l'occurrence, le mouvement et l'évolution des eaux souterraines (Machiwal et al., 2010). Dans la présente zone d'étude, les terrains de roches altérées et fracturées à hautes altitudes et à topographie escarpée ont une potentialité en eaux souterraines moyenne à faible, d'où un poids faible de 3 et 2 leur a été assigné respectivement. Lequel inclut le fronton complexe Inselberg, les collines structurales et résiduelles, les plateaux et inclinaisons du piedmont. Par contre les plaines alluviales et inondables montrent généralement de bonnes potentialités en eaux souterraines à cause de la haute infiltration généralement estimée dans des dépôts de matériaux altérés (Thapa et al., 2017) d'où, un poids élevé de 9 est assigné. Celles-ci inclus les vallées, les plaines et les eaux ouvertes.

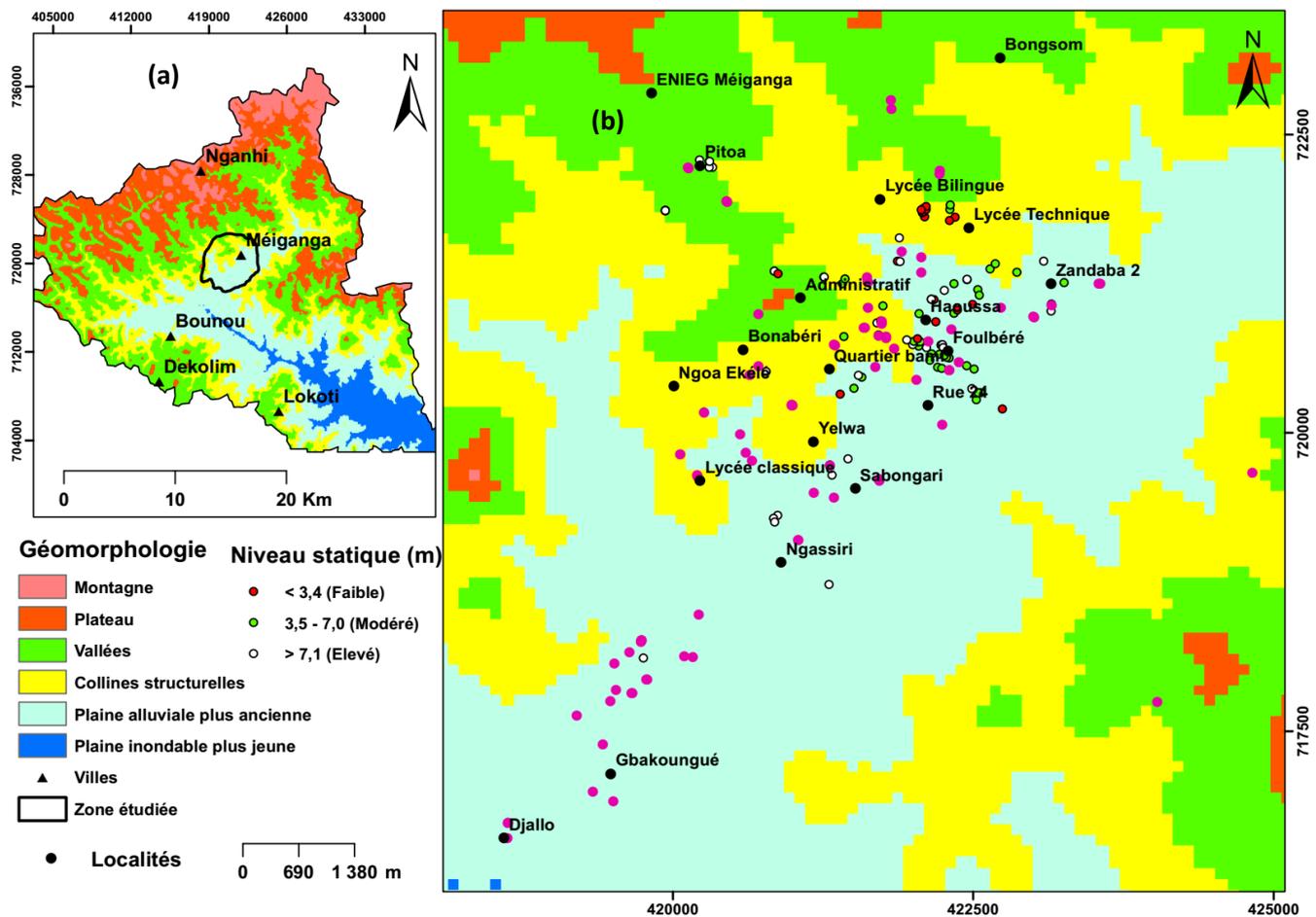


Figure 75. Carte géomorphologique : (a) pour le bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.

➤ **L'occupation des sols** : Les profils d'utilisation des sols et couvertures terrestres de la zone d'étude ont été analysés et cartographiés à l'aide des données satellitaires Landsat 7, et worldview 2 et une vérification sur le terrain. Les eaux ouvertes et les terres cultivées ont reçu un facteur de pondération élevé, car elles sont principalement associées aux plans d'eau, qui avaient été identifiés par le ton bleu clair et une texture fine/moyenne. Les principaux modèles d'utilisation des terres dans le bassin de yoyo sont : la forêt galerie (48.8%), la savane herbeuse (9%), les champs et brulis (30.2%), la savane arborée (3.9%), les eaux ouvertes (5.2%) et les bâtis et sols nus (2.9%). Les régions à très hautes constructions et constructions en béton (bâtis) sont mauvaises pour le potentiel des eaux souterraines en raison du ruissellement de surface, tandis que les terres agricoles (champs et brulis) sont bonnes en raison de la disponibilité de sols meubles en surface (Singh et al., 2010, 2011a; Das et al., 2017).

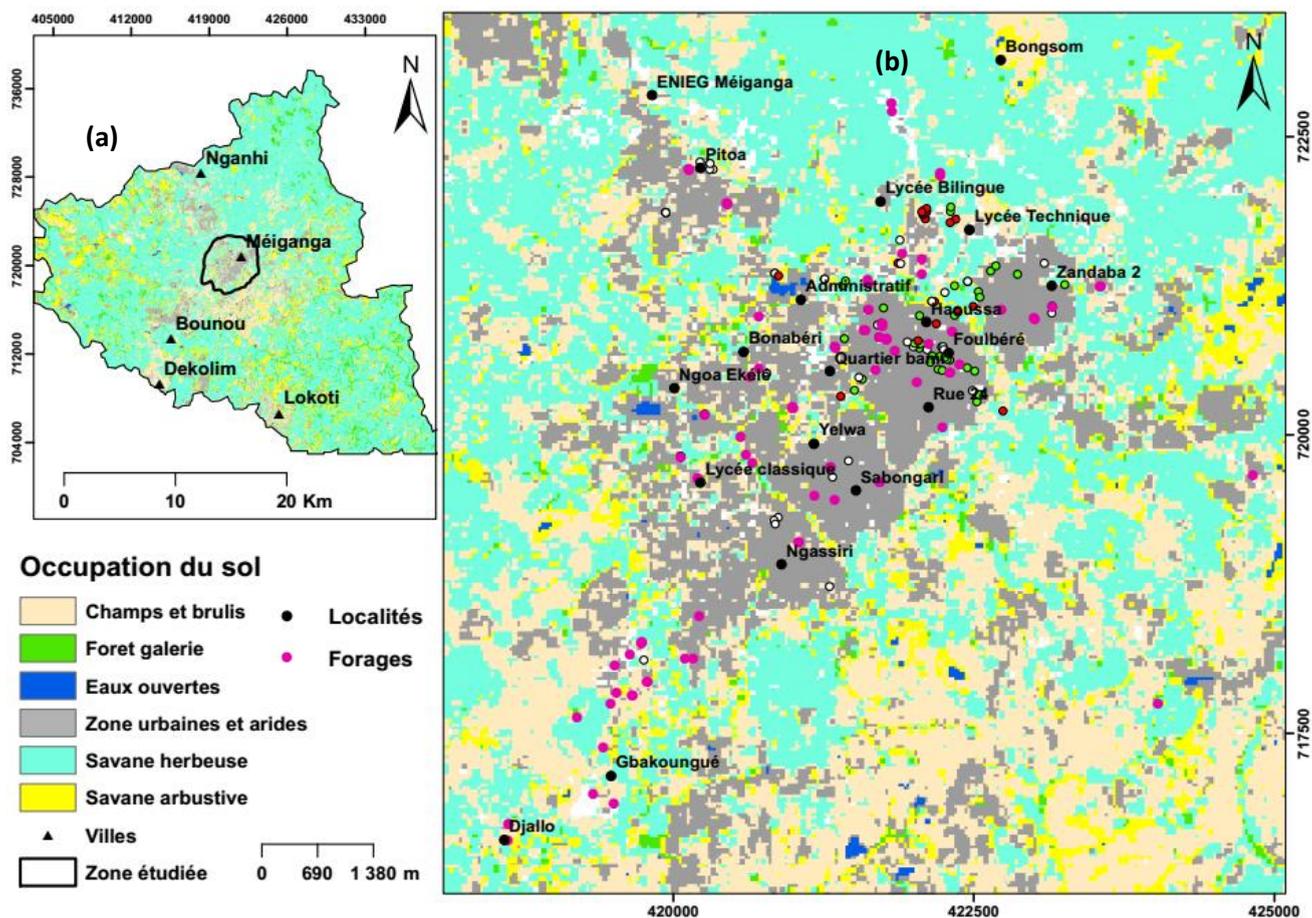


Figure 76. Carte d'occupation des sols : (a) pour le bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.

- **Type de sols :** Les types de sols de la zone sont plus importants, car ils représentent le principal critère de recharge des eaux souterraines et de la production agricole. Trois unités pédologiques telles que les sols ferrallitiques de couleur rouge et cuirassés, les sols hydromorphes et les sols ferrallitiques remanié et induré sont réparties dans la zone d'étude (figure 77). Les poids sont attribués subjectivement à chaque unité de sol après avoir pris en compte le type de sol et sa capacité de rétention d'eau. Il ressort de la figure 91 que la majorité de la zone d'étude est dominée par des sols ferrallitiques remanié et induré. Ils couvrent la majeure partie des zones granitiques et schisteuses. Les sols les plus souvent rencontrés sont des sols remaniés graveleux sur une assez grande épaisseur. Ils peuvent être appauvris en argile dans leurs horizons supérieurs, indurés à faible profondeur ou modaux. Ils se situent généralement en position de plateau ou de haut de pente. Sur pente se développent des sols remanié colluvionnés très généralement appauvris en argile, et parfois indurés. On remarque que les sols ferrallitiques remaniés modaux et remaniés faiblement appauvris sont particulièrement propices à l'installation de la forêt. Ceci semble

dû tant à la profondeur de ces sols qu'à leur texture relativement argileuse et donc à leur bonne réserve hydrique. Sur les sols ferrallitiques remaniés colluvionnés appauvris pousse le plus fréquemment une végétation de savane arbustive. Ceci tient à leur texture sableuse et à leurs faibles réserves hydriques. Ainsi, une priorité élevée a été accordée aux sols ferrallitiques remaniés modaux et remaniés faiblement appauvris avec un poids de 9, suivis des sols hydromorphes avec un poids de 7 et enfin les sols ferrallitiques remaniés colluvionnés et induré appauvris ayant un poids de 3.

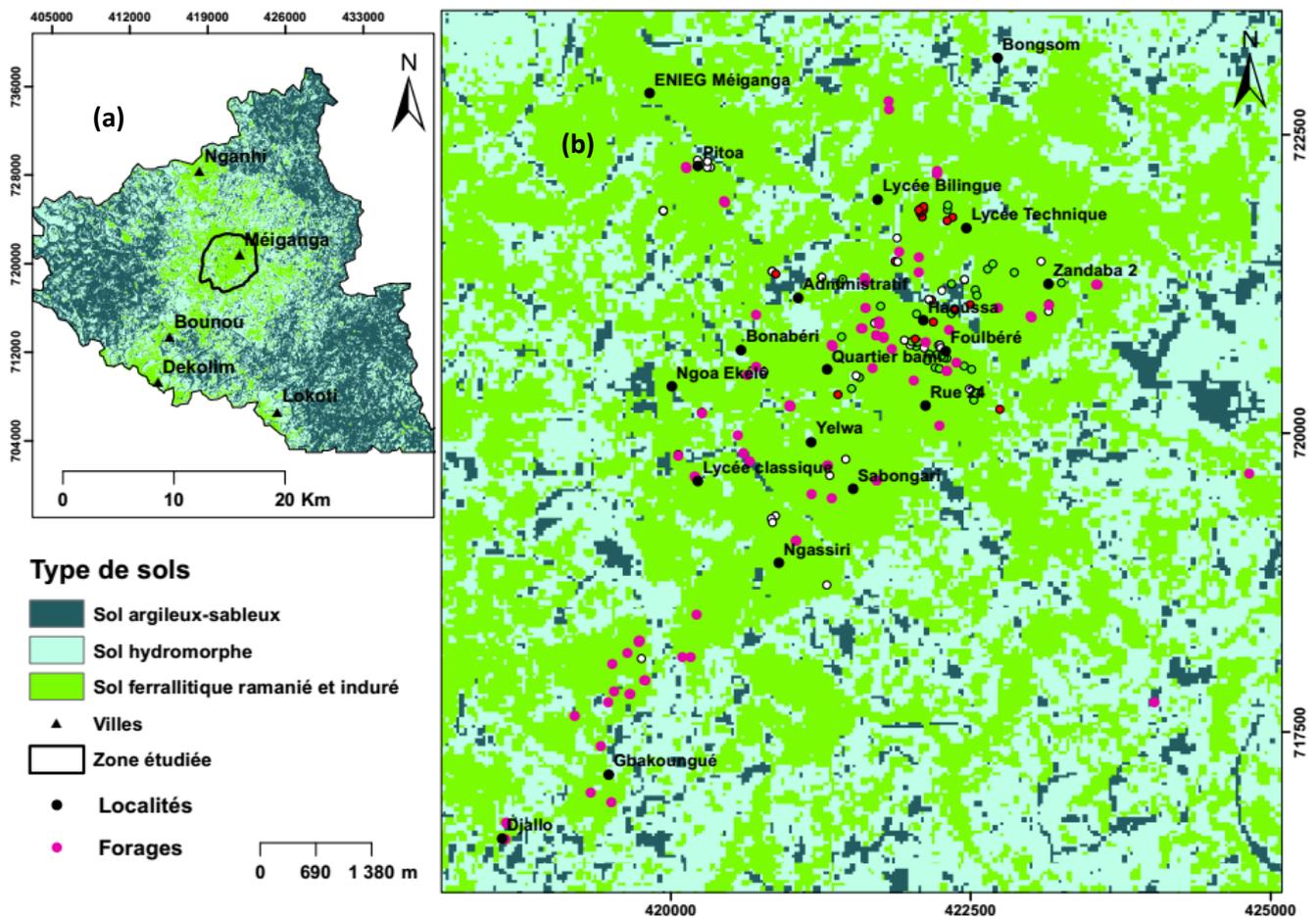
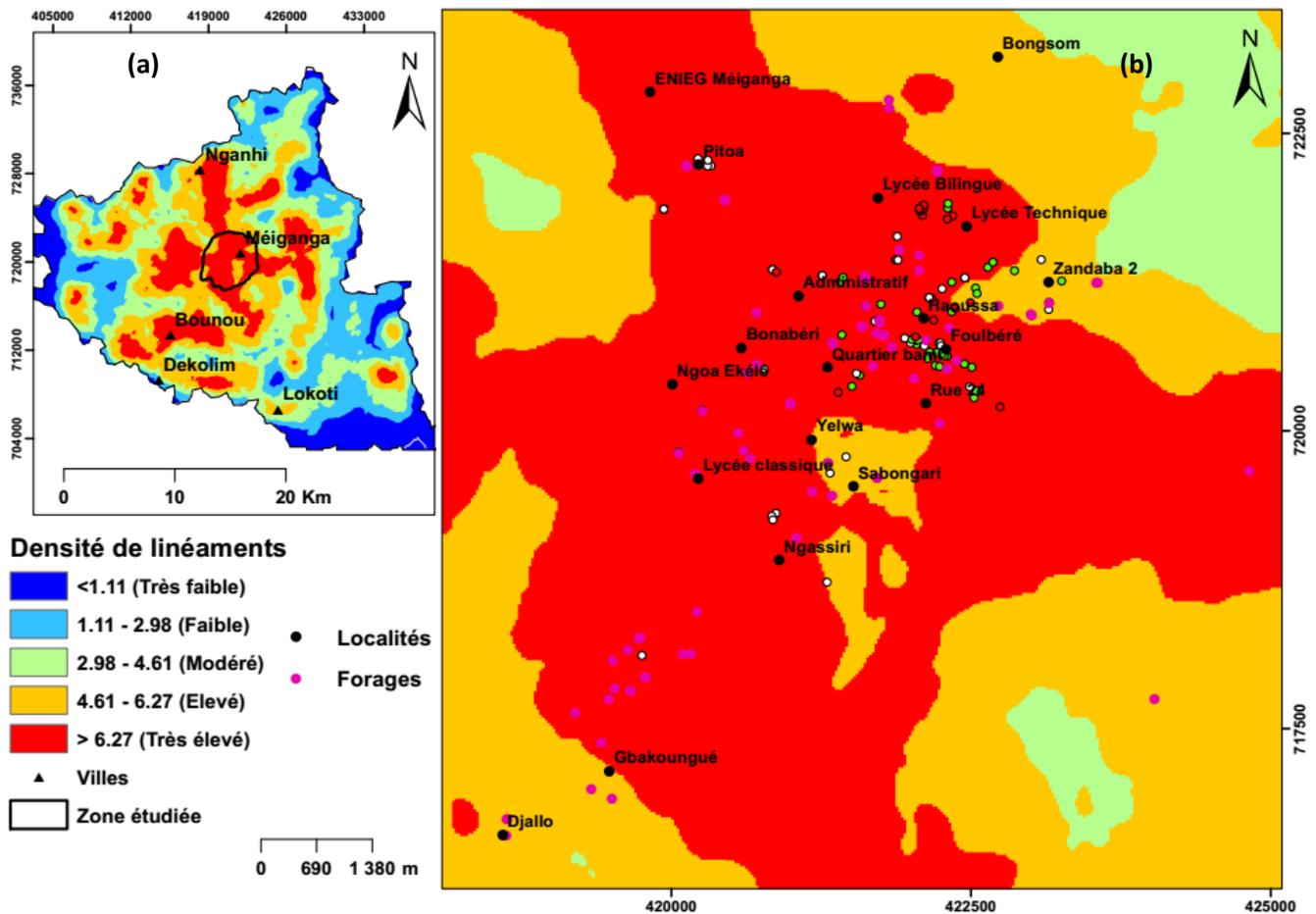


Figure 77. Carte des types de sols : (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.

- **La densité de linéaments:** Les linéaments reflètent essentiellement la faiblesse des topographies telles que les fissures, les failles et les cisaillements. En lithologie, les roches dures en raison d'une porosité plus faible du terrain, ont une potentialité en eaux souterraines dépendant généralement d'autres caractéristiques structurales (Kumanan & Ramasamy, 2003; Avtar et al., 2011b; Singh et al., 2011b; Das & Pardeshi, 2018b; Das et al., 2018). Par conséquent, les linéaments jouent un rôle fondamental dans le potentiel des eaux souterraines, car la faiblesse structurelle augmente la capacité d'infiltration. Les

zones ayant une densité plus élevée de linéaments ont fondamentalement un bon potentiel en eau souterraine. La figure 78 illustre la carte de densité de linéaments de la zone d'étude où l'on peut observer que la partie centrale de la zone d'étude est caractérisée par des linéaments très denses. Ainsi, le poids plus élevé de 9 représenté par la couleur violette a été affecté aux zones à forte densité de linéaments tandis qu'un faible poids de 1 représenté par la couleur verte a été affecté à la zone à faible densité des linéaments.



➤ **La pente :** La pente est l'un des facteurs importants qui contrôle le potentiel en eau souterraine d'une région. Un ruissellement rapide se produit en cas de forte pente en raison de la vitesse plus élevée de l'eau (Das, 2018). Dans la région de pente douce, l'eau stagne à un endroit particulier pendant une plus longue durée, ce qui influence la pénétration de l'eau dans les couches du sol (Das, 2018). Sur la base de la carte des pentes, toute la zone d'étude a été divisée en quatre divisions principales : - les pentes $< 3.27^\circ$ sont idéales pour un très bon potentiel en eau souterraine en raison du terrain plat ; - une pente de 3.27° à 5.71° présente un bon potentiel en eau souterraine (Figure 79). Une zone dont la pente est

comprise entre 5.71° et 9.67° est considérée comme modérée, et plus de 9.67° est considérée comme un potentiel d'eaux souterraines très faible car ces zones reflètent une pente très raide où un écoulement très rapide se produit (Das et al., 2017; Kumari et al., 2017a, b). En conséquence, sur la base de l'influence de la pente sur l'infiltration et la recharge des nappes, les zones de pente faible ont été assignées un facteur poids de 9 par rapport aux zones de pente élevée qui ont un poids de 1.

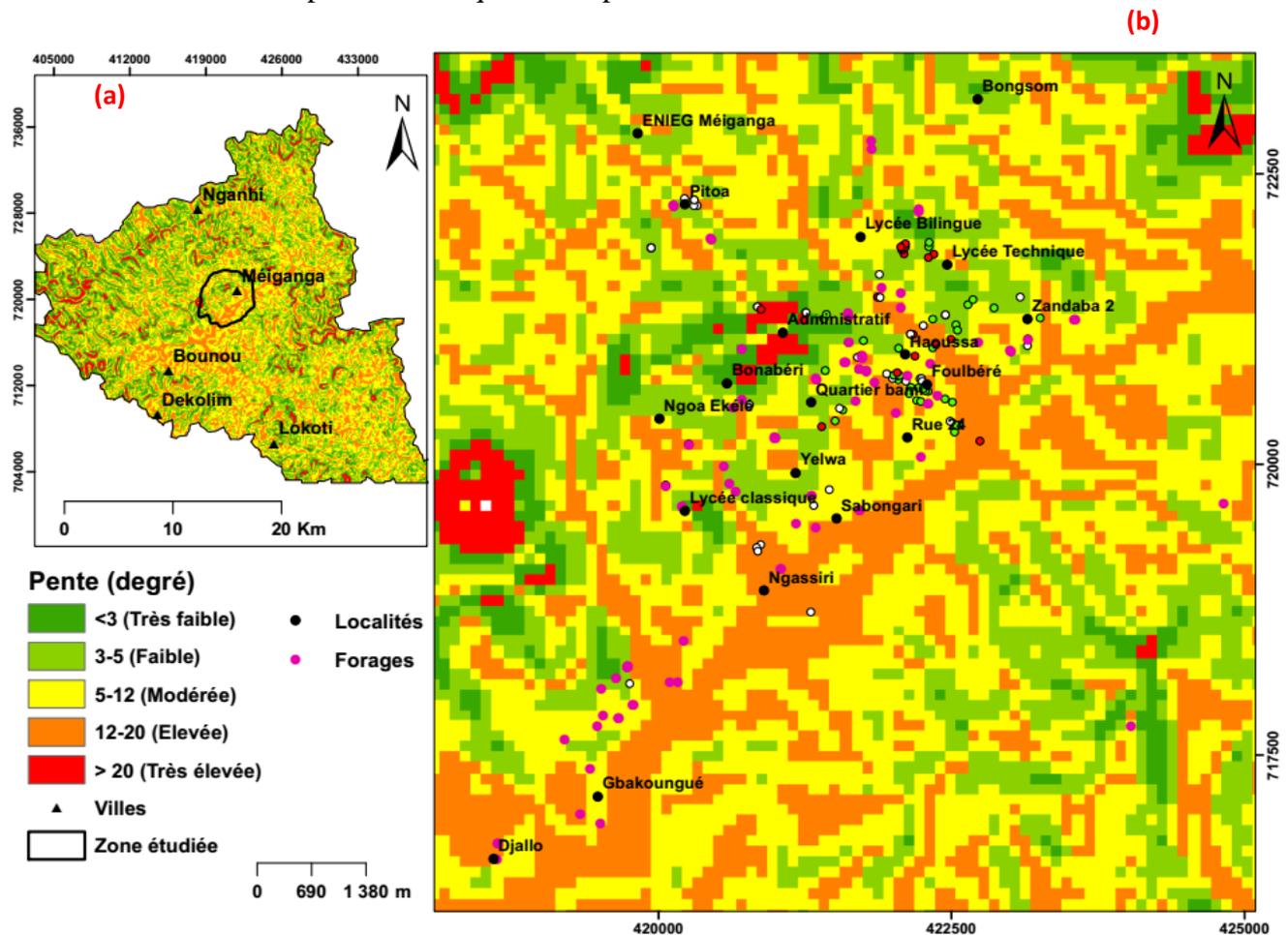


Figure 79. Carte de densité des pentes : (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.

- **La lithologie profonde :** La pondération pour la lithologie est attribuée en fonction de l'assemblage des minéraux, de l'altération, des fractures et des conditions météorologiques. Les roches, qui sont plus sujettes aux conditions météorologiques, ont une infiltration élevée et une résistance au ruissellement élevée et, par conséquent, pour une telle roche, une valeur élevée a été attribuée. De même, la roche sujette à moins d'altération a une valeur de poids faible. Les roches dures comme les gneiss mixtes composites, la gène granitique et les gneiss de mica granitoïdes sont considérées comme moins favorables à la présence d'eau souterraine que les roches plus jeunes. Ainsi, sur la base de la

présence et de la nature de l'unité géologique, le poids 4 a été affecté au gneiss inférieur à biotite-amphibole-pyroxène et granite sain ; le poids 5 au schiste et granite calco-alcalins à biotite ; le poids 7 à l'orthogneiss ; le poids 8 à l'embranchiste à biotite et le poids 9 à l'amphibole.

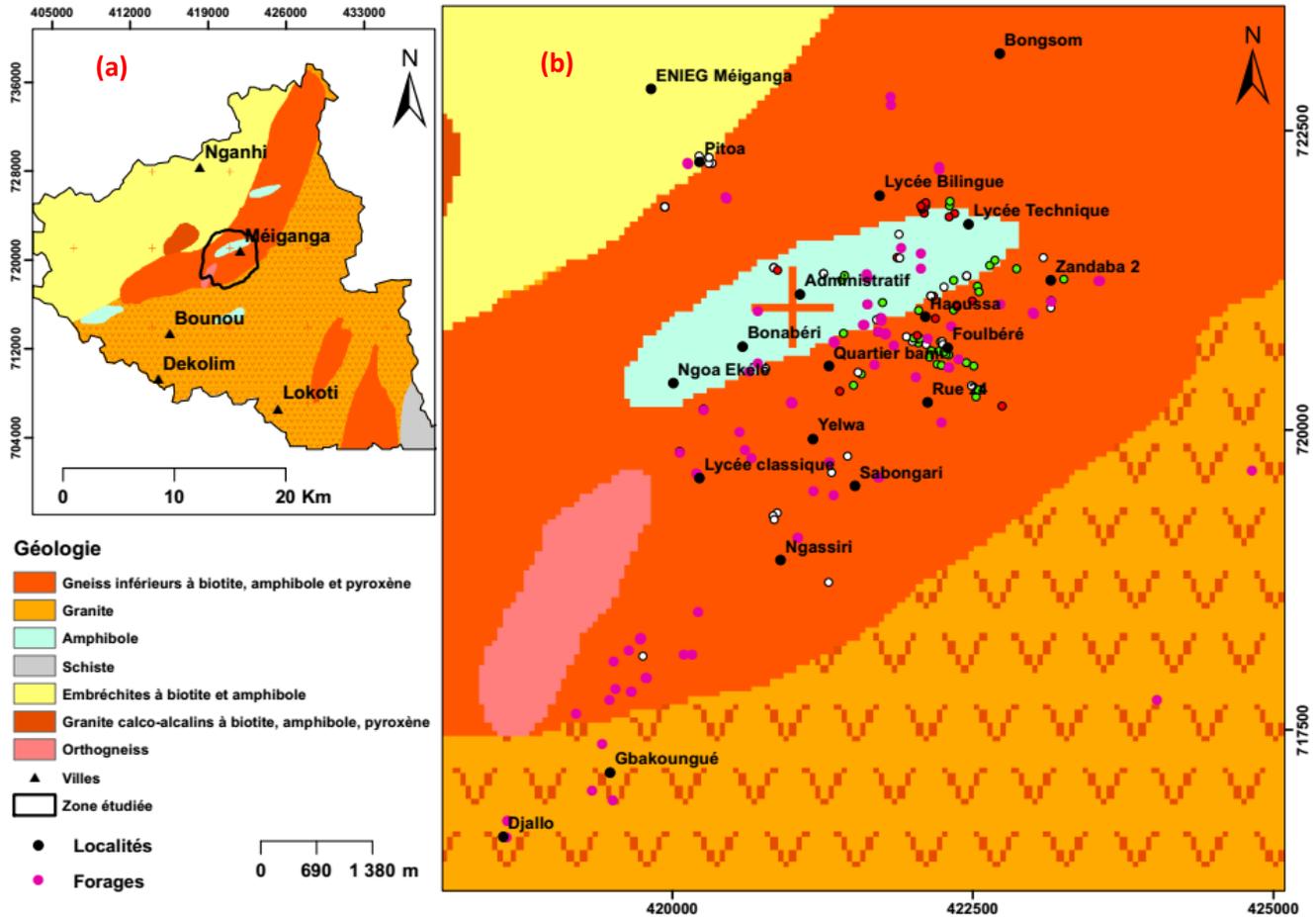


Figure 80. Carte de la lithologie profonde : (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.

- **Altitude** : Le facteur d'altitude est l'un des facteurs cruciaux dans la délimitation des zones potentielles en eaux souterraines. Généralement, les zones de plaine ont un taux d'infiltration élevé par rapport aux points modérés et élevés (Thapa et al., 2017). Sur la base de la plage d'altitude à partir du niveau de la mer, l'altitude est classée en neuf sous-classes à savoir : < 950.6, 950.6–979.8, 979.8–1009, 1009–1038.2, 1038.2–1067.5, 1067.5–1096.6, 1096.6–1125.8, 1125.8–1155, > 1155 dans l'environnement Arcgis. Une priorité élevée a été accordée aux zones de plaine avec un poids de 9, suivies de points modérés et élevés avec des poids respectif de 3 et 1.

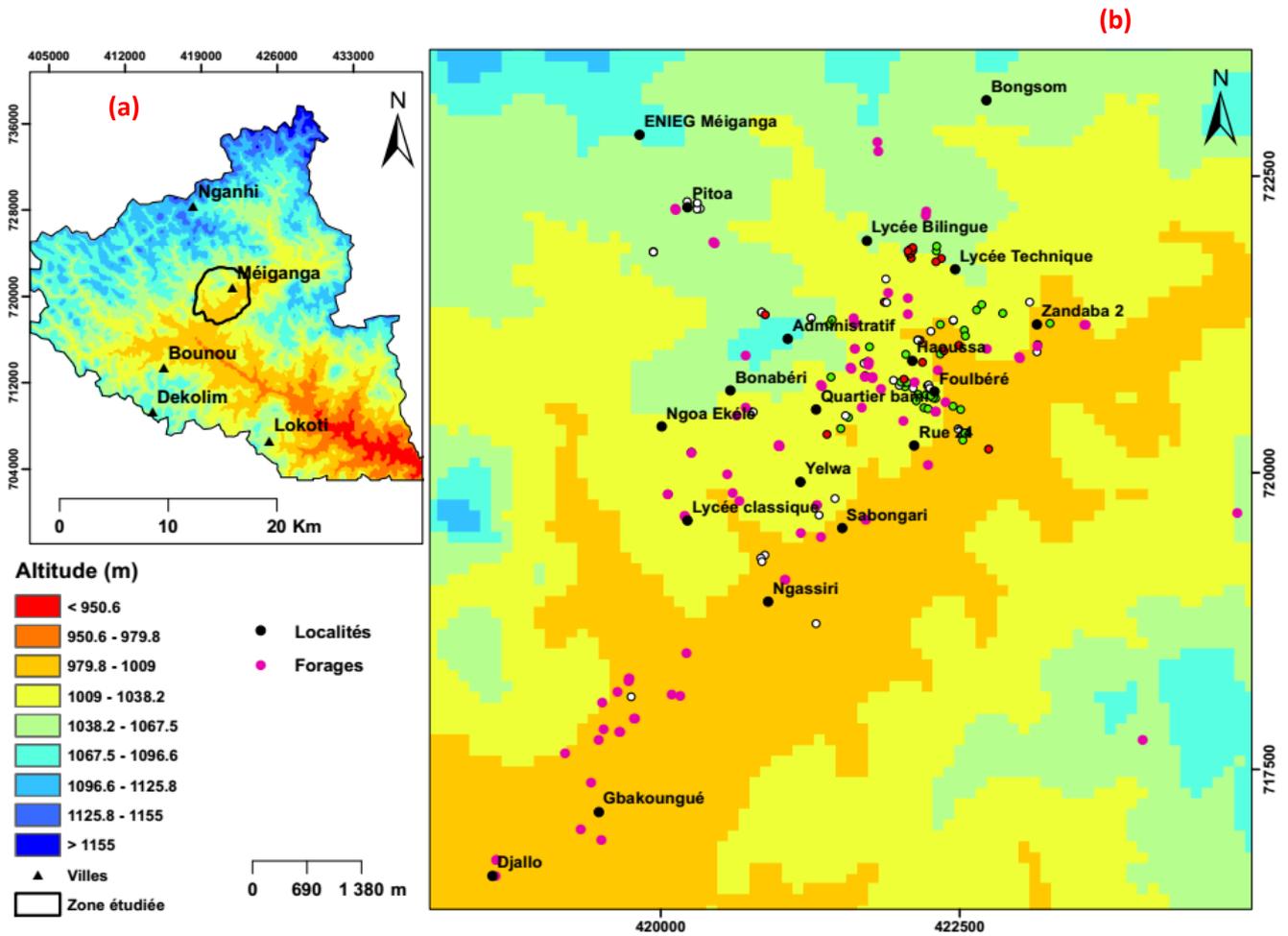


Figure 81. Carte d'altitude : (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.

➤ **Précipitation** : La pluviométrie annuelle moyenne de la zone d'étude est d'environ 1500 mm. Le Figure 82 illustre la distribution annuelle moyenne des précipitations dans la zone d'étude. Les précipitations sont connues pour être la principale source de recharge des eaux souterraines dans toutes les régions climatiques. Les données sur les précipitations ont été classées en cinq catégories et leur étendue spatiale, comme le montre la figure 96 allant de < 1431.6 à > 1619.2 mm. Les zone recevant < 1431.6 mm de précipitations ont reçu un poids de 2 en supposant des zones à faible potentiel, et sont principalement situées dans la partie du sud-est, tandis que les zones recevant > 1619.2 mm de précipitations ont reçu un poids élevé de 9 en supposant une très bonne potentialité en eau. Ces zones sont situées dans la partie nord-est de la zone étudiée. Le poids, les classements de chaque facteur et de ses sous-classes ont été attribués en fonction de l'intensité des précipitations et de sa recharge en eau souterraine.

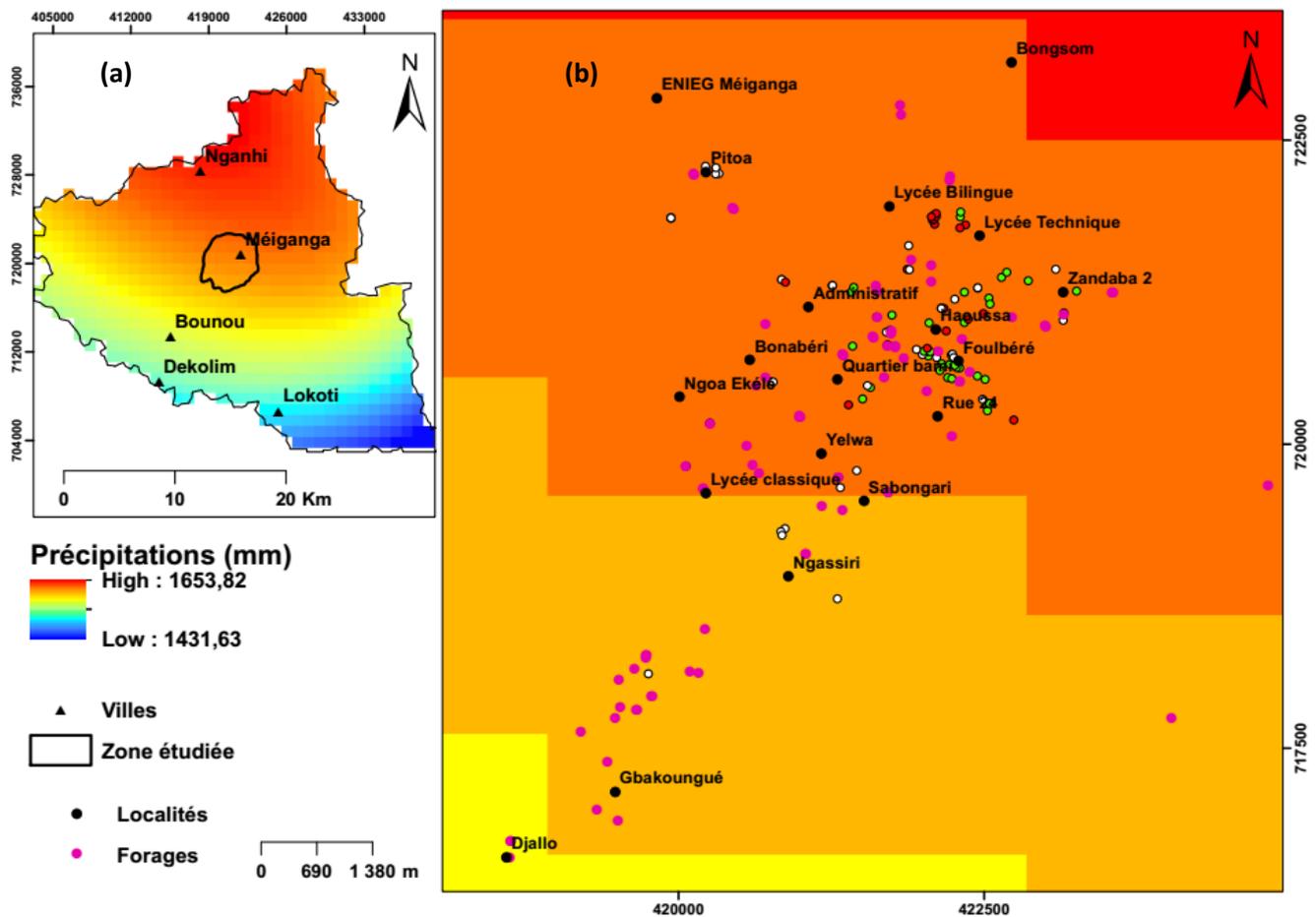


Figure 82. Carte des précipitations : (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.

3.6.1.2. Zone de recharge potentielle des aquifères

La carte du potentiel en eaux souterraines du bassin de yoyo évaluée par la combinaison linéaire pondérée (figure 83a) révèle trois classes distinctes représentant : une recharge potentielle faible, modérée et élevée. Sur la figure 83b, les zones de potentiel élevé d'eau souterraine sont présentes dans la partie centrale, centre-sud nord-ouest, une infime partie est et sud de la zone d'étude. Ces régions sont marquées par une forte densité de fracturation, et aussi de faibles/moyennes pentes. La zone des eaux souterraines modérées a été observée dans l'extrême nord-ouest, l'ouest, le sud, l'est et le sud-est de la zone d'étude. Quelques petites poches ont également été observées dans la partie centrale et nordique de la zone d'étude. Les zones de potentiel d'eaux souterraines faibles ont été trouvées dans le sud-ouest, le centre, le sud-est et le nord-est. Cependant, les faibles potentiels des eaux souterraines se limitent principalement au terrain vallonné et dans les zones de peuplement. Ces régions sont marquées par la présence des dunes à pente abrupte et des affleurements gneissiques et granitiques. C'est ainsi qu'un rendement plus élevé d'un aquifère indiquerait un grand potentiel en eaux souterraines. Par conséquent, les zones identifiées dans cette étude conviennent parfaitement aux zones de recharges artificielles des eaux souterraines.

Cette carte nous renseigne sur les sites où les eaux des nappes pourraient se renouveler dans les conditions pluviométriques normales. Elle peut aussi être utilisée pour l'évaluation des risques de pollution afin de mieux gérer les ressources en eau souterraine.

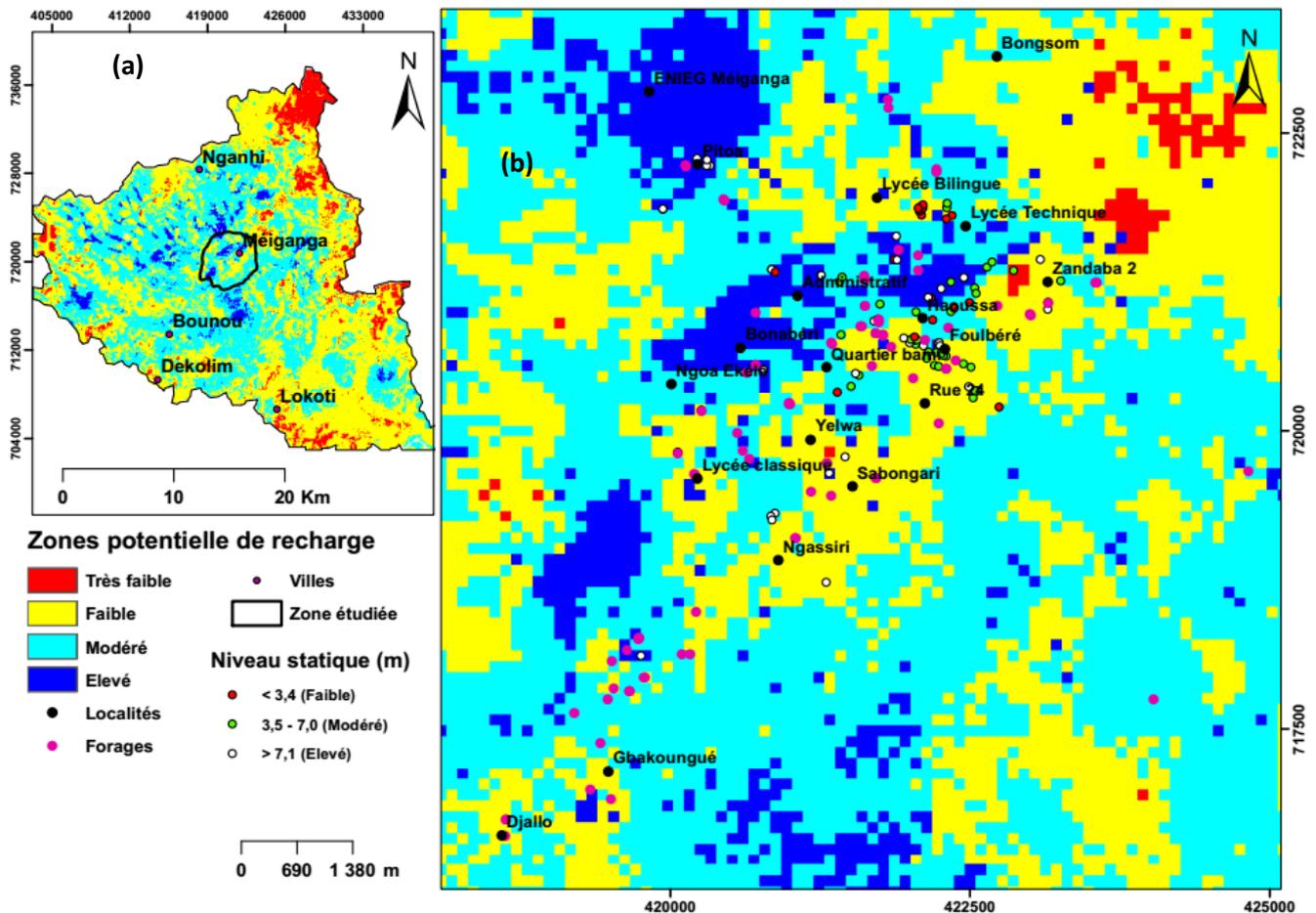


Figure 83. Carte des zones potentielles en eaux souterraine : (a) du bassin de yoyo ; (b) zoom sur la ville de Méiganga.

3.6.2. Validation de la carte thématique du potentiel des aquifères

Afin de valider une carte du potentiel des eaux souterraines, il est essentiel que le critère d'évaluation choisi réponde impérativement au souci de la réalité du sol, des principes d'indépendance du critère et de sa conformité (Morjani et al., 2002). A cet effet, des travaux sur le terrain ont été effectués au cours de la période 2017-2018. Dans cette étude de terrain, 85 données des stations de puits d'observation et 72 données de forages ont été collectées ainsi que leurs coordonnées GPS. Le niveau statique des puits observés variait entre 1,0 et 13,5 m. En fonction du niveau statique, les puits observés ont été divisés en trois classes, à savoir. < 3,4 m (faible), 3,5–7,0 m (modéré), > 7,1 m (élevé). C'est ainsi, que nous avons essayé d'établir une relation entre les différentes zones potentielles d'eaux souterraines et la disposition des puits dans la zone d'étude. Les puits sont utilisés comme indicateur indirect de l'apport en eau souterraine, car géné-

ralement un très grand nombre de puits peuvent être trouvés dans les régions à haut débit d'eau souterraine. De plus, une évaluation de la précision a été réalisée afin de connaître la corrélation entre la carte des zones potentielles d'eaux souterraines et les données de puits et forages observées. Les données des puits d'observation ont été prises comme points de référence pour le calcul de la précision de la classification. Généralement, une matrice de confusion ou une matrice d'erreur est utilisée pour l'évaluation de la précision (tableau 13).

Tableau 13. Matrice d'erreur des zones potentielles d'eaux souterraines.

S.No	ZPES	Faible	Modérée	Elevée	Total
1	Faible	20	1	1	22
2	Modérée	5	28	1	34
3	Elevée	10	3	16	29
	Total	35	32	18	85
		<i>Précision globale</i> = $\frac{64}{85} = 75,3\%$			
		<i>Coefficient Kappa</i> = 0,63%			

La précision globale et le coefficient Kappa sont respectivement de 75,3% et 0,63, d'où un fort accord. Cette robustesse montre une bonne corrélation entre le potentiel des eaux souterraines et les données de puits observées.

Par ailleurs, cette validation de la carte potentielle de l'aquifère devrait être améliorée en utilisant des données de forages récentes afin de mieux reproduire les réalités sur le terrain. L'identification de zones présentant un bon aquifère potentiel ne garantit pas un taux de réussite de 100% en forage, même si la probabilité semble élevée (environ 55.2%). De plus, la profondeur d'investigation était également un élément peu maîtrisé dans le cadre de l'approche proposée dans cette étude. En effet, tous les critères d'analyse utilisés ne dictent pas en profondeur le comportement hydrodynamique et se limitent à des interpolations hypothétiques de données de surface. Le fonctionnement hydrodynamique du sous-sol était en effet plus complexe pour assurer la durabilité de la productivité des ouvrages. Cependant, le moyen le plus fiable pour valider la carte thématique de l'aquifère potentiel était d'installer de nouveaux forages dans chaque zone, pour lesquels la classe thématique indiquait une classe potentielle donnée, et de vérifier la productivité de ces travaux. Il fallait donc disposer de moyens suffisants.

Conclusion

Les levés géo-électriques combinant les sondages électriques verticaux, les tomographies de résistivité électrique et le potentiel spontané associés à l'imagerie satellitaire ont révélé des observations très intéressantes et instructives sur la zone étudiée qui autrement, n'auraient pas été obtenus par d'autres méthodes rapides et économiques. Elles ont permis de mettre en évidence l'efficacité de la méthodologie de travail adoptée pour la cartographie des structures linéaires, mais aussi pour l'identification et la classification des aquifères dans le sous-sol de la zone d'étude. Les différents traitements et représentations des données géo-électriques ont permis également d'obtenir une vision lithologique édifiante et globale de la zone investiguée à travers un modèle conceptuel géo-électrique constitué des formations latéritiques ou de cuirasse latéritique, d'arène granitique/gneissique ou argile-sableux (couches aquifères), de granite/gneiss altéré/fracturé et enfin la roche saine granito-gneissique. Elles ont aussi aidé à classer les aquifères identifiés en deux grandes familles : les aquifères d'altérites (aquifères superficiels ou libres) avec des profondeurs de 5,8-12,7m ; les aquifères de socle (aquifères captifs ou profonds) ayant des profondeurs de 18-27m. En outre, l'intégration des paramètres hydrauliques extraits des rapports des forages mécaniques existants ont permis de prédire les paramètres hydrogéologiques de ces aquifères basés sur leurs propriétés géo-électriques. A cet effet, une formulation mathématique a été développée d'une part entre la conductivité hydraulique (K_r) et la résistivité des aquifères (ρ), et d'autre part entre la transmissivité (T_r) et la conductance longitudinale (T_r). Une bonne corrélation ($R^2=0,78$) a été obtenue entre K_r et ρ , tandis qu'une corrélation moyenne ($R^2=0,65$) a été également obtenue entre T_r et C . Le traitement et l'analyse d'images Landsat 7 ETM+ et SRTM a permis de mettre sous fond cartographique les linéaments structuraux. La concordance entre la disposition des puits et forages et certains linéaments montre que ces linéaments sont des fractures probables et constitueraient des réservoirs d'eaux souterraines. De plus l'analyse multicritères basée sur la technique multi-facteurs d'influence à combinaison linéaire pondérée a permis d'identifier avec plus de confiance (75,3%) les zones favorables à l'implantation des forages et puits aménagés pour l'approvisionnement en eau potable des populations rurales et urbaines dans la localité de Méiganga.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Conclusion générale

La présente thèse a permis de développer des méthodologies nouvelles et robustes ayant pour but de fournir des estimations améliorées et fiables des paramètres hydrauliques des aquifères à partir des données combinant les mesures hydrogéologiques, topographiques, géologiques, structurales et géophysique, ainsi que des images satellitaires. L'ensemble des résultats issus de ces méthodologies peuvent se résumer comme suit :

La carte de synthèse linéamentaire obtenue par divers traitements des images landsat 7 ETM+ et SRTM met en évidence les différents réseaux de fractures dont la validation a été faite aux moyens de données géologiques et des relevés de terrain. La superposition des directions des grandes familles de linéaments issus de la carte linéamentaire avec les directions de fracturation relevées sur carte géologique et les roches en affleurements a permis de ressortir les principales orientations des fractures à savoir : NNE-SSW, NE-SW et ENE-WSW. L'analyse statistique a montré un champ de fracture dense et hétérogène. En outre, la corrélation entre le positionnement des forages et puits par rapport aux linéaments a permis d'identifier le rôle de ces derniers dans le contrôle des écoulements souterrains.

L'analyse et l'interprétation des différentes représentations des tomographies de résistivité électrique 2D et de sondages électriques verticaux 1D ont permis de fournir un cadre lithologique général de la zone étudiée. A cet effet, un modèle de profil d'altération (sur granite et gneiss) a été conçu présentant du sommet à la base une structuration classique verticale avec trois principales couches : la cuirasse latéritique, la couche fissurée et la roche saine. Ce profil d'altération s'apparente aux modèles proposés ces dernières années qui soutiennent que la conductivité hydraulique des aquifères de socle est due à l'altération et non aux fractures tectoniques. En outre, elles ont révélé l'existence de deux grandes familles d'aquifères : (i) les aquifères d'altérites ou superficiels avec des résistivités comprises entre 200-400 Ωm et des épaisseurs variant entre 5,8-13m mais pouvant atteindre 18m en certains endroits comme à Pitoa, Zandaba 1 et 2. La présence dans ces aquifères d'altérites, des puits dont les nappes phréatiques superficielles se trouvent à quelques mètres de la surface pourrait s'expliquer par l'existence de nombreux espaces entre les particules de roches qui, quand ils communiquent permettent à l'eau de circuler à travers la roche provoquant ainsi son altération ; (ii) les aquifères fracturés ou de socle dont l'épaisseur varie entre 20-27 m avec une gamme de résistivité entre $< 200 \Omega\text{m}$. Ils sont localisés à Gbakoungue, Sabongari, Yelwa, Ngoa-Ekele, et Ngassiri.

Une autre contribution importante de cette étude a été apportée dans l'élaboration des relations utiles entre les propriétés électriques et les paramètres hydrauliques des aquifères. C'est ainsi que des formulations mathématiques ont été développées d'une part entre la conductivité hydraulique et la résistivité de l'aquifère, et d'autre part entre la transmissivité et la conductance longitudinale. Une corrélation négative d'environ 78% a été obtenue entre la conductivité hydraulique et la résistivité des aquifères traduisant une proportionnalité inverse entre ces deux paramètres, tandis qu'une corrélation linéaire positive d'environ 65% a été obtenue entre la transmissivité et la conductance longitudinale. Ces deux paramètres ont été calibrés et validés à partir des données connues issues des rapports de forage. Ainsi, une corrélation d'environ 84% a été obtenue entre les conductivités calculée K_p et observée K_r , tandis qu'une corrélation améliorée d'environ 96% a été obtenue entre les transmissivités calculée T_p et observée T_r . Ces relations ont donc permis d'estimer et de répartir spatialement les paramètres hydrogéologiques des aquifères identifiés. Les valeurs de la conductivité hydraulique sont comprises entre $1,11 \cdot 10^{-5}$ et $2,64 \cdot 10^{-3}$ m/s et celles de la transmissivité entre $5,28 \cdot 10^{-5}$ et $4,76 \cdot 10^{-2}$ m²/s. Concernant les ordres de grandeur de la transmissivité, nous avons remarqué que le système aquifère étudié était libre à certains endroits (Pitoa, Zandaba 1 et 2) et captif ou semi-captif à d'autres endroits (Gbakoungue, Sabongari, Yelwa, Ngoa-Ekele, et Ngassiri).

Les profilages SP ont révélé d'importantes zones de faiblesses dont la discontinuité entre les valeurs de résistivité faibles et de SP négatives était perceptible et pourrait traduire l'existence d'une part de fractures constituant les voies imminentes d'écoulement des eaux et d'autre part la présence des formations argilo-sableuses. C'est ainsi que l'on a pu faire une simulation du sens d'écoulement des eaux dans la zone. Ce sens s'est avéré très changeant au fur et à mesure que l'on progresse en profondeur. Concernant les aquifères d'altérites, l'on a constaté que les écoulements s'effectuaient suivant les directions WNW – ESE ; NE – SW ; N – S ; et NNE – SSW atteignant une profondeur de 14,25m dans certains endroits, tandis que pour les aquifères fracturés les orientations des écoulements sont N–S et NNW – SSE. En plus, la corrélation des pseudo-coupes hydrogéologiques/géoelectriques et des résultats SP montre que les eaux souterraines se déplaceront globalement du nord et des parties du nord-ouest de la zone d'étude vers le secteur sud et sud-est. Des zones superficielles de recharge et de décharge ont été délimitées. Les zones de recharge en eau sont situées le long des parties nord, nord-ouest et sud-ouest de la zone d'étude, tandis que les zones de décharge sont visiblement situées dans les parties centrale et sud de la zone d'étude (marquées par des contours bleus et roses).

La carte de potentialité en eaux souterraines de la zone étudiée obtenue par analyse multicritères à combinaison linéaires pondérées des cartes thématiques (lithologie, géomorphologie,

types de sols, densité de drainage, densité de linéaments, pente, précipitations et occupation des terres) intégrées dans un système d'information géographique a montré une précision globale de 75,3% et un coefficient de kappa de 63%. Grâce à cette carte, la zone d'étude a été classée en trois zones différentes de potentialité faible, modérée et élevée. L'analyse révèle que seulement un tiers de la zone étudiée présente de bonnes perspectives pour les eaux souterraines. Les zones de prospection de nappes phréatiques bonnes à très bonnes occupaient environ 42% et 10% respectivement, tandis que les zones de prospection d'eaux souterraines pauvres couvraient 48%. Ainsi, les zones disposant de bonnes et très bonnes nappes phréatiques peuvent être sélectionnées pour des projets de recharges artificiels par le gouvernement ou les autorités communales afin d'assurer la gestion et le développement durable des ressources en eaux.

Perspectives

Au terme de cette étude, nous pensons que plusieurs actions peuvent être entreprises afin d'appréhender davantage le système aquifère de la zone de Méiganga et les écoulements qui s'y déroulent. De ce fait, plusieurs perspectives sont envisageables :

- L'imagerie électrique 3D permettra de donner une caractérisation plus précise et fiable de la subsurface des hétérogénéités géométriquement complexes et subtiles. Elle permettra une meilleure compréhension des systèmes d'eaux souterraines et par conséquent pourrait être utilisée pour la surveillance de l'infiltration et le débit des eaux souterraines.
- L'intégration des nouvelles méthodes géophysiques telles que le sondage par résonance magnétique protonique (RMP) permettra de déterminer si la teneur en eau peut être extraite par pompage et donc si un forage peut être réalisé.
- La modélisation numérique des écoulements permettra d'étudier la remontée de la nappe. Ces modèles offriront la possibilité de simuler n'importe quel scénario et d'évaluer son impact sur le fonctionnement des aquifères.
- La réalisation des nouveaux forages et piézomètres à sonde piézométrique automatique dans chaque zone pour lesquelles la classe thématique indiquerait une classe potentielle donnée permettra d'une part de vérifier la productivité des aquifères et d'autre part de faire des mesures piézométriques automatiques afin de suivre l'évolution des nappes et par conséquent leur alimentation.
- Enfin effectuer des prélèvements d'eaux dans l'ensemble de la zone cartographiée afin d'identifier les caractéristiques hydrochimiques de ces aquifères.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Acworth, R.I., (1987).** The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* **20** (4), 265–272.
- Aizebeokhai, A.P., Oyeyemi, K. D., (2015).** Application of geoelectrical resistivity imaging and VLF-EM for subsurface characterization in a sedimentary terrain, Southwestern Nigeria. *Arab J Geosci* (8), 4083–4099.
- Atakpo, E.A., Ayolabi, E.,A., (2008).** Evaluation of aquifer vulnerability and the protective capacity in some oil producing communities of western Niger Delta; *Environmentalist* (29), 310–317.
- Atakpo, E.A., (2013).** Aquifer vulnerability investigation using geoelectric method in parts of Sapele Local Government area of Delta State, Nigeria; *Nigerian J. Basic Appl. Sci.* 21(1), 11–19.
- Avenard, J.M., Eldin, M., Girard, G., Sircoulon, J., Touchebeuf, P., Guillaumet, J.L., Adjanohoun, E., (1971).** Le milieu naturel de Côte d’Ivoire. Mémoire 50, ORSTOM, France.
- Ayolabi, E.A., (2005).** Geoelectric evaluation of Olushosun landfill site southwest Nigeria and its implication on groundwater; *J. Geol. Soc. India* **66**, 318–322.
- Ayolabi, E.A., Folorunso, A.F., Oloruntola, M.O., (2010).** Constraining causes of structural failure using electrical resistivity tomography (ERT): A case study of Lagos, southwestern Nigeria; *Mineral Wealth* **156**, 7–18.
- Bakkali, S., Bouyalaoui, J. (2005).** Essai d’optimisation de la capacité de retenue d’eau d’un lac par caractérisation géophysique du recouvrement argileux. *African Journal of Science and Technology (AJST).Science and Engineering Series* 6 (2), 12– 22.
- Balaji, E., Veeraswamy, G., Narsimha, A., Subbarao, M., (2019b).** Factors controlling groundwater chemistry of Renigunta area, Chittoor District, Andhra Pradesh, South India: a multivariate statistical approach, *HydroResearch*, 2 (1), 11pages.
- Béa, A., Cochemé, J.J., Trompette, R., Affaton, P., Soba, D., Sougy, J., (1990).** Grabens d’âge Paléozoïque inférieur et volcanisme tholéïitique associé dans la région de Garoua, Nord Cameroun. *Journal of African Earth Sciences*, (10), 657-667.
- Bear, J., (1972).** Dynamics of fluids in porous media, *Dover Publications, Inc.*, New York, 764 pages.
- Betah, S.S., (1976).** Complement sur la monographie nationale de l’eau (aspects eaux souterraines). *Ministère des Mines et Energie*, Yaoundé, Cameroon.
- Beling, S.M., (1972).** L’altération des roches basaltiques et le processus de bauxitisation dans l’Adamawa (Cameroun) . Thèse doctorat d’Etat, Université, Paris –VI, 570 pages.

- Bessoles, B., Trompette, R., (1980).** La chaîne panafricaine. Zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone soudanaise. Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 92, 394 pages.
- Brideau, M.A., Yan, M., Stead, D., (2009).** The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. *Geomorphology* **103** (1), 30–49.
- BUCREP, (2010).** Rapport de présentation des résultats définitifs.
- Burger, R.H., Sheehan, F.A., Jones, C.H., (2006).** Introduction to Applied Geophysics: Exploring the Shallow Subsurface. Norton & Company, Inc., New York, 265-347.
- Chambers, J., Ogilvy, R., Kuras, O., (2002).** 3D electrical imaging of known targets at a controlled environmental test site. *Environ Geol* **41**, 690–704.
- Chandra, S., (2006).** Contribution of geophysical properties in estimating hydrogeological parameters of an Aquifer. Thesis at Department of Geophysics Banaras Hindu University, Varanasi, 198 pages.
- Chapellier, D., (2000/2001).** Prospection électrique en surface. Cours de géophysique. Université de Lausanne, Institut Français de Pétrole, 98 pages.
- Chilton, P.J., Foster, S.S.D., (1995).** Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal* **3** (1), 36–49.
- Collignon, F., (1970).** Rapport sur quelques profils gravimétriques et magnétique dans la vallée de la Mbéré. *Rapport Centre O.R.S.T.O.M. de Bangui*, 25 pages.
- Collignon, F., (1968).** Gravimétrie de reconnaissance de la République Fédérale du Cameroun. *O.R.S.T.O.M. (Paris)*, 35 pages.
- Comparore, G., (1997).** Evaluation de la fonction capacitive des altérites sur un socle granitique. Site experimental de Sanon (Burkina Faso). Thèse de Doctorat Univ. Avignon.
- Coque, R., (1998).** Géomorphologie, Paris, Armand Colin, 6^e édition, 502 pages.
- Corwin, R.F., (1990).** The self-potential method for environmental and engineering applications. In *Geotechnical and Environmental Geophysics*, 1, Review and Tutorial : Society of Exploration Geophysics, Tulsa, 127–145
- Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougairé, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., (2009).** Large scale mapping of hard rock aquifer properties applied to Burkina Faso. *GroundWater* **48** (2): 269–283.
- Darcy, H., (1858).** Mémoire à l'Académie des Sciences de l'institut imperial de France, 15, 141 pages
- Le maréchal, A., (1976).** Géologie et géochimie des sources thermominérales du Cameroun. Travaux et documents de l'O.R.S.T.O.M., 176 pages.

- Das, S., Sudhakar, D., Pardeshi, (2018).** Integration of different influencing factors in GIS to delineate groundwater potential areas using IF and FR techniques: a study of Pravara basin, Maharashtra, India. *Appl Water Sci.*(8),197 pages.
- Das, S., (2017).** Delineation of groundwater potential zone in hard rock terrain in Gangajalghati block, Bankura district, India using remote sensing and GIS techniques. *Modeling Earth Systems and Environment* 3 (4), 1589–1599.
- Das, S., Gupta, A., Ghosh, S., (2017).** Exploring groundwater potential zones using MIF technique in semi-arid region: a case study of Hingoli district, Maharashtra. *Spat. Inf. Res.* 25 (6), 749–756.
- De Domenico, P.A., Schwartz, F.W., (1997).** *Physical and Chemical Hydrogeology*, 2nd ed., John Wiley, Hoboken, N.J, 506 pages.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J.C., Krishnamurthy, N.S., (2006).** A generalized 3D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology* **330** (1–2), 260–284.
- Djeuda, T.H.B., (1987).** Géologie et hydrologie d'un secteur de la zone mobile d'Afrique Centrale: région de Poli, Nord Cameroun. Presse Universitaire Yaoundé I, Yaounde, Cameroun.
- Dorbath, L., Dorbath, C., Fairhead, J. D., Stuart, G. W., (1986).** A teleseismic delay time study across the central African Shear Zone in the Adamawa region of Cameroon, West Africa. *Geophysical Journal, Royal Astronomical Society* 86, 751-766.
- Douffissa, A., (1993).** L'élevage bovin dans le Mbéré (Adamaoua camerounais), Orstom, Études et thèses, 281 pages.
- Doukpolo, B., (2014).** Changements climatiques et productions agricoles dans l'Ouest de la République Centrafricaine. Thèse de Doctorat de l'Univ., D'ABOMEY-CALAVI, République du Bénin, Géographie et Géosciences de l'environnement, 58 pages.
- Dumont, J.F., (1987).** Etudes structurales des bordures Nord et Sud du plateau de l'Adamaoua : influence du contexte atlantique ORSTOM, Lima apartado 18, 1209 pages.
- Dupuit, J., (1845-1863).** Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables, Dunod, Paris.
- Ekwueme, B.N., Kröner, A., (1998).** Single zircon evaporation ages from the Oban Massif, southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 26, 195-205.
- Ekwueme, B. N., Kröner, A., (1997).** Zircon evaporation ages and chemical composition of a migmatitic schist in the Obudu plateau: evidence for Paleoproterozoic (ca.1789 Ma) component in the basement complex of southeastern Nigeria. *Journal of Mining and Geology*, 33, 81-88.

- Essama, A. J. R., (2013).** Contribution à l'étude géomorphologique, géologique et métallogénique du plateau de l'Adamaoua, mémoire master en sciences de la terre.
- Faillat, J.P., Blavoux, B., (1989).** Caractères hydrochimiques des nappes des roches endogènes fissurées en zone tropicale humide: l'exemple de la Côte d'Ivoire. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* **9** (1): 31–40.
- Ferré, E.C., Déléris, J., Bouchez, J.L., Lar, A.U., Peucat, J.J., (1996).** The Pan-African reactivation of Eburnean and Archaean provinces in Nigeria: structural and isotopic data. *Journal of the Geological Society, London*, **153**, 719-728.
- Ferré, E.C., Gleizes G., Caby, R., (2002).** Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research*, **114**, 199-219.
- Ganwa, A. A., (1988).** Caractérisation géologique d'une unité structurale de la déformation tangentielle panafricaine dans la région de Ndom, secteur Kombé II-Mayabo Yaoundé. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Yaoundé I (Cameroun).
- Ganwa, A.A., Siebel, W., Frisch, W., Ekodeck, G.E., Shang, C.K., Ngako, V., (2008).** Archean inheritances in the pyroxene-amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon): Geochemical and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age imprints. *C. R. Geosciences* **340**, 211-222.
- Ganwa, A.A., Ekodeck, G.E., Wolfgang, S., Cosmas, S.K., Seguem, N., (2011).** Geochemistry and geochronology of the Méiganga metadiorite: implications on the timing of D2 deformational phase in Adamawa Yadé Domain in Cameroon *Int. J. Biol. Chem. Sci.* **5**(4): 1754-1767.
- Ganwa, A.A., Wolfgang, S., Cosmas, S.K., Seguem, N., Ekodeck, G.E., (2011).** New Constraints from Pb-Evaporation Zircon Ages of the Méiganga Amphibole-Biotite Gneiss, Central Cameroon, on Proterozoic Crustal Evolution. *International Journal of Geosciences*, **2**, 138-147.
- Ganwa, A.A., Siebel, W., Frisch, W., Shang, C.K., (2011).** Geochemistry of magmatic rocks and time constraints on deformational phases and shear zone slip in the Méiganga area, central Cameroon. *International Geology Review* Vol. **53**, No. 7, June 2011, 759–784.
- Gharibi, M., Bentley, L.R., (2005).** Resolution of 3-D electrical resistivity images from inversions of 2-D orthogonal lines. *J Environ Eng Geophys* **10**: 339–349.
- Ghasemizadeh, R., Hellweger, F., Butscher, C., Padilla, I., Vesper, D., Field, M., Ishawabkeh, A., (2012).** Review: groundwater flow and transport modeling of karst aquifers, with particular reference to the north coast limestone aquifer system of Puerto Rico. *Hydrogeol. J.* **20** (8), 1441–1461.

- Gibert, D., Pessel, M. (2001).** Identification of source of potential fields with the continuous wavelet transform : application to self-potential profiles. *Geophysical Research Letters*, **28(1)**, 863–866.
- Gouhier, J., Nougier, J. D., (1974).** Contribution à l'étude volcanique du Cameroun ("Ligne du Cameroun" – Adamaoua). *Ann. Fac. Sci. Yaoundé, Cameroun*, n° 17, 3-48 pages.
- Greenbaum, D., (1985).** Review of remote sensing applications to groundwater exploration in basement and regolith. *Br Geol Surv Rep OD 85*, 36 pages.
- Guérin, R., (2005).** Borehole and surface-based hydrogeophysics. *Hydrogeology Journal* **13** (1), 251–254.
- Guihéneuf, N., (2014).** Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : Application au site de Choutuppall (Inde du Sud). Thèse de doctorat, Université Rennes 1, France.
- Haridas, V.R., Aravindan, S., Girish, G., (1998).** Remote sensing and its applications for groundwater favourable area identification. *Quarterly Journal of GARC* (6), 18–22.
- Henriet, P., (1976).** Direct application of Dar-Zarrouk parameters in ground water surveys. *Geophysical Prospect*, *24*(1), 344–353.
- Himyari, S.M., Hoepffner, C., Benzakour, M., Hadani, D.E., (2002).** Etude structurale du haut atlas oriental Maroc) à l'aide de l'analyse linéamentaire des images HRV XS) de Spot. *Télétection*, Vol. 02, n°4, 243-253.
- Huitt, J.L., (1956).** Fluid flow in simulated fractures; Magnolia Petroleum Company, Dallas, Texas; *AIChE Journal*, vol. 2, N°2.
- Hung, L.Q., Batelaan, O., De-Smerdt, F., (2005).** Lineament extraction and analysis, comparison of Landsat ETM and Aster imagery, Case study. *Suoimuoi Tropical Karst Catchment, Vietnam*, 5983, 1-12.
- Isseini, M., (2011).** Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque. Exemple du domaine panafricain du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad. Thèse de Doctorat de l'Univ., Henri Poincaré, Nancy I, Géosciences. 99 pages.
- Jacob Cohen, (1960).** A coefficient of agreement for nominal scales. *Educational and Psychological Measurement*. **20** (1), 37–46.
- Jensen, J.R., (1996).** *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective*. 2nd edition. Prentice Hall, Inc., Upper Saddle River, NJ.
- Jourda J.P., Saley, M.B., Djagoua, E.V., Kouame, J.K., Biemi, J., Razack, M, (2006).** Utilisation des données ETM+ de landsat et d'un SIG pour l'évaluation du potentiel en eau souterraine.

raine dans le milieu fissuré précambrien de la région de Korhogo (Nord de la Côte d'Ivoire) : approche par analyse multicritère et test de validation. *Téledétection*, 5, 339-357.

Kaliraj, S., Chandrasekar, N., Magesh, N.S., (2015). Evaluation of multiple environmental factors for site-specific groundwater recharge structures in the Vaigai River upper basin, Tamil Nadu, India, using GIS-based weighted overlay analysis. *Environ. Earth Sci.* 74 (5), 4355–4380.

Keary, P., Brooks, M. (1991) An Introduction to Geophysical Exploration. 2nd Edition, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 254 pages.

Khalil, M.H., (2006). Geoelectric resistivity sounding for delineating salt water intrusion in the Abu Zenima area, west Sinai, Egypt; *J. Geophys. Eng.* 3, 243–251.

Khalil, M.H., (2009). Hydrogeophysical assessment of Wadi El-Sheikh aquifer, Saint Katherine, South Sinai, Egypt; *J. Environ. Eng. Geophys.* 14(2), 77–86.

Koïta, M., Jourde, H., Koffi, K.J.P., Silveira, K.S.D., Biao, A., (2013). Characterization of weathering profile in granites and volcanosedimentary rocks in West Africa under humid tropical climate conditions. Case of the Dimbokro Catchment (Ivory Coast). *Journal of Earth System Science* 122 (3), 841–854.

Lachassagne, P., Wyns, R., (2005). Aquifères de socle : nouveaux concepts - Application à la prospection et la gestion de la ressource en eau. *Géosciences* 2, 32–37.

Lachassagne, P., Aunay, B., Frissant, N., Guilbert, M., Malard, A., (2014). High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands: a Mayotte, Comoros, case study. *Terra Nova* 26 (4), 307–321.

Laghoug, M., (2011). Apport de la télédétection (images Landsat 7 ETM+) pour la cartographie géologique de la région d'Aflou (Atlas saharien). Thèse de maîtrise. Université FERHAT AB-BAS-SETIF, Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre, 98 pages.

Langman, J.B., Blowes, D.W., Sinclair, S.A., Krentz, A., Amos, R.T., Smith, L.J.D., Pham, H.N., Sego, D.C., Smith, L., (2015). Early evolution of weathering and sulfide depletion of a low-sulfur, granitic, waste rock in an Arctic climate: a laboratory and field site comparison. *Journal of Geochemical Exploration* 156, 61–71.

Lasserre, M., (1961). Étude géologique de la partie orientale de l'Adamaoua (Cameroun Central) et les principales sources minéralisées de l'Adamaoua. *Bull. Dir. Mines et Géologie du Cameroun*, n° 4, 130 pages.

Le Maréchal, A., Vincent, P.R., (1971). - Le fossé crétacé du Sud Adamaoua (Cameroun). Cahier O.R.S.T.O.M., sér. Géol. 3(1), 67-83.

- Léopold, E.N., Sabine, D.D., Philémon, Z.Z. and Jung, M.C., (2016)** Physical and Metals Impact of Traditional Gold Mining on Soils in Kombo-Laka Area (Meiganga, Cameroon). *International Journal of Geosciences*, 7, 1102-1121.
- Lasserre, M., (1962).** Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à l'échelle du 1/500 000. Feuilles Ngaoundéré-Est et Bossangoa-Ouest (partie Cameroun) avec notice explicative. *Dir. Mines et géol. du Cameroun*, 51 pages.
- Loke, M.H., Barker, R.D., (1996).** Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion 1. *Geophys Prospect* 44: 499–523.
- Machiwal, D., Jha, M.K., Mal, B.C., (2010).** Assessment of groundwater potential in a semiarid region of India using remote sensing, GIS and MCDM techniques. *Water Resour. Manag.* 25 (5), 1359–1386.
- Magesh, N.S., Chandrasekar, N., Soundranayagam, J.P., (2012).** Delineation of groundwater potential zones in Theni district, Tamil Nadu, using remote sensing. GIS and MIF techniques. *Geosci Front.* 3 (2), 189–196.
- Maillet, R., (1947).** Fundamental Equations for Electrical Prospecting. *Journal of Geophysics*, 12, 528-556.
- Mazac, O., Kelley, W. E., Landa, I., (1985).** A hydrogeological model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifer; *J. Hydrol.* 79, 1–19.
- Meli'i, J.L., (2014).** Recherche, localisation et caractérisation des aquifères dans la région de Sangmelima (Cameroun). Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé 1, 106 pages.
- Meying, A., Bidichael, W.W.E., Gouet, D., Ndougsa, M.T., Kuate, K., Ngoh, J.D., (2018).** Hydrogeophysical investigation for groundwater resources from electrical resistivity tomography and self-potential data in the Méiganga area, Adamawa, Cameroon, *International Journal of Geophysics*, vol.2018, 14 pages.
- MINAGRI, (2013).** Rapport annuel de la délégation départementale du Mbéré. 45 pages (Unpublished).
- Mondal, N.C., Singh, V.P. Ahmed, S. (2013).** Delineating shallow saline groundwater zones from Southern India using geophysical indicators. *Environ. Monit. Assess.*, v. 185, 4869-4886.
- Montes-lauar, C.R., Trompette, R., Melfi, A.J., Bellieni, G., De Min, A., Béa, A., Pecerrillo, E.M., Affaton, P., Pacca, I. G., (1997).** Pan-African Rb–Sr isochron of magmatic rocks from northern Cameroon. Preliminary results. *South American Symposium on isotope geology*, Brazil.
- Moreau, C., Regnoul, J. M., Déruelle, B., Robineau, B., (1987).** A new tectonic modèle for the Cameroon Line, Central Africa. *Tectonophysics*, 139, 317-334.

- Morjani, E., Abidine, Z.E. (2002).** Conception D'un Système D'information À Référence Spatiale Pour La Gestion Environnementale: Application À La Sélection De Sites Potentiels De Stockage De Déchets Ménagers Et Industriels En Région Semi-Aride (Souss, Maroc); University of Geneva: Geneva, Switzerland.
- Moudingo, E., (2007).** Preliminary Report : Assessment of Community Participation in Mangrove Forest Restoration in Three Selected Villages in the Douala-Edea Wildlife Reserve, Cameroon. Mouanko, CWCS (ED), 17 pages.
- Musy, A., Soutter, M., (1991).** *Physique du sol*, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 335 pages.
- Murthy, K.S.R., (2000).** Ground water potential in a semi-arid region of Andhra Pradesh—a geographical information system approach. *Int J Remote Sens* 21, 1867–1884.
- Mvondo, H., Owona, S., Mvondo, O.J., Essono, J, (2007).** Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 433-444.
- Naudet, V., (2004).** Les méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de droit, d'économie et des sciences - Aix-Marseille III.
- Ndjeng, E., Belinga, S. E. et Ngos III, S., (2001).** - Le secondaire ou Mésozoïque. In: Histoire Géologique du Cameroun. Par 15 Géologues du départ. des Sci. de la Terre de l'Univ. de Yaoundé I, Ed. Sci. S. E. Belinga. Les Classiques Camerounais, 69-80.
- Negri S, Leucci G, Mazzone F (2008).** High resolution 3D ERT to help GPR data interpretation for researching archaeological items in a geologically complex subsurface. *J Appl Geophys* 65, 111–120.
- Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J.P., Barbey, P., (1986).** Evolution structurale et métamorphisme des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Informations pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au contact du craton du Congo. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, 303, 75-80.
- Ngako V., (1986).** Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. Doctorat de 3ème Cycle, Centre armoricain d'études structurales des socles, Rennes (France), 185 pages.
- Ngako, V., Jegouzo, P. et Nzenti, J. P. (1991).** Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 313, sér. II*, 457-463.

- Ngnotué, T., Nzenti, J. P., Barbey, P. et Tchoua, F. M., (2000).** The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a northward extension of the Pan-African Yaoundé gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 31, 369-381.
- Ngoumou, P.C., Ndougsa, M.T., Assembe, S.P., Kofane, T.C., (2014).** Evidence of Iron Mineralization Channels in the Messondo Area (Centre-Cameroon) Using Geoelectrical (DC & IP) Methods: a case study. *International Journal of Geosciences*, 5, 346-361.
- Niwas, S., Singhal, D.C., (1981).** Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Journal of hydrology*, 50, 393-399.
- Niwas, S., Singhal, D.C., (1985).** Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. *Journal of Hydrology*, 82(1-2), 143-153.
- Njanko, T., Nedelec, A., Affaton, P., (2006).** Synkinematic high-K calc-alkaline plutons associated with the Pan-African Central Cameroon Shear Zone (West Tibati area): petrology and geodynamic significance. *J. Afr. Earth Sci.* 44, 494-510.
- Njel, U.O., (1988).** Contribution à l'étude de l'orogénèse panafricaine. La ceinture volcanosédimentaire de Poli (Nord-Cameroun): lithostratigraphie, pétrographie, géochimie, minéralisations cuprifères associées. Doctorat de 3^{ème} Cycle INPL, Nancy (France), INPL, 220 pages.
- Nnange, J.M., Soba, D., Fairhead, J.D., Stuart G.W., (1985).** Earthquake activity in Cameroon during 1983. *Rev. Sci Teck, Série Sci Terre*, 1/2, 45-53.
- Nnange, J.M., (1991).** The crustal structure of the Cameroon volcanic line and the Fouban shear zone based on gravity and aeromagnetic data. *Ph. D. thesis, Univ. Leeds, England*, 242 pages.
- Nwachukwu, S., Rasaq, B., Ayomide, O., Balogun, (2019).** Evaluation of groundwater potentials of Orogun, South-South part of Nigeria using electrical resistivity method. *Applied Water Science* 9:184
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudière, J., Soba, D., (1988).** Origin and evolution of the late pre-cambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Research*, 38, 91-109.
- Nzenti, J.P., Ngako, V., Kambou, R., Penaye, J., Bassahak, J., Njel O.V., (1992).** Structures régionales de la chaîne panafricaine du Nord Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, 315, 209-215.
- Nzenti, J.P., (1987).** Pétrogenèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun) : éléments pour un modèle géodynamique de la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale. Doctorat de 3^{ème} Cycle, Université de Nancy I (France), 147 pages.

- Nzenti, J.P., Barbey, P., Bertrand, J.M.L. et Macaudière, J., (1994).** La chaîne panafricaine au Cameroun: cherchons suture et modèle. 15ème Réunion des sciences de la Terre, Nancy (France), SGF.
- Okereke, C.S., (1988).** Contrasting modes of rifting : the Benue trough and the Cameroon volcanic line, West Africa. *Tectonics*, 7, (4), 775-784.
- Okay, G., (2011).** Caractérisation des hétérogénéités texturales et hydriques des géomatériaux argileux par la méthode de Polarisation Provoquée : Application à l'EDZ de la station expérimentale de Tournemire. Thèse de Doctorat de l'Univ. , de Pierre et Marie Curie (Paris 6), Géophysique Appliquée., 427 pages.
- Oladapo, M.I., Mohammed, M.Z., Adeoye, O.O., Adetola, B.A., (2004).** Geoelectrical investigation of the Ondo state housing corporation Estate Ijapo Akure, Southwestern Nigeria. *J. Min. Geol.*, 40(1): 41-48.
- Oladapo, M.I., Akintorinwa, O.J., (2007).** Hydrogeophysical study of Ogbese southwestern Nigeria; *Global J. Pure Appl. Sci.* **13(1)**, 55–61.
- Oladunjoye, M, Jekayinfa, S., (2015).** Efficacy of hummel (modified Schlumberger) arrays of vertical electrical sounding in groundwater exploration: case study of parts of Ibadan Metropolis, Southwestern Nigeria. *J Geophys.*
- Olivry, J.C., (1986).** Fleuves et rivières du Cameroun. Monographies Hydrologiques ORSTOM, n°9. Ed. MESRES – ORSTOM, 733 pages.
- Papadopoulos NG, Tsourlos P, Tsokas GN, et al. (2006).** Two-dimensional and three-dimensional resistivity imaging in archaeological site investigation. *Archaeol Prospect* 13: 163–181.
- Parasnis, D.S., (1997).** “Principles of Applied Geophysics,” 5th Edition, Chapman and Hall, London, England, 104-176.
- Pazzi, V., Ceccatelli, M., Gracchi, T., (2018).** Assessing subsoil void hazards along a road system using H/V measurements, ERTs and IPTs to support local decision makers. *Near Surf Geophys* 16, 282–297.
- Paturel, J.E., Boubacar, I., L'Aour, A., Mahé, G., (2010).** Analyses of pluviometric grids and main features of the changes occurring in West and Central Africa during the 20th century. *Hydrological Sciences Journal* **55** (8), 1281–1288.
- Penaye, J., (1988).** Pétrologie et structure des ensembles métamorphiques au Sud-Est de Poli (Nord-Cameroun). Rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale pan-africaine. Doctorat de 3ème Cycle, INPL, Nancy (France), 196 pages.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Van Schumus, W. R., Nzenti, J.P., (1993).** U-Pb and Sm-Nd geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon: reinterpretation of the granulitic rocks as the

suture of a collision in the "Centrafrican belt". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, 317, 789-794.

Plan Communal de Développement de Meiganga (2013)

Poidevin, J. L., (1983). La tectonique panafricaine à la bordure nord du craton congolais: l'orogénèse des Oubanguides (abstract). 12th colloque on the African Geology, Tervuren (Belgium), Musée Royal de l'Afrique centrale.

Poudjom-Djomani, Y.H., Diament, M., Albouy, Y., (1992). - Mechanical Behaviour of the lithosphere beneath the Adamaoua Uplift (Cameroon, West Africa) based on gravity data. *Journal of Africa Earth Sciences*, Vol. 15, No. 1, 81-90.

Poudjom-Djomani, Y.H., (1993). - Apport de la gravimétrie à l'étude de la lithosphère continentale et implications géodynamiques: étude d'un bombement intraplaque: le massif de l'Adamaoua (Cameroun). Thèse de Doctorat, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 294 pages.

Poudjom-Djomani, Y.H., Nnange, J.M., Diament, M., Ebinger, C.J., Fairhead, J. D. (1995). Effective elastic thickness and crustal thickness variations in West Central Africa inferred from gravity data. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, 22, 047-22, 070.

Poudjom-Djomani, Y.H., Diament, M., Wilson, M., (1997). Lithospheric structure across the Adamawa plateau (Cameroon) from gravity studies. *Tectonophysics* 273, 317-327.

Raghunath, H.M., (1987). *Groundwater* 2nd Edition, New Age International (P) Limited, Publishers, 1-17.

Rajaveni, S.P., Brindha, K., Elango, L., (2015). Geological and geomorphological controls on groundwater occurrence in a hard rock region. *Appl Water Sci* 7 (3), 1377–1389.

Razack, M, Lasm T., (2006). Geostatistical estimation of the transmissivity in a highly fractured metamorphic and crystalline aquifer (Man-Danane Region, Western Ivory Coast). *Journal of Hydrology* 325 (1–4), 164–178.

Regan, R.D., Cain, J. C., Davis, W. M., (1975). A global magmatic anomaly map. *J. Geophys. Res.*, 80, n° 5, 784-802.

Regan, R.D., Marsh, B.D., (1982). The Bangui Magnetic anomaly: its geological origin. *J. Geophys. Res.*, 87, B2, 1107-1120.

Revil, A., Hermitte, D., Voltz, M., Moussa, R., Lacas, J.-G., Bourrié, G., Trolard, F., (2002b). Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during an infiltration experiment. *Geophysical Research Letters*, 29.

Ricordel-Prognon, C., Quesnel, F., Thiry, M., (2009). Les altérites : l'épiderme de la Terre. *Geosciences* 9, 56–63.

- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A., Toteu, S.F., (2006).** Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, Elsevier, 44, 511-529.
- Ritz, M., Robain, H., Pervago, E., Albouy, Y., Camerlynck, C., Descloitres, M., Mariko A., (1999).** Improvement to resistivity pseudosection modelling by removal of near-surface inhomogeneity effects: application to a soil system in south Cameroon. *Geophysical Prospecting*, 47, 85–101
- Robin, M., (1998).** La Télédétection : Des satellites aux systèmes d'information géographiques. Fac Géographie, Univ. Nantes, France, 319 pages.
- Salem, H. S., (1999).** Determination of fluid transmissivity and electric transverse resistance for shallow aquifers and deep reservoirs from surface and well-log electric measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 3(3), 421-427.
- Savadogo, N.A., Nakolendousse, S., Diallo, S., (1997).** Étude comparée de l'apport des méthodes électromagnétiques MaxMin et électriques dans l'implantation des forages à gros débits dans les régions de socle cristallin du Burkina Faso. *Journal of African Earth Sciences* 24 (1–2): 169–181.
- Seguem, N., Alexandre, G.A., Klötzli, U., Kepnamou, A.D., Emmanuel, E.G., (2014).** Petrography and Geochemistry of Precambrian Basement Straddling the Cameroon-Chad Border: The Touboro Baïbokoum Area. *International Journal of Geosciences*, 5, 418-431.
- Selvam, S., Magesh, N. S., Chidambaram, S., Rajamanickam, M., Sashikkumar, M. C., (2015).** A GIS based identification of groundwater recharge potential zones using RS and IF technique: a case study in Ottapidaram taluk, Tuticorin district, Tamil Nadu. *Environ Earth Sci* 73, 3785–3799
- Ségalen, P., Matin, D., Sieffermann, M., Vallerie, M., (1965).** Carte pédologique du Cameroun Oriental à l'échelle 1/1000000. ORSTROM
- Shahid, S., Nath, S.K., (2002).** Estimation of aquifer parameters from surface geoelectric measurements for the selection of suitable well sites; *J. Appl. Hydrol.* 15(1), 41–49.
- Shishay, K., Varnavina, A., Neil, A., Torgashov, E., (2020).** Pseudo-3D electrical resistivity tomography imaging of subsurface structure of a sinkhole. A case study in Greene County, Missouri. *AIMS Geosciences*, 6(1), 54–70.
- Singh, C.L., Singh, S.N., (1970).** Some geoelectrical investigations for potential groundwater in part of Azamgrah area of UP. *Pure. appl. Geophys.* 82, 270–285

- Singh, U.K., Das, R.K., Hodlur, G.K., (2004).** Significance of Dar-Zarrouk parameters in the exploration of quality affected coastal aquifer systems. *Environmental Geology Springer-Verlag*, 45, 696–702.
- Siddi Raju, R., Sudarsana Raju, G., Rajasekhar, M., (2019).** Identification of groundwater potential zones in Mandavi River basin, Andhra Pradesh, India using remote sensing, GIS and MIF techniques. *HydroResearch* 2, 1–11.
- Singh, V.P., Jain, S.K., (2002).** Hydrology and watershed management education in the 21st century, Proceedings of international conference on HWM, Vol.1, 1-14.
- Singh, U.K., Das, R.K., Hodlur, G.K., (2004).** Significance of Dar-Zarrouk parameters in the exploration of quality affected coastal aquifer systems. *Environmental Geology*, 45(5), 696-702.
- Soudani K. (2005).** Introduction général à la télédétection. Cours en ligne Faculté des Sciences d’Orsay – Université Paris Sud XI.
- Soba, D., Michard, A., Toteu, S. F., Norman, D. I., Penaye, J., Ngako, V., Nzenti, J. P., Dautel, D., (1991).** Données géochronologiques nouvelles (Rb–Sr, U–Pb, Sm–Nd) sur la zone mobile panafricaine de l’Est Cameroun : âge Protérozoïque supérieur de la série de Lom. Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes, 315, 1453-1458.
- Stuart, G. W., Fairhead, J. D., Dorbath, L. and Dorbath, C., (1985).** A seismic refraction study of the crustal structure associated with the Adamawa plateau and Garoua rift, Cameroon, West Africa. *Geophysics Journal Royal Astronomical Society* 81, 1-12
- Tabod, C. T., Fairhead, J. D., Stuart G. W., Ateba, B., Ntepe, N., (1992).** Seismicity of the Cameroon Volcanic Line, 1982-1990. *Tectonophysics*, 212, 303-320.
- Takounjou-Fouépé, A., Gurunadha, V.V.S.R., Ndam, Sigha J.N.L.N., Ekodeck ,G. E., (2009)** “Groundwater Flow Modeling in the Upper Anga’a River Watershed, Yaounde, Cameroon,” *African Journal of Environmental Science and Technology*, Vol. 3, No. 10, 341-352.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A., Toteu, S.F., (2006).** Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44, 511 – 529.
- Tchakounte, J. (1999).** Etude géologique de la région d’Etoundou-Bayomen dans la série de Bafia (Province du Centre). Tectonique, géochimie et métamorphisme. Doctorat de 3^{ème} Cycle, Université de Yaoundé I (Cameroun).
- Teikeu, A.W., (2016).** Investigation statistique et par courant continu des aquifères de la ville de yaounde, cameroun. Thèse de Doctorat/Ph.D de l’Université de Yaoundé I, Géophysique et Géo-exploration, 193 pages.

- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A., (1990).** Applied geophysics. 2nd edition Cambridge University press, Cambridge, G B, 770 pages.
- Temdjim, R., Tchoua, F. M., (1999).** Etude de l'altération palagonitique dans les hyaloclastites du district volcanique de Ngaoundéré (Nord-Cameroun). In: Géologie et environnements au Cameroun, Vicat et Bilong, eds., Collect. GEOCAM, 2, 285-292.
- Thapa, R., Gupta, S., Guin, S., Kaur, H., (2017).** Assessment of groundwater potential zones using multi-influencing factor (MIF) and GIS: a case study from Birbhum district, West Bengal. *Appl Water Sci* 7 (7), 4117–4131.
- Tijani, M.N., Osinowo, O.O., Ogedengbe, O., (2009).** Mapping of Sub-Surface Fracture Systems Using Integrated Electrical Resistivity Profiling and VLF-EM Methods: A Case Study of Suspected Gold Mineralization. *RMZ— Materials and Geoenvironment*, **56**, 415-436.
- Tod, D.K., (1955).** Groundwater Hydrology. Wiley International Edition.
- Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Rocci, G., (1987).** U/Pb dating of Precambrian rock from North-Cameroon, Orogenic evolution and chronology of the PanAfrican belt of central African Precambrian Research, *37*, 71-87
- Toteu, S.F., Macaudière, J., Bertrand, J.M., Dautel, D., (1990).** Metamorphic zircons from North Cameroon; implications for the Pan-African evolution of Central Africa. *Geologische Rundschau*, *79*, 777-788.
- Toteu, S.F., Van Schmus, R.W., Penaye, J., Michard, A., (2001).** New U–Pb and Sm–Nd data from North-Central Cameroon and its bearing on the Pre-Pan-African history of Central Africa. *Precamb. Res.*, *108*, 45–73.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Poudjom-Djomani, Y., (2004).** Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth Sci.*, *41*, 73–85.
- Ugwuanyi M.C., Ibuot J.C., Obiora D.N., (2015).** Hydrogeophysical study of aquifer characteristics in some parts of Nsukka and Igbo Eze south local government areas of Enugu State, Nigeria. *Int. J. Phys. Sci.* *10*(15), 425–435.
- Vargemezis, G., Tsourlos, P., Giannopoulos, A., (2015).** 3D electrical resistivity tomography technique for the investigation of a construction and demolition waste landfill site. *Stud Geophys Geod* *59*, 461–476.
- Violette, A. (2010).** Processus et bilans d'altération en milieu tropical (bassin versant de Mule Hole, Inde du Sud) : sensibilité à la composition minéralogique et au climat. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France.
- Wright, E.P., Burgess, W.G. 1992.** The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. *Geological Society Special Publication* *66*, 1–27.

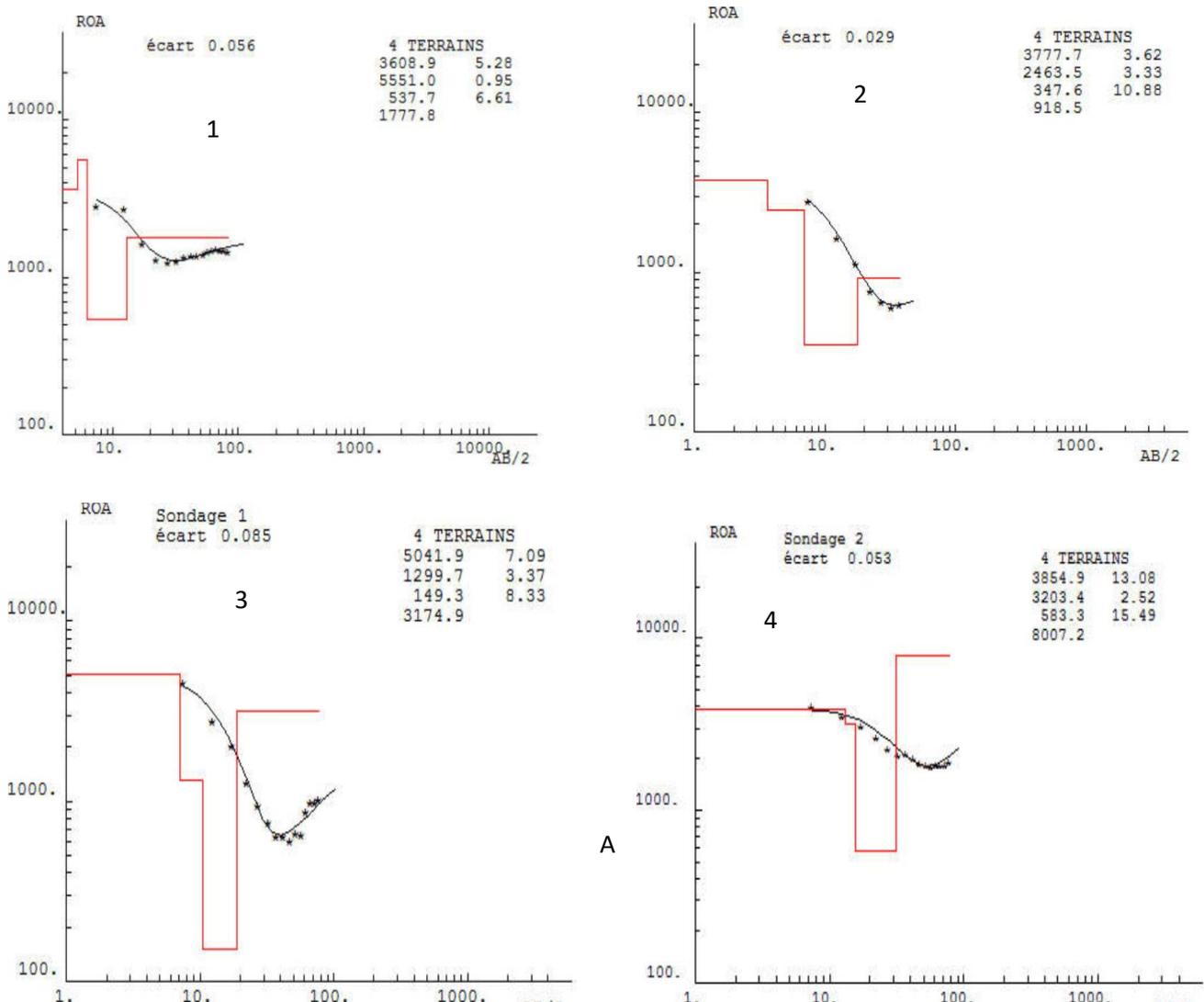
- Wyns, R., (2013).** Les altérations : un enregistrement des mouvements verticaux des lithosphères continentales, un concept de réservoir dans les roches cristallines. Communication de conférence.
- Wyns, R., Baltassat, J.M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., (2004).** Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **175** (1), 21–34.
- Wyns, R., (2001).** Recent advances in Geology of Weathered Basement Rocks; Implications for Hydrogeology in National Geophysical Research Institute - Hyderabad - Inde.
- Yeh, H.F., Lee, C.H., Hsu, K.H., Chang, P.H., (2008).** GIS for the assessment of the groundwater recharge potential zone. *Environmental Geology*, 58, 185-195.
- Yi, M.J., Kim, J.H., Song, Y., (2001).** Three-dimensional imaging of subsurface structures using resistivity data. *Geophys Prospect* 49, 483–497.
- Yongxin, X., Usher, B., (2006).** Groundwater Pollution in Africa, Taylor & Francis e-Library.
- Youan Ta, M., Lasm, T., Jourda, J. P., Kouamé, K. F., Moumtaz R., (2008).** Cartographie des accidents géologiques par imagerie satellitaire Landsat-7 ETM+ et analyse des réseaux de fractures du socle précambrien de la région de Bondoukou (nord-est de la Côte d’Ivoire). Editions des Archives Contemporaines / Editions scientifiques GB / Gordon and Breach Scientific Publishers, 8 (2), 119-135.

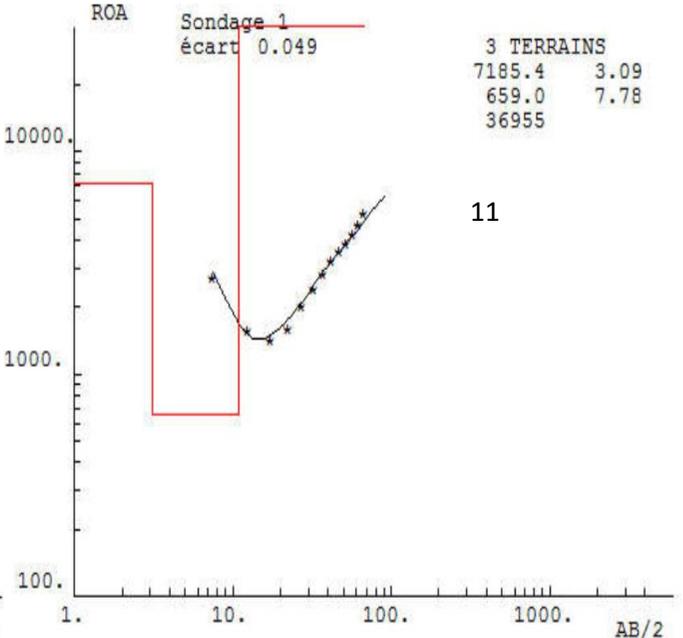
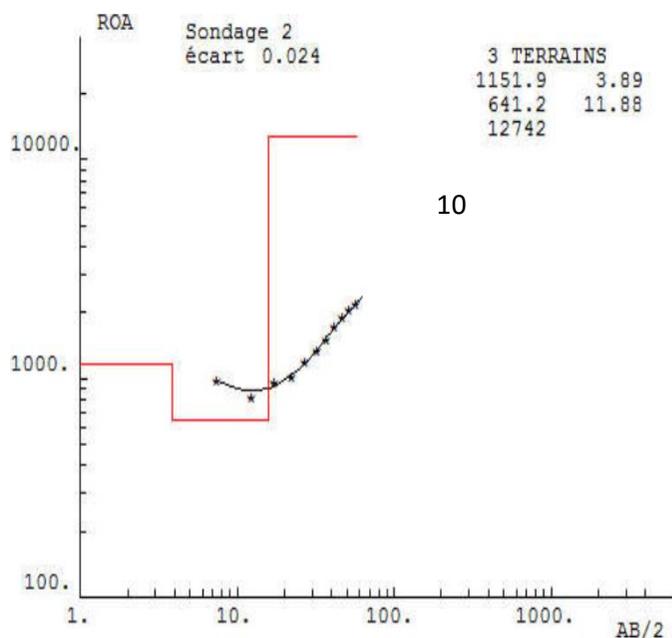
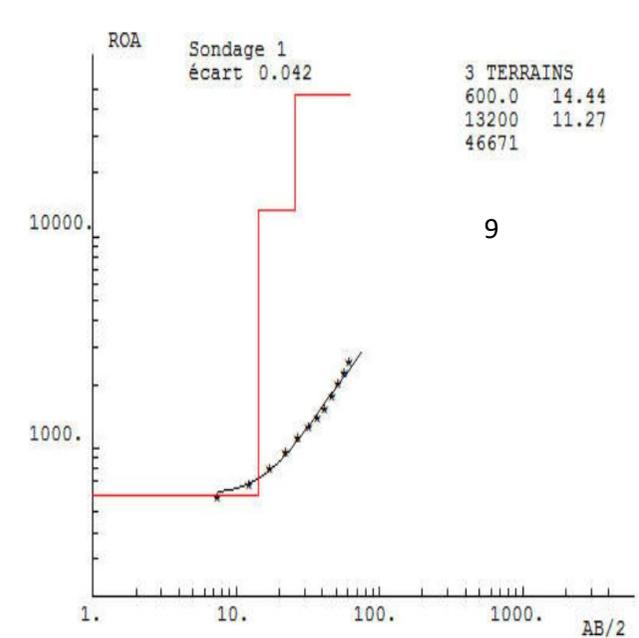
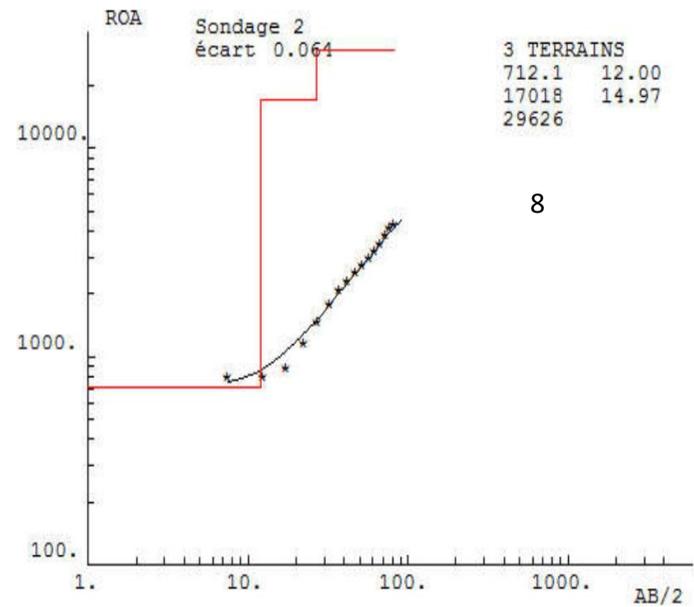
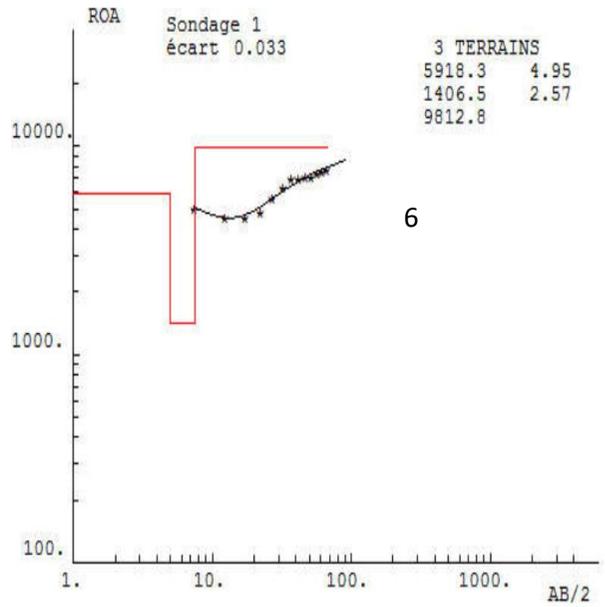
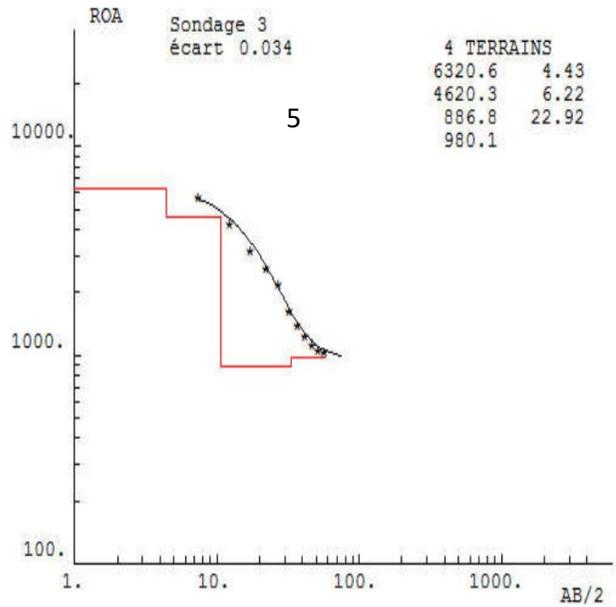
ANNEXE

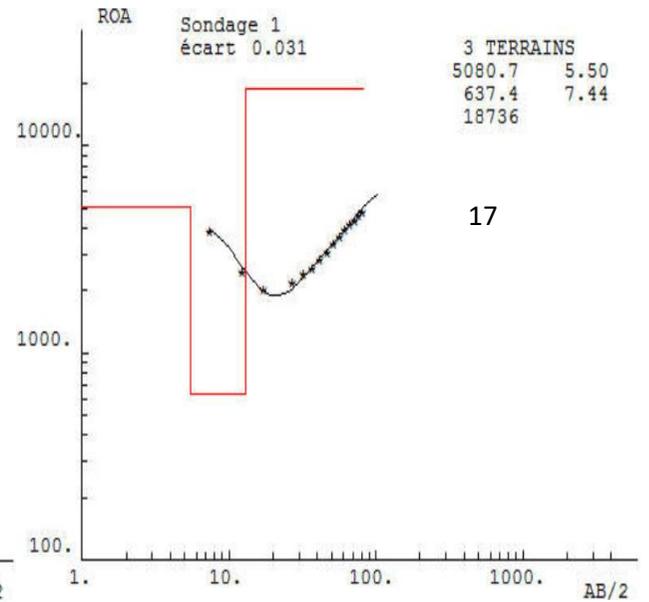
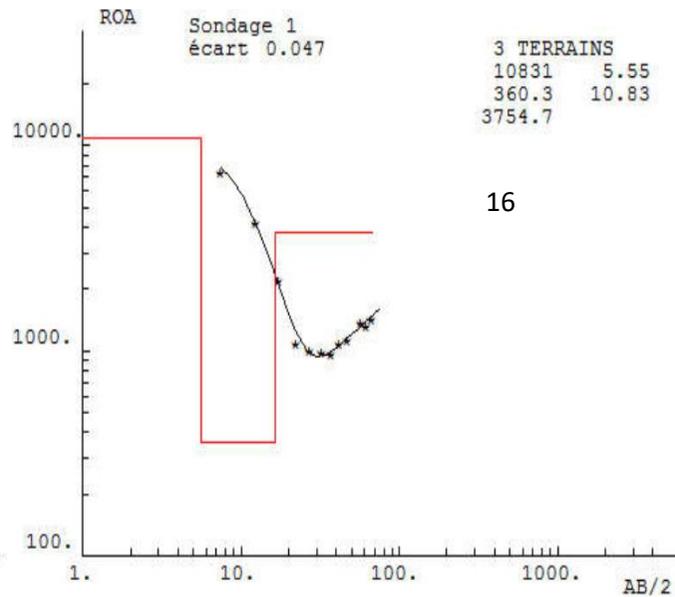
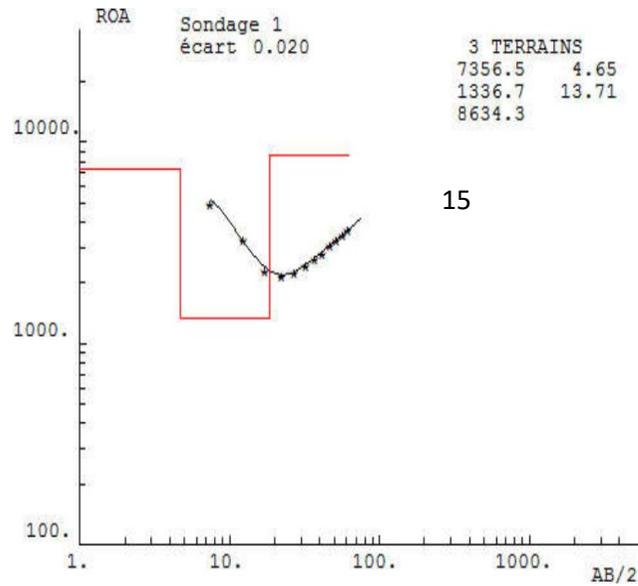
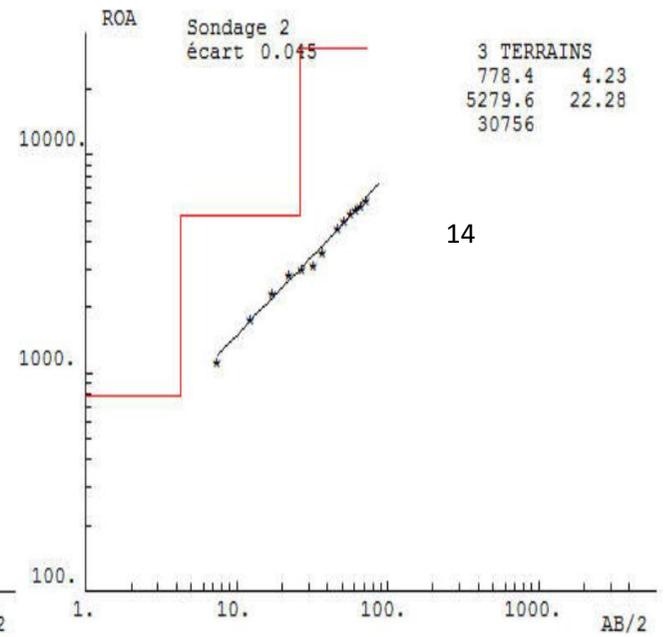
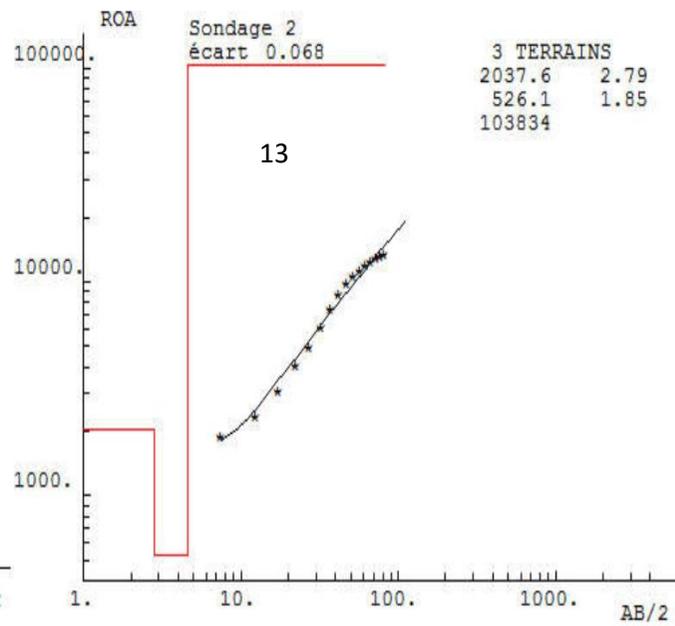
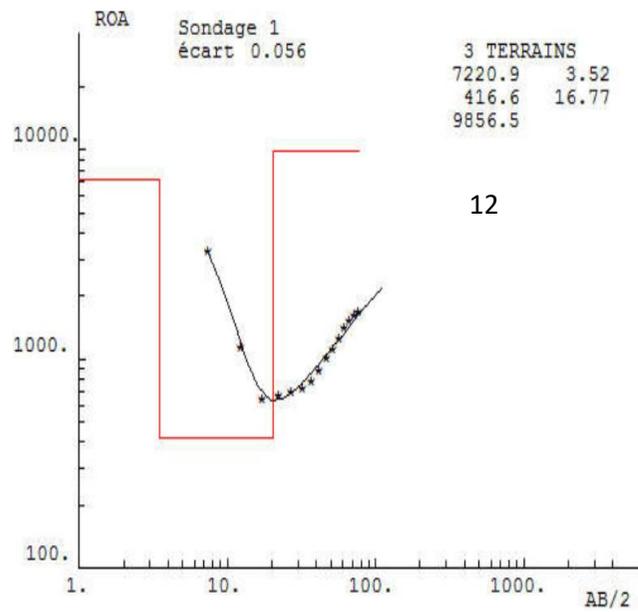
Annexe 1 : Répartition des précipitations annuelles de la Commune de Méiganga de 2008 à 2012 (Source : station météorologique de Méiganga)

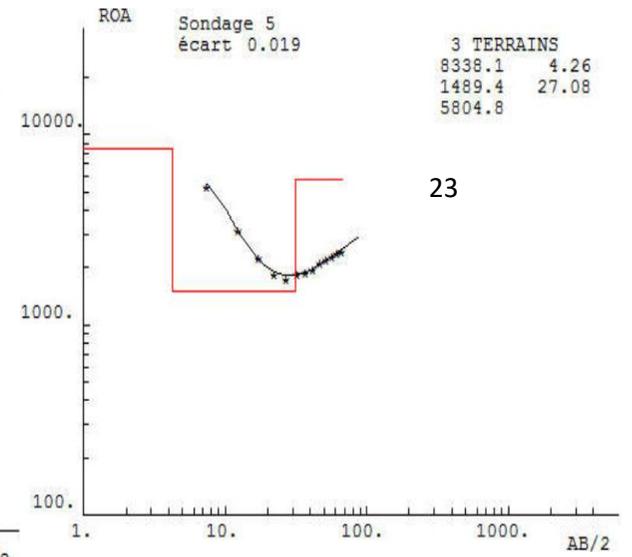
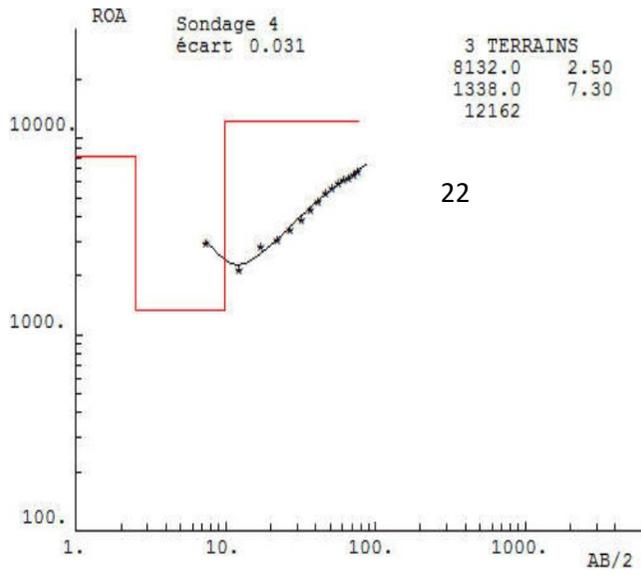
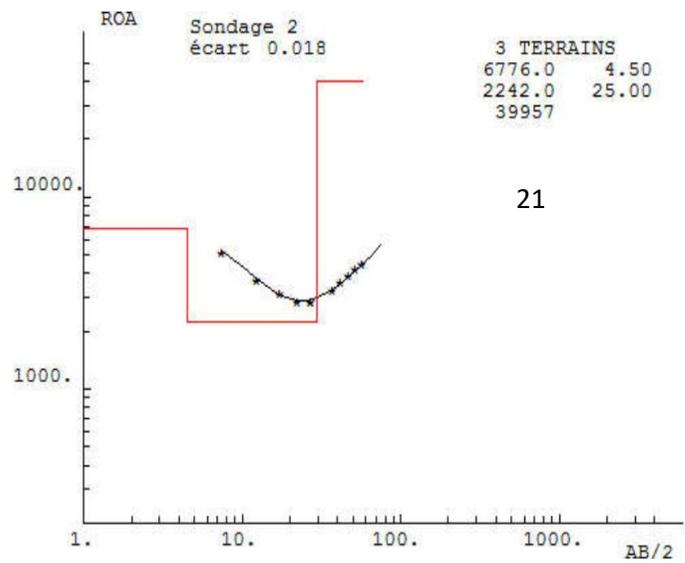
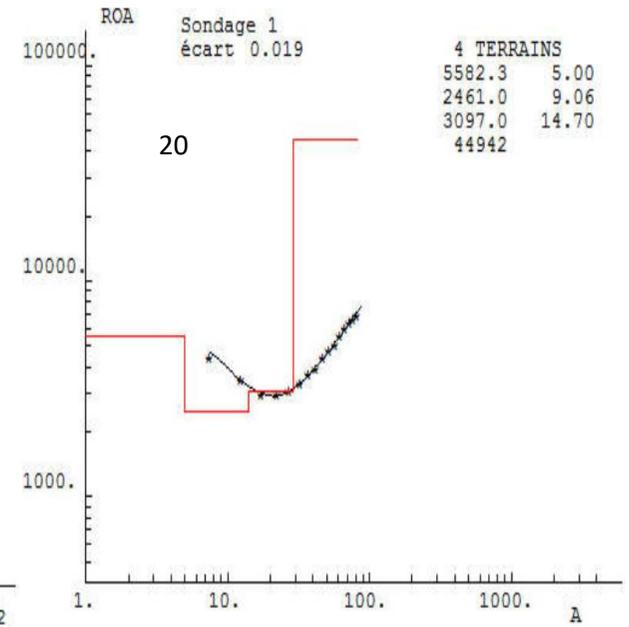
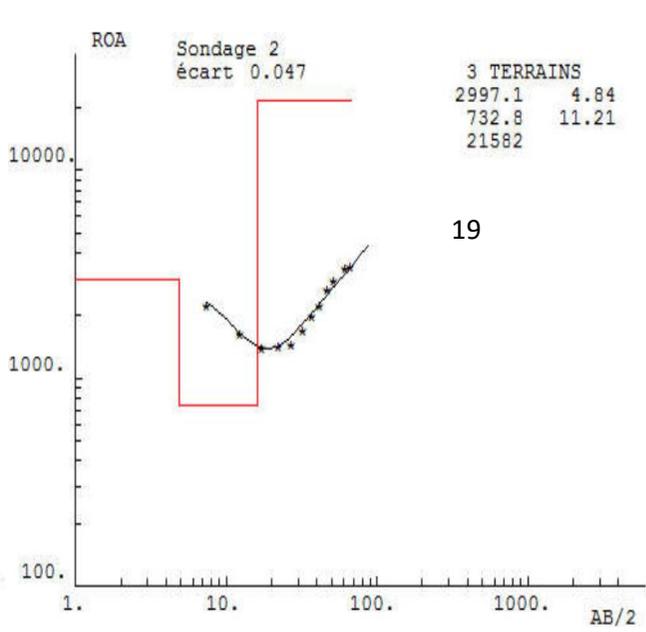
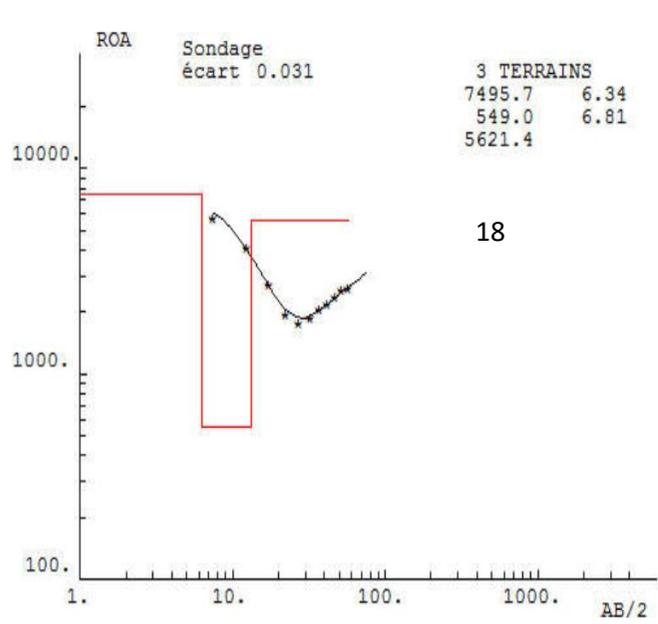
Années	Jan	Fév	Mar	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	Totaux
2008	0	0	43.5	233.3	96.8	132	186.5	464.8	225.8	124.4	0	0	1507.1
2009	0	4.8	1.2	175.8	244.9	215.7	168.8	264.8	201.5	235.3	51.1	0	1563.9
2010	0	11.6	36	131.7	231.7	210	167.2	251.1	294.6	201.2	84.6	0	1619.7
2011	0	22.8	59.5	61.1	176	210	207.6	419.2	243.8	292.7	0	0	1692.7
2012	0	0	39.8	60.7	152.5	188.2	174.9	275.8	212.6	247.4	43.6	0	1395.5
Moyennes interannuelles	0	7.8	36	132.5	180.3	191.1	181	335.1	235.7	220.2	35.8	0	1555.7

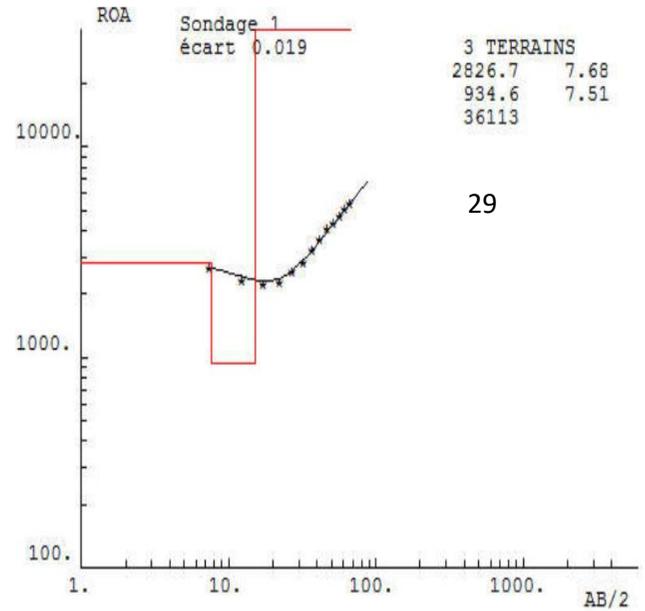
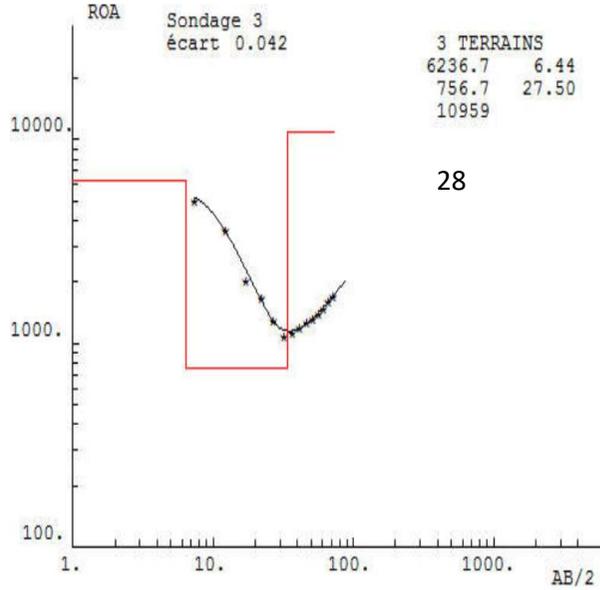
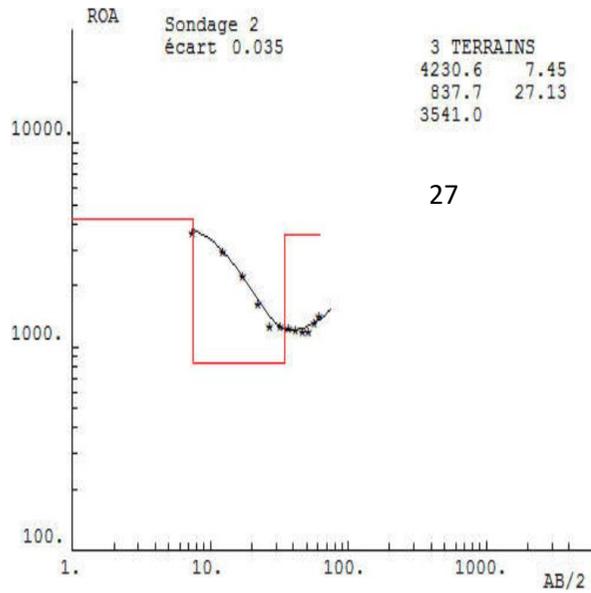
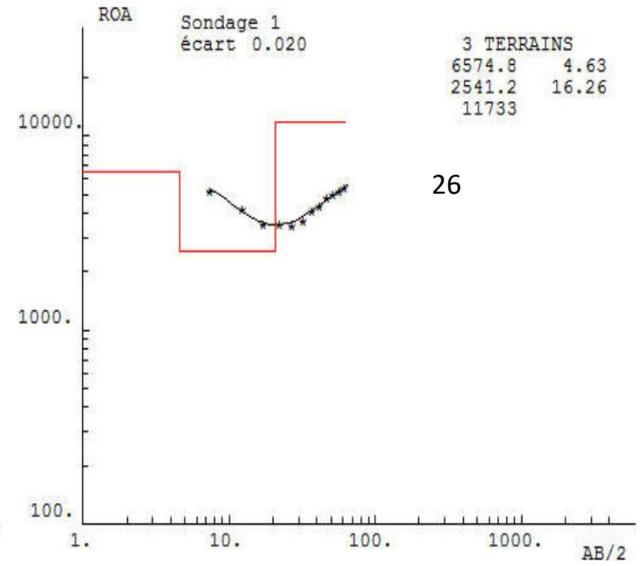
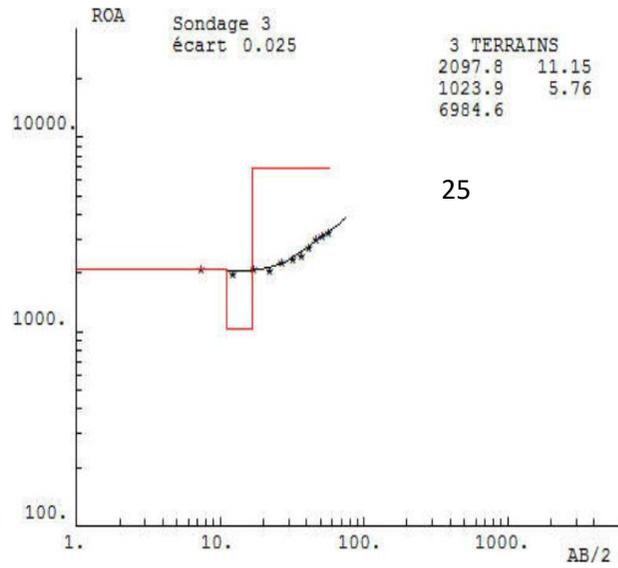
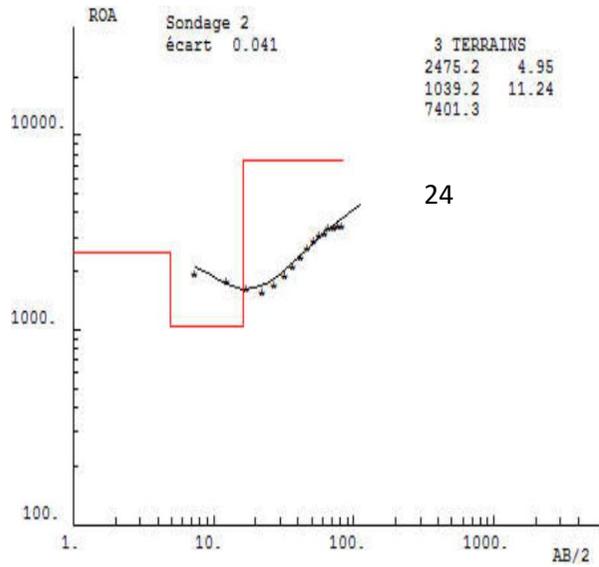
Annexe 2: Courbe de sondages

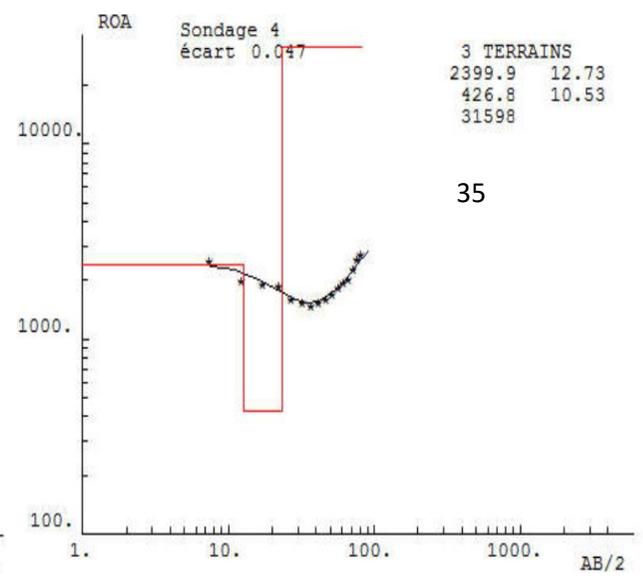
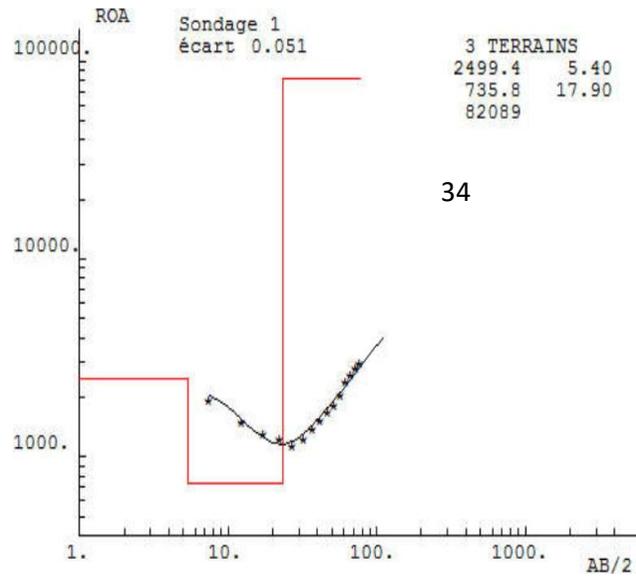
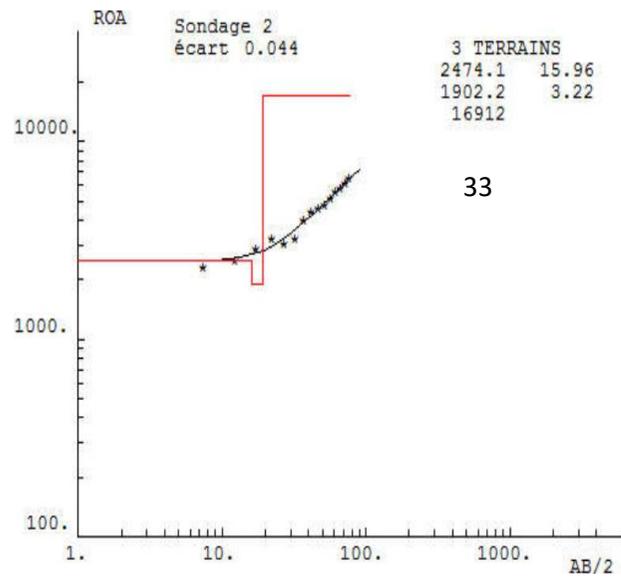
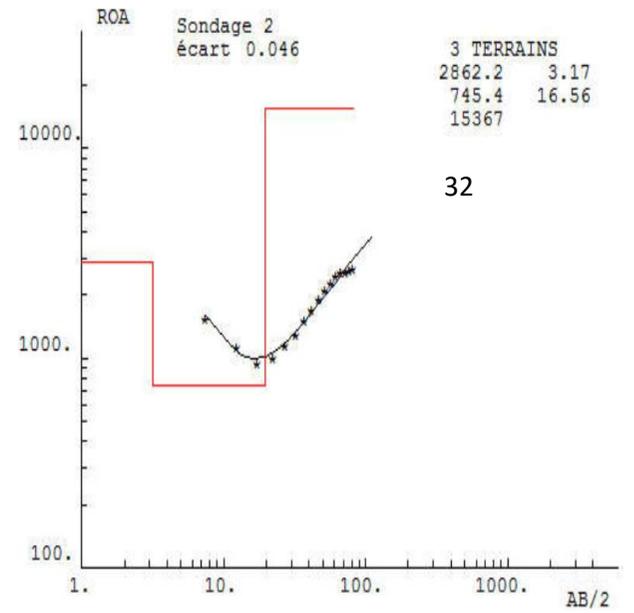
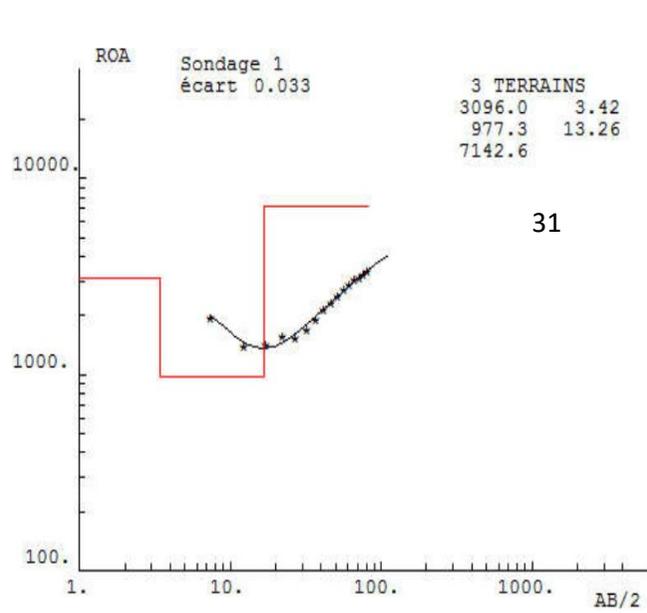
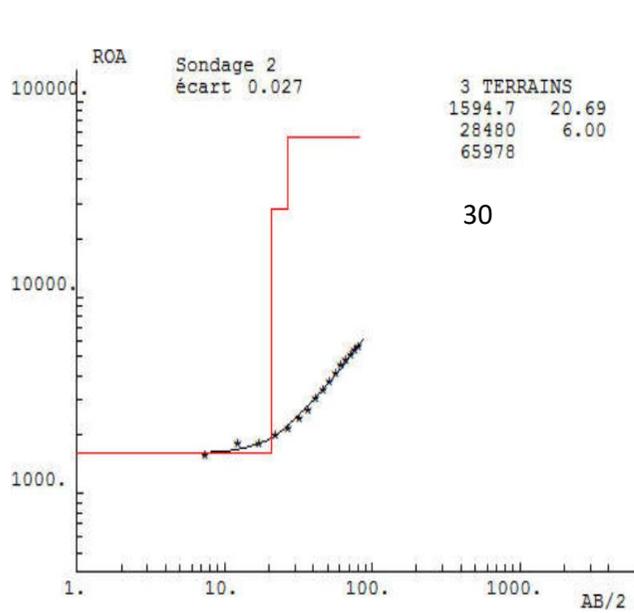


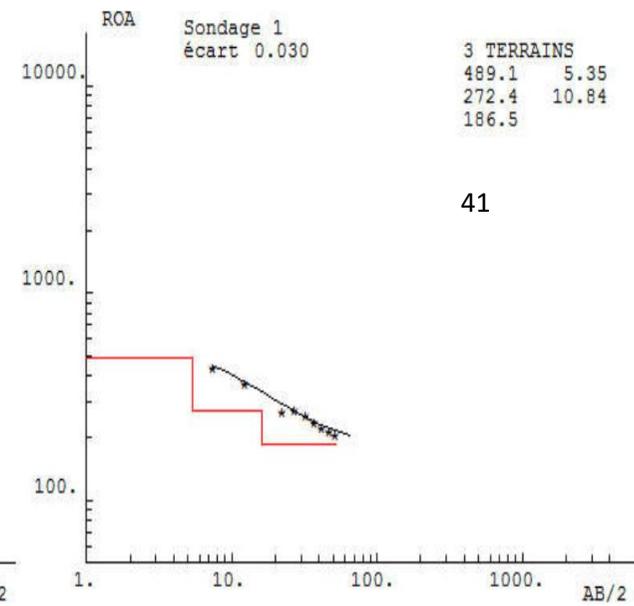
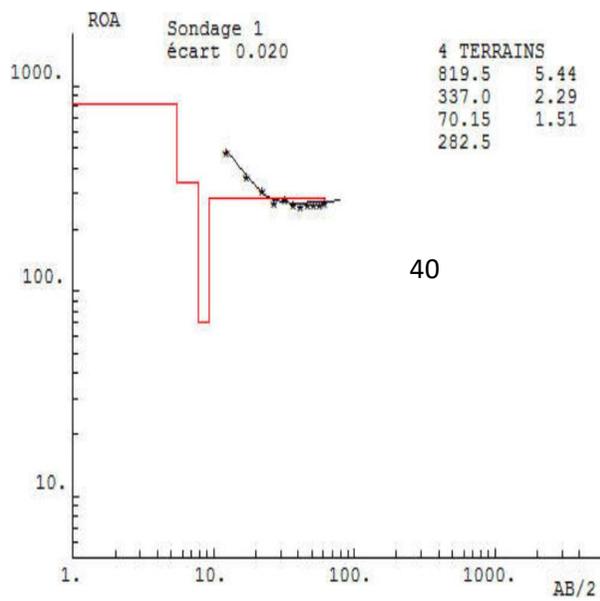
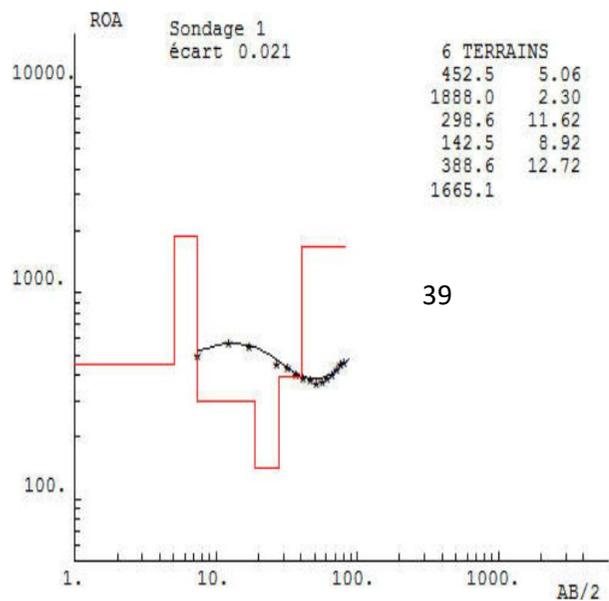
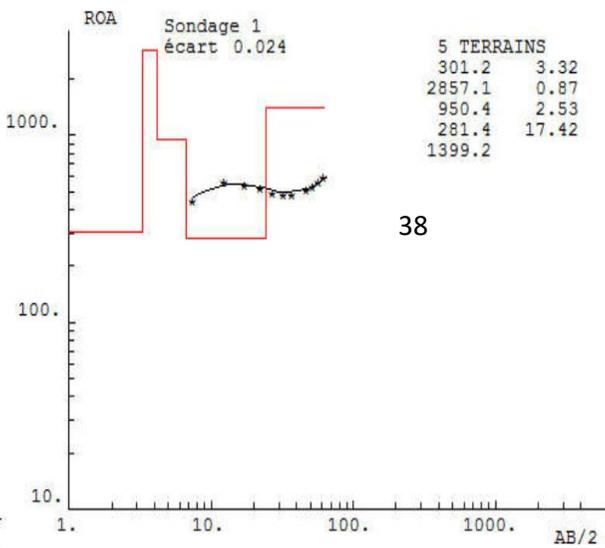
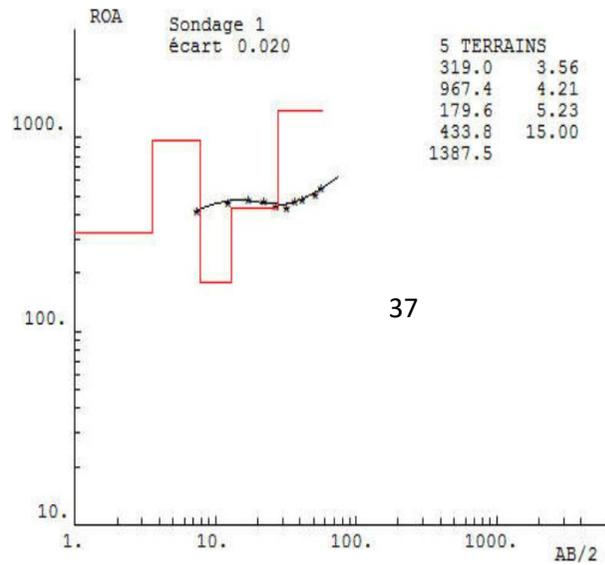
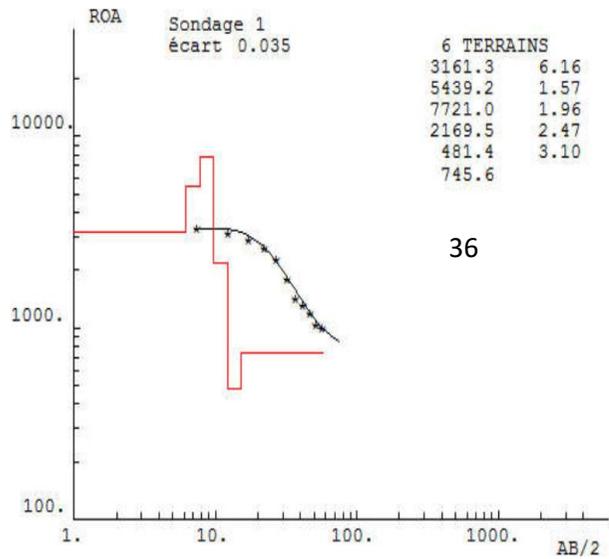


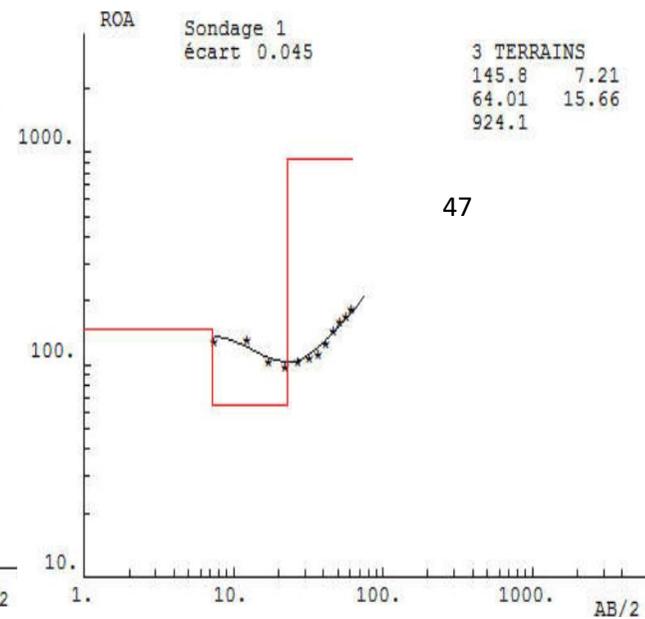
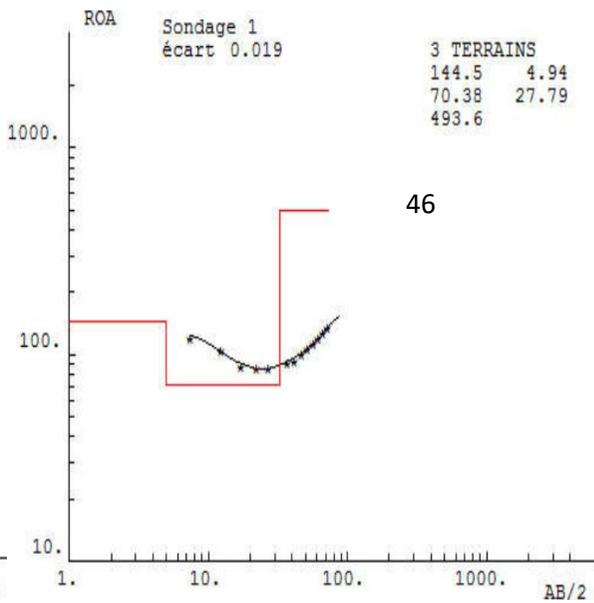
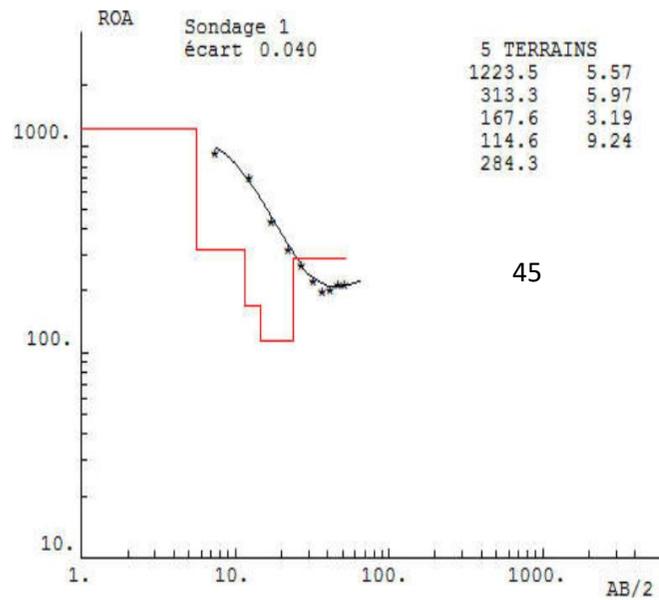
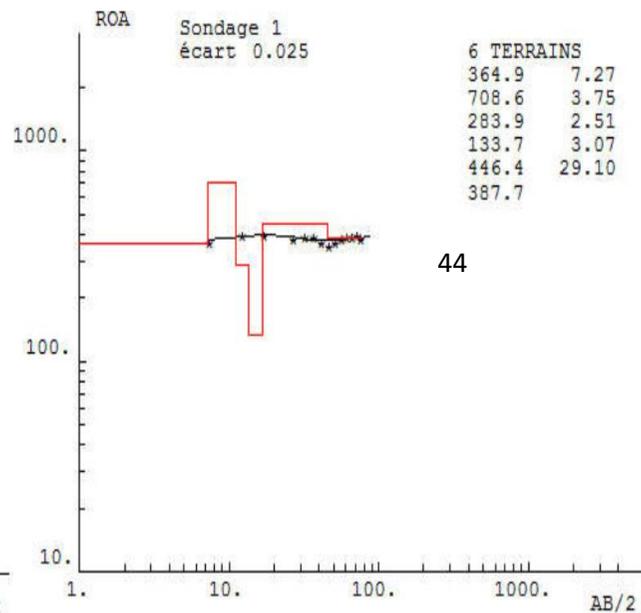
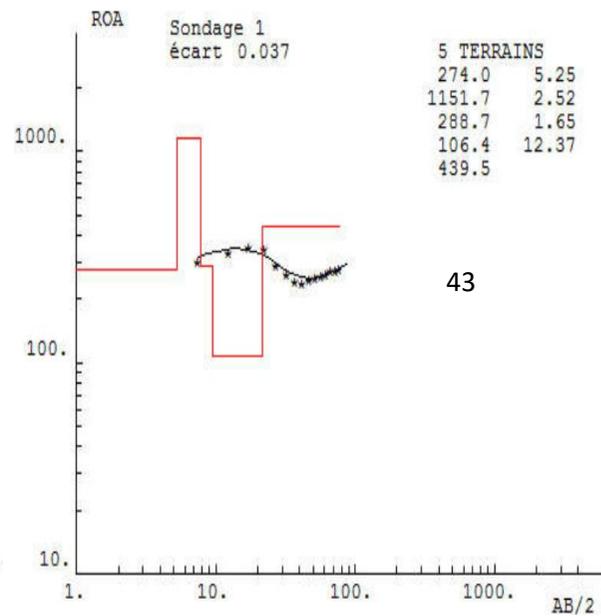
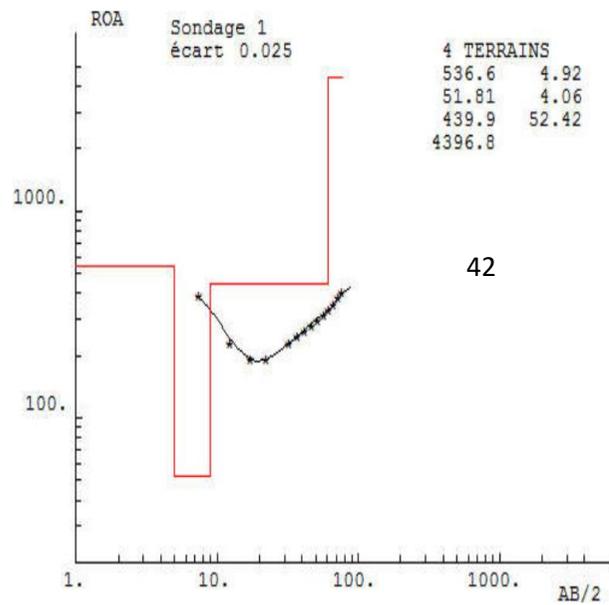


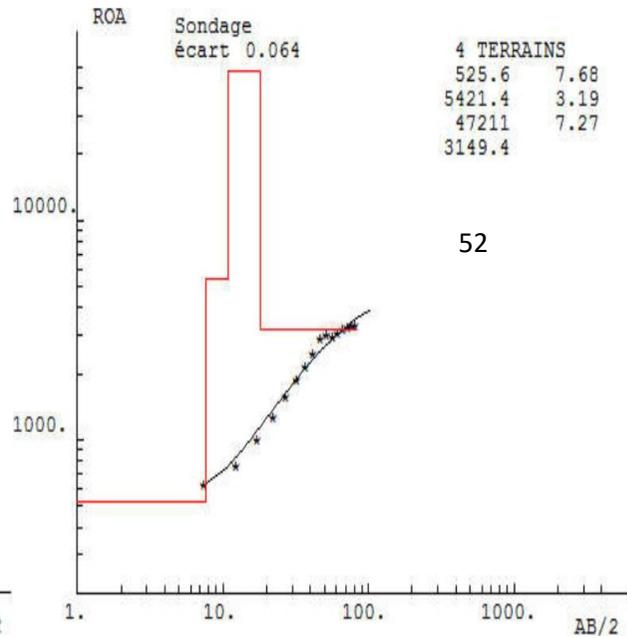
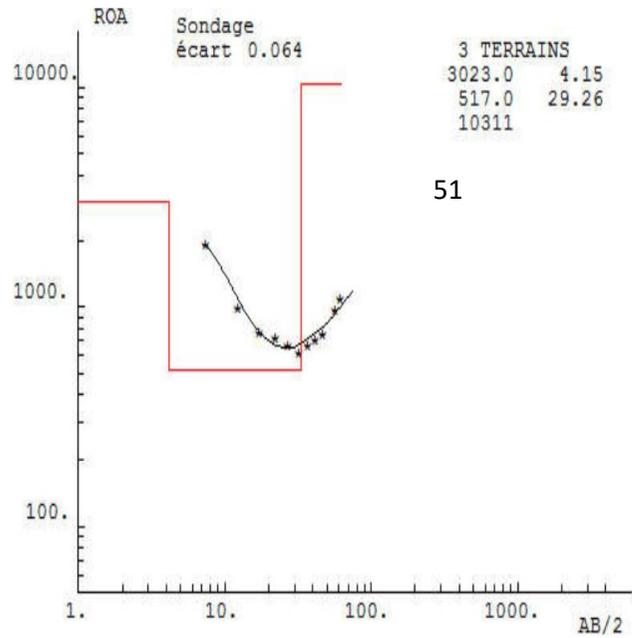
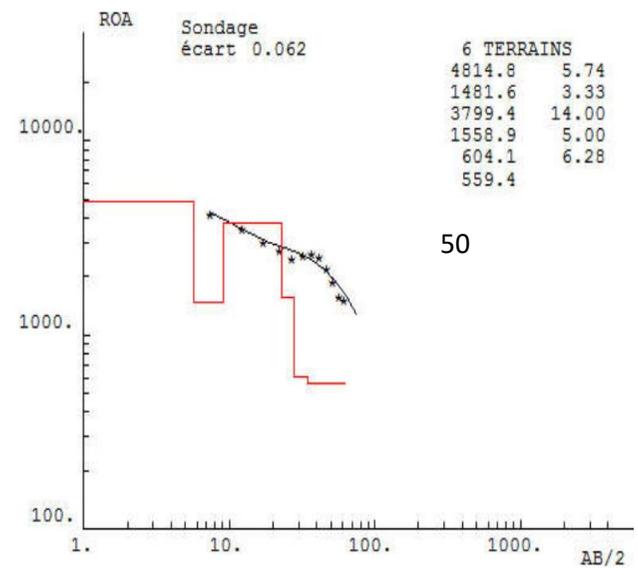
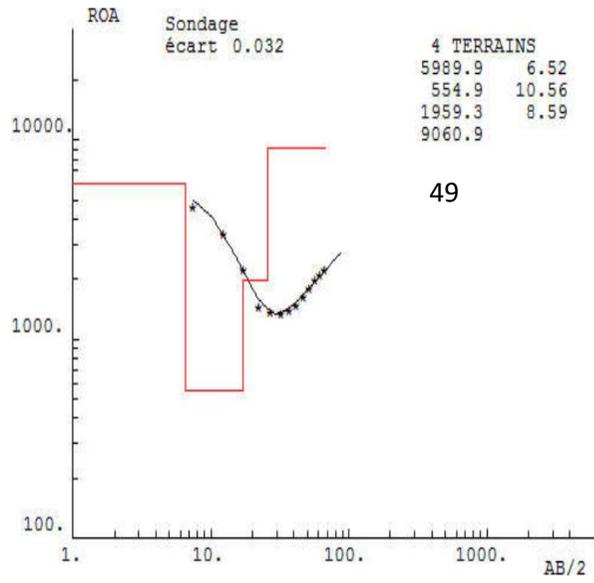
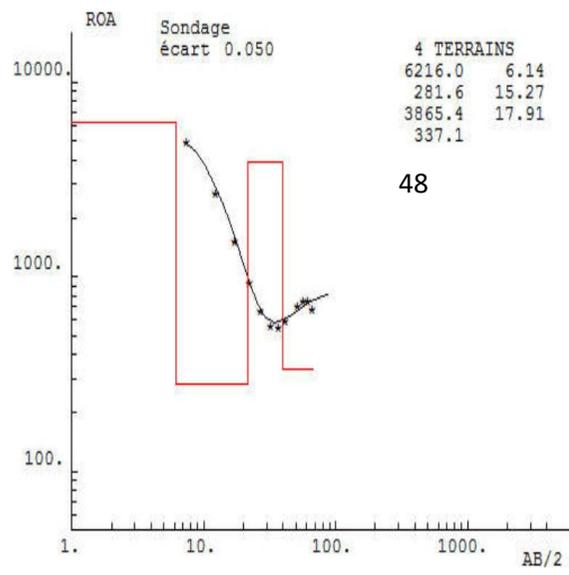




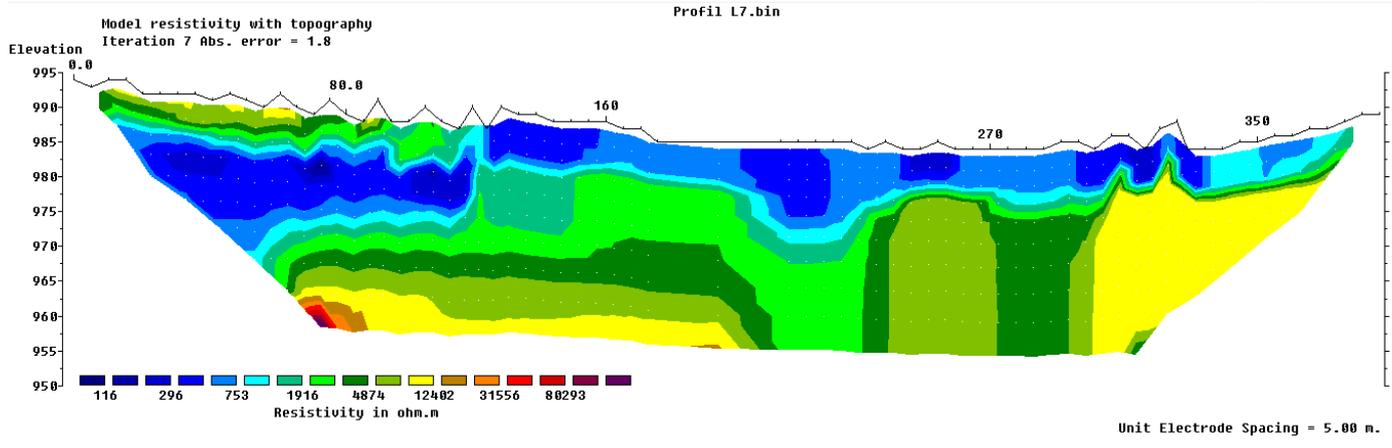
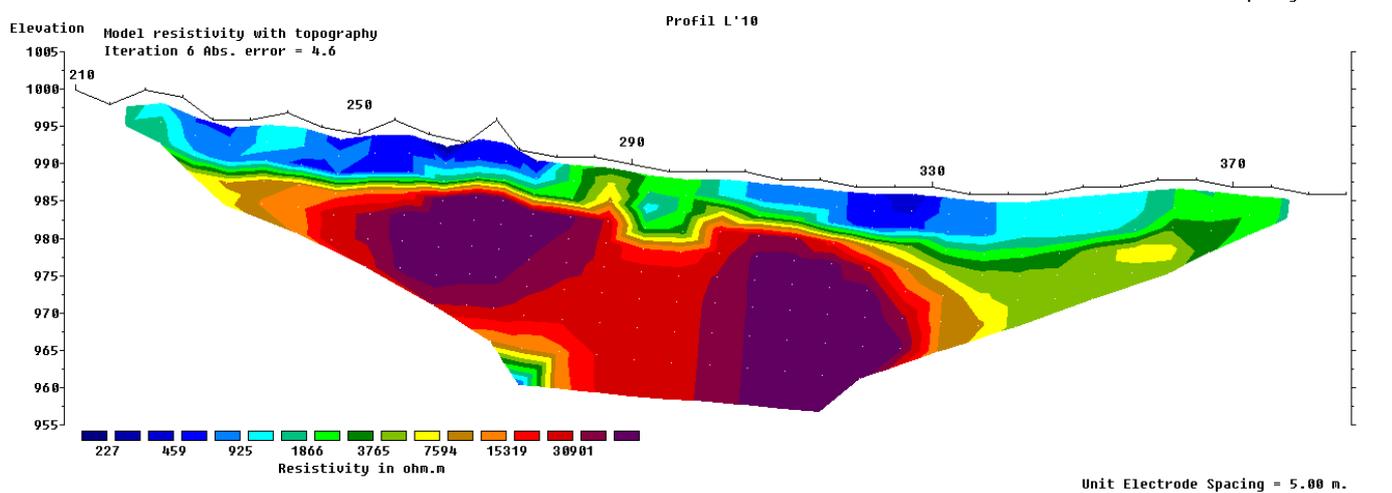
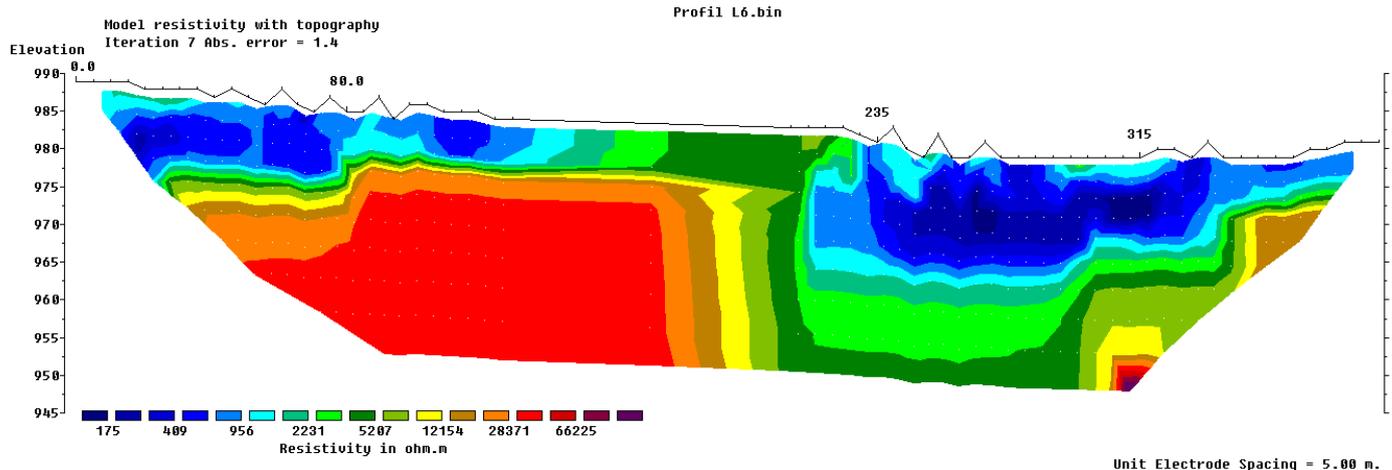
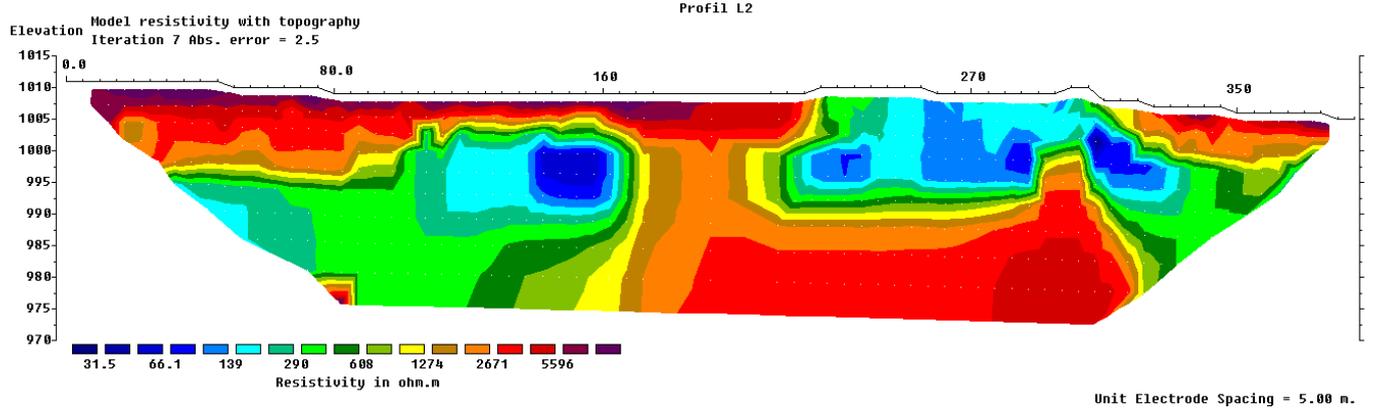


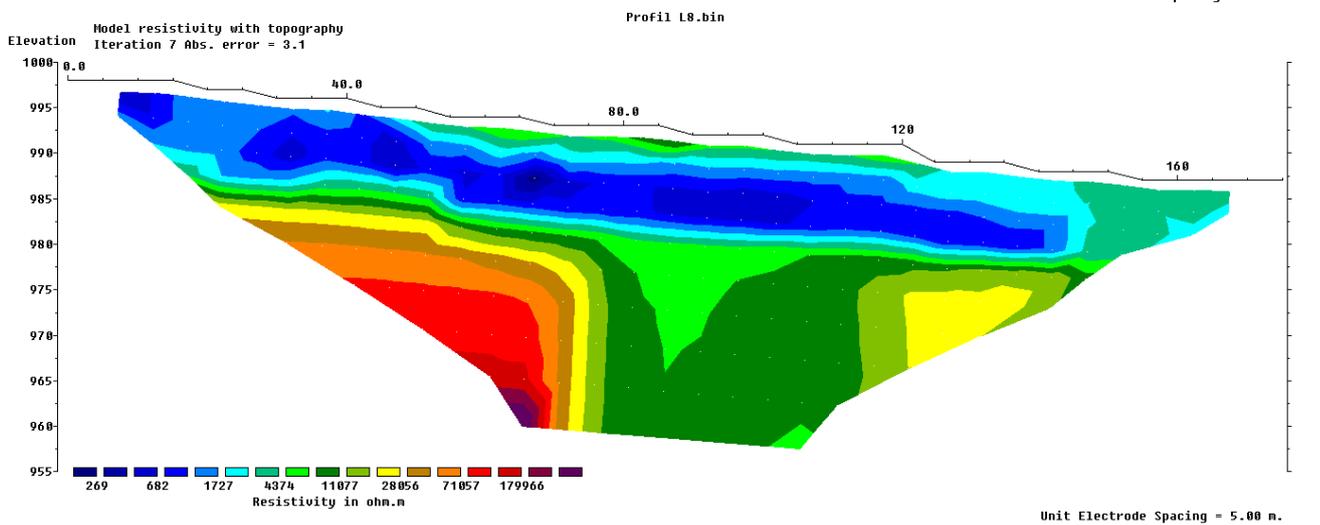
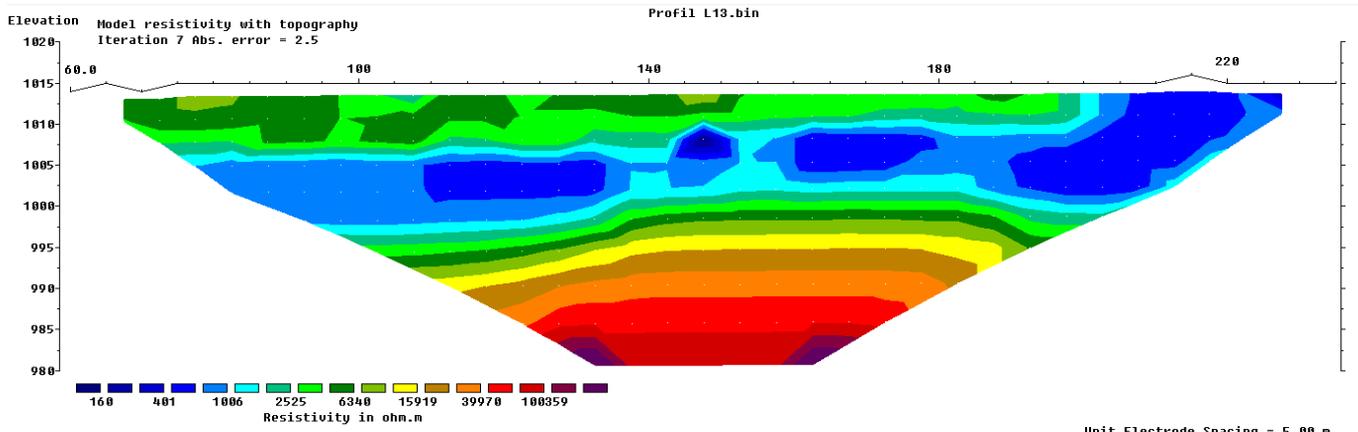
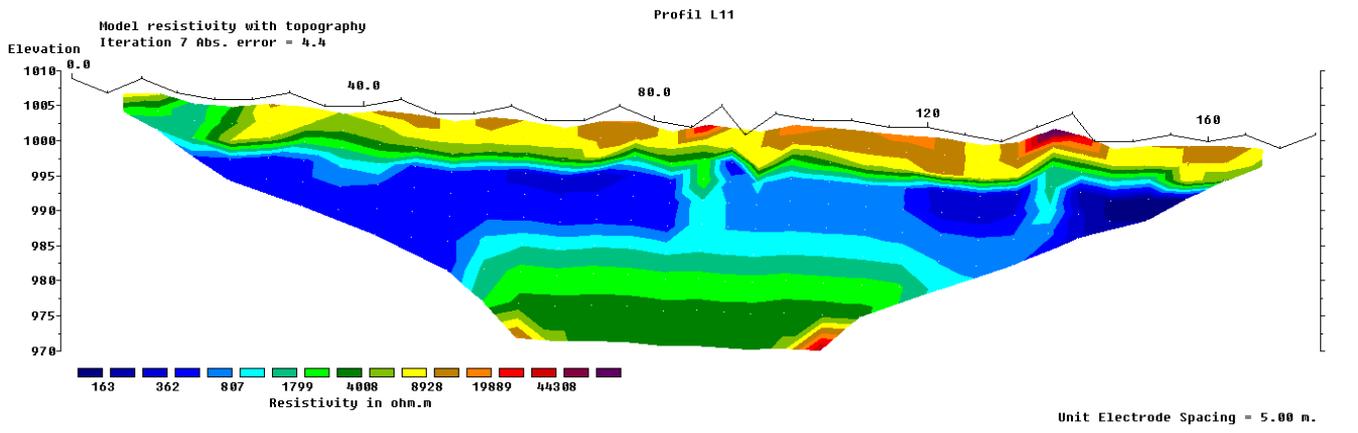
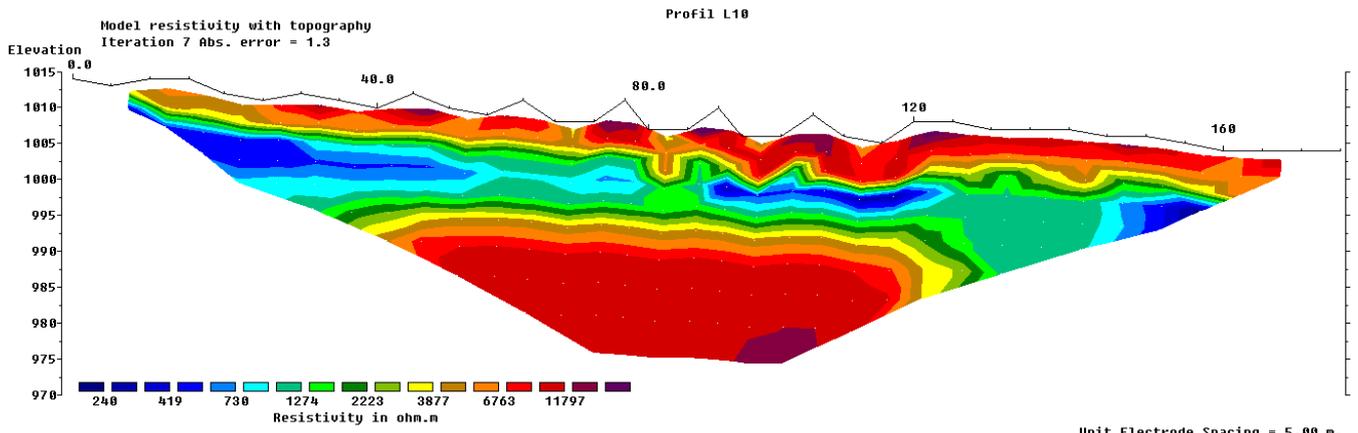


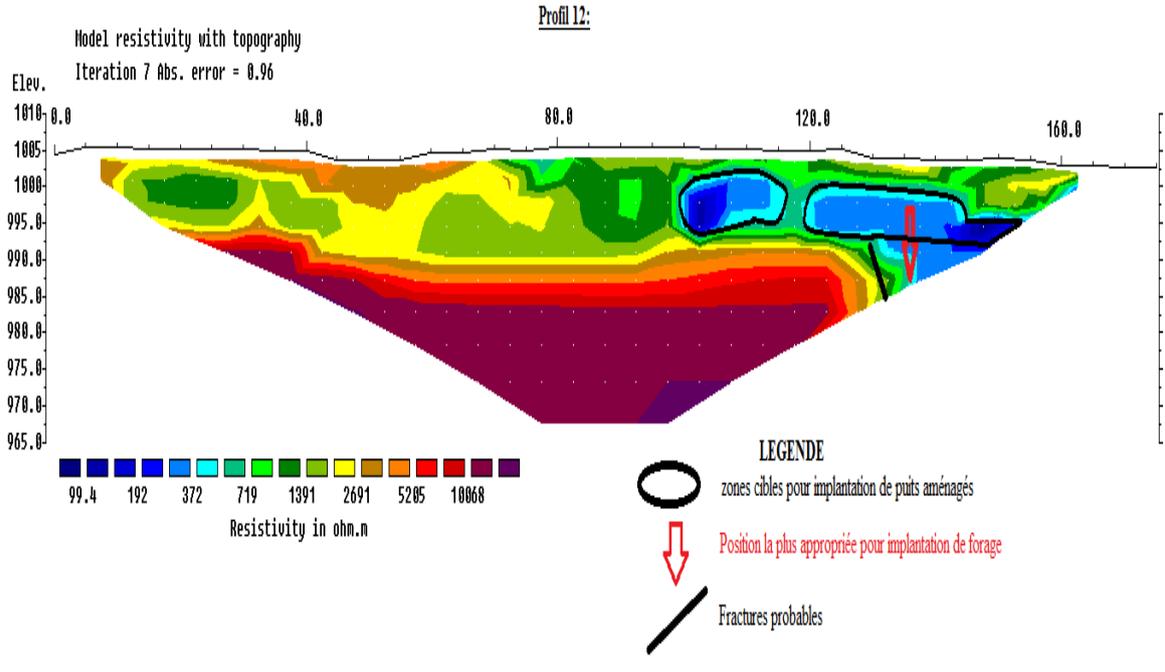
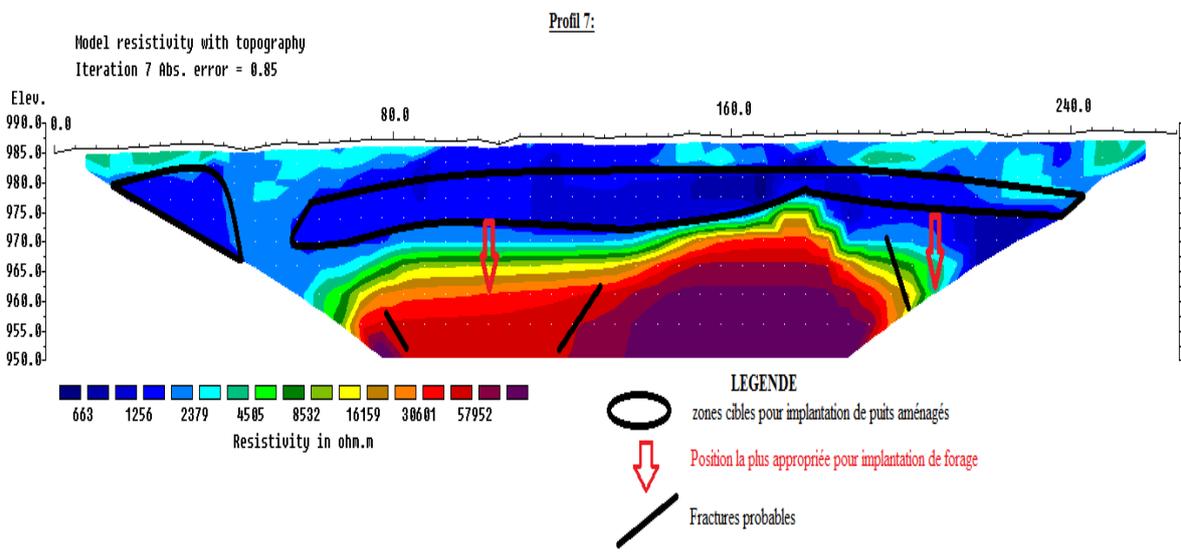
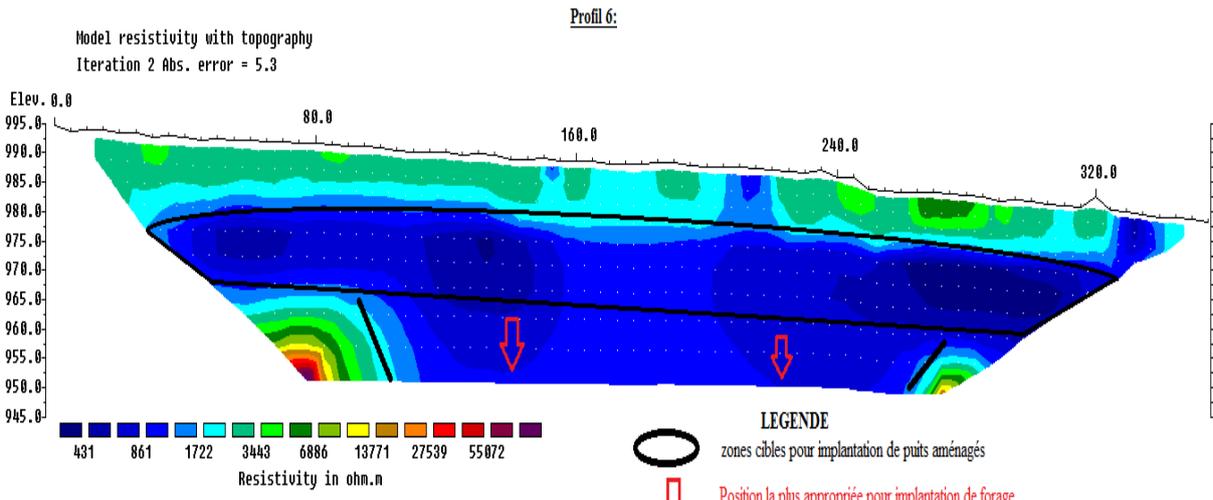


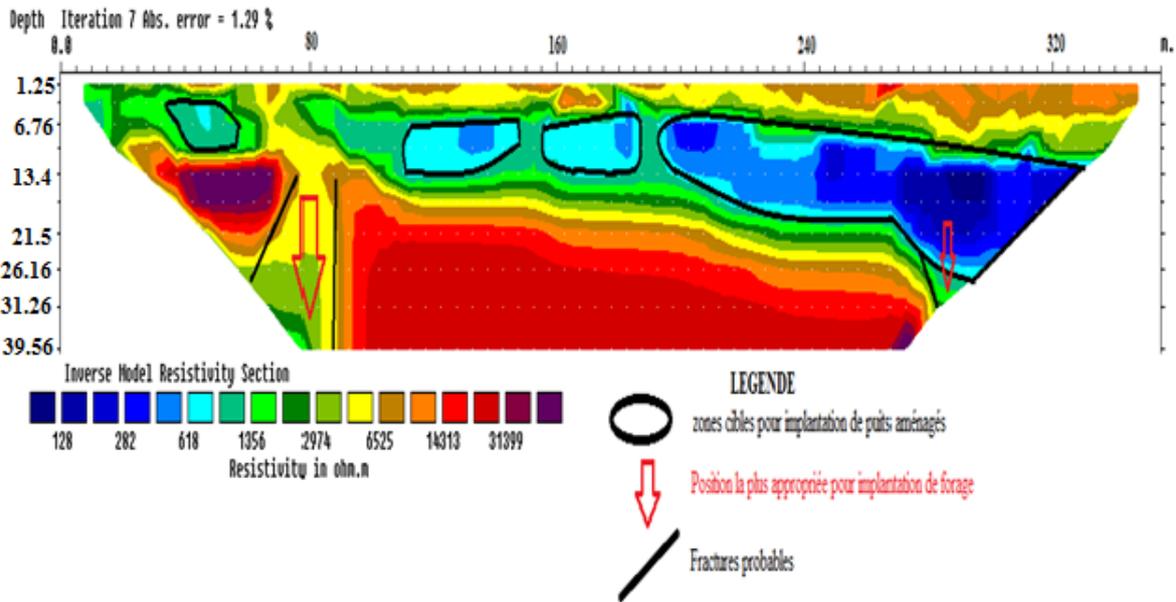


Annexe 3: Pseudo-sections de résistivité inversée

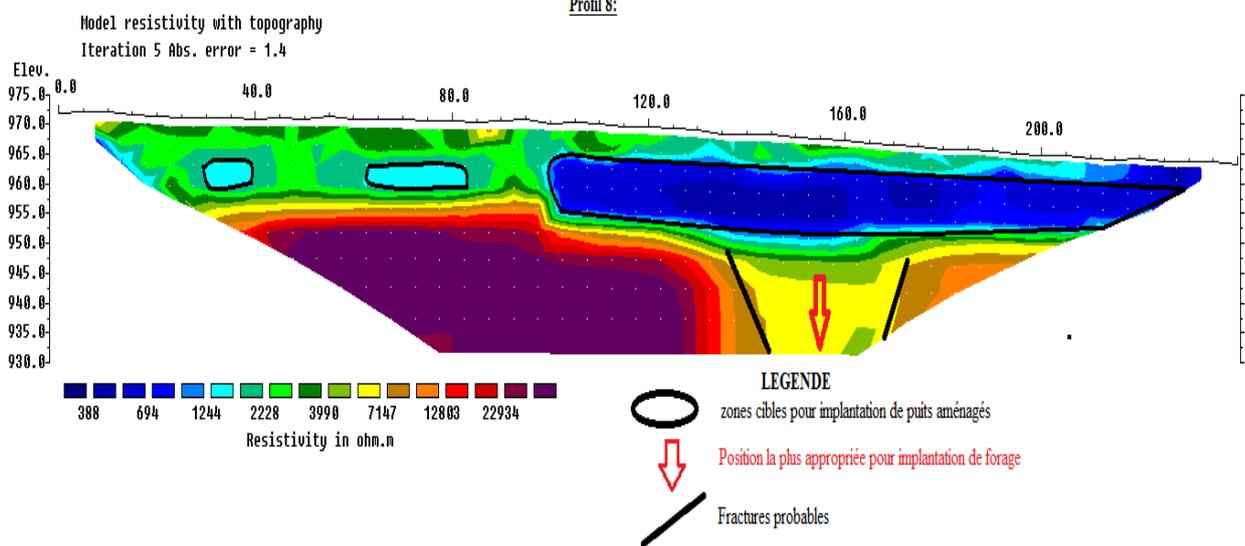
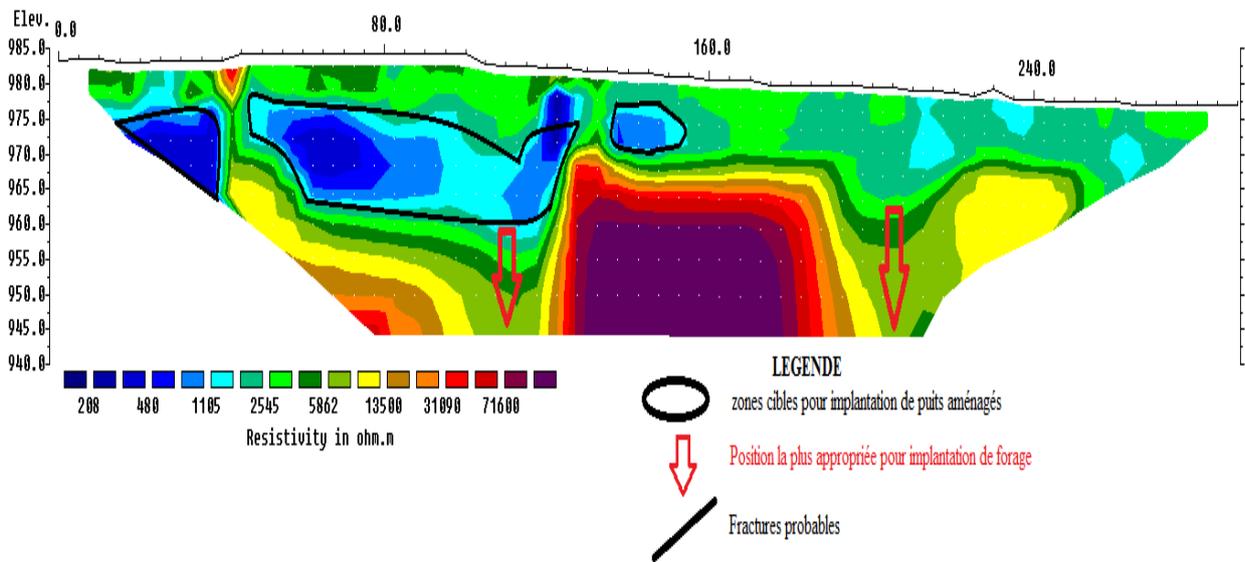


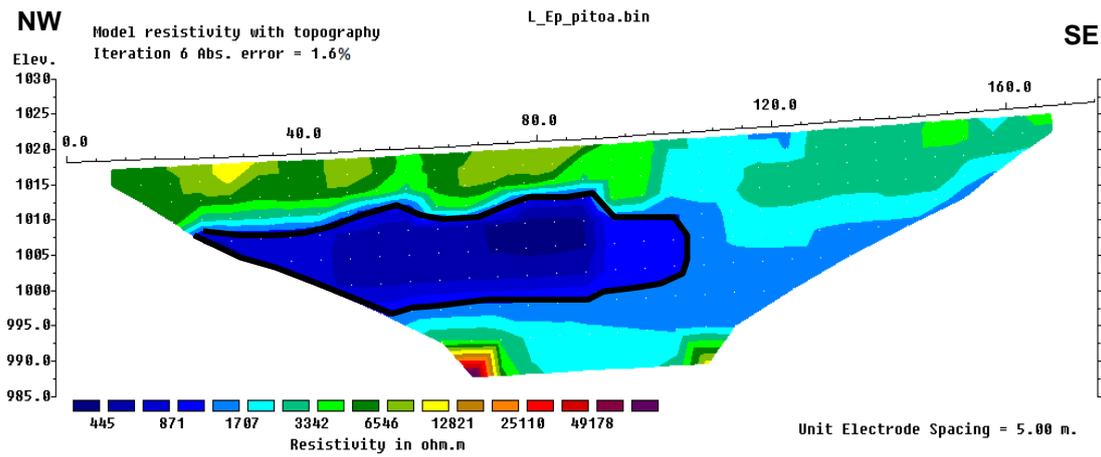
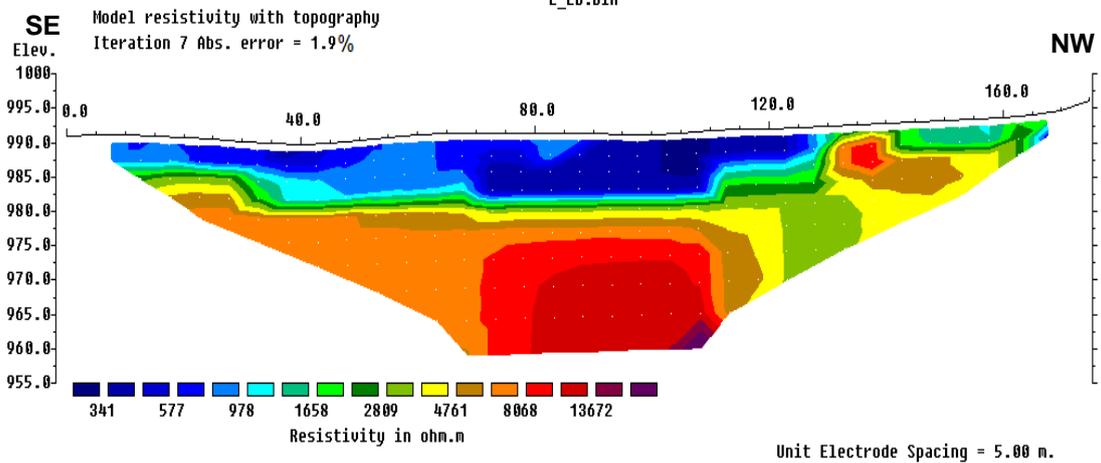
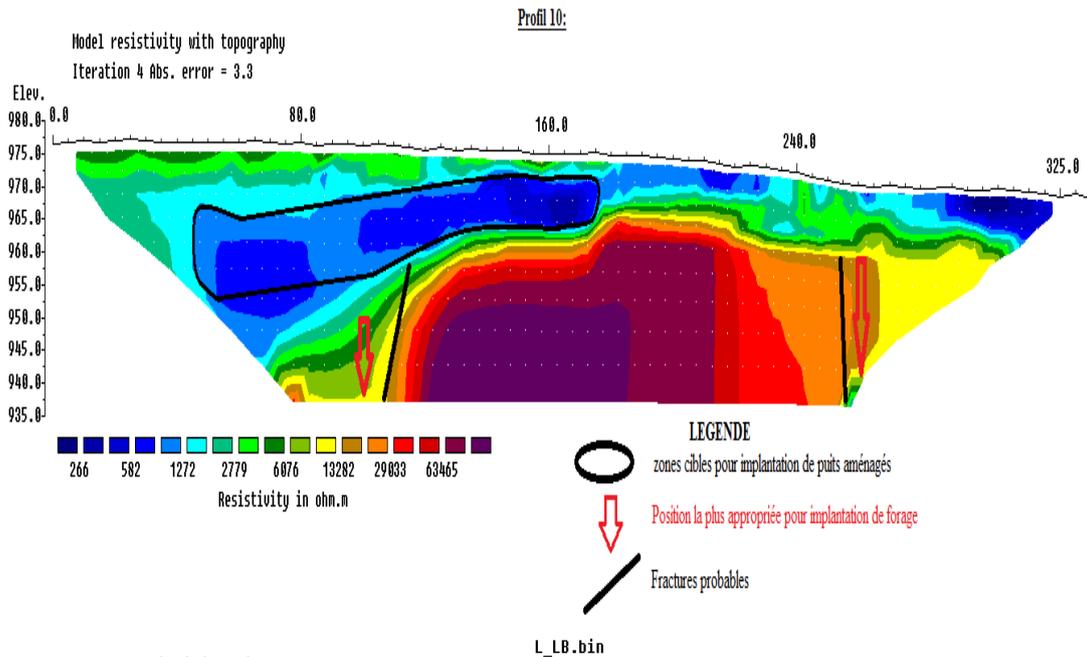




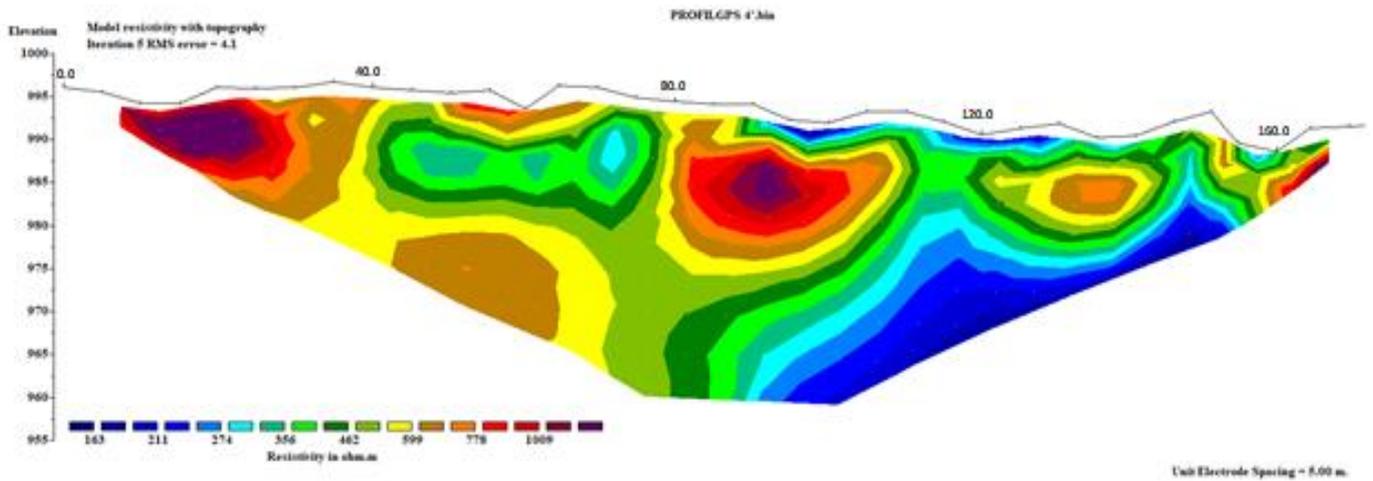
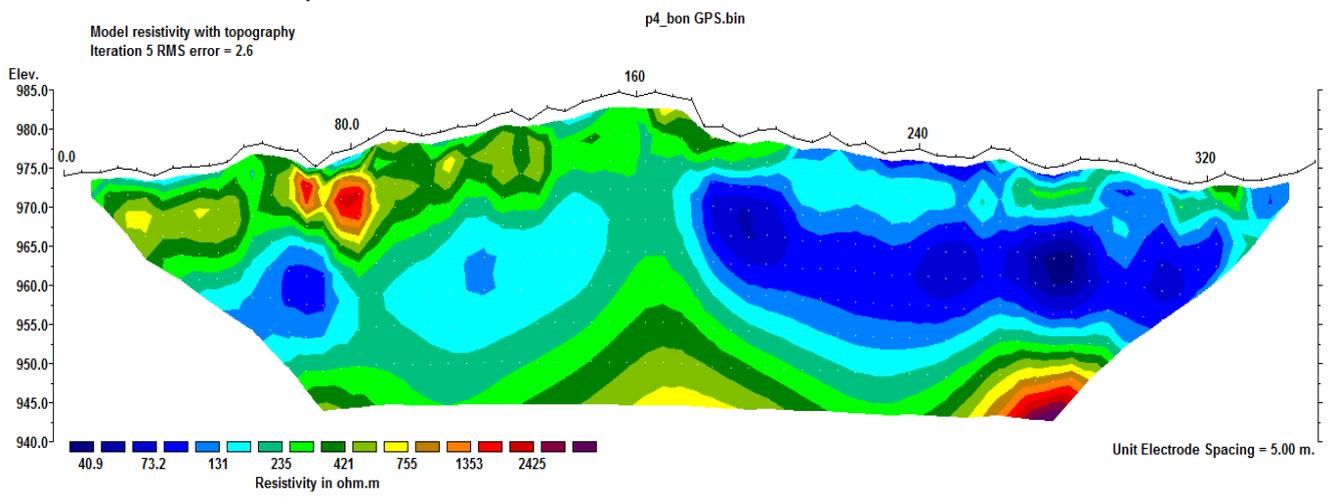
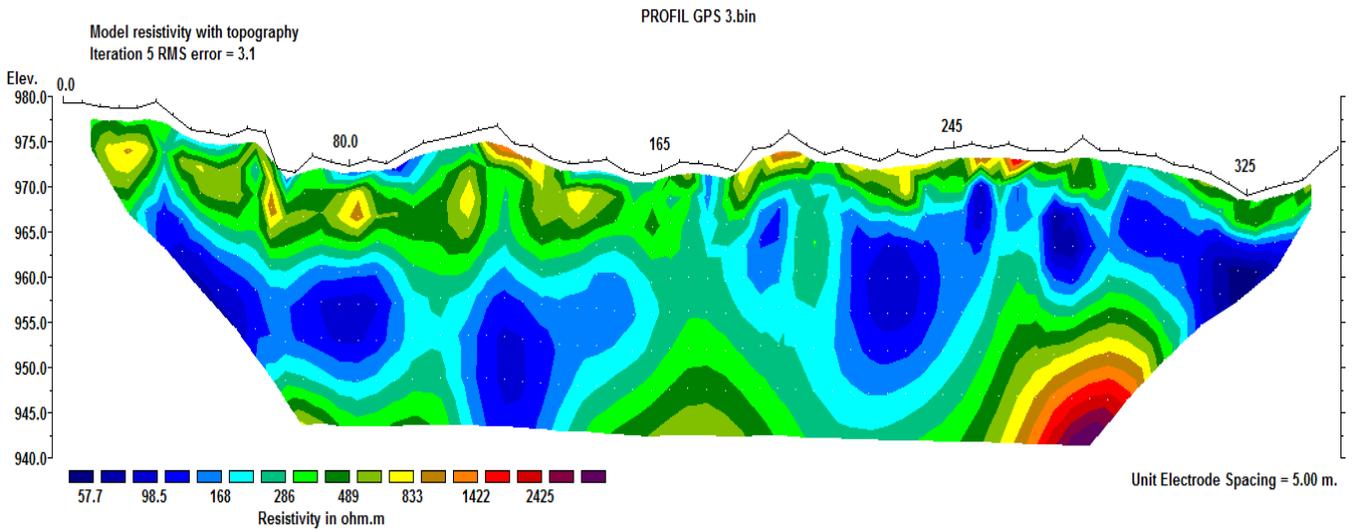


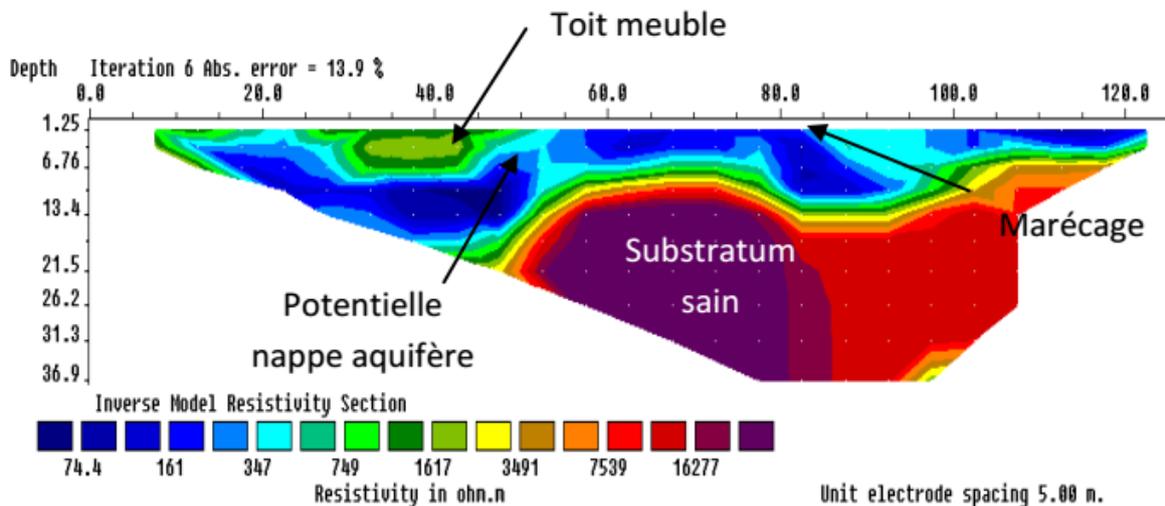
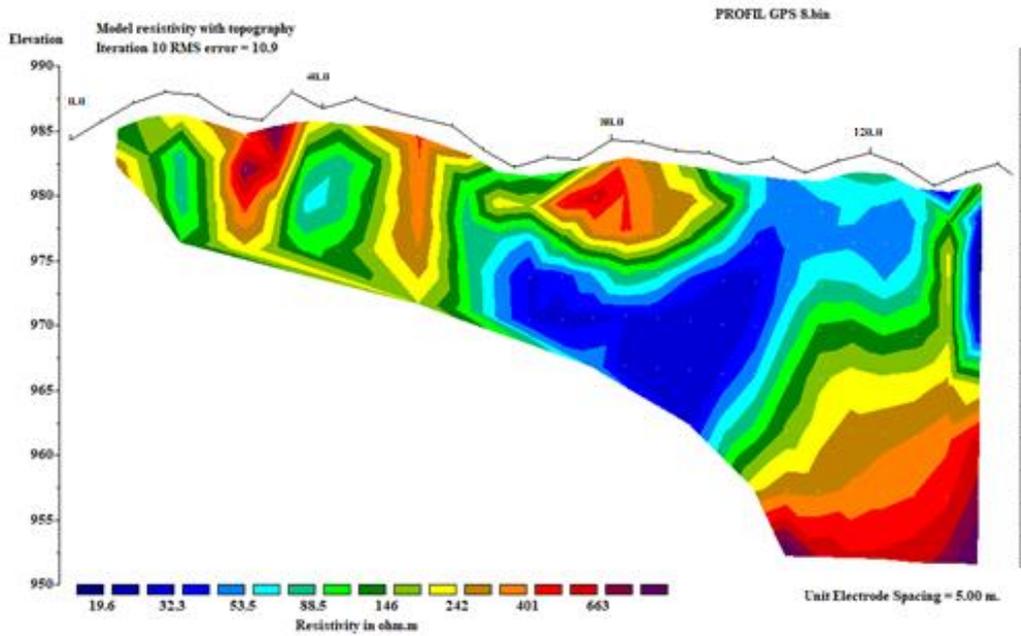
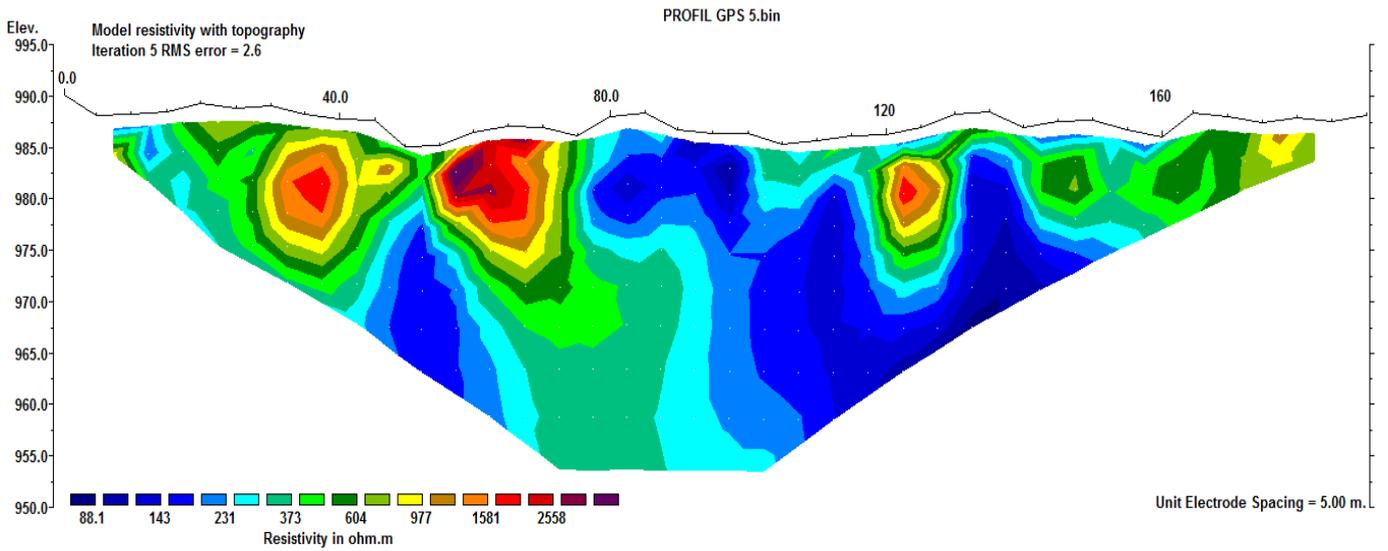
Profil 9:
 Model resistivity with topography
 Iteration 4 Abs. error = 8.7

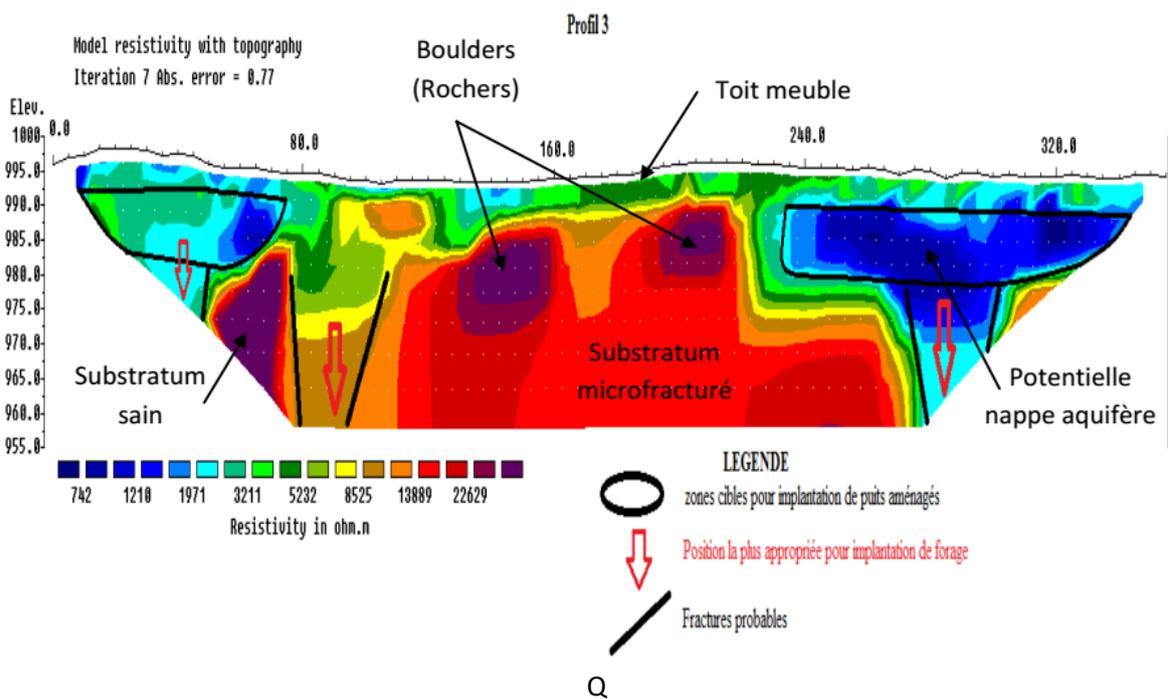
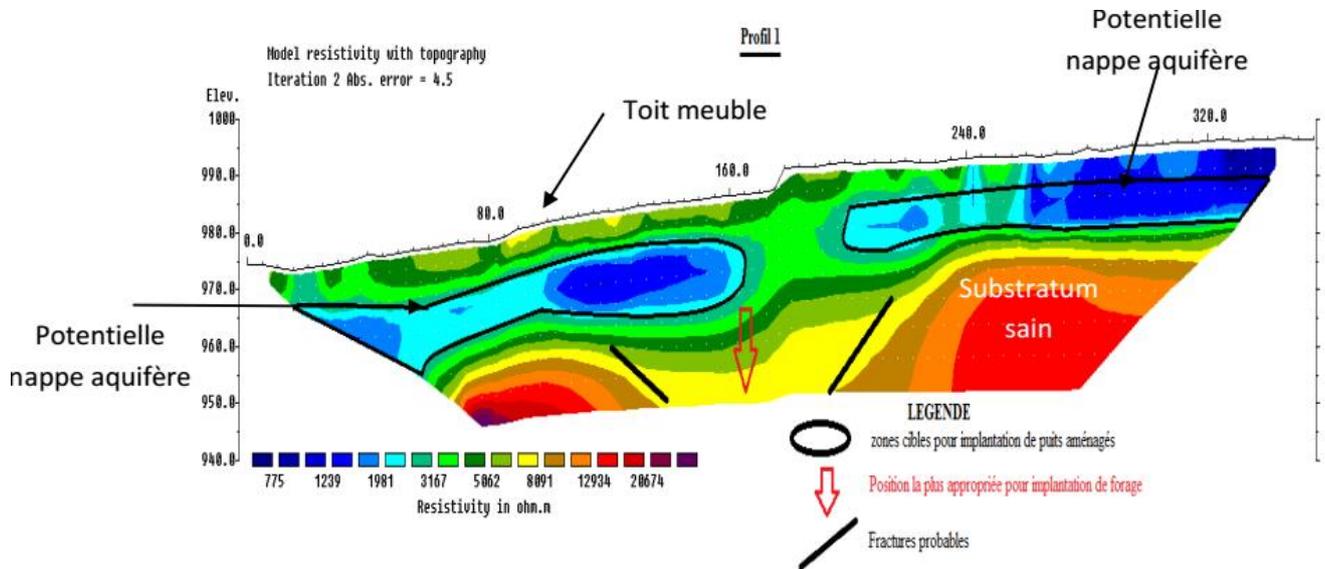
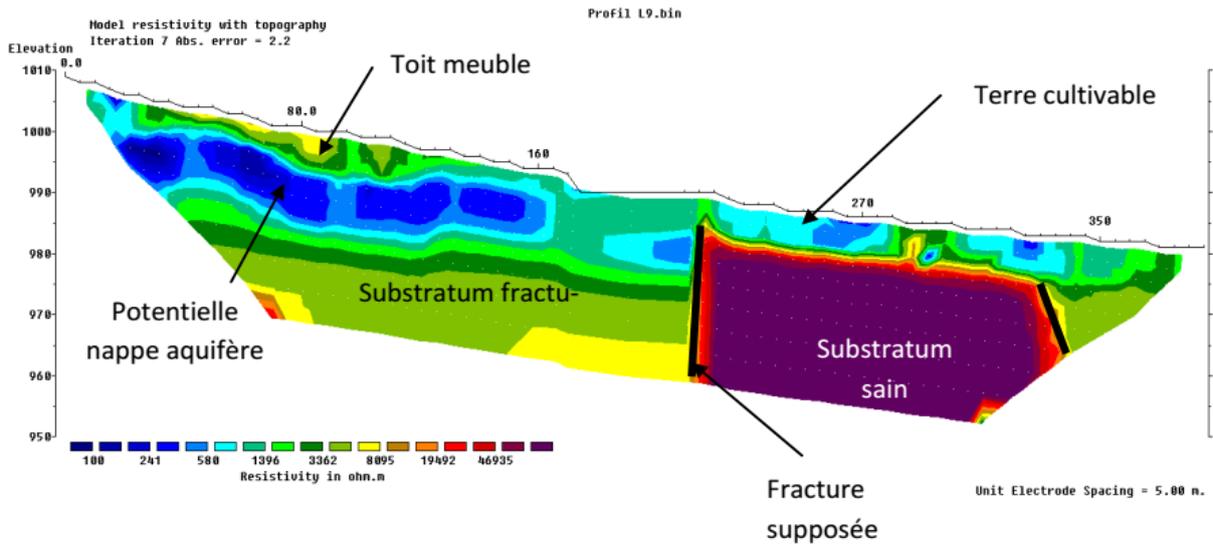


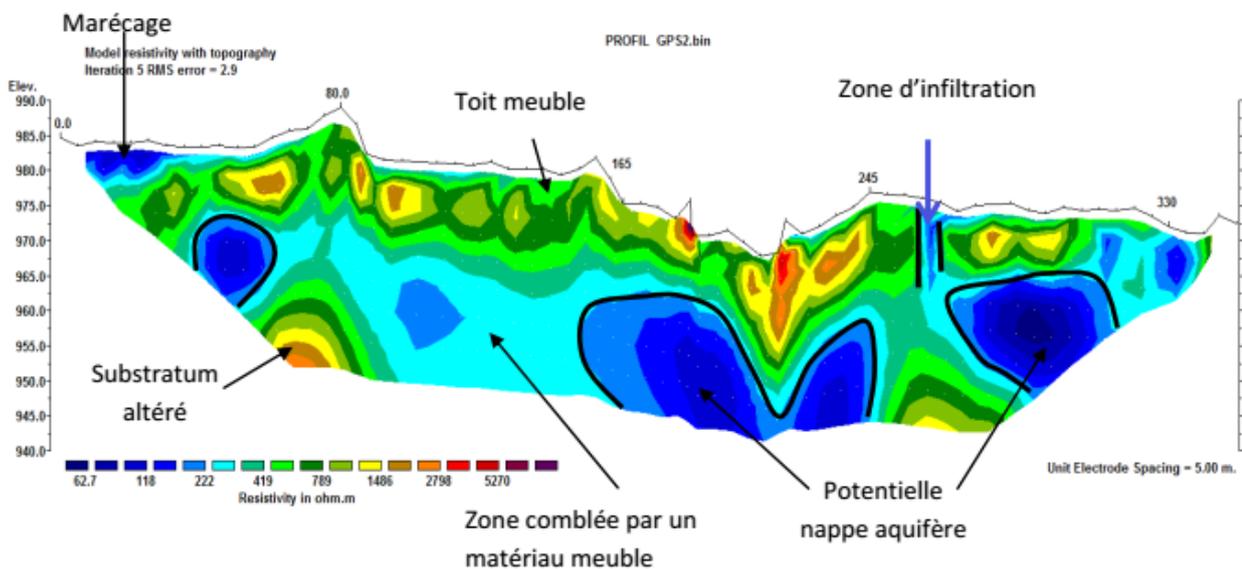
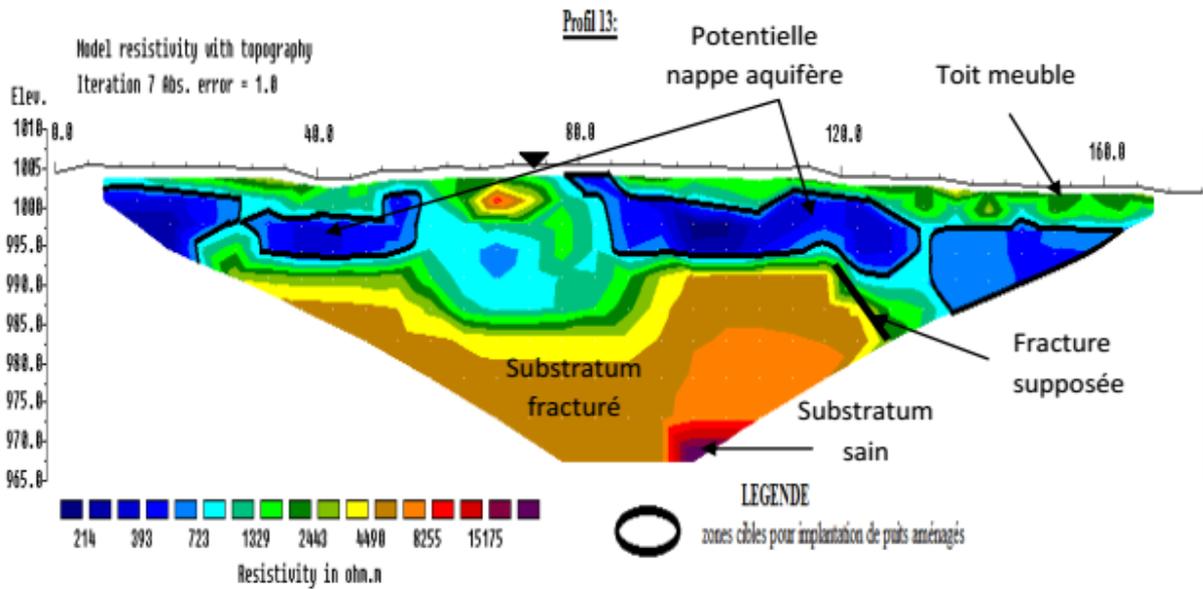
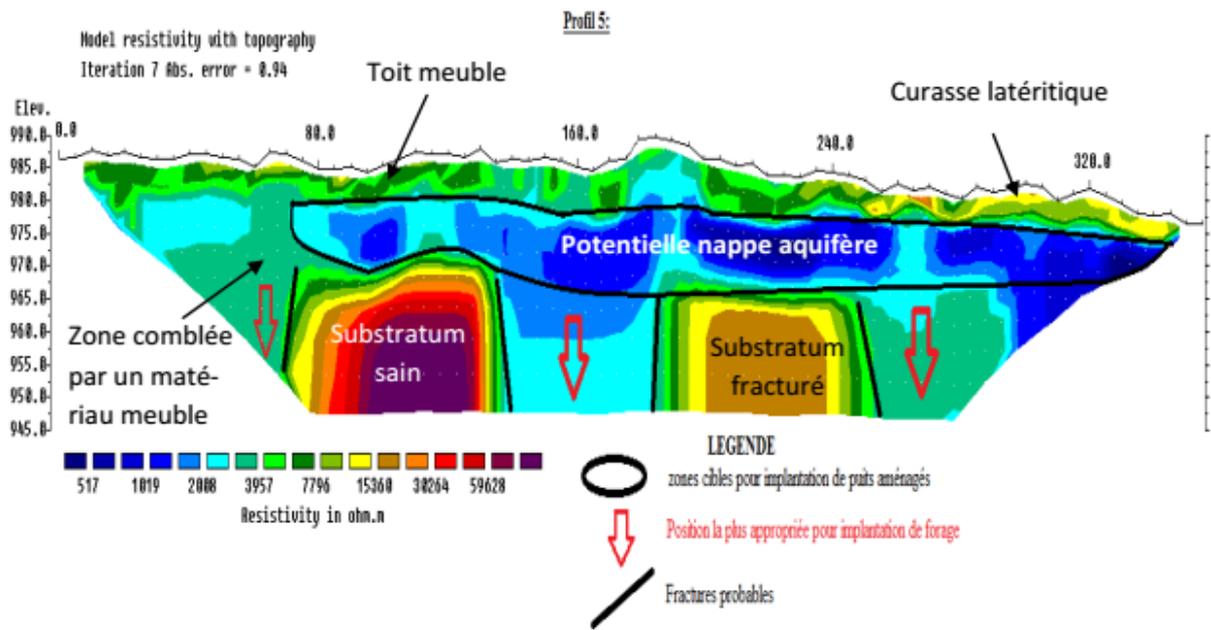


Groundwater prospect zones

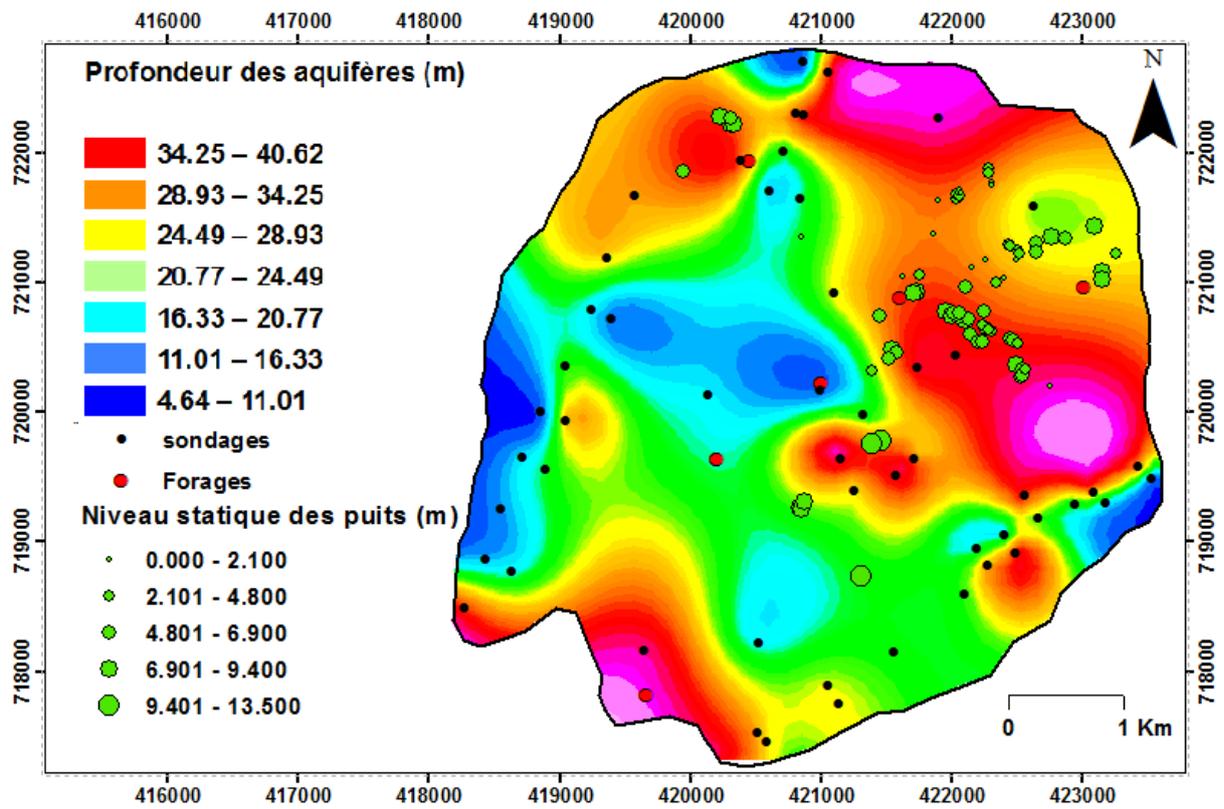




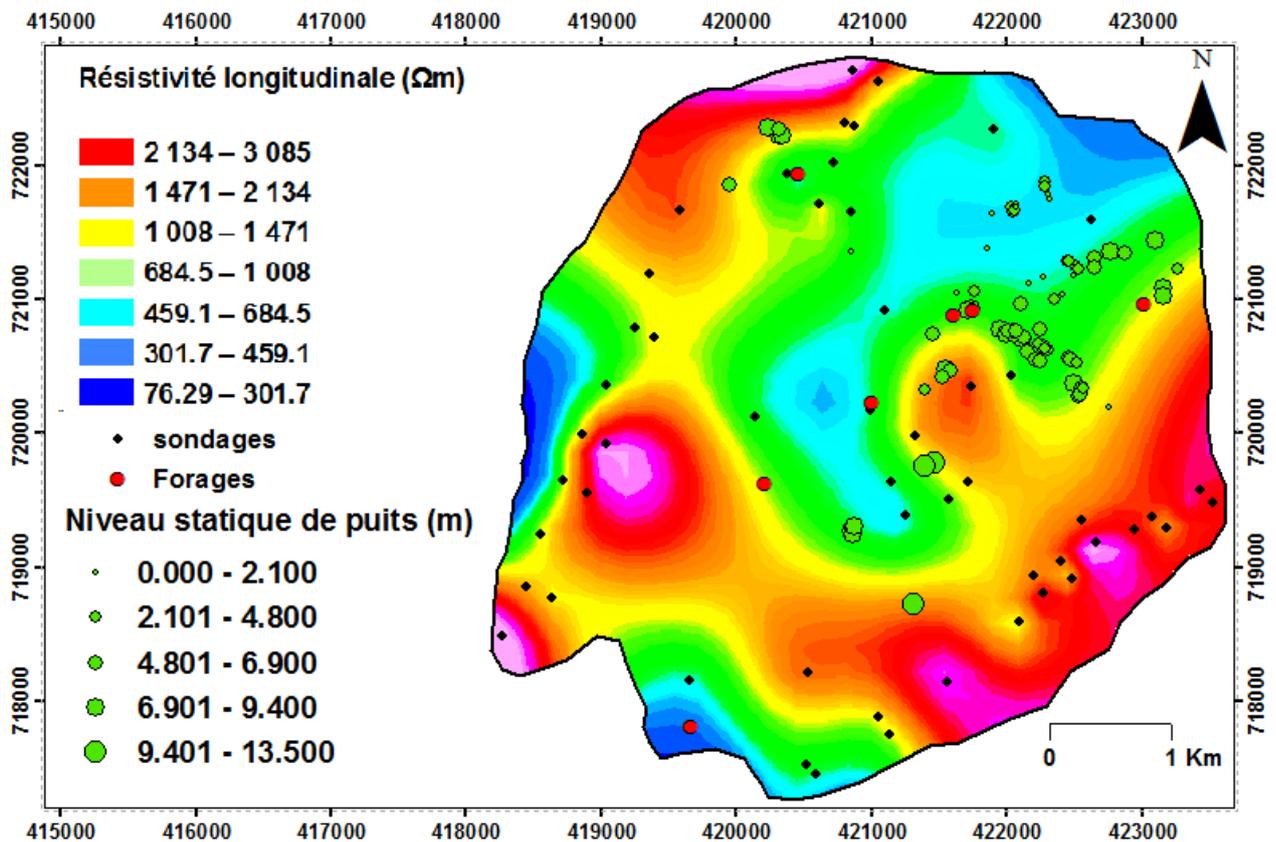




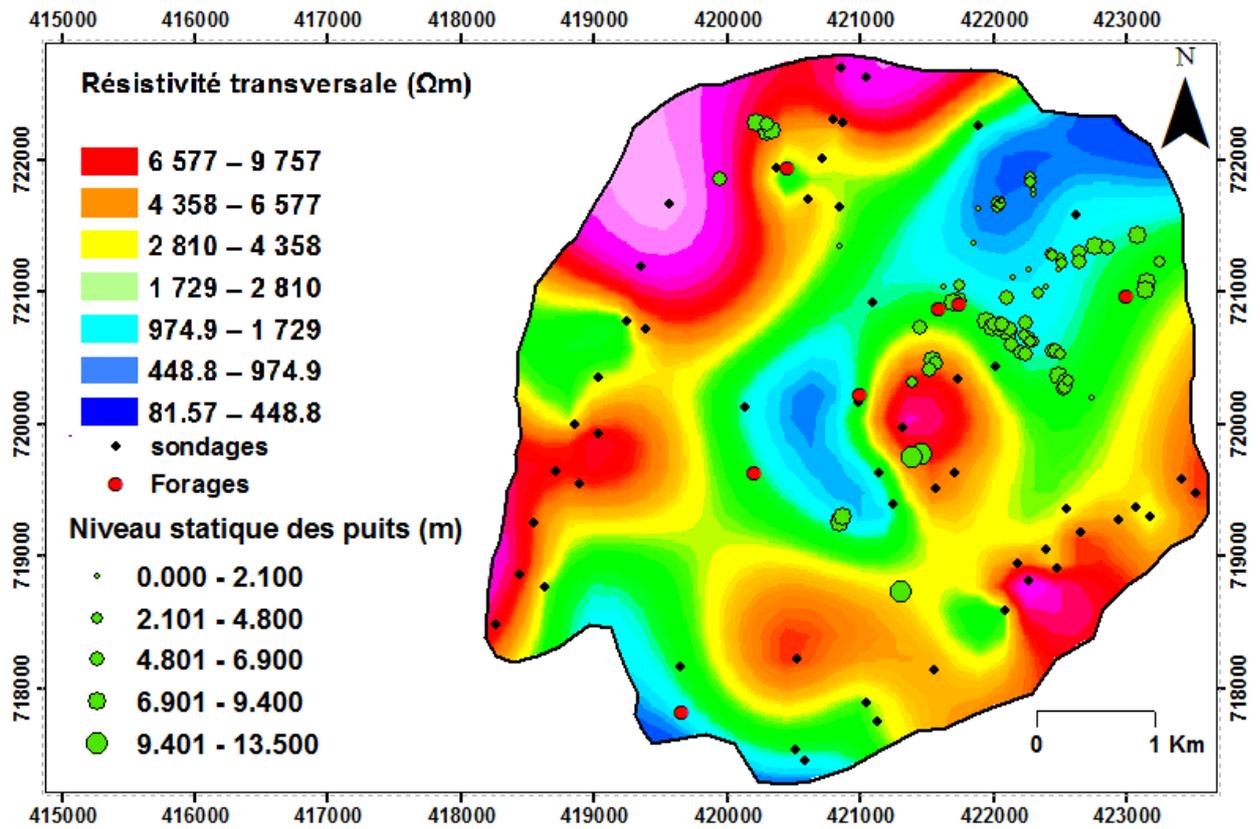
Annexe 4 : Paramètres de Dar-Zarrouck



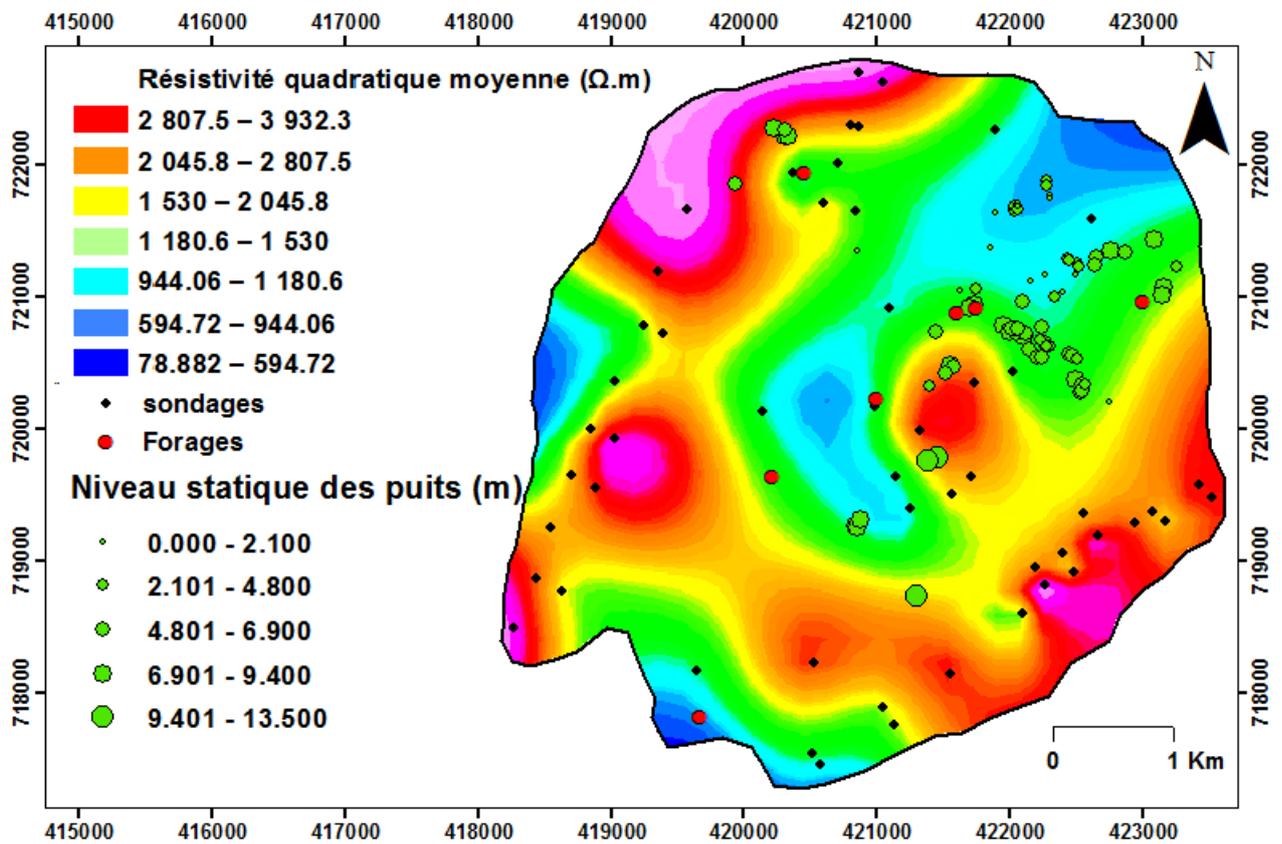
Répartition spatiale de la profondeur des mort-terrains.



Répartition spatiale de la résistivité longitudinale.



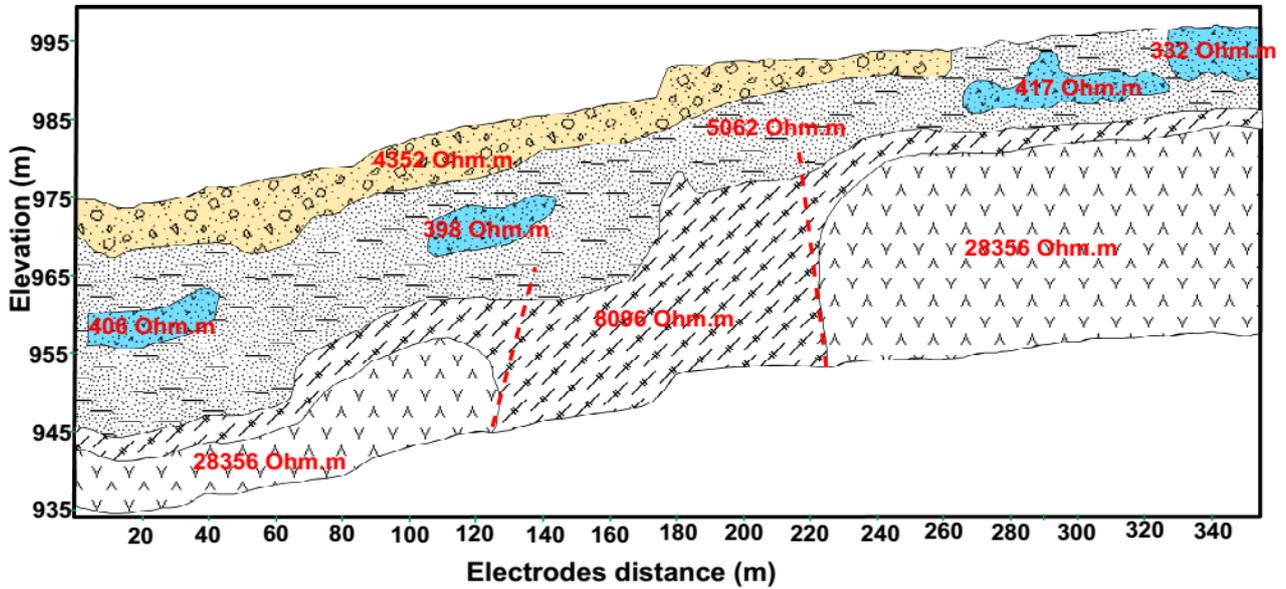
Répartition spatiale de la résistivité transversale.



Répartition spatiale de la résistivité quadratique moyenne.

Annexe 5: Modèles géologiques conceptuels

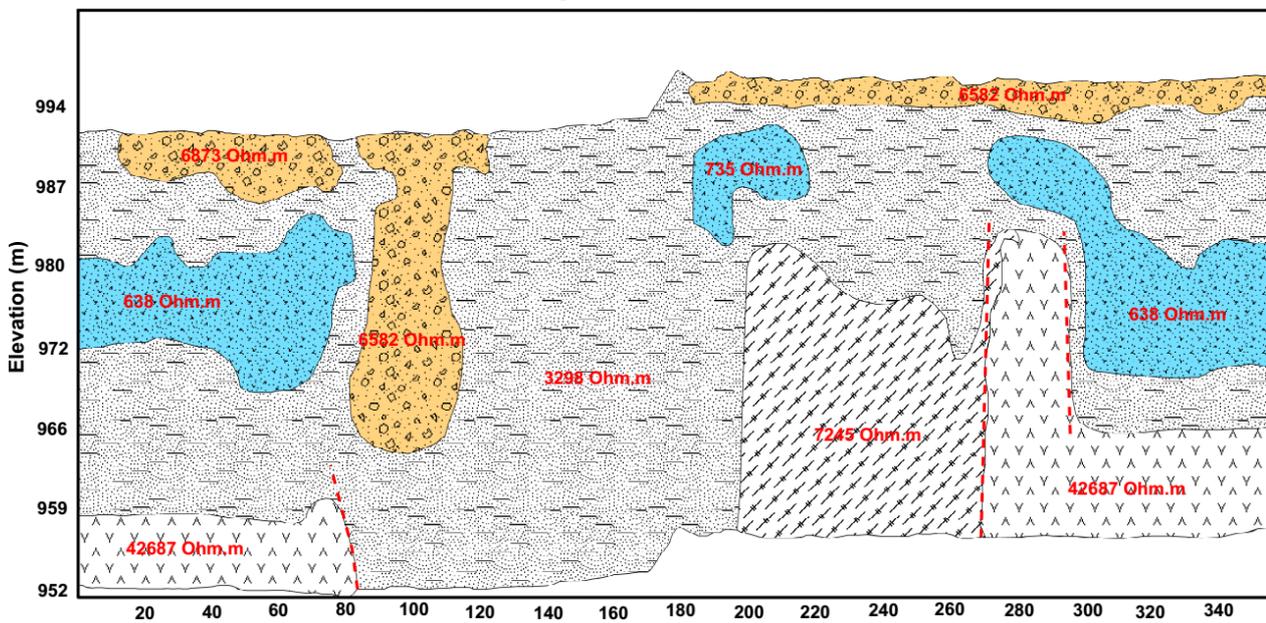
Geological model of Profile 1



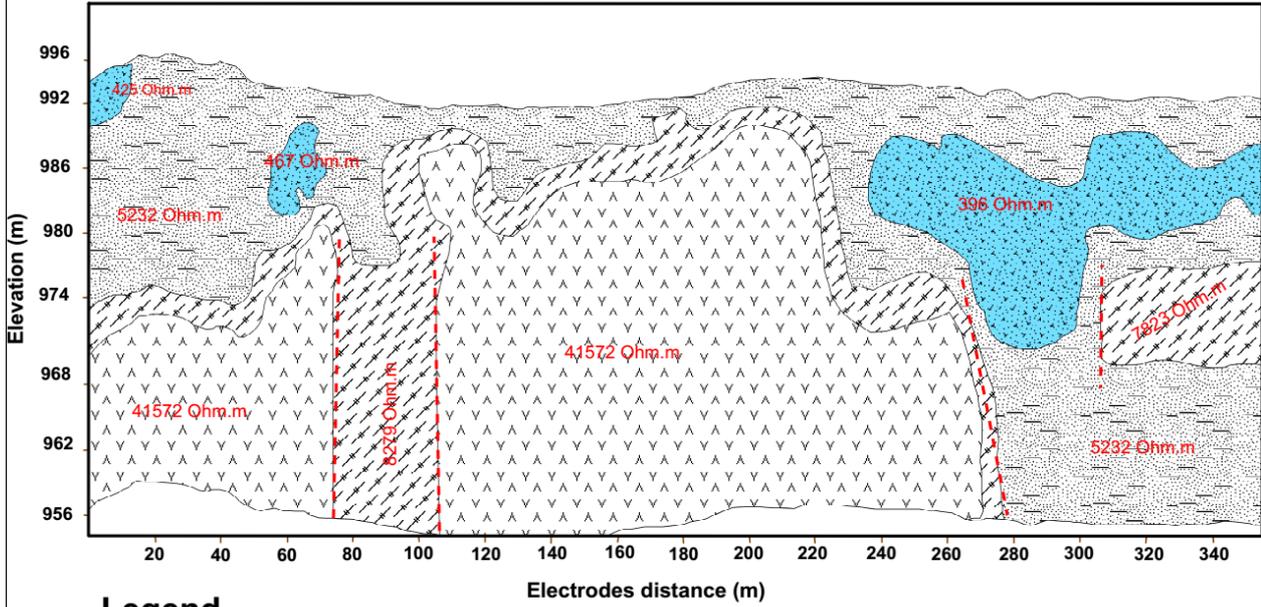
Legend

- Lateritic soil
- Sandy clay formation or granite arena
- Granite
- Altered granite basement
- Extremely altered granite
- Probables fractures

Geological model of Profile 2



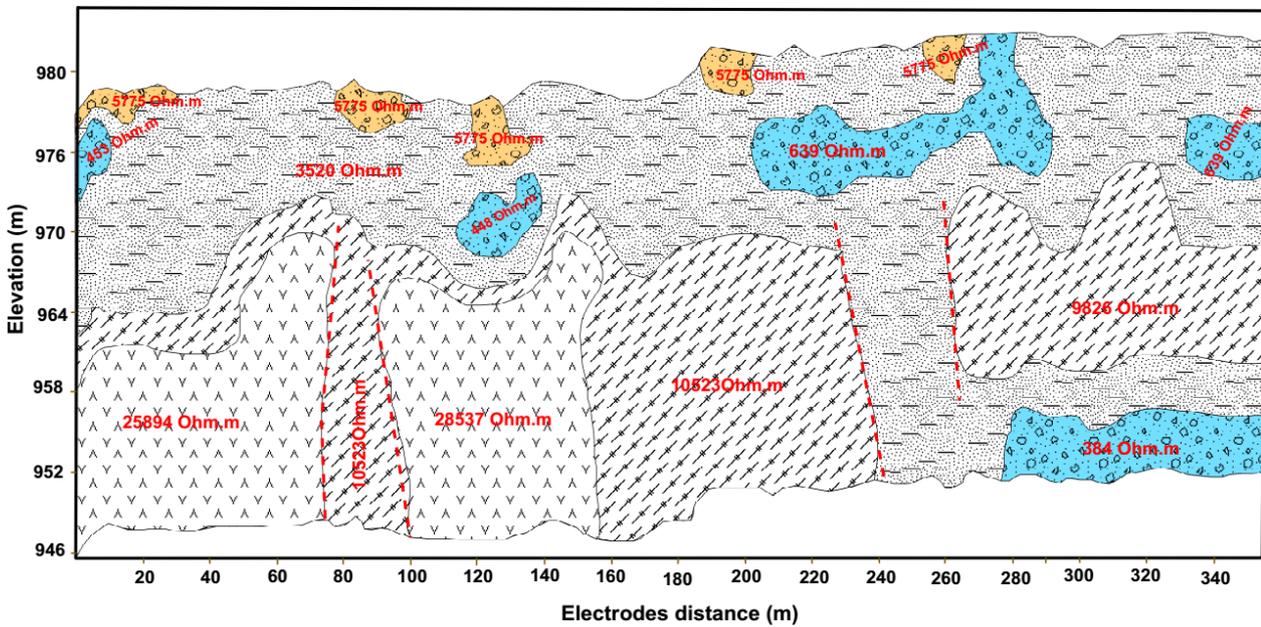
Geological model of Profile 3



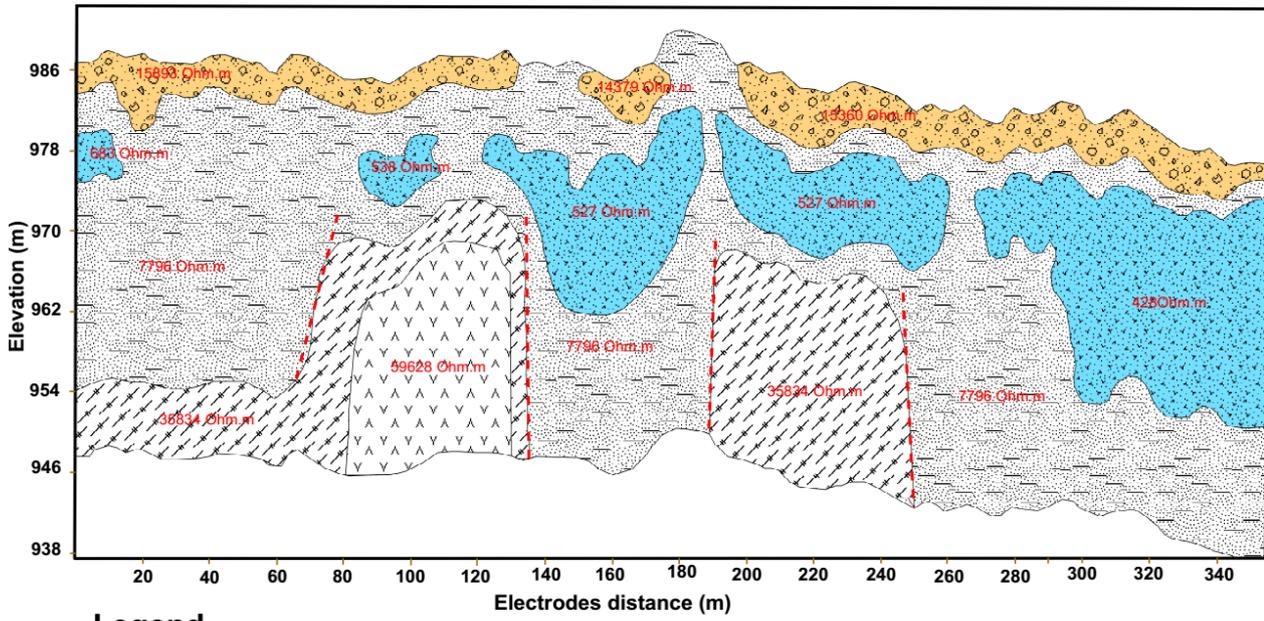
Legend

- Sandy clay formation or granite arena
- Granite
- Altered granite basement
- Extremely altered granite
- Probables fractures

Geological model of Profile 4



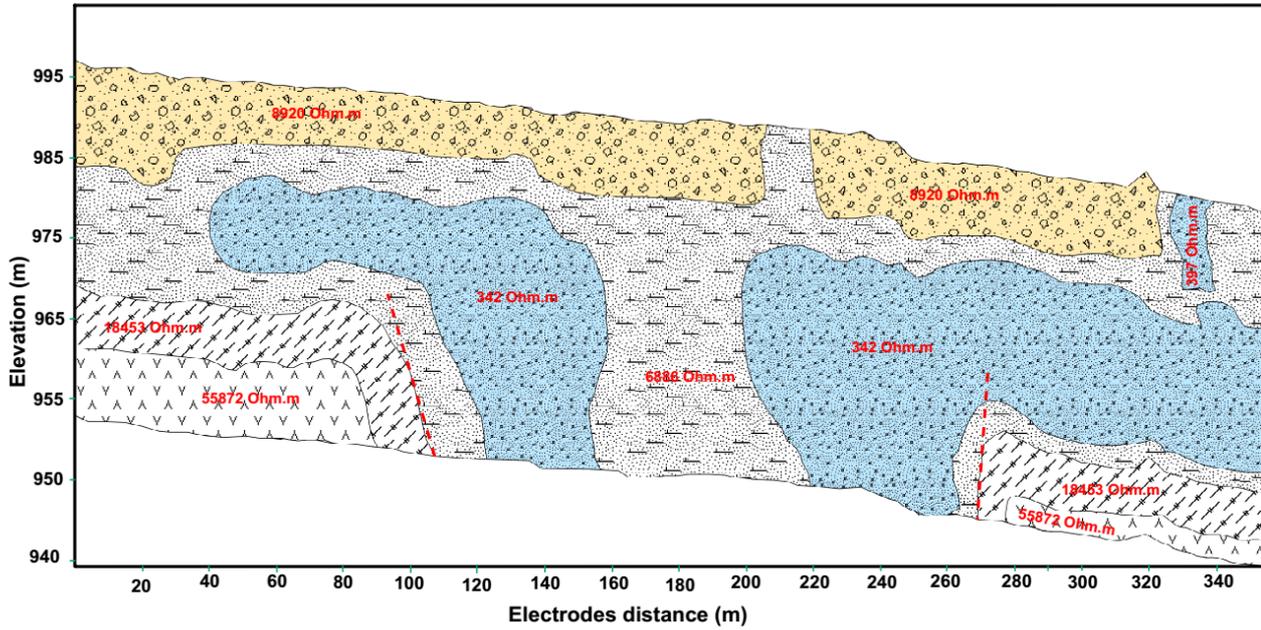
Geological model of Profile 5



Legend

- Lateritic breadplate_lateritic soil
- Sandy clay formation or granite arena
- Granite
- Extremely altered granite
- Altered granite basement
- Probables fractures

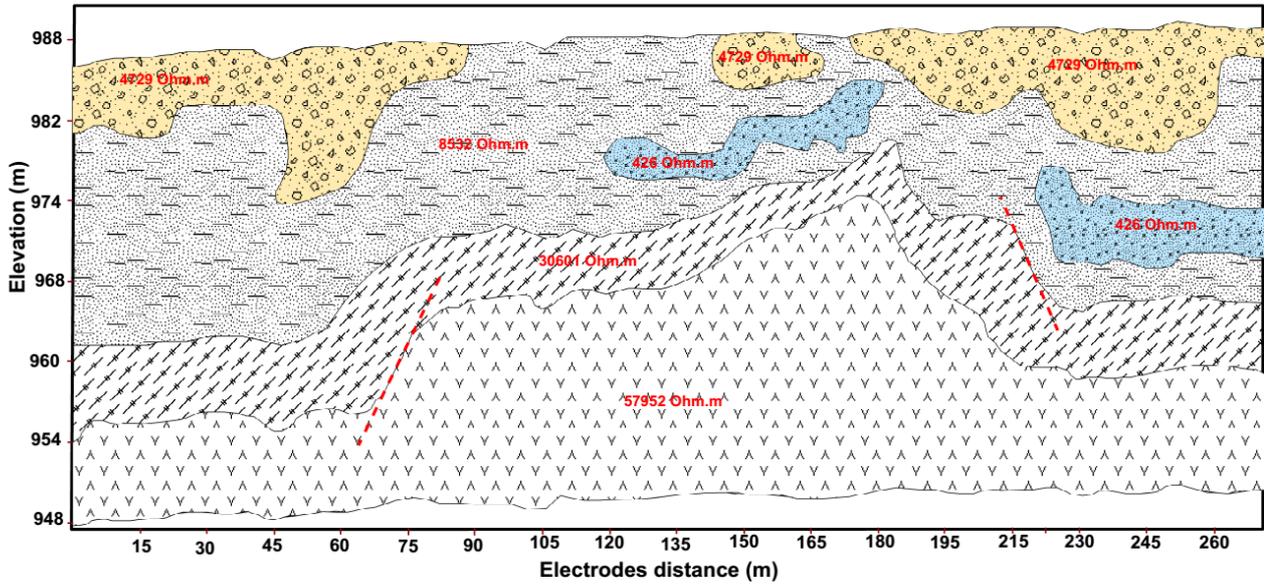
Geological model of Profile 6



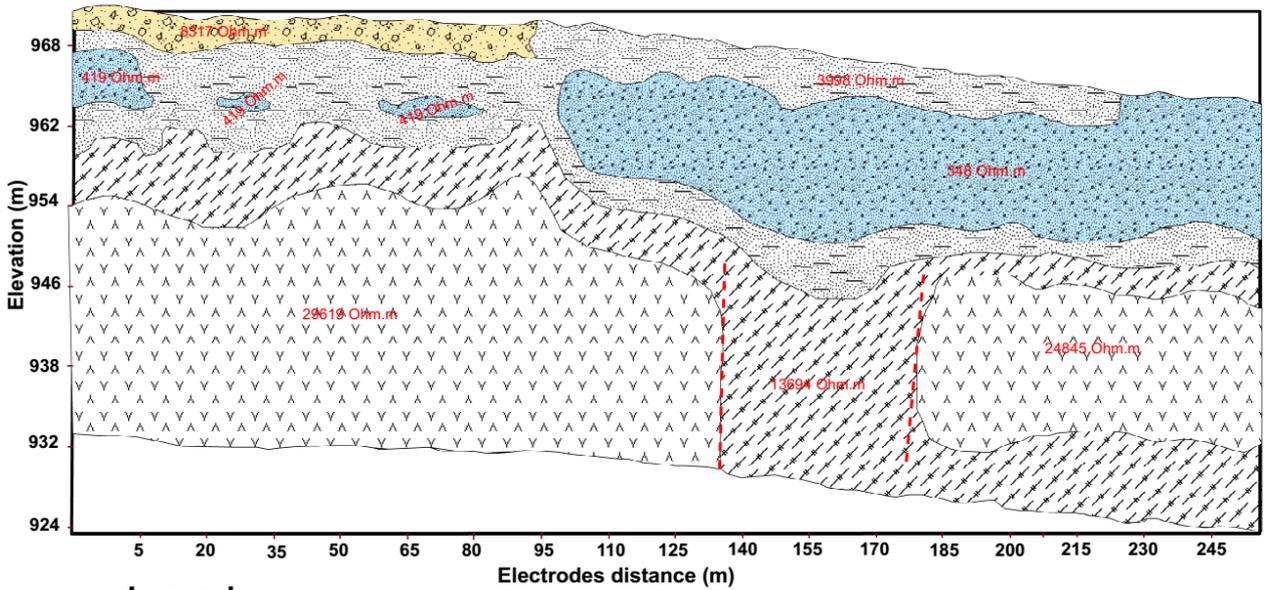
Legend

- Lateritic breadplate_Lateritic soil
- Sandy clay formation or granite arena
- Granite
- Extremely altered granite
- Altered granite basement
- Probables fractures

Geological model of Profile 7



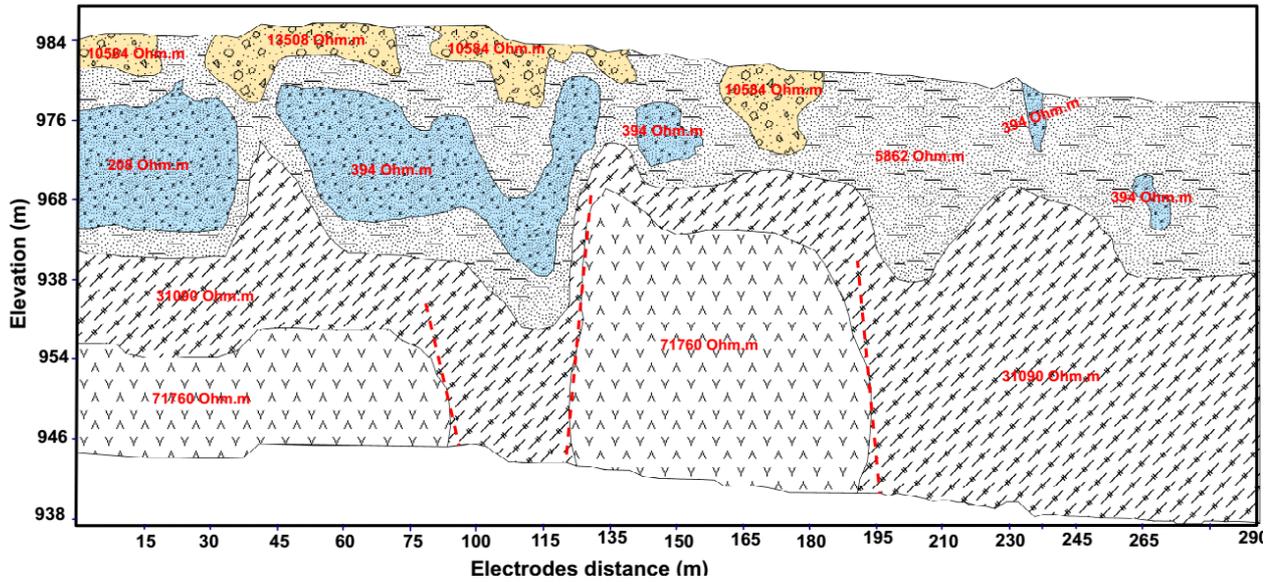
Geological model of Profile 8



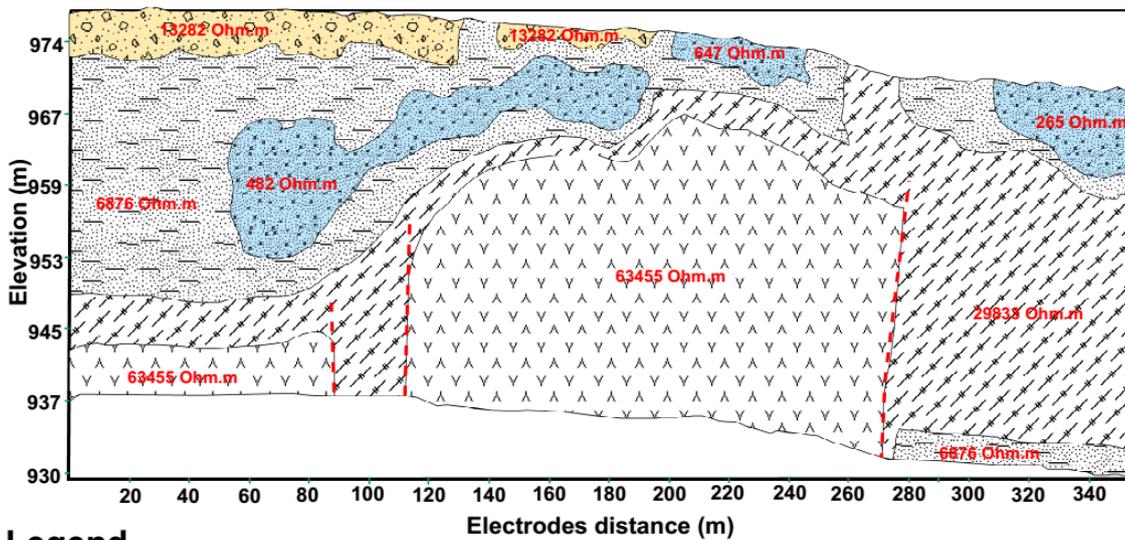
Legend

- | | | |
|---|--|---|
|  Lateritic breastplate |  Granite |  Extremely altered granite |
|  Sandy clay formation or granite arena |  Altered granite basement |  Probables fractures |

Geological model of Profile 9



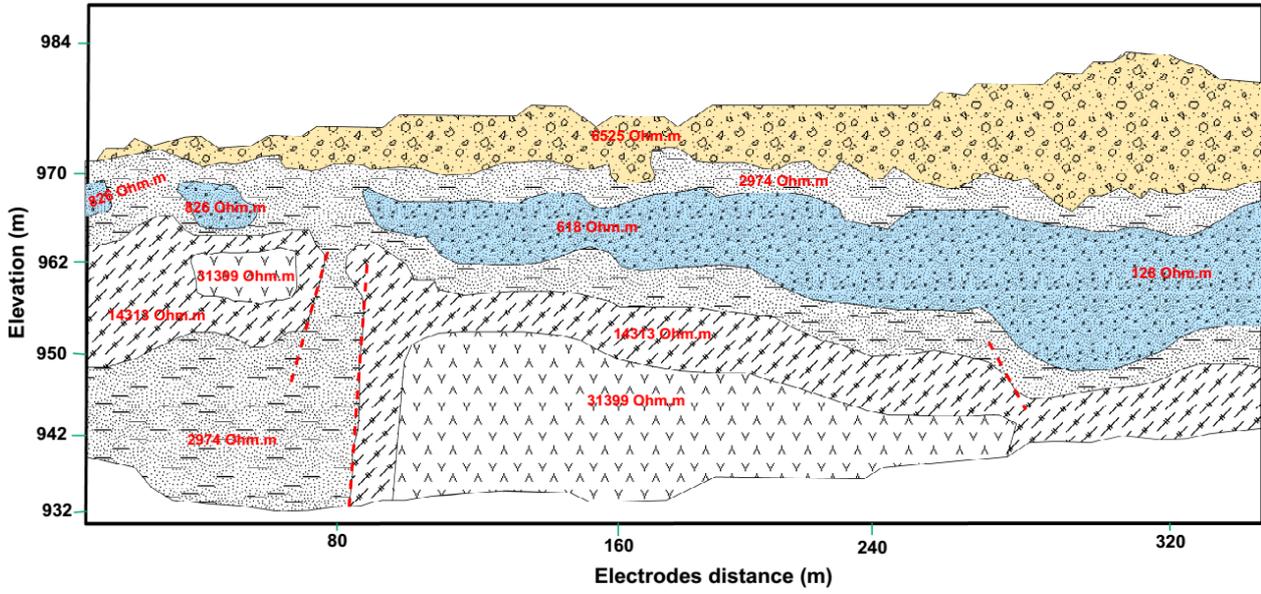
Geological model of Profile 10



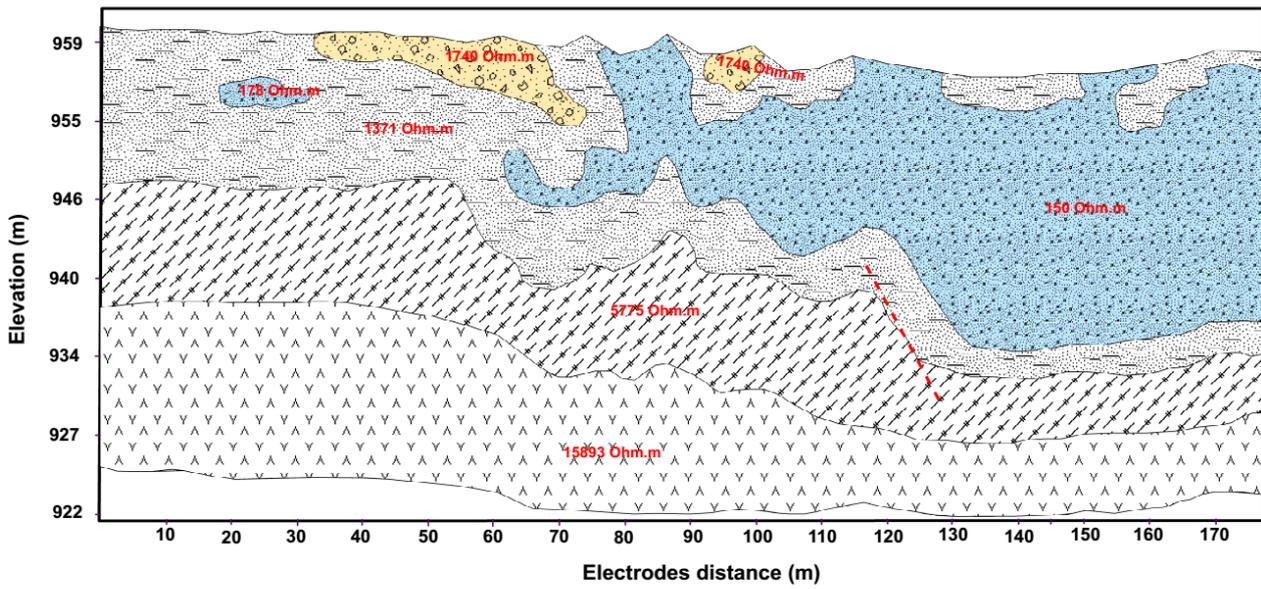
Legend

- | | | |
|---|--|---|
|  Lateritic soil |  Granite |  Extremely altered granite |
|  Sandy clay formation or granite arena |  Altered granite basement |  Probables fractures |

Geological model of Profile 11



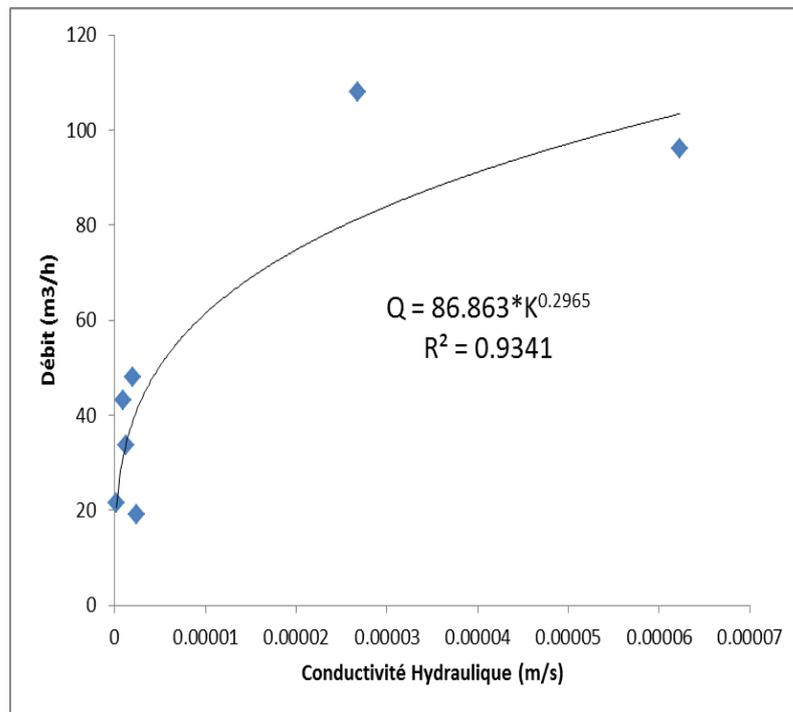
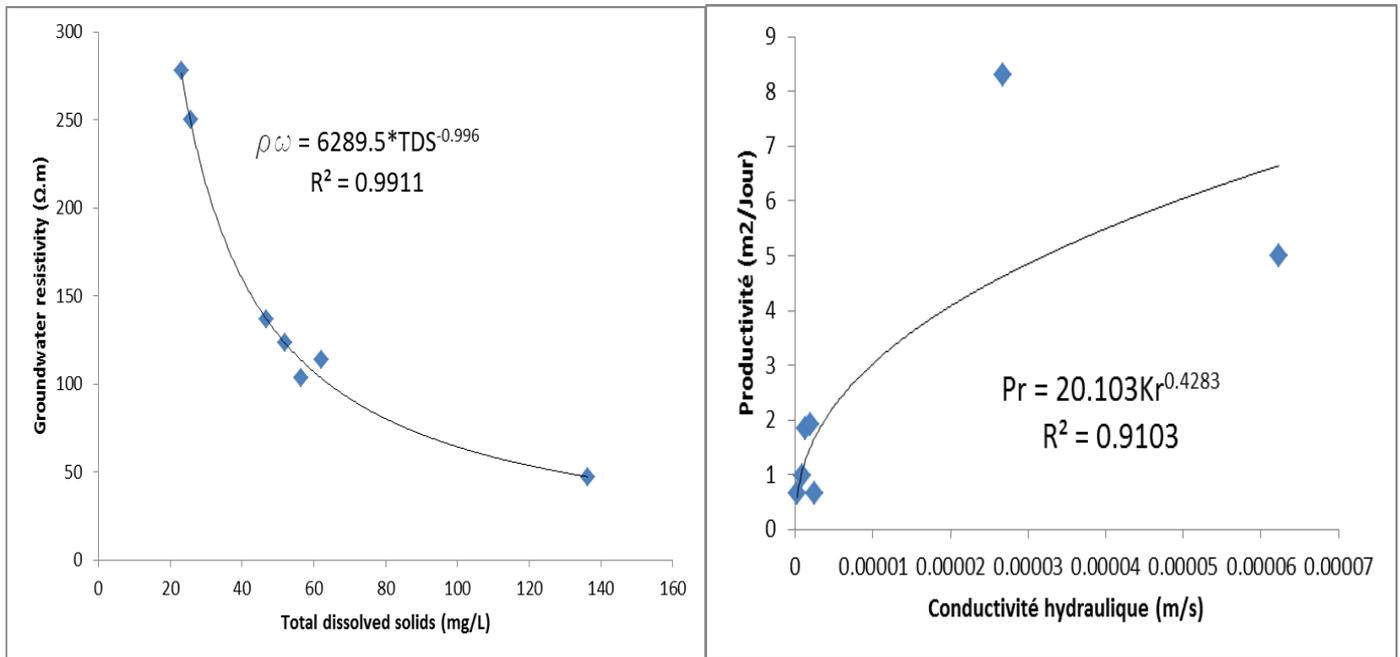
Geological model of Profile 12



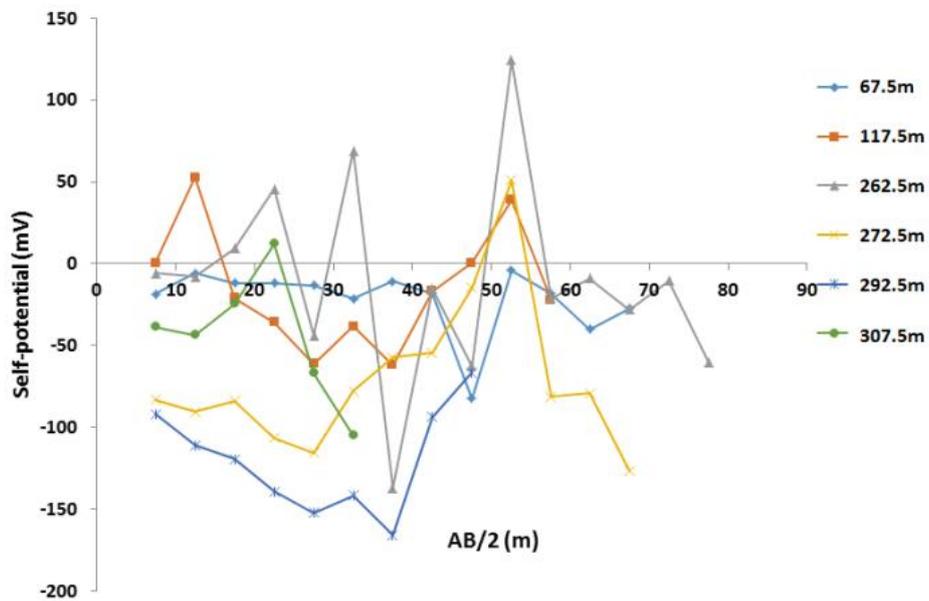
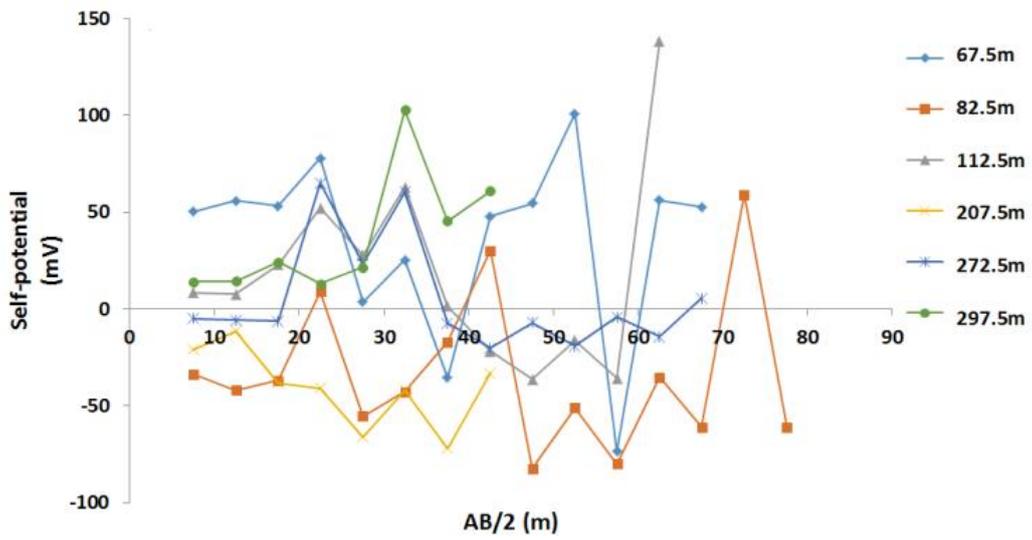
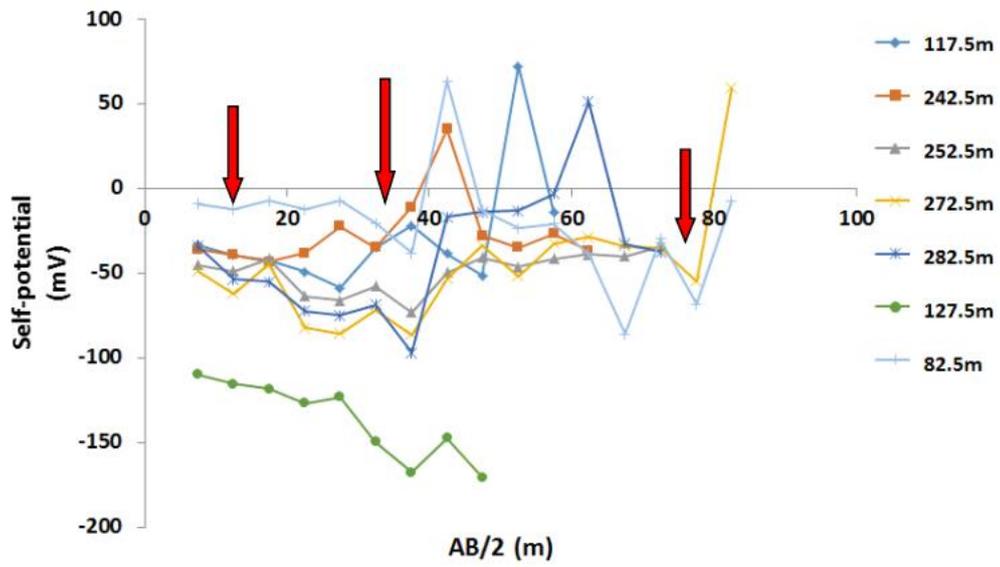
Legend

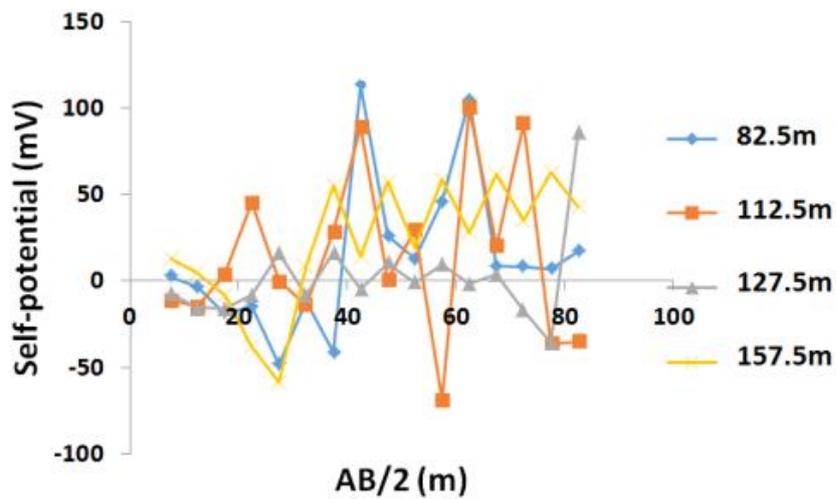
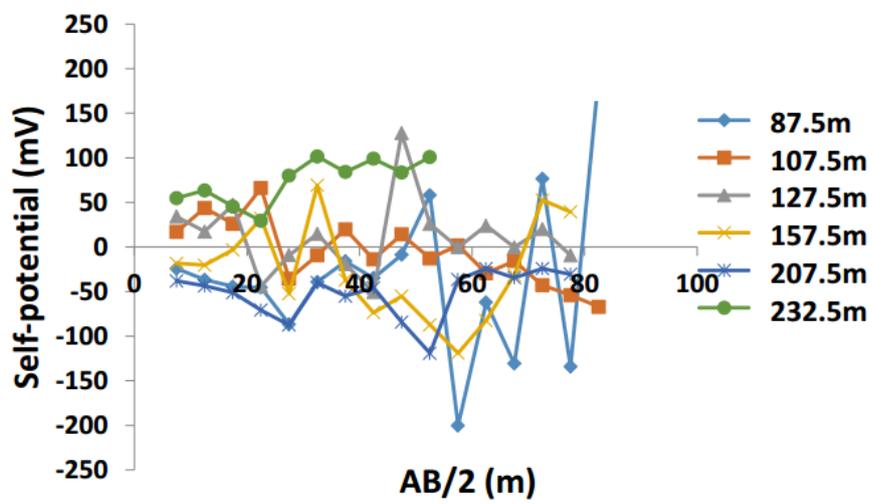
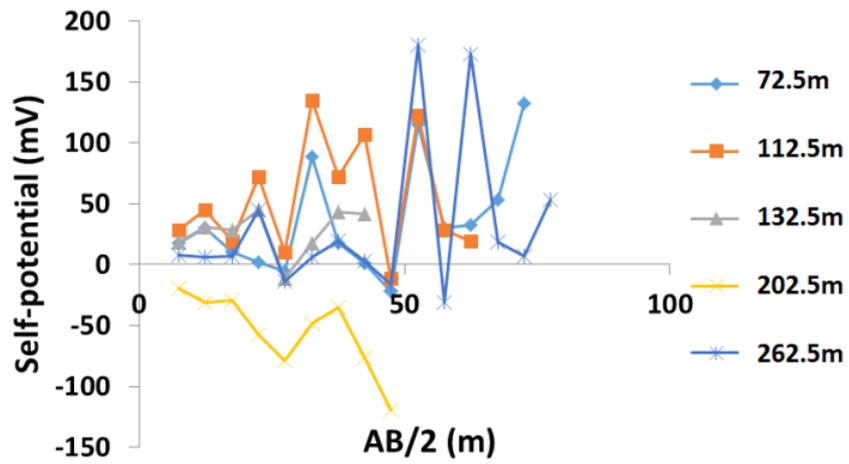
- | | | |
|---|--|---|
|  Lateritic breastplate_Lateritic soil |  Granite |  Extremely altered granite |
|  Sandy clay formation or granite arena |  Altered granite basement |  Probables fractures |

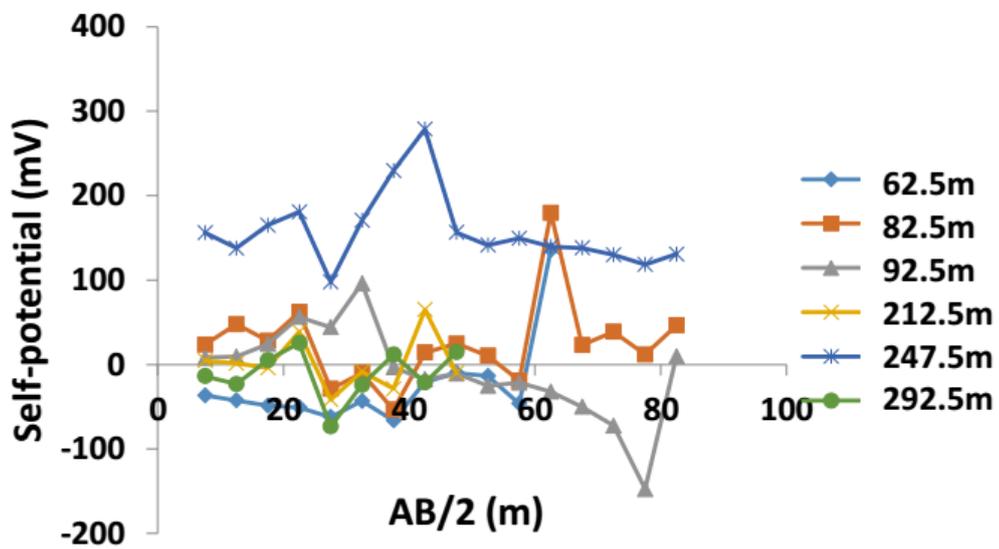
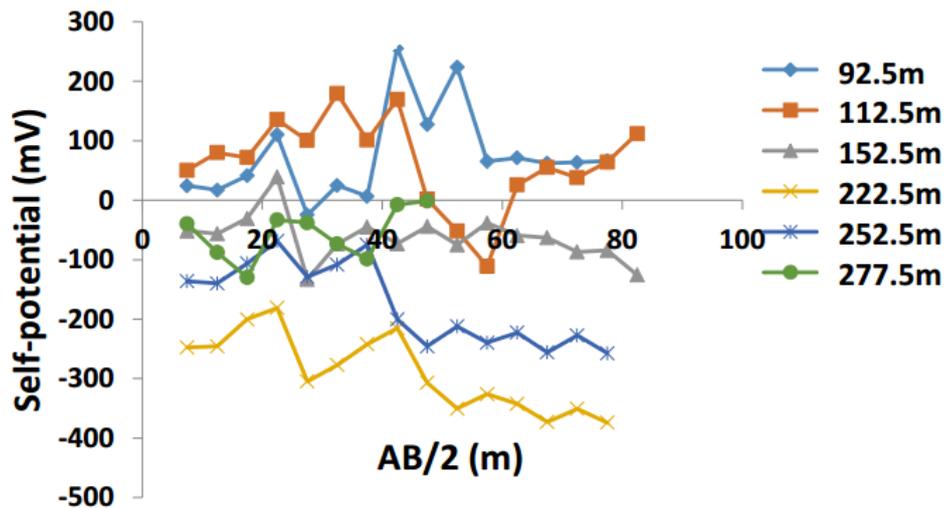
Annexe 6: Estimation des paramètres hydriques des aquifères par modélisation linéaire des propriétés géo-électriques



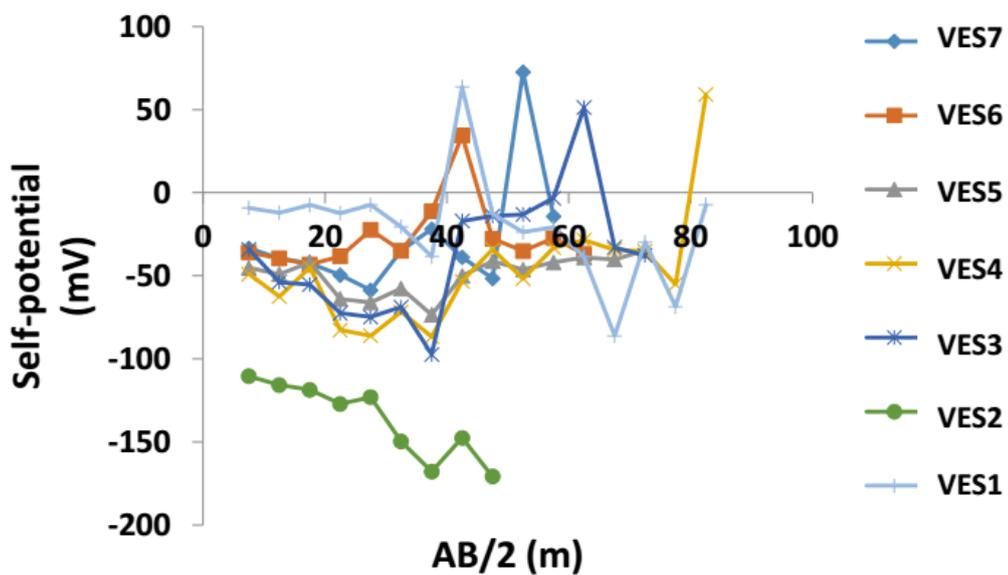
Annexe 7: Courbes de potentiel spontané à différentes positions d'électrodes.

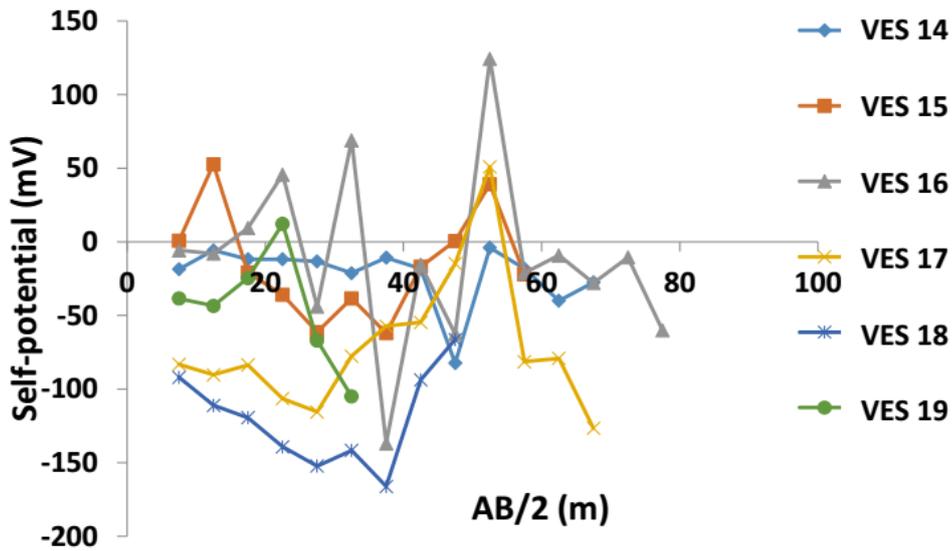
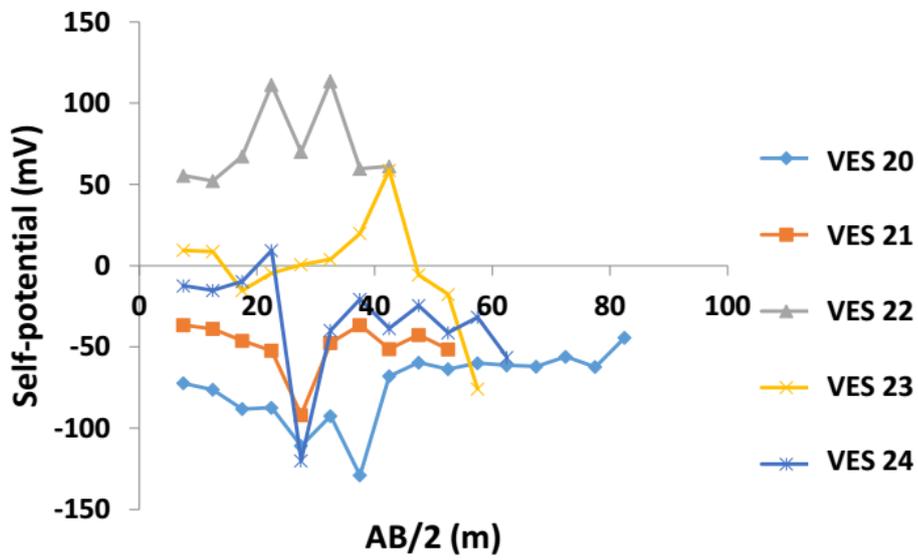
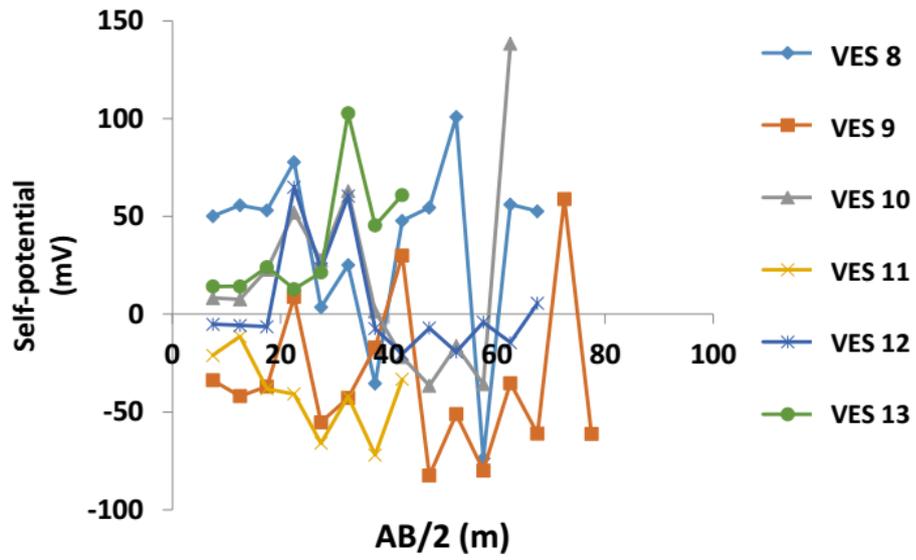


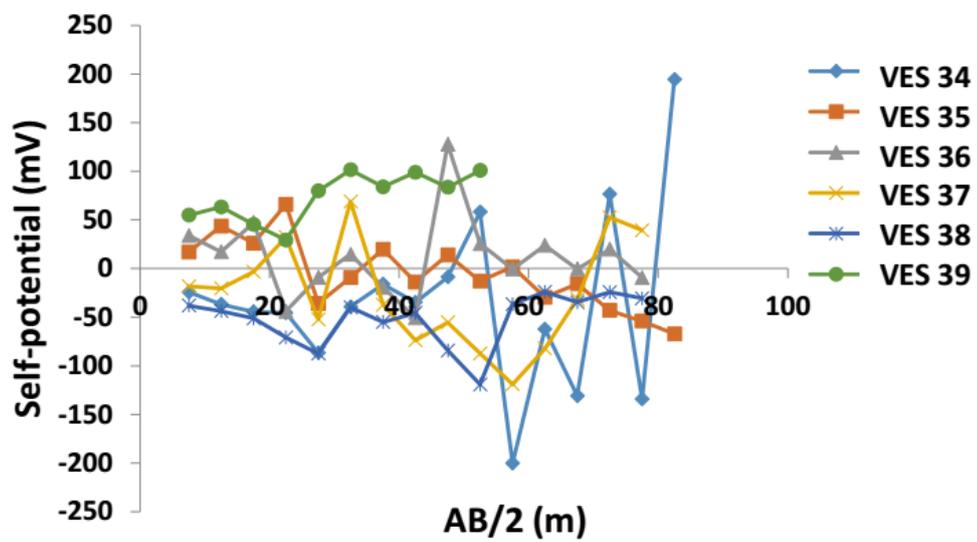
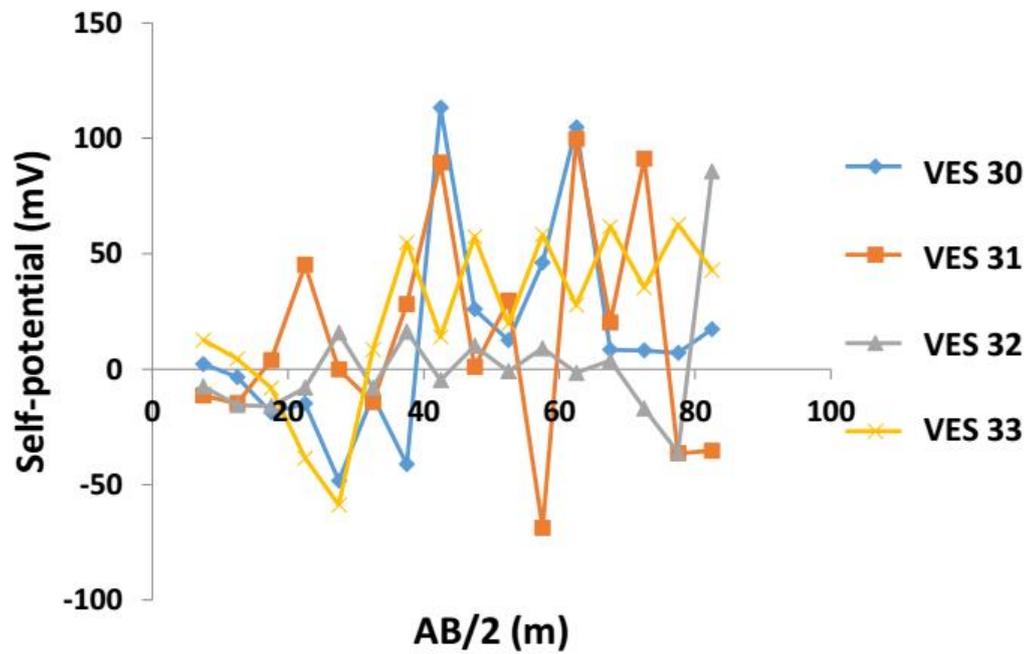
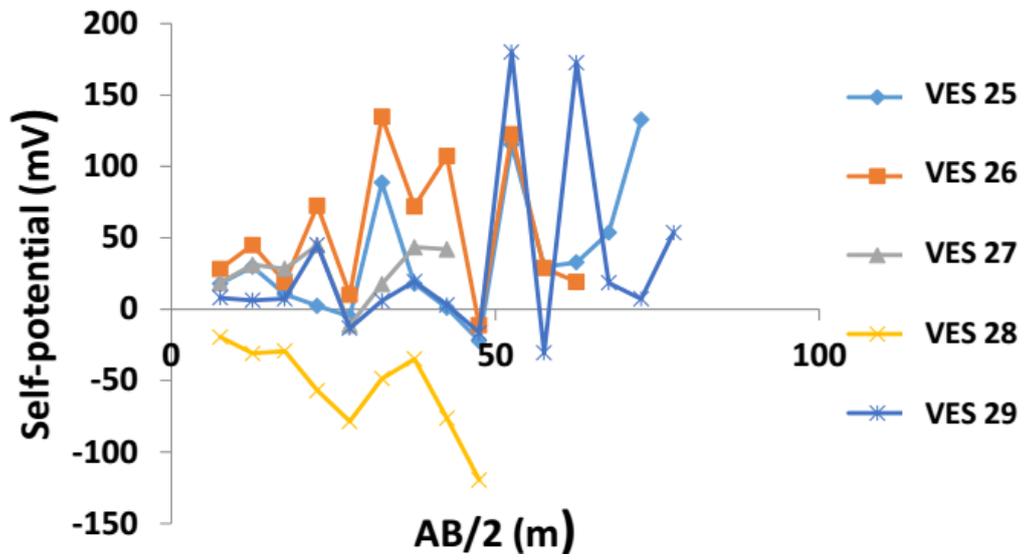


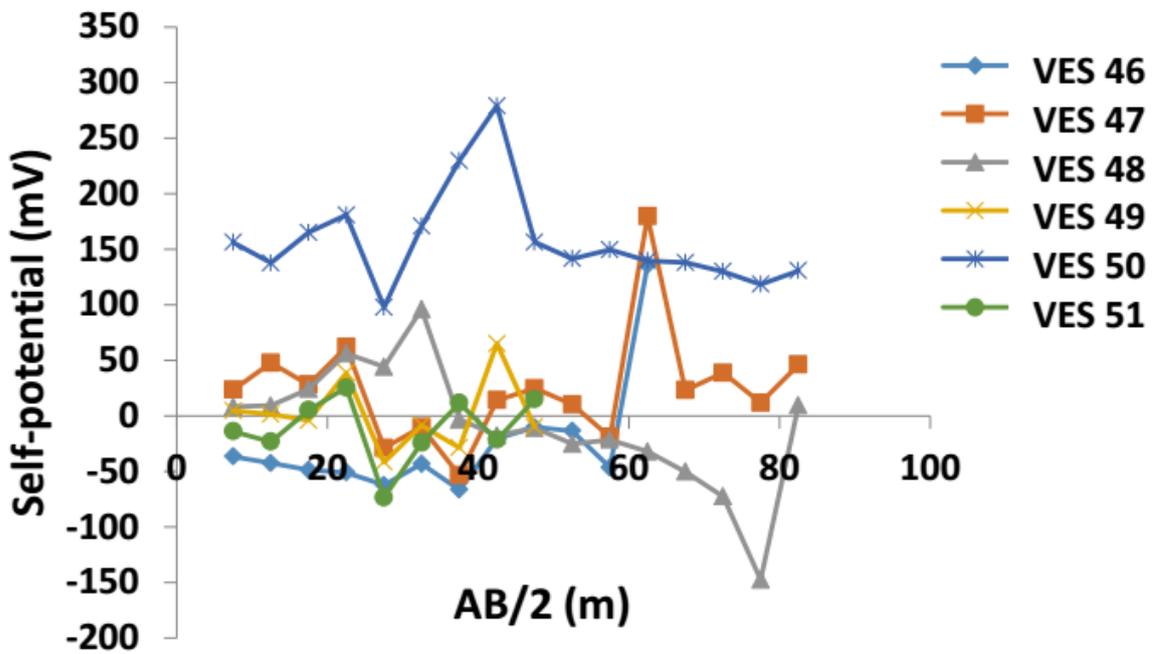
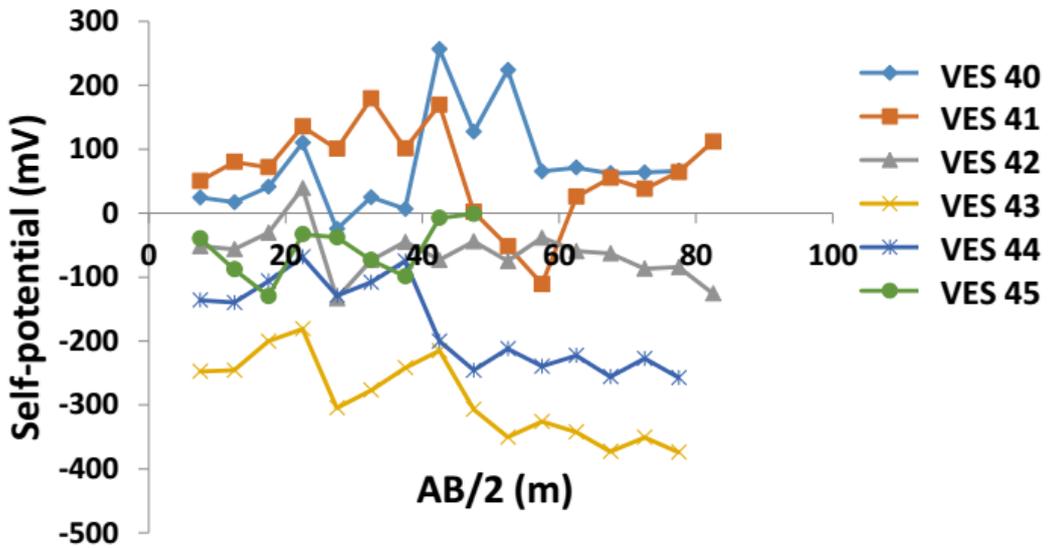


Annexe 7: Profilage de potentiel spontané









Annexe 8 : Sondage composite du gradient de potentiel spontané et de résistivité électrique extrait du jeu de données.

