

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

FACULTÉ DES SCIENCES

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES TECHNOLOGIES
ET GÉOSCIENCES



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE PROGRAMME OF
SCIENCE TECHNOLOGY AND
GEOLOGICAL SCIENCES

DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

UNITE DE FORMATION ET DE RECHERCHE DOCTORALE EN GEOSCIENCES ET APPLICATIONS

LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET APPLICATIONS

LABORATORY OF GEOSCIENCES OF SUPERFICIAL FORMATIONS

**CARACTERISATION GEO-ELECTRIQUE ET GEOTECHNIQUE
DES FORMATIONS ALLUVIONNAIRES DU SEGMENT MOYEN
DE LA SANAGA (NANGA EBOKO – MBANDJOCK) : INTERET
DANS LA PROSPECTION DES SUBSTANCES MINERALES**

THESE

Présentée en vue de l'obtention du Doctorat/PhD en Sciences de la Terre

Option : Géosciences des Formations Superficielles

Sous-option : Géologie minière et ressources pétrolières

Spécialité : Géophysique appliquée

Par

MENANGA TOKOUE Renaud

Matricule : 10X0215

Maître ès Sciences

Sous la direction de

YENE ATANGANA Joseph Quentin

Maître de Conférences



Année académique : 2021-2022



UNITE DE RECHERCHE ET DE FORMATION DOCTORALE
« GEOSCIENCES ET APPLICATIONS »

ATTESTATION DE CORRECTION DE THESE DE DOCTORAT/PhD

Option : Géosciences des Formations Superficielles

Spécialité : Géophysique Appliquée

Nom et Prénom du candidat : **MENANGA TOKOUE** Renaud

Matricule : 10X0215

Titre de la Thèse : Caractérisation géo-électrique et géotechnique des formations alluvionnaires du segment moyen de la Sanaga (Nanga Eboko – Mbandjock) : intérêt dans la prospection des substances minérales.

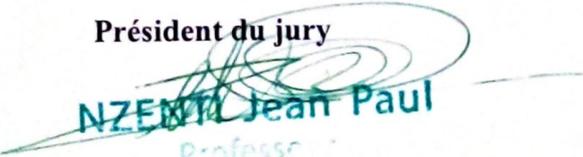
Date de soutenance : mardi, le 20 Décembre 2023.

Nous, membres du jury, après avoir lu le document qui nous a été présenté, attestons que le candidat a effectué toutes les corrections, conformément aux observations formulées lors de la soutenance.

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

Yaoundé, le 01 Fevrier 2023

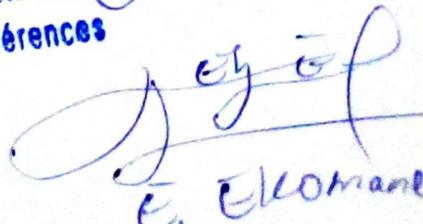
Président du jury


NZENGA Jean Paul
Professeur

Les Membres du Jury


Pr. Natchoua Gabriel
Maître de Conférences UYI


Pr. Bissa Pierson
Maître de Conférences


E. Elomane

DEDICACE

A MENANGA Legrand, mon feu grand père

AVANT - PROPOS

Dans le cadre de cette recherche, j'ai eu à m'intéresser à quelques problèmes concernant l'étude des couvertures alluviales des plaines d'inondation en zone équatoriale du plateau sud Camerounais. Il s'agit de la géophysique à travers la technique d'imagerie de résistivité électrique d'une part et, de la géotechnique et la sédimentologie d'autre part ; l'idée de départ étant de quantifier les substances minérales recherchées et ressortir par le biais d'études statistiques, les liens existants entre le paramètre géo-électrique et les paramètres granulométriques, géotechniques et minéralogique, dont l'intérêt en génie civil n'est plus à démontrer. N'ayant pas été l'objet d'un financement externe, cette thèse a été réalisée dans des conditions matérielles extrêmement difficiles. Néanmoins, les modestes moyens matériels et financiers dont nous disposions ont permis d'aboutir au présent mémoire de thèse de Doctorat/Ph D, avec l'aide de certaines personnes, que je trouve opportun de remercier.

Le moment est venu pour écrire la longue page de remerciements, et c'est avec la crainte d'oublier quelqu'un que je la rédige.

Le présent travail a été réalisé au sein du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I. En m'inscrivant en cycle de Doctorat, je n'avais qu'une certitude, celle de pouvoir compter sur le **PRINCIPE PREMIER (Dieu)**. Il m'avait fait grâce de soutenir le Master, je savais aussi qu'IL allait le faire pour le Doctorat. Je tiens à remercier sincèrement le **PRINCIPE PREMIER (ZAMBA, SI)** de m'avoir accompagné et protégé, jusqu'ici selon sa volonté.

Je témoigne ma vive reconnaissance au Chef du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, le Professeur **NDJIGUI Paul-Désiré**, qui a toujours été une source de motivations dans la réalisation de ce document. Il a également mis un cadre de travail idéal à notre disposition.

Je tiens à remercier grandement le Professeur **YENE ATANGANA Joseph Quentin** Géologue- Géophysicien, pour m'avoir fait confiance malgré mes connaissances plutôt légères en géophysique, puis pour m'avoir guidé, encouragé, conseillé non pas comme un fils académique, mais comme un fils biologique. Aussi, pour la gentillesse et la patience qu'il a manifestées à mon égard durant cette thèse. Je tiens à lui exprimer particulièrement toute ma reconnaissance pour les multiples aides scientifiques, morales et financières qu'il ne cesse de m'accorder.

Mes remerciements vont également à l'endroit de Docteur **MBIDA YEM**, Géologue- Géophysicien, Chargé de Cours au Département des Sciences de la Terre qui, malgré ses

multiples préoccupations a bien voulu m'accorder son attention. Sa disponibilité, sa rigueur et son esprit de synthèse ont contribué à la qualité du présent travail.

Je remercie la Mission de Promotion des Matériaux Locaux (MIPROMALO) de m'avoir permis de faire un stage professionnel dans ses illustres laboratoires.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude et toute ma reconnaissance au Père **Dieudonné ONDIGUI MEBENGA**, Vicaire et Aumônier à l'archidiocèse de Freiburg en Allemagne pour tout son soutien tant financier que moral qu'il m'a apporté durant toutes mes années de recherche.

Je remercie particulièrement tout le corps enseignant du Département des Sciences de la Terre pour la qualité de leurs enseignements tout au long de mon cursus universitaire.

Ma gratitude va aussi à monsieur **MEDZA** et à Docteur **KOAH NA LEBOGO Serge Parfait**, pour leurs encouragements, directives, corrections et les conseils qu'ils m'ont apportés tout au long de ce travail.

Mes remerciements vont également à tous mes camarades en général et en particulier à : **AKONO Daniel Florent, DEFFO Ferdinand, MIELAM ESSI Frank Mike, SECKE Boris, TSIMI Calixte, NGAMBASSA ZINGUI, MESSI**, pour leur sympathie et leur franche amitié.

Un merci particulier à celui que j'appelle affectueusement grand frère **TCHIANGA KANA Jules**, merci de m'avoir soutenu financièrement et moralement dans mes études en classe de 2^{nde} au secondaire alors que j'étais sur le point de sombrer, ton apport a été capital.

Peut-on dire merci à ses parents ? Je ne pense pas, ça paraît dérisoire quand on pense à la somme de patience, de courage et d'amour dont ils ont dû faire preuve, sans y penser. Mon grand-père, ma grand-mère, ma mère, mon papa, ce travail est pour vous, car vous en êtes la cause et la raison.

Une pensée particulière aux disparus : mon feu grand père **MENANGA LEGRAND**, à mon feu père **TOKOUE Roger** et mon feu grand frère **MENANGA LEGRAND Gentil** vous resterez toujours vivants dans mon cœur.

Je remercie mes frères et sœurs : mon feu grand frère **MENANGA Gentil**, **OLOMO Désiré**, **MBANG Christine Huguette**, **TOKOUE Emmanuelle**, **TSOGO Max Franklin**, **MEDZOA Bernadette Nadine**, **OYIE Augustin**, **BIHINA MIMBOLO**, **Arsène MBARGA**, **ESSING Abel**, **MEBENGA Cédric**, **NSEGMEN Paul Daniel**, **MBARGA Jean**, **ATANGANA Blanche**, **KOJEP Jules**, **TCHADO Sorel**, **TCHADO Clarence**, **ESSONO Jean Pic**, **YONGUE Severin**, pour tout le soutien moral et financier y compris votre affection.

A mes oncles : **ESSING Abel, ATANGANA Simon II, Abbe Jean ETOUNDI, ONANA Guillaume, MEBENGA Guillaume**, mon beau père : **OYIE NDONG Longin**, mon grand cousin **TCHIANGA KANA Narcisse** et à toutes mes tantes pour leur soutien moral et financier ;

À tous mes neveux et nièces pour leur affection.

Une pensée à tous ceux qui ont été proches de moi et avec qui j'ai passé des moments agréables il s'agit de : **NKOA Nestor Patrice, ANGUISSA Ernest, NEMALEU Apophis**, pour le soutien inconditionnel qu'ils m'ont toujours apporté et je n'oublie pas tous les autres envers qui je reste reconnaissant.

Mon respect et mon admiration vont aux membres de la famille qui m'ont soutenu durant mon cursus scolaire et académique, tant financièrement que moralement.

A tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail et que je n'ai pas pu citer, qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

RESUME

Le présent travail porte sur les formations alluvionnaires de la rive gauche du bassin versant moyen de la Sanaga, dans la région du centre Cameroun. L'objectif de cette étude est de caractériser la variabilité spatiale des formations alluvionnaires du segment moyen de la Sanaga, par un couplage des données continues d'imageries de résistivités électriques et celles ponctuelles de puits. Les données d'imageries de résistivités électriques, permettant une observation de la géométrie des lithofaciès, ont été acquises dans trois localités (Nanga-Eboko, Nkoteng et Mbandjock). Elles ont été comparées aux observations directes faites à partir des tarières manuelles et puits. L'analyse des données lithologiques, montre que les formations alluvionnaires sont constituées principalement de bas en haut de galets, de conglomérats, de grès, de sables et d'argiles. L'analyse des données géoélectriques quant à elle révèle quatre principales unités : l'unité U_1 semi-résistive (150 - 500 $\Omega \cdot m$), associée aux sables argileux avec présence de chenaux de remplissage ; son épaisseur est d'environ 1 m. L'unité U_2 conductrice (30 - 150 $\Omega \cdot m$) avec une épaisseur de 5 m à Nanga-Eboko et 3 m en moyenne à Nkoteng et Mbandjock. Elle est interprétée comme un dépôt de plaine d'inondation constitué d'argiles sableuses et d'argiles limoneuses. L'unité U_3 , résistive (supérieure à 1000 $\Omega \cdot m$), est associée aux sables, aux grès et aux conglomérats avec une épaisseur de 0,5 m environ. L'unité U_4 à la base, très résistive (supérieure à 2000 $\Omega \cdot m$), est associée aux galets, aux blocs de roches et au substratum gneissique et micaschisteux. L'interprétation des indices granulométriques indique un transport effectué par saltation. Les sédiments sableux sont grossiers à moyens, assez bien à mal classés, symétriques vers les éléments fins. Les minéraux identifiés par DRX révèlent un environnement moins agité et calme dans un milieu anoxique. La mise en relation de l'ensemble des résultats révèle trois phases desédimentation. Une sédimentation rapide liée aux résistivités élevées et caractérisée par un dépôt de sédiments grossiers. Une sédimentation moyenne, liée aux résistivités modérées, caractérisée par les sédiments moyens. Une sédimentation lente intensité liée aux résistivités faibles et caractérisée par des dépôts fins. Les résultats physico-mécaniques montrent que les argiles alluviales de Mbandjock sont caractérisées par un faible retrait linéaire (<5,4 %) et une résistance à la flexion faible (< 4,8 MPa), mais acceptables pour la fabrication de briques. Aussi, ces résultats montrent une bonne corrélation entre la résistivité et les classes granulaires, entre la résistivité et les limites d'Atterberg, la résistivité et les indices granulométriques, résistivité et teneur en quartz et résistivité- teneur en eau. Le volume des substances utiles exploitables sur les berges de la moyenne Sanaga est en moyenne de 18352728 m³ de sables et 33549496 m³ d'argiles sur une superficie de 5 km² (soit 500 ha) environ.

Concernant particulièrement la prospection des matériaux argileux et sableux, ces travaux permettent non seulement de quantifier ces substances, mais également de présenter leur géométrie, leur intérêt scientifique et économique. Ainsi, une bonne connaissance de leur distribution spatiale contribue à la promotion de ces matériaux locaux, pour leur exploitation appropriée.

Mots clés : Imagerie de résistivité électrique, sondage électrique vertical, sondage manuel, dynamique sédimentaire, système fluvial, Sanaga.

ABSTRACT

This study focuses on the alluvial formations of the left bank of the middle Sanaga watershed, in the Central Cameroon region. The objective of this study is to characterize the spatial variability of the alluvial formations of the middle segment of the Sanaga River, by coupling continuous electrical resistivity imagery data with point well data. The electrical resistivity imagery data, allowing an observation of the geometry of the lithofacies, was acquired in three localities (Nanga-Eboko, Nkoteng, and Mbandjock). They were compared with direct observations made from hand augers and wells. The analysis of lithological data shows that the alluvial formations are mainly composed of pebbles, conglomerates, sandstones, sands, and clay. The analysis of the geoelectric data reveals four main units: the semi-resistive unit U1 (150 - 500 $\Omega \cdot m$), associated with clayey sands with the presence of filling channels; its thickness is about 1 m. Unit U2 is conductive (30 - 150 $\Omega \cdot m$) with a thickness of 5 m at Nanga-Eboko and 3 m on average at Nkoteng and Mbandjock. It is interpreted as a floodplain deposit consisting of sandy clay and silty clay. Unit U3, resistive (greater than 1000 $\Omega \cdot m$), is associated with sands, sandstones and conglomerates with a thickness of about 0.5 m. Unit U4 at the base, highly resistive (greater than 2000 $\Omega \cdot m$), is associated with cobbles, boulders, and gneissic and micaschist bedrock. Interpretation of the particle size indices indicates transport by saltation. The sandy sediments are coarse to medium, fairly well to poorly graded, and symmetrical towards fine elements. The minerals identified by XRD reveal a less agitated and calm environment in an anoxic environment. The relationship between all the results reveals three phases of deposition. A rapid sedimentation linked to high resistivities and characterized by the deposition of coarse sediments. A medium phase, linked to moderate resistivities, is characterized by medium sediments. A slow sedimentation phase related to low resistivities and characterized by fine deposits. The physicochemical results show that the Mbandjock alluvial clays have low shrinkage (5.4%) and flexural strength (4.8 MPa), but they are suitable for brick production. Also, these results show a good correlation between resistivity and granular classes, between resistivity and Atterberg limits, resistivity and particle size indices, resistivity and quartz content, and resistivity-water content. The volume of useful substances that can be exploited on the banks of the middle Sanaga is on average 18352728 m³ of sand and 33549496 m³ of clay over an area of 5 km² (i.e. 500 ha).

Concerning the prospecting particularly clayey and sandy materials, this work allows not only to quantify these substances, but also to present their geometry and their scientific and economic interest. Thus, a good knowledge of their spatial distribution contributes to the promotion of these local materials, for their appropriate exploitation.

Key words: Electrical resistivity imaging, vertical electrical sounding, manual sounding, sedimentary dynamics, fluvial system, Sanaga.

TABLE DES MATIERES

DEDICACE	i
AVANT - PROPOS	ii
RESUME	v
ABSTRACT	vi
TABLE DES MATIERES	vii
LISTE DES ABREVIATIONS, SYMBOLES	xii
LISTE DES FIGURES	xiii
LISTE DES TABLEAUX	xvii
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I : CADRE NATUREL DE L’ETUDE	4
I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE	4
I.1.1. Localisation géographiques du bassin versant de la Sanaga.....	4
I.1.2. Localisation géographique de la zone d’étude.....	7
I.1.3. Climat.....	9
I.1.4. Géomorphologie	9
I.1.4.1. Orographie	9
I.1.4.2. Hydrographie	11
I.2. CADRE GEOLOGIQUE	11
I.2.1. Formations géologiques du socle.....	11
I.2.2. Tectonique	13
I.2.3. Sols et formations de couverture	13
I.2.3.1. Sols	13
I.2.3.2. Formations de couverture ou formations alluvionnaires	15
I.2.4. Végétation.....	16
CHAPITRE II : REVUE DE LA LITTERATURE.	18
II.1. DYNAMIQUE DES SYSTEMES FLUVIATILES	18
II.1.1. Systèmes de fonctionnement du cours d’eau.....	18
II.1.2. Système fluvial	18
II.1.3. Hydro-système fluvial	18
II.1.4. Mise en place et typologie des formations alluvionnaires.....	18
II.1.4.1. Mise en place.....	18
II.1.4.2. Typologie des formations alluvionnaires	20

II.1.5. Notion de plaine alluviale.....	20
II.1.6. Unités fonctionnelles des cours d'eau	20
II.1.7. Classification des différents systèmes fluviatiles	21
II.1.7.1. Système fluvatile en tresse	23
II.1.7.2. Système fluvatile à méandre.....	23
II.1.7.3. Dépôts non chenalés de plaine d'inondation	26
II.1.8. Processus de distribution des sédiments dans les systèmes fluviaux	26
II.1.9. Mécanismes de transport des sédiments alluviaux solides et de sédimentation.....	27
II.1.9.1. Transport des particules sédimentaires.....	27
II.1.9.2. Transport solide	27
II.1.9.3. Détermination du mode de transport	28
II.1.10. Aperçu du système fluvatile de la Sanaga.....	29
II.2. SUBSTANCES MINERALES : sables et argiles	31
II.3.METHODES GEOPHYSIQUES APPLIQUEE A LA CARACTERISATION DES FORMATIONS ALLUVIONNAIRES	31
II.3.1. Reconnaissance géophysique	31
II.3.2. Méthodes électriques	32
II.3.2.1. Prospection électrique	32
II.3.2.2. Paramètres géophysiques étudiés en sub-surface	33
II.3.2.3. Mesure de la résistivité électrique dans un sol.....	34
II.3.2.4. Facteurs physiques des matériaux qui affectent la résistivité électrique	35
II.3.2.5. Propriétés électriques des matériaux	37
II.3.2.6. Avantages de la méthode de résistivité électrique.....	40
II.3.2.7. Différents dispositifs de mesures.....	40
II.3.2.8. Influence du dispositif de mesure.....	41
II.3.2.9. Imagerie de Résistivité Electrique (IRE) 2D.....	44
II.3.3. Inversion des données à partir du logiciel JOINTEM.....	45
II.3.4 Inversion des données à partir du logiciel Res2Dinv	46
II.4. ETUDES GEOPHYSIQUE-GEOTECHNIQUE ANTERIEURE	48
II.4.1. Caractérisation des formations alluvionnaires par IRE 2D	48
II.4.2. Propriétés géotechniques affectant la résistivité électrique	49
II.5. CORRELATION ENTRE PARAMETRES : REGRESSION LINEAIRE	49
CHPITRE III : METHODOLOGIE	52
III.1. LEVES GEOPHYSIQUES	52

III.1.1. Travaux de terrain	52
III.1.2. Acquisition des données géo-électriques	54
III.1.2.1. Acquisition géo-électrique 1D : Sondages de Résistivité Electrique.....	54
III.1.2.2. Acquisition 2D : Imagerie de Résistivité Electrique.....	54
III.1.3. Traitement et modélisation des données géo-électriques.....	59
III.1.3.1. Traitement de données géo-électriques 1-D avec le logiciel JOINTEM	59
III.1.3.2. Traitement de données géo-électriques 2D avec le logiciel Res2dinv.....	61
III.2. LEVES SEDIMENTOLOGIQUES	65
III.2.1. Travaux de terrain	65
III.2.2. Echantillonnage.....	65
III.2.3. Travaux de laboratoire	68
III.2.3.1. Essai sedimentologique et géotechnique.....	68
III.2.3.1.1. Granulométrie	68
III. 2.3.1.2. Courbes granulométriques des sédiments sableux.....	71
III. 2.3.1.3. Faciès granulométriques.....	71
III. 2.3.1.4. Paramètres granulométriques	72
III.2.3.1.5. Propriétés liées à la plasticité et à analyse thermique	74
a. Limites d'Atterberg	74
b. Confection des éprouvettes	74
c. Tests de qualité des produits céramiques	75
h. Masse volumique apparente.....	76
III.2.4. Analyses minéralogiques	77
III.2.4.1. Principe de la méthode	77
III.2.4.2. Détermination des minéraux argileux et non argileux par Diffraction aux Rayons X (DRX).....	77
III.3. MODELISATION GEOLOGIQUE 3D.....	78
CHAPITRE IV : RESULTATS	80
IV.1. DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE DES FORMATIONS ALLUVIONNAIRES ...	80
IV.1.1. Profil de Nanga-Eboko	80
IV.1.2. Profil de de Nkoteng	80
IV.1.3. Profil de de Mbandjock.....	81
IV.2. CARACTERISATION GEO-ELECTRIQUES	85
IV.2.1. Caractérisation géoélectriques 1D	85
IV.2.1.1. Courbe de sondages	85

IV.2.1.2. Cartes d'iso-résistivité	88
IV.2.2. Caractérisation géoélectriques 2D	91
IV.2.2.1. Panneaux de Nanga-Eboko	91
IV.2.2.2. Panneaux de Nkoteng	91
IV.2.2.3. Panneaux de Mbandjock	93
IV.3. CARACTERISATION DES SEDIMENTS SABLEUX DE MBANDJOCK.....	97
IV.3.1. Analyse granulométrique	97
IV.3.2. Indices granulométriques.....	97
IV.3.3. Mode de transport des sédiments meubles de Mbandjock.....	97
IV.4. MINERALOGIE DES FORMATIONS ALLUVIONNAIRES	101
IV.4.1. Minéraux non argileux	101
IV.4.2. Les minéraux argileux.....	101
IV.5. CARACTERISATION DES SEDIMENTS ARGILEUX	101
IV.5.1. Propriétés granulométriques	101
IV.5.2. Propriétés liées à la plasticité	103
IV.5.3. Activité des argiles	106
IV.5.4. Transformations thermiques et cuisson.....	106
CHAPITRE V : INTERPRÉTATION ET DISCUSSION	109
INTRODUCTION.....	109
V.1. REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DES FORMATIONS ALLUVIONNAIRES DE LA PLAINE ALLUVIALE DE MBANDJOCK.....	109
V.2. ANALYSE DES DONNEES GEO-ELECTRIQUES 1D.....	110
V.2.1. Courbe de sondages.....	111
V.2.2. Relation entre données géoélectriques 1D et données lithologiques à Mbandjock	111
V.3. ANALYSE DES DONNEES GEO-ELECTRIQUES 2D.....	115
V.3.1. Panneaux de Nanga-Eboko.....	116
V.3.2. Panneaux de Nkoteng	116
V.3.3. Panneaux de Mbandjock	118
V.4. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRES DE LA PLAINE ALLUVIALE DE MBANDJOCK	122
V.5. CORRELATION ENTRE DONNEES GEOELECTRIQUES ET DONNEES LITHOLOGIQUES.....	124

V.5.1. Corrélation entre épaisseurs géo-électriques et lithologiques	126
V.5.2. Corrélation entre données géo-électriques et fractions granulaires	127
V.5.3. Influence de la minéralogie sur la résistivité.....	129
V.5.4. Corrélation entre données géo-électriques et limites d'Atterberg.....	130
V.5.5. Corrélation entre la teneur en eau et la résistivité électrique	131
V.5.6. Corrélation entre résistivité électrique et indices granulométriques	131
V.6. COMBINAISON DES DONNEES.....	132
V.7. INTERET DES MATERIAUX ARGILEUX DANS LA CERAMIQUE	135
V.8. MODELISATION GEOLOGIQUE 3D DE L'ARCHITECTURE SEDIMENTAIRE. 137	
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	142
BIBLIOGRAPHIE.	145

LISTE DES ABREVIATIONS, SYMBOLES.

A-B	: électrodes de courant d'injection
C₁-C₂	: électrodes de courant d'injection
1D	: une dimension
2D	: deux dimensions
3D	: trois dimensions
Fig	: figure
GPS	: global positioning system
H	: hydrogène
IRE	: Imagerie de Résistivité ELectrique
RN	: route nationale
SiO₂	: dioxyde de silicium
K	: facteur géométrique
M-N	: électrodes de courant de potentiel
TE	: trainé électrique
P₁-P₂	: électrodes de courant de potentiel
SEV	: sondage électrique vertical
UTM	: universal transverse Mercator
.m	: ohm mètre
w	: résistivité de l'eau
app	: résistivité apparente
calc	: résistivité calculée
mes	: résistivité mesuré
MPa	: Méga pascal

LISTE DES FIGURES

Figure I. 1: Réseau hydrographique du bassin versant de la Sanaga	5
Figure I. 2: Carte du bassin versant de la moyenne Sanaga	6
Figure I. 3: Carte de localisation de la zone d'étude	8
Figure I. 4: Diagramme Ombro-thermique.	10
Figure I. 5: Carte géomorphologique de la zone d'étude	12
Figure I. 6: Carte géologique du Cameroun	14
Figure I. 7: Coupe pédologique de la zone d'étude.....	15
Figure I. 8: Photo d'un sol hydromorphe.	16
Figure I. 9: Photo d'un site minier de sable : carrière de Mbandjock.	16
Figure II. 1: Emboîtement schématisé de l'hydrosystème dans le système fluvial	19
Figure II. 2: (a): représentation schématique des unités morphologiques d'un cours d'eau. (b) : plaine d'inondation de la Sanaga.....	22
Figure II. 3: Morphologie des dépôts sédimentaires dans un système en tresse	24
Figure II. 4: Morphologie des dépôts sédimentaires dans un système méandriforme	25
Figure II. 5: Mode de transport solide	28
Figure II. 6: Test de Vischer indiquant la relation granulométrie-Mode de transport	29
Figure II. 7: vue aérienne du fleuve Sanaga à Batchenga montrant le bras mort.....	30
Figure II. 8: Schéma des constituants de la double couche ionique.....	35
Figure II. 9: Lignes de courant en gras et courbes équipotentielles induites par deux électrodes de courant C1 (+I) ET C2 (-I).....	35
Figure II. 10: Différents modes de distribution de l'argile dans les formations géologiques: (A) lits d'argiles intercalés dans la formation ; (B) grains ou nodules d'argile similaires aux grains de la matrice ; (C) l'argile enduit ou adhère aux grains de la matrice ou occupe partiellement les pores.	39
Figure II. 11: Gamme des résistivités des principaux matériaux géologiques.....	39
Figure II. 12: Intervalles des valeurs de résistivité des roches et matériaux courants	40
Figure II. 13: Arrangement des électrodes pour différents dispositifs.....	41
Figure II. 14: Diagramme de sensibilité des principaux dispositifs 2D utilisés pour mesurer la résistivité électrique d'un sol.	42
Figure II. 15: Comparaison entre les dispositifs Wenner et Wenner-Schlumberger, ainsi que les modèles de pseudo-sections	43
Figure II. 16: Schéma d'un système multi-électrodes, et une séquence possible de mesures pour créer une pseudo-section 2-D	45

Figure II. 17: Fenêtre de Jointem montrant la réponse en boucle unique TEM-DC d'un modèle à quatre couches.	46
Figure II. 18: Illustration des trois cas de corrélation entre deux variables.	50
Figure III. 1 : (a) Schéma méthodologique adopté ; (b) Layonnage et implantation d'un plan de prospection géophysique.....	53
Figure III. 2 : Carte de positionnement des points d'échantillonnage.....	55
Figure III. 3 : Acquisition des données géo-électriques 1D à côté d'un puits : A-B électrodes d'injection de courant, M-N électrodes de mesure de potentiel.	56
Figure III. 4 : (a) Croquis d'une mesure de champ pour le système ZZ Geo FlashRes-Universal 64 (à gauche) et la configuration de l'instrument ZZ Geo FlashRes-Universal 64/96 (à droite), (b et c) acquisition des données géo-électrique 2D.	57
Figure III. 5 : Courbes de résistivité.....	60
Figure III. 6 : Résumé des principales étapes de l'inversion à l'aide du logiciel Res2Dinv	63
Figure III. 7 : Différentes pseudo-sections représentant les valeurs mesurées, calculées et inversées.	64
Figure III. 8 : Schéma méthodologique adopté.	66
Figure III. 9 : Échantillonnage des matériaux alluviaux. (A) prélèvement à la tarière manuelle, (B) description lithologique et (C) échantillonnage dans les puits.....	67
Figure III. 10 : Analyse granulométrique par sédimentométrie.	69
Figure III. 11 : Courbe granulométrique	70
Figure III. 12 : Différents types de courbes granulométriques.....	72
Figure III. 13 : Confection des éprouvettes à l'aide d'une presse hydraulique.....	75
Figure III. 14 : Diffractomètre Bruker Advance Eco.	78
Figure IV. 1 : Localisation des formations alluvionnaires et des points de sondages dans la zone de Nanga-Eboko.....	82
Figure IV. 2 : Localisation des formations alluvionnaires et des points de sondages dans la zone de Nkoteng	83
Figure IV. 3 : Localisation des formations alluvionnaires et les points de sondages dans la zone de Mbandjock	84
Figure IV. 4 :Représentation schématique des colonnes lithologiques de Mbandjock... ..	85
Figure IV. 5 : (a) Répartition spatiale des points de sondages électriques, (b) Courbe de résistivité apparente effectué à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité.....	86
Figure IV. 6 : (a) Répartition spatiale des points de sondages électriques, (b) Courbe de résistivité apparente effectué à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité.	87

Figure IV. 7 : (a) Répartition spatiale des points de sondages électriques, (b) Courbe de résistivité apparente effectué à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité.....	89
Figure IV. 8 : Cartes d'iso-résistivité de la zone de Mbandjock.....	90
Figure IV. 9 : Panneaux IRE de Nanga-Eboko avec un pas de mesure de 5 m.....	92
Figure IV. 10 : Panneaux IRE de Nkoteng avec un pas de mesure de 1m et 2 m.....	94
Figure IV. 11: Panneaux IRE de Mbandjock avec un pas de 1 m avec leurs interprétations basées sur les données de tarière et puits.....	95
Figure IV. 12 : Panneaux IRE de Mbandjock avec un pas de 2 m et leurs interprétations basées sur les données de tarière et puits.	96
Figure IV. 13: Courbes granulométriques des sédiments sableux de Mbandjock.....	98
Figure IV. 14: Application du test de Visher aux sédiments meubles de Mbandjock.....	100
Figure IV. 15: Diffractogramme des rayons X des différentes fractions des sédiments alluviaux de Mbandjock.....	102
Figure IV. 16 : Courbes granulométriques des argiles alluviales de Mbandjock.	104
Figure IV. 17 : Classification de Shepard (1954), modifié par Flemming, 2000.....	104
Figure IV. 18 : Position des sédiments argileux de Mbandjock dans l'abaque de plasticité de Casagrande.	105
Figure IV. 19 :Variation de la couleur avec la température de cuisson.....	106
Figure V. 1 : Illustration des faciès décrits dans les puits : a) colonne lithologique, b) diagrammètre de Shepard(1954).....	110
Figure V. 2 : (a) Répartition spatiale des sondages électriques, (b) Courbe de résistivité effectuée à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité interprété montrant 3 couches avec un calage lithologique observée dans les sondages manuels et puits.....	112
Figure V. 3 : (a) Répartition spatiale des sondages électriques, (b) Courbe de résistivité apparente effectuée à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité interprété montrant 3 couches avec un calage lithologique observée dans les sondages manuels et puits...	113
Figure V. 4 : (a) Répartition spatiale des sondages électriques, (b) Courbe de résistivité a effectuée à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité interprété montrant 3 couches avec un calage lithologique observée dans les sondages manuels et puits.....	114
Figure V. 5 : (a) Données de sondage de résistivité, (b) données de calage et (c) combinaison des données.....	115
Figure V. 6 : Interprétation de panneaux IRE de Nanga-Eboko basée sur les données de tarière et puits.	117
Figure V. 7 : Interprétation de panneaux IRE de Nkoteng basée sur les données de tarière et puits.	119

Figure V. 8 : Interprétations géologiques des panneaux IRE de Mbandjock avec un pas de 1m.	120
Figure V. 9 : Interprétations géologiques des panneaux IRE de Mbandjock avec un pas de 2m.	123
Figure V. 10 : Corrélation entre données géo-électriques et lithologiques dans le secteur de Mbandjock.....	125
Figure V. 11 : Corrélation entre épaisseurs géo-électriques et épaisseurs des tarières.	126
Figure V. 12 : Corrélation entre résistivités et fractions (a) d'argile, (b) de limons et de (c) sables des échantillons prélevés entre 1-2 m de profondeur	128
Figure V. 13: Relation entre Résistivité et le pourcentage de quartz.	130
Figure V. 14 : Variation de la résistivité électrique avec les limites d'Atterberg.....	131
Figure V. 15 : Variation de la résistivité électrique avec la teneur en eau.	131
Figure V. 16 : Variation de la résistivité électrique avec les indices granulométriques.	133
Figure V. 17 : (a) Evolution moyenne en fonction de la température de cuisson : (a) du retrait linéaire (RL) ; (b) de la résistance à la flexion ; (c) de la résistance à la compression.	136
Figure V. 18 : Evolution de l'absorption d'eau en fonction de la température de cuisson. ...	137
Figure V. 19 : Schéma descriptif 3D réalisé à partir des données géoélectriques, des tarières et puits, et montrant la variabilité spatiale des dépôts sédimentaires du cours moyen de la Sanaga à Mbandjock.....	140
Figure V. 20 : Modèle 3D donnant le volume des sédiments.	141

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 : Données climatiques du secteur d'étude sur une durée de 112 ans.	10
Tableau III. 1: Caractéristiques des panneaux d'imagerie de résistivité électrique. PNE : panneaux de Nanga-Eboko ; PNK : Panneaux de Nkoteng ; P-M : panneaux de Mbandjock.....	58
Tableau III. 1: paramètres d'inversion utilisés.....	62
Tableau III. 3: Codes des échantillons.	68
Tableau IV. 1 : Indices granulométriques des sédiments et classification des sables.....	99
Tableau IV. 2 : Répartition des limites d'Atterberg et granulométrie des échantillons d'argiles de Mbandjock.	103
Tableau IV. 3:Activité des différents minéraux (Skempton, 1953 et Mitchell, 1976).....	106
Tableau IV. 4: Propriété de quelques échantillons d'argiles alluvionnaires de Mbandjock. .	107
Tableau V. 1: Relation entre épaisseurs issues des données IRE et des données de tarières.	126
Tableau V. 2: Valeurs des différentes classes granulométriques et de résistivité.....	127
Tableau V. 3: Relation entre valeurs géo-électriques et classes lithologiques.....	135

INTRODUCTION GENERALE

Chaque géologue doit garder une vue globale des Sciences de la Terre, connaître leur progrès et faire appel pour son travail à la spécialité voisine. De plus, il doit pouvoir se convertir d'une spécialité à l'autre. En effet, si la vie professionnelle des scientifiques ou des ingénieurs est de quarante ans, il est dorénavant assuré que la majorité d'entre eux devront changer de spécialisation au cours de leur vie. Cette obligation réside dans la rapidité évolutive des techniques, des besoins, des conjonctures. L'avenir appartient donc aux nations ou aux groupes qui auront su garder des cadres vivants, dotés de culture générale, doués de souplesse intellectuelle et d'une prompte possibilité de conversion.

Professeur émérite Georges MILLOT.

1- Contexte

Les formations alluvionnaires désignent les sédiments transportés et/ou déposés par les cours d'eau (Julia *et al.*, 1997). Selon, l'intensité du courant et les régions drainées et traversées, la composition de ces dépôts va comporter : galets, graviers, conglomérat, sables, grès et argiles. Leurs fortes variations latérales est en relation avec la dynamique du bassin versant (Larkin et Sharp, 1992; Langhans, 2006 ; Greco *et al.*, 2007 ; Gregory *et al.*, 2008). En général, elles ont une organisation assez complexe (Tye *et al.*, 2010) définie par leurs propriétés spécifiques variables dans l'espace et dans le temps (Pellicer et Gibson, 2011 ; Deleplancque *et al.*, 2018 ; Bábek *et al.*, 2018). Ces formations alluvionnaires sont l'expression d'une grande évolution, depuis leur zone de production jusqu'à la zone de stockage en passant par la zone de transfert, cumulant les effets d'alternances climatiques, de végétation, de tectonique active et des activités anthropiques (Amoros et Petts, 1993 ; Davies et Gibling, 2011 ; Fan *et al.*, 2013 ; Mackens *et al.*, 2017 ; Feeney *et al.*, 2020). En effet, sous climat aride, l'altération est faible, l'érosion transporte très peu des matériaux. Sous climat tropical à saisons contrastées, l'altération est moyenne, l'érosion transporte peu des matériaux et il y a formations des concrétions ferrugineuses et sous climat équatorial, l'altération augmente la pile sédimentaire. Le développement de cette pile sédimentaire dépend du flux des sédiments qui viennent du continent (alluvions, colluvions, gravats) recouvrant le substratum (Boulvain, 2010).

La connaissance des processus de mise en place de ces formations et l'organisation géométrique qui en résulte est importante dans la quantification du potentiel minier d'une région (Smith *et al.*, 2000). En effet, ces formations alluvionnaires sont constituées des matériaux susceptibles de contenir des concentrations en substances minérales exploitables (Wetshondo, 2012). Ces substances sont généralement les argiles, les sables, les graviers et les galets. Toutefois, on peut également trouver les métaux de base (cuivre, cobalt, zinc, manganèse, fer, nickel, chrome, rutile...), les substances précieuses (or, argent,...), les substances énergétiques qualifiées de réservées (uranium, palladium, radium,...) (Wetshondo, 2012).

Les argiles et les sables sont les plus exploités comme matériaux de construction à usage courant et sont classés en produits de carrières pouvant être utilisés dans l'industrie de la céramique (Ntouala, 2014 ; Nzeukou *et al.*, 2014 ; Ohandja *et al.*, 2020), de génie civil, pétrolière et minière (Murray, 2000 ; Carretero et Pozo, 2010 ; Chretien *et al.*, 2014 ; Youdom, 2015). Aussi, ces formations alluvionnaires constituent des plaines alluviales très fertiles, par conséquent, une ressource importante d'éléments nutritifs pour les végétaux dans l'industrie agricole (Yene Atangana *et al.*, 2003).

2- Problématique.

Au Cameroun, les formations alluvionnaires sont souvent étudiées sur la base des observations géologiques faites à partir des sondages mécaniques, puits et tranchées (Kossoni et Giresse, 2010 ; Sangen, 2011 ; Nzeukou *et al.*, 2013 ; Ndjigui *et al.*, 2018). Il en résulte des

observations ponctuelles, discontinues et peu fiables pour des corrélations sur de grandes distances, entre les points de sondages. Pour résoudre ce problème, les méthodes géophysiques apparaissent comme une solution alternative, car elles sont peu coûteuses, rapides et non destructrices. Ces méthodes ont fait l'objet de plusieurs études à travers le monde (Bábek *et al.*, 2018 ; Liu *et al.*, 2019 ; Vayssière *et al.*, 2019, 2020 ; Okon *et al.*, 2020 ; Fatahi Nafchi *et al.*, 2021), et ont montré qu'elles peuvent être utilisées pour fournir des informations manquantes entre les puits et les points de sondages mécaniques. Mais, elles présentent un inconvénient, car les résultats obtenus ne peuvent pas être directement utilisés, par rapport aux données ponctuelles. Cependant, l'utilisation combinée des méthodes géologiques conventionnelles et géophysiques dans la caractérisation des formations alluvionnaires présentent un grand intérêt.

Les travaux réalisés sur le segment moyen du fleuve Sanaga par Ntep *et al.* (2001) ont démontré que les formations alluvionnaires qui s'y trouvent sont spatialement hétérogènes et présentent des épaisseurs variables (2 à 5m). On y rencontre une quantité importante de galets, de graviers, de sables et d'argiles (Kossoni et Giresse, 2010 ; Sangen, 2011). Les résultats minéralogiques obtenus par Nzeukou *et al.* (2013) montrent que les argiles sont constituées de kaolinite, d'illite, de quartz, de K- feldspath. Tandis que les résultats des tests physico-mécaniques montrent un faible retrait linéaire (< 2%), une faible résistance à la flexion (< 3Mpa) et un indice de plasticité de 35,7 %. Récemment, les résultats minéralogiques de Nanga *et al.* (2020) sur le segment moyen du fleuve Sanaga ont montré que les sables sont constitués de quartz, de microcline, de plagioclase, de muscovite, d'ilménite, d'anatase, de magnétite, d'opiques et d'épidote.

Ceci étant, ces résultats bien que pertinents, ne permettent pas encore de préciser la variabilité spatiale des informations sur la séquence globale des formations alluvionnaires de la moyenne Sanaga. Par ailleurs, très peu de travaux ont porté sur l'estimation volumique qui, jusqu'ici n'a encore fait l'objet d'une étude approfondie. Ainsi, en complément aux travaux antérieurs, la présente étude a pour but d'améliorer les connaissances sur la géométrie et la nature des formations alluvionnaires par un couplage des données continues d'imageries de résistivités électriques et celles ponctuelles de puits.

3- Objectifs de l'étude

L'objectif principal de cette étude est de caractériser la variabilité spatiale des formations alluvionnaires du segment moyen de la Sanaga.

De façon spécifique, cette étude a pour objectifs de :

- déterminer les caractéristiques physiques des formations alluvionnaires investiguées ;
- déterminer la dynamique sédimentaire du segment étudié en corrélation avec la géométrie du fleuve Sanaga ;
- établir les relations entre les données géoélectriques, sédimentologiques, minéralogiques et géotechniques ;

- effectuer une évaluation quantitative des dépôts sédimentaires à partir de la modélisation géologique 3D ;
- présenter des possibilités de valorisation des substances minérales de la zone d'étude.

4- Intérêt de l'étude

Cette étude présente un intérêt scientifique et économique important dans la connaissance et la caractérisation des substances minérales du Cameroun et plus particulièrement les matériaux argileux et sableux de la moyenne Sanaga. Ainsi, ce travail permettra de contribuer à la promotion des matériaux locaux pour leur exploitation appropriée.

5- Approche méthodologique

Pour atteindre les objectifs fixés, la méthodologie de recherche utilisée implique des levés géoélectriques, l'analyse des sections d'imagerie géoélectrique, l'acquisition des données géologiques au droit des levés géoélectriques à partir des tarières manuelles et puits, la description des faciès lithologiques dans le but de décrire l'architecture des dépôts afin non seulement, de comparer les observations de laboratoire avec les réalités du terrain mais aussi, de quantifier les formations alluvionnaires identifiées.

Le traitement des données géoélectriques a nécessité l'utilisation de logiciels :

- de dessin assisté par ordinateur (Golden Software Surfer **2020**) ;
- de modélisation Jointem, Res2Dinv et Rockworks 17 Software.

Par la suite, une étude corrélative a été effectuée entre différents paramètres (résistivité électrique, taille des grains, limites d'Atterberg, indices granulométriques, minéralogie et teneur en eau) afin de minimiser les incertitudes dans l'évaluation des formations alluvionnaires de la zone.

Cette thèse commence par une introduction générale et comprend cinq chapitres :

- le premier chapitre traite des généralités sur le cadre naturel ;
- le deuxième chapitre est consacré aux travaux antérieurs ;
- le troisième chapitre fait le point sur la méthodologie;
- le quatrième présente les principaux résultats ;
- le cinquième chapitre interprète et discute les principaux résultats de l'étude.

Elle s'achève par une conclusion générale où quelques perspectives de recherche sont dégagées.

CHAPITRE I : CADRE NATUREL DE L'ETUDE

Tout homme, même s'il l'ignore, appartient à un paysage, à une histoire, à une école et même à un type de caractère. Dans le langage d'aujourd'hui, on dit que cet homme est situé.

Pr. GEORGES MILLOT

INTRODUCTION

Le présent chapitre fait une analyse descriptive du cadre géographique, géomorphologique et hydrogéologique et géologique de la zone d'étude.

I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

I.1.1. Localisation géographiques du bassin versant de la Sanaga

Le bassin versant de la Sanaga a une superficie d'environ 135 000 km² et une longueur de 976 km (Lefevre, 1963, Nouvelot, 1972 ; Olivry, 1977). Il est le plus grand du Cameroun et figure parmi les plus importants bassins hydrographiques d'Afrique. Il draine près du quart (65×10^{12} m³) du ruissellement annuel qui se déverse dans l'océan Atlantique au Cameroun (Sighomnou et *al.*, 2007). Ce bassin couvre différentes zones climatiques allant du climat tropical à deux saisons dans le nord et le nord-ouest, au climat équatorial avec quatre saisons dans le sud et le sud-ouest (Fig. I.1).

Le parcours des différentes rivières forme des réseaux essentiellement dendritiques qui empruntent dans la majorité les fractures du socle (Kuete, 1977). Le cours d'eau Sanaga présente trois divisions qui sont : le cours supérieur, le cours moyen et le cours inférieur.

Dans son cours supérieur, la Sanaga prend le nom Djerem. Sa source se situe dans le contrefort de l'Adamaoua vers 1150 m d'altitude près de la route joignant Meiganga à Ngaoundéré (Segalen, 1967). Son lit majeur est une zone d'inondation large de 100 à 200 m où elle conflue avec la Vina et le Meng. Dans la région de Bétaré-Oya, elle développe des méandres et traverse les chutes de Bangbel (GWP, 2009).

Dans son cours moyen, objet de cette étude, les travaux de Dubreuil et *al.* (1973), révèlent que la Sanaga commence dans la région de Goyoum à 640 m d'altitude avec pour principaux affluents Lom et le Djérem (Fig. I.1) qui drainent le plateau de l'Adamaoua et s'unissent pour former la Sanaga et s'étend jusqu'à Edéa. De ses nombreux affluents, le plus important est le Mbam sur sa rive droite. En outre, le profil en long permet de le diviser en deux tronçons de longueurs voisines : 250 km environ, l'un amont allant du Lom au confluent de la Ndjeke, l'autre en aval, de la Ndjeke à Edéa. Après le confluent du Lom, la Sanaga prend la direction du sud jusqu'à Ebaka, elle reçoit en rive gauche la Sesse ou Yangamo. Ce bief est encombré d'îles et de rapides particulièrement entre le Lom et Goyoum (619 m). La Sanaga devient alors navigable et sort de la forêt pour en marquer approximativement sa limite avec la zone post-forestière de savane à galerie, au nord. Son lit est alors régulier entre 800 et 600 m de large.

A 45 km en aval de Nanga-Eboko, elle est encore navigable (Fig. I.2) ; elle fait alors

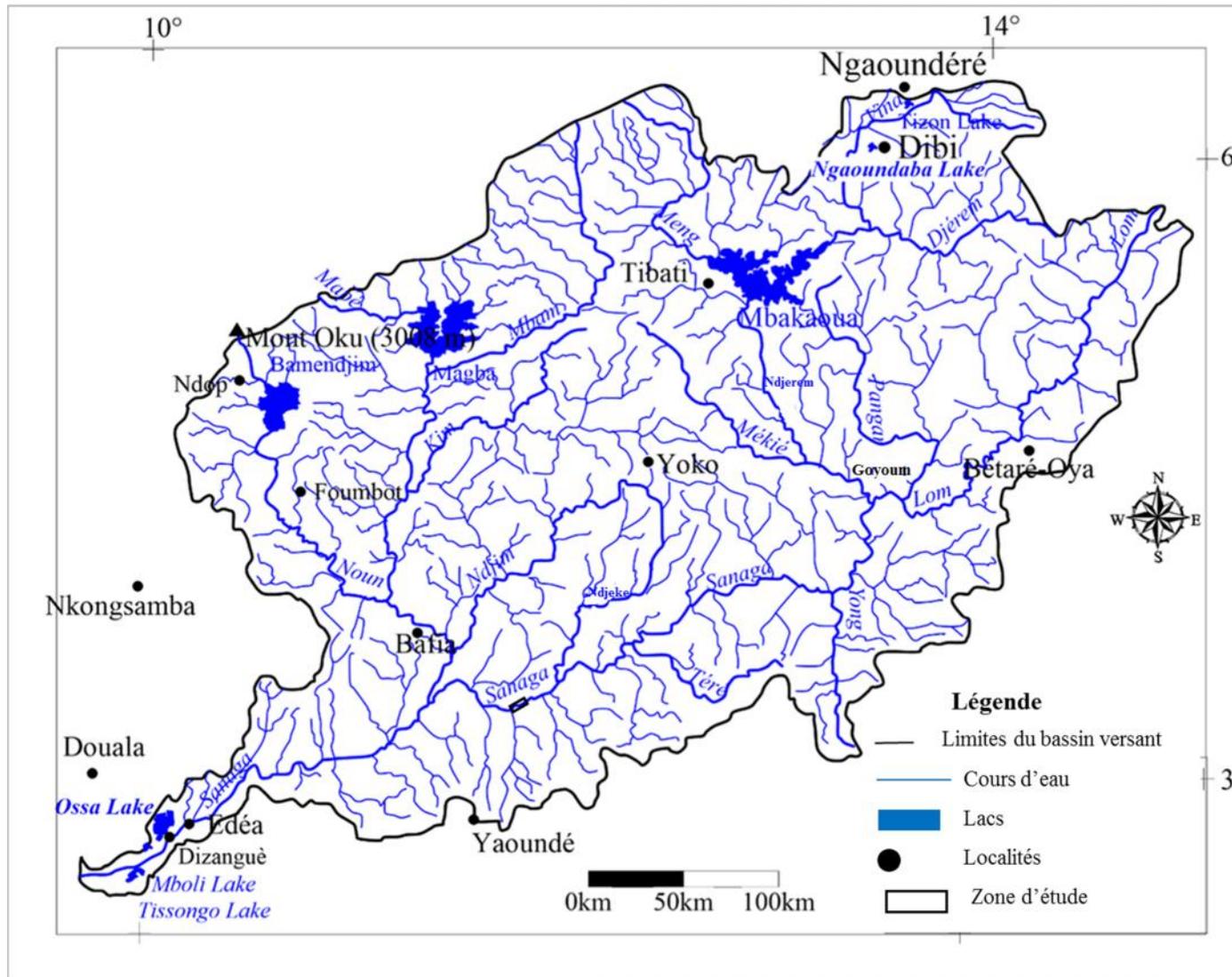


Figure I. 1: Réseau hydrographique du bassin versant de la Sanaga (Olivry, 1986 modifié ; MINEE-GWP Cmr, 2009).

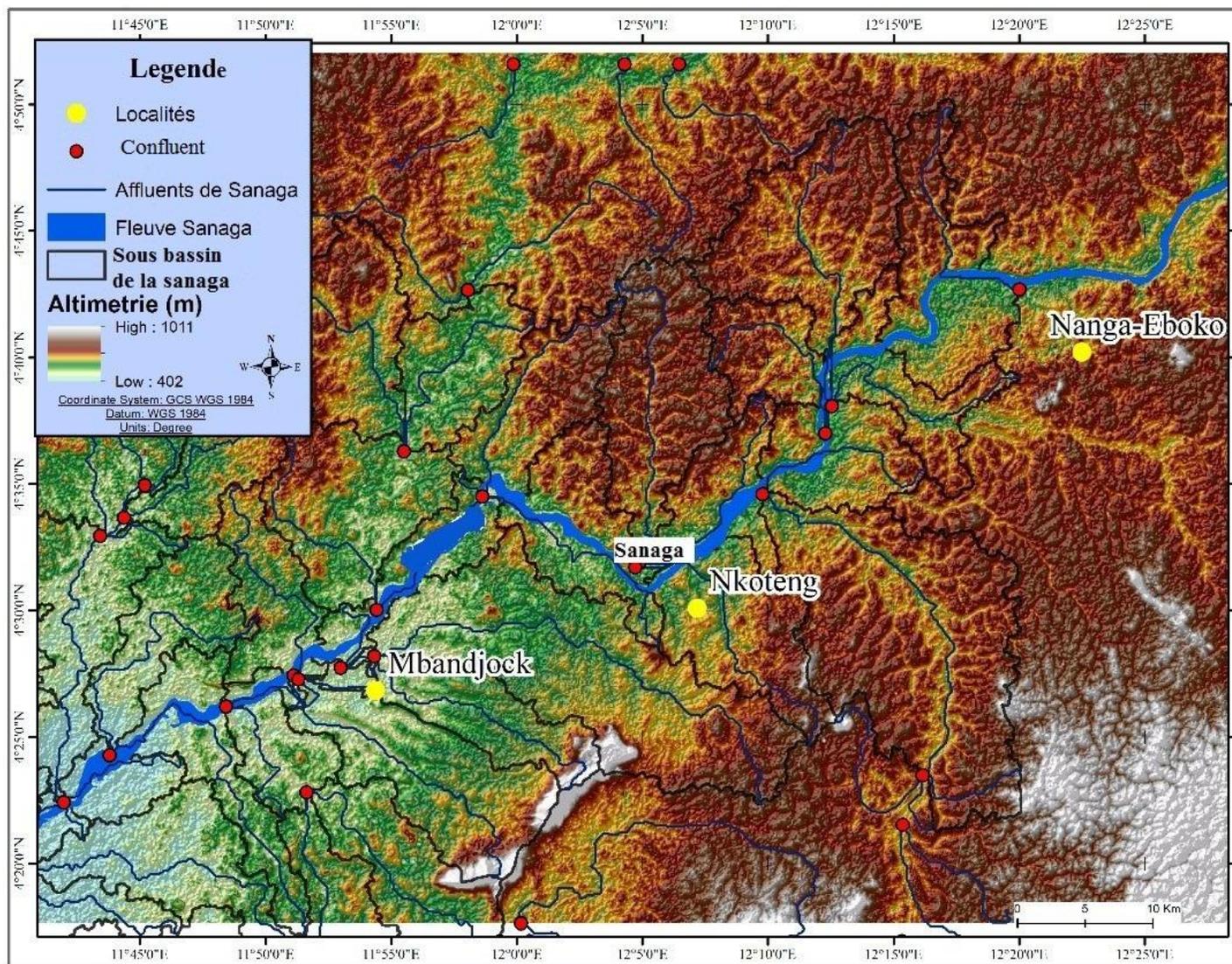


Figure I. 2: Carte du bassin versant de la moyenne Sanaga (réalisée à partir de la carte topographique de BAFIA-NANGA, Feuillé NA-32-XXIV).

deux coudes encombrés de chutes (chutes d'Etok Bekpwa) et de rapides, avant de recevoir en rive droite la Ndjeke issue de Yoko. Après le confluent de la Ndjeke, le cours de la Sanaga s'accélère, elle franchit en 16 km un décrochement important du plateau centre-sud de 110 m environ, avec les rapides de Nachtigal qui se terminent par une chute verticale haute de huit mètres. Au pied des chutes, au passage du bac (actuellement, un pont a été construit), sur la route Yaoundé-Ntui-Bafia, avant que la Sanaga aille rejoindre le Mbam, son principal affluent. Entre le confluent du Mbam et Edéa, la différence de niveau est de 370 m ; la Sanaga la franchira en 172 km par une succession de rapides et de chutes, sans que le débit s'accroisse d'apports d'affluents importants. Au bout de quelques kilomètres, elle s'étale dans les rapides de Nkong Kwala pour s'engager ensuite dans le défilé de Ngodi. Puis, pour rejoindre Sakbayeme, elle franchit une série de marches : chutes d'Eweng, de Kan, de Sakbayeme, reliées entre elles par une série de rapides ininterrompus. Les rapides font très vite leur réapparition en aval de Sakbayeme et, au bout de 6 km, la Sanaga fait un coude brusque vers le nord-nord-ouest sur 11 km : c'est le bief des rapides Herbert avec ses défilés et qui s'achèvent par les chutes de Song-Loulou. En aval de ces chutes, au confluent de l'Ouem, petit affluent de rive droite, un nouveau coude lui fait reprendre la direction du sud-ouest. Jusqu'à Song-Dong, à la rupture de pente, en tête des rapides et chutes d'Edéa, le bief est presque rectiligne, à faible pente et fond rocheux. A l'aval de Song-Dong, le fleuve retenu par une barrière rocheuse forme à l'amont une nappe de plusieurs kilomètres de largeur qui s'écoule en cascade par une multitude de bras se rejoignant à l'aval, pour n'en former que deux principaux, traversés par le pont d'Edéa à côté du pont en fer.

La branche inférieure de la Sanaga est relativement courte (67 km) du bas des chutes d'Edéa jusqu'à l'Océan Atlantique. Son lit à ce niveau est large de 600 m environ et est dominé par des îles et de bancs de sable à l'étiage dans une mangrove qui absorbe progressivement la forêt.

L'hydrologie du bassin versant est actuellement influencée par quatre réservoirs : Mbakaou ($2,6 \times 10^9 \text{ m}^3$), Bamendjin ($1,8 \times 10^9 \text{ m}^3$), Mape ($3,3 \times 10^9 \text{ m}^3$) et Lom-Pangar ($6 \times 10^9 \text{ m}^3$). Ces infrastructures ont été construites entre 1969 et 2012 pour augmenter le débit du cours principal et optimiser la production hydroélectrique en saison sèche. Elles sont situées dans la partie supérieure du bassin versant (Fig. I.1) et contrôlent environ 18% de sa surface (Dzana et al. 2011).

I.1.2. Localisation géographique de la zone d'étude

La zone d'étude est la vallée de la moyenne Sanaga située au Nord-Est de Yaoundé, entre les coordonnées géographiques $11^{\circ}45'0''$ – $12^{\circ}25'0''$ de longitude Est et $04^{\circ}20'0''$ – $04^{\circ}50'0''$ de latitude Nord (Fig.I.3). Elle est située dans la Région du Centre, Département de

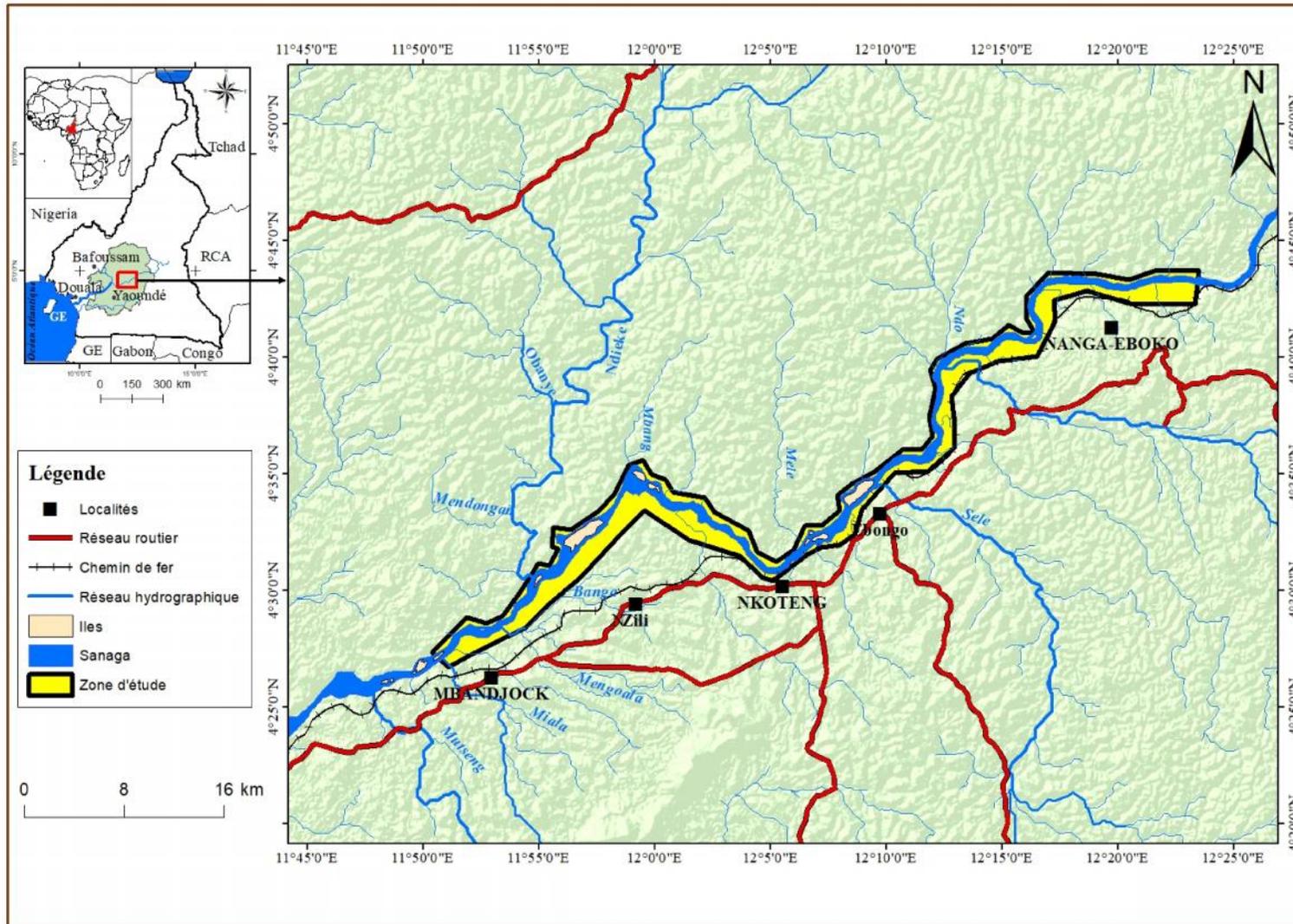


Figure I. 3: Carte de localisation de la zone d'étude (réalisée à partir de la carte topographique de BAFIA-NANGA, Feuillé NA-32-XXIV).

la Haute Sanaga, entre les localités de Nanga-Ebogo et Mbandjock (Fig.I.3). Lesdites localités sont situées à une centaine de kilomètres de la ville de Yaoundé et accessible par la route bitumée (RN n°1).

I.1.3. Climat

Le climat de la zone d'étude est sub-équatorial de type guinéen forestier à régime pluviométrique bimodale (Suchel, 1987). Il est marqué par l'alternance de deux saisons sèches et deux saisons de pluies. Le diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen (1957) (Fig. I.4) a été tracé à partir des données météorologiques moyennes de weatherbase (2018, Tab. I. 1). Les petites et grandes saisons des pluies s'étendent de mi-mars à mi-juin et de septembre à novembre. La petite saison sèche va de mi-juin à mi-août et la grande saison sèche de décembre à mi-mars. Le mois le plus pluvieux est le mois d'octobre avec 296,1 mm d'eau et le mois le moins pluvieux est le mois de Janvier avec 11,4 mm d'eau. La température moyenne est d'environ 24,8°C. Le mois le plus chaud est le mois de Février et Mars avec une température avoisinant les 49,6 °C alors que le mois le plus frais est le mois de juillet avec une température de 35,7 °C.

I.1.4. Géomorphologie

I.1.4.1. Orographie

À l'échelle locale et plus précisément dans la zone d'étude, la morphologie est marquée par la vallée de la Sanaga, caractérisée par un système de terrasses. Dans ce système, l'on distingue une terrasse supérieure toujours exondée qui domine de 3 à 4 m, une terrasse inférieure inondée avec bourrelets de berges et zones de colmatage. L'altitude dans ces vallées varie de 380 à 560 m (Fig. I.5).

Aussi, le relief présente de légers pics tels que le mont Elap (960 m) (Girault et *al.*, 1998). On distingue globalement trois entités morphologiques caractérisées par les altitudes différentes à savoir :

- unité d'altitude supérieure (600 m) : localisée au Sud-Est du secteur d'étude (Fig. I.5) ;
- unité d'altitude intermédiaire (560-680 m): elle présente trois (03) formes de croupes (Girault et *al.*, 1999) : les croupes tabulaires ou subarrondies, les pics à sommet pointu et les croupes arrondies à faible élévation. Les interfluves sont séparés par des vallées à fond plat généralement humides de largeur décamétrique ;
- unité d'altitude inférieure ou égale à 560 m : elle est représentée par des pénéplaines et plaine alluviale (Fig. I.5).

Tableau I.1 : Données climatiques du secteur d'étude sur une durée de 112 ans (Weatherbase, 2018). Source : <http://www.weatherbase.com> consulté le 10 décembre 2018 à 10h38.

MOIS	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec	Total	Moy.
P (mm)	11,4	30,8	109,1	150,4	193,3	140	97,4	122	249,1	296,1	81,6	14,4	1495,6	124,62
T(°C)	25,1	26,3	26,3	25,7	25,1	24,3	23,8	23,8	24,1	24,2	24,7	24,5	295,9	24,8
2T (°C)	50,2	52,6	52,6	51,4	50,2	48,6	47,6	47,8	48,2	48,4	49,4	49	433,2	36,1

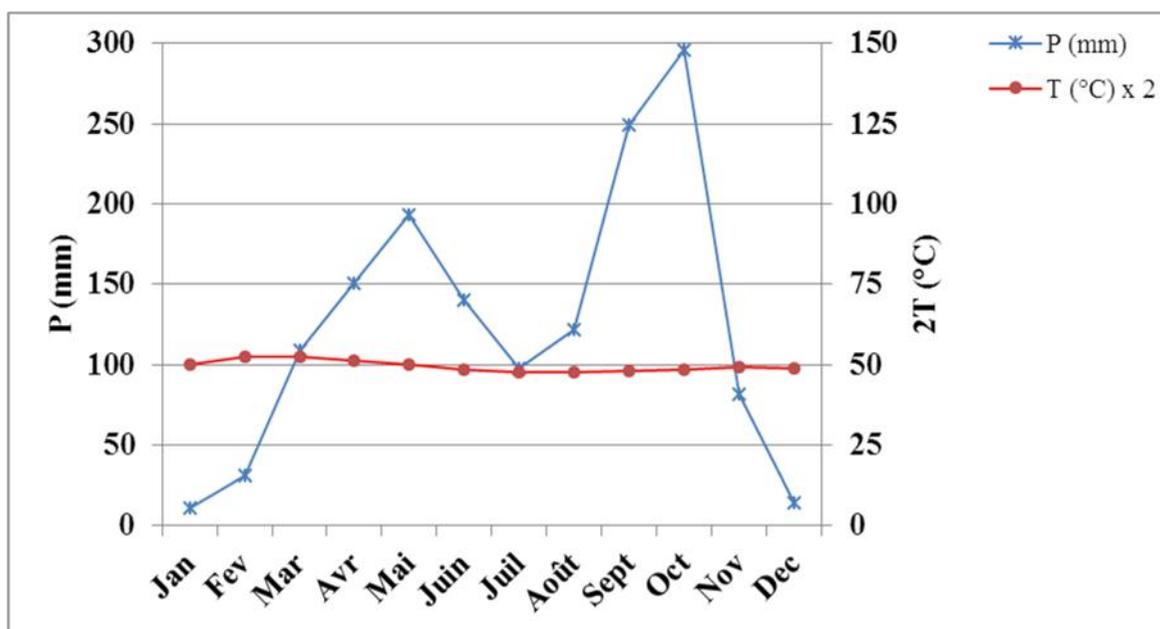


Figure I. 4: Diagramme Ombro-thermique (Weatherbase, 2018).

I.1.4.2. Hydrographie

La zone d'étude se situe dans un écosystème de savane arbustive du bassin versant moyen de la Sanaga. Dans l'ensemble et pour toutes les zones traversées, la faille de la Sanaga exerce une forte influence sur l'orientation des cours d'eau et sur la mise en place du modelé de la région. Il draine près du quart ($65\ 000\ \text{km}^3/\text{an}$) des ressources en eau du Cameroun (Dubreuil et *al.*, 1975) et est d'une importance capitale sur le plan économique. Il s'y déroule une intense activité d'exploitation du sable tout le long de son lit et il produit près de 99% de l'énergie hydraulique du pays. La plupart des points d'eau tarissent pendant les périodes de sécheresse, ce qui en fait de la Sanaga un réservoir d'eau très utile pour les zones traversées.

Le fleuve Sanaga, affiche des débits pouvant atteindre $2\ 100\ \text{m}^3/\text{s}$ (Anonyme, 2017). Le débit de la Sanaga et de ses affluents est, depuis longtemps, régulé par les barrages et retenues de Mapé, Mbakaou, Bamendjin, voire plus récemment, le barrage de Lom Pangar. La mise en service de la retenue de Lom Pangar a très fortement altéré l'hydrologie et les régions d'écoulement du fleuve Sanaga, à tel point qu'aujourd'hui, deux saisons se démarquent clairement, une saison sèche durant laquelle les débits sont régulés à $650\ \text{m}^3/\text{s}$ par retenue de l'eau à Lom Pangar et Mbakaou, et une saison des pluies durant laquelle les débits sont supérieurs à la capacité prévue de $980\ \text{m}^3/\text{s}$ (Anonyme, 2017).

Les localités explorées sont drainées par une multitude de cours d'eau que sont : Evié, Banga, Messeme, Mendibi, Nia et Sélé, tous affluents de la Sanaga (Fig. I.5). Lesdits cours d'eau ont un sens d'écoulement général SE-NW.

I.2. CADRE GEOLOGIQUE

La zone d'étude sont essentiellement constituées des formations de socle.

I.2.1. Formations géologiques du socle

Les levés géologiques effectués par Toteu et *al.* (2004) spécifient que la région d'étude se situe au nord du craton du Congo et se subdivise en trois domaines pétrostructuraux : le Domaine Ouest-Camerounais (WCD) ; le Domaine de l'Adamawa-Yadé (AYD) et le Domaine de Yaoundé (YD) (Fig. I.6).

Le domaine de Yaoundé, dans lequel se situe la présente étude est une énorme unité de nappe allochtone poussée vers le sud du Craton de Congo (Toteu et *al.*, 2004). Ce domaine comprend la série de Yaoundé composé d'un socle essentiellement migmatites et de micaschistes. Il est le résultat d'un métamorphisme de moyenne à haute pression des matériaux volcanosédimentaires et appartient au panafricain (Nedelec et *al.*, 1986 ; Nzenti et *al.*, 1988 ; Mvondo et *al.*, 2002). Les paragenèses minérales de la série de Yaoundé sont constituées de migmatites et de micaschistes à quartz, feldspaths potassiques associés aux plagioclases,

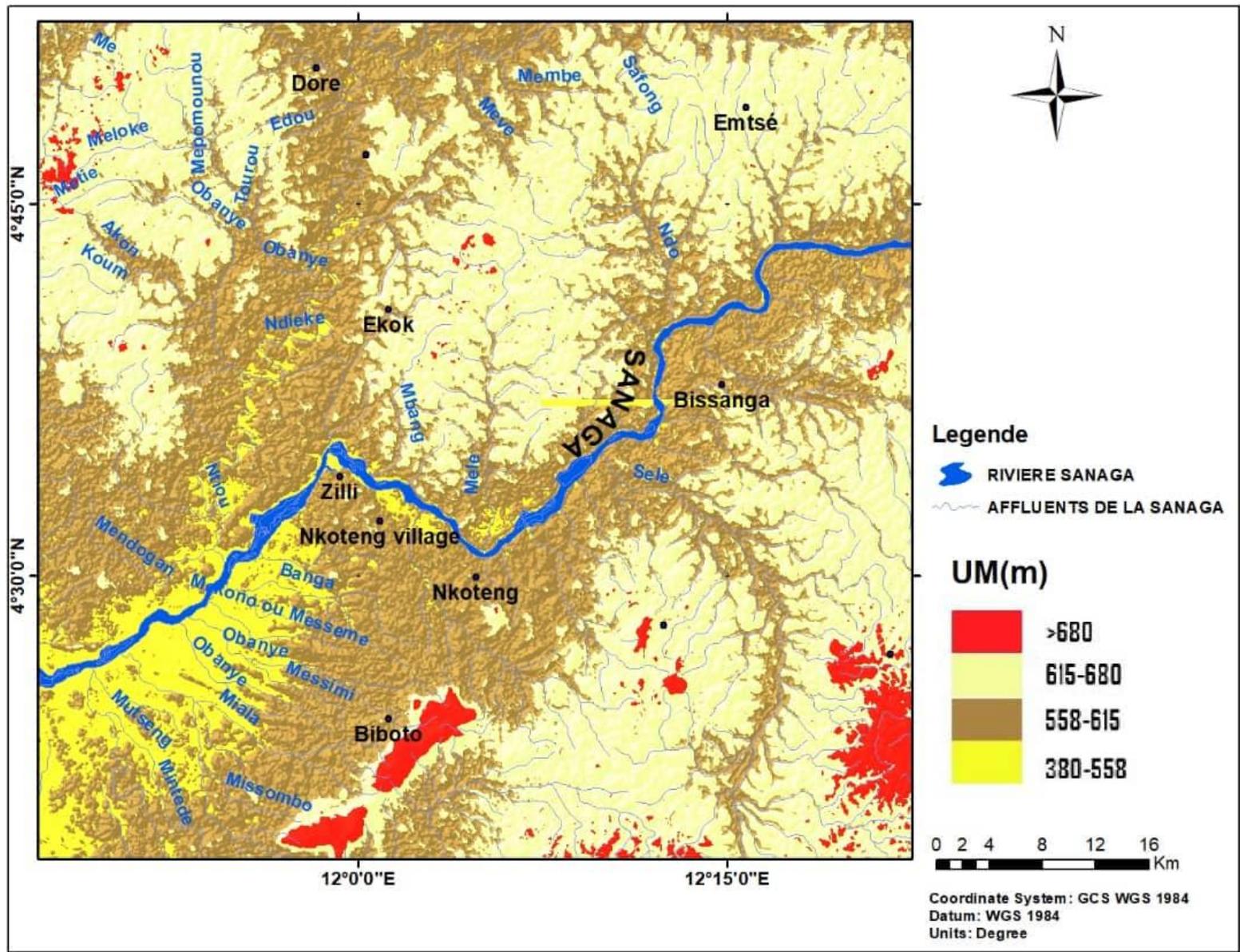


Figure I. 5: Carte géomorphologique de la zone d'étude

biotites, grenats et accessoirement la sillimanite. Les roches rencontrées sont les amphibolites, les micaschistes et les quartzites, les gneiss (Delor et *al.*, 2021).

I.2.2. Tectonique

Les études de la déformation régionale (Dumont, 1986 ; Poudjom et *al.*, 1997 ; Toteu et *al.*, 2004), mettent en évidence à différentes échelles plusieurs structures de type fragile qui affectent les formations du socle.

L'existence de mouvements tectoniques récents est démontrée par la sismicité actuelle avec des épacentres de séismes récents en aval de la zone d'étude, qui peut être dans un état de réactivation continue. Il s'agit notamment du séisme de Monatéle en 2005 (Nangue, 2007). Ce dernier a été perceptible à des distances allant jusqu'à 150 km de l'épicentre.

Aussi, les travaux de Mvondo et *al.* (2007) montrent que, le domaine de Yaoundé a subi quatre phases (D₁-D₄) de déformation ductile. Lesdites phases correspondent principalement aux phases de contraction E-W à NW-SE (D₁ et D₃) alternant avec la phase extensive N-S à NE-SW (D₂). D₁ représente la phase initiale associée au métamorphisme prograde qui culmine à haute pression. A l'opposé, D₂ représente la phase de décompression. Elle est probablement associée à l'intense activité magmatique, au boudinage de la foliation à grande échelle et/ou à la formation des dômes gneissiques qui transposent la D₁ pour former des structures régionales plates. Ces dernières ont été replissées au cours de la phase D₃. La phase plicative D₄ est attribuée aux coulées latérales subséquentes aux extensions crustales diachroniques.

I.2.3. Sols et formations de couverture

I.2.3.1. Sols

La couverture pédologique de la zone d'étude à l'échelle régionale regroupe trois types de sols : les sols ferrallitiques désaturés qui occupent (75%) de la superficie (Moukhoury Kuoh, 1974), aux côtés des sols hydromorphes (20%) et des sols minéraux bruts (5%). Selon Tchio (2010), cette répartition est guidée par la morphologie (Fig. I.7).

Dans les pénéplaines, on observe les ferralsols rouges et jaunes (Onarest, 1976 ; Tchio, 2010). Ces sols sont essentiellement constitués d'argile (kaolinite) et d'hydroxyde de fer (Onarest, 1976). Ils ont une épaisseur qui oscille entre 1-5 m et pouvant atteindre 20 m sur les collines. Également, ils présentent une texture argilo-sableuse et une structure massive.

Dans les bas-fonds humides, Martin (1966) signale la présence des gleysols ou sols hydromorphes (Fig. I.8). Ces sols montrent dans la partie supérieure, un horizon de couleur sombre et une épaisseur environnante 20 à 25 cm. Aussi, Valérie, (1973) signale que ces sols sont très sableux et souvent recouverts de colluvions avec une texture sablo-argileuse et une structure massive (Martin, 1966 ; Tchio, 2010).

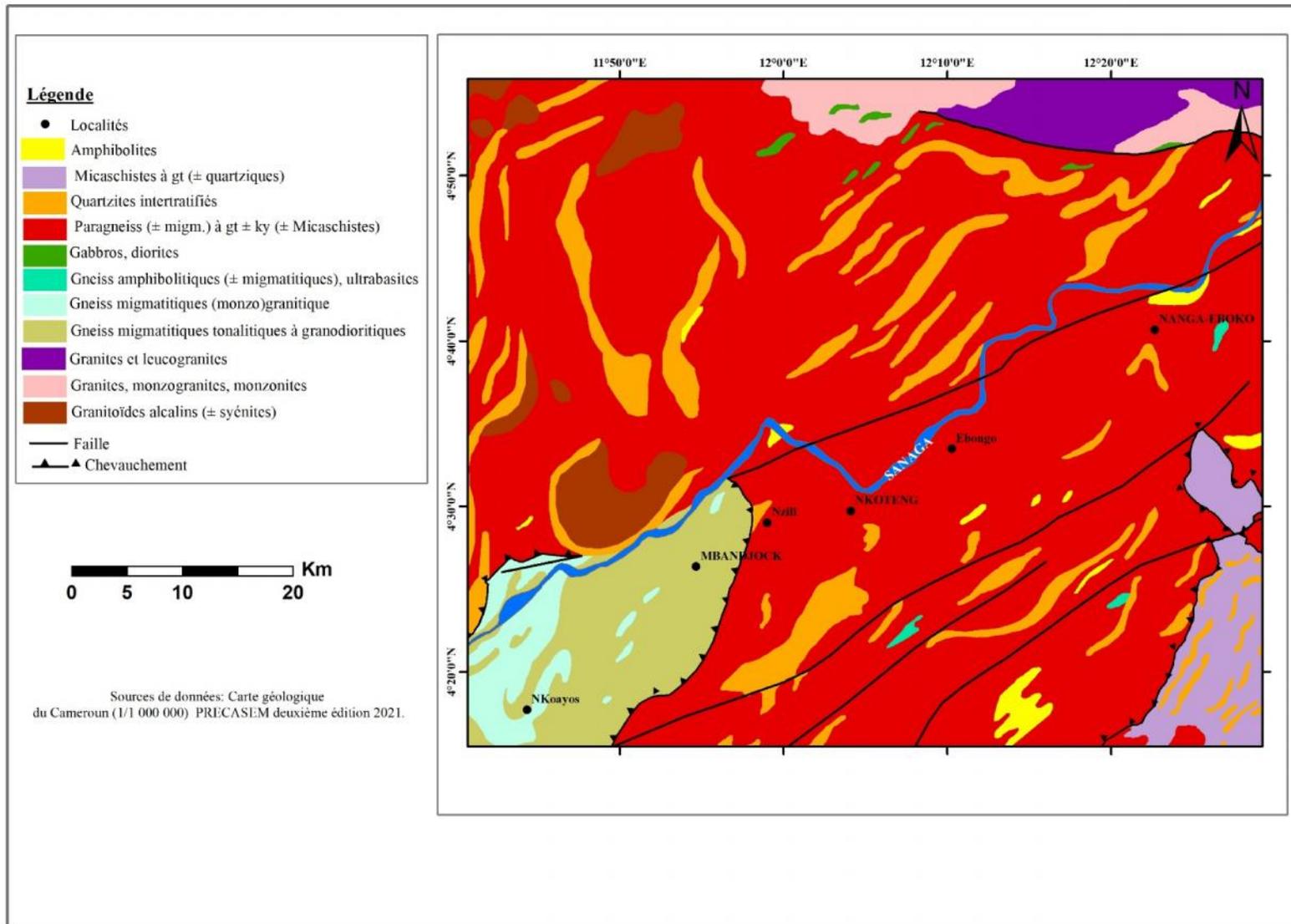


Figure I. 6: Carte géologique du Cameroun (Delor et *al.*, 2021)

Sur les versants des collines, Vallérie (1973), on note la présence des régosols ou sols minéraux bruts (peu évolués).

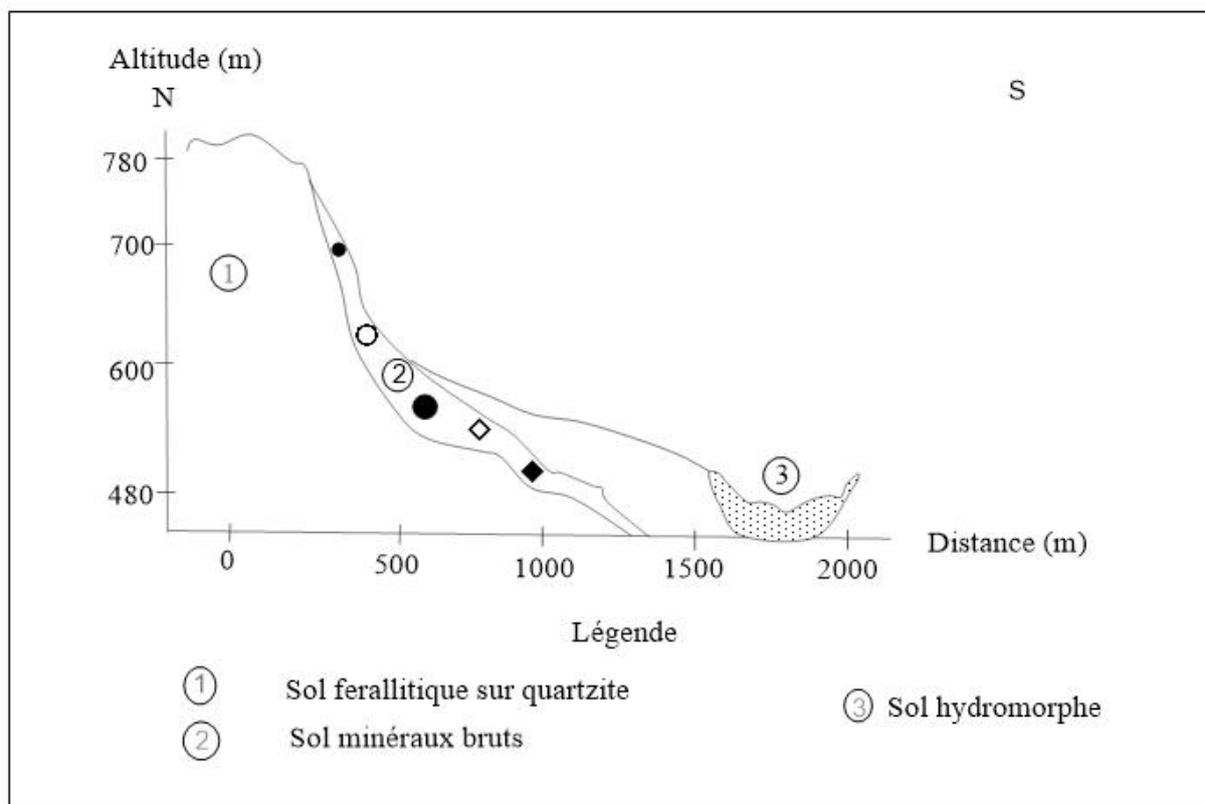


Figure I. 7: Coupe pédologique de la zone d'étude (D'après ONAREST, 1976).

I.2.3.2. Formations de couverture ou formations alluvionnaires

En plus des sols, les autres formations de couverture rencontrées dans les environs de la zone d'étude sont : les alluvions, les conglomérats et les grès ferrugineux (Lefèvre, 1965 ; Martin, 1966 ; Vallérie, 1973 ; Dubreuil et *al.*, 1975). La formation stratigraphique le long de la Sanga est constituée d'anciennes alluvions du Pléistocène à l'Holocène. Les dépôts de sédiments grossiers identifiés sont archivés comme une phase fluvio-morphologique turbulente (Sangen, 2011). Aussi, les travaux de Sangen (2011) révèlent que, l'Holocène précoce est représentée par des unités de sédiments limoneux à argileux épais (2-4 m). Également, les travaux de Elenka et *al.* (2004) puis de Gasse et *al.*, (2008), sur les données sédimentaires confirment un épisode stable croissant avec le dépôt et la formation de la physionomie récente de la plaine d'inondation.

La plupart des formations sableuses le long de la Sanaga sont devenues des sites miniers, autorisés ou illégaux (Fig. I.9). Cette activité affecte non seulement le processus de dépôt qui se produit naturellement dans le fleuve, mais affecte également le biotope du fleuve. Le tourisme et les ressources en eau sont endommagés en raison de l'exploitation minière.



Figure I. 8: Photo d'un sol hydromorphe.



Figure I. 9: Photo d'un site minier de sable : carrière de Mbandjock (derrière la gare ferroviaire).

I.2.4. Végétation

La végétation du plateau sud camerounais dans lequel se trouve la région de Yaoundé est une forêt semi-décidue à savane dans sa partie nord et à forêt sempervirente au Sud (Letouzey, 1985). Ainsi, du Sud au Nord on distingue :

- la forêt dense humide sempervirente ou « rain forest » de basse à moyenne altitude qui subit l'influence de l'Océan atlantique. L'essence principale rencontrée est « *Lophira alata* » à bois rouge et dur, connu sous le nom « azobé » ;
- la forêt semi-décidue qui prolonge la forêt congolaise vers le Nord où elle entre en contact avec la savane. L'abondance des sterculiacées caractérise cette forêt et les raphias sont généralement observés dans les bas-fonds.

La forêt périforestière est située au Nord des zones à Sterculiacées. Cette végétation domine la vallée de la Sanaga, zone de notre étude. A ce niveau, s'observent des galeries forestières le long des cours d'eau et quelques étendues de forêt au sommet des collines. La savane et la forêt s'interpénètrent plus ou moins profondément (autour du 5 parallèle), isolant de ce fait des étendues de savane au milieu de la forêt et des lambeaux forestiers en savane. On passe donc graduellement, de la forêt «vierge» au profit de la savane.

Cette transition est le siège d'une dynamique de végétation marquée par la transgression de la forêt sur la savane et semble dépendre non seulement du climat, mais surtout des facteurs morpho pédologiques (Happi Youta, 1998; Kamgang et *al.*, 2001). Elle forme une bande d'une centaine de kilomètres de large suivant globalement le parallèle 4°20'N.

A l'échelle locale, La végétation de la zone d'étude est constituée d'une savane arbustive (Vallerie, 1973), qui occupe près de trois quart (3/4) de la surface totale. Le reste (1/4) est couvert par la forêt secondaire, caractérisée par une diversification d'espèces associée à une stratification complète des grands arbres jusqu'à la strate herbacée (PNDP, 2011).

CONCLUSION

La zone d'étude est située dans le plateau sud camerounais. Elle est soumise à un climat subéquatorial chaud et humide à quatre saisons. La végétation est une forêt semi-décidue à savane, marquée de façon intensive par les actions anthropiques. Les sols rencontrés sont ferrallitiques au niveau des interfluves et hydromorphes ou alluviales au niveau des vallées et terrasses des cours d'eau. La Sanaga est beaucoup moins régulière dans son cours moyen et coule à une altitude inférieure à 400 m.

Le socle lithologique est constitué du groupe schisto-quartzeux d'Akonolinga et la série schisteuse de Nanga Eboko. Ces roches métamorphiques ont une origine para (d'anciennes roches sédimentaires).

CHAPITRE II : REVUE DE LA LITTERATURE

Ne me dites pas que ce problème est difficile. S'il n'était pas difficile, ce ne serait pas un problème.

FERDINAND FOCH

INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de présenter une revue de littérature sur les systèmes fluviaux qui sont des zones d'accumulation préférentielles des formations alluvionnaires, sur des méthodes et techniques géophysiques et sur des travaux géophysiques - géotechniques.

II.1. DYNAMIQUE DES SYSTEMES FLUVIALES

II.1.1. Systèmes de fonctionnement du cours d'eau

Un cours d'eau et ses espaces fonctionnels s'appuient sur deux concepts complémentaires (Rollet, 2008) (Fig. II.1) : le système fluvial et l'hydrosystème fluvial.

II.1.2. Système fluvial

Le système fluvial formalise les interrelations entre le cours d'eau et son bassin versant (Schumm, 1977). Il repose essentiellement sur la dimension longitudinale des échanges au sein d'un bassin versant et propose un découpage en trois zones (Fig. II.1) :

- **la zone de production**, constituée par l'ensemble des versants et des têtes de bassin. Elle a pour fonction principale de produire les sédiments. Ces sédiments seront ensuite progressivement évacués par le système fluvial ;
- **la zone de transfert**, dont la fonction est d'assurer le transport des sédiments;
- **la zone de stockage**, où dominent les formes d'accumulations sédimentaires.

II.1.3. Hydro-système fluvial

L'hydro-système fluvial a été théorisé par Lvovitch à la fin des années 1960 sous le terme «hydrogéographie» (Laganier et Arnaud-Fassetta, 2009) et répandu par Schumm (1977). Il est centré sur les échanges de matières et d'énergie entre le cours d'eau et sa plaine alluviale (Amoros et Petts, 1993). C'est un sous-ensemble du système fluvial qui permet une meilleure appréhension des échanges au sein d'un tronçon entre le cours d'eau et son environnement. Il s'agit d'un système à quatre dimensions : transversale, verticale, longitudinale et temporelle. Dans l'hydrosystème, la plaine alluviale constitue l'élément le plus actif au sein duquel le stockage sédimentaire est particulièrement marqué.

II.1.4. Mise en place et typologie des formations alluvionnaires

II.1.4.1. Mise en place

Les dépôts fluviaux sont composés de deux groupes : les formations alluvionnaires et les formations deltaïques.

Les formations alluvionnaires sont mises en place sur des terrains avoisinants un cours d'eau (rivière, ruisseau) souvent à méandres généralement encore perceptibles (Deleplancque et *al.*, 2018). Leur mise en place dépend de la crue du cours d'eau causée notamment par les

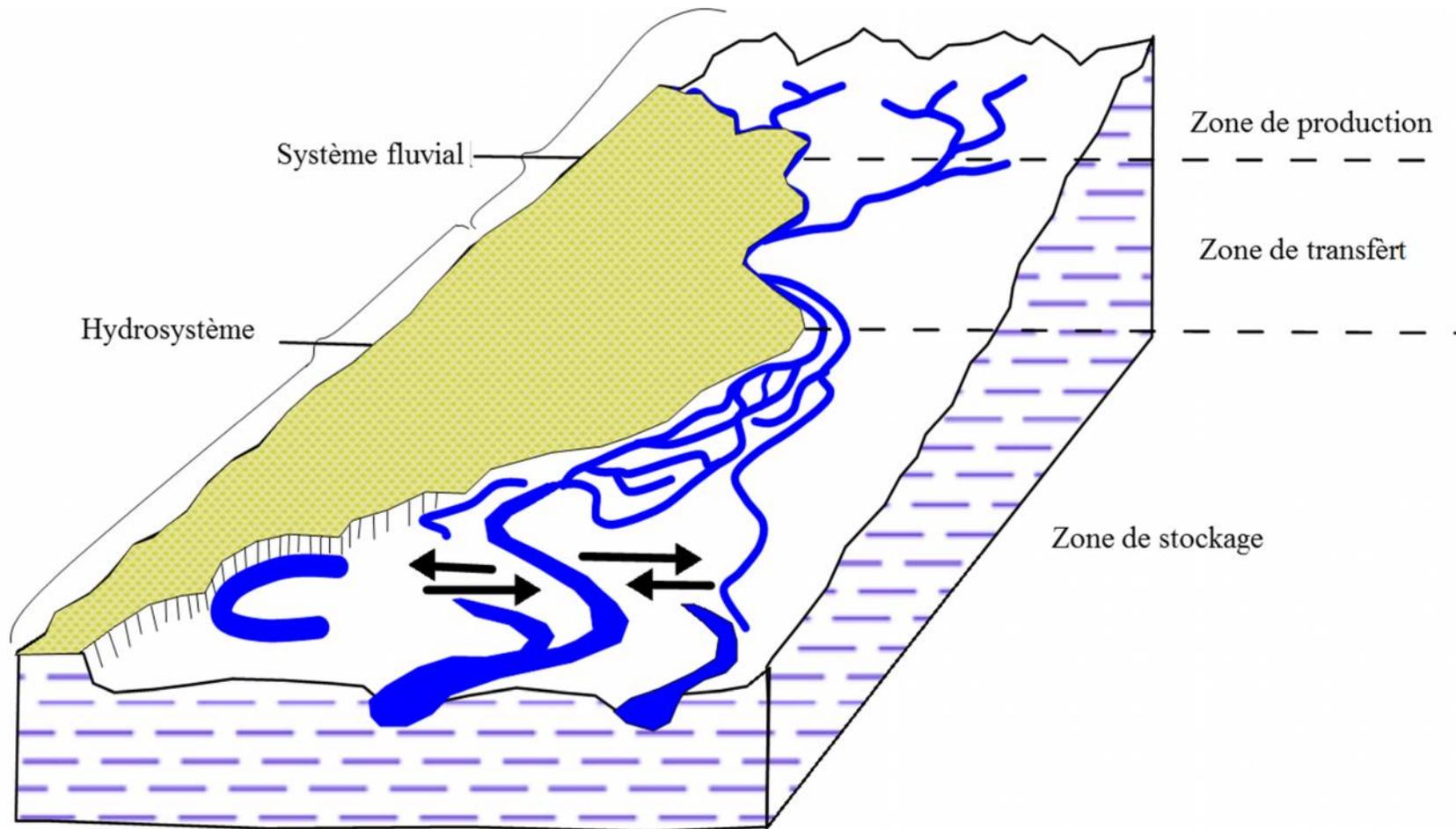


Figure. II 1: Emboîtement schématisé de l'hydrosystème dans le système fluvial (d'après **Amoros et Petts, 1993**)

fortes précipitations, la fonte des neiges ou les deux (Gutiérrez, 2013). Au cours de ces débordements, les sédiments sont transportés et déposés dans les zones inondées de part et d'autre du cours d'eau là où le débit s'amenuise. Ces zones s'aligneront souvent, mais pas toujours, en une succession de terrasses planes séparées par des talus (Robitaille et Allard, 2007). Les conditions de croissance et les caractéristiques propres à chacune de ces terrasses influenceront aussi sur le type de végétation qui y croîtra (Hupp et Osterkamp, 1996).

Les formations deltaïques se retrouvent à l'embouchure d'un cours d'eau ou à la rupture de pente d'un torrent. Elles empruntent des formes variées, souvent coniques (Deleplancque et *al.*, 2018). Dans le cadre de cette thèse, on ne s'intéressera qu'aux formations alluvionnaires.

II.1.4.2. Typologie des formations alluvionnaires

Trois types de formations alluvionnaires se distinguent (Deleplancque et *al.*, 2018). Les formations alluvionnaires actuelles qui sont mis en place dans le lit mineur ou ordinaire d'un cours d'eau (îlots, bancs). Elles présentent une superficie souvent plus petite que les dépôts fluviaux récents et anciens. Les formations alluvionnaires récentes qui sont mises en place dans la plaine inondable (lit majeur) d'un cours d'eau, lors des crues. Et, les formations alluvionnaires anciennes qui sont les dépôts anciens abandonnés lors de l'encaissement ou du déplacement du lit du cours d'eau dont il faisait partie (hautes terrasses non inondables).

II.1.5. Notion de plaine alluviale

Plaine alluviale vient du latin *plana*, qui signifie plan. C'est un espace à faible pente, plus ou moins large et localisé en fond de vallée (Ferdinand, 2005). Elle est limitée par des versants à pente plus forte et parfois bordée par les terrasses alluviales. Cependant, derrière cette homogénéité topographique peut se cacher une hétérogénéité des formes, des processus et des âges des formations, qui témoignent du fonctionnement actuel et passé de l'hydro-système.

La plaine alluviale est une composante majeure de l'hydrosystème (Ferdinand, 2005). Toutefois, sa définition est même dépendante du prisme disciplinaire par lequel elle est perçue et n'est pas univoque. Son caractère hétérogène à grande échelle, qui révèle une grande variété de formes à l'assemblage complexe (Brown, 1997) hérité à la fois des pratiques sociales et de la dynamique des milieux physiques (Laganier et Arnaud-Fassetta, 2009), est probablement responsable de cette ambiguïté.

II.1.6. Unités fonctionnelles des cours d'eau

On distingue généralement les cours d'eau alluviaux et les cours d'eau à substratum rocheux. Les premiers transportent un volume de sédiments correspondant à leur capacité et les

seconds sont limités par les capacités d'érosion du substratum (Deleplancque et *al.*, 2018).

Ainsi, en fonction des conditions hydrologiques et de l'espace occupé par un cours d'eau, on distingue 3 unités morphologiques (Deleplancque et *al.*, 2018) (Fig. II.2) :

- le **lit mineur** : ici le chenal est relativement étroit et profond, rectiligne ou sinueux, et surtout marqué par un faible volume de charge de fond en raison de sa faible capacité de transport (Berger *et al.*, 2008) ;

- le **lit moyen** : il s'agit de la zone couverte par le cours d'eau entre l'étiage et la crue à plein bord (Deleplancque, 2016). Ce lit est soumis à des remaniements à récurrence annuelle, et présentant des bancs alluviaux à végétation très limitée. Ce secteur correspond à la plus importante zone de stockage de la charge de fond en transit à l'échelle pluri-décennale;

- le **lit majeur** (terme hydrologique) ou **plaine alluviale** (terme géologique et géomorphologique) : elle équivaut globalement à l'extension maximale de la crue centennale (Deleplancque, 2016). Plus complexe que les unités précédentes, elle se divise en deux sous-unités, le « lit majeur » ou « lit majeur ordinaire » pour la première et « lit majeur exceptionnel » pour la seconde.

De même, dans un souci de clarification terminologique, le terme « plaine alluviale » désignera l'association du lit mineur, la bande active, le lit majeur et le lit majeur exceptionnel. Le terme de « basse plaine » désignera quant à lui les unités génétiquement reliées à la plaine alluviale mais hors d'eau. L'ensemble de ces unités forme un complexe écologique dont les entités sont reliées par des flux hydrauliques et sédimentaires et dont le fonctionnement est le résultat de l'association de facteurs morphologiques, sédimentologiques, hydrauliques, climatiques, hydrologiques et diachroniques (Knighton, 1998 ; Deleplancque, 2016). Le lit majeur correspond à l'espace à récurrence inondable forte à faible (Deleplancque et *al.*, 2018), soit décennale à bi-centennale, en bordure de la bande active d'un chenal unique ou en tresse.

En conséquence, la variabilité des processus hydro-sédimentaires associés à la dynamique fluviale en réponse aux fluctuations climatiques font que les plaines alluviales sont des environnements sédimentaires aux architectures complexes et fortement hétérogènes (Vayssière et *al.*, 2020), entre les sédiments grossiers transportés dans les chenaux et les sédiments fins déposés dans la plaine d'inondation lors des crues de débordement.

II.1.7. Classification des différents systèmes fluviaux

Les éléments descriptifs suivants ont conduit Leopold et Wolman (1957) à s'intéresser à la typologie des styles des cours d'eau. Ces éléments sont : la morphologie du chenal et le nombre de chenaux actifs. Ils sont décrits en trois types de systèmes fluviaux :

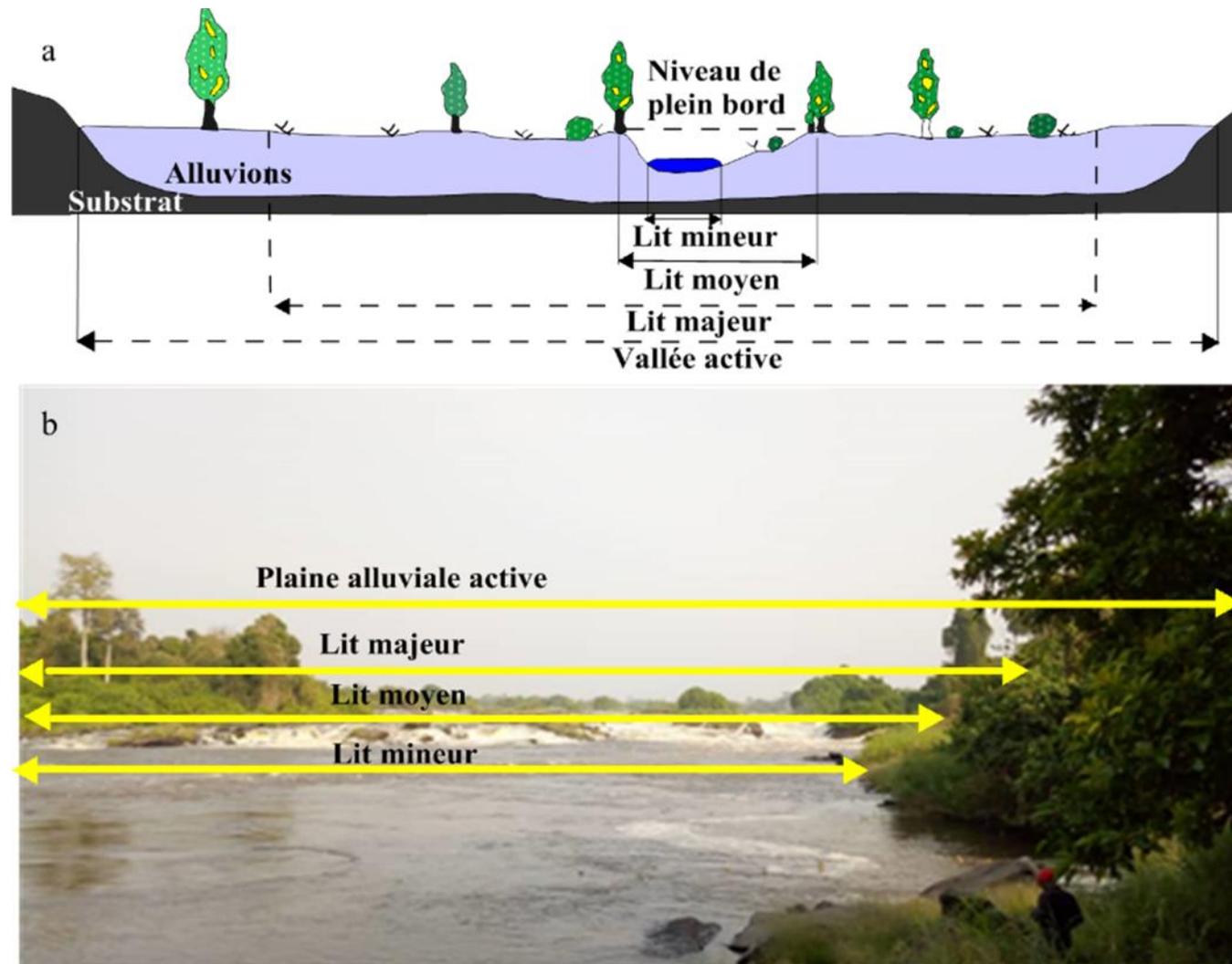


Figure II. 2: (a): représentation schématique des unités morphologiques d'un cours d'eau. (b) : plaine d'inondation de la Sanaga.

- le style rectiligne ou droit (*straight river*) : il comprend un chenal unique (étiage ou crue) présentant une faible sinuosité inférieure à 1,5 (Cassiani et *al.*, 2020) ;
- le style méandrique (*meandering river*) : il est défini lorsque la sinuosité du cours d'eau est supérieure ou égale à 1,5 (Cassiani et *al.*, 2020). Le chenal est unique à l'étiage comme en crue ;
- le style en tresse (*braided river*) : il comprend plusieurs bras séparés par des unités morpho-sédimentaires telles que des bancs ou des îles qui sont découverts à l'étiage (Deleplancque, 2016). Les bancs sédimentaires qui délimitent les bras du cours d'eau sont mobiles lorsqu'ils sont submergés pendant les périodes de crue (Brice, 1974). Le cours d'eau en tresse est alors caractérisé par un chenal unique peu sinueux.

Les travaux de Rust (1978), viennent compléter la classification de Leopold et Wolman (1957) en définissant le style anastomosé. Il correspond aux cours d'eau qui comprennent des chenaux multiples interconnectés au sein d'une même plaine alluviale.

Les travaux de Schumm sont repris par Church (2006) et complètent son approche en intégrant le volume et la granulométrie des sédiments transportés. Cette dernière classification permet de donner des informations sur les géométries des corps sédimentaires mis en place par ces cours d'eau en fonction de leur débit solide, de la granulométrie des sédiments et de la stabilité du chenal.

II.1.7.1. Système fluvial en tresse

Dans un contexte de cours d'eau en tresses ou à style divagant, le cours d'eau abandonne et reprend, par sauts successifs, différents chenaux et laisse sur place des dépôts sédimentaires sous forme de lentilles superposées (Fig. II.3). Les sédiments, une fois déposés, sont ensuite colonisés par la végétation s'ils ne sont pas rapidement remobilisés (Rollet, 2008).

Les dépôts plus grossiers qui se produisent au fond des chenaux se trouvent dans les zones proximales des systèmes. Il s'agit de faciès sableux ou conglomératiques présentant une succession de clastes, et la préservation de structures en barres indiquant qu'il s'agit de dépôts de cours d'eau tressés à proximité du bord du bassin (Graham, 1983; Nichols, 1987 ; MacCarthy, 1990 ; Sadler et Kelly, 1993).

II.1.7.2. Système fluvial à méandre

Dans un contexte de cours d'eau à méandres, du fait de la migration progressive des boucles de convexité, les dépôts adoptent plutôt des formes biseautées (Fig. II.4). La migration de méandres associe à la fois des processus d'érosion au niveau de la berge concave et de dépôts de sédiments provenant de l'amont par accretion latérale des matériaux au niveau de l'*apex*

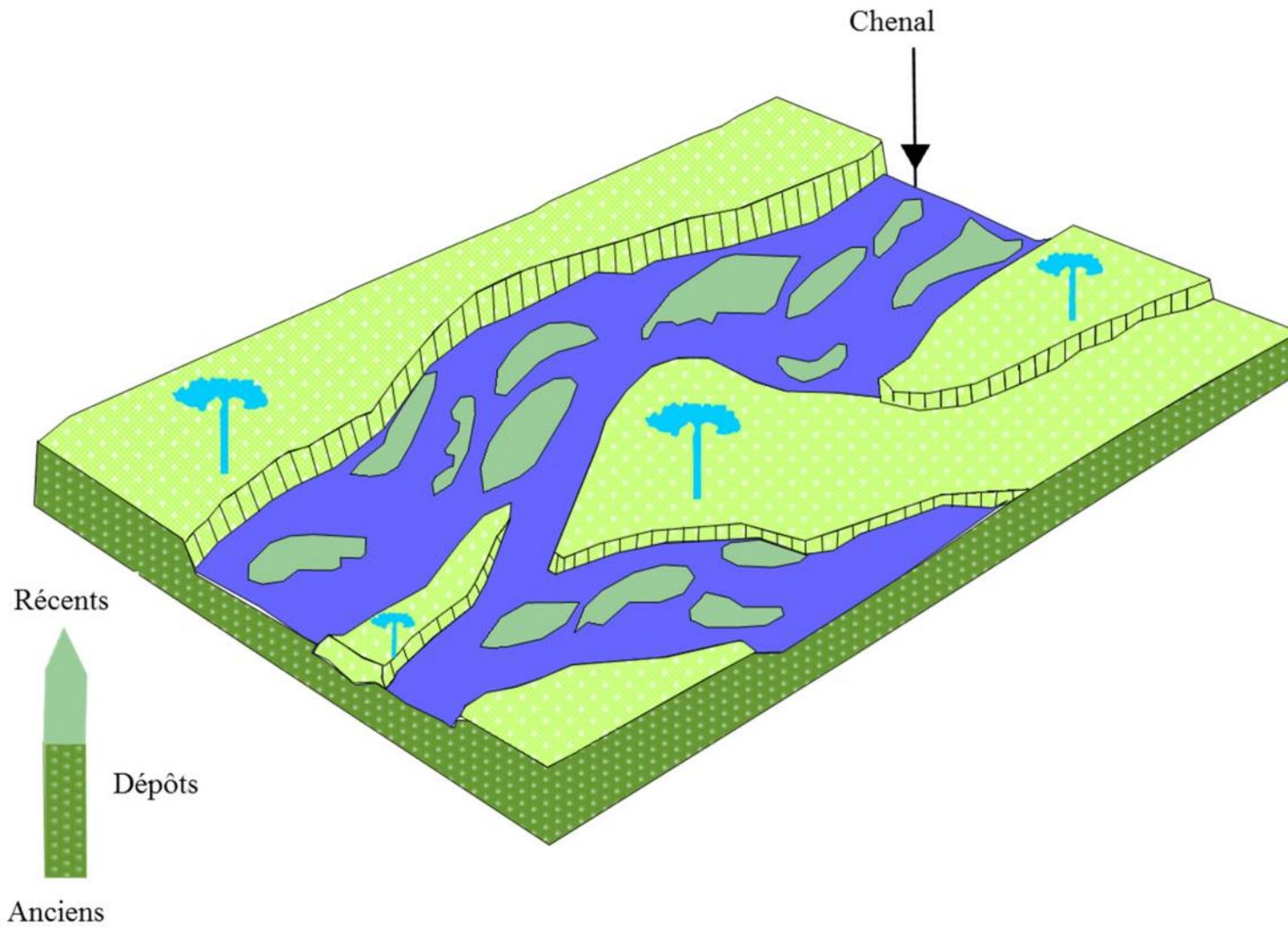


Figure II. 3: Morphologie des dépôts sédimentaires dans un système en tresse (Miall, 1996, modifié).

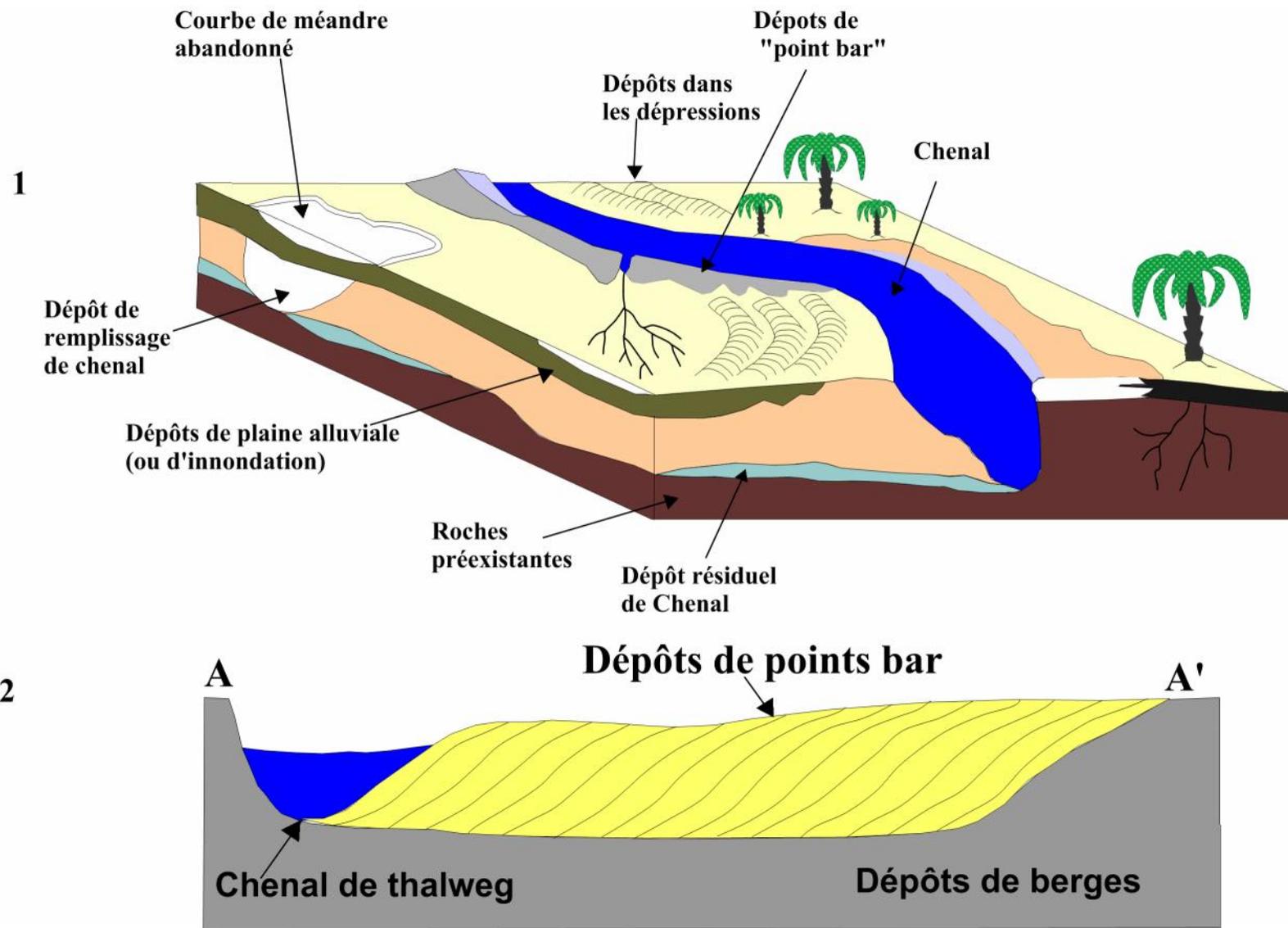


Figure II. 4: Morphologie des dépôts sédimentaires dans un système méandriforme (d'après, Miall, 1996, modifié).

(partie externe) des bancs (Constantine, 2006). Ces deux processus conjoints entraînent un déplacement du chenal en direction des berges d'érosion. Les sédiments constituant l'ancien *apex*, du fait de l'éloignement du chenal en eau ne sont plus remaniés et la végétation les colonise progressivement.

Les méandres se développent par l'érosion de la rive la plus proche du thalweg, accompagné de dépôts du côté inférieur du chenal où l'écoulement est lent (Yuskar et Choanji, 2017). Les sédiments transportés en suspension par les fleuves méandriformes sont généralement constitués d'argiles et de silts, les sédiments charriés sur le fond sont du sable ou des graviers. Les particules argileuses plus fines se déposent dans la plaine alluviale lors des crues de débordement (Nichols, 2010).

II.1.7.3. Dépôts non chenalisés de plaine d'inondation

La plaine d'inondation est alimentée dans son ensemble lors de périodes de crue, ou ponctuellement par les ruptures de levées qui conduisent à la formation de lobes de crevasses, et parfois à une diversion du cours d'eau, une avulsion (Ferdinand, 2015).

Les dépôts de crues de débordement sont relativement fins (silts et argiles) alors que les lobes de crevasse sont alimentés par la charge de fond des chenaux, et sont donc constitués de sédiments plus grossiers (sables) (Deplancque, 2016 ; Nichols et Fisher, 2007). Ils créent ainsi des corps sédimentaires très poreux au sein d'un ensemble de très faible perméabilité. L'ensemble de ces dépôts sédimentaires peut se retrouver aussi bien dans les cours d'eau à méandre que celles en tresse (Fisher et *al.*, 2006). On a choisi de traiter les deux ensembles et de noter leurs spécificités lorsque nécessaire.

II.1.8. Processus de distribution des sédiments dans les systèmes fluviaux

Le sommet du système se trouve à un point situé le long de la marge d'un bassin où le drainage de l'arrière-pays est chenalisé dans le bassin (Hirst et Nichols, 1986). Un changement de gradient lorsque le cours d'eau pénètre dans le bassin favorise le dépôt de sédiments. Le croisement des lits et la préservation des formes de barres suggèrent un dépôt dans les cours d'eau en tresses (Collinson, 1996). Les forts courants transportent les gros graviers sur des longues périodes et excavent les berges en empêchant la croissance de la végétation qui pourrait stabiliser les bords du chenal. La zone proche de l'*apex* du système devrait donc avoir l'apparence d'une plaine tressée, quelque peu similaire à un dépôt d'épandage graveleux (Boothroyd et Ashley, 1975 ; Boothroyd et Nummedal, 1978).

En aval, la proportion de graviers dans le chenal de la rivière diminue et la charge du lit est principalement constituée de sables déposés sur les barres du milieu du chenal. La profondeur

du chenal diminue et il peut devenir moins mobile latéralement : les zones inondables sont moins souvent occupées par des chenaux, ce qui permet à la végétation d'avoir un effet stabilisateur plus prononcé sur les berges. Lorsque le bord extérieur de la zone médiane est atteint, le chenal du cours d'eau devient sinueux, montrant des signes de méandres, de rectitude ou peut-être d'anastomose (Stanistreet et McCarthy, 1993).

II.1.9. Mécanismes de transport des sédiments alluviaux solides et de sédimentation

II.1.9.1. Transport des particules sédimentaires.

Les mouvements des fluides porteurs (eau, air) et des particules solides s'effectuent selon des modalités variées où interviennent la densité, la viscosité, le type d'écoulement, la vitesse, la force, la taille, la forme et les propriétés de surface des grains (Chamley, 1990). Les mouvements des particules solides peuvent avoir pour moteur leurs poids propre, la force du vent et la force de l'eau (Kouassi et *al.*, 2007).

La vitesse du courant et la taille des particules constituent les paramètres fondamentaux qui conditionnent la mise en mouvement et le transport des particules.

II.1.9.2. Transport solide

Le transport représente l'entraînement de granulats sous l'action d'un écoulement fluide.

Les différents phénomènes physiques, naturels ou industriels peuvent se faire à la surface libre ou en charge.

Généralement, deux modes de transport solide sont considérés : le transport solide par charriage et le transport solide en suspension (Fig. II.5). Les deux modes diffèrent par deux aspects essentiels : dans le premier cas, les particules se déplacent par roulement et glissent sur le fond et leur vitesse est inférieure à celle de l'écoulement. Dans le deuxième cas, les particules se déplacent au sein de l'écoulement avec une vitesse de même ordre de grandeur que celle du fluide. Il n'existe pas de délimitation nette entre ces deux modes de transport. Certains auteurs considèrent un troisième mode intermédiaire, la saltation, où les particules se déplacent par des bonds, en alternant le charriage et la suspension (Probst et Bazerbachi, 1989). Le mode de transport dépend essentiellement de la taille du sédiment transporté.

II.1.9.2.1. Transport solide par charriage

Le transport solide par charriage représente la progression de sédiments grossiers (sables, graviers, galets et blocs) de diamètre supérieur à 1 mm. Ils se déplacent par roulement ou glissement au voisinage immédiat du fond du cours d'eau et parcourent des distances relativement petites et discontinues dans le temps et dans l'espace (Graf et Altinakar, 2002). Les

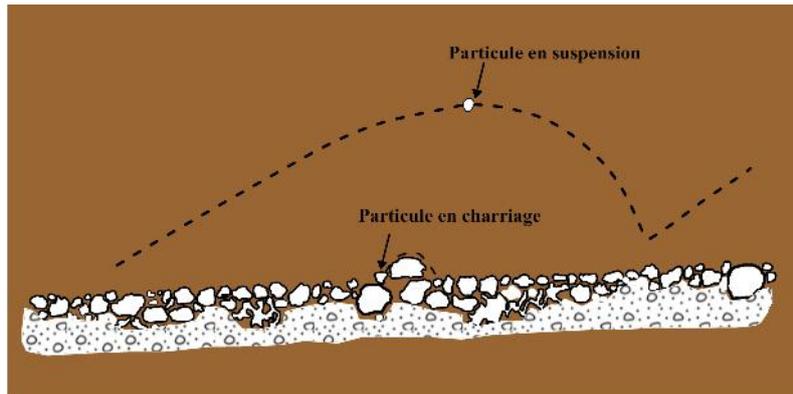


Figure II. 5: Mode de transport solide (Graf et Altinakar, 2002).

mesures sur le terrain du transport solide par charriage sont très onéreuses à cause des perturbations de l'écoulement. De ce fait, les évaluations de ce type de transport sont difficiles à mener en absence de bases de données. On se contente généralement d'études sur modèles réduits pour déterminer la proportion du charriage par rapport à la suspension ou au transport total (Bodge, 1999 ; Kouassi *et al.*, 2007).

II.1.9.2.2. Transport solide en suspension

Le transport solide en suspension représente le transport de sédiments fins (argiles, limons, sable fins) de taille micronique, maintenus en suspension sur toute la hauteur de la masse liquide du cours d'eau, sous l'action des fluctuations turbulentes de l'écoulement (Bodge, 1999). Les sédiments se déplacent sur des grandes distances et le débit solide croît de l'amont vers l'aval. Le transport en suspension se fait par flottaison et ne comporte que très épisodiquement des retombées des sédiments sur le fond. La turbulence est le facteur principal de la suspension de sédiments.

II.1.9.3. Détermination du mode de transport

La distribution granulométrique des sédiments à partir des courbes cumulatives présente le plus souvent des courbes formées de plusieurs segments de droites, ce qui semble indiquer que le sédiment est constitué d'un mélange de plusieurs familles granulométriques. Les types de courbes obtenus sont directement reliés aux modes de transport des particules. Visher (1969) détermine le mode de transport des sédiments à partir de son test en portant en ordonnée les pourcentages cumulés et en abscisses la taille (en unité phi (ϕ)) des classes granulométriques correspondantes (Fig. II.6). Cette méthode permet de définir trois modes de transport qui sont :

- la suspension (B) : c'est la part de charge sédimentaire qui se déplace sans contact continu avec le fond, ce qui est une conséquence de l'agitation turbulente ;
- la saltation (A et A') : c'est un transport par bonds, suite à des chocs successifs;
- le charriage ou roulement (C): ce transport comporte toute la partie de sédiments transportés qui reste en contact continu avec le fond.

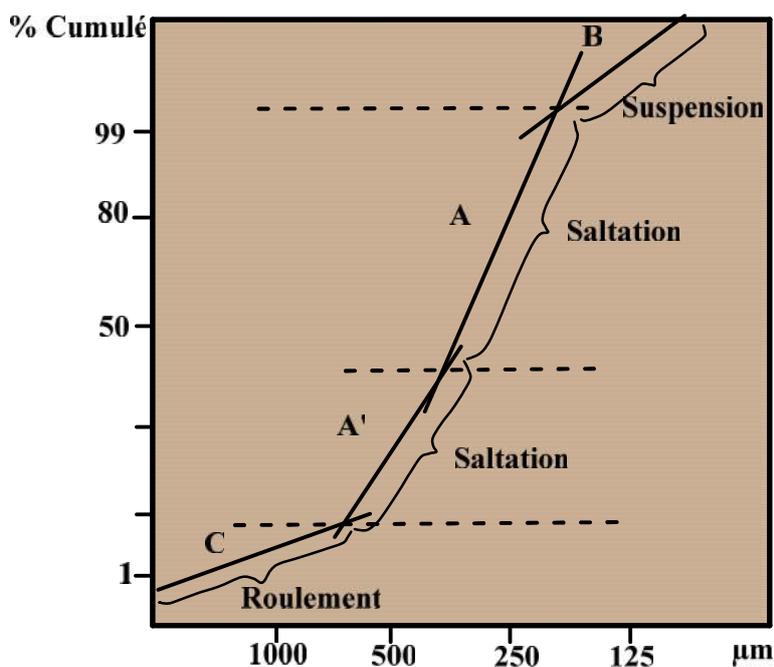


Figure II. 6: Test de Vischer indiquant la relation granulométrie-Mode de transport

II.1.10. Aperçu du système fluvial de la Sanaga

La Sanaga présente relativement un système fluvial à méandre et divise régulièrement son chenal principal en un réseau multi-chenal tressé à anastomosé, représenté par des îles sablonneuses et couvertes de végétation (Sangen, 2011). Ces physionomies fluviales peuvent être facilement détectées autour de la zone d'étude (Fig.II.7). Les systèmes fluviaux identifiés se composent d'alluvions multicouches, avec des unités de forme sédimentaire et des paléo-surfaces distinctes. Ces derniers sont définis comme les anciennes surfaces des plaines d'inondations enfouies (couches organiques fossiles et boue riche en matières organiques) avec une forte teneur en carbone et d'abondants déchets végétaux. Ces alluvions multicouches contiennent des données très précieuses pour la reconstruction des conditions hydro-climatiques, fluvio-morphologiques et environnementales.

Les travaux de Sangen, (2011) montrent que la réorganisation la plus frappante des systèmes fluviaux s'est produite pendant le Pléistocène tardif, lors de la transition Pléistocène/Holocène. Aussi, les inondations saisonnières et la sédimentation ont généré des berges et des crêtes alluviales stables (végétalisées), qui n'ont peut-être été que légèrement modifiées lors des événements extrêmes lors de l'Holocène tardif. La somme de ces processus et modifications, ainsi que l'activité morphologique fluviale plus irrégulière et instable, pourrait être responsable de ces changements marqués dans les enregistrements sédimentaires.

Dans le cadre de cette étude, l'accent est mis sur deux styles fluviaux à savoir : les systèmes en tresses et les systèmes méandriformes.



Figure II. 7: vue aérienne du fleuve Sanaga à Batchenga montrant le bras mort (source : **Artelia, 2017** : Résumé de l'EIES)

II.2. SUBSTANCES MINERALES : sables et argiles

Dans cette étude, l'accent sera mis sur le sable et l'argile, communément appelées « matériaux de construction ». Ces substances minérales sont des minéraux et des roches qui présentent une valeur économique et qui sont différents des minéraux métalliques, des pierres précieuses ou des combustibles (Wetshondo, 2012). De par leurs diverses propriétés physico-chimiques intéressantes, elles peuvent être utilisées, directement ou moyennant quelques traitements, dans l'industrie après leur extraction. Ces substances englobent les matériaux de construction (argiles, sables, graviers, agrégats des roches), les minéraux et les roches industriels au sens strict qui sont des matériaux spécifiques (kaolin, feldspath, carbonates, ...) utilisés comme matières premières principales ou adjuvants essentiels dans diverses industries (Hong et *al.*, 1994).

Par exemple, le sable de la Sanaga représente la principale source d'approvisionnement en sable à Yaoundé (pour les activités de construction). Les activités d'extraction produisent, quant à elles, d'importants revenus pour les municipalités où les carrières ont été aménagées.

Des études détaillées ont montré que le transport naturel de sédiments était estimé à 600 000 m³/an pour le fleuve en amont de la confluence avec le Mbam et à 350 000 m³/an pour le Mbam en amont de la confluence (Anonyme, 2017). Il a été estimé qu'en 2013, 950 000 m³ de sable avaient été extraits des fleuves Sanaga et Mbam. Compte tenu de l'accroissement de la demande, de l'aménagement du réseau routier et des techniques d'extraction améliorées, les volumes d'extraction devraient augmenter.

II. 3. METHODES GEOPHYSIQUES APPLIQUEE A LA CARACTERISATION DES FORMATIONS ALLUVIONNAIRES

II.3.1. Reconnaissance géophysique

La principale différenciation entre la géophysique générale et celle dite appliquée à l'ingénierie est que, la géophysique appliquée est plus concernée par l'étude de la structure et les types de matériaux présents au sein du sous-sol (Sheriff, 2002).

L'ensemble des méthodes associées au domaine de la géophysique appliquée se classent en deux catégories (Reynolds, 2011). Les méthodes passives, elles détectent les variations des champs naturels associées à la Terre (champ gravitationnel et magnétique) et, les méthodes actives pour lesquelles des signaux générés artificiellement sont transmis dans le sol.

Des recommandations de bon sens appuient depuis de nombreuses années l'idée selon laquelle (Martin, 1976) les prospections géophysiques doivent être utilisées lorsque l'ensemble des prospections géologiques ont été abordées (cartes géologiques, base de données,

observations des sols affleurant,...) et avant de réaliser des prospections géo-mécaniques tels que des forages ou des sondages (Denis et Martinaud, 2003).

L'interprétation de la reconnaissance géophysique doit être corrélée (Fourvel et *al.*, 2004) d'une part en amont avec les résultats de la phase d'étude préalable, et d'autre part en aval, avec les résultats des sondages, qui peuvent être implantés plus judicieusement, là où les mesures géophysiques traduisent un changement notable des propriétés physiques des sols.

Au cours des vingt (20) dernières années, l'attention s'est de plus en plus portée sur l'utilisation des techniques géophysiques de résolution supérieure. Parmi celles-ci, l'Imagerie de Résistivité Electrique (IRE) s'est révélée être une technique utile.

II.3.2. Méthodes électriques

II.3.2.1. Prospection électrique

La prospection électrique a commencé il y a plus d'un siècle par Draft et William en suède (Peterson, 1907 ; Schlumberger, 1920 in Hebbache, 2017). Le but était d'injecter un courant électrique dans le sol pour des fins de prospection géologique. Au départ, la méthode consistait à déplacer un couple d'électrodes de mesure (électrodes de potentiel MN) par rapport à un dipôle d'injection fixe (électrode de courant AB) pour localiser qualitativement des anomalies conductrices.

La méthode du Sondage Electrique Vertical (SEV), consistant à mesurer les variations de résistivité du sous-sol sur une verticale en écartant progressivement le dispositif d'électrodes autour d'un point central, a été établie dans les années 1920 (Guerrero, 2014). La méthode du traîné (ou profilage), enregistrant les variations horizontales de résistivité à l'aide d'un dispositif de taille fixe a vu le jour à cette même période. Au début, l'interprétation des courbes verticales de résistivité restait qualitative, puis à partir des années 1930, le développement d'abaques a permis l'interprétation du milieu en séquences de couches de résistivités (Rey, 2005). Dans les années 1970, le développement des outils numériques a conduit à l'apparition de modèles de simulation, d'abord 1D (Johansen, 1977), puis 2D ou 3D (Dey et Morrison, 1979).

Au début des années 1980, la mise au point de câbles multi-électrodes avec système d'acquisition d'abord manuel (Barker, 1992), puis automatique assisté par ordinateur (Dahlin, 2001), a permis d'augmenter significativement la vitesse d'acquisition et diminuer le nombre d'opérateurs sur le terrain. Toutefois, les mesures restaient encore unidimensionnelles. Ce n'est que dans les années 1990 que les systèmes de câble multi-électrodes ont été mis à profit pour l'acquisition 2D ou 3D à haute résolution spatiale, par combinaison de sondages et traînés (Griffiths et Bakor, 1993, Dahlin et Bernston, 1997). Conjointement, les techniques d'inversion

automatique 2D ou 3D (modélisation numérique inverse), basées sur les méthodes des Différences Fines (DF) ou des Eléments Finis (EF) pour la résolution du problème direct, ont été développées en réponse au nouveau besoin (Oldenburg et *al.*, 1994 ; Loke et Barker, 1996) : on parle depuis lors d'Imagerie de Résistivité Electrique (IRE) ou Tomographie de Résistivité Electrique (TRE).

II.3.2.2. Paramètres géophysiques étudiés en sub-surface

Il existe quatre principaux paramètres physiques : la résistivité, la densité, la vitesse de propagation des ondes élastiques et la susceptibilité magnétique. Chacun de ces paramètres détermine une méthode fondamentale de prospection géophysique : électrique, gravimétrique, sismique et magnétique. Le nombre de méthodes est donc restreint, mais les techniques de mesures sont nombreuses. Les méthodes sont liées aux phénomènes physiques et les techniques sont liées à la mise en œuvre. Dans le cadre de cette thèse, le paramètre géophysique étudié est la résistivité électrique ou son inverse la conductivité.

II.3.2.2.1. Origine de la conductivité électrique des sols

Le sol est un milieu hétérogène tri phasique. Le courant peut être, en théorie, conduit par chacune des 3 phases (gazeuse, liquide, solide). Cependant, la phase gazeuse est un très bon isolant (Zohra, 2019). La conduction du courant a lieu dans les phases liquides et solides, et ce, grâce aux phénomènes suivants :

- La conduction électrolytique : la phase liquide conduit le courant par l'intermédiaire des ions et des complexes ioniques qui s'y trouvent. La valeur de la conductivité dépend de la nature des ions présents (en raison de leur différence de mobilité électrique) et de leurs concentrations ;

- La conduction électronique : la phase solide, qui est l'ensemble des constituants du sol, est isolante dans le cas de matériaux électriquement neutres et isolants (cas du sable pur, composition chimique SiO_2), ou conductrice dans le cas contraire. Des déficits de charge à la surface des minéraux, et notamment des minéraux argileux, conduisent à l'adsorption d'ions sur ces surfaces qui sont à l'origine d'une conduction dite de surface. Les électrons libres, qui se trouvent en surface des constituants métalliques du sol, assurent quant à eux la propagation d'un courant électrique de nature électronique (Chapellier, 2000).

La résistivité est la capacité d'un milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique (Keller et Frischknecht, 1966). Elle dépend de différents facteurs tels que la qualité et la quantité de l'électrolyte, la saturation, la porosité ou encore la température du milieu étudié (Zaboul et *al.*, 2013 ; Gourry et *al.*, 2013). Selon Maxwell, (1891) ; Fox, (1980) in Telford, (1990) quatre

paramètres sont généralement étudiés en prospection électrique par courant continu à savoir : la permittivité, le potentiel spontané (millivolt), la chargéabilité (millivolt par volt ou en milliseconde), la résistivité électrique (ρ m) et son inverse la conductivité électrique σ (S/m) (Chouteau et Giroux, 2006 ; Loke, 2011).

II.3.2.2.2. Conductivité électrique des sédiments argileux

La conductivité électrique dans un milieu particulière se produit généralement par le mouvement des ions à travers l'eau des pores électrolytiques dans le vide et la charge de surface (Bryson, 2005). Dans les sols à grains grossiers, la conduction est en grande partie électrolytique et dépend de l'espace des pores interconnectés, du squelette granulaire, de la conductivité électrolytique et du degré de saturation (Santamarina et al, 2001). Cependant, la charge de surface est un paramètre important dans la conduction électrique des sédiments argileux.

Les particules d'argile présentent des déficits de charge dus à la substitution d'ions au niveau de la structure cristalline et à la réaction acide-base des groupes silanol-aluminol (Si-O-H et Al-O-H) avec de l'eau (Zohra, 2019). Les cations adjacents sont attirés par les particules d'argile pour contrebalancer la charge négative nette. La densité de cations est élevée autour de la surface solide; cependant, les cations concentrés essaient de diffuser pour égaliser la concentration dans toute la structure. Les phénomènes de diffusion sont limités par le champ électrique négatif des particules d'argile et les anions sont également éloignés en raison de la force négative des particules. Il en résulte qu'il existe des ions relativement mobiles composés de charges positives et négatives contiguës à la couche adsorbée. Ces couches sont des cations immobiles situés à la surface, et appelés couche de Stern, et des cations mobiles au voisinage de la surface appelée couche diffuse (Fig.II.8). L'ensemble de ces deux couches constitue la double couche électrique de la particule en suspension. La concentration en ions positifs est donc importante au voisinage de la surface et décroît progressivement lorsqu'on s'éloigne de la particule. Au voisinage de la surface, il y a également un déficit en anions, repoussés de la surface par les forces électrostatiques. Cette différence de concentration entre anions et cations crée un potentiel électrique (Rinaldi et Cuestas, 2002).

II.3.2.3. Mesure de la résistivité électrique dans un sol

En pratique, une mesure de résistivité du sol nécessite quatre électrodes (Fig.II.9). Reliées à un générateur, deux des électrodes, dites de courant (C1, C2), font circuler dans le sol un courant continu d'intensité fixée et contrôlée par un ampèremètre. La différence de

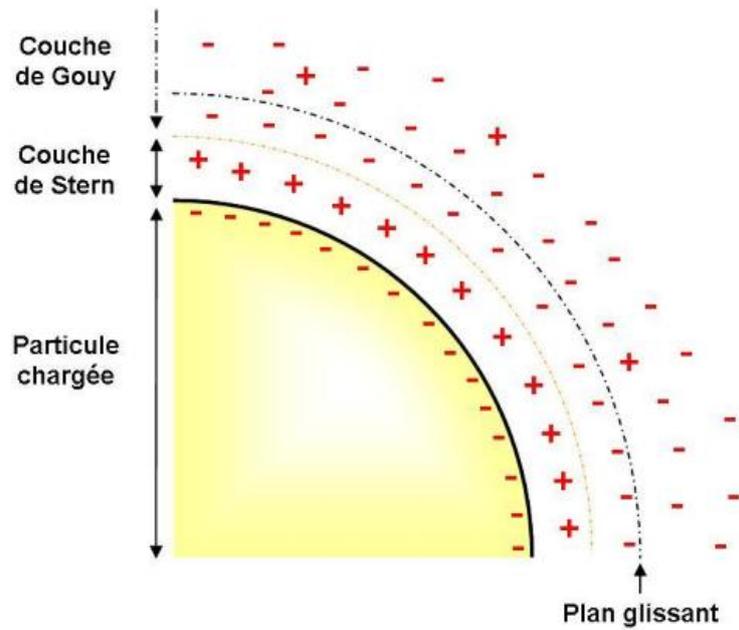


Figure II. 8: Schéma des constituants de la double couche ionique.

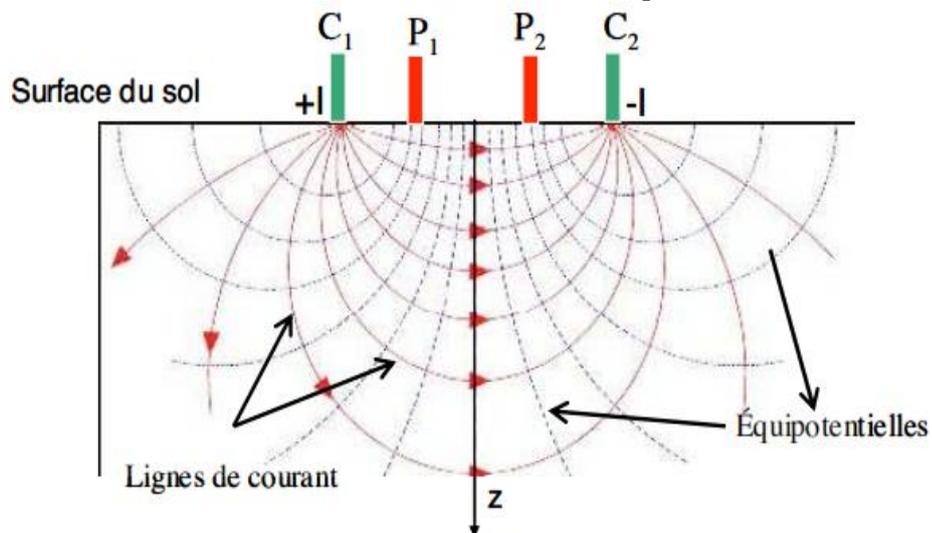


Figure II. 9: Lignes de courant en gras et courbes équipotentielles induites par deux électrodes de courant C1 (+I) ET C2 (-I) (Reynolds, 1997)

potentiel induite dans le sol par la circulation de ce courant est mesurée par un voltmètre relié aux deux électrodes dites de potentiel (P1, P2). L'ensemble (ampèremètre - voltmètre, éventuellement générateur de courant) est appelé résistivimètre.

II.3.2.4. Facteurs physiques des matériaux qui affectent la résistivité électrique

Un des passages les plus importants, et dans certains cas l'unique passage du courant électrique à travers le système eau-sol est l'eau contenue dans les pores (Ponton, 2008). La résistivité d'un sol (ou d'une roche stérile) va dépendre alors de différents facteurs.

II.3.2.4.1. La porosité

La porosité d'un matériau contrôle sa résistivité électrique mais d'une façon moindre que la concentration des minéraux dissous dans l'eau interstitielle (Chapellier, 2000). La porosité d'un matériau est définie par le rapport du volume des vides sur le volume total d'un échantillon:

$$\Phi = \frac{V_V}{V_T} \quad (\text{II.1})$$

V_V : volume des vides ; V_T : volume total et où le volume des vides V_V correspond à la somme des volumes occupés par l'air et l'eau contenu dans les pores d'un matériau.

La résistivité électrique augmente avec la diminution de la porosité. Lorsque la porosité diminue, la taille des grains du matériau ainsi que la taille des pores diminuent et la longueur des capillaires qui relie les pores augmente.

II.3.2.4.2. Teneur en eau

La résistivité électrique diminue avec la teneur en eau et le degré de saturation (Michot, 2003). Il existe une relation quantitative entre résistivité électrique, teneur en eau et degré de saturation (Mc Carter, 1984). La résistivité diminue quand le degré de saturation augmente pour une teneur en eau pondérale donnée. La conductivité varie plus fortement lorsque cette teneur en eau est faible. Le contenu en eau peut être exprimé en termes de degré de saturation en eau S_w d'un matériau qui est défini par la fraction d'eau contenue dans les pores:

$$S_w = \frac{V_e}{V_v} \quad (\text{II.2})$$

où V_e est le volume occupé par l'eau dans les pores d'un matériau et V_v est le volume total occupé par les pores ou le volume des vides

II.3.2.4.3. Présence d'argile

Les argiles possèdent une structure composée de feuillets microscopiques dont certaines surfaces sont chargées négativement. Lorsque les argiles se retrouvent en présence d'eau, même en très faible quantité, les ions qui sont contenus dans l'eau peuvent être échangés avec les cations peu liés aux argiles (Zohra, 2019). Le courant électrique peut donc passer librement à la surface de l'argile et la résistivité électrique est alors très faible. Par ailleurs, une argile complètement sèche possède une faible conductivité électrique car les échanges ioniques sont presque impossibles en absence d'eau. Tous les matériaux qui contiennent une certaine quantité d'argile possèdent une conductivité électrique plus élevée qu'en son absence.

II.3.2.4.4. Salinité du fluide interstitiel

La salinité de l'eau interstitielle du milieu poreux est importante puisque le déplacement des ions, des sels en solution, des charges électriques, est le lieu par lequel le courant électrique se déplace dans le matériau (Yakupov, 1973 ; Zohdy et *al.*, 1974). La conductivité électrique d'un électrolyte dépend de la quantité et la qualité d'ions présents dans l'eau, mais également de la viscosité de l'eau qui affecte la vitesse de déplacement des ions dans l'eau.

II.3.2.4.5. Température et viscosité

Une augmentation de la température a trois effets sur la résistivité du sol : elle favorise la mobilité des cations compensateurs de la double couche électrique (Zohra, 2019), entraîne une diminution de la viscosité de la solution électrolytique et modifie la quantité de sels dissous dans la solution.

II.3.2.5. Propriétés électriques des matériaux

Plusieurs facteurs affectent la valeur de la résistivité électrique. En dehors des facteurs pré-cités, la présence des minéraux argileux au sein des formations géologiques sera caractérisée par une baisse de leur résistivité apparente (Hebbache, 2017 ; Uhlmann et *al.*, 2017).

Les travaux de Batsimba, (2001) montrent que les roches magmatiques et les roches métamorphiques ont une résistivité très élevées ; leur porosité est généralement faible. Ainsi leur résistivité dépend beaucoup de l'importance de la porosité secondaire (fracturation) et de son degré de remplissage en eau ; elle peut varier de moins de 100 $\Omega \cdot m$ à plus de 1 Millions $\Omega \cdot m$. Aussi, il montre que les roches sédimentaires généralement plus poreuses et plus humides se caractérisent par une résistivité électrique relativement faible de l'ordre de 10 à 10000 $\Omega \cdot m$. Les plus faibles résistivités, 10 à 1000 $\Omega \cdot m$, sont caractéristiques des roches meubles comme les sables et les alluvions.

La grande variabilité de ces facteurs explique le fait que les roches ne soient pas caractérisées par des valeurs de résistivité précises mais plutôt par des intervalles de résistivité. Les sédiments non consolidés ont généralement de faibles résistivités par rapport aux sédiments consolidés, avec des valeurs variant de 10 à moins de 1000 $\Omega \cdot m$.

La loi empirique d'Archie (1942 in Telford et *al.*, 1990) met en relation la résistivité électrique d'un matériau avec sa porosité ϕ , la résistivité électrique de l'eau interstitielle ρ_w contenue dans les pores et le degré de saturation des pores S_w , pour un matériau dépourvu d'argile, un sable propre :

$$\rho_r = \rho_w \frac{a}{\Phi^m \cdot S_w^n} \quad (\text{II.3})$$

où a , m et n sont des constantes déterminées empiriquement. Le paramètre m , appelé exposant de cimentation, peut prendre des valeurs entre 1,3 et 2,5. Plus le degré de cimentation d'une roche est élevé, plus la valeur de cet exposant est grande. Pour un sable non consolidé, la valeur de m est minimale et d'environ 1,3 (Archie, 1942). La constante a varie entre 0,5 et 2,5. Le paramètre n est appelé exposant de saturation et possède normalement une valeur égale à 2 pour les roches (Telford et *al.*, 1990).

En présence d'argiles, la conductivité électrique est la somme de la conductivité électrolytique normale (ρ_n) et de celle apportée par les argiles (ρ_s):

$$\rho = \rho_n + \rho_s \quad (\text{II.4})$$

Dans ce cas, des corrections doivent être apportées à la loi d'Archie afin de tenir compte de la conductivité apportée par les argiles.

Différents types de correction peuvent être utilisés selon les modes de répartition des argiles dans la formation. En effet, les argiles peuvent se présenter : soit sous forme laminée, soit sous forme structurale, soit encore sous forme dispersée (Fig. II.10). Les trois types peuvent coexister dans une formation, mais les argiles laminées et les argiles structurales sont essentiellement détritiques alors que les argiles dispersées sont principalement d'altération (Sera, 1979 in Batsimba, 2001).

Il existe plusieurs méthodes de correction de l'effet des argiles dans les mesures de résistivité. Entre autres, Hossin (1960) propose, dans le cas des argiles dispersées, une correction qui aboutit à la formule généralisée ci-dessous:

$$\frac{1}{\rho_r} = \frac{(\Phi S_w)^2}{\rho_w} + \frac{P^2}{\rho_{shd}} \quad (\text{II.5})$$

où, ρ_r , ρ_w , S_w , et P représentent les mêmes facteurs que dans la loi de Archie, P est le pourcentage d'argiles, et ρ_{shd} , la résistivité de ces argiles. Cette formule montre que la résistivité d'une roche diminue lorsque sa teneur en eau augmente.

Pour les roches stratifiées, la résistivité n'est pas la même suivant la direction du courant (Kunetz, 1966). Les valeurs minimales et maximales sont obtenues respectivement lorsque le courant s'écoule parallèlement et perpendiculairement aux strates ; le rapport entre ces deux valeurs extrêmes atteint parfois plusieurs unités. On dit que ces roches sont anisotropes ; il s'agit d'une micro ou d'une macro anisotropie, suivant que l'épaisseur des strates est de quelques millimètres ou de quelques dizaines de centimètres (cas d'alternance de sables et d'argiles en particulier (Astier, 1971).

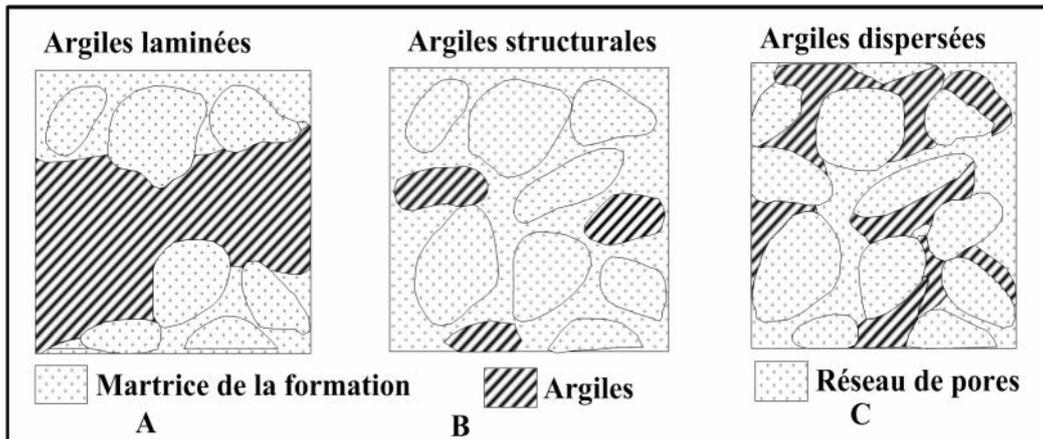


Figure II. 10: Différents modes de distribution de l'argile dans les formations géologiques (Schlumberger, 1920, in Batsimba, 2001) : (A) lits d'argiles intercalés dans la formation ; (B) grains ou nodules d'argile similaires aux grains de la matrice ; (C) l'argile enduit ou adhère aux grains de la matrice ou occupe partiellement les pores.

Par conséquent, la résistivité d'un sol ou d'une roche peut varier largement, comme le montrent les figures ci-dessous (Fig.II.11 et II.12). Par exemple, les résistivités les plus basses rencontrées pour les grès et les calcaires signifient que les vides dans la roche sont saturés d'eau, alors que les valeurs les plus élevées représentent des roches sédimentaires fortement consolidées ou des roches sèches au-dessus de la surface des eaux souterraines (Dahlin; 1993).

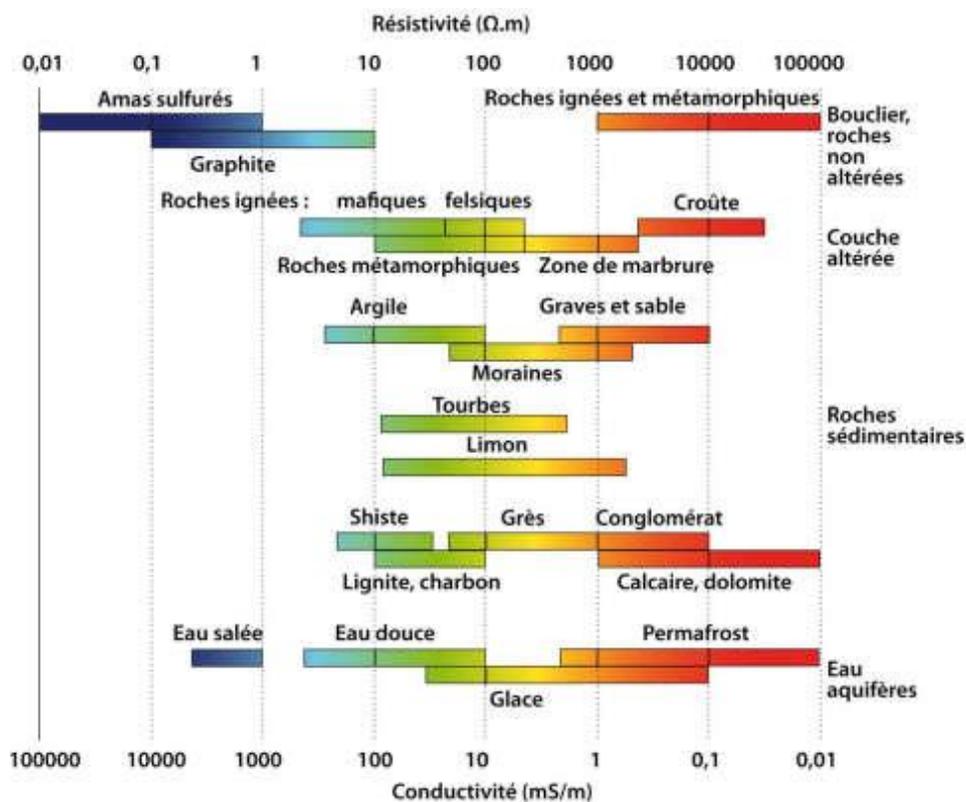


Figure II. 11: Gamme des résistivités des principaux matériaux géologiques (Palacky, 1987)

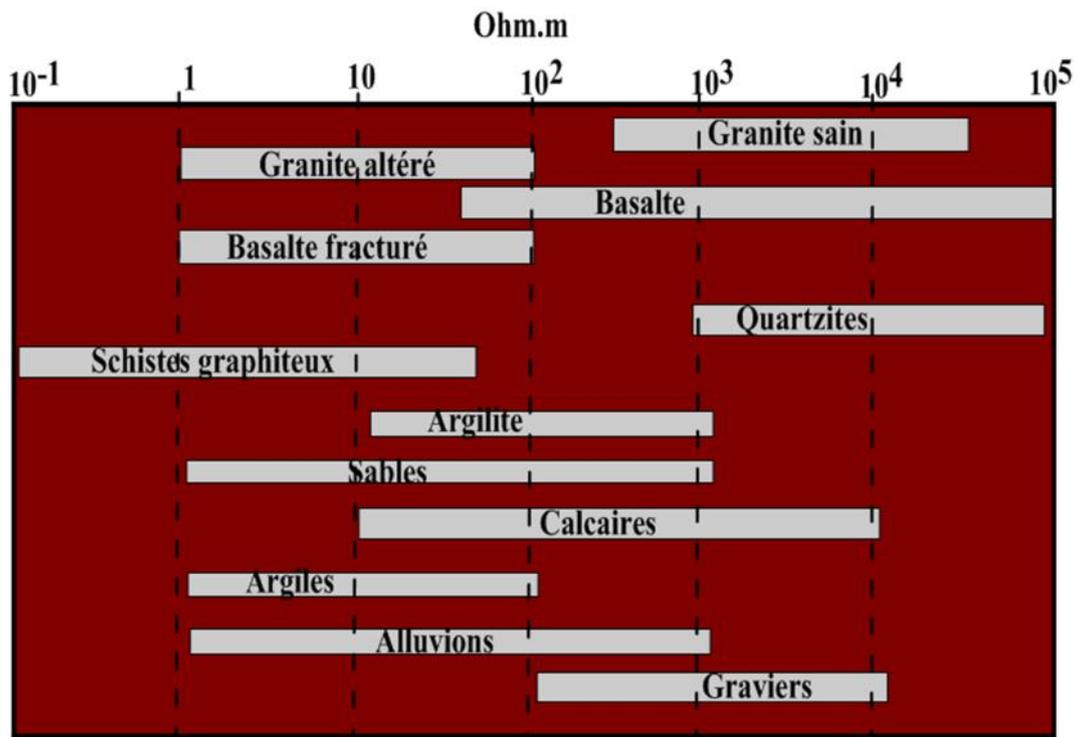


Figure II. 12: Intervalles des valeurs de résistivité des roches et matériaux courants (d'après Ward, 1990, modifié).

II.3.2.6. Avantages de la méthode de résistivité électrique

La profondeur d'investigation d'une prospection électrique s'étend de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres de profondeur ce qui en fait une méthode utilisée dans divers domaines des Sciences de la Terre : en recherche minière, en construction de bâtiment, en hydrogéologie, etc (Aizebeokhai, 2010).

II.3.2.7. Différents dispositifs de mesures

La configuration géométrique des électrodes est appelée dispositif. Le choix du dispositif de mesure dépend de l'objet géologique étudié et des objectifs recherchés (résolution spatiale, sensibilité au bruit, Reynolds, 2011). Chaque dispositif présente en effet des avantages et inconvénients qui lui sont propres (Reynolds, 1997) et qui sont liées à son diagramme de sensibilité (Barker, 1989).

Chaque configuration d'électrode mesure la sensibilité, c'est-à-dire, la distribution des résistivités dans le sous-sol (Hebbache, 2017). Il existe plusieurs dispositifs ou montages (Aizebeokhai, 2010) qui se différencient par l'écartement des électrodes et par la position respective des électrodes d'injection et de mesure, adaptés pour le sondage électrique vertical (SEV), le trainé et l'imagerie électrique.

Les dispositifs les plus couramment utilisés en imagerie électrique comprennent sont: Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipôle-dipôle, Pôle-pôle, Pôle-dipôle et Gradient

(Aizebeokhai, 2010 ; Loke, 2015, Fig. II.13). La disposition des électrodes dans l'imagerie électrique 2D est rectiligne. Chaque dispositif possède ses propres caractéristiques (Dahlin et Zhou, 2004). Ces caractéristiques dépendent : de la résolution horizontale et verticale, du nombre de points à l'acquisition, de la profondeur d'investigation et de la sensibilité de mesure. Aussi, le type de dispositif peut influencer l'image de résistivité finale (Seaton et Burbey, 2002), car chaque dispositif présente une différente sensibilité au bruit et une différente qualité de résolution (Nguyen et *al.*, 2005). La figure ci-dessous (Fig. II.13) illustre les différentes combinaisons d'électrodes possibles utilisées en imagerie électrique. Pour les dispositifs Wenner-Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-dipôle et gradient, l'opération d'acquisition est légèrement différente.

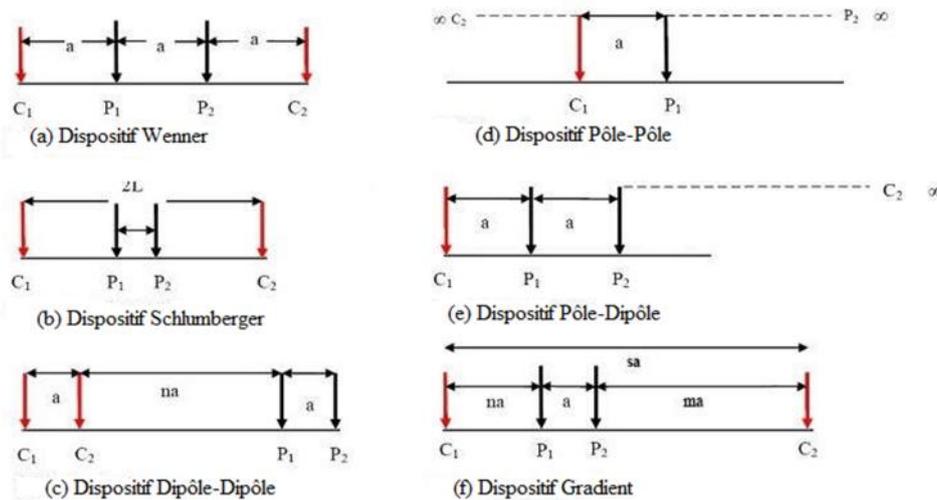


Figure II. 13: Arrangement des électrodes pour différents dispositifs (D'après Aizebeokhai 2010, modifié).

II.3.2.8. Influence du dispositif de mesure

Le choix du dispositif de mesure dépend de l'objet géologique étudié et des objectifs recherchés (résolution spatiale, sensibilité au bruit, etc...). Le diagramme de sensibilité d'un dispositif de mesure, permet de savoir à quel point les variations de la résistivité dans une région influenceront la mesure de la différence de potentiel (Fig. II.14). Un dispositif Wenner sera plus sensible à une variation verticale de la résistivité (la fonction de sensibilité est étalée horizontalement) (Dahlin and Zhou, 2004 ; Loke, 2011). On voit sur la figure II.14 que les contours des valeurs de sensibilité sont quasiment horizontaux à l'aplomb du centre du dispositif. Le dispositif dipôle-dipôle sera influencé par une variation horizontale de la résistivité (fonction de sensibilité est étalée verticalement) (Dahlin et Loke, 1998 ; Dahlin et Zhou, 2004). Un dispositif Schlumberger présente un comportement intermédiaire. Ce

dispositif est moins sensible aux variations verticales et horizontales, le nombre de points d'acquisition est plus grand que pour le Wenner, mais inférieur à celui du Dipôle-dipôle. Ceci est surtout valable à grande distance des électrodes (Chapellier, 2000). Aussi, la force de signal est inférieure au Wenner, mais elle est supérieure au Dipôle-dipôle (Marescot, 2004, 2008).

Le dispositif Wenner est caractérisé par une bonne stabilité (faible sensibilité aux courants parasites), tandis que les dispositifs dipôle-dipôle permettent d'obtenir une bonne résolution verticale (Rey, 2005).

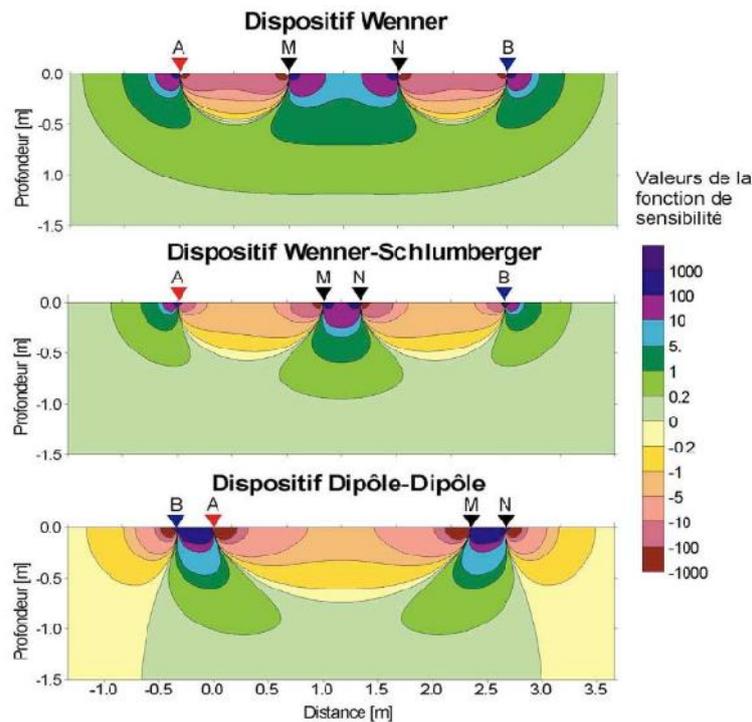


Figure II. 14: Diagramme de sensibilité des principaux dispositifs 2D utilisés pour mesurer la résistivité électrique d'un sol. Plus une zone est sombre, plus sa contribution à la mesure est importante. A et B représentent les électrodes de courant, M et N les électrodes de potentiel (Marescot, 2008).

II.3.2.8.1. Dispositif Wenner

Le dispositif Wenner est le plus largement utilisé en imagerie électrique. L'espace inter-électrodes pour ce dispositif est constant sur toute la longueur du panneau électrique. Ce dispositif a une profondeur d'investigation égale à la moitié du plus grand écartement entre les électrodes. Cependant, il a une faible densité de points par rapport à celui du Dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger (Marescot, 2004). Le facteur géométrique (k) de Wenner est de loin le plus petit par rapport aux autres dispositifs. L'équidistance entre les électrodes permet un bon rapport signal/bruit.

On distingue trois différents types de configurations colinéaires possibles pour ce

dispositif : Wenner Alpha (), Wenner Bêta () et Wenner Gamma () (Marescot, 2008). Le Wenner Alpha est relativement sensible aux changements verticaux qu'horizontaux de la résistivité sous la surface au-dessous du centre de dispositif. Le dispositif Wenner Bêta est en fait un cas particulier du dispositif Dipôle- Dipôle où les espacements entre les électrodes sont identiques. La configuration Wenner Gamma a une disposition relativement inhabituelle où les électrodes du courant et du potentiel sont intercalées.

II.3.2.8.2. Dispositif Wenner-Schlumberger (W-S)

Ce dispositif est un hybride entre le Wenner et le Schlumberger (Pazdirek et Blaha, 1996). Ce qui implique un bon compromis entre ces derniers dispositifs. Il est recommandé à la fois pour la recherche des structures verticales et horizontales. La profondeur d'investigation de ce dispositif est, d'un point de vue plus grand d'environ 10 % qu'avec le Wenner.

Pour le dispositif Wenner chaque niveau d'acquisition des données plus profond perd trois points de données par rapport au niveau d'acquisition précédent, alors que pour le dispositif Wenner-Schlumberger, il y a une perte de deux points de données entre les deux niveaux (Fig.II.15).

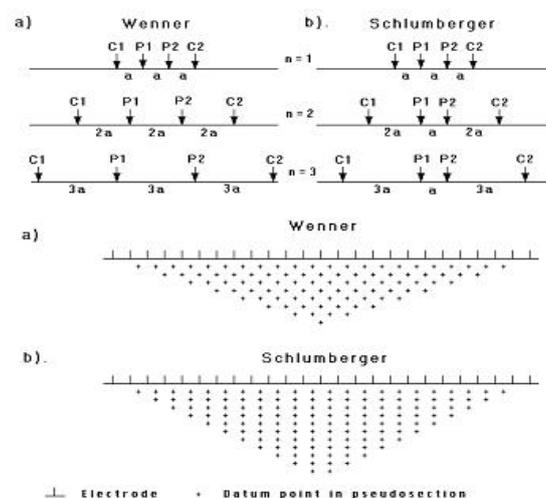


Figure II. 15: Comparaison entre les dispositifs Wenner et Wenner-Schlumberger, ainsi que les modèles de pseudo-sections (Loke, 2011 in Hebbache, 2017).

II.3.2.8.3. Dispositif Dipôle-dipôle

Ce dispositif est largement utilisé en résistivité et en polarisation provoquée (PP). Il permet d'obtenir un très faible couplage électromagnétique (EM), entre les circuits de courant et de potentiel (Hebbache, 2017). Le dispositif Dipôle-Dipôle est très sensible aux variations horizontales de la résistivité, donc il est recommandé surtout pour détecter des structures verticales (milieux fracturés) et les structures en 3D. En général, la profondeur d'investigation

est légèrement inférieure au Wenner.

Il dépend aussi des paramètres n et a , ce dispositif a une couverture d'acquisition plus grand que les derniers dispositifs.

Dans le cadre de cette étude, deux dispositifs ont été utilisés à savoir : Wenner et Dipôle-Dipôle.

II.3.2.9. Imagerie de Résistivité Electrique (IRE) 2D

Cette méthode combine à la fois les avantages de deux méthodes, le Sondage Electrique Vertical (SEV) et le Trainé Electrique (TE) (Hebbache, 2017). Le SEV permet d'obtenir la variation verticale de la résistivité en 1D et le trainé permet d'étudier les variations latérales 1D. Cette combinaison permet d'obtenir une image de la résistivité du sous-sol (Loke et Barker, 1996; Aizebeokhai, 2010)

En pratique, l'acquisition s'effectue grâce à une série d'électrodes métalliques que l'on plante dans le sol, avec un espacement constant entre elles le long d'un profil. L'ensemble des électrodes est ensuite connecté à l'appareil de mesure qui va réaliser des mesures pour différents dispositifs selon un protocole de mesure préétabli (Edwards, 1977; Penz, 2012). Les données recueillies peuvent être présentées sous forme des panneaux de résistivité (Fig.II.16), sur lesquels les mesures sont reportées au milieu du dispositif d'acquisition.

Pour obtenir une image de résistivité électrique 2D du sous-sol, il est nécessaire que la couverture des mesures soit également 2D et uniforme. Prenons comme exemple le dispositif Wenner avec 20 électrodes (il sera discuté dans la suite). Dans ce dispositif (Fig. II.16), la distance entre deux électrodes est notée a , la première mesure du fichier d'acquisition va se faire à l'aide des électrodes **1**, **2**, **3** et **4**. Les électrodes **1** et **4** serviront à l'injection du courant (**A** et **B**), et les électrodes **2** et **3** à la mesure du potentiel (**M** et **N**). Le point de mesure est reporté à l'aplomb du centre de dispositif. Tout le dispositif va ensuite se déplacer d'une distance a (Marescot, 2008; Loke, 2011). Les électrodes **2** et **5** serviront alors à l'injection du courant et les électrodes **3** et **4** pour la mesure du potentiel. L'opération se répète sur toute la ligne d'électrodes jusqu'aux électrodes **17**, **18**, **19** et **20**. On a donc pour le premier niveau d'acquisition 17 possibilités, c'est-à-dire $(20-3*a)$. Comme la caractéristique du dispositif Wenner est de garder une distance constante entre toutes les électrodes, on va donc, pour le niveau suivant, prendre un écartement inter- électrodes égal à $2*a$ (Fig. II.16).

La première mesure du 2^{ème} niveau impliquera donc les électrodes **1** et **7** pour l'injection du courant et **3** et **5** pour la mesure du potentiel. L'opération se répète à nouveau jusqu'à l'électrode **20**. On a donc pour le deuxième niveau d'acquisition 14 possibilités,

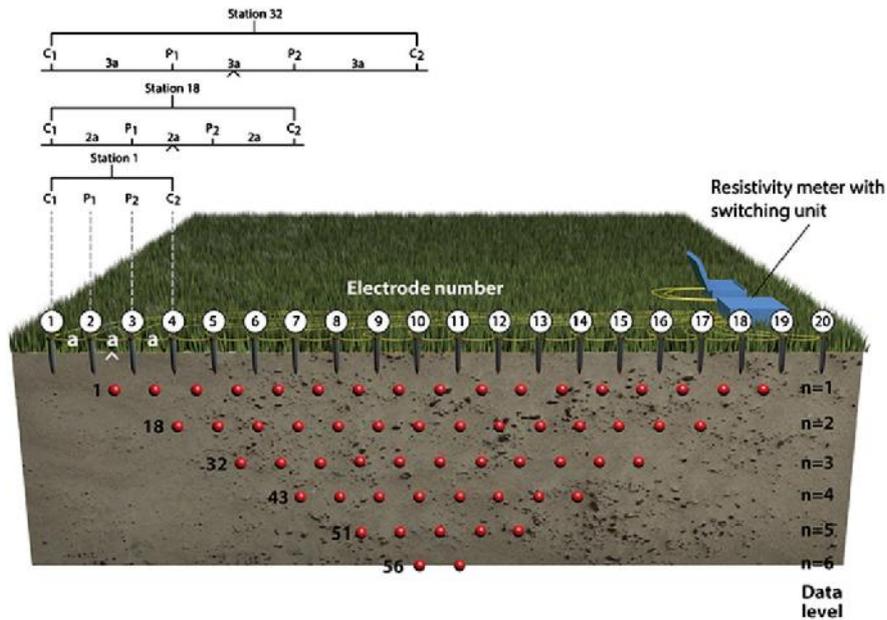


Figure II. 16: Schéma d'un système multi-électrodes, et une séquence possible de mesures pour créer une pseudo-section 2-D (Loke, 2015 modifié)

c'est-à-dire $(20-3*2*a)$ et 10 possibilités pour le troisième niveau d'acquisition $(20-3*3*a)$. La profondeur d'investigation est réglée en faisant varier la distance entre les électrodes (Marescot, 2008). On effectue les mesures de chaque niveau d'acquisition avec $4*a$, $5*a$, etc. En effet, plus la distance inter-électrode augmente, plus le nombre de possibilités diminue (Loke, 2011). Le nombre de mesure dépend du type de dispositif utilisé (Marescot, 2008 ; Loke, 2011).

II.3.3. Inversion des données à partir du logiciel JOINTEM

JOINTEM est un logiciel de modélisation et d'interprétation géophysique. Il est basé sur un modèle unidimensionnel (1-D) à couches horizontales. Les paramètres du modèle sont la résistivité électrique et l'épaisseur (ou la profondeur jusqu'au sommet) des couches (Pirttijärvi, 2010). La différence entre les données mesurées et les données modélisées est minimisée par l'optimisation des paramètres. Le résultat est un modèle simplifié de la structure géo-électrique réelle qui doit être interprétée géologiquement. Cependant, les structures géologiques réelles étant complexes et tridimensionnelles, les résultats obtenus par l'interprétation JOINTEM peuvent ne pas représenter suffisamment bien la réalité géologique (Pirttijärvi, 2010).

Ce programme possède une interface utilisateur graphique simple qui peut être utilisée pour changer les valeurs des paramètres, pour gérer l'entrée et la sortie des fichiers, et pour visualiser les données et les réponses du modèle.

Au démarrage, JOINTEM lit les paramètres du modèle dans le fichier JOINTEM.INP et les paramètres graphiques dans le fichier JOINTEM.DIS qui se trouvent dans le dossier du programme. Si ces fichiers ne sont pas trouvés au démarrage du programme, de nouveaux fichiers avec des valeurs de paramètres par défaut sont créés automatiquement. Si le format de ces fichiers est devenu invalide, le programme s'arrête et une explication possible de l'erreur peut être vue dans le fichier JOINTEM.ERR. Le programme calcule ensuite la réponse DC, sur la base du modèle initial et construit l'interface graphique utilisateur illustrée à la figure II.17. Initialement, la réponse est tracée dans la zone graphique avec une vue du modèle (une courbe de résistivité-profondeur) et une description écrite du modèle et des paramètres du système.

Lorsque JOINTEM lit les données SEV, il recherche automatiquement les données réalisées avec les mêmes valeurs $AB/2$ et des valeurs $MN/2$ différentes. En se basant sur la moyenne des différences de résistivité apparente (sur une échelle logarithmique), les valeurs à mesurer avec le plus grand espacement $MN/2$ sont alors ajustées en conséquence. Généralement, s'il y a erreurs, elle provient du fait que, la distance MN n'a pas été augmentée dans le temps lorsque les mesures sur le terrain ont été effectuées. Par conséquent, il faut analyser les graphiques de réponse pour plusieurs valeurs de $MN/2$.

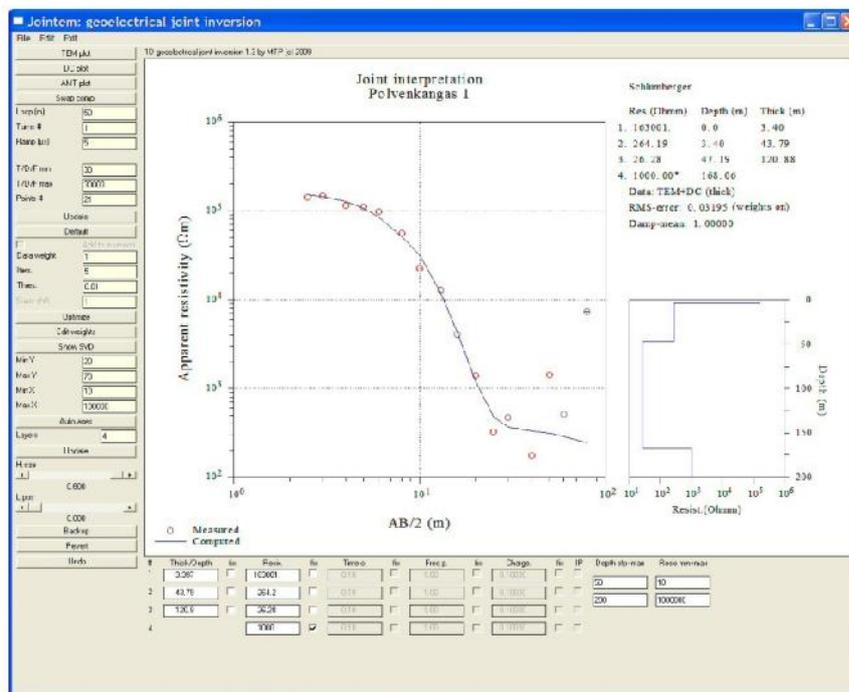


Figure II. 17: Fenêtre de Jointem montrant la réponse en boucle unique TEM-DC d'un modèle à quatre couches.

II.3.4 Inversion des données à partir du logiciel Res2Dinv

Ce logiciel d'inversion des données électriques développé par Loke (1996), permet de modéliser la distribution des résistivités électriques dans le sous-sol.

Il permet de construire un modèle du sous-sol en utilisant des prismes rectangulaires et calcule les valeurs de résistivité pour chacun d'eux, en minimisant la différence entre les valeurs de résistivité apparente observées et calculées (Loke et Barker, 1996 ; Loke, 2002).

Il identifie les points dits aberrants, qui sont dus à un rapport signal/bruit trop faible durant la mesure. Ce bruit provient essentiellement d'un défaut de contact, soit entre l'électrode et le câble, soit entre l'électrode et le sol. Il est possible dans cette phase de traitement d'éliminer ces points.

Après ce prétraitement, le logiciel crée un modèle de la sub-surface à partir du jeu des données. Il discrétise le milieu en blocs. Leur agencement est lié à la distribution des points de mesure, leur profondeur correspondant à la profondeur médiane d'investigation (Loke et Barker, 1996). L'épaisseur de chaque bloc augmente ensuite avec la profondeur, de 10% à chaque niveau, et le nombre de blocs diminue à partir des extrémités pour prendre en compte la diminution de la résolution spatiale des résistivités avec la profondeur (Loke, 2011).

Lors du processus d'inversion, le logiciel calcule des valeurs de résistivité apparentes ($\rho_{app-calc}$), dont il déduit les valeurs de résistivités vraies correspondantes ($\rho_{vraies-calc}$). Il compare ensuite ces dernières aux valeurs de résistivités vraies mesurées (ρ_{mes}). La comparaison permet d'obtenir une erreur (différence entre les modèles), l'erreur RMSPE (Root Mean Square Percentage Error). Si cette erreur est supérieure à une valeur seuil (0,5% par défaut), le processus d'inversion refait un calcul de $\rho_{app-calc}$ et compare le modèle résultant au modèle réel, lors d'une nouvelle itération. Un algorithme des moindres carrés est utilisé pour réduire l'erreur quadratique moyenne entre la résistivité apparente mesurée et calculée dans un mode itératif. Le processus s'arrête lorsque l'erreur a été minimisée, ou jusqu'à ce que le nombre d'itérations soit atteint (Griffith et Barker, 1993).

Afin d'obtenir la résistivité réelle du sol en chaque point de la coupe verticale, les valeurs de résistivité apparente doivent être inversées (Reynolds, 1997). Le principe de l'inversion consiste à trouver des modèles de sol (résistivité réelle) permettant d'expliquer les résistivités apparentes mesurées (pseudo-section). L'objectif de l'inversion est de minimiser l'écart entre la pseudo-section calculée pour un modèle de sol et la pseudo-section mesurée. Cet écart est généralement quantifié par le critère des moindres carrés RMSPE (Root Mean Square Percentage Error).

$$RMSPE (\%) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\rho_{cal} - \rho_m)^2} \quad (II.6)$$

Où ρ_{cal} et ρ_m représentent respectivement la résistivité apparente calculée et mesurée en chaque point de la pseudo-section. La fonction d'erreur (RMSPE) décrite par l'équation ci-dessus correspond à la norme L2 ($\sim x_i^2$). La minimisation de cette fonction au cours du processus d'inversion a tendance à atténuer les contrastes, comparativement à l'utilisation d'une fonction

d'erreur de type norme L1 ($\sim|x_i|$)

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\rho_{\text{cal}} - \rho_{\text{m}}| \quad (\text{II.7})$$

où x_i représente l'écart entre la résistivité apparente mesurée et la résistivité calculée en chaque point de la pseudo-section. Divers algorithmes existent pour minimiser la fonction d'erreur (Loke & Barker, 1996 ; Loke & Dahlin, 2002) et tendre ainsi vers un modèle de sol permettant d'expliquer au mieux les mesures. Le modèle de sol obtenu au terme de l'inversion constitue une solution qui n'est pas nécessairement unique pour représenter la résistivité réelle du sol (Oldenburg & Li, 1994).

Le processus d'inversion en prospection électrique permet de reconstruire la structure du sous-sol à partir des données de résistivités mesurées en surface (Loke & Barker, 1996 ; Loke, 2002). L'étude des problèmes inverses reste difficile. Cette difficulté est due à la possibilité d'avoir plusieurs solutions, décrivant ainsi la non unicité du modèle.

II.4. ETUDES GEOPHYSIQUE-GEOTECHNIQUE ANTERIEURE

II.4.1. Caractérisation des formations alluvionnaires par IRE 2D

La technique géophysique par IRE est largement utilisée à travers le monde pour la caractérisation lithologique et sédimentologique des gisements Quaternaire (Kilner *et al.*, 2005 ; Wisen *et al.*, 2005). Son intégration en tant qu'outil complémentaire pour la caractérisation des sédiments non consolidés et consolidés a été largement explorée au cours des dernières décennies sur des environnements similaires au bassin versant de la Sanaga pour cartographier des formations alluvionnaires (Hirsch *et al.*, 2008 ; Rey *et al.*, 2013).

Cette technique fournit une image de terrain pour la reconnaissance et l'évaluation des formations alluvionnaires de sub-surface. Baines *et al.* (2002); Pellicer et Gibson, (2011) ; Nimnate *et al.* (2017) ont mis en évidence différentes classes lithologiques en combinant les techniques de sondages mécaniques et puits aux sections TRE. Cette combinaison a montré que le paramètre électrique utilisé est lié à la taille des grains, et permet de modéliser la taille et l'épaisseur des formations des plaines d'inondation (Stacke *et al.*, 2016 ; Rey *et al.*, 2017 ; Bábek *et al.*, 2018).

Cette technique géophysique n'affecte pas la structure du sol. Les mesures effectuées recouvrent les premiers niveaux de la variabilité spatiale du sol à une échelle centimétrique à métrique en fonction de l'espacement entre les électrodes (Chretien *et al.*, 2014). Le paramètre électrique utilisé est adapté pour évaluer la variabilité du matériau comme la teneur en eau, le pourcentage d'argile, de limons et de sables (De Benedetto *et al.*, 2012; Guerrero., 2014). Uhlemann *et al.* (2017), Zhang *et al.* (2017) ont montré l'influence de la taille des particules et

la minéralogie sur la résistivité électrique. Aussi, ils ont établis des équations empiriques pour montrer des corrélations qui pourraient exister entre les classes granulométriques et les différents minéraux identifiés.

II.4.2. Propriétés géotechniques affectant la résistivité électrique

Les études réalisées par Abu Hassanein et *al.* (1996), Consenza et *al.* (2006) ; Zohra, (2019) ont évalué la variation de la résistivité électrique avec les limites d'Atterberg des échantillons de sol. Il a été observé que les sols présentant une limite de liquidité (W_L ou LL) et un IP plus élevés avaient une résistivité faible (Cosenza et *al.*, 2006 ; Chretien et *al.* 2014). La variation de la résistivité avec l'augmentation de W_L ou LL et d' IP a été expliquée à l'aide de la minéralogie des échantillons (Yang, 2002 ; Gia et *al.*, 2003). Les échantillons d'argile à teneur en smectite (W_L et IP élevés) sont plus actifs et présentent une conductivité de surface plus élevée.

II.5. CORRELATION ENTRE PARAMETRES : REGRESSION LINEAIRE

Cette étape suit généralement l'analyse des distributions des paramètres des sols (Akinlabi et Adeyemi, 2014). Le but est d'établir des relations entre paramètres des sols afin de limiter le nombre d'investigations.

Certains auteurs résument un grand nombre de corrélations établies entre essais in situ et essais en laboratoire (Consenza et *al.*, 2006 ; Uhlemann et *al.*, 2017). Ces relations empiriques, qu'il n'est possible de caractériser que de façon statistique, s'expliquent par le fait que l'ensemble des propriétés d'un sol évolue de façon cohérente traduisant un comportement général pour chaque grande classe de sol.

La régression linéaire ajuste la liaison entre deux variables X (variable explicative) et Y (variable dépendante ou expliquée) par une relation de type :

$$Y = ax + b + E \quad (\text{II.8})$$

Où a et b sont des coefficients et E une variable aléatoire globale.

Les paramètres statistiques décrivant la relation entre ces deux paramètres (X et Y) sont présentés ci-après :

- **Covariance :**

Les variances des caractères expriment la dispersion de chaque série. La covariance qualifie la dispersion du nuage de points autour du centre de gravité dans l'espace à 2 dimensions. La covariance de deux caractères X et Y est :

$$Cov(X, Y) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (\text{II.9})$$

$$Cov X, X = Var X \quad (\text{II.10})$$

C'est la somme du produit des écarts à la moyenne des valeurs de chaque caractère prises par un même individu divisé par la taille de l'échantillon. La covariance est une mesure de la variation simultanée de deux variables aléatoires. C'est-à-dire que, la covariance devient plus positive pour chaque couple de valeurs qui diffèrent de leur moyenne dans le même sens, et plus négative pour chaque couple de valeurs qui diffèrent de leur moyenne dans le sens opposé.

- **Coefficient de corrélation :**

Étudier la corrélation entre deux ou plusieurs variables aléatoires ou statistiques, c'est étudier l'intensité de la liaison qui peut exister entre ces variables. La liaison recherchée est une relation affine. Dans le cas de deux variables, il s'agit de la régression linéaire. Une mesure de cette corrélation est obtenue par le calcul du coefficient de corrélation linéaire (noté r ou ρ). Ce coefficient est égal au rapport de leur covariance et du produit non nul de leurs écarts types :

$$R_{X,Y} = \frac{Cov(X,Y)}{S_X S_Y} \quad (II.11)$$

Le coefficient de corrélation est compris entre -1 et 1 :

- si $R = 1$, les données sont parfaitement alignées sur une droite de pente positive ;
- si $R = 0$, les données ne sont pas corrélées ;
- Si $R = -1$, les données sont parfaitement alignées sur une droite de pente négative.

Il y a corrélation entre deux variables observées sur les éléments d'une population si les variations de ces deux variables se produisent dans le même sens (corrélation positive) ou en sens contraires (corrélation négative). Dubost, (2009) a considéré que la corrélation entre paramètres est forte pour $|R| \geq 0.8$.

La figure II.18 permet une meilleure illustration de ces corrélations :

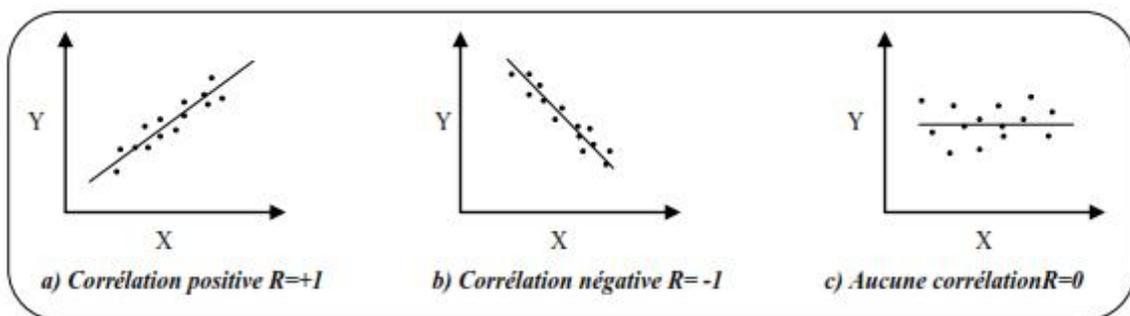


Figure II. 18: Illustration des trois cas de corrélation entre deux variables.

- **Coefficient de détermination R^2 .**

C'est le carré du coefficient de corrélation, il donne le poids du coefficient de corrélation. Sa valeur représente la « force » de cette corrélation. Il ne peut donc avoir que des valeurs positives qui s'étendent de $R^2 = +1$ (corrélation parfaite positive ou négative) vers

le bas à $R^2 = 0$ (absence de corrélation).

CONCLUSION

Ce chapitre présente une revue de la littérature sur l'objet d'étude. Ainsi, un cours d'eau et ses espaces fonctionnels s'appuient sur le système fluvial et l'hydrosystème. Le premier formalise les interrelations entre le cours d'eau et son bassin versant tandis que le second est centré sur les échanges de matière et d'énergie entre le cours d'eau et sa plaine alluviale. Les sédiments grossiers sont transportés sur des périodes assez longues si le débit est important. Tandis que, les sédiments fins sont transportés par un débit faible sur des courtes distances. Plusieurs facteurs peuvent affecter la résistivité électrique du sol. La teneur en eau est l'un des principaux facteurs de modification de la résistivité du sol. En règle générale, le choix du dispositif fait encore l'objet de nombreux débats dans la littérature. Cependant, les dispositifs les plus courants sont : Wenner et de Wenner-Schlumberger et Dipôle-Dipôle.

CHAPITRE III : METHODOLOGIE

Tout le monde sait que sans théorie scientifique correspondante, il ne peut exister de pratique scientifique, c'est-à-dire de pratique produisant des connaissances scientifiques nouvelles. Toute science repose donc sur sa théorie.

LOUIS ALTHUSSER

INTRODUCTION

Pour mener à bien cette étude, la démarche adoptée est récapitulée sur les figure III.1a et III.8. Elle comporte la recherche bibliographique, les travaux de terrain et les travaux de laboratoire. Deux types de levés ont été effectués : (i) les levés géophysiques par Sondages Electrique Verticaux (SEV) et Imagerie de Résistivité Electrique 2-D (IRE) et (ii) les levés géologiques de calages (sondages à la tarière manuelle et puits).

La première partie des travaux a consisté à faire une étude cartographique en laboratoire afin d'identifier les zones potentielles d'étude. Après, s'en est suivie une reconnaissance générale sur le terrain pour sélectionner les sites devant par la suite faire l'objet d'étude détaillée.

III.1. LEVES GEOPHYSIQUES

III.1.1. Travaux de terrain

Plusieurs investigations de terrain ont été nécessaires pour mener à bien les levés géophysiques. Ces travaux de terrain ont consisté en une exploitation des différents sites des formations alluvionnaires en vue de déterminer leur nature, leur géométrie et leur volume. Enfin, la phase d'acquisition des données qui a commencé par l'installation du matériel puis l'enregistrement des données en utilisant des paramètres d'acquisition.

Lors de la collecte des données de résistivités apparentes sur le terrain, le matériel suivant a été utilisé : une carte topographique et géologique à l'échelle 1/50000, un GPS de 010marque GARMIN (longitudes, latitudes et altitudes), une boussole, un double décimètre, les machettes pour les layonnages (Fig. III.1b), et un appareil photo de marque Sony 16 méga pixel pour les photos comme matériel de reconnaissance.

Comme matériels de géophysique, trois équipements de mesures ont été utilisés : un résistivimètre (WDJ-3) à espacement inter-électrode de 1m, un Syscal (junior/R1 de 48 électrodes) à espacement inter-électrode de 5 m et un ZZ Geo FlashRes-Universal 64 à espacement inter-électrode de 2 m; deux bobines de câbles, des électrodes d'injection de courant et de mesure de potentiel en acier inoxydable, les marteaux pour implanter les électrodes, un ordinateur capable de gérer jusqu'à 64 électrodes et une batterie. Ces équipements ont été développés respectivement par les compagnies Suédoise, Française, et Australienne.

Ces levés géophysiques ont été effectués en trois campagnes de terrain : du 11 au 15 janvier 2019, du 08 au 14 février 2020 pendant la saison sèche, du 10 au 16 juillet 2019, pendant la saison des pluies et du 09 au 10 septembre 2021 pendant la saison des pluies le long

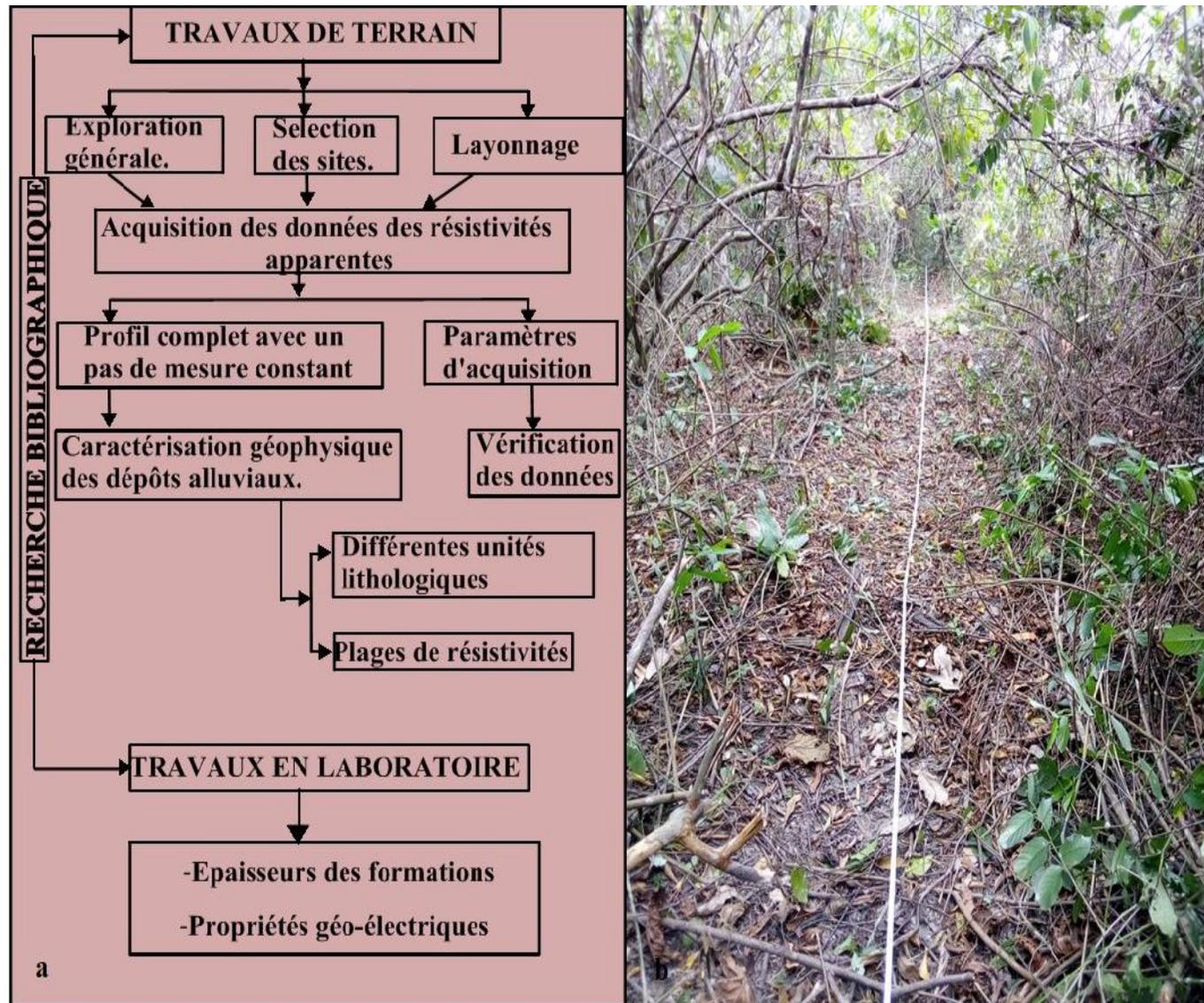


Figure. III 1: (a) Schéma méthodologique adopté ; (b) Layonnage et implantation d'un plan de prospection géophysique.

de la Sanaga. Au total, treize (13) SEV et quinze (15) IRE ont été exécutés dans l'ensemble de la zone d'étude (Fig.III.2). Ces levés ont été exécutés sur six systèmes fluviaux favorables d'accès, dont 01 lobe de méandres à Nanga-Eboko, 01 zone de tresses (zone divaguante) et 01 lobe de méandres à Nkoteng et 02 zone de tresses, un lobe de méandre et un méandre à Mbandjock.

La variation du comportement géo-électrique a permis de réaliser des panneaux 1D et 2D, afin d'étudier la variabilité spatiale du sous-sol (Sasaki, 2001).

III.1.2. Acquisition des données géo-électriques

Les levés SEV et IRE ont été réalisés le long de la plaine alluviale de la Sanaga. L'emplacement des panneaux a été choisi en raison de la moindre couverture végétale, en fonction des systèmes tressés et méandriformes et, surtout, de la possibilité de reconnaître directement les formations alluvionnaires. En outre, la disposition des panneaux a permis de caractériser l'architecture interne des sédiments de sub-surface de la moyenne Sanaga.

III.1.2.1. Acquisition géo-électrique 1D : Sondages de Résistivité Electrique

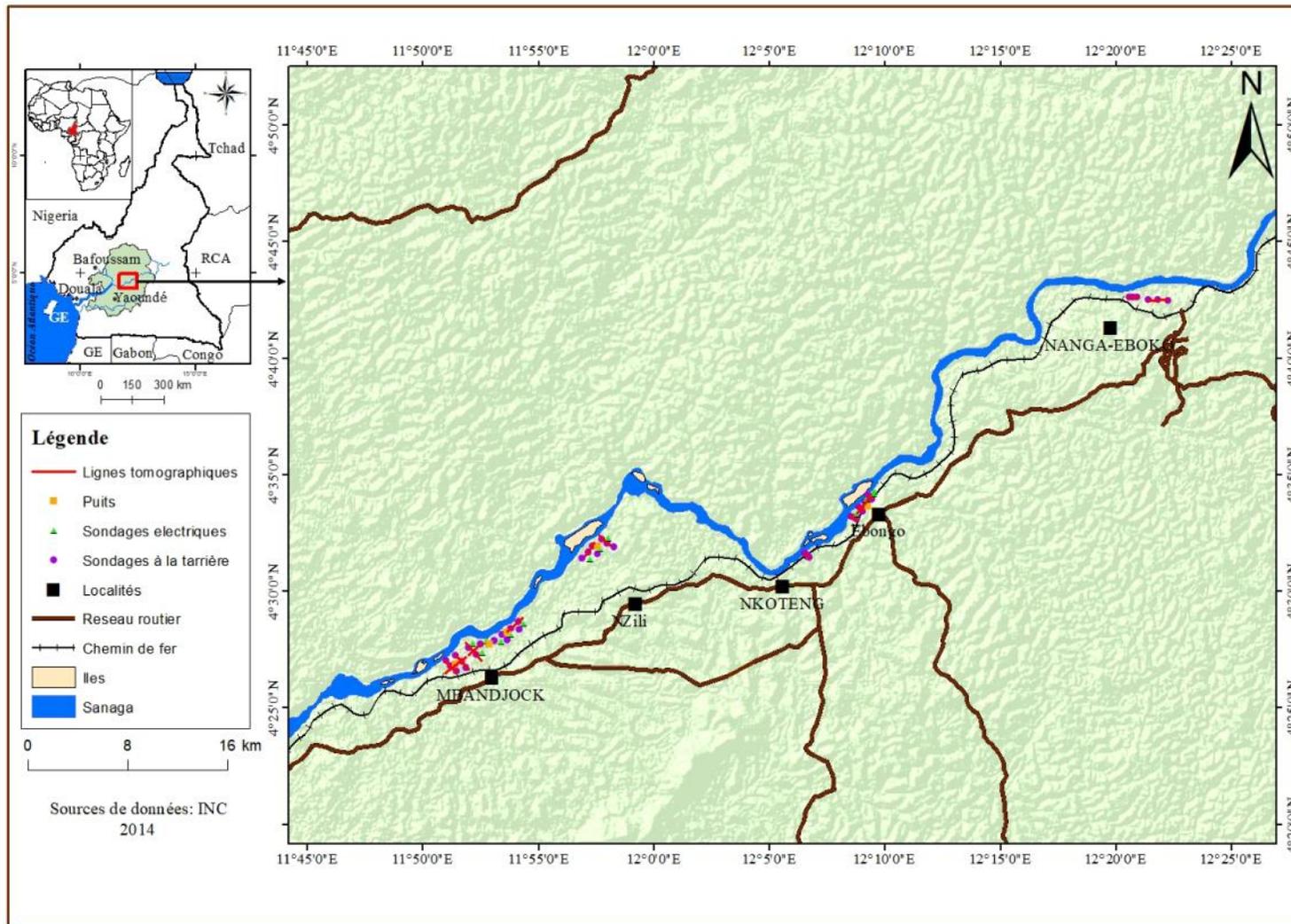
Les données SEV ont été obtenues en utilisant un dispositif Schlumberger à l'aide d'un géorésistivimètre WDJ-3 (Fig.III.3). Le but de ces SEV était de déterminer la répartition verticale des unités géoélectriques et d'avoir des informations au-delà des profondeurs d'investigation des sondages à la tarière manuelle et puits. Egalement, de mieux guider le positionnement des levés IRE.

Les valeurs de résistivité apparente ont été mesurées uniquement en un point situé directement sous le centre du profil. Ces valeurs sont apparentes du fait que le sous-sol n'est pas un milieu homogène et isotrope. Le système de mesure augmente automatiquement avec la distance géométrique des électrodes de courant. Dans le cadre de ce travail, des écartements minimaux de $AB/2$ de 1,25 m, $MN/2$ de 0,25 m et les distances maximales $AB/2$ de 32m, 38m et $MN/2$ de 1 m ont été utilisées afin d'augmenter la résolution des mesures effectuées en fonction des épaisseurs des matériaux. Plus la distance entre les électrodes est grande, plus on va en profondeur, moins elle grande, plus la résolution est haute.

Ainsi, quinze (04) SEV ont été acquis à Nkoteng et (09) à Mbandjock (Fig.III.3). Ces SEV ont été calibrés par les puits et sondages mécaniques. L'analyse des données 1D basée sur un modèle unidimensionnel a guidé la collecte des données 2D dans le but d'identifier la position précise des interfaces géo-électriques.

III.1.2.2. Acquisition 2D : Imagerie de Résistivité Electrique

Cette technique permet de déterminer la distribution d'un paramètre physique caractéristique en sub-surface, à partir d'un très grand nombre de mesures prises à la surface du sol (Rey et *al.*, 2017). Selon Martínez et *al.* (2012) ; Liu et *al.* (2019), elle offre une imagerie continue et détaillée de la structure du sous-sol avec une résolution appréciable. La qualité et les caractéristiques des données obtenues dépendent non seulement des propriétés du milieu



N.B : les lignes géo-électriques ne sont pas à l'échelle

Figure III. 2 : Carte de positionnement des points d'échantillonnage (réalisée à partir de la carte topographique de BAFIA-NANGA, Feuillé NA-32-XXIV).



Figure III. 3 : Acquisition des données géo-électriques 1D à côté d'un puits : A-B électrodes d'injection de courant, M-N électrodes de mesure de potentiel.

traversé, mais aussi de la configuration utilisée pour l'acquisition (Grassi *et al.*, 2022)

Pour cette étude, on a réalisé des panneaux de résistivité électrique 2D avec des dispositifs Wenner (W) et Dipôle-Dipôle (DD). L'enregistrement des mesures s'est effectué suivant un pas de mesure de 1 m pour le dispositif Wenner, 5 et 2 m pour le dispositif Dipôle-Dipôle. Le choix de deux dispositifs a été fonction de la structure du sous-sol, de sa sensibilité aux variations horizontales, du degré de bruit présent dans le site et de la couverture d'acquisition élevée (Loke, 2000 ; Patti *et al.*, 2021 ; Grassi *et al.*, 2022).

Ainsi, quinze (15) panneaux IRE au total ont été acquis : deux (02) à Nanga-Eboko, cinq (05) à Nkoteng et huit (08) à Mbandjock (Fig.III.4). Les panneaux de Nanga-Eboko ont une longueur de 110 et 130 m, avec un espacement de 5 m entre les électrodes et une orientation E-W (Tab. III.1). Sur ce secteur, 215 mesures ont été prises pour le profil E-W et 246 mesures pour le profil N-S jusqu'à une profondeur de 20 m (Tab. III.1). Les panneaux de Nkoteng et ceux de Mbandjock ont une longueur de 104, 110 et 128 m : huit panneaux sont transversaux (104 et 128 m) et orientés SE-NW et cinq panneaux longitudinaux (110 et 128 m) orienté NE-SW. Sur ces secteurs, 716 mesures ont été prises pour les panneaux de 104 m, 945 mesures pour les panneaux de 110 m et 942 mesures pour les panneaux de 128 m avec un espacement respectif de 1 m et 2 m entre les électrodes (Tab. III.1). Les données acquises avec le résistivimètre WDI-3 ont été prises avec une fenêtre de temps de 2 s et celles acquise avec le système ZZ Geo FlashRes-Universal 64 avec une fenêtre de 2 ms. La figure III.4a montre le nombre de paires d'électrodes de courant utilisées. Deux électrodes (représentées en rouge) sont utilisées pour l'injection de courant dans le sol, et toutes les autres électrodes (représentées en noir) sont utilisées pour les mesures de tension. Cette étude a été plus détaillée dans la zone de Mbandock à cause de sa proximité avec la ville de Yaoundé et l'accessibilité des systèmes fluviaux.



Figure III. 4 : (a) Croquis d'une mesure de champ pour le système ZZ Geo FlashRes-Universal 64 (à gauche) et la configuration de l'instrument ZZ Geo FlashRes-Universal 64/96 (à droite), (b et c) acquisition des données géo-électrique 2D

Tableau III. 2: Caractéristiques des panneaux d'imagerie de résistivité électrique. PNE : panneaux de Nanga-Eboko ; PNK : Panneaux de Nkoteng ; P-M : panneaux de Mbandjock

Panneau x	Coordonnées GPS	Long.	orientation	Nombre d'électrodes	Espacement inter-électrode	dispositif	Niveau d'acquisition	Données	Profondeur	Erreur	Nombre d'itération
PNE1	N4°42'58.87'' E12°22'20.74''	110m	ESE - NNW	48	5m	Dipôle- Dipôle	16	216	24m	4.9%	9
PNE2	N4°42'58.87'' E12°22'20.74'	130m	ENE - WSW	48	5m	Dipôle- Dipôle	16	248	24m	6%	22
PNK3	N4°33'36.68'' E12°08'52.04''	104m	ESE - NNW	104	1m	Wenner	10	865	5.73m	6.4%	4
PNK4	N4°33'47.76'' E12°09'0.83''	104m	ESE - NNW	104	1m	Wenner	10	865	5.73m	5.6%	4
PNK5	N4°33'40.50'' E12°08'55.10''	110m	ENE - WSW	110	1m	Wenner	10	945	5.73m	7.5%	5
PNK6	N4°33'11.48'' E12°08'37.59''	104m	ESE - NNW	104	1m	Wenner	10	865	5.73m	5.9%	6
PNK7	N4°31'36.7'' E12°06'29.7''	128m	ESE - NNW	64	2m	Dipôle- Dipôle	18	945	11m	35.5 %	6
P-MB8	N4°26'54.09'' E11°50'46.71''	104m	ESE - NNW	104	1m	Wenner	8	716	4.80m	10.0 %	5
P-MB9	N4°26'57.65'' E11°50'51.63''	104m	ESE - NNW	104	1m	Wenner	8	716	4.80m	4.7%	6
P-MB10	N4°26'55.4'' E11°50'50.27''	110m	ENE - WSW	110	1m	Wenner	8	796	4.80m	6.8%	3
P-MB11	N4°27'41.10'' E11°52'0.54''	104m	ESE - NNW	104	1m	Wenner	8	716	4.80m	7.4%	5
P-MB12	N4°27'88.70'' E11°51'95.40''	128m	ENE - WSW	64	2m	Dipôle- Dipôle	18	945	11m	15.9 %	7
P-MB13	N4°28'37.1'' E11°53'33.6''	128m	ENE- WSW	64	2m	Dipôle- Dipôle	18	945	11m	2.3	7
P-MB14	N4°30'52.9'' E11°56'41.4''	128m	ESE- NNW	64	2m	Dipôle- Dipôle	18	945	11m	2.7	8
P-MB15	N4°30'52.2'' E11°56'.43.0''	128m	ESE- NNW	64	2m	Dipôle- Dipôle	18	945	11m	4.3	7

Pour réaliser ce travail, deux logiciels ont été utilisés pour le traitement des données : le logiciel Res2Dinv et le logiciel Jointem. Ils permettent par méthode itérative (Loke et Barker, 1996, Pirttijärvi, 2010) de calculer un modèle correspondant aux données du terrain.

III.1.3. Traitement et modélisation des données géo-électriques

III.1.3.1. Traitement de données géo-électriques 1-D avec le logiciel JOINTEM

Pour caractériser les couches géologiques, il est important de donner l'épaisseur et la résistivité de chaque formation et, de dénombrer celles-ci de haut en bas (Rijkswaterstaat, 1969). Chacune de ces formations sera nommée couche géo-électrique. La spécification d'épaisseurs et résistivités de chaque formation décrit, reçoit le nom de coupe géo-électrique.

Les coupes géo-électriques peuvent se classer selon le nombre de couches qui les composent. Les coupes qui ont un même nombre de couches peuvent être subdivisées selon un ordre d'apparition. Pour un usage plus commode, on utilisera le système d'annotation d'Ornellana et moorney, (1966).

Les lettres latines H, K, Q et A représentent les quatre (04) types possibles de courbes géo-électriques de trois couches qui sont :

- type H : $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$;
- type K : $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$;
- type Q : $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$;
- type A : $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$.

Les coupes de quatre couches sont classées en huit (08) groupes, qui se désignent comme des combinaisons. Pour cela, on considère les trois (03) premières couches et on leur assigne la lettre correspondante ci-dessus ; ensuite on réalise la même chose avec les trois dernières. Ainsi, le type AA correspond à la combinaison de résistivité $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$ et HK à $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$ (Fig. III.5), seules sont possibles les types suivants : HK, HA, KH, KQ, QQ, QH, AK, AA. Les types KK, HH, HQ etc. manquent de sens, elles impliquent donc des conditions contradictoires.

III.1.3.1.1. Courbes de sondages électriques

Les courbes de sondages électriques permettent d'avoir le nombre de couches constituant le sous-sol, leurs résistivités et leurs épaisseurs respectives. La réalisation de ces courbes a été faite automatiquement à l'aide du logiciel d'inversion JOINTEM, version 3.2 avec pour entrées les espacements (AB/2 et MN/2) et les résistivités apparentes obtenues sur le terrain et ensuite pour sortie les différents modèles multicouches ayant des caractéristiques électriques s'approchant au mieux de la réalité. Ces données ont été traitées

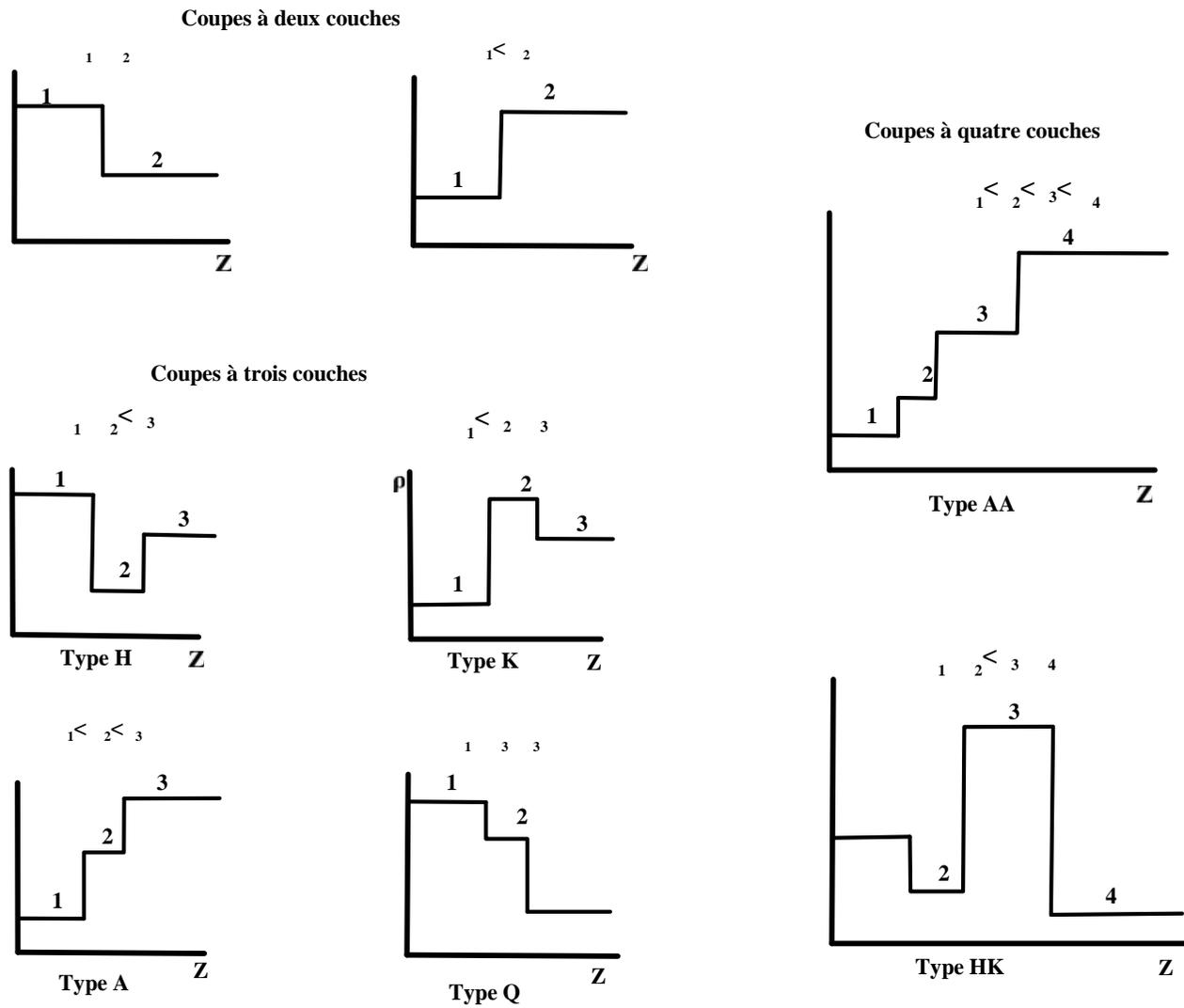


Figure III. 5 : Courbes de résistivité (d'après Vallentí, 1997).

premièrement sous forme de paramètres physiques, à savoir la résistivité, l'épaisseur des formations, l'erreur RMSPE (Root Mean Square Percentage Error) et le Damp. Puis, ces données ont été corrélées avec les données lithologiques et validées en fonction de la détermination des plages de résistivités pour différentes unités lithologiques.

III.1.3.1.2. Cartes de résistivités

Ces cartes présentent une distribution spatiale de la résistivité du sous-sol à une certaine profondeur et mettent en évidence les zones conductrices caractérisées par les faibles valeurs de résistivités, qui sont des zones riches en granulométrie fine et les zones peu conductrices avec des valeurs de résistivités élevées riche en granulométrie grossière. A cet effet, 3 cartes ont été réalisées à l'aide du logiciel Surfer (2013), respectivement des espacements de $\frac{AB}{2} = 6 \text{ m}$; $\frac{AB}{2} = 13.5 \text{ m}$ et $\frac{AB}{2} = 30 \text{ m}$.

Différentes techniques sont disponibles pour traiter les données de résistivité. La plupart des techniques sont basées sur l'hypothèse que les couches géo-électriques s'étendent horizontalement jusqu'à l'infini et sont des entités isotropes et homogènes avec un contraste et des épaisseurs de résistivité électrique distincts.

L'interprétation quantitative a consisté à déterminer l'épaisseur des différentes formations ayant des résistivités différentes à partir des courbes de sondage. Les courbes de champ ont été comparées aux courbes maîtresses standard théoriquement générées ou disponibles pour les paramètres connus des modèles de deux, trois et quatre couches (Orellana et Mooney, 1966 ; Rijkswaterstaat, 1969). Les paramètres de la couche initiale ont été obtenus en utilisant la technique de correspondance des courbes partielles à l'aide de courbes maîtresses (Ebert, 1943). Les paramètres de la couche finale ont été obtenus par modélisation inverse pour une erreur RMSPE connue entre la courbe de champ et la courbe de résistivité apparente calculée théoriquement.

III.1.3.2. Traitement de données géo-électriques 2D avec le logiciel Res2dinv

Pour rendre le traitement optimal, il est possible dans le programme d'inversion de modifier différents paramètres afin de tenir compte de certaines caractéristiques de terrain (Loke et Barker, 1996), ceci dans le but de parvenir à un résultat plus précis. Dans le cas de ces travaux, les paramètres modifiés sont :

- facteur d'amortissement ("facteur damping") : voir tableau ci-dessous ;
facteur filtre ("Ratio of the vertical/horizontal filter weight");
- type de la grille : choix de maillage fin ("Finer mesh") ;
- nombre de nœuds entre deux électrodes adjacentes : 2 ;

- méthode de modélisation : éléments finis ;
- type d'inversion : moindre carré (L2) avec une moyenne de 6 itérations.

Le tableau III.2 montre les paramètres d'inversion utilisés.

Tableau III. 3: paramètres d'inversion utilisés.

Numéro de modifications		1	2	3
Damping factor	Initial	0.15	0.24	0.3
	Minimum	0.01	0.020	0.03
Vertical/horizontal flatness filter ratio		0.8	1	2
Damping factor with the depth		1.05	1.10	1.00
Convergence limit		1.00	10.00	5.00

Cependant, deux méthodes d'inversion sont disponibles dans le logiciel à savoir : les moindres carrés et la méthode robuste (deGroot-Hedlin et Constable, 1990). Les caractéristiques décrites pour les deux méthodes peuvent être considérées comme réelles (Loke, 2001). Dans cette étude, la méthode des moindres carrés a été utilisée pour déterminer le modèle d'inversion optimal (Loke et *al.*, 2003). L'interprétation des modèles s'est basée sur la gamme de résistivités de certains matériaux géologiques présentée par Palacky, (1987), Ward, (1990) (Fig. II.11 et II.12), Reynolds, (1997) ; Guerin et *al.* (2004). Les données de résistivité apparente ont été filtrées avant la modélisation, en éliminant les points présentant des valeurs erronées avec l'option Exterminate Bad Datum Points. Ces valeurs de résistivité erronées peuvent être dues à la défaillance des relais à l'une des électrodes, à un mauvais contact de l'électrode avec la terre en raison d'un sol sec, ou à un court-circuit entre les câbles en raison des conditions de terre très humides. Ces mauvais points de données ont généralement des valeurs de résistivité apparentes qui sont manifestement trop grandes ou trop petites par rapport aux points de données voisins. La figure III.6 résume les principales étapes de l'inversion avec le logiciel.

En appliquant ce principe aux données acquises sur le terrain, on obtient la figure III.7 ci- dessous.

Durant le processus d'inversion, les informations suivantes apparaissent (Fig.III.7): Le profil de la figure. III.7-a représente les valeurs brutes de résistivités apparentes mesurées sur le terrain. L'axe des Y représente les pseudo-profondeurs et l'axe des X la distance horizontale en mètre. Le profil de la figure. III.7-b indique l'effet que produirait le modèle calculé s'il était mesuré. Plus l'écartement entre la coupe 1 et 2 est faible, meilleur est le résultat de l'inversion. Le taux d'erreur (RMSPE) correspond à la moyenne de cette différence. Le profil de la figure III.7-c) est le modèle calculé en résistivité et profondeur calculées. C'est donc cette coupe qui représente le résultat final du processus d'inversion.

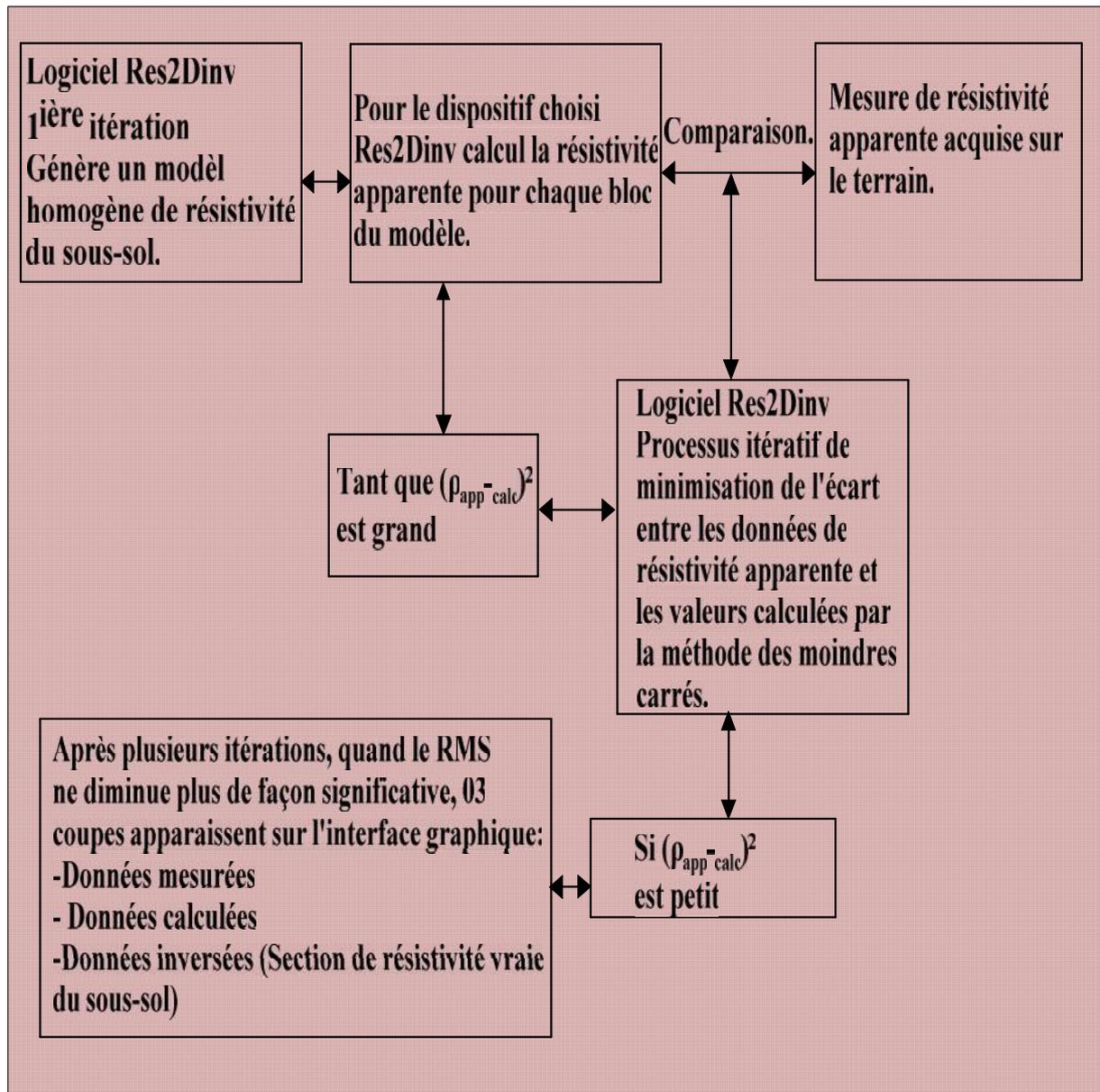


Figure III. 6 : Résumé des principales étapes de l'inversion à l'aide du logiciel Res2Dinv (Anterrieu, 2006)

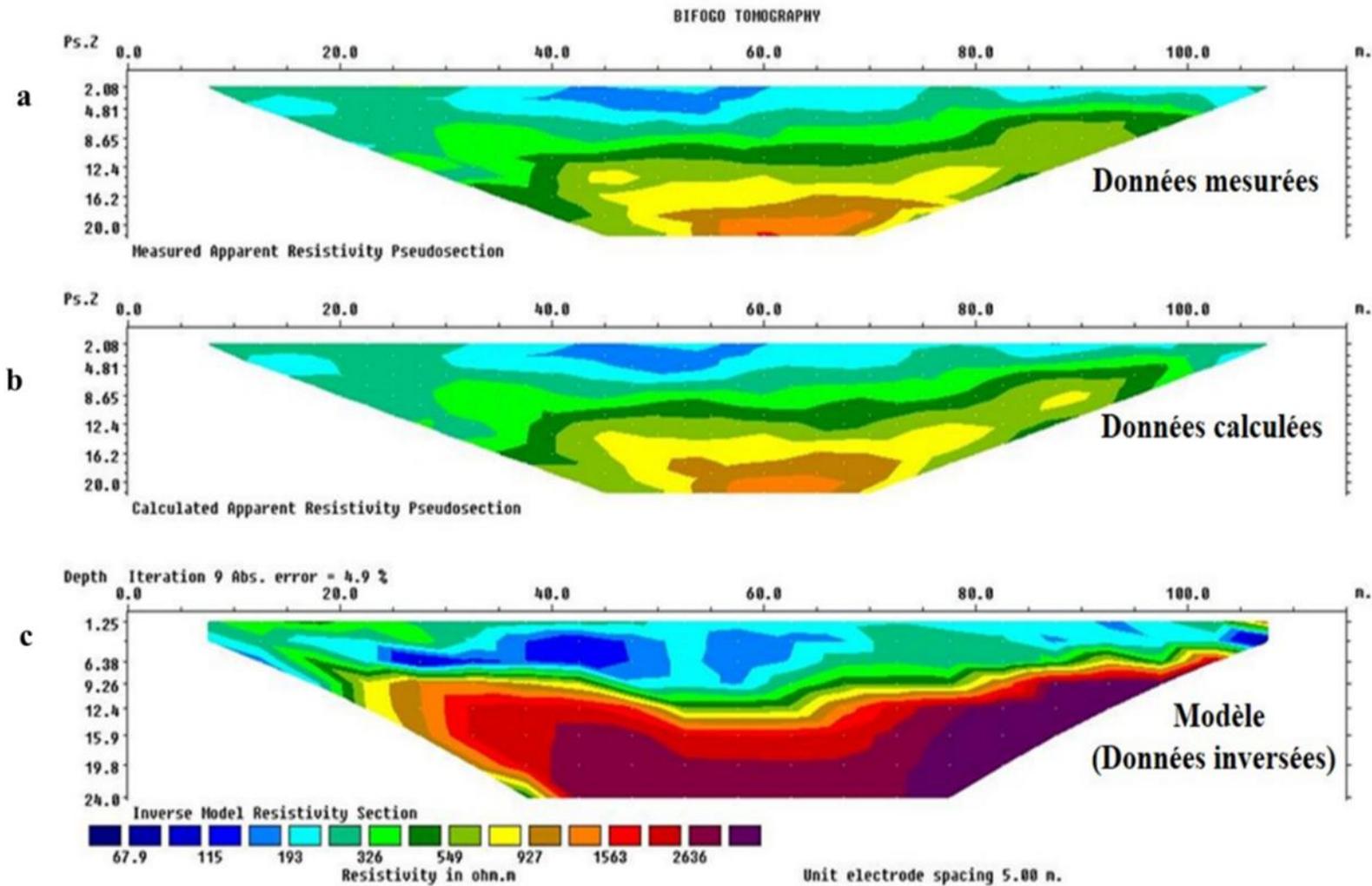


Figure III. 7 : Différentes pseudo-sections représentant les valeurs mesurées, calculées et inversées.

III.2. LEVES SEDIMENTOLOGIQUES

III.2.1. Travaux de terrain

Pour analyser les formations alluvionnaires, on a besoin d'un prélèvement sédimentaire continu fournissant la caractérisation des sédiments et des limites lithologiques qui peuvent être utilisées comme données de calage pour les panneaux géoélectriques.

A cette fin, des levés géologiques de calage ont été exécutés sur la base des analyses IRE 1D et 2D dans le but de mieux affiner l'interprétation des données géo-électriques recueillies. A cet effet, la reconnaissance directe des formations alluvionnaires de la zone d'étude s'est effectuée suivant le schéma de la figure III.8.

Le matériel de terrain utilisé lors de ces campagnes est constitué : d'une caisse à outils, d'une tarière manuelle d'une profondeur maximale de 5 m, les machettes, pioches, pelle et baramines pour nettoyer les sites et creuser les puits, un double décimètre pour mesurer les épaisseurs des formations et un appareil photo de marque Sony 16 méga pixel.

Ces levés de terrain ont été effectués du 04 au 13 juillet 2019 et du 14 au 18 Février 2021. La prospection systématique a été menée sur six systèmes fluviaux favorables et identifiés.

III.2.2. Echantillonnage

Au cours de ces travaux, la séquence sédimentaire a été décrite en utilisant des techniques sédimentologiques conventionnelles. A cet effet, quarante-cinq (45) sondages mécaniques au total ont été réalisés en vue de déterminer la nature, la typologie et les caractéristiques physiques des formations alluvionnaires des sites prospectés, et de prélever des quantités suffisantes de sédiments les plus représentatifs pour les travaux ultérieurs de laboratoire. Ces sondages sont repartis comme suite : neuf (09) à Nanga-Eboko, quinze (15) à Nkoteng et vingt-un (21) à Mbandjock. Sur la base des résultats des tarières, cinq (05) puits d'une profondeur de 4 m environ ont été ouverts sur une superficie de 2 m² afin de mieux observer les limites des différentes couches (Fig. III.9). Ils sont repartis comme suit : un (01) puits à Nkoteng et quatre (04) à Mbandjock. Par la suite, les sédiments ont été échantillonnés tous les 30 cm et 100 cm à l'exception de l'horizon humifère. Un tuyau PVC (10 cm de diamètre et 40 cm de longueur) a permis l'échantillonnage de sédiments gorgés d'eau sous le niveau des eaux souterraines. À plusieurs endroits, des paléo-surfaces étendues (reliques des débris végétaux, couches organiques fossiles, et boue) ont été mises en évidence sur certains puits.

La couleur des différents ensembles au niveau du profil a été déterminée à l'aide du code Munsell (Cailleux, 1992).

La similitude entre les faciès de chaque sondage a amené à considérer des échantillons représentatifs moyens. Pour la localité de Nanga-Eboko, l'échantillon moyen sera noté "NE". Pour la localité de Nkoteng, l'échantillon sera noté "NK". Pour la localité de Mbandjock, l'échantillon sera noté "MB". Ces échantillons, prélevés lors des sondages et puits ont été mis dans des sacs en plastiques, codifiés puis acheminés au Laboratoire.

Le tableau III. 3 récapitule les différents codes des échantillons utilisés.

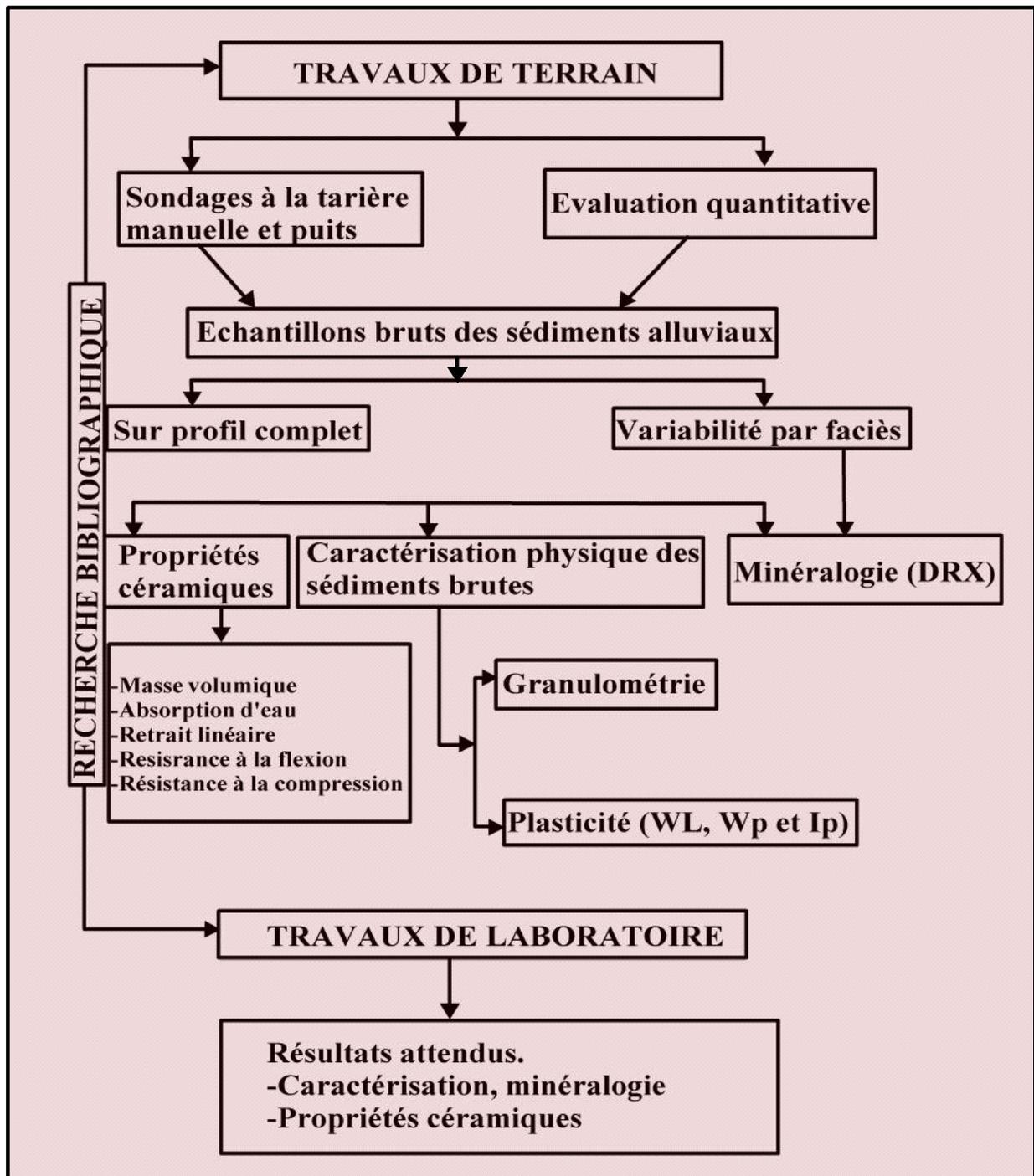


Figure III. 8 : Schéma méthodologique adopté.

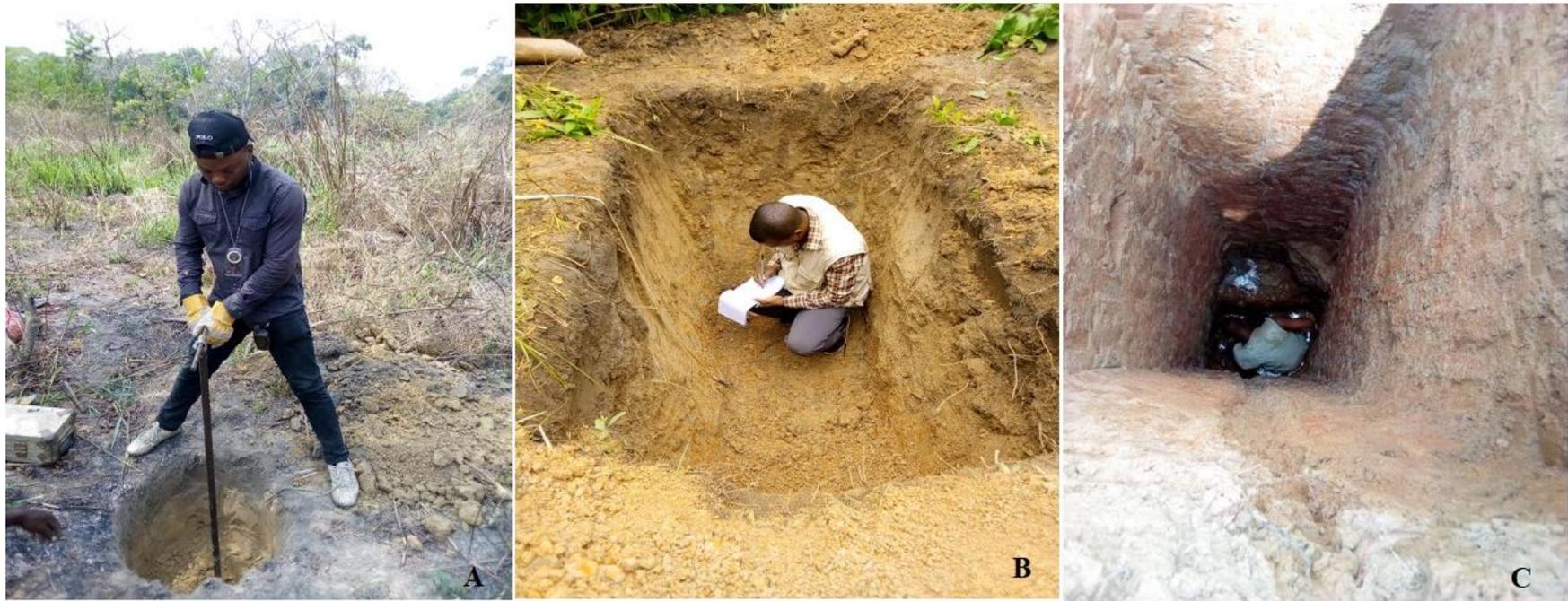


Figure III. 9 : Échantillonnage des matériaux alluviaux. (A) prélèvement à la tarière manuelle, (B) description lithologique et (C) échantillonnage dans les puits.

Tableau III. 4: Codes des échantillons.

Codes	signification
F2T (Matériaux Argileux)	Faciès niveau 2 du site de Tabene
F3T (Matériaux Argileux)	Faciès niveau 3 du site de Tabene
F4T (Matériaux Argileux)	Faciès niveau 4 du site de Tabene
FN2 (Matériaux Argileux)	Faciès niveau 2 du site de Nio-babouté
F3N (Matériaux Argileux)	Faciès niveau 3 du site de Nio-babouté
F4N (Matériaux Sableux)	Faciès niveau 4 du site de Nio-babouté
P1.2-MB (Matériaux Argileux)	Puits 1 niveau 2 Mbandjock
P2.2-MB (Matériaux Argileux)	Puits 2 niveau 2 Mbandjock
P2.4-MB (Matériaux Sableux)	Puits 2 niveau 4 Mbandjock
P2.5-MB (Matériaux Sableux)	Puits 2 niveau 5 Mbandjock
P3.2-MB (Matériaux Argileux)	Puits 3 niveau 2 Mbandjock
P4.2-MB (Matériaux Argileux)	Puits 4 niveau 2 Mbandjock
TM1-MB (Matériaux Argileux)	Tarière manuelle niveau 1 Mbandjock
TM2(M)-MB (Matériaux Argileux)	Tarière manuelle.méandre niveau 2 Mbandjock
TM1(M)-MB (Matériaux Argileux)	Tarière manuelle. Méandre niveau 1 Mbandjock
TM2-MB (Matériaux Argileux)	Tarière manuelle niveau 2 Mbandjock
NA-CF-MB	Niveau argileux à concrétions ferrugineuses Mbandjock
P-MB	Paléosol Mbandjock
SF-P6-MB	Sables fins
SG-P6-MB	Sables grossiers

III.2.3. Travaux de laboratoire

En laboratoire les travaux ont consisté en la caractérisation sédimentologique, géotechnique et minéralogique (DRX) des échantillons des formations alluvionnaires. Les essais sédimentologiques ont concerné principalement la caractérisation granulométrique par tamisage. La caractérisation géotechnique s'est faite en trois parties : la granulométrie par voie humide et par voie sèche, la plasticité et les essais de cuisson entre 850 – 1050°C ainsi que le contrôle qualité des produits céramiques obtenus (*masse volumique, absorption d'eau, porosité, résistance à la flexion, retrait linéaire*). Les méthodes et les différentes techniques utilisées sont présentées ci-dessous.

III.2.3.1. Essai sédimentologique et géotechnique

III.2.3.1.1. Granulométrie

En plus de l'analyse visuelle, vingt-sept (27) échantillons représentatifs ont été sélectionnés pour des analyses en laboratoire (Fig.III.10). Ces analyses ont été réalisées sur des échantillons prélevés tous les 30 ou 100 cm d'intervalle selon la variabilité verticale des faciès sédimentaires.

Pour des échantillons à granulométrie fine (argile, limons et sable fin), l'analyse granulométrique par sédimentométrie a été effectuée en utilisant du peroxyde d'hydrogène (35%) pour éliminer la matière organique et de l'hexaméthaphosphate de sodium (5% en poids) comme agent dispersant (Fig.III.10). La distribution granulométrique a été mesurée à l'aide de



Figure III. 10 : Analyse granulométrique par sédimentométrie.

la pipette de Robinson. Les fractions granulométriques sont définies comme suit : (i) $< 2 \mu\text{m}$ (argile) ; (ii) $50 < < 2 \mu\text{m}$ (limons), (iii) $200 < < 50 \mu\text{m}$ (sables fins), (iv) $200 < < 2000 \mu\text{m}$ (sables grossiers, Fig. III.11), échantillons prélevés tous les 30 ou 100 cm d'intervalle selon la variabilité verticale des faciès sédimentaires.

La classification sédimentaire a été effectuée à l'aide d'un Diagramme ternaire de Shepard basé sur les proportions relatives de sables, de limons et d'argiles (Shepard, 1954).

Pour des échantillons à granulométrie grossière (sables), la granulométrie par voie sèche des grains des sédiments supérieurs à $63 \mu\text{m}$ a été effectuée en procédant par un tamisage à sec de la fraction grossière ($d > 63 \mu\text{m}$) sur une série de tamis de type Afnor (Fig.III.11) dont les mailles sont en progression géométrique du bas vers le haut (63, 125, 160, 200, 250, 315, 500, 1000, 2000 μm). Pour chaque fraction grossière, on a tracé une courbe cumulative semi-logarithmique représentant le pourcentage cumulé du refus en fonction du diamètre correspondant des grains du sédiment. A partir de chaque courbe, des indices granulométriques et des ordres de classement numérique ont été déterminés. Le transport et la sédimentation des dépôts sont interprétés à l'aide du diagramme de Vischer de la distribution granulométrique de chaque échantillon (Vischer, 1969).

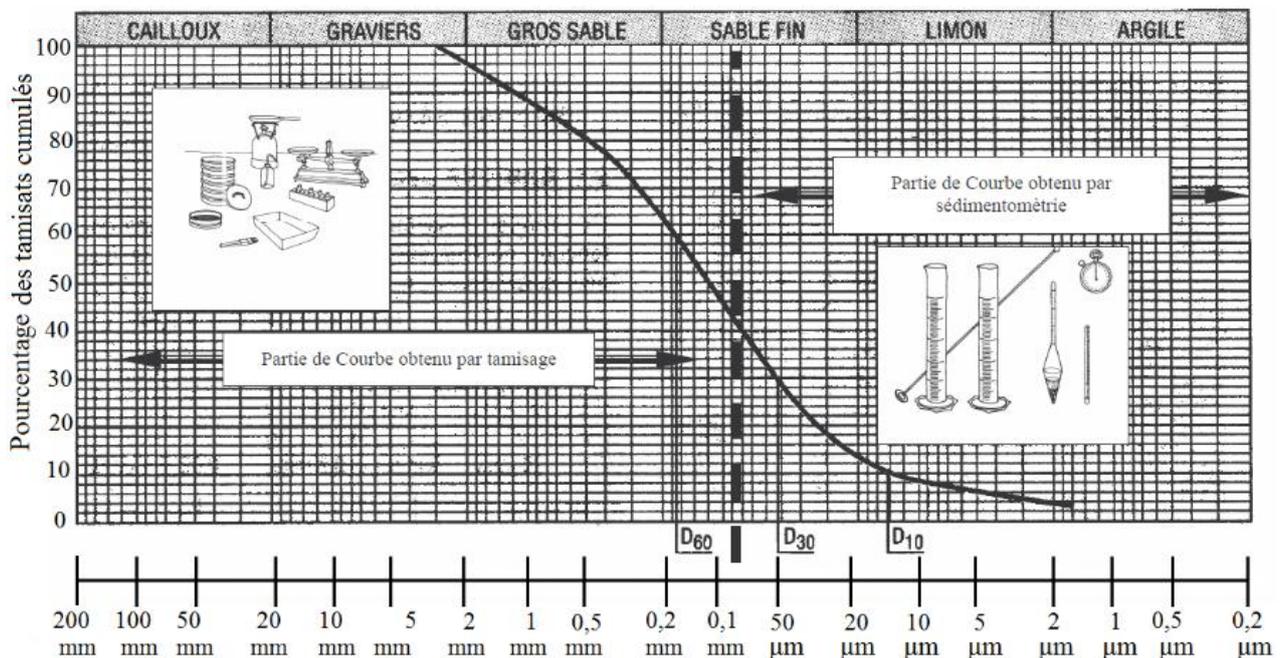


Figure III. 11 : Courbe granulométrique (Touchani et Callaud, 2003).

Cette analyse est représentée par une «courbe granulométrique» qui donne la répartition de la dimension moyenne des grains, exprimée sous forme de pourcentage du poids total du matériau. Elle est tracée en diagramme semi- logarithmique avec :

- En abscisse, le logarithme de la dimension des ouvertures des tamis en valeurs décroissantes ;
- En ordonnée, le pourcentage, en poids du matériau total, de la fraction du sol dont les grains ont un diamètre moyen inférieur à celui de l'abscisse correspondante (passant).

La forme de la courbe granulométrique permet de préciser le degré d'étalement de la granulométrie ou encore son uniformité.

III. 2.3.1.2. Courbes granulométriques des sédiments sableux

Les résultats du tamisage permettent de tracer les courbes de fréquence cumulée des poids en fonction des diamètres de tamis (courbes granulométriques) et déterminer les paramètres granulométriques. Les courbes granulométriques ont été tracées sur un repère semi-logarithmique. Selon Berthois (1975) cette représentation fournit une image plus fidèle du dépôt des sédiments par un courant d'eau.

III. 2.3.1.3. Faciès granulométriques

Les courbes de la figure III.12 présentent différentes formes qui permettent de définir trois principaux faciès selon Tricart (1965) :

- **le faciès parabolique:** c'est un fragment de parabole qui part soit de l'origine, soit d'un point quelconque de l'axe des abscisses. Ce type indique une répartition telle que la proportion des éléments augmente exponentiellement en fonction de leur taille. La courbe parabolique indique donc un effet dynamique particulier. Il est le plus souvent associé à des sédiments où le transport des particules a pu s'effectuer en suspension graduée pour les particules grossières et en suspension uniforme pour les particules fines ;

- **le faciès hyperbolique ou sigmoïde (S) :** il résulte d'une sélection limitée d'une seule tranche de matériel. Cette dernière est d'autant plus étroite que la section centrale droite de la courbe est plus redressée. Les deux extrémités montrent une rapide décroissance qui se traduit par une courbure de raccordement à l'axe des abscisses et à l'ordonnée. Les courbes en « S » impliquent une accumulation sélective, d'autant plus accusée que la section droite de la courbe est plus développée au détriment des courbes distales et qu'elle est plus redressée. La sédimentation s'est faite par accumulation libre. Le faciès hyperbolique peut correspondre à des sédiments où les particules transportées en suspension uniforme ont des tailles granulométriques qui vont des silts (30 - 20 μm) jusqu'aux argiles. De tels faciès sont le plus souvent rencontrés dans des sédiments mis en place à partir de courants de surface ou de masses d'eaux.

- **le faciès logarithmique** : il est représenté par une courbe plus ou moins assimilable à une droite. L'inclinaison de cette droite varie en grande partie en fonction de la proportion en éléments fins. Ce faciès indique un dépôt par excès de charge à la suite d'une diminution de la compétence de l'agent de transport. Ce faciès traduit des sédiments où des particules sont également véhiculées en suspension uniforme soit près du fond, soit en surface ou dans une masse d'eau. Lorsque les tailles granulométriques les mieux représentées sont celles des silts ($> 30 \mu\text{m}$), ces courbes correspondent à des dépôts effectués à partir des courants de turbidité de vitesse faible à moyenne.

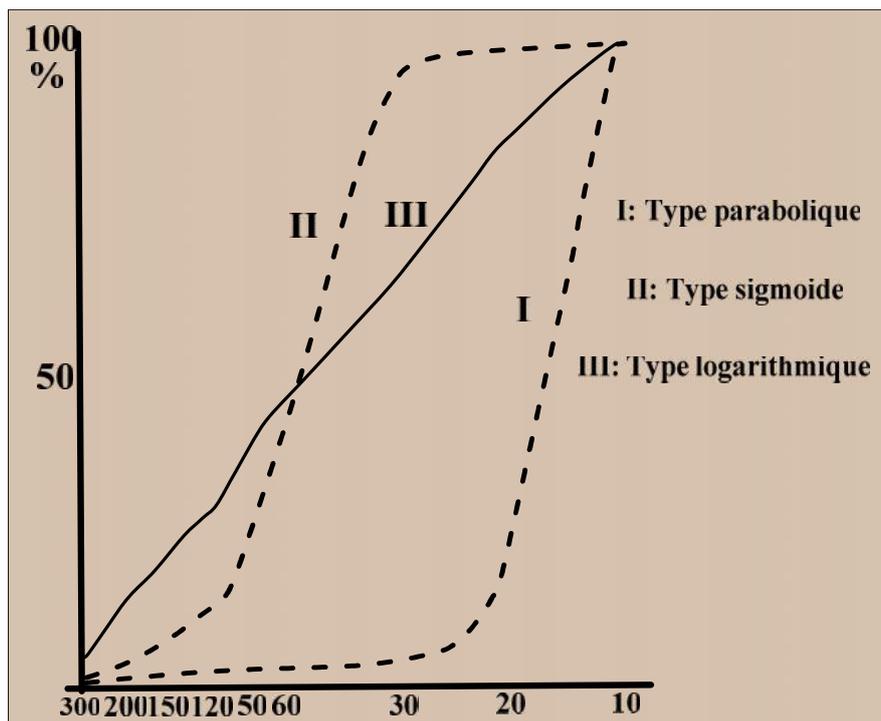


Figure III. 12 : Différents types de courbes granulométriques (Tricart, 1965 in Gbangbot, 2012)

III. 2.3.1.4. Paramètres granulométriques

Une fois la pesée achevée, l'ensemble des données est transféré dans un fichier Excel. Un certain nombre de paramètres, utiles dans le cadre de l'étude granulométrique d'une colonne sédimentaire, est calculé (Folk et Ward, 1957).

Le traitement des données issues de l'analyse granulométrique concerne la moyenne, le classement, l'asymétrie, la médiane. La détermination de ces différents paramètres implique la connaissance des centiles que sont les quartiles, les déciles et les pentiles (Riviere, 1960).

- les quartiles $\text{Ø}25$, $\text{Ø}50$ et $\text{Ø}75$ correspondant respectivement à 25 %, 50 % et 75 % ;
- les déciles $\text{Ø} 10$ et $\text{Ø} 90$ correspondant respectivement à 10 % et 90 % ;
- les pentiles $\text{Ø} 5$ et $\text{Ø} 95$ correspondant respectivement à 5 % et 95 %.

Moyenne

$$Mz = \mu = (F_{16\%} + F_{50\%} + F_{84\%}) / 3 \quad (\text{III.1})$$

Par exemple Ø16 est le diamètre des particules correspondant à un pourcentage pondéral de 16%. La moyenne permet de déterminer le type de sable en utilisant la classification de Wentworth (1972). Cet indice donne une idée de l'énergie du milieu (Reineck et Singh, 1975), mais il est également influencé par la granulométrie du sédiment source (Nordstrom, 1977).

- sables grossiers : $Mz > 500 \mu\text{m}$ ($Mz < 1 \text{ } \emptyset$) ;
- sables moyens : $500 \mu\text{m} > Mz > 250 \mu\text{m}$ ($2 \text{ } \emptyset < Mz < 1 \text{ } \emptyset$) ;
- sables fins : $250 \mu\text{m} > Mz > 125 \mu\text{m}$ ($3 \text{ } \emptyset < Mz < 2 \text{ } \emptyset$) ;
- sables très fins : $125 \mu\text{m} > Mz > 63 \mu\text{m}$ ($4 \text{ } \emptyset < Mz < 3 \text{ } \emptyset$) ;
- silts et argiles : $Mz < 63 \mu\text{m}$ ($Mz > 4 \text{ } \emptyset$).

Ecart-type ou classement ou sorting index

$$So = (\emptyset_{84} - \emptyset_{16})/4 + (\emptyset_{85} - \emptyset_5)/6,6 \quad (\text{III.2})$$

L'écart-type mesure la dispersion des tailles par rapport à la moyenne d'une courbe gaussienne de l'échantillon et permet de distinguer :

- les sables très bien classés : $So < 0,35$;
- les sables biens classés : $0,35 < So < 0,50$;
- les sables assez biens classés : $0,50 < So < 0,80$;
- les sables mal classés : $So > 0,80$.

Asymétrie ou skewness (Ø en unité Phi)

$$Ski = \frac{\emptyset_{16} + \emptyset_{84} - 2\emptyset_{50}}{2} (\emptyset_{84} - \emptyset_{16}) + \frac{\emptyset_5 + \emptyset_{95} - 2\emptyset_{50}}{2} (\emptyset_{95} - \emptyset_5) \quad (\text{III.3})$$

Avec Ø le diamètre des particules en unité phi $\emptyset = -\text{Logd}(\text{mm})$). Le skewness traduit le degré d'asymétrie de la courbe de distribution par rapport à la médiane. L'asymétrie indique la prépondérance ou non des particules fines (valeurs positives) ou des particules grossières (valeurs négatives) par rapport à la moyenne de l'échantillon.

Folk et Ward (1957) préconisent la distribution suivante :

- $Sk > 0$ courbes vers les éléments fins ;
- $+1,00 > Sk > +0,30$ Sk très positif: forte asymétrie vers les éléments fins ;
- $+0,30 > Sk > +0,10$ Sk positif: asymétrie vers les éléments fins ;
- $Sk < 0$ courbes vers les éléments grossiers ;
- $-0,10 > Sk > -0,30$ Sk négative : asymétrie vers les éléments grossiers ;

- $-0,30 > S_k > -1,00$ S_k très négative : forte asymétrie vers les éléments grossiers.

III.2.3.1.5. Propriétés liées à la plasticité et à analyse thermique

Dans le cadre de cette étude, les matériaux d'argiles alluviales (représentation moyenne par localité) ont été caractérisés sur le plan physique avant d'être utilisés pour les essais expérimentaux. Les essais physiques pris en compte sont la granulométrie et la plasticité. Par la suite, les analyses thermiques (cuisson) ont permis de suivre le comportement de matériaux en fonction de la température. Ils ont été effectués au Laboratoire d'Analyse des Matériaux (LAM) de la Mission de Promotion des Matériaux Locaux (MIROMALO).

a. Limites d'Atterberg

Les argiles ont la propriété d'absorber des quantités d'eau très importantes ou de se dessécher, en fonction des conditions d'humidité auxquelles elles sont soumises (Philiponat, 1998). De ce fait, Atterberg a défini une série d'essais normalisés qui permet d'analyser la variation de consistance des sols fins triturés avec leur teneur en eau. Ces séries d'essais sont appelées limites d'Atterberg (W_L ou LL , W_P ou LP et I_P). Elles ont pour but de définir les états d'humidité correspondant aux limites entre les différents états du sol (liquide, plastique et solide). La connaissance de ces limites permet ainsi de prévoir rapidement les possibilités constructives d'un sol. Aussi, ces essais s'effectuent sur les fractions de sol passant au travers du tamis de $400\mu m$. La détermination des limites d'Atterberg a été réalisée selon la norme NF P 94-051. La différence entre les limites de liquidité et de plasticité appelée indice de plasticité I_P définit l'étendue du domaine plastique (Philiponat, 1998).

$$I_P = W_L - W_P \text{ où } W_L \text{ est limite de liquidité et } W_P \text{ la limite de plasticité}$$

b. Confection des éprouvettes

Les matériaux d'argile alluviale destinée à la confection des éprouvettes ont été préalablement placés à l'étuve pendant 24 heures. Ils ont été ensuite broyés à l'aide d'un mortier, puis tamisés à $500\mu m$ et enfin humidifiés à 17%. Les éprouvettes de $4 \times 4 \times 4$ cm ont été confectionnées ainsi que les éprouvettes $80 \times 40 \times 18$ mm parallélépipédiques à l'aide d'une presse hydraulique de laboratoire (Fig. III.13). Après le moulage, les éprouvettes ont été ensuite placées à l'air libre pendant six jours (06) avant d'être placées à l'étuve pendant 24 h, pour éviter un séchage brusque lors de la cuisson. Une fois les échantillons étuvés, on est passé à différentes cuissons ($1050^\circ C$, $950^\circ C$, $850^\circ C$). La cuisson a été faite dans un four programmable de température maximale $1050^\circ C$. Trois briquettes par température ont ensuite été cuites à 850, 950, et $1050^\circ C$, soit un total de 54 briquettes.



Figure III. 13 : Confection des éprouvettes à l'aide d'une presse hydraulique.

c. Tests de qualité des produits céramiques

Après la cuisson, les éprouvettes sont soumises à certains tests afin d'évaluer les performances des produits cuits.

d. Retrait linéaire à la cuisson

C'est la détermination de la longueur d'un matériau après un traitement thermique. Les contractions importantes peuvent entraîner des déformations (Baccour et *al.*, 2008).

Après la confection des éprouvettes, elles sont placées à l'étuve à 105°C pendant 24h. Après l'étuvage, leurs dimensions (L x l x e) sont prises à l'aide d'un pied à coulisse. Ensuite, on prend de nouveau les dimensions des éprouvettes après cuisson au four à la température initialement choisie : Le retrait linéaire (RL) en pourcentage est exprimé par la relation :

$$RL = \left(\frac{L_0 - L_1}{L_0} \right) \times 100 \text{ Où } L_0 : \text{longueur de l'éprouvette après séchage à } 105^\circ\text{C (mm) et}$$

L_1 : longueur de l'éprouvette après cuisson (mm). D'après la norme américaine ASTM C531-2000.

e. Couleur et sonorité

Les concentrations relatives en fer et en calcium déterminent la couleur des terres cuites (Kornmann, 2009). Lorsque la concentration en fer est supérieure à 5 %, la couleur après cuisson en atmosphère oxydante est rouge, couleur de l'hématite (Nzeukou, 2015). Si, par contre, la concentration en calcium est supérieure à 7 %, la couleur tourne au jaune car le fer est maintenant sous la forme de ferrite de calcium. Par ajout de dioxyde de manganèse (1 à 4 %), on peut obtenir des couleurs brunes. L'ajout d'oxyde de titane sur des argiles calcaires

permet de parvenir à des couleurs jaunes.

Pour les briquettes étudiées, la détermination des couleurs a été réalisée par le code de couleur Munsell (2000). Il consiste à comparer la couleur de l'éprouvette à l'une des couleurs présentes sur l'abaque de couleur, puis à partir du code, donner le nom de la couleur trouvée. Cette collection présente neuf chartes indiquant 322 couleurs standards, classées systématiquement par leur notation Munsell. Ce classement comporte trois paramètres combinés pour décrire toutes les couleurs : la teinte, la valeur et le contraste.

La sonorité des éprouvettes a été déterminée après quelques coups de ces derniers sur le carreau de la paillasse de laboratoire. La qualité des éprouvettes traduit généralement la bonne cohésion des céramiques et la maturité des produits de cuisson (Nzeukou, 2015).

f. Résistance mécanique à la compression

C'est la force qu'une éprouvette cubique (4 x 4 x 4 cm) de matériaux peut supporter avant la rupture sous l'effet d'une charge newtonnienne. Elle est donnée par la formule suivante : $Rc = \frac{F}{S}$ avec: F=force de compression exercée sur l'éprouvette (N) ; S=surface (m²).

g. Taux d'absorption d'eau

Le taux d'absorption d'eau permet d'avoir une idée sur le taux de grésification du tesson (Reeves *et al.*, 2006). Selon la Fédération Belge des Briques (2008), le caractère absorbant d'une brique est défini par certains facteurs tels que : le nombre et les dimensions des pores, les liaisons entre les pores, les pores fermés ou ouverts.

Cet essai s'est fait suivant la norme ASTM C 20 - 2000. Le Taux d'absorption d'eau (Tab) est le pourcentage d'eau absorbé par un matériau immergé pendant 24h.

La masse (Ms) de l'éprouvette est d'abord déterminée juste après la sortie du four. Ensuite, l'éprouvette est immergée dans l'eau pendant 24h. Après ce séjour dans l'eau, l'éprouvette est soigneusement époncée avec un papier et sa masse (Ma) est déterminée. Le pourcentage d'eau absorbé (Tab) est donné par la relation :

$Tab = \left(\frac{Ma - Ms}{Ms} \right) \times 100$: avec Ma= masse de l'éprouvette après cuisson ; Ms= masse de l'éprouvette après 24h d'immersion (g).

h. Masse volumique apparente

Elle est définie par le quotient de la masse sèche de l'échantillon par le volume occupé par la matière solide, y compris les vides contenus dans les grains (volume apparente).

On détermine la masse sèche (M_s) de l'éprouvette de matériaux après cuisson. Puis, on calcule directement son volume en appliquant la formule $V = L \times l \times e$. la masse volumique

$$\rho = \frac{M_s}{V}$$

III.2.4. Analyses minéralogiques

Les analyses minéralogiques ont consisté à déterminer les minéraux argileux et non argileux par Diffraction aux Rayons X (DRX). La DRX permet l'identification et la détermination semi-quantitative des principaux minéraux présents dans un échantillon.

III.2.4.1. Principe de la méthode

Cette méthode consiste à utiliser la propriété de diffraction d'un faisceau monochromatique de rayons X par les plans réticulaires, en se basant sur la loi de Bragg : $n \lambda = 2d \sin \theta$; avec : n : nombre entier ; λ : $1,54 \text{ \AA}$; d : distance de deux plans réticulaires ; θ : angle d'incidence.

La méthode générale consiste à bombarder l'échantillon avec des rayons X issus d'une anode métallique et lesquels sont premièrement colmatés par une fente de divergence afin de produire un faisceau subparallèle. Ce dernier est dirigé sur l'échantillon selon un angle (θ) et est diffracté lorsque les conditions de la loi de Bragg sont remplies. En faisant varier l'angle θ , les conditions de la loi de Bragg sont satisfaites pour différentes valeurs de (d) dans les matériaux polycristallins. Après leur passage dans les différents réseaux de fentes, les rayons X diffractés sont reçus sur un détecteur. Le signal amplifié est reçu par le détecteur puis transmis à un ordinateur qui présente les résultats sous forme d'un graphe, le diffractogramme, représentant l'intensité des pics diffractés en fonction des positions angulaires (c'est-à-dire de l'angle de déviation 2θ du faisceau). Ce diffractogramme est caractéristique de l'échantillon analysé et l'intensité des pics (et/ou la surface selon les hauteurs) est fonction de la quantité de chaque phase minérale présente dans cet échantillon (Holtzapffel, 1985).

III.2.4.2. Détermination des minéraux argileux et non argileux par Diffraction aux Rayons X (DRX)

Dans le cadre de cette étude, la DRX a été effectuée suivant le protocole de l'Unité de Recherche Argiles, Géochimie et Environnements sédimentaires (AGEs) de l'Université de Liège et adapté selon Moore et Reynolds (1989). Les données ont été enregistrées à l'aide du diffractomètre Bruker Advance Eco (Fig. III.14), utilisant le rayonnement $K_{\alpha 1}$ du cuivre ($\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$) et la tension d'accélération est de 40 KV, l'intensité de 30 mA. La vitesse de mesure

du goniomètre est de 10 s/pas, vitesse de rotation $2^{\circ}2$ /min, induisant un temps d'analyse de plusieurs minutes pour couvrir une gamme angulaire allant 2 à $70^{\circ}2$ pour les poudres non orientées. Il est relié à un ordinateur pour l'enregistrement automatique des données.

Afin d'obtenir des informations sur les matériaux étudiés, l'analyse s'est faite sur les échantillons de poudre désorientés. L'analyse des échantillons désorientés permet de déterminer la minéralogie totale des minéraux argileux et minéraux associés. Pour ce type d'analyse, environ ~1g de matériau de chaque échantillon est prélevé et séché à l'étuve (40°C) pendant au moins 24 h. L'échantillon est broyé manuellement au mortier en agate et tamisé à sec à $250\ \mu\text{m}$ jusqu'à passage intégral. Une aliquote est placée dans un porte-échantillon par simple pression afin de limiter toute orientation préférentielle des minéraux selon la méthode de Moore et Reynolds (1989). Les diffractogrammes ainsi obtenus permettent l'identification de toutes les réflexions basales.



Figure III. 14 : Diffractomètre Bruker Advance Eco.

III.3. MODELISATION GEOLOGIQUE 3D

Le logiciel RockWorks 17 a été utilisé pour la géomodélisation. Ce logiciel est capable de créer des modèles en blocs et des coupes transversales dans une zone (Krassakis et *al.*, 2022). Afin de créer le modèle 3D, les données de sondages à la tarière manuelle, de puits et de SEV ont été regroupées en unités lithologiques et géoélectriques. Ce regroupement a permis de constituer une base de données pour la réalisation du modèle 3D. Ladite base a été organisée dans un fichier Excel à plusieurs feuilles avant d'être importée dans le programme RockWorks. Le choix des données s'est fait sur la base de la représentativité des faciès, du meilleur modèle géoélectrique et l'objectif fixé. De ce fait, un total de 26 sondages à la tarière et 18 SEV ont été choisis. Les paramètres considérés dans ce choix sont la profondeur, l'intervalle entre les sondages et l'emplacement. L'entrée de la base de données s'est faite à partir de la fenêtre «Borehole Manager» en utilisant l'outil «Location». Cet outil a permis de faire entrer les

coordonnées (X, Y) des sondages, leur altitude (Z), leur orientation et leur profondeur. Par la suite, les outils «lithology» et «stratigraphy» ont été utilisés pour les résultats d'analyses. Une fois que toutes les données nécessaires ont été entrées dans le logiciel de traitement, des coupes lithologiques ont été générées avec la description détaillée de chaque sondage.

Pour la réalisation d'une bonne corrélation entre les sondages, le principe stratigraphique de superposition a été choisi, étant donné que l'ordre de dépôt suit un granoclassement positif. Par ailleurs, les niveaux de galets et d'argiles ont été choisis comme niveaux repères, du fait de leur présence sur l'ensemble des sondages.

Le système de référence spatial utilisé était l'Universel Transverse Mercator (UTM) 33 (hémisphère Nord) WGS 84. La technique d'algorithme d'analyse lithologique a été mise en œuvre pour interpoler la distribution spatiale des données par rapport aux axes horizontaux et verticaux (Rockware, 2016).

Enfin, le croisement des différents résultats en utilisant le logiciel de modélisation RockWorks a permis d'évaluer le volume de chacune des formations géologiques après la délimitation de la zone d'étude.

CONCLUSION

Les travaux de terrain ont permis d'identifier, de localiser, de décrire et de collecter les formations alluvionnaires de la plaine alluviale de la Sanaga entre Nanga-Eboko et Mbandjock d'une part, et de réaliser les levés d'imagerie de résistivité électrique et de sondages manuels d'autre part. Les différents échantillons sélectionnés ont fait l'objet d'analyses préliminaires et approfondies au Cameroun (Laboratoire d'Analyse des Matériaux (LAM) de la MIPROMALO ; au Département des Science de la Terre de l'Université de Yaoundé I) et en Belgique à l'Université de Liège.

Les analyses des sections géophysiques ont consisté en le traitement de données obtenues sur le terrain à l'aide des logiciels d'inversion Jointem et Res2Dinv. Ce traitement a produit des images géo-électriques 1-D et 2-D montrant la profondeur d'investigation, la géométrie et les épaisseurs des différentes formations traversées.

Les analyses préliminaires des données issues des tarières et puits ont concerné l'étude granulométrique et la plasticité. Les essais céramiques ont été effectués sur les matériaux argileux (850-955 et 1050°C).

L'analyse minéralogique s'est effectuée par diffraction des rayons X.

L'ensemble de ces données seront modélisé afin de quantifier les formations alluvionnaires identifiées.

CHAPITRE IV : RESULTATS

*Si quelqu'un veut sérieusement rechercher la vérité,
il ne doit pas faire le choix d'une science
particulière ; elles sont toutes unies entre elle et
dépendant les unes des autres.*

DESCARTES

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, les données géophysiques, lithologiques et leur traitement sont présentées en détail. On présentera en premier, la morphologie des formations alluvionnaires. Ces résultats permettront d'établir une nomenclature des faciès en fonction de leurs propriétés pétro-physiques et d'aborder leur distribution dans la plaine alluviale. Ensuite, on présentera les résultats de l'Imagerie Electrique 1D (Sondages Electriques Verticaux, SEV). Ils seront suivis par les résultats de l'Imagerie électrique 2D. Enfin, les résultats sédimentologiques, minéralogiques et géotechniques seront présentés.

IV.1. DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE DES FORMATIONS ALLUVIONNAIRES

IV.1.1. Profil de Nanga-Eboko

Le site de Nanga - Eboko s'étend sur la rive gauche du fleuve Sanaga, entre les coordonnées géographiques 12°20' – 12°24' de longitude Est et 04°00' – 04°45' de latitude Nord (Fig. IV.1). Il est situé dans le village Bifogo à proximité du point de la traversée par bac, dans une ancienne clairière ouverte par une communauté chinoise pour la culture du riz et du maïs. Six (06) sondages à la tarière ont été effectués sur ce site (Fig. IV.1 a et b).

Sur la base des différentes observations, l'organisation des formations alluvionnaires sur ce profil se présente comme suit, du haut vers le bas:

- un niveau de sol végétal organique (0 - 30 cm) associé à de nombreuses racines et débris végétaux plus ou moins décomposés, de couleur gris foncé (10YR4/2) ;
- un niveau à argile fine (30 - 400 cm), de couleur grise (2,5YR6/1), bariolée de brun ou de rouge (10YR3/2) avec des passées brun chocolat et vert (5YR6/1), très compacte et difficile à creuser à la tarière ;
- un niveau à argile sableuse (400 - 500 cm), plastique, de couleur grise bariolée de brun et de jaune (10YR5/6) ;
- un niveau sableux (500 cm et plus), arrêt suite aux venues d'eau.

IV.1.2. Profil de de Nkoteng

Le site de Nkoteng est également localisé sur la rive gauche de la Sanaga, entre les coordonnées géographiques 12°5'00'' - 12°10'00'' de longitude Est et 04°25'00'' - 04°40'00'' de latitude Nord. Il est situé dans le village Ebongo tout autour de la gare ferroviaire de Tabéné. Aussi, un autre site est localisé derrière le centre-ville de Nkoteng, au niveau de la carrière de sables. Treize (13) sondages et un puits ont été effectués sur ce site (Fig. IV.2 a et b).

L'organisation des matériaux dans le profil se présente comme suit, de la surface vers la profondeur:

- un niveau de sol végétal organique (0 - 30 cm) associé à de nombreuses racines et débris végétaux, de couleur gris foncé (10YR4/2) ;
- un niveau à argile fine (30 - 120 cm), de couleur grise légèrement foncée;
- un niveau à argile limoneuse (120 - 360 cm), de couleur noirâtre (10 YR 4/2), avec présence de matière organique ;
- un niveau sableux argileux (360 - 425 cm), de couleur grise (2,5YR6/1) ;
- un niveau sableux (425 cm et plus). Cette formation n'a pas été traversée à cause des remontées d'eau.

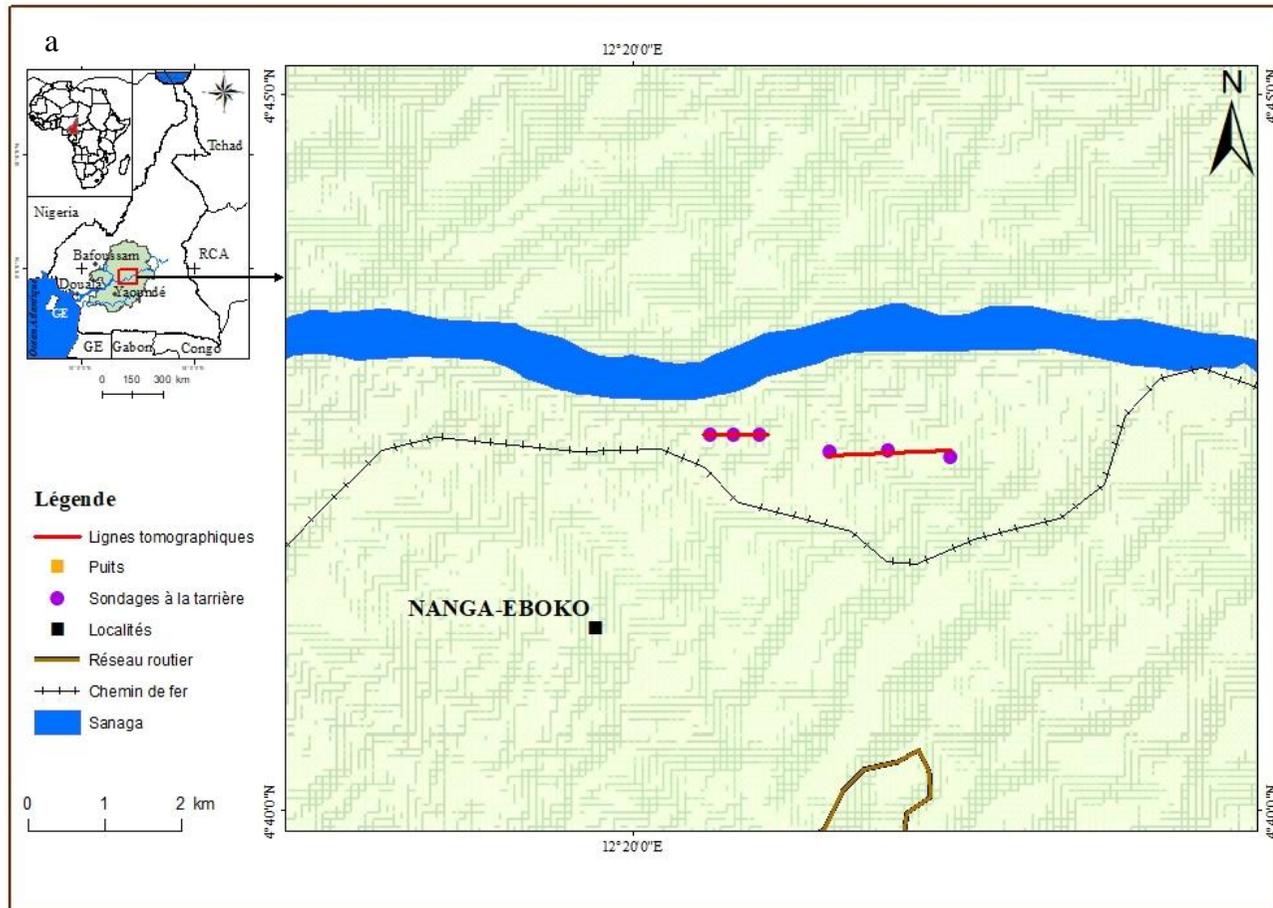
IV.1.3. Profil de de Mbandjock

La localité de Mbandjock a fait l'objet d'une étude plus détaillée que dans les deux autres localités. La zone d'étude est également située sur la rive gauche de la Sanaga, entre les coordonnées géographiques 11°50' – 12°00' de longitude Est et 04°25' – 04°40'' de latitude Nord. Vingt-deux (22) sondages et cinq (05) puits y ont été effectués. Les sites d'étude sont situés à Banga, derrière la gare ferroviaire et à Nio-Babouté (Fig. IV.3 a et b).

La description desdits sondages et puits permet d'illustrer les faciès de la zone d'étude (Fig. IV.4).

Les formations traversées comprennent depuis la surface à la base :

- un niveau de sol végétal (0 - 10 cm), associée à de nombreuses racines et débris végétaux, de couleur gris foncé (10YR4/2) ;
- un niveau à argile fine, de couleur grise, tachetée de rouge (10 - 20 cm) ;
- un niveau à concrétions ferrugineuses pris en sandwich entre deux niveaux argileux (20 - 110 cm) de couleur rouge ;
- un niveau à argile fine (110 - 325 cm), de couleur grise, avec présence de paillette de muscovite et tachetée de rouge (7,5 YR 6/2) ;
- un niveau de grès ferrugineux (325 - 395 cm), de couleur jaunâtre par endroit;
- un niveau sableux (395 - 445 cm), de couleur grise ;
- des blocs de roche altérée, mélangés aux galets arrondis et surmontés des conglomérats par endroits (445 cm et plus).



N.B : Les lignes géo-électriques ne sont pas à l'échelle

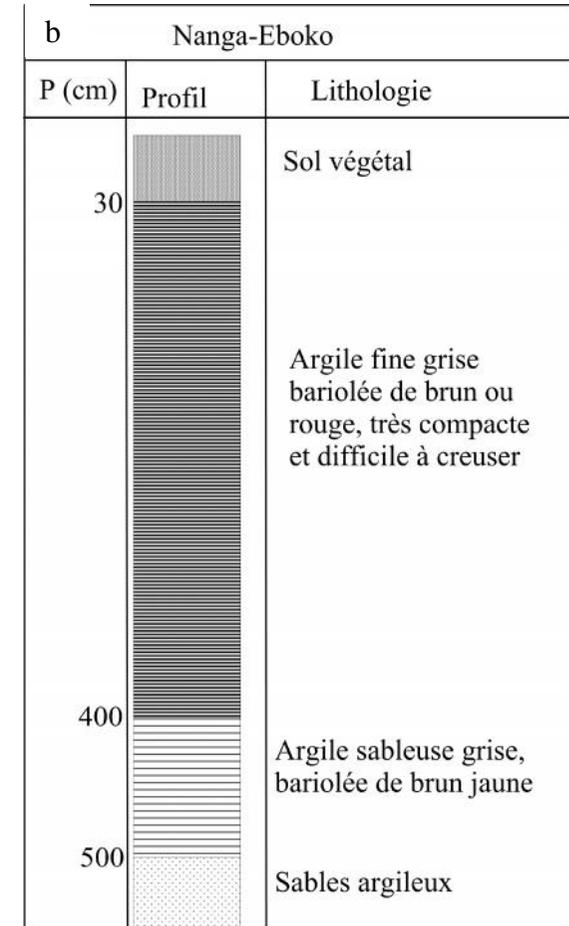
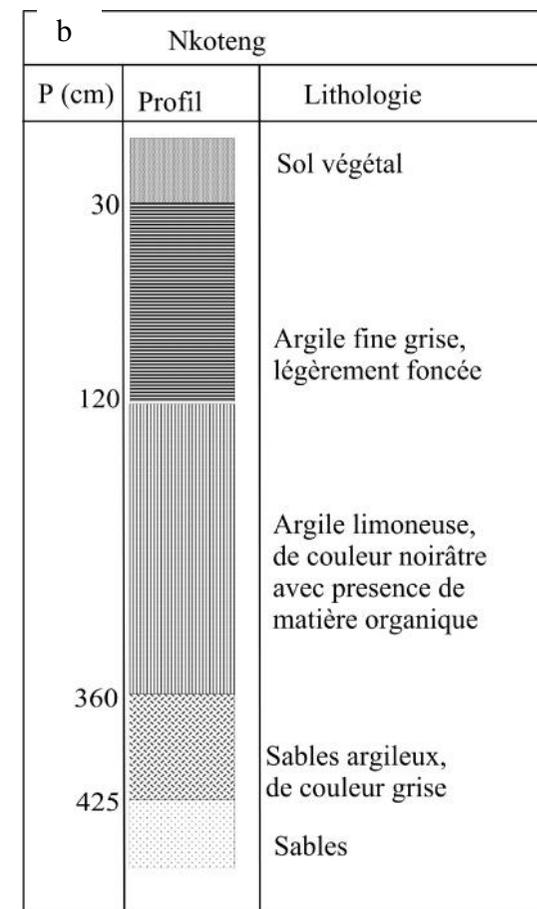
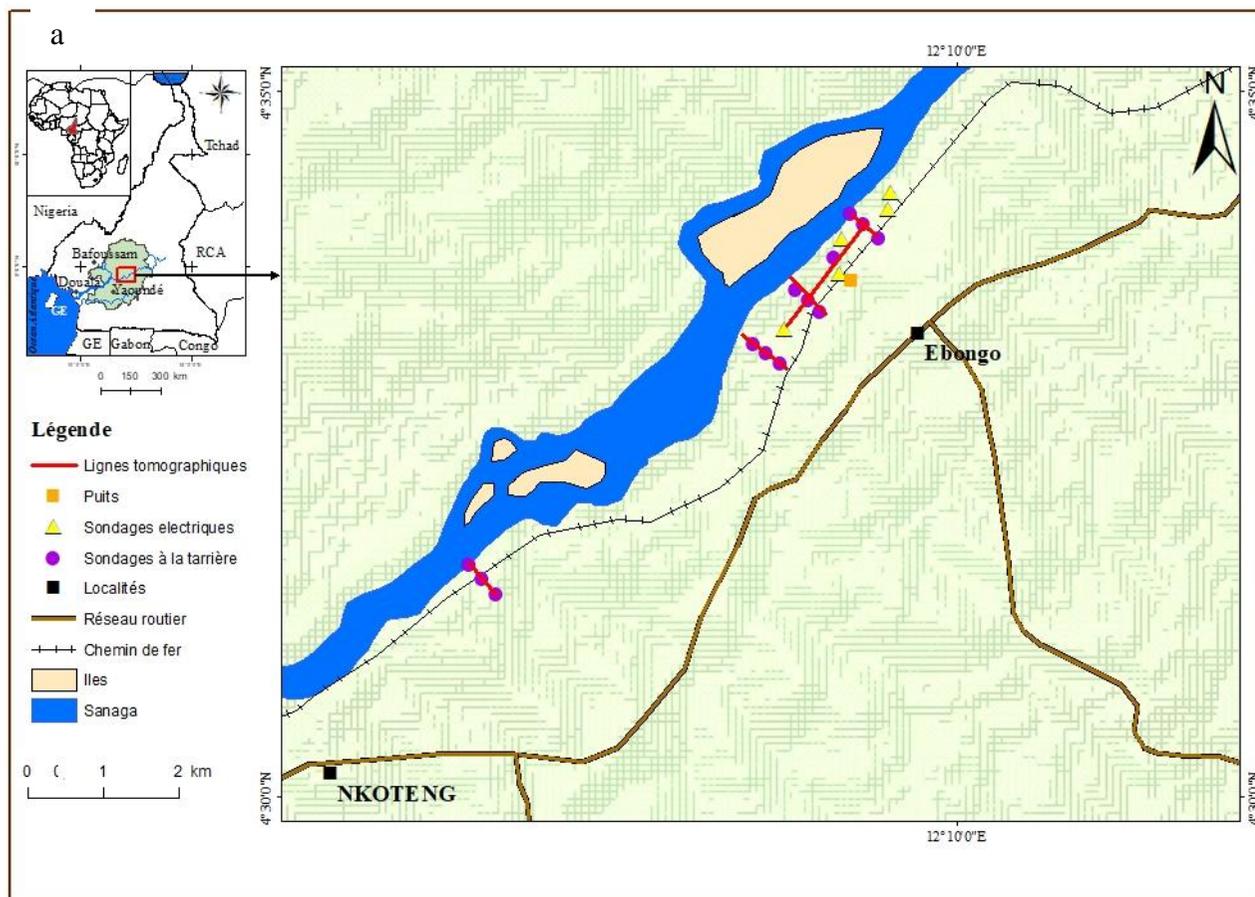
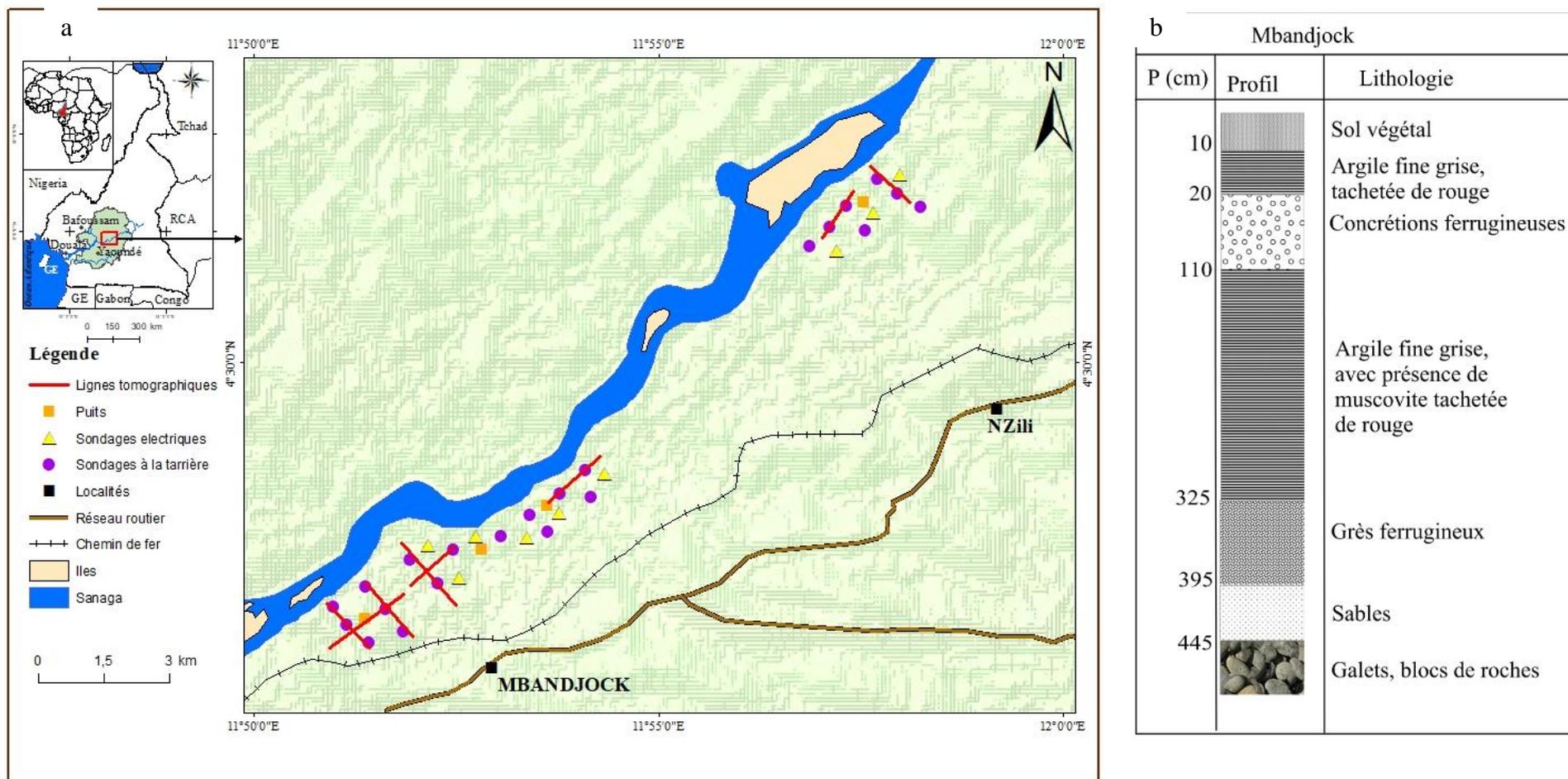


Figure. IV. 1: (a) Localisation des formations alluvionnaires et des points de sondages dans la zone de Nanga-Eboko (réalisée à partir de la carte topographique de BAFIA-NANGA, Feuillé NA-32-XXIV), (b) colonne lithologique.



N.B : Les lignes géo-électriques ne sont pas à l'échelle.

Figure. IV. 2: (a) Localisation des formations alluvionnaires et des points de sondages dans la zone de Nkoteng (réalisée à partir de la carte topographique de BAFIA-NANGA, Feuillé NA-32-XXIV), (b) colonne lithologique.



N.B : Les lignes géo-électriques ne sont pas à l'échelle

Figure. IV. 3: (a) Localisation des formations alluvionnaires et les points de sondages dans la zone de Mbandjock (réalisée à partir de la carte topographique de BAFIA-NANGA, Feuillé NA-32-XXIV), (b) colonne lithologique. .

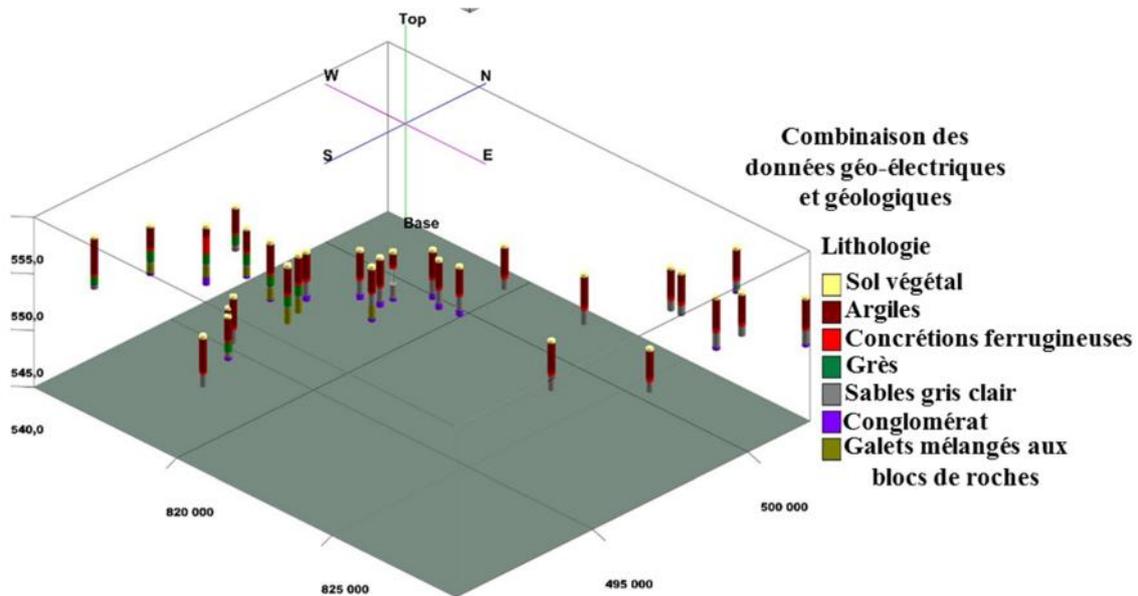


Figure. IV. 4: Représentation schématique des colonnes lithologiques de Mbandjock.

IV.2. CARACTERISATION GEO-ELECTRIQUES

IV.2.1. Caractérisation géoélectriques 1D

Les SEV ont été effectués dans les localités de Nkoteng et Mbandjock afin de fournir des informations un peu plus détaillées. Quatre (04) SEV ont été effectués à Nkoteng et neuf (09) à Mbandjock.

IV.2.1.1. Courbe de sondages

Les courbes de sondages électriques en configuration Schlumberger obtenues sont constituées en général de 3 couches de terrain. A l'aide du logiciel d'inversion, on a effectué un rapprochement entre la courbe théorique et la courbe expérimentale. Le facteur Damp qui indique la qualité de la corrélation entre ces deux courbes est compris entre 0,8 et 1. Ainsi, l'erreur quadratique moyenne (RMSPE) qui en a résulté varie de 0,02 à 0,05.

La figure IV.5 présente un modèle de type A et est constitué de 3 terrains, avec une erreur RMSPE de 2%. Le premier terrain est conducteur et présente une gamme de résistivité de 1 - 300 $\Omega \cdot m$ pour une épaisseur 3,8 m environ. Le second terrain semi-résistif a une gamme qui oscille entre 300 - 800 $\Omega \cdot m$ et une épaisseur de 7 m environ. Le troisième résistif avec une gamme de résistivité supérieure à 2500 $\Omega \cdot m$ avec une épaisseur inconnue.

La figure IV.6 présente un modèle de type H constitué de 4 terrains, avec une erreur RMSPE de 2%. Le premier terrain est semi-résistif. Sa résistivité est de l'ordre de 60 - 500 $\Omega \cdot m$ environ pour une épaisseur d'environ 1,5 m. Le deuxième terrain est conducteur et a des valeurs de résistivité qui varient de 1 - 60 $\Omega \cdot m$ avec une épaisseur de 3 m environ. Le troisième terrain est résistif. Sa gamme de résistivité est supérieure à 1000 $\Omega \cdot m$ et une épaisseur de 10 m environ..

Schlumberger

	Res.(Ohmm)	Depth (m)	Thick.(m)
1.	308.48	0.0	3.83
2.	968.90*	3.83	6.99*
3.	2691.23	10.81	

Data: DC (thick)

RMS: 0.02610 (weights on)

Damp: 1.00000

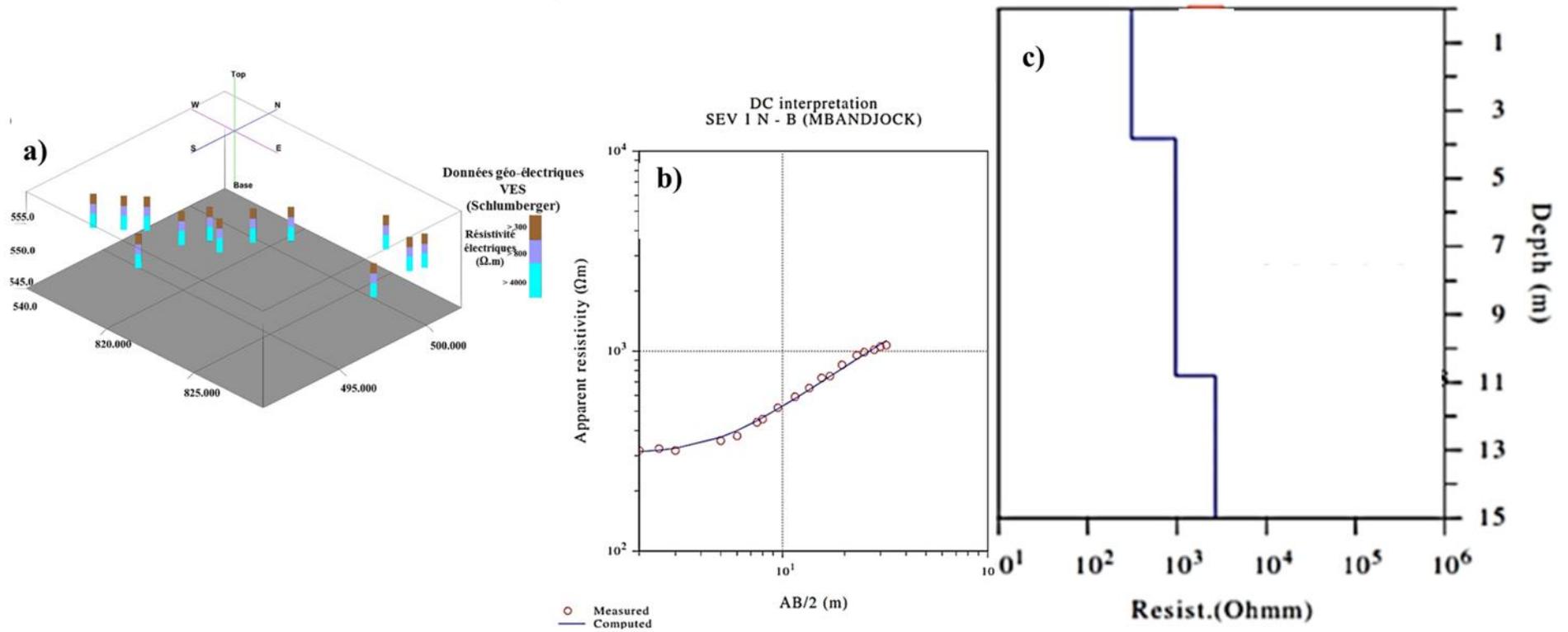


Figure. IV. 5: (a) Répartition spatiale des points de sondages électriques, (b) Courbe de résistivité apparente effectuée à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité.

Schlumberger

	Res.(Ohmm)	Depth (m)	Thick.(m)
1.	619.58	0.0	1.57
2.	50.95	1.57	2.95
3.	452.60	4.52	12.96*
4.	964.00	17.49	

Data: DC (thick)

RMS: 0.01367 (weights on)

Damp: 1.00000

DC interpretation
SEV 5 Mbanga (MBANDJOCK)

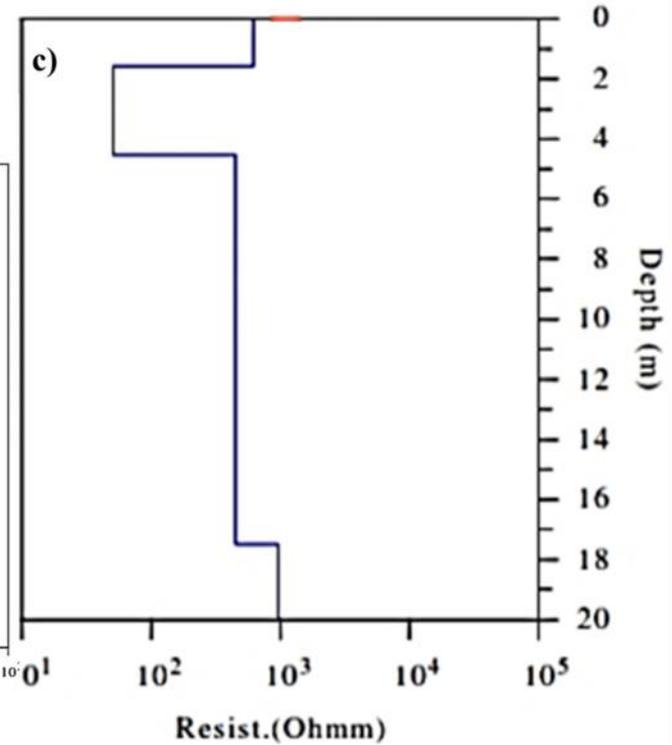
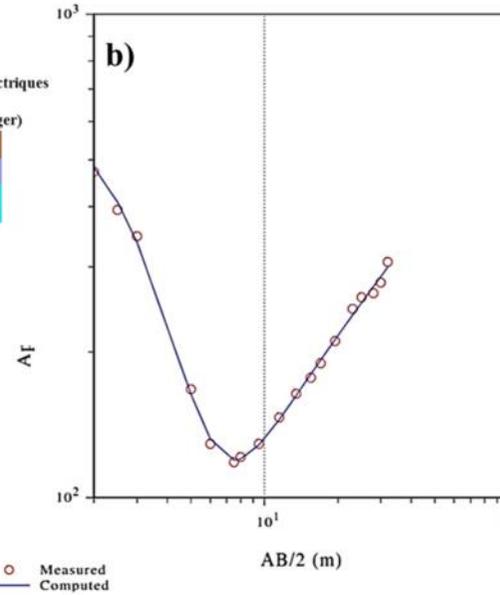
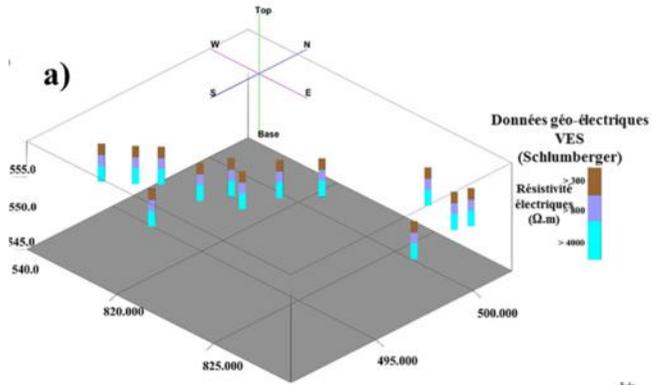


Figure. IV. 6: (a) Répartition spatiale des points de sondages électriques, (b) Courbe de résistivité apparente effectué à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité. .

Et, le quatrième terrain est très résistif. Ses valeurs résistives sont supérieures à 1500 .m et d'épaisseur inconnue.

La figure IV.7 présente un modèle de terrain constitué de 3 couches de type A, avec une erreur RMSPE de 2%. Une lithologie similaire est rencontrée sur ce point de sondage. Le premier terrain est conducteur et présente une gamme de résistivité de l'ordre de 1 - 200 .m environ avec une épaisseur d'environ 3,5 m. Le second terrain semi-résistif présente des valeurs de résistivités de 200 - 500 .m. Son épaisseur est de 8 m environ. Le troisième terrain est résistif, d'épaisseur inconnue avec une résistivité supérieure à 3000 .m.

IV.2.1.2. Cartes d'iso-résistivité

Les cartes d'iso-résistivités ont été réalisées dans le but de voir la répartition latérale des formations alluvionnaires à différentes profondeurs.

La figure IV.8 (a) a été établie avec un espacement de $\frac{AB}{2} \approx 6 m$. Elle correspond à la profondeur d'investigation de 2,50 m. On observe sur cette carte une répartition inéquitable des résistivités du sous-sol, avec une gamme de résistivité qui varie de 100 .m à 380 .m. Trois types de formations ont été distingués. Les formations à faibles résistivités, les formations à moyennes résistivités et les formations à résistivités plus ou moins élevées. Les formations de faibles résistivités ($< 180 .m$) sont situées dans la partie Nord de la zone d'étude. Elles sont constituées des stations VES 4, VES 5, et VES 6. Les formations à moyennes résistivités ($180 .m < < 360 .m$) sont situées dans la partie Sud du site et sont constituées des stations VES 2, VES 3, VES 7, VES 8 et VES 9. Les formations à résistivités plus ou moins élevées ($> 360 \Omega.m$). Elles sont situées dans la partie Sud du site et comportent les stations VES 1, VES 2, VES 3.

Les figures IV.8 (b) et IV.8 (c) présentent les cartes iso-résistivités réalisées pour les espacements de $\frac{AB}{2} \approx 13,5 m$ et $\frac{AB}{2} \approx 30 m$ correspondant à des profondeurs d'investigation de 5,5m et 12 m respectivement. De ces cartes, il en ressort que la résistivité est inégalement répartie dans le site avec une gamme qui varie de 160 .m à 660 .m et 250 à 1100 .m respectivement pour $\frac{AB}{2} \approx 13,5$ et $\frac{AB}{2} \approx 30 m$. Ces deux cartes présentent presque la même répartition des matériaux dans leurs profondeurs respectives. Ainsi, on distingue 3 types de formations. Les formations de résistivités faibles, les formations de résistivité moyennes et les formations de résistivité élevées. Les formations de faibles résistivités ($160 .m < < 300 .m$) sont situées dans la partie NE de la zone d'étude et sont constituées des stations VES 4, VES 5, et VES 6. Les formations de résistivités moyennes ($300 .m < < 500 .m$) sont

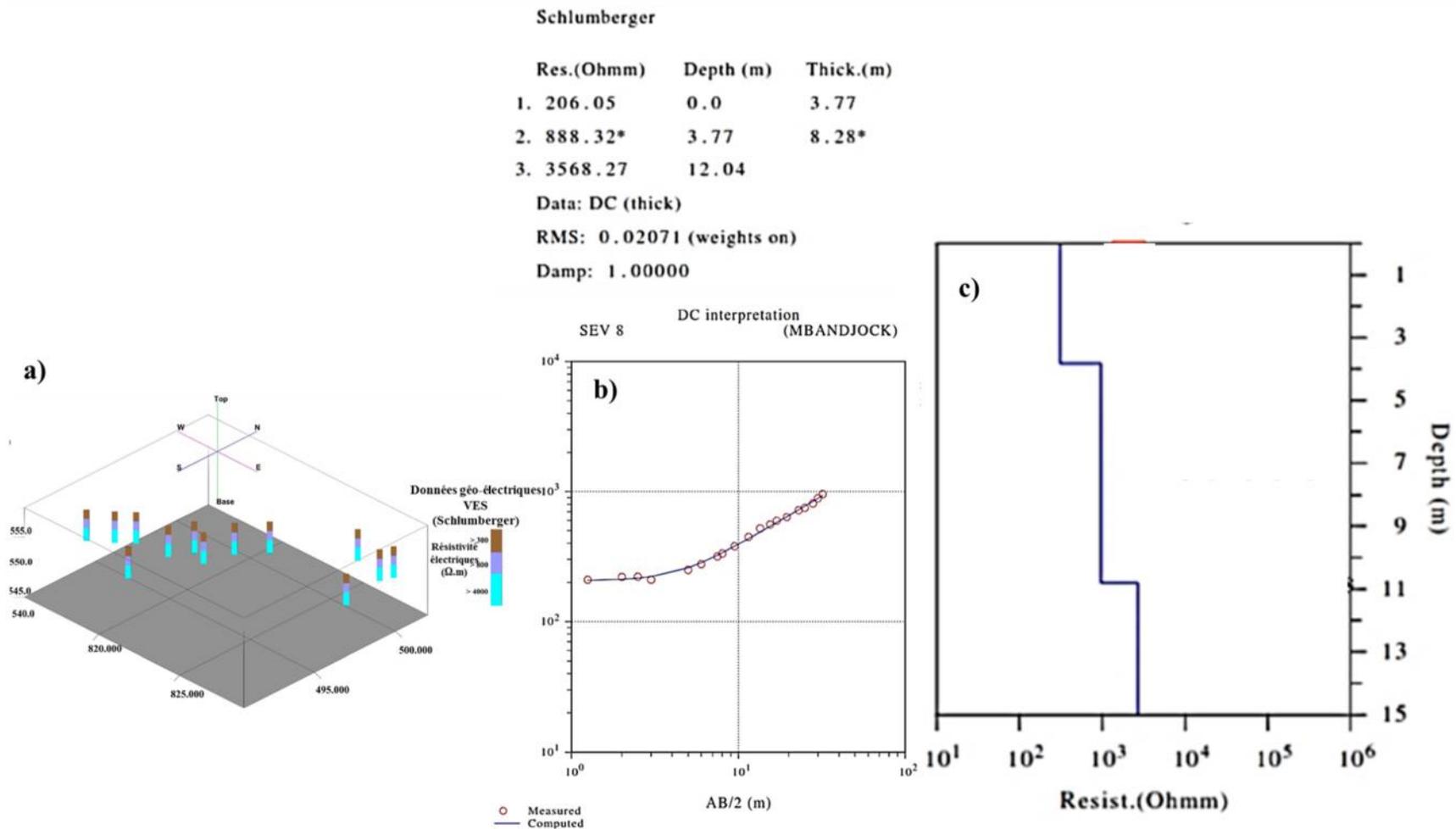


Figure. IV. 7: (a) Répartition spatiale des points de sondages électriques, (b) Courbe de résistivité apparente effectuée à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité.

situées dans la partie Sud du site et comportent la station VES 9. Cette zone discontinue et peu résistive sépare les formations de faibles résistivités des formations de résistivités élevées. Les formations de résistivités élevées ($> 500 \Omega \cdot m$) sont situées dans la partie Sud du site avec les stations VES1, VES 2, VES 3, VES 7 et VES 8.

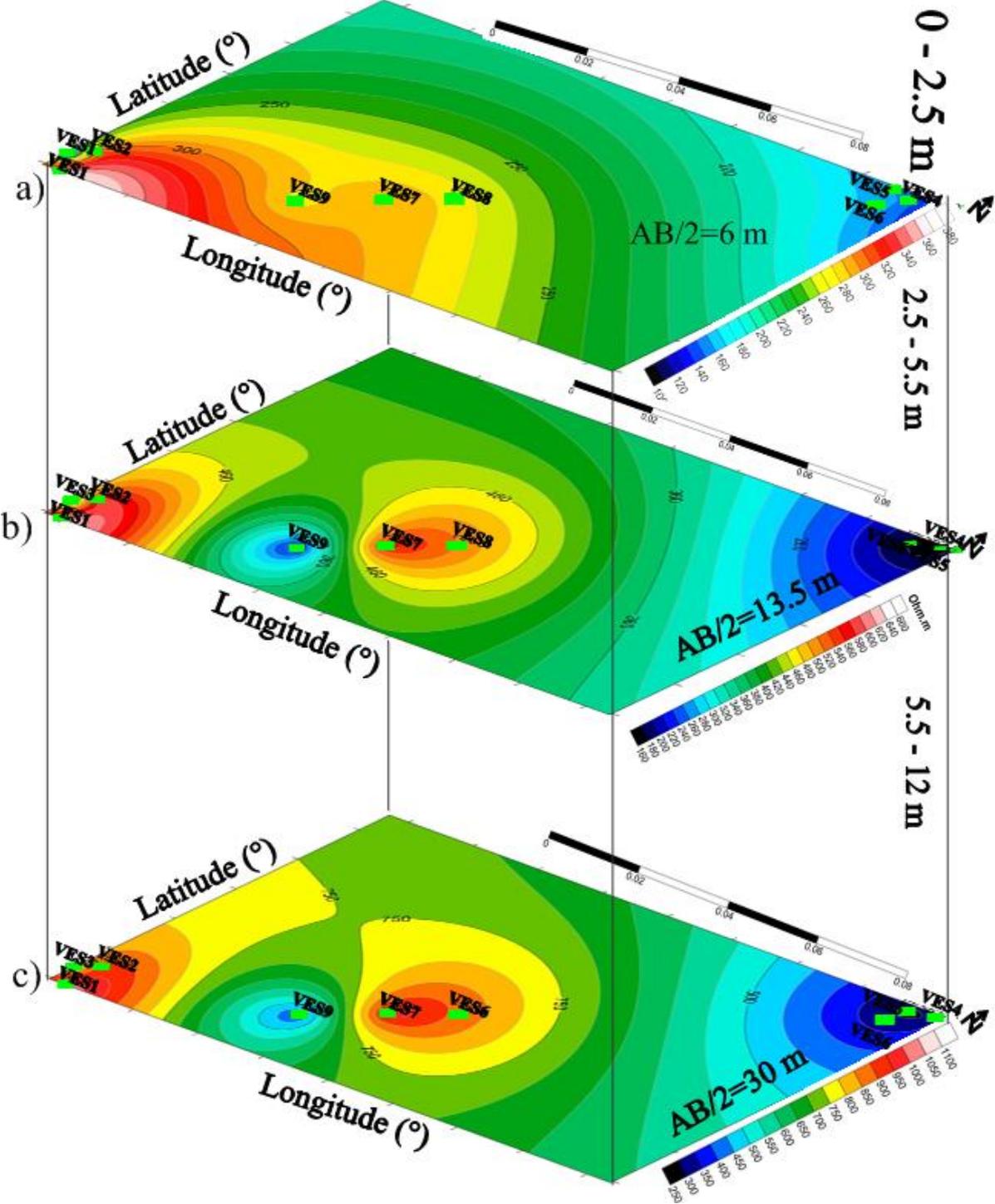


Figure. IV. 8: Cartes d'iso-résistivité de la zone de Mbandjock.

IV.2.2. Caractérisation géoélectriques 2D

Les résultats des tomographies obtenues dans les régions de Nanga-Eboko, Nkoteng et Mbandjock (Fig. IV.9a et b, 10, 11 et 12) montrent que la séquence alluviale des sites investigués comporte trois unités géo-électriques, U1, U2 et U3 pour les panneaux ayant un pas de 1 m et quatre unités U1, U2, U3 et U4 pour les panneaux avec un pas de 2 et 5 m. Elles sont décrites de la surface en profondeur.

IV.2.2.1. Panneaux de Nanga-Eboko

Deux panneaux orientés N088E ont été réalisés sur ce site. Les résistivités obtenues varient entre 51,3 et 7357 $\Omega \cdot m$, avec une profondeur maximale de 24 m environ. On dénombre quatre (04) unités géo-électriques dans ce secteur U1, U2, U3 et U4.

L'unité U1 : située au-dessus des panneaux, est en contact avec la surface topographique (Fig. IV. 9). Elle présente de façon discontinue des valeurs de résistivités faibles (50 - 100 $\Omega \cdot m$) à moyennes (100-200 $\Omega \cdot m$). Son épaisseur est de 4 m environ.

L'Unité U2 : semi-résistive, repose en discordance (Fig. IV. 9-a) et en concordance (Fig. IV. 9-b) sur l'unité 3. Sa résistivité tourne entre 300 et 1500 $\Omega \cdot m$ pour une épaisseur de 2 m environ.

L'Unité U3 résistive, repose également en concordance sur l'unité inférieure. Ces valeurs de résistivité sont comprises entre 1500 et 2500 $\Omega \cdot m$. Son épaisseur est de 3 m.

L'Unité U4 très résistive, est située à la base des panneaux. Sa résistivité est supérieure à 3000 $\Omega \cdot m$ pour une épaisseur inconnue.

IV.2.2.2. Panneaux de Nkoteng

Sur ce secteur (Fig. IV. 10), 5 panneaux IRE ont été réalisés, dont 4 orientés N120E et un transversal orienté N60E. Les images géo-électriques montrent que la gamme de résistivités est étalée entre 45,2 $\Omega \cdot m$ à 2500 $\Omega \cdot m$. Ce qui signale une importante variabilité dans les propriétés électriques des sédiments. Trois unités géo-électriques se distinguent pour un espacement de 1 m et quatre pour un espacement de 2 m.

L'Unité U1 semi-résistive, est au contact de la surface topographique. Sa résistivité sur l'ensemble des panneaux étudiés varie entre 150 et 550 $\Omega \cdot m$. L'épaisseur de cette unité est de 1m environ

L'Unité U2 conductrice, repose en concordante (Fig. IV. 10-a - d) et en discordance (Fig. IV. 10-e) sur l'unité inférieure. Sa résistivité varie entre 45-100 $\Omega \cdot m$. Son épaisseur varie entre 1,5 et 2 m environ.

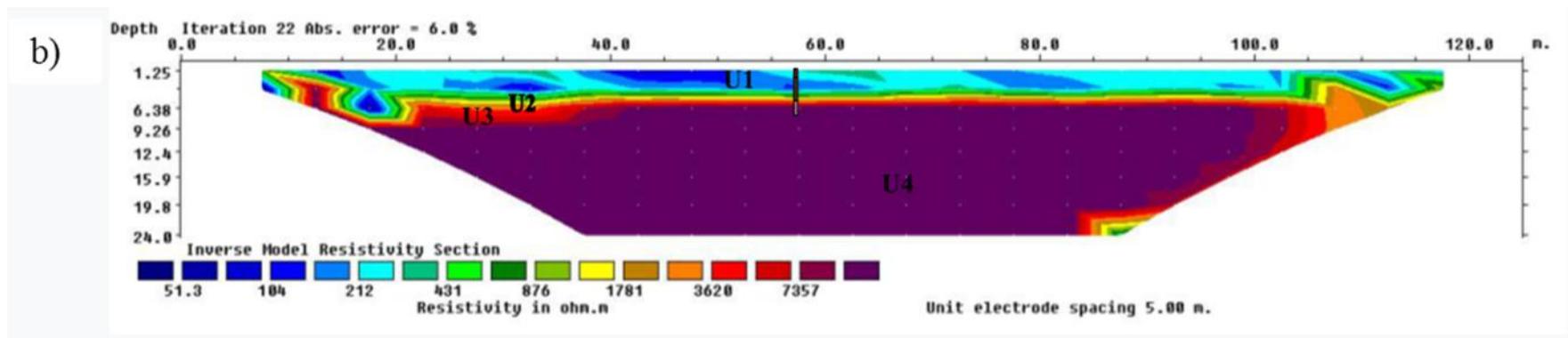
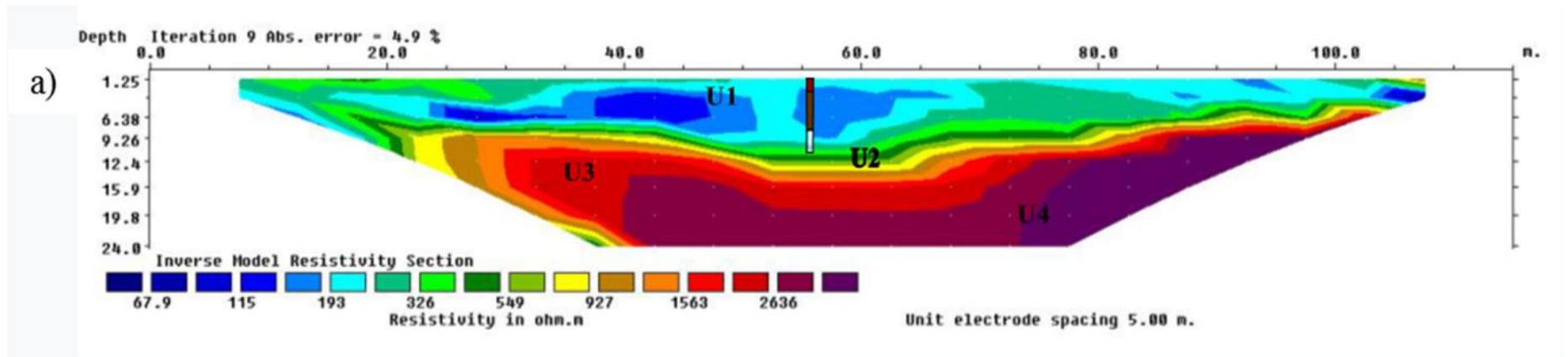


Figure. IV. 9: Panneaux géo-électriques de Nanga-Eboko avec un pas de mesure de 5 m.

L'Unité U3 résistive, est localisée à la base du profil. Sa résistivité dans l'ensemble est supérieure à 1500 $\Omega \cdot m$, d'épaisseur inconnue (Fig. IV. 10 a-d).

L'Unité U4 très résistive et localisée à la base du profil. Sa résistivité dans l'ensemble est supérieure à 3000 $\Omega \cdot m$, d'épaisseur inconnue (Fig. IV. 10e).

IV.2.2.3. Panneaux de Mbandjock

- Panneaux avec un pas de mesure de 1 m

Quatre panneaux ont été effectués dans ce secteur avec ce pas de mesure, 03 orientés N120E et 01 transversal orienté N60E (Fig. IV. 11). Les images géo-électriques montrent une large gamme de résistivités comprises entre 43 $\Omega \cdot m$ à 1769 $\Omega \cdot m$. Ce qui signale aussi une importante variabilité dans les propriétés électriques des formations alluvionnaires. Trois unités géo-électriques se distinguent, U1, U2 et U3.

L'Unité U1 semi-résistive, est au contact de la surface topographique. Cette unité est électriquement hétérogène. Sa résistivité sur l'ensemble des panneaux étudiés varie entre 150 et 400 $\Omega \cdot m$. Elle varie aussi bien latéralement que verticalement. L'épaisseur de cette unité est de 1,3 m environ.

L'Unité U2 conductrice, repose en concordance sur l'unité inférieure. La résistivité de cette unité varie entre 43-150 $\Omega \cdot m$. Son épaisseur est d'environ 2,5m.

L'Unité U3 semi-résistive et localisée à la base des panneaux. Sa résistivité dans l'ensemble est supérieure à 600 $\Omega \cdot m$ et d'épaisseur inconnue (Fig. IV. 11).

- Panneaux avec un pas de mesure de 2 m

Quatre panneaux ont été effectués avec ce pas de mesure. Mais, trois seulement ont été présentés dans ce travail. Ainsi, quatre unités géo-électriques se distinguent au droit de la zone d'étude (U1, U2, U3 et U4, Fig.IV.12) :

L'Unité U1 : conductrice, est au contact de la surface topographique. Cette unité est électriquement hétérogène. Sa gamme de résistivité (100 $\Omega \cdot m$) varie d'un endroit à l'autre, aussi bien latéralement que verticalement sur l'ensemble des panneaux étudiés. L'épaisseur de ces formations varie en 2 et 2,5 m.

L'Unité U2 semi-résistive, est située en dessous de l'unité 1. La gamme de résistivité de cette unité varie entre 200-800 $\Omega \cdot m$. L'épaisseur de cette unité est d'environ 0,25 m.

L'Unité U3 repose en discordance sur l'unité U4. Cette unité est caractérisée par des valeurs de résistivité modérées (plus de 1000 $\Omega \cdot m$). Son épaisseur est de 3 m environ.

L'Unité U4 très résistive et localisée à la base du profil. Les images électriques montrent des valeurs de résistivité relativement élevées (plus de 2000 $\Omega \cdot m$) et d'épaisseur indéterminée.

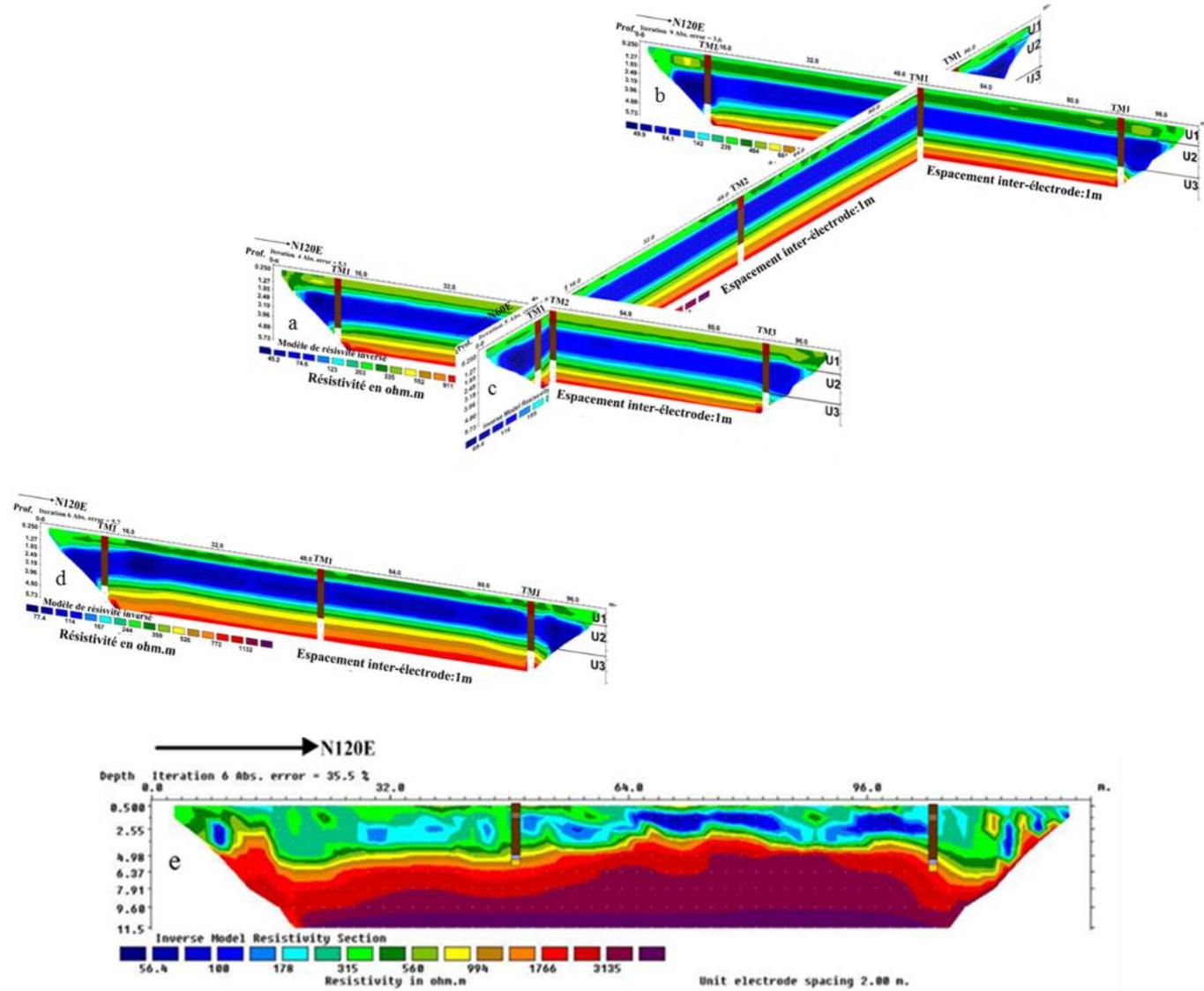


Figure. IV. 10: Panneaux géo-électriques de Nkoteng avec un pas de mesure de 1m et 2 m.

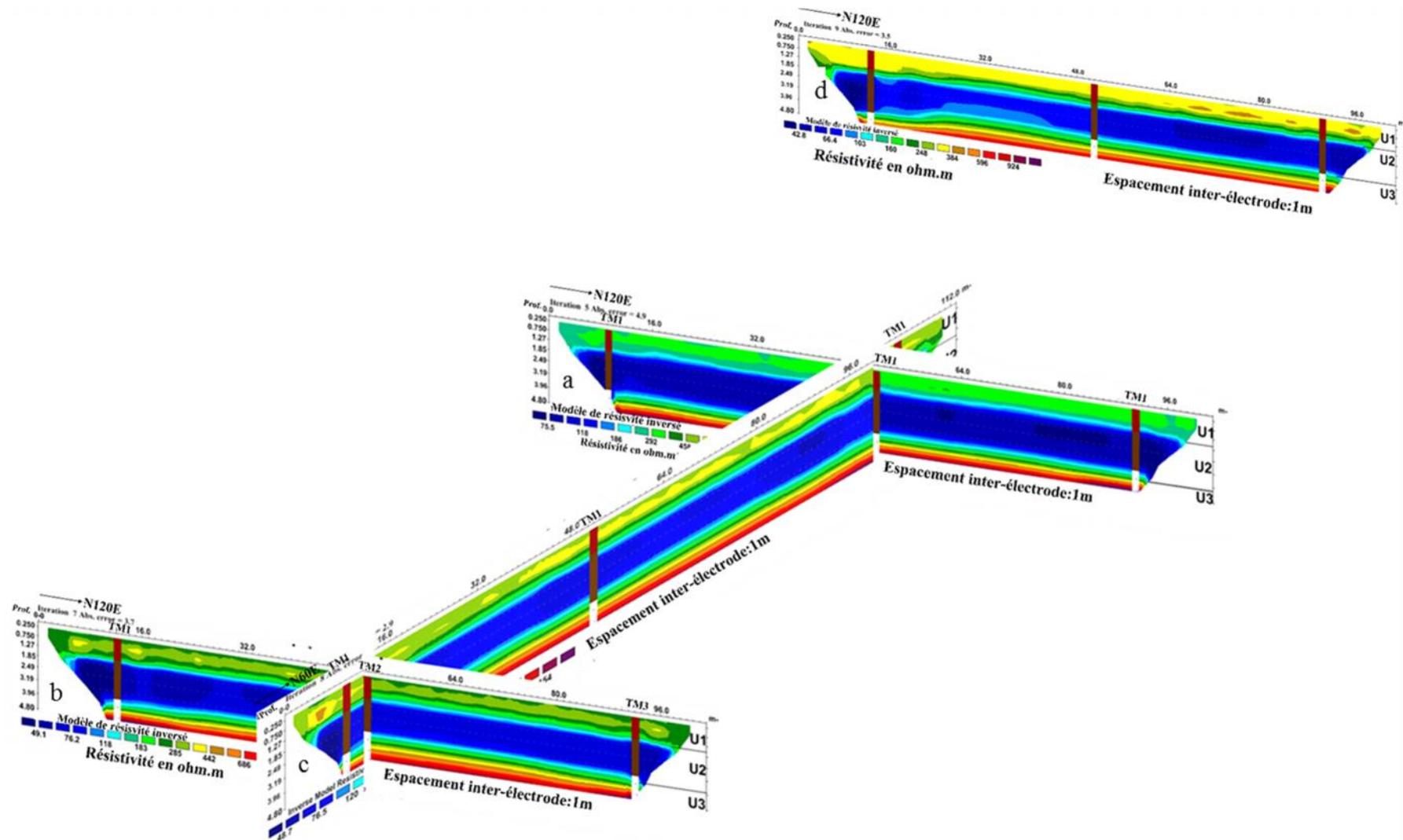


Figure. IV. 11: Panneaux géo-électriques de Mbandjock avec un pas de 1 m.

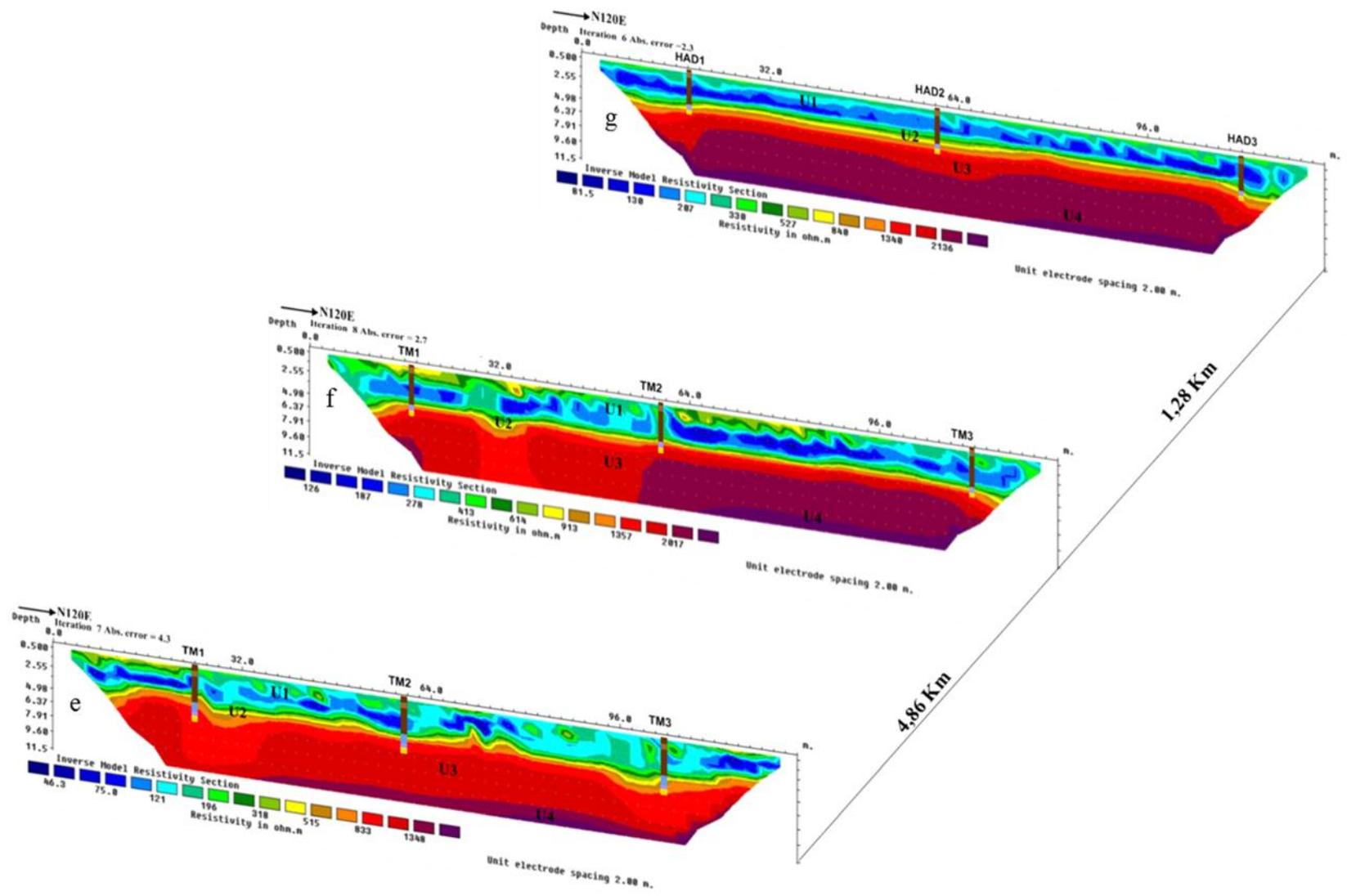


Figure. IV. 12: Panneaux géo-électriques de Mbandjock avec un pas de 2 m

IV.3. CARACTERISATION DES SEDIMENTS SABLEUX DE MBANDJOCK

Les substances minérales de type sédiments sableux identifiés dans le cadre de ce travail ont pour but de déterminer l'hydrodynamisme et le mode de transport. Aussi, elles ont été mises en évidence pour des applications géotechniques afin de promouvoir l'aménagement du réseau routier et des constructions immobilières

IV.3.1. Analyse granulométrique

Les sédiments prélevés à Mbandjock présentent deux types de courbes cumulatives. Les courbes en forme de S à forte pente et étalée et les courbes paraboliques (Fig. IV. 13).

Les courbes en S à forte pente indiquent qu'il s'agit de sables bien classés et triés dans un milieu peu agité avec évacuation des particules fines. Une telle forme des courbes montre aussi qu'on a un stock sédimentaire homogène et des conditions d'énergie adaptées à la charge transportée. Les courbes paraboliques indiquent une hétérogénéité des matériaux. Ces faciès correspondent à des sédiments déposés par excès de charge et caractérisent les sables triés au cours d'un transport dans un milieu à forte énergie.

IV.3.2. Indices granulométriques

a. La moyenne

Les valeurs de la moyenne (M_z), obtenues sont comprises entre $-0,09\emptyset$ et $2,25\emptyset$. Elles permettent de distinguer les catégories de sables (Tab.IV.1). Les résultats de la moyenne sont consignés dans le tableau IV.1.

b. L'écart type ou Sorting index (S_o)

Il est important de calculer le « sorting index ». Il est lié à l'hydrodynamisme lors du dépôt du sédiment et donc à l'environnement de dépôt. Les valeurs de l'écart type (S_o) sont consignées dans le tableau IV.1.

c. Skewness ou coefficient d'asymétrie (S_{ki})

Il permet de déterminer la déviation de la courbe granulométrique par rapport à la courbe de Gauss. Les valeurs de Skewness sont consignées dans le tableau IV.1.

IV.3.3. Mode de transport des sédiments meubles de Mbandjock

Le diagramme de Visher (1969) appliqué aux sédiments meubles de Mbandjock (Fig. IV.14) met en évidence trois (03) populations (P_1 - P_2 et P_3) auxquelles on associe trois modes de transport : roulage de fond (9,29 %), saltation (87,57 %) et suspension (3,14 %).

La saltation (87,57 %) est le mode de transport dominant des sédiments meubles. Par ailleurs, la caractérisation du type de transport dans les différentes classes granulométriques montre que : (i) le transport par charriage et saltation sont les modes de transport des sables grossiers, (ii) le transport par saltation est le mode de transport des sables moyens (87,57 %), (iii) le transport par suspension est le mode de transport des sables fins (3,14%).

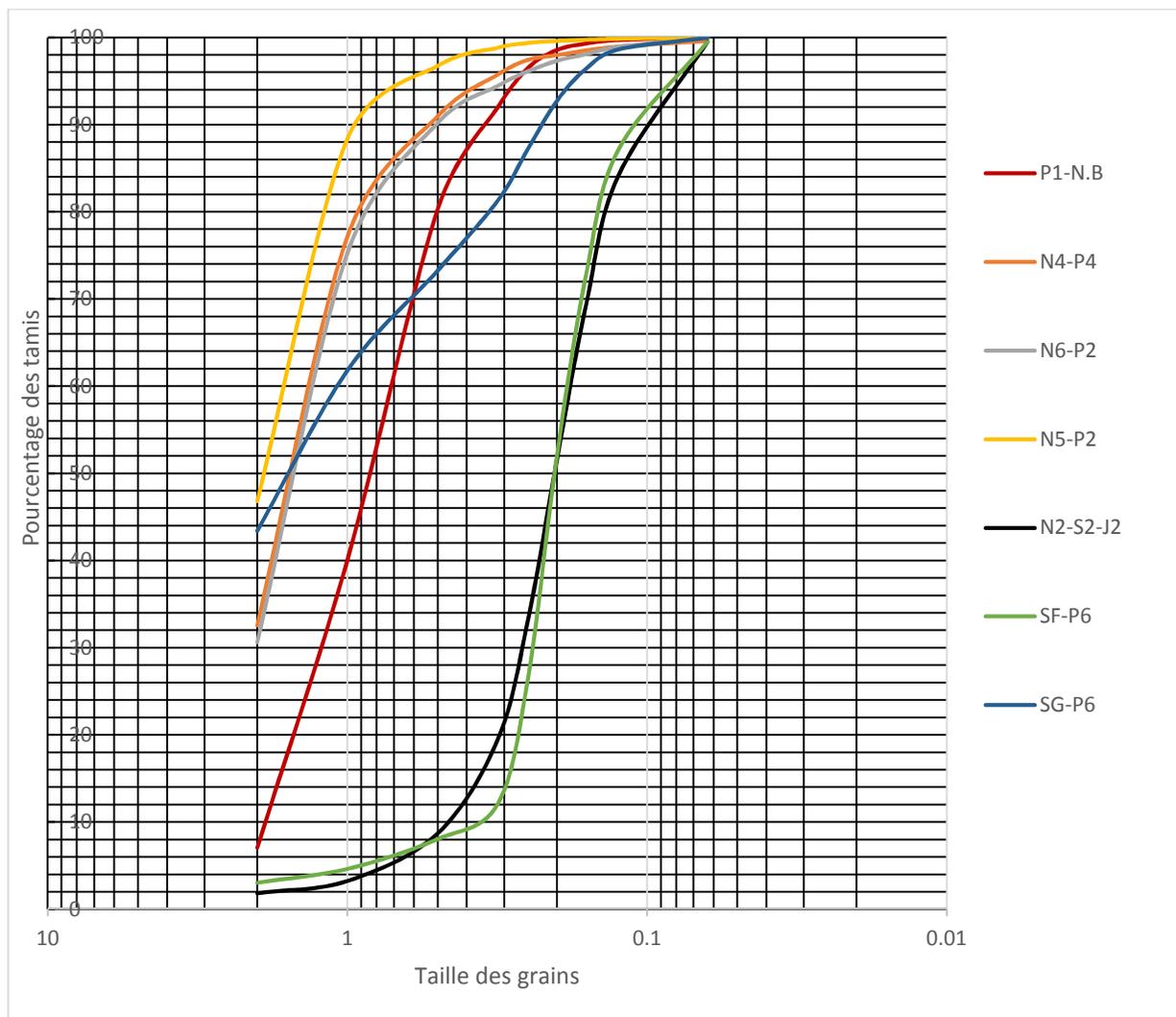


Figure. IV. 13: Courbes granulométriques des sédiments sableux de Mbandjock

Tableau IV.1 : Indices granulométriques des sédiments et classification des sables

Echantillons	Depth (m)	MZ ()	Ecart-type ()	Skwenness ()	Classification
SF-P6	3,00	2,25	0,74	-1,66	Sables moyens, assez bien classés, forte asymétrie vers les éléments grossiers
N2-S2-J2	2,50	2,12	0,49	-2,46	Sables moyens, bien classés, forte asymétrie vers les éléments grossiers
P1-NB	3,00	-0,04	0,53	-0,17	Sables grossiers, bien classés, asymétrie vers les éléments grossiers
N6-P2	2,75	0,32	0,39	3,33	Sables grossiers, bien classés, forte asymétrie vers les éléments fins
N4-P2	3,00	0,20	0,28	1,87	Sables grossiers, très bien classés, forte asymétrie vers les éléments fins
N5-P2	2,60	-0,09	0,019	0,73	Sables grossiers, très bien classés, asymétrie vers les éléments fins
SG-P6	2,80	0,60	0,83	5,84	Sables grossiers, mal classés, asymétrie vers les éléments fins

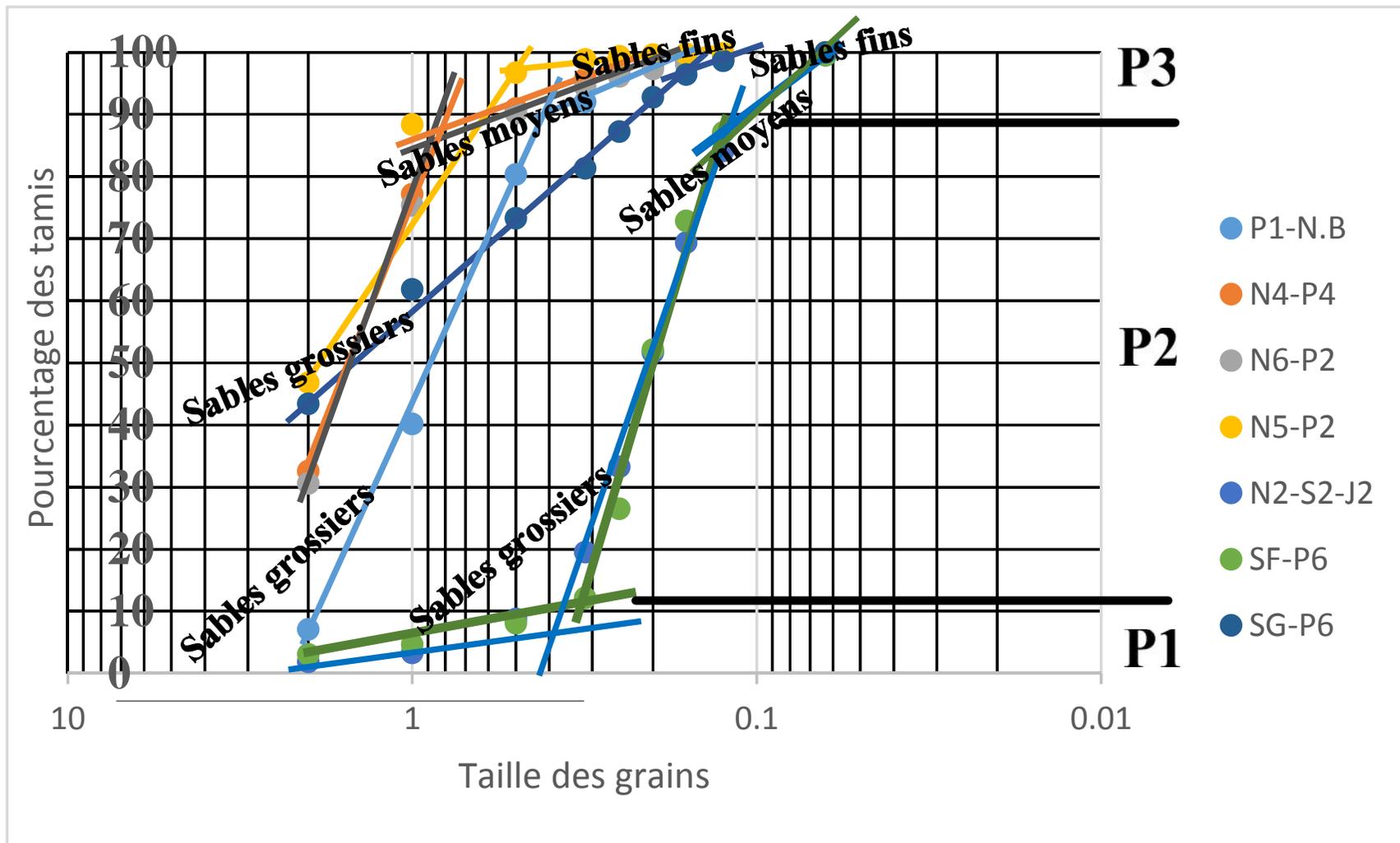


Figure. IV. 14: Application du test de Visher aux sédiments meubles de Mbandjock.

IV.4. MINERALOGIE DES FORMATIONS ALLUVIONNAIRES

L'étude minéralogique est importante pour la caractérisation des conditions sédimentologiques des milieux de dépôt. Elle est aussi importante pour le paramètre de résistivité électrique, car elle influence le comportement de ce dernier. Cette étude s'est faite par DRX.

Les principaux pics observés sur les diagrammes (Fig. IV.15) sont caractéristiques du quartz, la muscovite et la kaolinite.

IV.4.1. Minéraux non argileux

L'analyse a permis d'identifier les principaux minéraux non argileux suivants : le quartz, feldspath, plagioclase, anatase, halite, hématite, calcite, pyrite, augite. Parmi ces minéraux, le quartz domine avec 43,33 %.

IV.4.2. Les minéraux argileux

L'analyse a permis d'identifier les principaux minéraux argileux suivants : l'illite, la kaolinite et la muscovite

Les argiles alluviales de Mbandjock contiennent en moyenne 29 % de kaolinite, 57 % de muscovite et 14 % d'illite.

IV.5. CARACTERISATION DES SEDIMENTS ARGILEUX

Les substances minérales de types sédiments argileux identifiés dans le cadre de cette recherche ont été mise en évidence pour des applications géotechniques afin de promouvoir la construction immobilière.

IV.5.1. Propriétés granulométriques

Les résultats de l'analyse granulométrique par tamisage couplé à la sédimentométrie ont été déterminés suivant la méthodologie décrite au chapitre III. On observe que les argiles alluviales de la Sanaga plus précisément de Mbandjock contiennent par ordre d'importance, 60,76 % d'argiles, 5,16 à 13,38 % de limons et 10,70 à 13,66 % de sables (Tab. IV.2).

Dans l'ensemble, les teneurs moyennes en fines (particules de $\varnothing < 50\mu\text{m}$) sont à 79,3 % pour les argiles de Mbandjock. Cependant, le pourcentage en sables varie de 10,70 % à 13,66 %. Les graviers sont absents ou en proportion négligeable. Ces matières premières argileuses sont plus ou moins homogènes en termes de granulométrie malgré les différences de couleur observées sur le terrain.

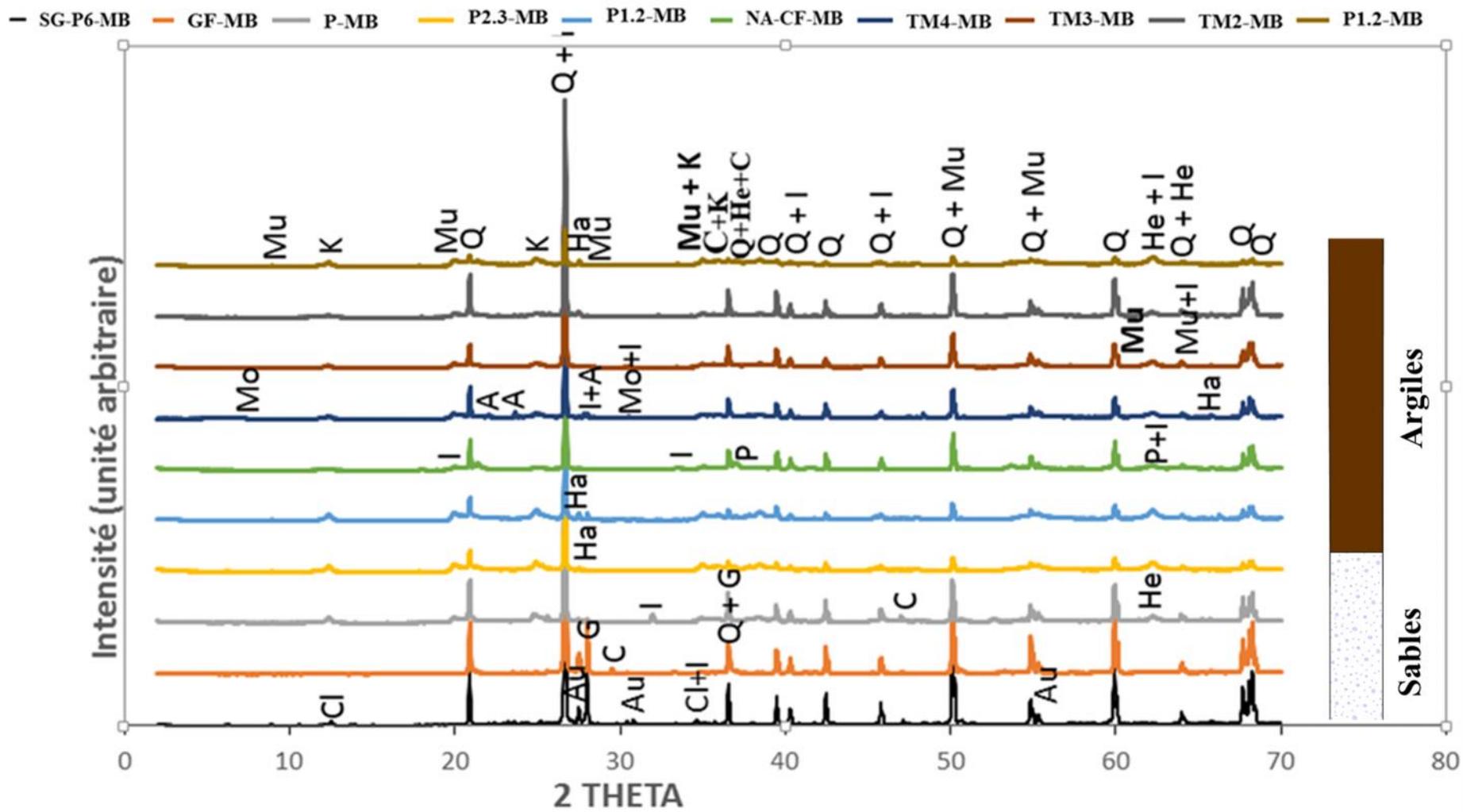


Figure. IV. 15: Diffractogramme des rayons X des différentes fractions des sédiments alluviaux de Mbandjock.

La figure IV.16 présente les courbes granulométriques en pourcentage cumulé des argiles alluviales de Mbandjock. On observe que les argiles ont presque la même allure et témoigne de leur homogénéité granulaire. Les pentes des courbes au niveau des sables (0,2 - 0,02 mm) sont relativement fortes. D'après le diagramme ternaire de Shepard, les sédiments d'argile alluviale de Mbandjock sont des argiles alluviales sableuses (Fig. IV.17).

IV.5.2. Propriétés liées à la plasticité

Dans le domaine de la céramique, la plasticité est une des propriétés recherchées car elle facilite la fabrication (surtout le façonnage) des produits céramiques dont elle assure la cohésion en crue (Nzeukou, 2015). Les résultats des limites d'Atterberg effectués sur les argiles alluviales de Mbandjock sont présentés dans le tableau IV.2.

Les valeurs des limites de liquidité et l'indice de plasticité croissent avec la teneur en argile. Elles sont respectivement de 52,2 et 26,1 %, 69,7 et 35,8 %, 42,4 et 19,1 pour P1N2, P4N2 et N2-NB. Les valeurs de la limite de liquidité se situent autour de 46,64 %, celles de la plasticité entre 24,48 %, et celles de l'indice de plasticité entre 22,15%. Le positionnement de ces valeurs dans le diagramme de plasticité de Casagrande (Fig.IV.18) montre qu'elles se situent entre la ligne A et U, seul un échantillon est situé en dessous de ladite ligne. La position dans cet abaque montre que les sédiments argileux de Mbandjock sont moyennement plastiques à très plastiques. L'échantillon situé en dessous de la ligne A, indique un sol compressif. Ces sédiments sont donc convenables pour la fabrication des céramiques fines.

Tableau IV. 2 : Répartition des limites d'Atterberg et granulométrique des échantillons d'argiles de Mbandjock.

Echantillons	P1.2-MB	(P2.2-MB)	P3.2-MB	P4.2-MB	TM2(M)-MB	TM2.2-MB	TM3.2-MB
Analyse sédimentométrie							
Argiles (< 2 µm)	73,27	57,88	58,53	74,42	65,93	45,29	50,03
Limons	- (2 - 50 µm)	17,20	9,96	13,70	15,20	22,46	9,90
	- (2 - 20µm)	1,39	3,72	9,20	1,26	7,6413	3,55
Sables	(> 50µm)	5,08	25,14	5,57	5,64	16,43	18,41
	(> 20µm)	3,03	4,69	12,97	3,46	11,89	18,09
Limites d'Atterberg							
Limite de liquidité (W_L)	52,20	41,10	41,30	69,70	42,40	39,50	40,30
Limite de plasticité (W_P)	26,10	21,70	25,60	33,90	22,60	20,70	20,80
Indice de plasticité (IP)	26,10	19,40	15,70	35,80	19,80	18,80	19,50
AC= IP/F2	0,35	0,33	0,26	0,48	0,30	0,41	0,38

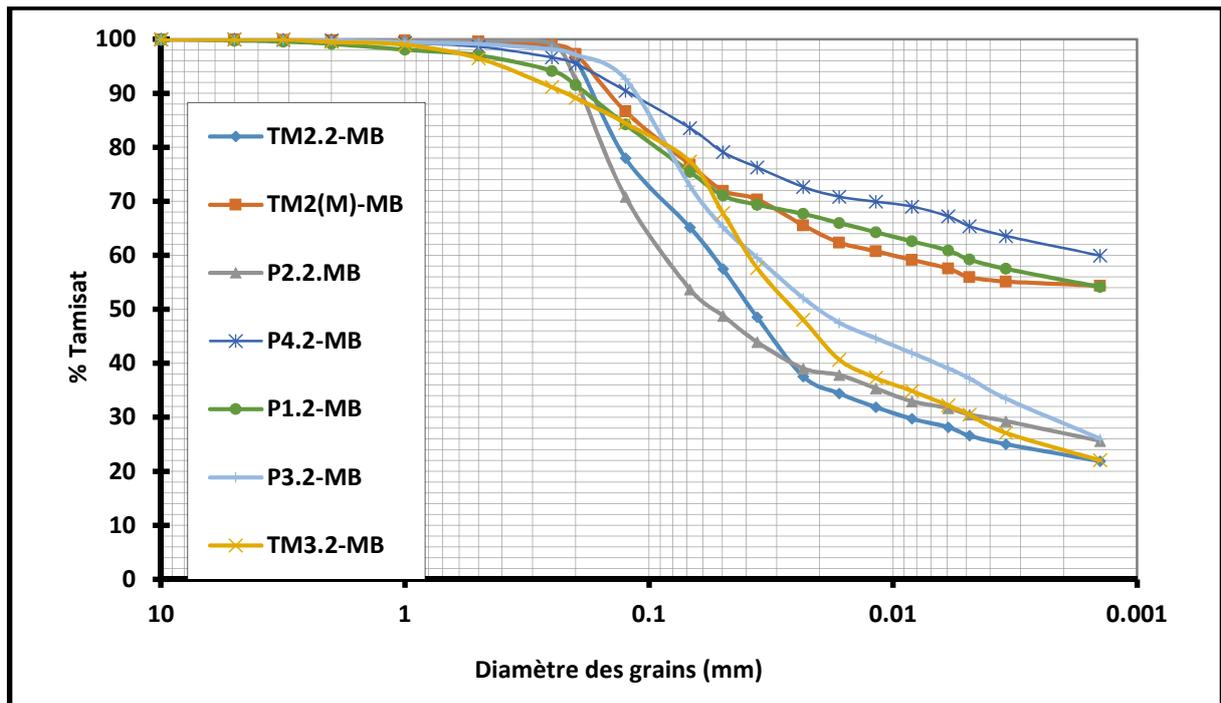


Figure. IV. 16: Courbes granulométriques des argiles alluviales de Mbandjock.

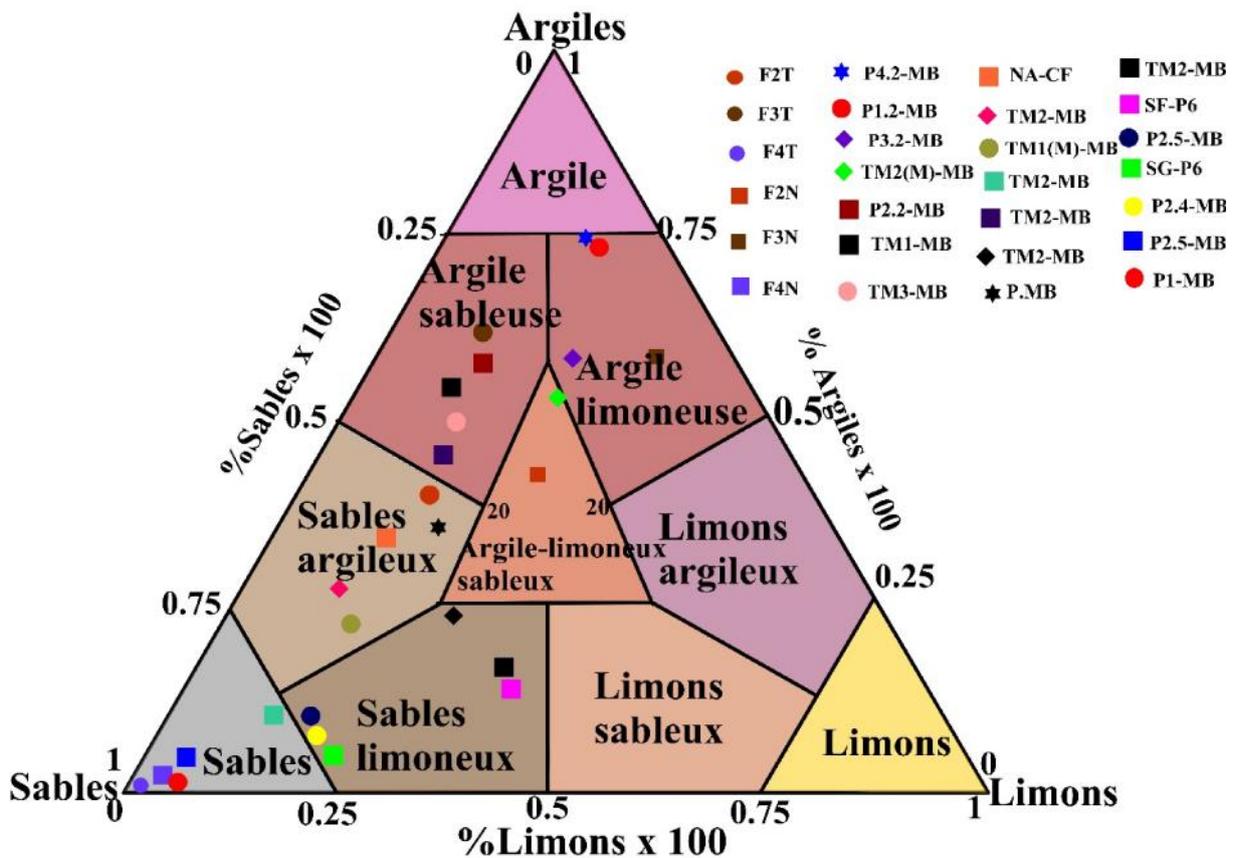


Figure. IV. 17: Classification de Shepard (1954), modifié par Flemming, 2000

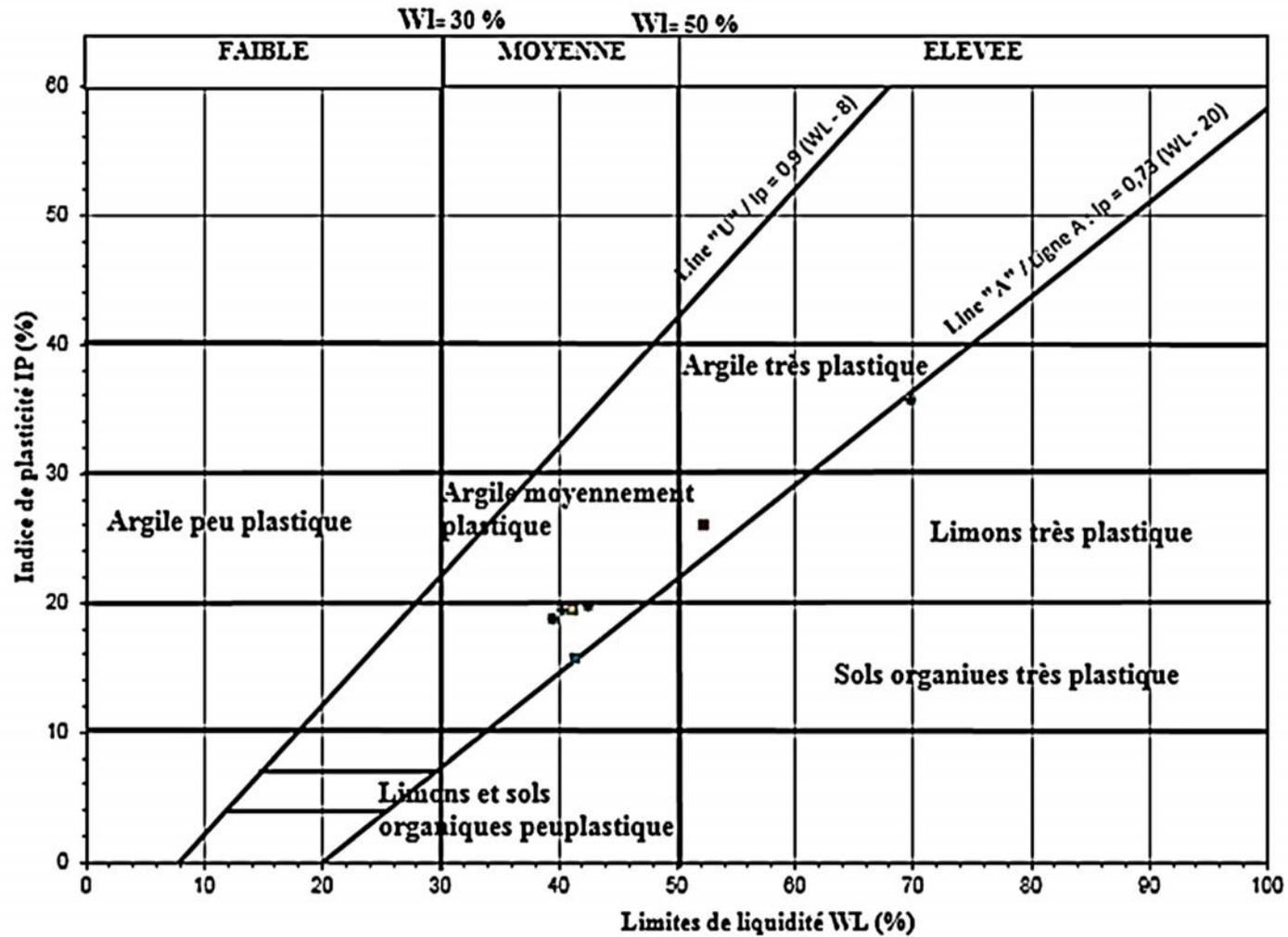


Figure. IV. 18: Position des sédiments argileux de Mbandjock dans l'abaque de plasticité de Casagrande.

IV.5.3. Activité des argiles

L'activité ($AC = Ip/F2$) d'une argile est définie par Skempton, (1953) comme le rapport de son indice de plasticité (IP) au pourcentage des particules de diamètres inférieurs à $2\mu m$ (F2). Elle permet d'apprécier les phénomènes de gonflement et de retrait d'un sol. Les valeurs de l'activité du sol étudié varient entre 0,26 et à 0,48 (Tab. IV.3). En comparant ces valeurs à celles données par les classifications de Skempton, (1953) et Mitchell, (1976) (Tab. IV.3), on constate que la valeur de l'activité de cette argile est dans l'intervalle des valeurs des Kaolinites (0.3 – 0.5)

Tableau IV. 3:Activité des différents minéraux (Skempton, 1953 et Mitchell, 1976).

Minéral	Activité
Montmorillonite Na	4-5
Montmorillonite Ca	2,5
Illite	0,5-1,3
kaolinite	0,3-0,5
Calcite	0,2
Quartz	0,0

IV.5.4. Transformations thermiques et cuisson.

A l'issue des cycles de cuisson utilisés, les essais de contrôle de qualité ont consisté en l'évaluation de certaines propriétés céramiques à savoir : la couleur, le retrait linéaire, le test d'absorption d'eau, la résistance à la flexion et la résistance à la compression.

La figure IV.19 ci-dessous illustre la variation de couleur de chaque éprouvette en fonction de la température. Il ressort que, la couleur varie d'une température à l'autre en fonction de l'échantillon et reste la même pour certains échantillons (Tab.IV.4). La cohésion obtenue par essais de fractionnement des différentes éprouvettes est présentée dans le tableau IV.4. La sonorité produite par les éprouvettes est fonction de la température de cuisson (Tab. IV.4). Pour les argiles de Mbandjock, elles montrent dans l'ensemble, une sonorité légèrement métallique à partir de $950^{\circ}C$.

Les résultats du pourcentage d'eau absorbée du retrait linéaire (RL), de la résistance à la flexion (R.F) et la résistance à la compression sont consignés dans le tableau IV.4



Figure. IV. 19: Variation de la couleur avec la température de cuisson.

Tableau IV. 4: Propriété de quelques échantillons d'argiles alluvionnaires de Mbandjock.

Echantillons	Température	850°C	950°C	1050°C
	Caractéristiques			
P1.2-MB	Couleur	Jaune rouge	Rouge clair	Rouge
	Cohésion	Bonne	Bonne	Faible
	Résonance	Légèrement métallique	Légèrement métallique	Légèrement métallique
	Masse volumique apparente (g/cm ³)	1.8	1.9	1.9
	Retrait linéaire (%)	6.7	7.8	8.9
	Absorption d'eau (%)	21.1	18.1	17.0
	Résistance à la compression (MPa)	11.4	12.5	15.2
	Résistance à la Flexion (MPa)	0.15	0.44	0.56
TM2 (M)-MB	Couleur	5YR 6/8 Jaune rouge	5YR 5/8 Jaune rouge	5YR 5/8 Jaune rouge
	Cohésion	Bonne	Bonne	Bonne
	Résonance	Légèrement métallique	Légèrement métallique	Légèrement métallique
	Masse volumique apparente (g/cm ³)	1,3	1,4	1,6
	Retrait linéaire (%)	5,04	6,05	8,2
	Absorption d'eau (%)	17,6	16,7	15,7
	Résistance à la Flexion (MPa)	0,2	0,4	0,6
	Résistance à la compression (MPa)	11.6	12..1	15.4
P2.2-MB	Couleur	5 YR 5/6 Rouge jaune	5 YR 5/8 Rouge jaune	5 YR 5/8 Rouge jaune
	Cohésion	Faible	Faible	Faible
	Résonance	Matt	Matt	Matt
	Masse volumique apparente (g/cm ³)	1,58	1,62	1,66
	Retrait linéaire (%)	3,07	3,07	3,08
	Absorption d'eau (%)	16,5	15,8	15,3
	Résistance à la Flexion (MPa)	0,77	0,82	1,04
	Résistance à la compression (MPa)	1,8	2,0	2,1
P3.2-MB	Couleur	7,5 YR 5/8 Brun vif	7,5 YR 6/8 Jaune rouge	7,5 YR 6/8 Jaune rouge
	Cohésion	Faible	Moyenne	Moyenne
	Résonance	Légèrement métallique	Légèrement métallique	Légèrement métallique
	Masse volumique apparente (g/cm ³)	1,6	1,7	14,7
	Retrait linéaire (%)	6,04	7,56	4,09
	Absorption d'eau (%)	17,9	17,4	17,1
	Résistance à la Flexion (MPa)	0,8	1,06	1,08
	Résistance à la Compression (MPa)	11,3	12,0	12,1
P4.2-MB	Couleur	5 YR 6/8 Jaune rouge	5 YR 6/4 Brun rouge	7,5 YR 6/2 Gris rose
	Cohésion	Bonne	Bonne	Bonne
	Résonance	Métallique	Métallique	Métallique
	Masse volumique apparente (g/cm ³)	1,67	1,77	1,86
	Retrait linéaire (%)	7,23	4,43	7,9
	Absorption d'eau (%)	18,1	17,7	16,4
	Résistance à la Flexion (MPa)	4,9	6,8	6,9
	Résistance à la Compression (MPa)	14,3	16,0	18,6
TM2-MB	Couleur	5 YR 6/6 Jaune rouge	5 YR 6/6 Jaune rouge	5YR 6/8 Jaune rouge
	Cohésion	Moyenne	Moyenne	Moyenne
	Résonance/Sonorité	Légèrement métallique	Légèrement métallique	Légèrement métallique
	Masse volumique apparente (g/cm ³)	1,4	1,5	1,6
	Retrait linéaire (%)	3,07	3,07	3,08
	Absorption d'eau (%)	20,9	19,2	18,1
	Résistance à la Flexion (MPa)	0,79	0,83	0,88
	Résistance à la Compression (MPa)	2,2	3,1	3,9

CONCLUSION

Les levés géophysiques et géologiques ont été effectués entre Nanga-Eboko et Mbandjock. Les analyses des sections géophysiques montrent quatre unités géo-électriques allant des plus résistives aux conductrices. L'étude lithologique a mis en évidence cinq (05) faciès : les argiles, les sables, les grès, les conglomérats et les galets. Les essais d'identification en laboratoire ont été réalisés pour déterminer les caractéristiques physiques, mécaniques et minéralogiques. Sur la base de ces analyses et essais, on peut déduire que les résultats sédimentologiques et minéralogiques ont abouti à des résultats intéressants concernant la définition des conditions environnementales de dépôt. Ces résultats montrent que les sables sont grossiers à moyens, dans l'ensemble bien classés à mal classés. Ils présentent les asymétries vers les éléments grossiers et fins et présentent des faciès en forme de «S» et parabolique traduisant une sédimentation par accumulation, et un transport effectué par saltation. L'analyse minéralogique par DRX montre la présence des phases cristallines formées par des minéraux argileux et non argileux caractéristiques de certains environnements de dépôt.

CHAPITRE V : INTERPRETATION ET DISCUSSION

Le concept des sciences n'est ni absolu, ni éternel

JACOB BRONWSKI

INTRODUCTION

Ce chapitre portera sur l'interprétation et la discussion d'une part, des corrélations pouvant exister entre différents paramètres étudiés, et d'autre part de la dynamique, de l'intérêt des substances minérales et de la modélisation des formations alluvionnaires.

V.1. REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DES FORMATIONS ALLUVIONNAIRES DE LA PLAINE ALLUVIALE DE MBANDJOCK

L'architecture sédimentaire de la plaine d'inondation étudiée a une épaisseur moyenne de 5 m. Elle est constituée de graviers, de galets, de conglomérat, de grès, de sables et d'argiles. Ces six faciès identifiés sont basés sur la géométrie, la granulométrie et la minéralogie. Ainsi, vingt-sept (27) échantillons représentatifs ont été sélectionnés à cet effet. Les proportions des matériaux identifiés ont été classées selon le système de classification Shepard modifié par Flemming, (2000) (Fig. V.1). Trois Couches Lithologiques ont été identifiées de bas vers le haut (CL1, CL2 et CL3).

La couche CL1 est principalement caractérisée par une stratification transversale d'épaisseur inconnue. Elle correspond aux dépôts grossiers de galets arrondis et sub-arrondis confondus aux blocs de roches, et de graviers mal triés, non consolidés (Fig. V.1d). Les galets bien triés, arrondis à sub-arrondis, prédominent. Ces derniers sont liés par une matrice à texture sableuse formant des conglomérats par endroit au-dessus d'eux (Fig. V.1c). L'interprétation hydrodynamique de ces faciès montre qu'ils ont été transportés comme charges de fond pendant les périodes de haute énergie.

La couche CL2 est constituée de sables moyens à grossiers formant des niveaux tabulaires et d'épaisseur variant entre 0,3 m et 0,8 m. Les grès d'une épaisseur de 0,2 m en moyenne apparaissent localement dans cette unité et suggèrent une resédimentation (Fig. V.1b). Cette couche est représentée de façon discontinue, car la couche CL3 l'aurait partiellement érodée. D'après les travaux de Kouassi et *al.* (2007) et des indices granulométriques, ces clastes sont bien classés, asymétriques vers les éléments fins à grossiers et finement stratifiés (Tab. IV.1). Dans cette couche, trois faciès ont été identifiés : sables fins, moyens et grossiers. Selon le diagramme de Visher, le processus de transport fluvial correspond à une saltation. Aussi, les minéraux identifiés par analyse DRX tels que le quartz, la calcite, le feldspath attribuent cette couche à un dépôt fluvial à moyenne énergie.

La couche CL3 a une épaisseur de 2,5 m en moyenne. Elle est formée d'argile en structure tabulaire (Fig. V.1a), avec une stratification marquée par des cycles argiles sableuses/ argiles limoneuses. La stratification en auge et l'imbrication sont communes. Une surface érosive est observée au-dessus de cette unité. Elle encastre des concrétions ferrugineuses qui se seraient formées soit en milieu anoxique durant la diagenèse, soit en milieu oxydant durant la

V.2.1. Courbe de sondages

La figure V.2 présente un modèle de terrain constitué de 3 couches de type A.

La première couche, conductrice est constituée d'argiles, parfois pédogénésées avec présence d'une surface de discordance marquée par des concrétions ferrugineuses. La seconde couche sous-jacente, est constituée d'un sable consolidé (grès) et d'une mince couche de sable prise en sandwich entre la couche de grès et le gravier (galets plus ou moins arrondis). La troisième couche est interprétée comme un socle gneissique.

La figure V.3 présente un modèle de terrain constitué de 4 couches de type H.

La première couche, semi-résistive est constituée d'argile et une mince couche de concrétion ferrugineuse. La deuxième couche sous-jacente, est constituée de sable, de sable argileux avec matière organique représentant probablement une paléo-surface et un sable graveleux saturé en eau à la base. La troisième couche, résistive est attribuée aux sédiments non consolidés (galets). La quatrième à la base est très résistive et est associée à un substratum gneissique.

La figure V.4 présente un modèle de terrain constitué de 3 couches de type A.

La première couche est conductrice et est constituée d'argile fine avec présence de concrétion ferrugineuse. La deuxième couche, semi-résistive est constituée d'argile sableuse, d'un sable argileux et un sable saturé en eau à la base. La troisième couche, est attribuée aux sédiments non consolidés (galets).

V.2.2. Relation entre données géoélectriques 1D et données lithologiques à Mbandjock

Les figures V. 2, V.3 et V.4 montrent la base de l'interprétation des classes lithologiques à partir des courbes de résistivité. Les figures V. 2a, V.3a et V.4a montrent la répartition spatiale des SEV sur le site. Les courbes de résistivité apparente sont présentées dans les figures V. 2b, V.3b et V.4b. Les modèles de résistivités à 3 et 4 couches sont interprétés (Fig. V. 2c, V.3c et V.4c) avec des valeurs distinctes. Ces modèles ont été calibrés avec les données lithologiques issues des tarières et puits. Ces formations présentent pour la plupart, des lithologies complexes des plaines alluviales.

Sur la base des données SEV, des cartes d'iso-résistivité, de tarières manuelles et puits s'en est suivi une combinaison des données afin de ressortir un modèle 2-D (Fig. V. 5) de couches développée de la zone d'étude. Ce modèle 2D s'est basé sur les coupes de direction NE-SW pour des meilleures corrélations entre sondages. Ces corrélations ont permis de comprendre l'agencement des différentes couches dans la plaine d'inondation étudiée. La combinaison de ces résultats et la position des niveaux de galets et d'argile, et le niveau de concrétion ferrugineuse, considéré comme surface de discordance, a permis de définir un modèle de séquence de dépôt. Cette séquence de dépôt est caractérisée de bas en haut par : (i) un niveau de galets, relativement présent dans l'ensemble des sondages. Ce niveau est surmonté de conglomérat, (ii) un niveau sableux, hétérogène et caractérisé par des intercalations gréseuses, (iii) un niveau argileux reposant sur une surface de discordance (Fig. V. 5).

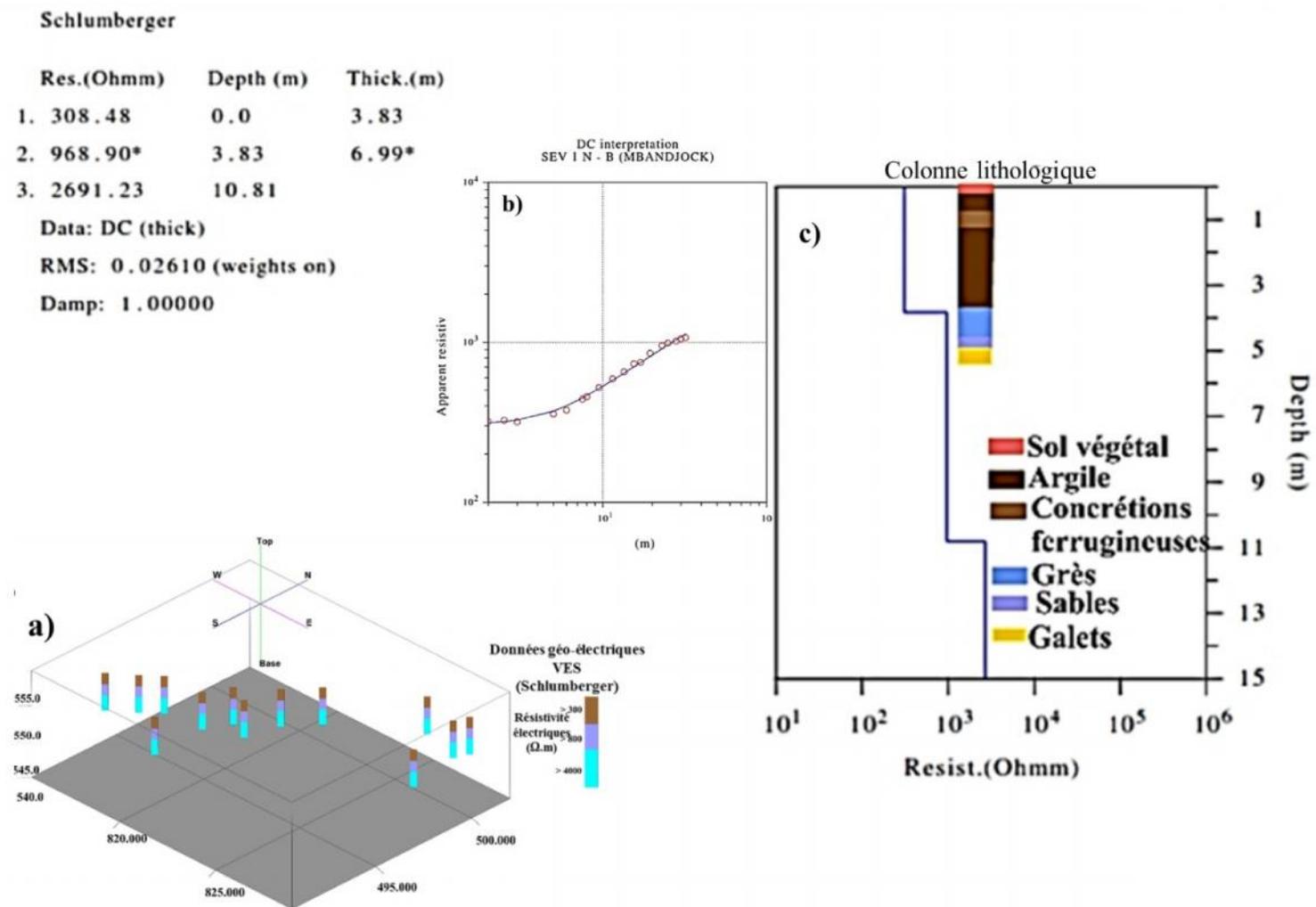


Figure. V. 2 : (a) Répartition spatiale des sondages électriques, (b) Courbe de résistivité apparente effectuée à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité interprété montrant 3 couches avec un calage lithologique observée dans les sondages manuels et puits.

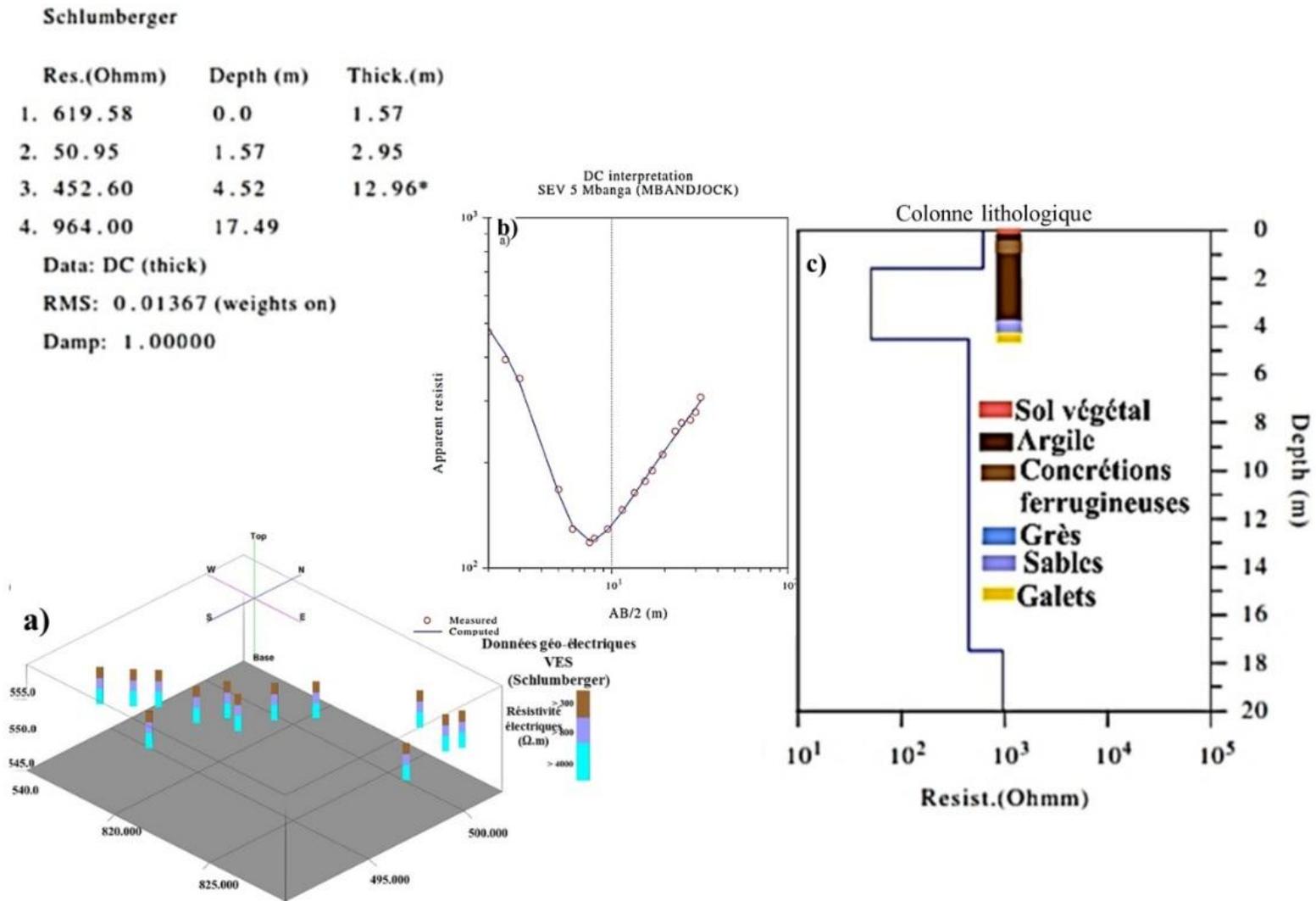


Figure. V. 3 : (a) Répartition spatiale des sondages électriques, (b) Courbe de résistivité apparente effectuée à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité interprété montrant 3 couches avec un calage lithologique observée dans les sondages manuels et puits.

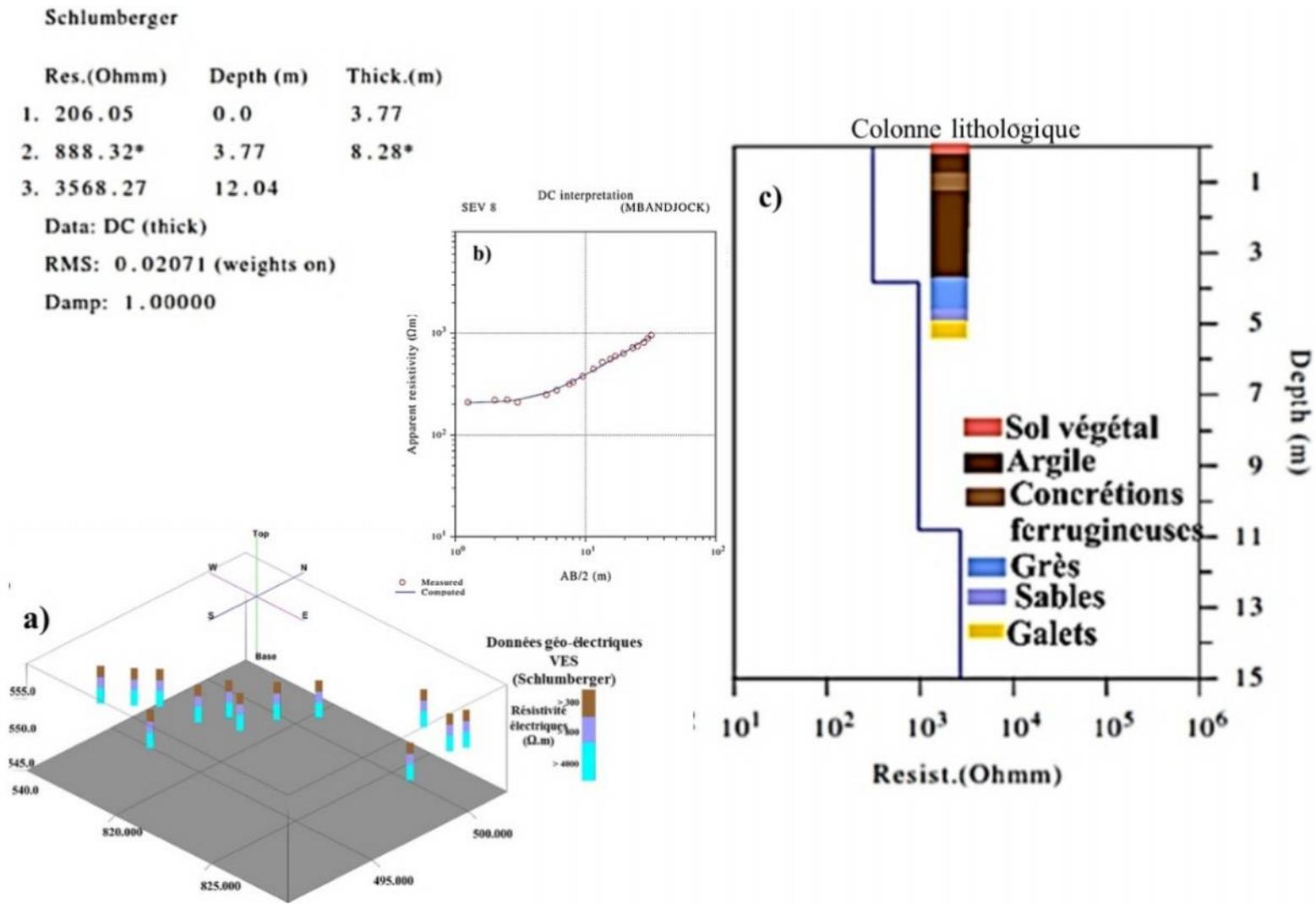


Figure. V. 4 : (a) Répartition spatiale des sondages électriques, (b) Courbe de résistivité apparente effectuée à Mbandjock, (c) Modèle de résistivité interprété montrant 3 couches avec un calage lithologique observée dans les sondages manuels et puits.

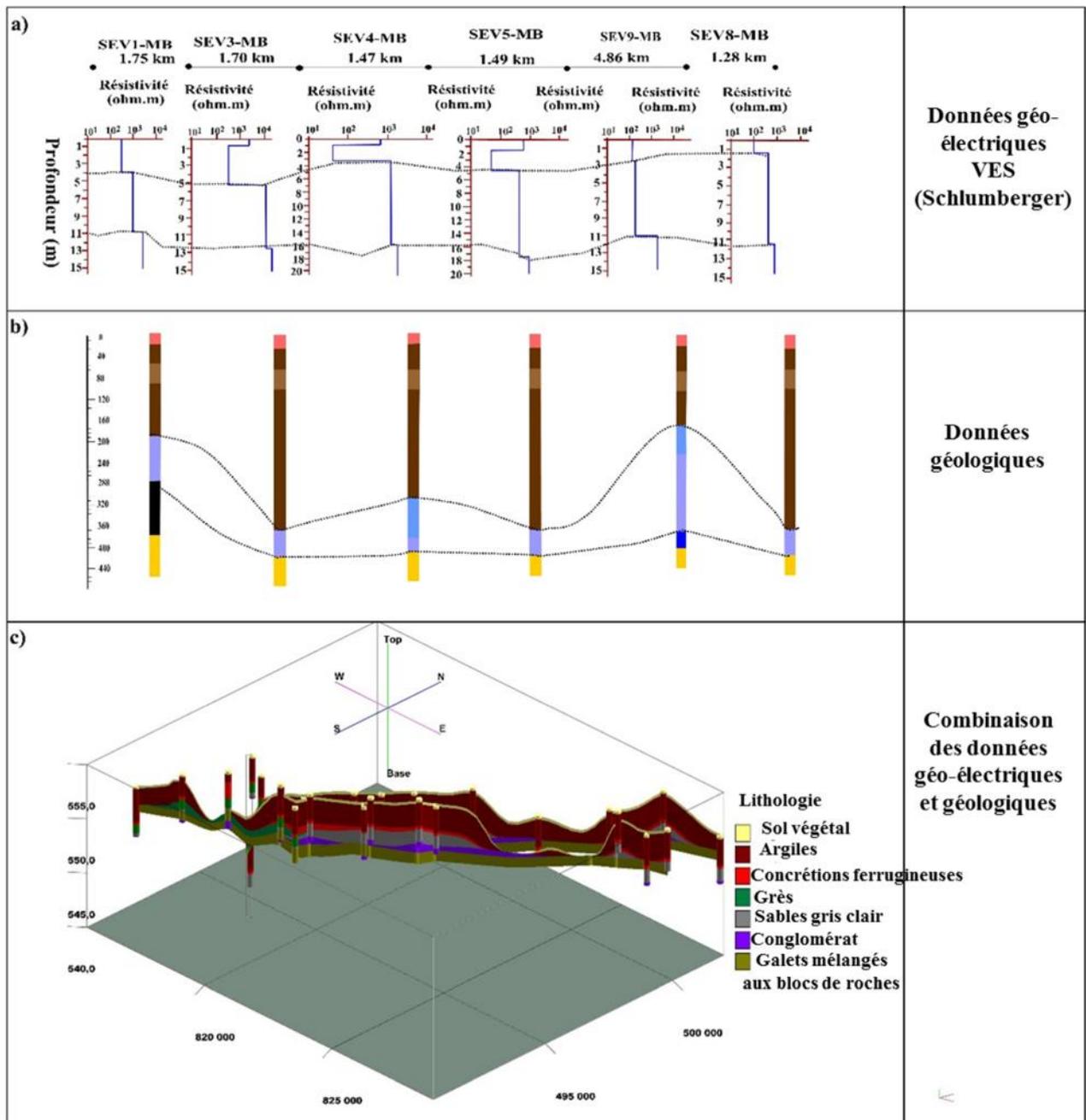


Figure. V. 5 : (a) Données de sondage de résistivité, (b) données de calage et (c) combinaison des données.

V.3. ANALYSE DES DONNEES GEO-ELECTRIQUES 2D

Les modèles électriques sont interprétés sur la base de la taille des grains des sédiments (Pellicer et Gibson, 2011 ; Rey et *al.*, 2017). La comparaison entre les panneaux IRE d'une part et les variations de litho-faciès des sondages et puits mécaniques d'autre part, permet d'avoir un outil de calibration. Les informations obtenues le long des sections seront interprétées en fonction des valeurs de résistivité (élevées, moyennes et faibles). En général, une résistivité élevée sera associée au socle ou au gravier, une résistivité moyenne à un faciès sableux et les valeurs les plus faibles seront associées à une granulométrie plus fine (argiles et limons).

V.3.1. Panneaux de Nanga-Eboko

Deux panneaux orientés N088E ont été réalisés sur ce site avec une profondeur maximale de 24 m environ. On dénombre quatre (04) couches géo-électriques dans ce secteur C1, C2, C3 et C4.

La couche C1 conductrice, est située au-dessus des panneaux et est en contact avec la surface topographique (Fig. V. 6). Elle est dominée par une granulométrie sédimentaire moyenne à très fine. Également, elle est marquée par les surfaces érosives sur laquelle se développe un réseau hydrographique dendritique à confluence parallèle. Cette interprétation est en accord avec les observations de terrain. D'après les travaux de Church (2006) ; Rollet (2008) ; Pellicer et Gibson (2011) la géométrie des corps sédimentaires mise en place par le cours d'eau se caractérise par des lentilles d'argile limoneuse de 27 m de longueur sur une profondeur de 5m environ. Elles sont encastrées dans une matrice limoneux-sableuse qui s'étend sur plus de 100 m de long et sur une profondeur de 6,5 m environ.

La couche C2 semi-résistive, son mur apparaît autour de 9 m et son toit autour de 6 m (Fig. V. 6-a). Les observations de terrain attribuent cette mince couche à un horizon de sables limoneux sur une longueur de plus de 100 m avec une profondeur de 9,3 m (Pellicer et Gibson, 2011).

La couche C3 résistive, repose en concordance sur la couche inférieure. Son mur tourne autour de 15 m et son toit à 12 m. Cette couche est associée aux graviers et s'étend sur 100 m sur une profondeur de 19 m (Hebbache, 2017).

La couche C4 très résistive, est située à la base des panneaux. Son mur n'a pas été atteint. Son toit présente une structure plus ou moins ondulée. Cette couche est associée au substratum gneissique.

V.3.2. Panneaux de Nkoteng

Sur ce secteur, 5 panneaux IRE ont été réalisés, dont 4 orientés N120E et un transversal orienté N60E. Trois couches géo-électriques se distinguent pour les panneaux acquis avec un pas de 1 m et quatre couches pour les panneaux acquis avec un pas de 2 m.

La couche C1 semi-résistive, est au contact de la surface topographique. Elle est marquée par les surfaces érosives sur laquelle se développe un réseau hydrographique dendritique à confluence parallèle. Les observations de terrain permettent d'associer C1 à une couche de sable moyens légèrement argileux, s'étendant sur 100 m de long et sur une profondeur de 1,3 m (Hebbache, 2017). Les formes lenticulaires de sables moyens à grossiers observées à la surface des panneaux sont interprétées comme des dépôts de chenaux de remplissage

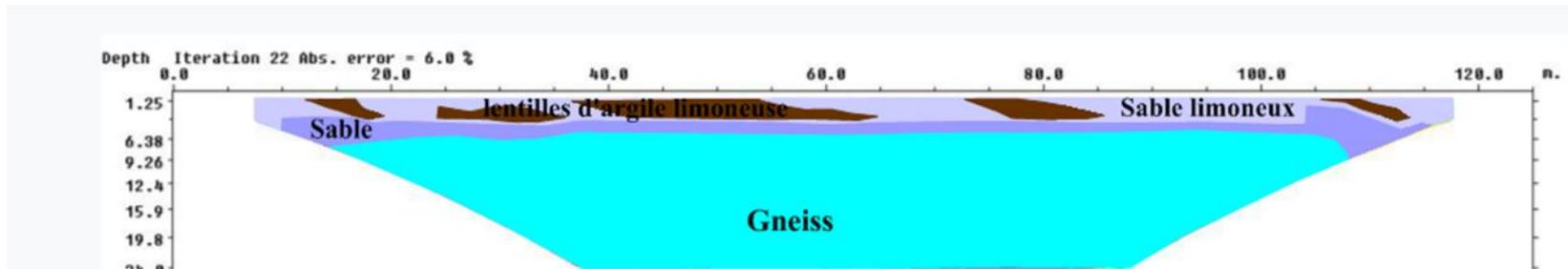
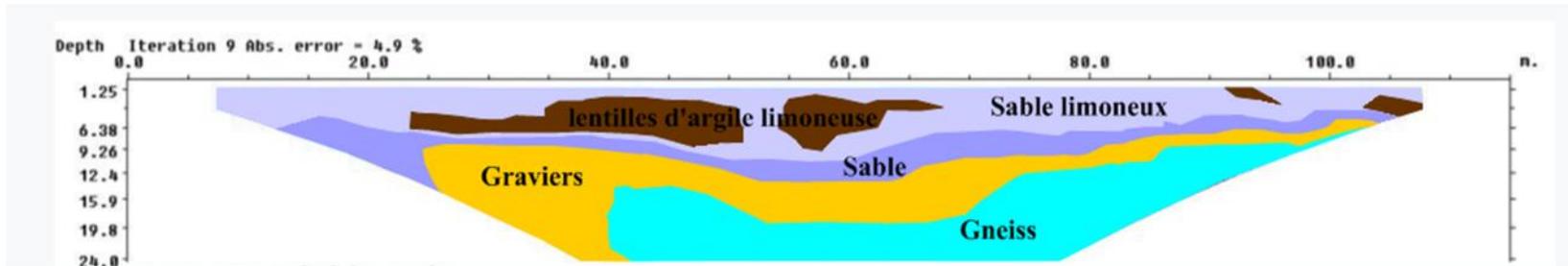


Figure. V. 6 : Interprétation géologiques des panneaux géo-électriques de Nanga-Eboko basée sur les données de tarière et puits.

(Fig. V. 7-a-b-c-d, Stack et *al.*, 2016 ; Almary et *al.*, 2017 ; Nimnate et *al.*, 2017 ; Rey et *al.*, 2017). Elle s'étend sur 70 m de long par endroit pour une épaisseur de 0,80 m environ.

La couche C2 conductrice, son mur apparait autour de 4 m, tandis que son toit se situe à environ 1 m. La mise en corrélation de l'ensemble des données recueillies permet de constater que la configuration interne de cette couche est marquée par le développement des lentilles très conductrices inférieure à 40 .m environ, encastrées dans une matrice faiblement résistive à 150 .m environ. D'après Palacky, (1987) ; Chouteau et Giroux, (2006) ; Loke, (2011), les portions lenticulaires pourraient correspondre à des lentilles d'argile saturée en eau, mesurant 15 m de long en moyenne pour une épaisseur de 0,6 m et la matrice faiblement résistive aux sables limoneux. Suivant cette hypothèse, C2 peut être interprétée comme étant une couche d'argile sableuse qui s'étend sur 100 m de long sur une profondeur de 3,96 m (Church, 2006 ; Rollet, 2008). Aussi, cette couche est caractérisée par une stratification subhorizontale et marquée par des discontinuités stratigraphiques. Ces discontinuités sont probablement dues à la bioturbation dans la zone.

La couche C3 résistive, est localisée à la base des panneaux. Son mur n'a pas été atteint sur l'ensemble des panneaux recueillis. Son toit présente une structure plus ou moins ondulée. Cette couche est associée à la tranche de sable graveleux.

La couche C4 très résistive, et localisée à la base du profil. Son mur n'a pas été atteint sur l'ensemble des panneaux recueillis. Son toit présente une structure plus ou moins ondulée. Cette couche est associée à un substratum micaschiste (Fig. V. 7-e).

V.3.3. Panneaux de Mbandjock

- Panneaux avec un pas de mesure de 1 m.

Quatre panneaux ont été effectués dans ce secteur avec ce pas de mesure, 03 orienté N120E et 01 transversal orienté N60E (Fig. V. 8). Trois couches géo-électriques se distinguent, C1, C2 et C3.

La couche C1 semi-résistive, est au contact de la surface topographique. Elle est marquée par les surfaces érosives sur laquelle se développe un réseau hydrographique dendritique à confluence parallèle. L'excavation de terrain à partir des tarières et puits permet d'associer C1 à une couche de sables moyens légèrement argileux, long de 100 m sur une profondeur de 1,3 m. Les formes lenticulaires de sables moyens à grossiers observés à la surface des panneaux (Fig. V.8) sont interprétées comme des dépôts de chenaux de remplissage par Stack et *al.* (2016) ; Almary et *al.* (2017) ; Nimnate et *al.* (2017) ; Rey et *al.* (2013 et 2017). Elle s'étend sur plus de 80 m de long sur une profondeur de 1 m environ.

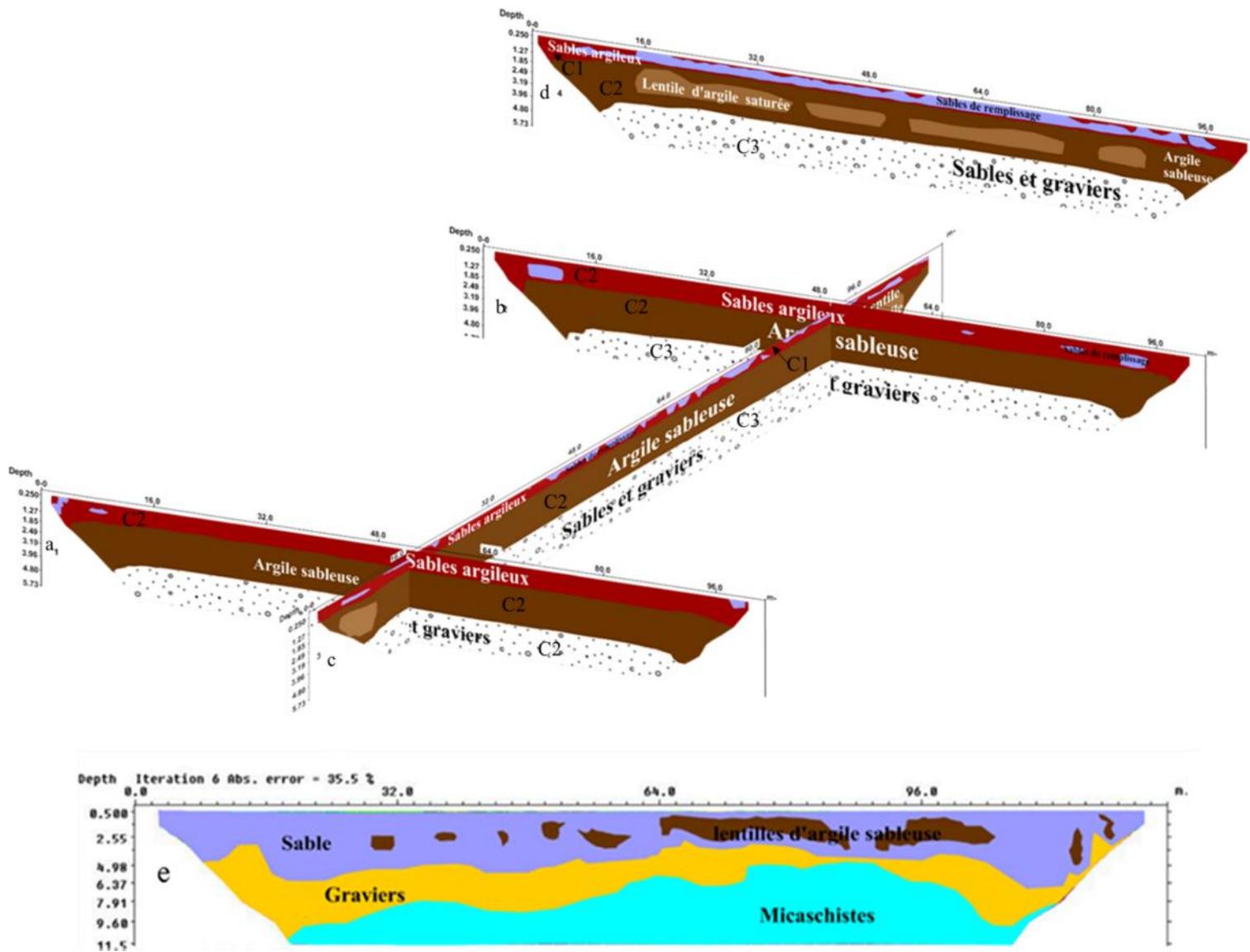


Figure. V. 7 : Interprétation géologique des panneaux géo-électriques de Nkoteng basée sur les données de tarière et puits.

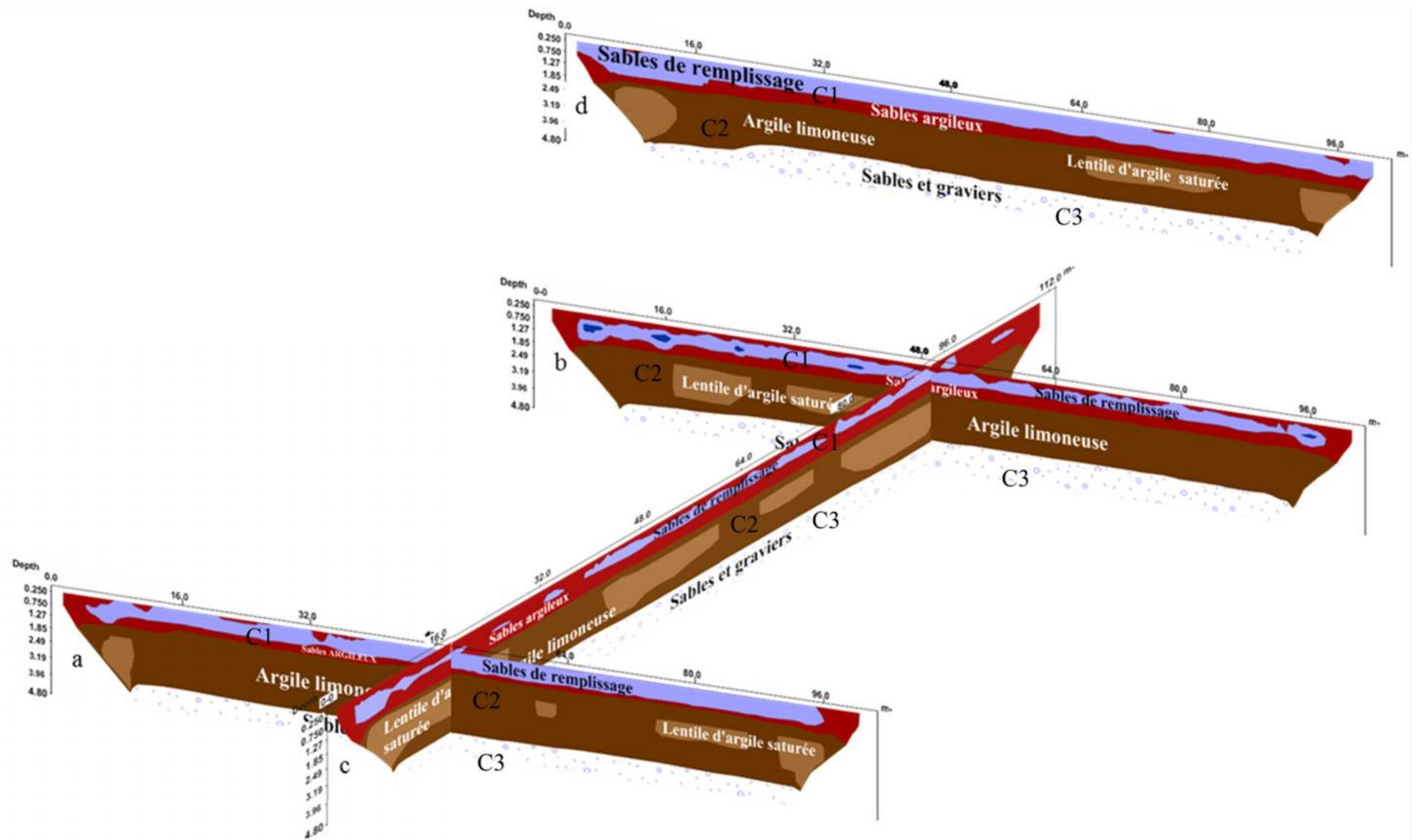


Figure. V. 8 : Interprétations géologiques des panneaux géo-électriques de Mbandjock avec un pas de 1 m.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

La couche C2, conductrice, repose en concordance sur la couche inférieure. Son mur apparaît autour de 3,5 m, tandis que son toit se situe à environ 1,3 m. La mise en corrélation de l'ensemble des données recueillies permet de constater que la configuration interne de cette couche est marquée par le développement des lentilles très conductrices de résistivité inférieure à 40 Ω .m, encastrées dans une matrice faiblement résistive à 150 Ω .m environ. Les portions lenticulaires pourraient correspondre à des lentilles d'argiles saturées en eau, mesurant 13 m de long en moyenne pour une épaisseur de 1,3 environ et la matrice faiblement résistive aux sables limoneux (Fig. V.8, Palacky, 1987 ; Ward, 1990; Chouteau et Giroux, 2006). Suivant cette hypothèse, C2 est interprétée comme étant une couche d'argile limoneuse qui s'étend sur 100 m de long sur une profondeur de 3,96 m (Pellicer et Gibson, 2011).

La couche C3 résistive, est localisée à la base des panneaux. Son mur n'a pas été atteint sur l'ensemble des panneaux obtenus. Son toit présente une structure légèrement ondulée. Elle indique une présence de couches de sable, de gravier, de conglomérat et d'un substratum plus ou moins altéré.

- **Panneaux avec un pas de mesure de 2 m**

Quatre panneaux ont été effectués avec ce pas de mesure. L'analyse des tomoséquences permet d'identifier une séquence subparallèle et constituée d'alluvions récentes qui correspondent à des zones de dépôts. Ainsi, quatre couches géo-électriques se distinguent au droit de la zone d'étude (C1, C2, C3 et C4).

La couche C1 : conductrice, est au contact de la surface topographique. Elle est marquée par les surfaces érosives sur laquelle se développe un réseau dendritique à confluence parallèle. Cette couche de faible résistivité est prédominée par les matériaux argileux, responsables de l'abaissement de la résistivité (Ward, 1990). Également, les observations de terrain permettent d'après les travaux de Church (2006) ; Rollet (2008) ; Pellicer et Gibson (2011) de constater que, la géométrie des corps sédimentaires mise en place par le cours d'eau est associée aux argiles limoneuses de 100 m de longueur sur une profondeur de 2,8 m encastrant des concrétions ferrugineuses et sables. Ces derniers constitueraient le remplissage des paléo-chenaux (Rey et *al.*, 2017). Aussi, des dépôts limoneux sont systématiquement observés au sommet des formations de la plaine d'inondation. Il s'agit de dépôts sur berge formés dans un contexte de plaine d'inondation (Fig. V. 9).

La couche C2 semi-résistive, est située en dessous de C1. Elle repose en discordance sur la couche C3. Son mur est situé à une profondeur d'environ 3,5 m et son toit autour de 3 m. Les observations de terrain permettent d'associer cette couche aux grès (Fig. V. 9). Aussi, les alluvions sableuses ou à matrice limoneuse de plus de 100 m de long sur une profondeur de

4,98 m se retrouve dans cette couche et, sont interprétées comme des dépôts sableux de recouvrement (Rey *et al.*, 2013).

La couche C3 résistive, repose en discordance sur la couche C4. Son mur apparaît autour de 9 m. Son toit se situe autour de 5 m et présente une structure ondulée. Cette couche est associée à des alluvions grossières composées de blocs de roches, de graviers et de galets. Elle est surmontée des conglomérats par endroit. Ces couches ont été observées à la base de la formation sédimentaire de la plaine d'inondation, au contact du substratum rocheux.

La couche C4 très résistive, est localisée à la base des panneaux. Les images électriques modélisées montrent que cette couche est associée à des roches de base (gneiss et micaschistes). Le toit de cette couche présente une structure ondulée.

V.4. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRES DE LA PLAINE ALLUVIALE DE MBANDJOCK

La figures V.10, montrent que les couches sont subparallèles, ce qui indiqueraient une accrétion latérale des sédiments. Toutefois, quelques unités, discontinues et perturbées sont observables dans certains panneaux IRE, renvoyant à des milieux de dépôts différents. Ces milieux seraient à une période donnée, soit riche en oxygène, soit pauvre. La présence de la pyrite mise en évidence par DRX confirmerait cette hypothèse. Elle a été trouvée au niveau des concrétions ferrugineuses. Également, ces analyses révèlent que, le processus de transport aurait favorisé la sédimentation fluviale dominée de la base au sommet par l'alternance des sédiments grossiers et des sédiments fins (Nzeukou *et al.*, 2013).

Sur la base des résultats géo-électriques, granulométriques, sédimentologiques et minéralogiques, trois grandes phases de dépôts sont observées de la base au sommet.

Une phase de sédimentation intense. Elle est marquée par un transport en charriage et roulement de fond pendant les périodes d'inondation et liée aux valeurs de résistivité élevées. Cette phase est caractérisée par un dépôt de sédiments grossiers et correspond à C3 et CL3. Elle est dominée aussi bien dans les systèmes méandriformes qu'en tresse.

Une phase de sédimentation moyenne, marquée par un transport par saltation, caractérisée par les sables grossiers et associées à des valeurs de résistivité modérée. Elle correspond à l'unité C2 et CL2. Aussi, les minéraux identifiés par DRX (Fig. IV. 15) attribuent cette phase à un dépôt fluvial à moyenne énergie. Ces données permettent de constater que le quartz est le minéral le plus dominant. Il aurait une origine plio- quaternaire et serait issu des affleurements des bassins versants de la Sanaga et entaillées par un réseau hydrographique dendritique. La calcite pourrait être expliquée par un apport des sédiments détritiques

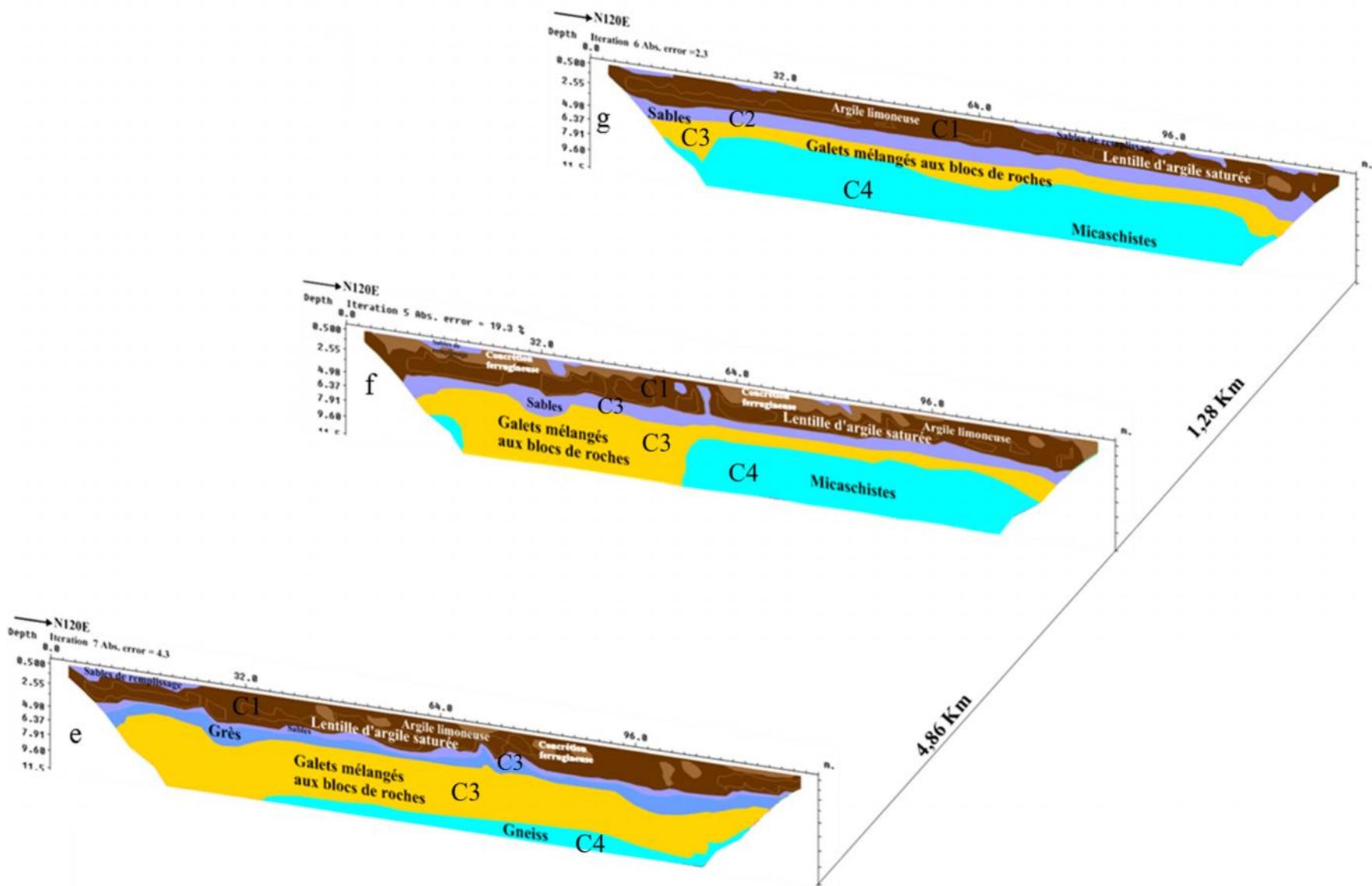


Figure V. 9 : Interprétations géologiques des panneaux géo-électriques de Mbandjock avec un pas de 2 m.

terrigenes. Cette phase est également dominée aussi bien dans les systèmes méandriques qu'en tresse.

Une phase de sédimentation faible, marquée par un transport en suspension caractérisée par des dépôts fins par décantation dans les milieux calmes. Elle est associée à des valeurs de résistivités faibles et correspond à C1 et CL1. D'après les analyses minéralogiques, les minéraux identifiés comme la kaolinite et l'illite indiquent que leur dépôt se fait par décantation (faible hydrodynamisme) et par gravité dans des milieux plus calmes, respectivement. Le dépôt est donc attribué à une zone humide par des processus de sédimentation sur berge et des composants biogénétiques. Cette dernière phase traduit des dépôts de systèmes fluviaux (réseaux en tresse et à méandre) (Stacke et *al.*, 2016 ; Novák et *al.*, 2017). Les formes lenticulaires de sables graveleux observées à la surface des panneaux sont interprétées par Almary et *al.* (2017) ; Rey et *al.* (2013, 2017) comme des chenaux de remplissage. Elle est beaucoup plus dominante dans les systèmes méandriques

En comparant les panneaux géo-électriques, les données granulométriques, sédimentologiques et minéralogiques tout en se référant aux cartes géologiques et études antérieures (Sangen, 2011 ; Balla et Ngoss III, 2013), les caractéristiques de l'environnement sédimentaire se trouvent dans les couches C3-CL3 et C2-CL2. Celles de C1-CL1 seraient issues des processus d'érosion et l'activité des chenaux. Ceci traduit une variation de l'hydrodynamisme, allant de la période humide à la période sèche (Sangen, 2011). Les sédiments variables de surface seraient influencés par des climats tropicaux humides et chauds couplés aux activités anthropiques incontrôlées.

Ainsi, les sédiments de C3 et CL3, grossiers se seraient déposés lorsque le niveau du cours d'eau était plus élevé au Pléistocène et associées au climat relativement humide (Kossoni et Giresse, 2010 ; et Sangen, 2011). Les sédiments de C2-CL2 moyens, recouvrant les berges se seraient déposés lorsque le niveau était plus bas à l'Holocène et associée au climat relativement chaud. Les sédiments de C1-CL1 sont aussi bien grossiers que fins. Ces sédiments auraient subi une période de perturbation au Pléistocène tardif lors de la transition Pléistocène/Holocène. Au-dessus de cette couche, il y a eu un développement d'un sol végétal qui n'a pas été pris en compte par la géophysique.

V.5. CORRELATION ENTRE DONNEES GEOELECTRIQUES ET DONNEES LITHOLOGIQUES

Les données issues des panneaux géo-électriques, des sondages à la tarière et puits ont été utilisées pour étudier la variabilité spatiale des formations alluvionnaires.

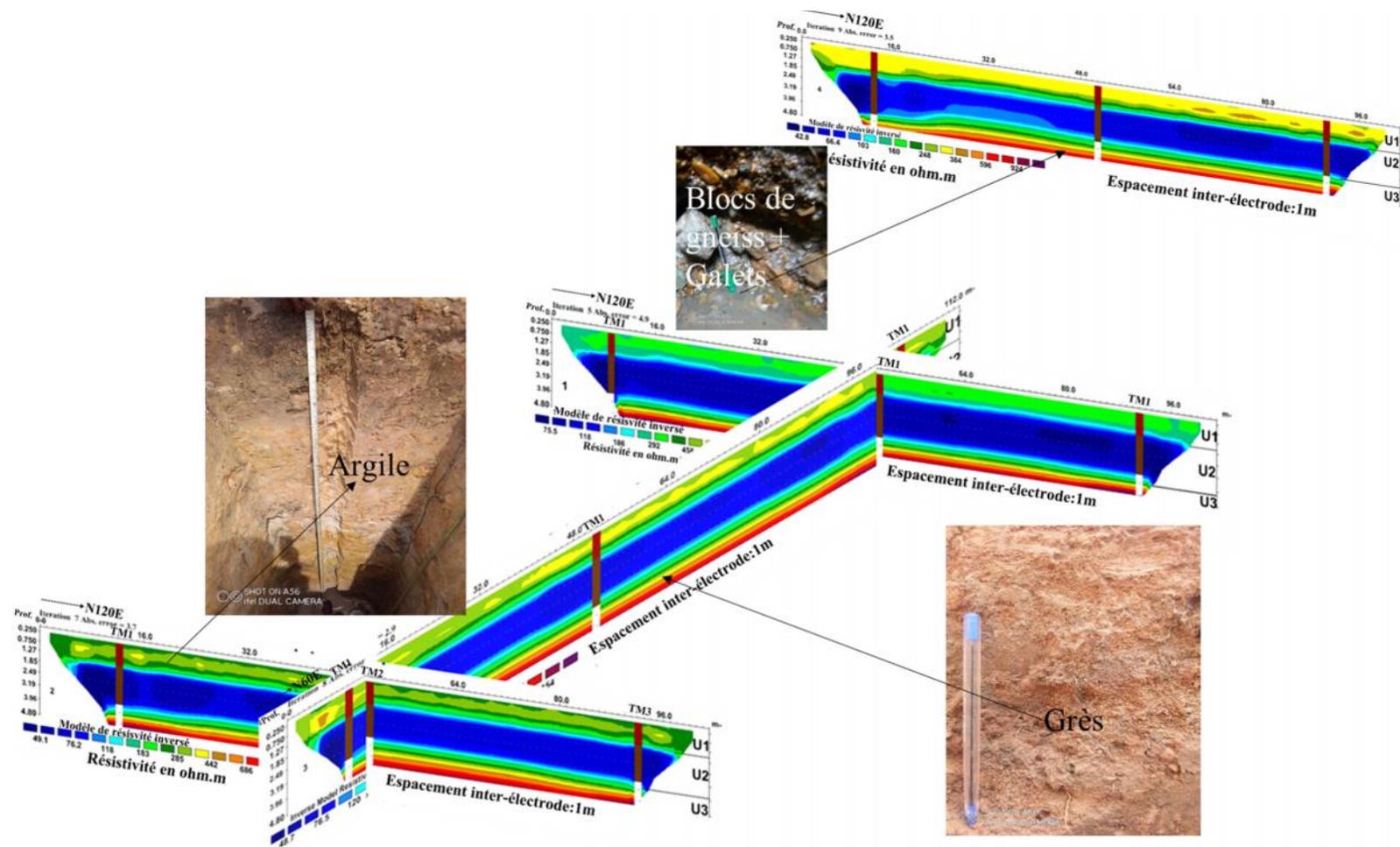


Figure V. 10 : Corrélation entre données géo-électriques et lithologiques dans le secteur de Mbandjock

V.5.1. Corrélation entre épaisseurs géo-électriques et lithologiques

Pour une connaissance plus approfondie de la variabilité de l'épaisseur des substances minérales de la zone d'étude, une corrélation a été établie entre épaisseurs géo-électriques et épaisseurs des formations issues des tarières et puits (Tab. V.1). Les données recueillies entre ces deux ensembles sont présentées dans le tableau V.1.

La relation établie est présentée dans la figure V.11. Cette dernière montre une corrélation positive entre les deux ensembles de données. La ligne de régression donne une équation mathématique $E_G = 0.7238E_{TM} + 0.8555$ où "E_G" est l'épaisseur des résultats géo-électriques et " E_{TM} " l'épaisseur des résultats de la tarière manuelle. Le coefficient de détermination ($R^2=0,716$) obtenu à partir de ces résultats indique que la relation établie pourrait fournir des informations importantes sur ces substances minérales dans de plus grandes zones (Akinlabi et Adeyemi, 2014). Aussi, ce résultat montre que les mesures géophysiques peuvent être un outil efficace pour l'identification et la quantification des substances minérales dans l'industrie céramique.

Tableau V. 1: Relation entre épaisseurs issues des données IRE et des données de tarières.

Epaisseurs des couches		
Localités	Données géoélectriques (m)	Données de tarière (m)
Nkoteng	1,27	0,98
	2,69	2,40
	1,30	1,10
	2,66	2,48
	1,25	0,96
	1,94	1,76
	0,50	0,87
	2,69	2,43
Mbandjock	1,27	0,40
	2,69	2,30
	1,50	0,30
	2,46	1,70
	1,50	0,45
	2,46	1,80
	1,6	0,50
	2,36	2,30

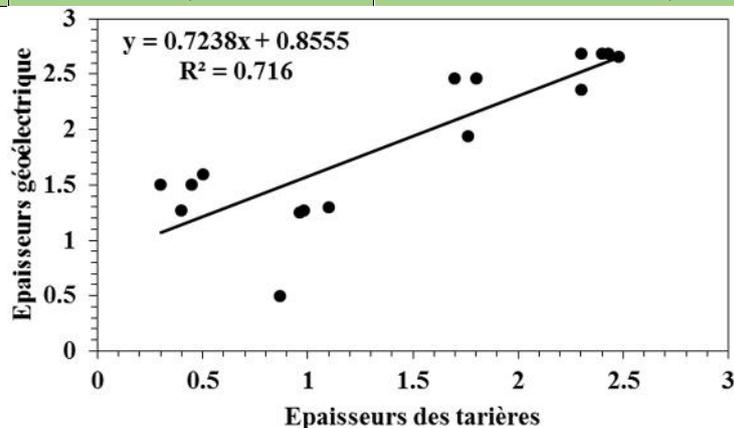


Figure V. 11 : Corrélation entre épaisseurs géo-électriques et épaisseurs réelles des tarières.

V.5.2. Corrélation entre données géo-électriques et fractions granulaires

Des relations empiriques ont été établies entre données géo-électriques et différentes classes granulaires obtenues par analyse sédimentométrique. Le résultat issu du traitement de ces données est présenté dans le tableau V.2 et la figure V.12.

Tableau V. 2: Valeurs des différentes classes granulométriques et de résistivité.

Classes	C ₁ T	C ₂ T	C ₃ T	C ₁ N	C ₂ N	C ₃ N
Fraction fine						
Argiles %	42.4	58.44	54.03	39.82	71.21	53.93
Limons %	27.58	33.16	16.25	16.63	13.05	8.7
Sables %	30.02	8.4	29.72	43.55	15.74	37.37
Résistivité (.m)	75	70	60	90	30	60
Profondeur (m)	0.98	2.40	1.76	0.4	1.8	2.3

La mise en relation de l'ensemble des données montre qu'une bonne corrélation existe entre les teneurs en argiles et en sables avec la résistivité et que cette corrélation est faible avec la teneur en limons. Par ailleurs, les données de résistivité ont été calées à différentes profondeurs pour une meilleure interprétation des mesures de résistivité en fonction des teneurs en sables, en limons et en argiles. Les relations empiriques ont été établies en utilisant les fonctions linéaires (Fig. V.12). Les droites de régression donnent les équations suivantes :

argiles = -2.3011argiles (%) + 201.56 ; limons = 4.7013limons (%) + 2.3019 et sables = 2.401sables (%) - 2.9158. " argiles, limons et sables " sont les résistivités (.m) des fractions d'argiles, de limons et de sables et "argile (%), limons(%) et sables (%)", les teneurs en argiles, en limons et en sables.

Les résultats obtenus donnent une corrélation négative pour les fractions d'argile ($R^2 = 0,93$). Une diminution de la résistivité est observée de 15 .m à 10 .m pour une augmentation de la teneur en argile de 18% à 88%. Par contre, une corrélation positive est observée pour les fractions de limons et de sables ($R^2 = 0,14$ et $R^2 = 0,90$, respectivement). Pour le limon, on observe un écart important du coefficient de détermination. Cela est probablement dû à la transition entre les principaux mécanismes de conduction électrique. Ces mécanismes ont un contrôle plus fort sur la résistivité des matériaux argileux et sableux. Aussi, les relations établies montrent que lorsqu'une variable augmente, l'autre variable a le même comportement. Cependant, la teneur en argile (%) présente une relation indirecte avec la résistivité. Lorsque la résistivité diminue, la teneur en argile augmente. Ce résultat est lié à la taille des sédiments et est causé par un changement dans la conduction surfacique et électrolytique (Martínez et al., 2012). Aussi, cette diminution est dû soit à un déficit ou un excédent de charges à la surface des sédiments, soit à la qualité et à la quantité des fluides contenus dans les pores (Archie, 1942 ; Telford et al., 1990 ; Uhlemann et al., 2017). Pareillement, la même interprétation pourrait être valable pour les limons, mais ces derniers sont des constituants inertes, car leurs grains portent peu de charges électriques.

Les corrélations établies précédemment montrent un bon accord entre les mesures de résistivité, calibrées aux lithologies issues des sondages mécaniques et puits. Cette approche

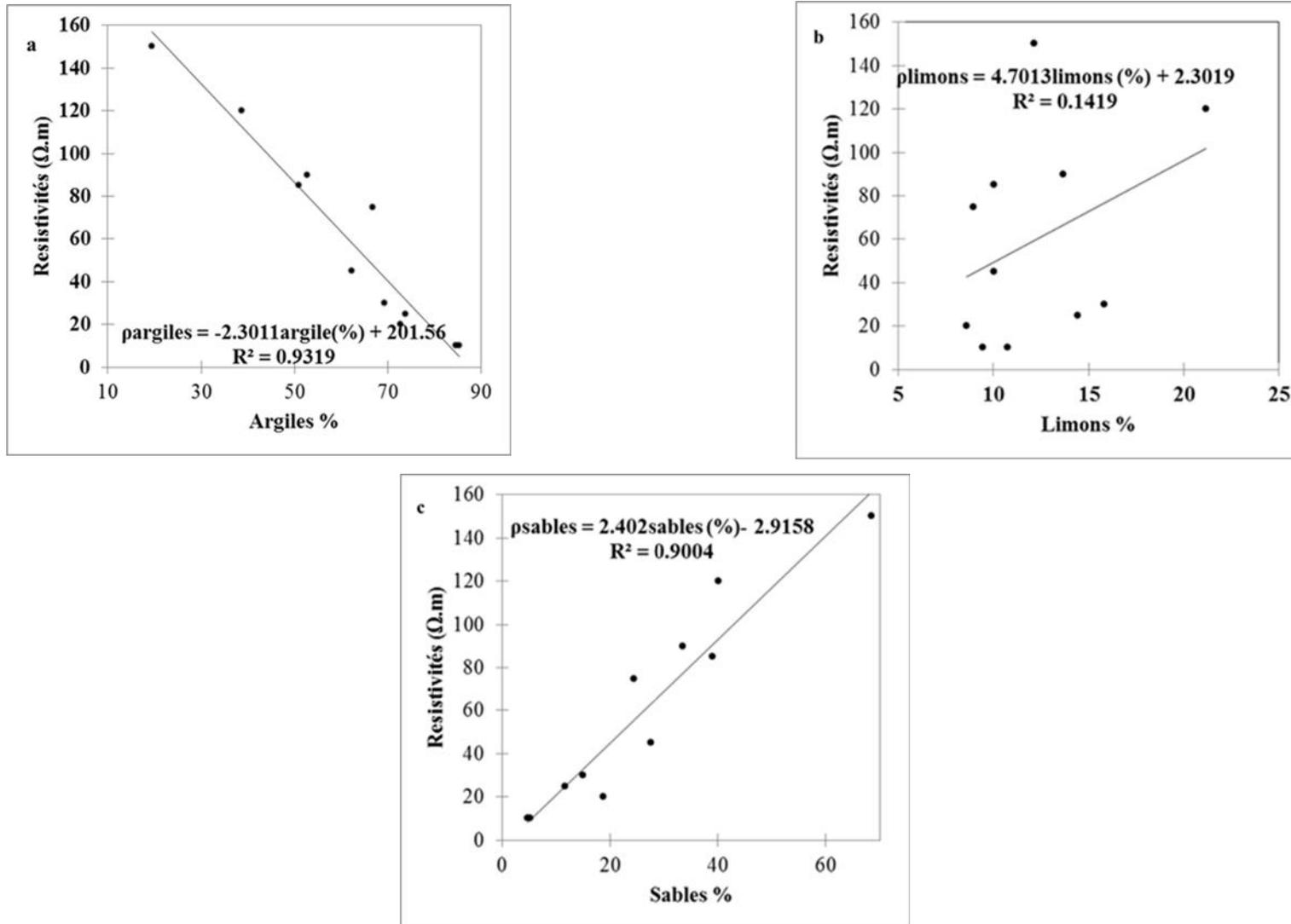


Figure V. 12 : Corrélation entre résistivités et fractions (a) d'argile, (b) de limons et de (c) sables des échantillons prélevés entre 1-2 m de profondeur

montre que la combinaison de la géophysique avec les données de calage peut significativement minimiser les incertitudes et réduire les coûts et la durée de l'investigation dans la caractérisation des substances minérales de la zone d'étude. Ces relations peuvent donc être appliquées dans les environnements similaires et à grande échelle.

V.5.3. Influence de la minéralogie sur la résistivité

L'analyse DRX a identifié plusieurs minéraux dans les sédiments étudiés dont le quartz est le minéral dominant. L'influence des minéraux constitutifs des unités lithologiques (argiles et sables) sur la résistivité est visible sur la figure V.13 où on observe une augmentation de la résistivité avec la teneur en quartz tel qu'exprimé par l'équation $\rho = 20.748Qz(\%) - 746,23$ avec pour coefficient de détermination $R^2 = 0,94$ où ρ est la résistivité et Qz (%) le pourcentage de la teneur en quartz. Cependant, les résistivités faibles seront observées au niveau des sédiments argileux (pas représenté sur ce graphe) par rapport aux sédiments sableux (sables fins, sables grossiers) où les résistivités sont élevées. Les travaux de Telford et *al.* (1990) montrent qu'une augmentation des minéraux argileux baisse généralement la résistivité par conduction surfacique. Cette variation peut s'expliquer par le fait que par rapport à d'autres silicates, la surface des particules d'argiles présente généralement une double couche électrique, où les anions et les cations ont une capacité conductrice dans les conditions de champ électrique, alors que le constituant minéral de la plupart des roches, par exemple le quartz est un isolant avec une résistivité électrique infinie (Santamarina et *al.*, 2001 ; Uhlemann et *al.*, 2017 ; Zhang et *al.* 2017 ; Yan et *al.*, 2019).

La figure II.11 montre les plages de résistivité/conductivité électrique de divers matériaux terrestres. On peut observer que la résistivité électrique des roches non altérées se situe entre 10^3 et 10^5 $\Omega \cdot m$, ce qui est beaucoup plus élevé que les roches altérées (résistivités comprises entre 5 et 1000 $\Omega \cdot m$). Ce phénomène indique probablement que l'atteinte à l'intégrité de la roche induite par l'altération est bénéfique au transfert d'électricité (Yan et *al.*, 2019), même si la roche altérée présente des constituants minéraux similaires à ceux de la roche mère. Cette figure indique les sédiments couramment utilisés dans l'industrie de construction, c'est-à-dire les graviers, les sables et les argiles. L'argile a la plus faible résistivité électrique (5 à 10^2 $\Omega \cdot m$) parmi ces sédiments, le gravier et le sable ont une résistivité élevée (5×10^2 à 10^4 $\Omega \cdot m$) (Palacky, 1987). Ainsi, la plage de résistivité électrique présentée dans la figure II.11 pour les sédiments étudiés est cohérente avec les résultats trouvés.

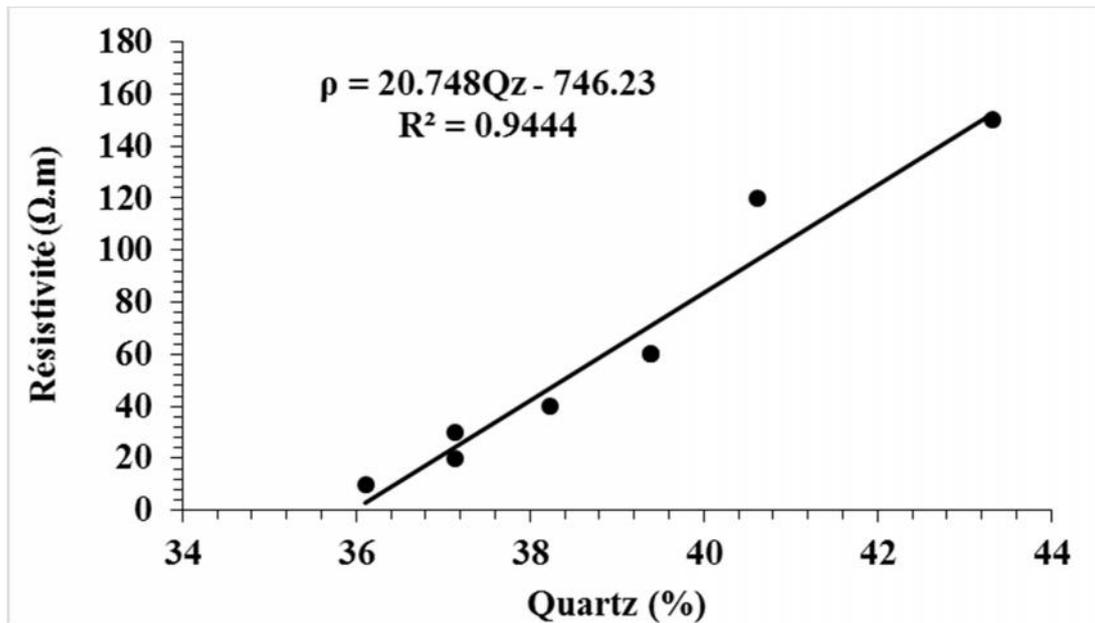


Figure V. 13 : Relation entre Résistivité et le pourcentage de quartz.

V.5.4. Corrélation entre données géo-électriques et limites d'Atterberg

Les essais d'identification des limites de consistance se sont effectués sur les fractions d'argile passant au travers des tamis de 400 µm. La relation établie permet de relever que les valeurs de limites de liquidité (LL) et d'indice de plasticité (IP) élevés correspondent à des résistivités faibles (Fig. V.14). La résistivité électrique diminue progressivement de 30 à 10 Ω.m alors que l'indice de plasticité augmente de 15,7 à 35,80% et la limite de liquidité de 39,50 à 69,70%. La corrélation est bonne entre ces deux propriétés et suit une tendance décroissante. Les droites de régression ont été calculées à partir de ces corrélations (Fig. V.14). Les coefficients de détermination ont été obtenues pour l'indice de plasticité et la limite de liquidité ($R^2 = 0,70$; $R^2 = 0,8$, respectivement). Cependant, la dispersion des nuages de point est observée lorsque l'indice de plasticité est inférieur à 20% et la limite de liquidité inférieure à 40%. Ceci peut être expliqué par le fait que les échantillons d'argile étudiés sont riches en kaolinite et, comme son activité est inférieure à 0,5 donc inactif, les molécules d'eau ne pénètrent pas dans les espaces interfoliaires. Elles se retrouvent donc à la surface du minéral entraînant une augmentation de la conductivité électrolytique surfacique (le déplacement des charges est lié à la présence des ions à la surface des particules, Consenza et *al.*, 2006). Mais, la présence de l'illite comme argile active de type 2/1, laisse passer l'eau entre les espaces interfoliaires, entraînant une conductivité électrolytique volumique modérée (le déplacement des charges s'effectue dans l'eau interstitielle, Zohra, 2019). Cette eau rend ainsi cette argile plus plastique donc plus conductrice.

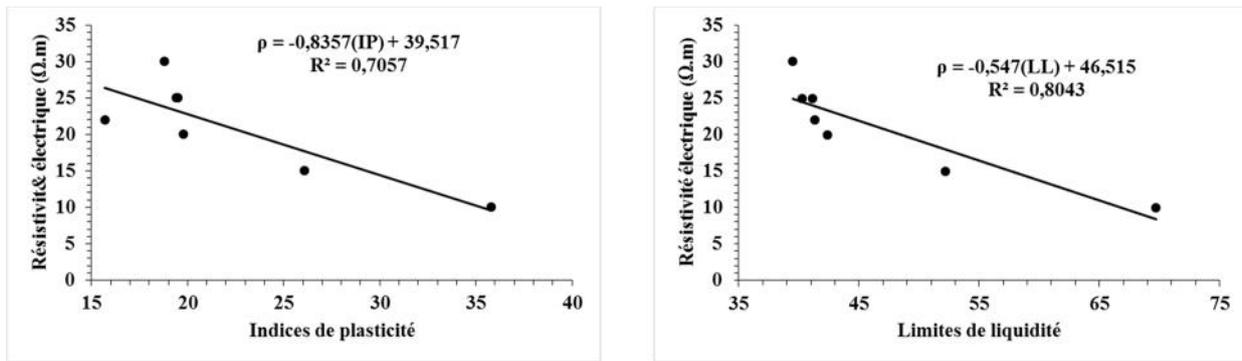


Figure V. 14 : Variation de la résistivité électrique avec les limites d'Atterberg.

V.5.5. Corrélation entre la teneur en eau et la résistivité électrique

Une bonne corrélation est obtenue entre la résistivité électrique et la teneur en eau interstitielle. La résistivité électrique diminue progressivement de 11 à 3 m alors que la teneur en eau augmente de 11 à 21.8 g/L (Fig. V.15). Une courbe de régression a été calculée à partir de cette corrélation avec pour équation : $\rho = -0.8215 (\omega\%) + 20.789$ où ρ est la résistivité et ω (%) la teneur en eau.

Le coefficient de détermination $R^2=0.752$ a été obtenu, ce qui indique une bonne corrélation. Cette chute de résistivité est liée à la conduction électrique des constituants minéraux et de la taille des particules. Lorsque les pores des sédiments sont progressivement occupés par le fluide, certains sels et minéraux argileux sont dissous dans l'eau interstitielle, ce qui favorise le transfert de courant (Long et al., 2017 ; Yang et al., 2019).

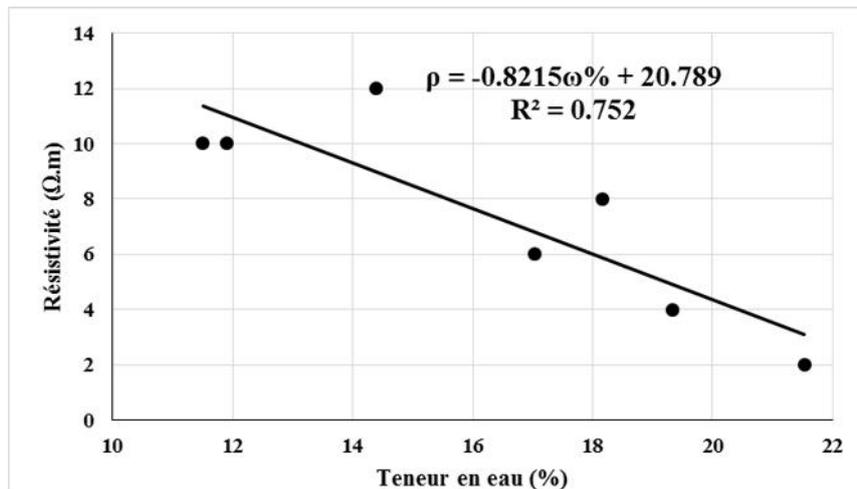


Figure V. 15 : Variation de la résistivité électrique avec la teneur en eau.

V.5.6. Corrélation entre résistivité électrique et indices granulométriques

La corrélation établie entre la résistivité et les indices granulométriques montre une bonne corrélation entre le sorting index et le paramètre électrique. La dispersion des tailles des grains par rapport à la droite d'ajustement prouve que les sables sont bien classés (Fig.V.16).

Par contre, une corrélation faible est observée entre le skeweness et la résistivité traduisant une asymétrie vers les éléments fins (Fig.V.16).

Ce résultat indique que les sables mis en évidence présente un grand intérêt pour la prospection de ces substances minérales. Car, le sable est constitué majoritairement de quartz qui est un minéral incolore. Cependant, le sable étudié présente des impuretés qui pourraient limiter l'utilisation du sable de Mbandjock comme matière première dans la fabrication du verre par exemple, car le fer colore fortement ce dernier. Pour des applications verrières, il convient donc d'utiliser du sable de meilleure qualité. Mais, ce sable identifié peut être utilisé dans des industries de haute technologie pour des matériaux vitreux à forte valeur ajoutée (Brown et *al.*, 2013). Egalement, il trouve son importance dans l'industrie du génie civil.

V.6. COMBINAISON DES DONNEES

L'analyse des données granulométriques indique que les unités lithologiques de la plaine d'inondation de la moyenne Sanaga ont été principalement déposées par des systèmes fluviaux tressés et méandriformes. Les bancs à faibles relief et les chenaux de remplissage peu épais sont les éléments architecturaux les plus courants (Miall, 1996).

L'intégration de l'ensemble des données a permis d'interpréter les images géoélectriques en termes d'architecture sédimentologique dans la subsurface. Sur la base de cette analyse, il est possible de corréler les modèles géoélectriques avec les colonnes lithologiques : i) les sédiments grossiers avec les résistivités élevées, ii) les sédiments à grains moyens avec des résistivités modérées et iii) les sédiments à grains fins avec les résistivités moyennes à faibles. Ces sédiments peu profonds, comprennent : l'unité de galets associés aux graviers. Les galets se lient et forment un corps conglomératique. L'unité sableuse (subdivisée en sables fins, sables moyens et sables grossiers). Ces sables se consolident et forment des grès par endroit. L'unité argilo-limoneuse encastrant les concrétions ferrugineuses. L'unité sableuse est caractérisée par des clastes bien classés, asymétrie vers les éléments fins à grossiers et finement stratifié avec un dépôt à moyenne énergie. Ces unités ont été observées aussi bien dans les panneaux géoélectriques que dans des sondages à la tarière manuelle et puits à des intervalles variées sur l'ensemble de la zone d'étude. Aussi, cette interprétation sédimentologique est en accord avec les études de Gazel (1956) qui relevait déjà la présence de certains sédiments consolidés comme les grès et les conglomérats.

Les analyses géoélectriques combinées aux analyses granulométriques, sédimentologiques et minéralogiques ont guidé la compréhension sur le lien qui pourrait exister entre les différents paramètres pour caractériser les géomatériaux identifiés dans la zone.

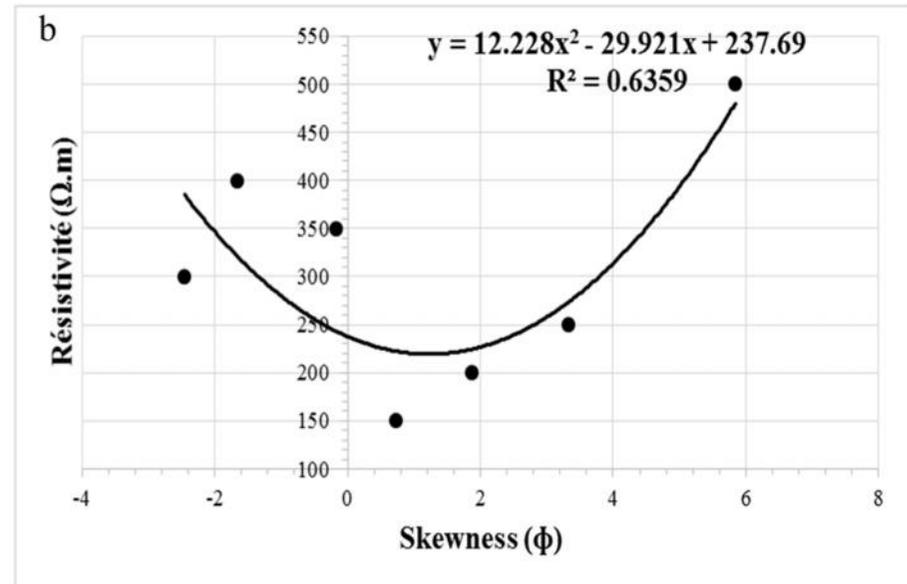
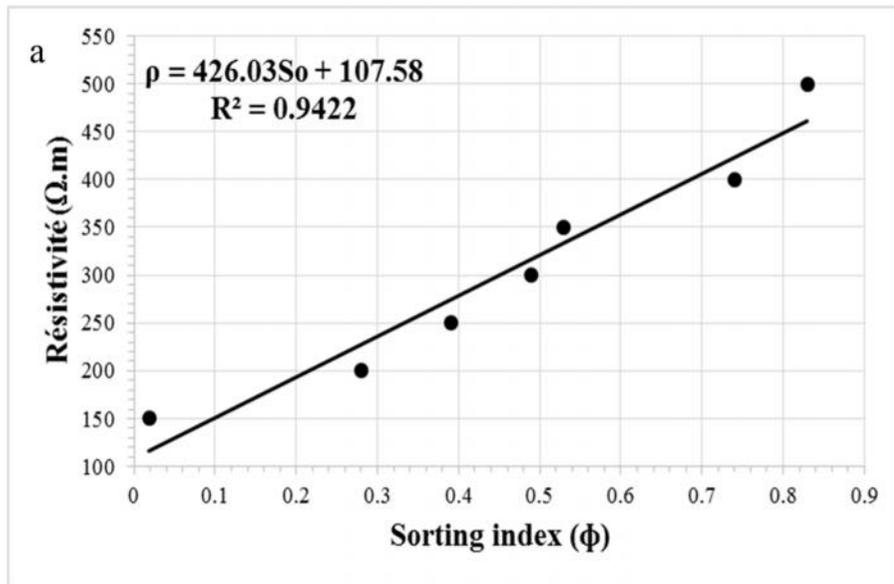


Figure V. 16 : Variation de la résistivité électrique avec les indices granulométriques

Ainsi, la résistivité est largement contrôlée par la taille des grains, la teneur en eau et la minéralogie (Uhlemann et *al.*, 2017 ; Zhang et *al.*, 2017 ; Yang et *al.*, 2019). Dans cette étude, l'effet de la taille des grains variable sur la résistivité souterraine a été testé en effectuant des analyses granulométriques sur des échantillons représentatifs prélevés au droit des panneaux géoélectriques. La variation de résistivité la plus significative a été trouvée pour la fraction d'argile et de sable, où un changement de la taille des grains a provoqué une diminution et une augmentation de la résistivité respectivement.

Alors que la relation entre la résistivité, la teneur en sable et en argile est relativement bonne, elle est moins bonne avec les limons. Le bon accord entre lithologies issues des mesures de résistivité et calibrées avec des sondages et puits, prend en charge la fiabilité des modèles de résistivité et la validité de notre approche. Cette approche montre que, l'intégration de la géophysique avec les études intrusives et de laboratoire peuvent significativement améliorer la fiabilité des modèles dérivés du sous-sol.

Cette étude, bien qu'elle ne se concentre que sur des lignes de 128 m de long, montre que les sédiments étudiés sont très variable dans la zone d'étude. Lier cette observation à des analyses minéralogiques a révélé que certains minéraux sont des isolants électriques contribuant ainsi à l'augmentation de la résistivité par le biais de la conduction électrolytique. D'autres par contre, sont électriquement neutre, mais leur pouvoir adsorbant à la molécule d'eau entraîne une diminution de la résistivité à travers une conduction surfacique.

Aussi, la comparaison de ces résultats avec ceux obtenus par Ntep et *al.* (2001) ; Nzeukou et *al.* (2013) ; Nzeukou, (2015), montrent que la couche argileuse identifiée par ces derniers se subdivise en deux sous couches lithologiques à savoir : la sous couche sablo-argileuse et la sous couche argilo-sableuse/limoneuse. Dans cette dernière, on a observé la présence des sédiments riche en matière organique (vestiges de bois). Aussi, la présence d'un niveau à concrétion ferrugineuse sous forme de nodule a été observée. Cette sous couche hétérogène pourrait avoir été perturbées, soit par l'arrivée de sédiments à la faveur de ruptures de levées qui ont permis le dépôt de lits de sables, soit par un arrêt de sédimentation qui a été vite repris par les crues. Ceci pourrait expliquer l'hétérogénéité observé dans la matrice argileuse (Pellicer et Gibson, 2011 ; Nimnate et *al.*, 2017 ; Rey et *al.*, 2017 ; Uhlemann et *al.*, 2017).

Ainsi, les associations de faciès quaternaires identifiées sur les sections IRE et calibrées avec les sondages mécaniques et puits de la surface vers la profondeur sont:

- les dépôts de remplissage de chenaux formés par des sables graveleux ;
- les dépôts des plaines d'inondation constitués de sables fins, limons et argiles avec des caractéristiques hydromorphes ;

- les sédiments moyens qui sont dominants dans le réseau fluvial tressé par rapport aux sédiments argileux ;

- les sédiments fins sont plus dominants dans le réseau méandriforme par rapport aux sédiments moyens.

Ces séquences se caractérisent par les dépôts de moyenne et faible énergie (Nichols et Fisher, 2007; Deleplancque, 2016 ; Yuskar et Choanji, 2017).

Le tableau V.3 récapitule la relation entre valeurs IRE et classes lithologiques identifiées. Cependant, le détail de l'architecture interne des sédiments reste peu connu.

Tableau V. 3: Relation entre valeurs géo-électriques et classes lithologiques.

IRE			Sondages / puits		
Unités	Résistivité (.m)	Profondeur	Couches	Profondeur	Lithologies
Unité 1	150 - 500	1.5m environ	C2	En moyenne 0.6m	Sable argileux à sable limoneux
Unité 2	60 - 300	3 m environ	C3	En moyenne et 2.5 m	Argile limoneuse à argile sableuse
Unité 3	500 à plus 1000	3 m environ	C4	inconnue	Sable, grès, conglomérat et galets
Unité 4	1000	inconnue		inconnue	Blocs de roches et galets

V.7. INTERET DES MATERIAUX ARGILEUX DANS LA CERAMIQUE

La figure V. 17 (a) présente pour l'ensemble des échantillons, à l'exception de ceux TM2(M)-MB et TM2-MB, une augmentation du retrait linéaire avec la température. Les échantillons TM2(M)-MB et TM2-MB présentent respectivement une tendance baissière et invariante du retrait linéaire avec la température. Ceci est probablement dû à la présence de la kaolinite et l'illite qui ont une influence sur les propriétés de retrait (Mango, 2019). Ces minéraux gonflent peu par rapport aux minéraux de types smectite/montmorillonite lorsqu'ils sont immergés dans l'eau (Tardy, 1993). Aussi, le retrait linéaire traduit la réactivité d'un matériau au cours de la cuisson. Lambercy (1993), Wetshondo, (2012), Nzeukou et *al.* (2013) ont montré qu'une argile kaolinique riche en quartz présente un retrait de moins de 5 % avant 900°C pendant que le matériau illitique présente plutôt un léger gonflement. Les résultats obtenus dans le présent travail révèlent que les valeurs de retrait linéaire diminuent avec la température et reste en dessous de 9 %. Ceci montre que, les matériaux étudiés contiennent du quartz, de la kaolinite et de l'illite. La figure V.17 (b) présente les valeurs de résistance à la compression qui vont de 1,8 à 18,6 Mpa. Deux échantillons présentent des résistances qui croissent avec la température. L'allure des courbes de variation de Résistance à la Flexion (RF) est donnée par la figure V.17 (c). Ladite figure présente les valeurs de RF qui vont de 0,2 à 6,90 Mpa. Certains échantillons présentent des résistances qui croissent avec la température. L'échantillon TM2(M)-MB montre une flexibilité plus élevée que les autres. Cela est dû à sa forte plasticité.

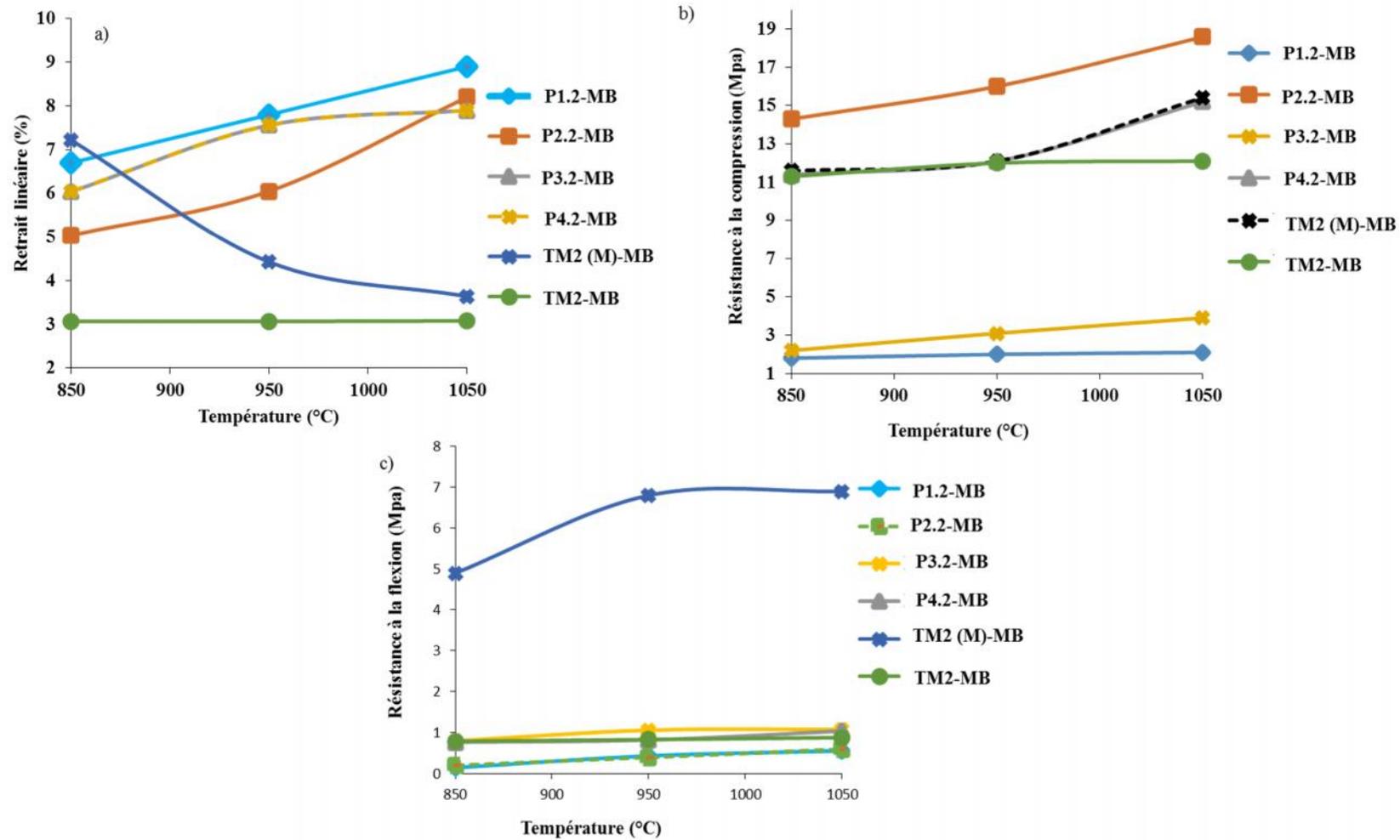


Figure V. 17 : (a) Evolution moyenne en fonction de la température de cuisson : (a) du retrait linéaire (RL) ; (b) de la résistance à la flexion ; (c) de la résistance à la compression.

La figure V. 18 présente les variations d'eau absorbée en fonction de la température. Elle permet de constater que le pourcentage d'eau absorbée de tous les échantillons diminue au fur et à mesure que la température augmente. Ces variations de teneurs en eau naturelle peuvent être liées à la quantité d'éléments fins ou argileux contenus dans les échantillons analysés (Mango, 2019).

Cependant, les matériaux argileux sont les matériaux industriels qui ont eu de tout temps une grande importance. Leurs abondances dans des environnements variés, ainsi que leur réactivité a simplifié leur accès et en a fait une matière première privilégiée par l'homme pour la fabrication des céramiques depuis la plus haute Antiquité (Hong *et al.*, 1994). Ces matériaux argileux sont constitués principalement de kaolinite et la kaolinite est riche en oxydes de fer. Par conséquent, on ne peut donc pas l'utiliser comme matériau de charge dans les papiers ou les plastiques (Brown *et al.*, 2013) ni comme matière première pour des céramiques. Par contre, le kaolin est utilisé comme minéral industriel dans la fabrication du papier ou comme matière première pour élaborer des céramiques et des verres. Car, il se forme lors de la diagenèse pendant la dissolution des oxydes de fer par circulation de solutions réductrices (Brown *et al.*, 2011).

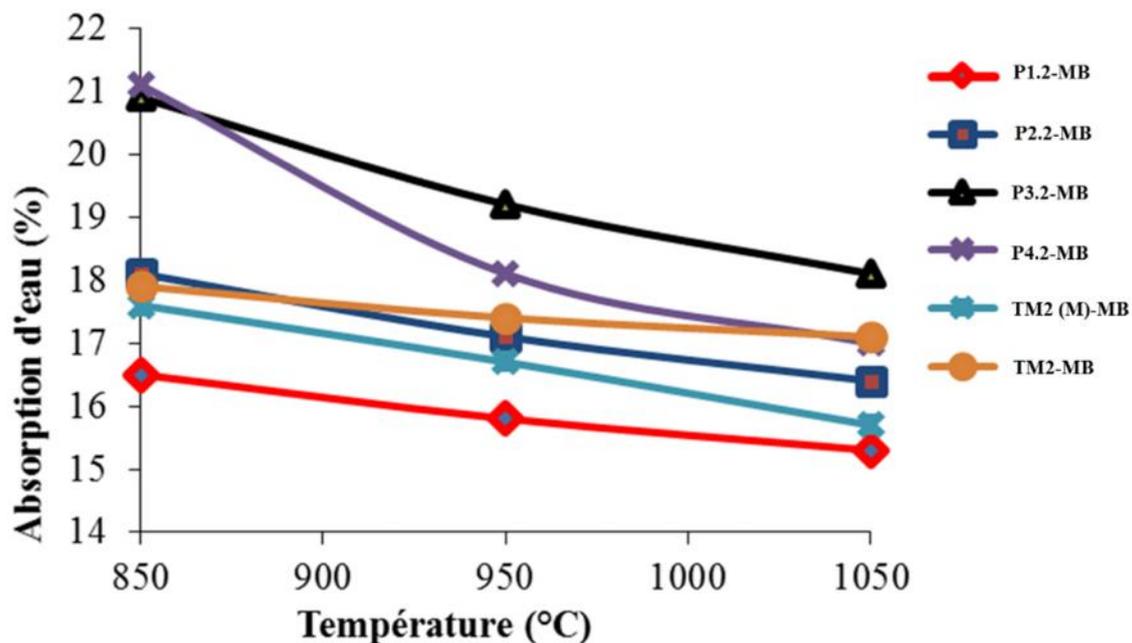


Figure V. 18 : Evolution moyenne de l'absorption d'eau en fonction de la température de cuisson.

V.8. MODELISATION GEOLOGIQUE 3D DE L'ARCHITECTURE SEDIMENTAIRE

Le modèle conceptuel géologique de la figure V.19 est établi à partir des données géoélectriques et lithologiques.

Ce modèle montre une succession sédimentaire constituée de bas en haut : (i) d'un dépôt subhorizontal de sédiments grossiers (graviers et galets). Ce dépôt est attribué au premier stade de dépôt d'un bouchon alluvial (Constantine et *al.*, 2010 ; Toonen et *al.*, 2012 ; Dieras et *al.*, 2013 ; Vayssière et *al.*, 2020) et, est surmonté des sédiments consolidés (conglomérats), (ii) d'une stratification des sédiments meubles (sables) qui se consolident par la suite (grès), (iii) d'une sédimentation d'éléments fins (argiles, limons et sables fins) en surface. Cette succession sédimentaire est en cohérence avec les conclusions tirées des données géo-électriques. Ainsi, ce modèle conceptuel atteste de l'existence sous la surface d'un complexe de dépôt composite dans la moyenne Sanaga, identifié par Lefèvre (1963) ; Sagen (2011), comme un environnement ayant subi plusieurs cycles métamorphiques suivis d'une orogénèse et une réorganisation marquée par des systèmes fluviaux qui se sont produites pendant le Pléistocène tardif, lors de la transition Pléistocène/Holocène.

Le modèle géologique 3D de la zone d'étude (Fig. V.20) a été développé sur la base de la combinaison des données de résistivité électrique et sédimentologique. Ce modèle géologique 3D a été généré en tenant compte des caractéristiques principales des solides : l'étendue, la base et le niveau supérieur de chaque couche, la profondeur, l'épaisseur et les données descriptives liées au type lithologique (Krassakis et *al.*, 2022). L'intégrité de ce modèle dépend d'un ensemble de données pour permettre aux unités lithologiques traversées d'être modélisées, et, que leurs caractéristiques granulométriques, sédimentologiques et minéralogiques étudiées soient prises en compte pour d'éventuelles exploitations dans l'industrie de construction.

Afin de rendre ce modèle 3D plus réaliste, certains points de données de l'interface ont été supprimés pour obtenir une distribution plus homogène spatialement.

Ainsi, les données de subsurface identifiées ont fourni des détails pour distinguer les principaux types lithologiques. Dans cette étude, un total de sept (7) unités lithologiques a été représenté à travers le site de Mbandjock. On note de bas en haut, des galets et graviers mal triés. Ces derniers coiffent la base de l'architecture sédimentaire. Leur volume est estimé à 7687875 m³. Les conglomérats reposent sur le toit des graviers et galets au centre du modèle avec un volume estimé à 2980621 m³. Les dépôts de sable récents apparaissent au-dessus de l'unité conglomératique sous la forme d'une bande étroite vers le centre du modèle (Fig. V.20). Il s'agit d'un sable brun, micacé, qui devient argileux au sommet. Le volume de cette bande est estimé à 18352728 m³. Les grès sont observés sur le toit de l'unité de base vers le SW avec un volume de 2576281 m³ environ. Une surface de discordance a été identifiée et est marquée par des concrétions ferrugineuses. Le volume de cette surface est de 4117324 m³ environ. Des

dépôts alluviaux plus récents, se trouvent au-dessus de cette surface de discordance (Fig. V.20) sous forme d'argile. Ces dépôts sont marqués par des surfaces érosives vers le NE et le SW du modèle et sont composés d'argile brun rougeâtre, limoneuse à sableuse. Cette unité a un volume de 33549496 m³ environ. Ces alluvions, marqués par des passées de sables traversant la plaine d'inondation indiquent probablement d'anciens chenaux du fleuve Sanaga.

Cependant, les sédiments étudiés ont probablement été formés dans deux systèmes fluviaux : (i) tressé vers le NE et (ii) méandrique vers le SW. Les dépôts grossiers (galets et graviers) se présentent sous forme de bancs longitudinaux légèrement inclinés et déposés dans un système fluvial plus tressé où les conditions de transport rapide ont favorisé la formation de barre à faible relief (Mial, 1978 ; Rust, 1978 ; Steel et Thomson, 1983). Les paléo-chenaux identifiés auraient été remplis de matériaux riches en matières organiques et en sables. Les lentilles de ces types de matériaux ont été mises en évidence lors de nos sondages et ceux de Sangen (2011) dans la zone de Monatélé. La lithologie du sable pourrait suggérer un remplissage tardif à l'Holocène précoce lorsque le régime d'écoulement était plus lent et la charge du lit beaucoup plus fine, ce qui suggérerait un environnement fluvial plus méandrique. Ces résultats montrent comment l'intégration des données a contribué à la modélisation de l'environnement de subsurface de la zone d'étude. Ils ont produit des informations intéressantes pour améliorer la connaissance sur la complexité et l'histoire des environnements sédimentaires des dépôts de la plaine d'inondation.

Le modèle initial (Fig. V.20) a servi de cadre géologique préliminaire du sous-sol de la zone d'étude. Le modèle proposé prend en compte les données géophysiques et sédimentologiques acquises sur le site.

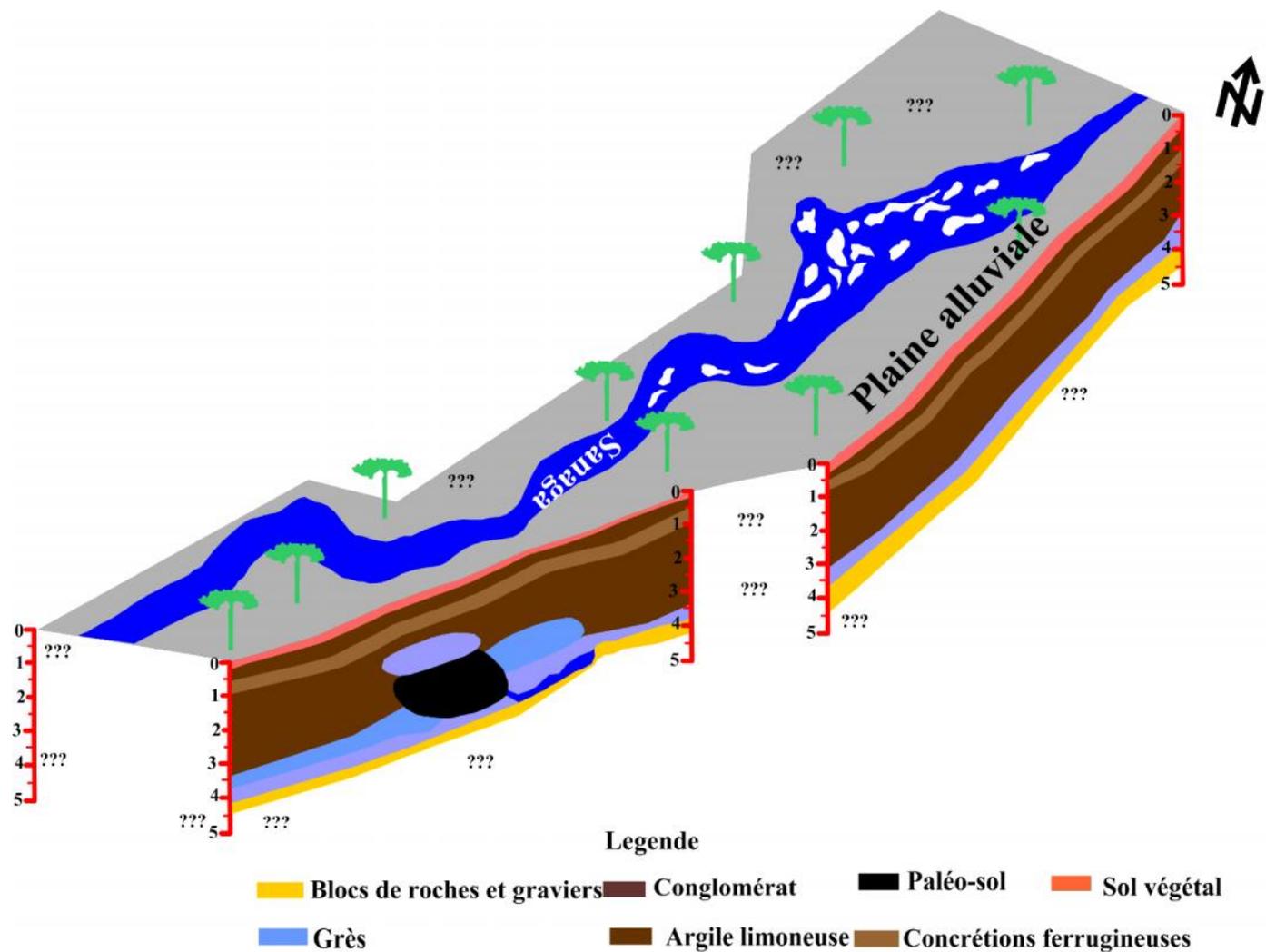


Figure V. 19 : Schéma descriptif 3D réalisé à partir des données géoélectriques, des tarières et puits, et montrant la variabilité spatiale des dépôts sédimentaires du cours moyen de la Sanaga à Mbandjock.

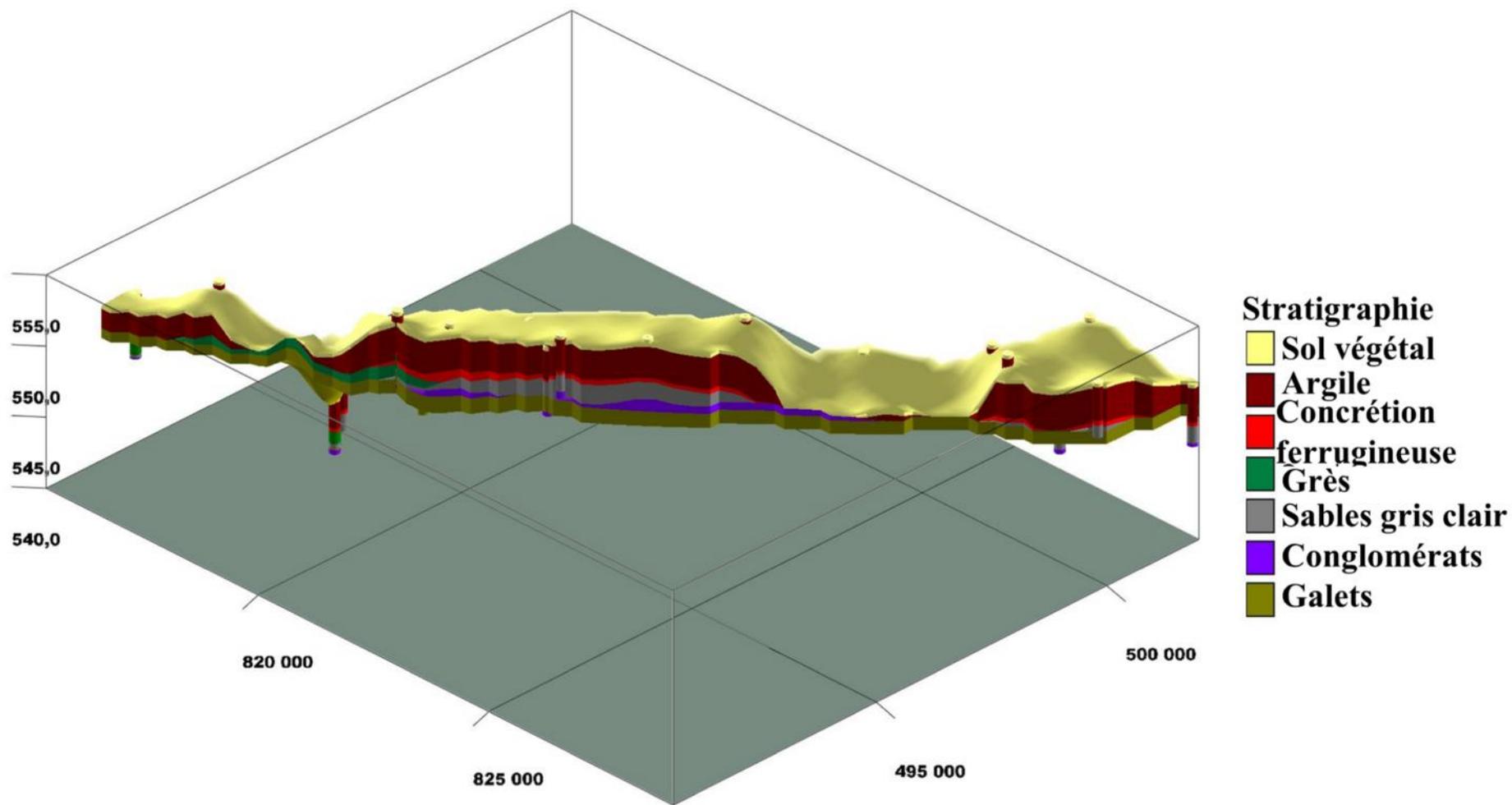


Figure V. 20 : Modèle 3D donnant le volume des sédiments.

Conclusion

L'étude géophysique par prospection électrique en mode d'imagerie électrique permet de préciser la localisation et l'extension des formations alluvionnaires étudiées. Les panneaux électriques ont donné des coupes au-dessus des panneaux réalisés, ils comportent des informations nécessaires pour des interprétations correctes. La confrontation des résultats obtenus par sondages mécaniques et puits à travers des corrélations est une méthode très efficace. La combinaison de l'ensemble des données a permis de ressortir un modèle géologique 3D afin de quantifier les formations alluvionnaires identifiées.

CONCLUSION GENERALE

« L'impossible n'est que le possible de l'avenir... »

CONCLUSION GENERALE

« L'impossible n'est que le possible de l'avenir... »

Les caractéristiques des formations alluvionnaires du bassin moyen de la Sanaga ont été étudiées entre Nanga-Eboko et Mbandjock. Cette étude avait pour objectif de caractériser la variabilité spatiale des formations alluvionnaires du segment moyen de la Sanaga à partir des méthodes géo-électrique et sédimentologiques. Les premières ont été mises en œuvre par deux techniques : Sondages Electriques Verticaux (SEV) et Imagerie de Résistivité Electrique (IRE). Les secondes ont porté sur les techniques classiques de sédimentologie. Les SEV en fournissant des panneaux verticaux unidimensionnels de la résistivité électrique ont guidé l'emplacement des IRE. La technique IRE a permis d'observer la continuité verticale et horizontale des lithologies et de délimiter les unités lithologiques.

De l'ensemble des résultats présentés dans ce mémoire, les conclusions suivantes peuvent être tirées :

- **Etude géophysique**

Quatre principales couches se distinguent de la surface à la base. La couche C₁ avec des valeurs de résistivités moyennes (150 - 500 Ω.m) associées aux sables- argileux avec présence de chenaux de remplissage. L'épaisseur de ces sédiments est d'environ 1 m. La couche C₂ avec les résistivités faible (30 - 150 Ω.m), associées à l'argile sableuse et l'argile limoneuse. Cette zone a été interprétée comme un dépôt de plaine d'inondation constitué d'argiles sableuses et d'argiles limoneuses d'après les données de forages, puits et IRE. L'épaisseur de ces sédiments est de 3 m en moyenne. La couche C₃, se distingue avec les valeurs de résistivités élevées (supérieure à 1000 Ω.m), celle-ci est associée aux sables, aux grès et aux graviers. La couche C₄ à la base, présente des valeurs de résistivités plus élevées (supérieure à 2000 Ω.m), celle-ci est associée aux galets, aux blocs de roches et au substratum gneissique et micaschiste.

Les associations quaternaires identifiées sont :

- les dépôts de chenaux de remplissage (sables graveleux) ;
- les dépôts de plaine d'inondation (sables fins, limons et argiles) ;
- les dépôts des phases intenses de sédimentation du cours d'eau (galets, blocs de roches).

Aussi, la combinaison des essais géophysiques et l'analyse des données géologiques montre des corrélations linéaires entre la résistivité électrique et les teneurs en argiles, en sables et quartz. Aussi, l'interprétation géotechnique montre que les faibles valeurs électriques traduisent les fortes valeurs des limites de liquidité et d'indice de plasticité. Le volume des substances minérales industrielles a été estimé à 18352728,3 m³ de sables et de 33549495,5 m³ d'argile

- **Etude sédimentologique et minéralogique**

L'étude lithologique a mis en évidence cinq (05) faciès à savoir : les argiles, les sables, les grès, les conglomérats et les galets. L'analyse des courbes cumulatives et l'interprétation des

paramètres granulométriques relatifs à la fraction sableuse montre l'existence des faciès en forme de «S» et paraboliques, traduisant une sédimentation par accumulation et un transport effectué par saltation. Les sédiments sableux sont grossiers à moyens, assez bien à mal classés, symétriques à asymétriques vers les éléments fins et grossiers. Les minéraux identifiés par DRX révèlent un environnement moins agité et calme dans un milieu anoxique.

- **Dynamique de dépôt**

Sur la base des résultats IRE, sédimentologique et minéralogique trois grandes phases de dépôts sont observées. Une phase de sédimentation intense du cours d'eau liée aux valeurs de résistivité élevées. Cette phase est caractérisée par un dépôt de sédiments grossiers (galets arrondis associés aux blocs de roches). Une phase de sédimentation moyenne caractérisée par les sédiments moyens (sables grossiers à moyens). Une phase de sédimentation faible caractérisée par des dépôts fins (argiles, limons, sables fins).

- **Essais physico-mécanique**

Les essais céramiques (cuissons 850 - 1050°C) ont été élaborés. Les résultats des tests physico-mécaniques montrent que les argiles alluviales de Mbandjock sont caractérisées par un faible retrait (<5.4 %) et peuvent être acceptables pour la fabrication de briques. Cependant, leur résistance à la flexion est faible (< 4.8 MPa).

En guise de perspectives, une combinaison d'imagerie georadar, électrique, sismique réfraction et potentiel spontané est nécessaire afin de mieux détecter avec précision les limites des surfaces des formations et des chenaux. Il conviendrait également de faire une étude des propriétés géophysiques des formations alluvionnaires de la Sanaga en laboratoire pour mieux élucider les problèmes de relation entre paramètres. Aussi, réduire le pas de mesure à 0,25 m pour optimiser la résolution et multiplier les lignes par maillage pour un meilleur modèle. Il faut également entreprendre une étude géochimique des matières organiques des paléo-surface identifiés qui pourrait non seulement apporter des renseignements complémentaires sur l'environnement de dépôt, mais nous orienter sur l'état de la maturité de ces matières en vue d'une éventuelle formation d'hydrocarbures. Et enfin, réaliser plusieurs puits dans la zone d'étude pour mieux connaître la stratigraphie globale de cette zone et plus particulièrement l'extension latérale des dépôts.

BIBLIOGRAPHIE

- Aizebeokhai, A., 2010.** 2D and 3D geoelectrical resistivity imaging: theory and field design. *Sci Res Essays*, **5**, 3592–3605.
- Akinlabi, I.A., and Adeyemi, G.O., 2014.** Determination of Empirical Relations between Geoelectrical Data and Geotechnical Parameters in Foundation Studies for a proposed Earth Dam. *Pacific Journal of Science and Technology* **15**, 278-287.
- Alamry, A.S., Meijde, M., Noomen, M., Addink, E.A., Benthem, R.V., Jong, S.M., 2017.** Spatial and temporal monitoring of soil moisture using surface electrical resistivity tomography in Mediterranean soils. *Catena*, **157**, 388-396.
- Allaby, M., 2008.** A dictionary of Earth Sciences, Third edition, Oxford University press, 654p.
- Aliprandi, G., 1979.** Matériaux réfractaires et céramiques techniques. Septima, Paris, 612 p.
- Amoros, C., et Petts, G.E., 1993.** Bases conceptuelles. In : Amoros C. et G.E. Petts (eds.), *Hydrosystèmes fluviaux*, Paris, Masson, coll. Ecologie, **24**, 3-17.
- Andrade, F.A, Al-Qureshi, H.A., & Hotza, D., 2011.** Measuring the plasticity of clays: A review. *Applied Clay Science*, **51**, 1-7.
- Anonyme, 2017.** Étude d'Impact Environnemental et Social (EIES). Cameroun, 21p
- Anterrieu, O., 2006.** Caractérisation géophysique de la structure interne d'une halde à stériles. Mémoire de maîtrise en génie minéral, École Polytechnique de Montréal, Canada, 129p.
- Archie, G., E., 1942.** The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Pet Trans Am Inst Min Metall Pet Eng*, **146**, 54–62.
- Astier, J.L., 1971.** Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Masson, Paris.
- ASTM, C531., 2000.** Standard Test Methods for Linear Shrinkage and Coefficient of Thermal Expansion of Chemical-Resistant Mortars, Grouts, Monolithic Surfacing, and Polymer Concretes. ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM, C20., 2000:** Standard Test Methods for Apparent Porosity, Water Absorption, Apparent Specific Gravity, and Bulk Density of Burned Refractory Brick and Shapes by Boiling Water. ASTM International, West Conshohocken, PA.
- Bábek, O., Sedlá ek, J., Novák, A., Létal, A., 2018.** Electrical resistivity imaging of anastomosing river subsurface stratigraphy and possible controls of fluvial style change in a graben-like basin, Czech Republic. *Geomorphology*, **317**, 139-156
- Baccour, H., Medhioub, M., Jamoussi, T., Daoud, A., 2008.** Mineralogical evaluation and industrial applications of the Triassic clays deposits, southern Tunisia. *Material Characterization*, **59**, 1613-1622.
- Bagnouls, F., et Gaussen, H., 1957.** Les climats biologiques et leur classification. *Annales de géographie*, **335**, 193-220.

- Baines, D., Smith, D.G., Froese, D.G., Bauman, P., Nimeck, G., 2002.** Electrical resistivity ground imaging (ERGI): a new tool for mapping the lithology and geometry of channel-belts and valley-fills. *Sedimentology* **49**, 441-449.
- Balla, O.A., et Ngos III, S., 2013.** La Terrasse Ebebda (Centre du Cameroun) : preuve d'une migration de la confluence Mbam-Sanaga, *Afrique Science* **09**, 54 - 63.
- Barker, R.D., 1981.** The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable, *Geophysical Prospecting*, **29**, 128-143.
- Barker, R.D., 1989.** Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays, *Geophysics, soc. of Expl. Geophys*, **54**, 1031-1037.
- Barker R.D., 1992.** A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. *First Break*, **10**, 53-62.
- Batsimba, C.J.H., 2001.** Contribution à l'étude des couvertures latéritiques du Sénégal oriental par imageries électrique et radar. Thèse de doctora, Uni. Cheikh Anta Diop, Fac. Sc. 124p.
- Berger, J.F., Salvador, P., Odile, F., Vérot-Bourrély, A., Bravard, J.P., 2008.** La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhodanien. In: Collection EDYTEM. Cahiers de géographie, numéro 6, 2008. Du climat à l'homme, dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes. 117-144.
- Bersezio, R., Giudici, M., Mele, M., 2007.** Combining sedimentological and geophysical data for high-resolution 3-D mapping of fluvial architectural elements in the Quaternary Po plain (Italy). *Sedimentary Geology* **202**, 230-248.
- Berthois, L., 1975.** Les roches sédimentaires: Etude sédimentaire des roches meubles éditions Doin, Paris, 278 p.
- Bodge, K.R., 1999.** Intel impacts and families of solutions for inlet sediment budgets. *Garonne supérieure. Sei. Géol. Bull.*, **39**, 79-98.
- Buvat, S., 2012.** Caractérisation de l'organisation spatiale de la couverture pédologique par mesure de la résistivité électrique – Application à la cartographie des sols en contexte agricole, Mémoire de thèse, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 186p
- Boulvain, F., 2010.** Pétrologie sédimentaire: des roches aux processus. Technosup, 259 p.
- Boothroyd, J.C., Ashley, G.M., 1975.** Processes, bar morphology and sedimentary structures in braided outwash fans, north eastern Gulf of Alaska. In: Jopling, A.V., McDonald, B.C. (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Society for Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **23**, 193–222.
- Boothroyd, J.C., Nummedal, D., 1978.** Proglacial braided outwash: a model for humid

- alluvial-fan deposits. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, **5**, 641–668.
- BRGM, 1979.** Carte de planification des ressources en eau souterraine des états membres du Cameroun. Rapp. BRGM 79 AGE 009, arch. CIEH Ouagadougou. Bureau de recherche géologique et minière.
- Brice, J.C., 1974.** Evolution of meander loops. *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**, 581–586p.
- Brown, A.G., 1997.** Alluvial geoarchaeology, Floodplain archaeology and environmental change, Cambridge Manuals in Archaeology, New-York: Cambridge University Press, 377p.
- Brown, G.E., et Calas, G., 2011.** Environmental mineralogy – Understanding element behavior in ecosystems. *Comptes rendu Geosciences*, **343**, 90-112,
- Brown, G.E., et Calas, G., 2013.** Mineral-aqueous solution interfaces and their impact on the environment. *Geochemical Perspectives*, **1**, 483-742.
- Bryson, L.S., 2005.** Evaluation of geotechnical parameters using electrical resistivity measurements. *Proc in Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, 1-12p.
- Cailleux, A., Tricart, J., 1959.** Initiation à l'étude des sables et galets. 3 tomes, *Editions C.D.U.*, Paris.
- Cailleux, A., 1992.** Notice sur le code des couleurs des sols. Boubée, 15p.
- Calas, G., 2016.** Les ressources minérales, enjeu majeur du développement durable. Collège de France, 2016.
- Cassiani, G., Bellizia, E., Fontana, A., Boaga, J., D'Alpaos, A., and Ghinassi, M., 2020.** Geophysical and Sedimentological Investigations Integrate Remote-Sensing Data to Depict Geometry of Fluvial Sedimentary Bodies: An Example from Holocene Point-Bar Deposits of the Venetian Plain (Italy). *Remote Sens*, **12**, 2568.
- Chamley, H., 1990.** Properties of sedimentary particles. In: *Sedimentology*. (Chamley, H Eds) Springer-Verlag, Berlin, 44-59.
- Chapellier, D., 2000.** Prospection électrique de surface, cours de géophysique en ligne, Université de Lausanne, Institut Français du Pétrole, 102 p.
- Chrétien, J.F., Lataste, R. Fabre, A., Denis., 2014.** Electrical resistivity tomography to understand clay behavior during seasonal water content variations. *Journal of Engineering Geology*, **169**, 112-123.
- Cerame-Unie, 2004.** Proposed Best Available Techniques (BAT), Reference Document for the European Ceramic Industry.
- Chouteau, M., & Giroux, B., 2006.** Géophysique appliquée II-GLQ 3202-méthodes électriques, notes de cours. École polytechnique montréal, 14(15), 149.

- Church, M., 2006.** Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **34**, 325–354.
- Cosenza, P., Marmet, E., Rejiba, F., Cui, Y.J., Tabbagh, A., Charlery, Y., 2006.** Correlation between geotechnical and electrical data: A case study at Garchy in France, *Journal of Applied Geophysics*, **60**, 165-178.
- Collinson, J.D., 1996.** Alluvial sediments, In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies, Stratigraphy*, 3rd ed. Blackwell Science, Oxford, 37-82.
- Constantine, C.R., 2006.** Quantifying the Connections Between Flow, Bar Deposition, and Meander Migration in Large Gravel-Bed Rivers. Ph.D. Thesis. University of California, Santa Barbara, 191p.
- Dahlin, T., 2001.** The development of DC resistivity imaging techniques. *Comput Geosci.* **27**, 1019-1029.
- Dahlin, T., 1993.** On the Automation of 2D Resistivity Surveying for Engineering and Environmental Applications. PhD Thesis Department of Engineering Geology, Lund University, 187p.
- Dahlin, T., 1996.** 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break* **14**, 275-283.
- Dahlin, T., Loke M.H., 1998.** Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *J Appl Geophys*, **38**, 237-249.
- Dahlin, T., Zhou, B., 2004.** A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophys Prospect*, **52**, 379-398.
- Dahlin, T., Bernstone, C., 1997.** A roll-along technique for 3D resistivity data acquisition with multi-electrode array. In: *Proceedings of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems.* **2**, Reno, Nevada, 927–935.
- Damle, A., 2008.** Training on fire brick production and enterprise viability. Plots N°98, Lane 5, Natraj Society Karvenagar. Pune-411 052, India.
- De Benedetto, D., Castrignano, A., Sollitto, D., Modugno, F., Buttafuoco, G., Lo Papa, G., 2011.** Integrating geophysical and geostatistical techniques to map the spatial variation of clay, *Geoderma*, 171-172, 53-63.
- DeGroot-Hedlin, C., Constable, S.C., 1990.** Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data *Geophysics* **55**, 1613-1624
- Deleplancque, B., 2016.** Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires d'une plaine alluviale : Exemple de l'évolution de la Seine supérieure depuis le dernier maximum glaciaire. Th. Doct/Ph.D., Fac. Sci. Univ. Paris, France 282p.

- Deleplancque, B., Cojan, I., Beucher, H., Mehl, C., Stab, O., 2018.** Spatial and temporal patterns of the upper Pleistocene alluvial fill deposits of the upstream Seine River alluvial plain, la Bassée, France. *Geomorphology*, **18**, 30236-8.
- Delor, C., Bernard, J., Turker, R.D., Roig, J.Y., Bouyo Houketchang, M., Coueffé, R., Blein, O., 2021.** Carte géologique du Cameroun à 1/1000000
- Demolon, A., 1932.** La dynamique du sol, Volume 1 de Principes d'agronomie, Dunod, 347p.
- Denis, A., Martinaud, M., 2003.** Reconnaissance géotechnique et géophysique du sol urbain, in BREYSSE, KASTNER dir. 97-121.
- Dey, A., Morrison, H.F., 1979.** Resistivity modeling for arbitrary shaped three-dimensional structures, *Geophysics*, **44**, 753-780.
- Dubreuil, P., Guiscafre, J., Nouvelot, J., Olivry, J. 1975.** Monographies hydrologiques ORSTOM : Le bassin de la rivière de la Sanaga. N°3, 431P.
- Dubost, J., 2009 :** Variabilité et incertitudes en géotechnique : de leur estimation à leur prise en compte. Thèse de Doctorat d'état en Mécanique et Ingénierie, Université Bordeaux I. 320 p.
- Dumont, J.F., 1986.** Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique* **1**, 7p.
- Dzana, J.G., Ndam Ngoupayou, J.R., and Tchawa, P., 2011.** The Sanaga discharge at the Edea catchment outlet (Cameroon): an example of hydrologic response of a tropical rain-fed river system to changes in precipitation and groundwater inputs and to flow regulation. *Research and Application*, **27**, 754–771.
- Ebert, A., 1943.** Grundlagen zur Auswertung geoelectrischer Tiefenmessungen. Gerlands Beitrage zur Geophysik BZ, **10**, 1-17.
- Edwards, L.S., 1977.** A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics* **42**, 1020-1036.
- Ekvue, E., Bartholomew, J., 2010.** Electrical conductivity of some soils in Trinidad as affected by density, water and peat content. *Biosystems Engineering*, **108**, 95-103.
- Elenga, H., Maley, J., Vincens, A., Farrera, I., 2004.** Palaeoenvironments, palaeoclimates and landscape development in Atlantic equatorial Africa: a review of key sites covering the last 25 ka. In: Battarbee, R.W., Gasse, F., Stickley, C.E. (Eds.), *Past Climate Variability through Europe and Africa*. Springer, 181-198.
- Fatahi Nafchi, R., Yaghoobi, P., Reaisi Vanani, H., Ostad-Ali-Askari, K., Nouri, J., Maghsoudlou, B., 2021.** Eco-hydrologic stability zonation of dams and power plants using the combined models of SMCE and CEQUALW2. *Appl Water Sci* **11**, 1-7.

- Fatima Mokadem, F., Dépret, T., Copard, S.S., Sabatier, P., Carcaud, N., 2020.** Readjustments of a sinuous river during the last 6000 years in northwestern Europe (Cher River, France): from an active meandering river to a stable river course under human forcing. *Geomorphology* **370**, 107-395.
- Fassetta, A.G., Carcaud, N., Castanet, C., Salvador, P.G., 2010.** Fluvial palaeoenvironments in archaeological context: Geographical position, methodological approach and global change – Hydrological risk issues, *Quaternary International* **216**, 93-117.
- Fédération Belge des briques, 2008.** Manuel de Maçonnerie de Terre Cuite (www.brique.be).138.
- Ferdinand, L., 2005.** La plaine alluviale de la Moyenne Garonne toulousaine au cours de l'holocène : apport d'une approche croisée archéologie et géomorphologie. Ph.D. Thèse. Géographie. Université Toulouse le Mirail – France 347p.
- Feeney, C.J., Chiverrell, R.C., Smith, H.G., Hooke, J.M., & Cooper, J.R., 2020.** Modelling the decadal dynamics of reach-scale river channel evolution and floodplain turnover in CAESAR-Lisflood.
- Fisher, J.A., Nichols, G.J., Waltham, D.A., 2006.** Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology*, **195**, 55-73.
- Flemming, B.W.A., 2000.** Revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. *Continental Shelf Research*, **20**, 1125-1137.
- Fourvel, A., Liegard, S., 2004.** Etude de deux digues d'étangs "en terre" recoupées par le tracé de la RCEA à Pierrefitte-sur-Loire et Coulanges (Allier), *Revue archéologique du centre de la France*, **43**, 209-222.
- Fox, R. C., Hohmann, G. W., Killpack, T. J., Rijo, L., 1980.** Topographic effects in resistivity and induced polarisation survey. *Géophysic*, **45**, 75-93.
- Folk R.L., et Ward, W.C., 1957.** Brazos rivers bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journ. Sc. Petrol. Tulsa Okla*, **27**, 325-354.
- Gazel, J., Hourcq, V., Nickles, M., 1956.** Carte géologique du Cameroun à 1/1000000, 2 feuilles avec notice explicative. *Bull. Dir. Mine et Géol, Cameroun*, 262p.
- Gasse, F., Chalié, F., Vincens, A., Williams, M.A.J., Williamson, D., 2008.** Climatic patterns in equatorial and southern Africa from 30,000 to 10,000 years ago reconstructed from terrestrial and near-shore proxy data. *Quaternary Science Reviews* **27**, 2316–2340.

- Gibling, M.R., Tandon, S.K., Sinha, R., Jain, M., 2005.** Discontinuity bounded alluvial sequences of the southern Gangetic plains, India: aggradation and degradation in response to monsoonal strength. *Journal of Sedimentary Research* **75**, 369-385.
- Giao, P., Chung, S., Kim, D., Tanaka, H., 2003.** Electric imaging and laboratory resistivity testing for geotechnical investigation of Pusan clay deposits. *Journal of Applied Geophysics*, **52**, 157-175.
- Girault, A., Biangnie, E., Foyen, D., Boli Baboule, Z., 1998.** Diagnostic du risque érosif en 1998 à la SOSUCAM à Mbandjock, Cameroun. *Bulletin réseau érosion* 19. L'influence de l'homme sur l'érosion. **1**, 176-189. Montpellier, 1999.
- Gourry, J.C; Naudet, V., Mathieu, F., Saada., A., Blondel, A., 2013.** Apports et limitation des méthodes géophysiques dans le cadre de la démonstration de l'atténuation naturelle. *Projet ATTENA- PHASE 2*
- Graf, W., et Al Tinakar, M., 2002.** *Hydraulique fluviale Tome 1. Ecoulement permanent uniforme et non uniforme. Traité de génie Civil de l'EPFL*, **16**, 48p.
- Graham, J.R., 1983.** Analysis of the Upper Devonian Munster Basin, an example of a fluvial distributary system. In: Collinson, J.D., Lewin, J. (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems, Special Publication, International Association of Sedimentologists*, **6**, 473-484.
- Grassi, S., Imposa, S., De Guidi, G., Patti, G., Brighenti, F., Carnemolla, F., 2022.** 3D subsoil reconstruction of a mud volcano in central Sicily by means of geophysical surveys. *Acta Geophys* 70:1083-1102.
- Greco, S.E., Fremier, A.K., Larsen, E.W., Plant, R.E., 2007.** A tool for tracking floodplain age land surface patterns on a large meandering river with applications for ecological planning and restoration design. *Landsc. Urban Plan.* **81**, 354-373.
- Gregory, K.J., Benito, G., Downs, P.W., 2008.** Applying fluvial geomorphology to river channel management: background for progress towards a paleohydrology protocol. *Geomorphology* **98**, 153-172.
- Griffiths, D.H, Barker, R., D., 1993.** Two-dimensional resistivity imaging and modeling in areas of complex geology. *J Appl Geophys* **29**, 211–226.
- Gohain, K., Parkash, B., 1990.** Morphology of the Kosi Megafan. In: Rachoki, A.H., Church, M. (Eds.), *Alluvial Fans: A Field Approach*. John Wiley, Chichester, 151-178.
- Guerin, R., Begassat, P., Benderitter, Y., David, J., Tabbagh, A., Thiry, M., 2004.** Geophysical study of the industrial waste land in Mortagne-du-Nord (France) using electrical resistivity. *Near Surface Geophysics* **2**, 137-143.

- Guerrero, O., 2014.** Comparaison et couplage de méthodes géophysiques pour l'amélioration des reconnaissances des sols dans les projets géotechniques en milieu périurbain. Thèse de doct. Uni Bordeaux, Français, 275p.
- Happi Youta, J., 1998.** Arbres contre graminées: la lente invasion de la savane sur la forêt au Centre-Cameroun. Thèse Doct. Univ. Paris IV, 219p.
- Held, A.E., 2011.** Input of the palaeohydrology for the quantification of the climatic and tectonic impacts on the fluvial meandering system: an application to oligo-miocene systems of Western Europe. Thèse de doctorat. École Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Hebbache, K., 2017.** Contribution de la reconnaissance du sol par tomographie électrique. Thèse de doctorat en génie civil. Université Mohamed Khider, 180P. Doctorat, Univ. d'Abobo-Adjamé, 209p.
- Hirsch, M., Bentley, L.R., Dietrich, P., 2008.** A comparison of electrical resistivity, ground penetrating radar and seismic refraction results at a river terrace site. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* **13**, 325–333.
- Hirst, J.P.P., Nichols, G.J., 1986.** Thrust tectonic controls on alluvial sedimentation patterns, southern Pyrenees. In: Allen, P.A., Home-wood, P. (Eds.), *Foreland Basins*, International Association of Sedimentologists Special Publication, **8**, 153–164.
- Hupp, C.R., Osterkamp, W.R., 1966.** Riparian vegetation and fluvial geomorphic processes. *Geomorphologie*, **14**, 277-295.
- Hong, S., Candelone, J.P., Patterson, C.C., Boutron, C.F., 1994.** Greenland ice evidence of hemispheric lead pollution two millennia ago by greek and roman civilization. *Science*, **265**, 1841 – 1843, Doi: 10.1126/science.265.5180.1841
- Holtzapffel, T., 1985.** Les minéraux argileux, préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord*, n°12, 135p.
- Johansen, H.K., 1977.** A man computer interpretation system for resistivity sounding over a horizontal stratified earth, *Geophysical Prospecting*, **25**, 667-691.
- Kamgang Kabeyene Beyala, V., Ekodeck, G.E., Njilah, I.K., 2001.** Evolution géochimique des formations latéritiques dans l'écosystème périforestier du Sud-Est Cameroun : le site de Kandara. *African Journal of Science and Technology (AJST)*. Science and Engineering Series, 2, No. **1**, 19-32.

- Kankeu, B., Greiling, R.O., Nzenti, J.P., Ganno, S., Danguene, P.Y., Bassahak, J., Hell, J.V., 2018.** Contrasting Pan-African structural styles at the NW margin of the Congo Shield in Cameroon. *J Afr Earth Sci* 146:28-47
- Keller, G.V, Frischknecht, F.C., 1966.** Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press, New York, 519p
- Kilner, M., Westa, L.J., Murray, T., 2005.** Characterisation of glacial sediments using geo- physical methods for groundwater source protection. *Journal of Applied Geophysics* **57**, 293-305.
- Knighton, D., 1984.** Fluvial forms and Processes, a New Perspective. Arnold, London, 383p.
- Kossoni, A., Giresse, P., 2010.** Interaction of Holocene infilling process between a tropical shallow kesyste (make Ossa) and a nearby river system (Sanaga River) (South Cameroon). *Journal of African Earth Science* **6** 1-14.
- Kouassi, K.L., Wognin A.V., Gnagne T., N'go, Y.A., Courivaud, J.R., Kassy, P., Deme, M., et A.K., 2007.** Caractérisation des sables et morphologie du fond du lac du barrage hydroélectrique de Taabo (Côte d'Ivoire). *Science& Nature*, **4**, 93- 103.703-718.
- Kornman, M., 2009.** Matériaux de terre cuite -propriétés et produits, Septima, Paris, ISBN 2-904845-32-1.
- Krassakis, P., Pyrgaki, K., Gemeni, V., Roumpos, C.; Louloudis, G., Koukouzas, N., 2022.** GIS-Based Subsurface Analysis and 3D Geological Modeling as a Tool for Combined Conventional Mining and In-Situ Coal Conversion: The Case of Kardia Lignite Mine, Western Greece. *Mining* **2022**, **2**, 297-314.
- Kuete M., 1977.** Etude géomorphologique du massif de Yaoundé. . Thèse Doc 3ème cycle, Univ. Bordeaux III, 279p.
- Kunetz, G., 1966.** Principles of direct current resistivity prospecting. *Geoexploration monographs*, Gebruder-Borntraeger, Berlin. 103p
- Langhans, S.D., Tiegs, S.D., Tockner, U., Tockner, K., 2006.** Environment heterogeneity controls organic-matter
- Larkin, R.G., Sharp, J.M., 1992.** On the relationship between river-basin geomorphology, aquifer hydraulics, and ground-water flow direction in alluvial aquifers. *Geol. Soc. Am. Bull.* **104**, 1608-1620.
- Laganier, R., Arnaud-Fassetta, G., 2009.** Les géographies de l'eau : pprocessus dynamique et gestion de l'hydrosystème. L'Harmattan, 298p
- Lambercy, E., 1993.** Les matières premières céramiques et leur transformation par le feu. *Granit 1. Des Dossiers Argiles*, 509p.

- Leopold, L.B., Wolman, M.G., 1957.** River channel patterns: braided, meandering and straight. U.S.Geological survey professional paper **282**, 39–85.
- Le Normant, C., 1995.** Modélisation numérique tridimensionnelle des processus de transport des sédiments cohésifs en environnement estuarien. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse; spécialité physique et chimie de l'environnement, n°1002, 253p.
- Lefevre, J., 1965.** Etude hydrologique de la moyenne Sanaga. Rapport ronéo.ORSTOM. Yaoundé.
- Letouzey, R. 1958.** Etude phytogéographique du Cameroun. P. Le chatelier, Paris, 511P.
- Li, H.Y., Shi, Z., Webster, R., Triantafilis, J., 2013.** Mapping the three-dimensional variation of soil salinity in a rice-paddy soil, *Geoderma*, **195-196**, 31-41.
- Li, Y., Oldenburg, D., W., 1992.** Approximate inverse mappings in DC resistivity problems. *Geophys J Int* **109**, 343–362.
- Liu, Yanxia, D.T., Huang, H., Liu, Y., Zhang, Y., 2019.** Estimation of sediment compaction and its relationship with river channel distributions in the Yellow River delta, China. *Catena* **182**, 104-113.
- Loke, MH., 2015.** Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, E-mail: drmhloke@yahoo.com, geotomo@gmail.com, 176p.
- Loke, M.H. 2011.** Tutoriel: 2D and 3D electrical imaging surveys, 140p. Available at www.geoelectrical.com
- Loke, M.H., Acworth, I., Dahlin, T., 2003.** A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Explor Geophys* **34**, 182–187.
- Loke, M.H., 2002.** Rapid 3D Resistivity and IP inversion using the least-squares method. *Geoelectrical Imaging 2D and 3D*, Geotomo software.
- Loke, M.H., 2001.** Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2D and 3D surveys, 62 pp. Available at <http://www.geoelectrical.com>
- Loke, M.H., 2000.** Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2-D and 3-D surveys. Electronic version available from
- Loke, M.H., Barker, R.D., 1996.** Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophys Prospect* **44**, 131–152.
- Long, M., Pfaffhuber, A.A., Bazin, S., Kristoffer, K., Gylland, A., and Montafia, A., 2017.** Glacio-marine clay resistivity as a proxy for remoulded shear strength: correlations and limitations. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 51(1): 63-78.

- Mackens, S., Klitzsch, N., Grützner, C., Klinger R., 2017.** Quaternary sediment architecture in the Orkhon Valley (central Mongolia) inferred from capacitive coupled resistivity and Georadar measurements, *Geomorphology*, **292**, 72-84..
- MacCarthy, I.A.J., 1990.** Alluvial sedimentation patterns in the Munster Basin, Ireland. *Sedimentology* **37**, 685-712.
- Malavoi, J., R., Bravard, J.P., 2010.** Éléments d'hydromorphologie fluviale. Édité par l'Onema. Office national de l'eau et des milieux aquatiques, **5**, 2010, 224.
- Mango, L., A., 2019.** Valorisation des gisements argileux pour la fabrication des blocs de terre comprimée. Thèse de doctorat. Uni. De Liège, Fac. Sci. 158p
- Maillet, G.M., Rizzo, E., Revil, A., Vella, C., 2005.** High Resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) In a Transition Zone Environment: Application for Detailed Internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel. *Marine Geophysical Researches*, **26**, 317-328.
- Marescot, L., 2003.** Un algorithme d'inversion par moindres carrés pondérés : application aux données géophysiques par méthodes électromagnétiques en domaine fréquence, Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée Géologique de l'Université de Lausanne, 357p.
- Marescot, L., 2008.** Imagerie Electrique pour Géologues, Tomoquest édition, 73p.
- Martin, P., 1976.** Essai sur la géotechnique, Masson, Paris, 187p.
- Martínez, J., Rey, J., Hidalgo, C., Benavente, J. 2012.** Characterizing abandoned mining dams by geophysical (ERI) and geochemical methods: the Linares- La Carolina District (southern Spain). *Water, Air, and Soil Pollution* **223**, 2955-2968.
- Martin, D., 1965.** Etude pédologiques dans le centre Cameroun. Nanga-Eboko à Bertoua. ORSTOM, 233.
- Martin, D., 1966.** Etude pédologiques dans le centre Cameroun. Nanga-Eboko à Bertoua. ORSTOM, 159p.
- Martínez-Segura, M.A.; Conesa-García, C.; Pérez-Cutillas, P.; Martínez-Pagán, P.; Váscquez-Maza, M.D., 2021.** Identifying Changes in Sediment Texture along an Ephemeral Gravel-Bed Stream Using Electrical Resistivity Tomography 2D and 3D. *Appl. Sci.*, **11**, 3030.
- McCarter, W.J., 1984.** The electrical resistivity characteristics of compacted clays. *Geotechnique*, **34**, 263-267.
- Mele, M., Bersezio, R., Giudici, M., Inzoli, S., Cavalli, E., Zaja, A., 2015.** Resistivity imaging of Pleistocene alluvial aquifers in a contractional tectonic setting: a case history from the Po plain (Northern Italy). *Journal of Applied Geophysics*, **93**, 114-126.

- Meybeck, M., 1993.** Riverine transport of atmospheric carbon: sources, global typology and budget. *Water, Air & Soil Pollution*, **70(1-4)**, 443-463.
- Miall, A.D., 1996.** *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology.* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 422 p.
- Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoulaud, B., King, D., Tabbagh, A., 2003.** Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, **39**, 1138.
- Migniot, C., 1982.** Etude de la dynamique sédimentaire marine fluviale et estuarienne.
- Milheiro, F.A.C., Freire, M.N., Silva, A.G.P., Holoanda, J.N.F., 2006.** Densification behavior of red firing Brazilian kaolinitic clay. *Ceramic International*, **31**, 757-763.
- Mitchell, J.K., 1976.** *Fundamentals of soil behaviour.* John Wiley & sons. Inc, New York.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C.Jr., 1989.** X-Ray Diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford, 332.
- Moukhoury Kuoh, H., 1974.** Le site sucrier de Mbandjock. Le secteur d'extension de la canne à sucre. Aptitude culturale. ORSTOM, 201P.
- Munsell Color, 2000.** Charts. Macbeth Division of Kollmorge Corporation, 2441 Noth Calvert Street Baltimore, Maryland 21218p.
- Murray, H.H., 2000.** Traditional and new applications for kaolin, smectite and palygorskite: a general overview. *Appl clay Sci.***17**, 207 - 221.
- Mvondo, H., Den Brok, S.W.J., Mvondo Ondo, J., 2002.** Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaounde Nappe (Pan-African Fold Belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, **36**: 215-231.
- Mvondo, H., Owona, S., Mvondo Ondo, J., Essoono, J., 2007.** Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in Southern Cameroon *Can. J. Earth Sci*, **44**: 433-444.
- Nanga Bineli, M., T., Onana, V., L., Noa Tang, S., D., Bikoy, Y., R., Ekodeck, G., E., 2020.** Mineralogy and geochemistry of sands of the lower course of the Sana River, Cameroon: implications for weathering, provenance and tectonic setting. *Acta Geochim.* **40**, 348-365
- Nangue, M.J., 2007.** The seismicity of Cameroon. *Sciences et Developpement* **5**, 24–25.
- Nédelec, A., Macaudière, J., Nzenti, J.P., Barbey, P., 1986.** Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure

- de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au contact du craton du Congo. C.R. Acad. Sci. Paris, **303**:75-80.
- Nichols, G.J., 1987.** Structural controls on fluvial distributary systems—the Luna System, Northern Spain. In: Ethridge, F.G., Florez, R.M., Harvey, M.D. (Eds.), Recent Developments in Fluvial Sedimentology. Special Publication, **39**. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, 269-277.
- Nichols, G.J., Fisher, J.A., 2007.** Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* **195** 75 – 90.
- Nicoll, T.J., Hickin, E.J., 2010.** Planform geometry and channel migration of confined meandering rivers on the Canadian prairies. *Geomorphology* **116**, 37–47.
- Nguyen, F., Garambois, S, Jongmans, D., Pirard, E., Loke, MH., 2005.** Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *J Appl Geophys* **57**, 260–277.
- Nimnate, P., Thitimakorn, T., Choowong, M., and Hisada, K., 2017.** Imaging and locating paleo-channels using geophysical data from meandering system of the Mun River, Khorat Plateau, and Northeastern Thailand. *Open Geosci.* **9**, 675-688.
- Nkoumbou, C., Fuh C.G., Tchakounte, N.J., Ekwe, L.Y.V.B., Nwagoum, K.C., S., 2017.** Petrology and geochemistry of REE-rich Mafé banded iron formations (Bafia group, Cameroon). *Comptes Rendus Geoscience* **vol. xxx** (2017) xxx–xx.
- Nkoumbou, C., Njopwouo, D., Villieras, F., Njoya, A., Yonta, N.C., Ngo Ndjock, L., Tchoua, F.M., Yvon, J., 2006.** Talc indices from Boumnyebel (central Cameroon), physico-chemical characteristics and geochemistry. *Journal of African Earth Sciences* **45**, 61-73.
- Nouvelot, J.F., 1972.** Le régime des transports solides en suspension dans divers cours d'eau du Cameroun de 1969-1971. *Cahier ORSTOM, Hydrobiol* **9** (1).
- Nordstrom, K.F., 1977.** The use of grain size statistics to distinguish between high- and moderate-energy beach environments. *J. Sedim. Petrol.*, **47**, 1287-1294.
- Norme Française, NF.P., 94-056, 1996.** Sols : Reconnaissance et essais - Analyse granulométrique - Méthode par tamisage à sec après lavage. Ed. AFNOR, T1, 15p.
- Nouioua, I., Rouabhia, A., Fehdi, C., Boukelloul, M.L., Gadri, L., Chabou, D., Mouici, R., 2013.** The application of GPR and electrical resistivity tomography as useful tools in detection of sinkholes in the Cheria Basin (northeast of Algeria). *Environ Earth Sci* **68**, 1661-1672.

- Ntouala, R.F.D., 2014.** Produits d'altération des schistes et argiles alluviales de la série d'Ayos à Akok-Maka (Est-Cameroun) : minéralogie, géochimie et valorisation agropédologique et géotechnique. Th. Doct./Ph.D, Fac. Sci. Univ. Yaoundé I, Cameroun 263p.
- Ntep Gweth, P. Dupuy, Matip, O., Fomboutou, Fogakoh, A., 2001.** Ressources minérales du Cameroun, notice explicative de la carte schématique des ressources minérales du Cameroun sur un fond géologique, 123-128.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudière, J., Soba, D., 1988.** Origin and evolution of late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Res.* **38**:91-109.
- Nzeukou, N., 2015.** Minéralogie, géochimie et propriétés céramiques des argiles alluviales de la Sanaga entre Nanga-Eboko et Ebebda (région du centre-Cameroun) Th. Doct./Ph. D, Fac. Sci. Univ. Yaoundé I, Cameroun 156 p.
- Nzeukou, N.A., Fagel, N., Njoya, A., Beyala, Kamgang, V., Eko Medjo, R., Melo Chinje, U., 2013.** Mineralogy and physico-chemical properties of alluvial clays from Sanaga valley (Center Cameroon): suitability for ceramic application. *Appl. Clay Sci.* 83-84, 238 – 243.
- Ohandja, H.N., Ntouala, R.D., Onana, V.L., Ngo'o ze, A., Mvindi Ndzie, A.T., Ekodeck, G.E., 2020.** Mineralogy geochemistry and physic-mechanical characterization of clay mixtures from Sa'a (Center Cameroon): Possibly use as construction materials. *SN applied Sciences.* **2** :10, 1-10
- Oldenburg, D.W., Li, Y., 1994.** Inversion of induced polarization data. *Geophysics*, **59**, 1327-1341.
- Olivry, J.C., 1986.** Fleuves et rivières du Cameroun, ORSTOM, Paris, 733p.
- ONAREST, 1976.** Carte pédologique et d'aptitude pour la canne à sucre du site sucrier de Camsuco à Mbandjock-Nkoteng.
- Orellana, E., Mooney, H.M., 1966.** Master Tables for Vertical Electrical Soundings Over Layered Structures. Interciencia, Madrid. Spain, 150p.
- Palacky, G.J., 1987.** Resistivity characteristics of geologic targets. In: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory*, **1**. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Okla. 53-129.
- Patti, G., Grassi, S., Morreale, G., Corrao, M., Imposa, S., 2021.** Geophysical surveys integrated with rainfall data analysis for the study of soil piping phenomena occurred in a densely urbanized area in eastern Sicily. *Nat Hazards* **108**:1-26
- Pazdirek, O., Blaha, V., 1996.** Examples of resistivity imaging using ME-100 resistivity field acquisition system. In: 58th EAGE Conference and Exhibition. European Association

- of Geoscientists & Engineers, p. cp-48-00228.
- Pellicer, X., M., Gibson, P., 2011.** Electrical resistivity and Ground Penetrating Radar for the characterization of the internal architecture of Quaternary sediments in the Midlands of Ireland. *Journal of Applied Geophysics*, **75**, 638-647.
- Penz, S., 2012.** Modelisation et inversion des données électriques en courant continu: vers une prise en compte efficace de la topographie. Thèse de Doctorat de l'école nationale supérieure des mines de Paris, 164p
- Peterson, W., 1907.** Om malmsökande medelst elektricitet, *Jern-Kontorets Annaler*, **2-3**, 153-171.
- Philipponnat, G., Hubert, B., 1998.** Fondation et ouvrages en terre ; Ed Eryolles, 547p.
- Pialy, P., 2009.** Étude de quelques matériaux argileux du site de Lembo (Cameroun) minéralogie, comportement au frittage et analyse des propriétés d'élasticité. Thèse de doctorat. Univ. LIMOGES. 130p.
- Pinet, P., and Souriau, M., 1988.** Continental erosion and large scale relief. *Tectonics*, **7**, 563-582p.
- Pirttijärvi, M., 2010.** Joint interpretation of electromagnetic and geoelectrical soundings using 1-D layered earth model. University of Oulu. User's guide to version **1.4**. 48p.
- PNDP, 2011.** Programme National du Développement Participatif.
- Ponton, J., 2008.** Caractérisation hydro-géophysique par tomographie électrique d'un glissement de terrain argileux de type "coulée" à l'échelle de la parcelle et du versant. Mémoire de master, Université Louis Pasteur – Strasbourg I, France, 80p.
- Poudjom Djomani, Y.H., Diament, M., Wilson, M., 1997.** Lithospheric structure across the Adamawa plateau (Cameroun) from gravity studies tectonophysics; **273**, 317-323.
- Probst, J.L., et Bazerbachi, A., 1986.** Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. Solute and particulate transports by the upstream part of the Garonne river. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, **39**, 79-98
- Reeves, G.M., Sims, I., Cripps, C., 2006.** Clay materials used in construction. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publication, **21**, 513.
- Rey, E., Jongmans, D., Gotteland, P., Garambois, S., 2005.** Characterisation of soils with stony inclusions using geoelectrical measurements. *J. of Appl. Geophys.* **58**, 188-201.
- Rey, E., 2005.** Caractérisation de sols hétérogènes par des méthodes géophysiques, Mémoire de thèse, Université Joseph Fourier – Grenoble I, 254p.
- Rey, J., Martínez, J., Mediavilla, R., Santisteban, J.I., Castaño, S., Almudena de la Losa, 2017.** Geophysical characterization of stratigraphical surfaces: Basin floor and sedimentological architectural elements of Las Tablas de Daimiel (Quaternary of

- southern-central Spain). *Journal of Applied Geophysics*, **136**, 387-399.
- Rey, J.J., Martínez, M.C., Hidalgo., 2013.** Investigating fluvial features with electrical resistivity imaging and ground-penetrating radar: The Guadalquivir River terrace (Jaen, Southern Spain). *Journal of Sedimentary Geology*, **295**, 27-37.
- Reynolds, J.M., 1997.** An introduction to applied and environmental geophysics. Wiley, Chichester
- Reynolds, J.M., 2011.** An introduction to Applied and Environmental Geophysics, Second Edition, Wiley-Blackwell, Chichester, 696p.
- Reineck, H.E., et Singh, I.B., 1975.** Depositinal sedimentary environments. With reference to terrigenous clastics. Springer-Verlag, Berlin, 439 p.
- Rigassi, V. 1995.** Blocs de terre comprimée, volume I. Manuel de production. Grenoble: CRATERRE- EAG.
- Riviere, A., 1960.** Contribution à l'étude géologique des sédiments sableux. Ann. Inst. Océano. Edition Masson, nouvelle sér. tom. XVII, fasc. 4 plaquette in -4, 28 p.
- Rijkswaterstaat, 1969.** Standard Graphs for Resistivity Prospecting. European Association of Exploration Geophysicists, 28p.
- Rinaldi, V.A., Cuestas, G.A., 2002.** Ohmic conductivity of a compacted silty clay. *J. Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, **128** (10), 824-835.
- Riviere, A., 1960.** Contribution à l'étude géologique des sédiments sableux. Ann. Inst.
- Robitaille, A., Allard, M., 2007.** Guide pratique d'identification des dépôts de surface au Québec, Préface de Jean-Claude Dionne 2e édition. Les Publications du Québec, Québec. 121 p.
- Rockware. Rockworks17 Software Help;** RockWare: Boulder, CO, USA, 2016.
- Rollet, A., J., 2008.** Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage : le cas de la basse vallée de l'Ain. Th. Doct./Ph.D, Université Jean Moulin - Lyon III, France 306p.
- Rust, B.R., 1978.** A classification of alluvial channel systems, in: Society, D.G. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Fluvial Sedimentology*, pp. 187–198.
- Sadler, S.P., Kelly, S.B., 1993.** Fluvial processes and cyclicity in terminal fan deposits: an example from the Late Devonian of southwest Ireland. *Sedimentary Geology* **85**, 375-386.
- Sangen, M.A., 2011.** New results on paleoenvironmental conditions in equatorial Africa derived from alluvial sediment of Cameroon rivers. *Proceeding of the Geologists Association*, **122**, 212 - 223.

- Santamarina, J. C., Klein, K.A., et Fam, M.A., 2001.** Soils and waves. New York: J. Wiley & Sons, 2001.
- Sasaki, Y., 1992.** Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, **40**, 453-464.
- Schlumberger, C., 1920.** Étude de la prospection électrique du sous-sol: Gaultier-Villars et Cie., Paris, 94p
- Schneider, S., 2008.** Estimation des paramètres hydrodynamiques des sols à partir d'une modélisation inverse de données d'infiltration et de résistivité électrique. Thèse de doctorat de l'Université de Paris Sud - Paris XI, 143p.
- Schumm, S.A., 1977.** The fluvial system. John Wiley & Sons, New-York, 338 p.
- Seaton, W.J, Burbey, T.J., 2002.** Evaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrane. *J Appl Geophys*, **51**, 21–41.
- Segalen, P., 1969.** Les sols et la géomorphologie du Cameroun. Cahier ORSTOM Pédologie, **2**, 137-188-1186.
- Segalen, 1967.** Les sols et la géomorphologie du Cameroun cah. O.R.S.T.O.M, Ser. Pedol., **2**, 137 - 187.
- Sera, O., 1979.** Diagraphies différées, base de l'interprétation. Tome 1. Mémoire 1. Bull. Elf-aquitaine, Pau, 46-48.
- Sheriff, R.E., 2002.** Encyclopedic dictionary of exploration geophysics, Fourth Edition, Geophysical Series, 13, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 429p.
- Shepard, F.P., 1954.** Nomenclature based on sand-silt-clay ratio. *J. Sediment. Petrol.*, **24**, 151-158.
- Skempton, A.W., 1953.** «The colloidal activity of clays». *Proceedings of the Third International Conférence on Soil Mechanics and Foundations Engineering*, **1**, 57-61.
- Sighomnou, D., et al., 2007.** Impacts des fluctuations climatiques sur le régime des écoulements du fleuve Sanaga au Cameroun, perspectives pour le XXIème siècle. In: G. Mahé, ed. Climatic and anthropogenic impacts on the variability of water resources. Technical Document in Hydrology 80. Paris: UNESCO, 173–182.
- Sirwa, Q.S.G., 2014.** 2D Electrical Resistivity Tomography Survey for Shallow Environmental Study at Wastewater Valley of Southwestern Erbil City, Iraqi Kurdistan Region. *Journal of Environmental and Earth Sciences* **6**, 266-277.
- Sinha, R., 2009.** The great avulsion of Kosi on 18 August 2008. *Current Science* **97**, 29-43.

- Sinha, R., Bhattacharjee, P., Sangode, S.J., Gibling, M.R., Tandon, S.K., Jain, M., Godfrey, D., 2007.** Valley and interfluvial sediments in the southern Ganga plains, India: exploring facies and magnetic signature. *Sedimentary Geology* **201**, 386-411
- Godfrey, D., 2007.** Valley and interfluvial sediments in the southern Ganga plains, India: exploring facies and magnetic signatures. *Sedimentary Geology* **201**, 386-411.
- Solberg, I.L., Hansen, L., Ronning, J.S., Haugen, E.D., Dalsegg, E., Tonnesen, J.F., 2012.** Combined geophysical and geotechnical approach to ground investigations and hazard zonation of a quick clay area, mid Norway, *Bulletin Engineering Geology and Environment*, **71**, 119-133.
- Stacke, V.; Tlapáková, L., Mentlík, P., & Voadlová, K., 2016.** Deposits and evolution of the alluvial infill on the confluence of Roklanský Potok and Javorí Potok streams at the Šumavské Pláne plains. *Silva Gabreta* **22**, 17-29.
- Stanistreet, I.G., McCarthy, T.S., 1993.** The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology* **85**, 115-133.
- Steel, R.J., Thompson, D.B., 1983.** Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter' Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, N Staffordshire, and England. *Sedimentology* **30**, 341-367.
- Suchel, J., 1987.** Les climats du Cameroun. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux II. 3t.
- Tandon, S.K., Gibling, M.R., Sinha, R., Singh, V., Ghazanfari, P., Dasgupta, A., Jain, M., Jain, V., 2006.** Alluvial valleys of the Gangetic Plains, India: causes and timing of incision. In: *Incised Valleys in Time and Space*, SEPM Special Publication, **85**, 15-35.
- Tardy, Y., 1993.** *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Paris: Masson
- Tchio, E.O., 2010.** Cartographie des incisions ravinantes dans les plantations de la SOSUCAM (Mbandjock), 119p.
- Telford, W.M., Geldart, LP, Sheriff, R.E., 1990.** *Applied geophysics*, 2nd edn. Cambridge University Press, New York.
- Toteu, S. F., Penaye, J., & Djomani, Y. P., 2004.** Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **41**, 73-85.
- Tricart, J., 1965.** *Principes et méthodes de la géomorphologie*, Masson et Cie, Paris, 496p.
- Tye, A.M., Kessler, H., Ambrose, K., Williams, J.D.O., Tragheim, D., Scheib, A., Raines M., and Kuras, O., 2010.** Using integrated near-surface geophysical surveys to aid mapping and interpretation of geology in an alluvial landscape within a 3D soil-geology framework. *Near Surface Geophysics*, 2011, **9**, 15-31.

- Uhlemann, S., Kuras, O., Laura, A.R., Naden, E., David, A., Polya., 2017.** Electrical resistivity tomography determines the spatial distribution of clay layer thickness and aquifer vulnerability, Kandal Province, Cambodia, *Journal of Asian Earth Sciences* **147** 402-414.
- Vallerie, M., 1973.** Contribution à l'étude des sols du centre-Sud Cameroun. ORSTOM. Paris. 119p. 9, chapter **9**, 341-414.
- Vayssière, A., Castanet, C., Gautier, E., Virmoux, C., Dépret, T., Gandouin, E., Develle, A. L., Mokadem, F., Copard, S. S., Sabatier, P., Carcaud, N., 2020.** Readjustments of a sinuous river during the last 6000 years in northwestern Europe (Cher River, France): from an active meandering river to a stable river course under human forcing. *Journal of Geomorphology*, **370**, 107-395,
- Vayssière, A., Depret, T., Castanet, C., Gautier, E., Virmoux, C., Carcaud, N., Garnier, A., Brunstein, D., Pinheiro, D., 2016.** Etude des paléoméandres holocènes de la plaine alluviale du Cher (site de Bigny, moyenne vallée du Cher). *Géomorphologie Relief Process. Environ.* **22**, 163–176.
- Visher, G.S., 1969.** Grain size distributions and depositional processes. *Journ. Sedim. Petrol., Tulsa*, **39**, 1074-1106.
- Ward, S.H., 1990.** Resistivity and induced polarization methods. *Geotechnical and environmental geophysics IG*, **1**, 147-189.
- Weaver, C.E., 1989.** Clays, Muds, and Shales. Amsterdam: Elsevier.
- Wentworth, C.K., 1972.** A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geol.*, **30**, 377-392.
- Wetshondo, D., 2012.** Caractérisation et valorisation des matériaux argileux de la province de Kinshasa, Thèse Univ. de Liège, 337p.
- Wells, N.A., Dorr Jr., J.A., 1987.** A reconnaissance of sedimentation on the Kosi alluvial fan of India. In: Ethridge, F.G., Florez, R.M., Harvey, M.D. (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication, **39**, 51-61.
- Wisén, R., Auken, E., Dahlin, T., 2005.** Combination of 1D laterally constrained inversion and 2D smooth inversion of resistivity data with a priori data from boreholes. *European Association of Geoscientists & Engineers, Near Surface Geophysics* **3**, 71–79.
- Yakupov, V.S., 1973.** Electrical conductivity of frozen soils. *Proceedings of the Second International Conference on Permafrost, Yakutsk, USSR*, USSR contribution 312–314p.

- Yang, J.S., 2002.** «Three dimensional complex resistivity analysis for clay characterization in hydrogeologic study». Ph.D. thesis, University of California, Berkeley, 93p.
- Yang, Y.L., Zhang, T., Liu, S.Y., 2019.** Influence Factor Analysis and Calculation Model for Thermal/Electrical Resistivity of Geomaterials, Measurement, **152**, 107373
- Youdom, M.C., 2015.** Caractérisation minéralogique et physico - chimique des argiles de Missole I en vue d'une valorisation dans la boue de forage. Mémoire de magister, Dschang, Université de Dschang, 45p.
- Yuskar, Y., Choanji, T., 2017.** Uniqueness Deposit of Sediment on Floodplain Resulting From Lateral Accretion on Tropical Area: Study Case at Kampar River, Indonesia. Journal of Geoscience, Engineering, Environment, and Technology, **2**, 14-19
- Zaboul, F., Afgane, R., Elfaik, F., 2013.** Application des méthodes électriques en prospection. Université de Sidi Mohamed Ben Abdellah.
- Zhang, T., Guojun, C., Liu, S., Puppala, A., PE, J., 2017.** Investigation on thermal characteristics and prediction models of soils. International Journal of Heat and Mass Transfer **106**, 1074-1086.
- Zhou, B., Dahlin, T., 2003.** Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging. Near Surface Geophysics, **1**, 105-117.
- Zohra, H.F., 2019.** Influence des constituants d'un sol sur la résistivité électrique. Thèse de doctorat. Fac. Sc. Un. Abdelhamid Ibn Badis de Mostaganem, 150p.
- Zohdy, A.A.R., Eaton G.P., Mabey, D.R., 1974.** Application of surface geophysics to groundwater investigation. United States Geological Survey Book 2, Chapter D1, 116p.

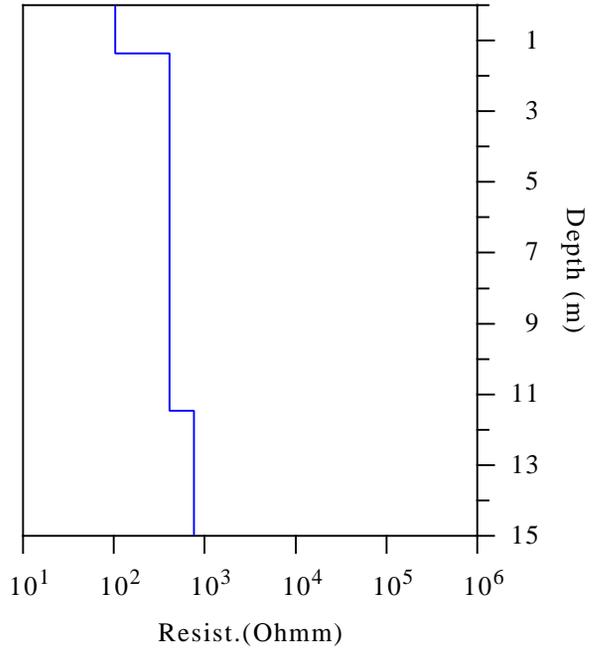
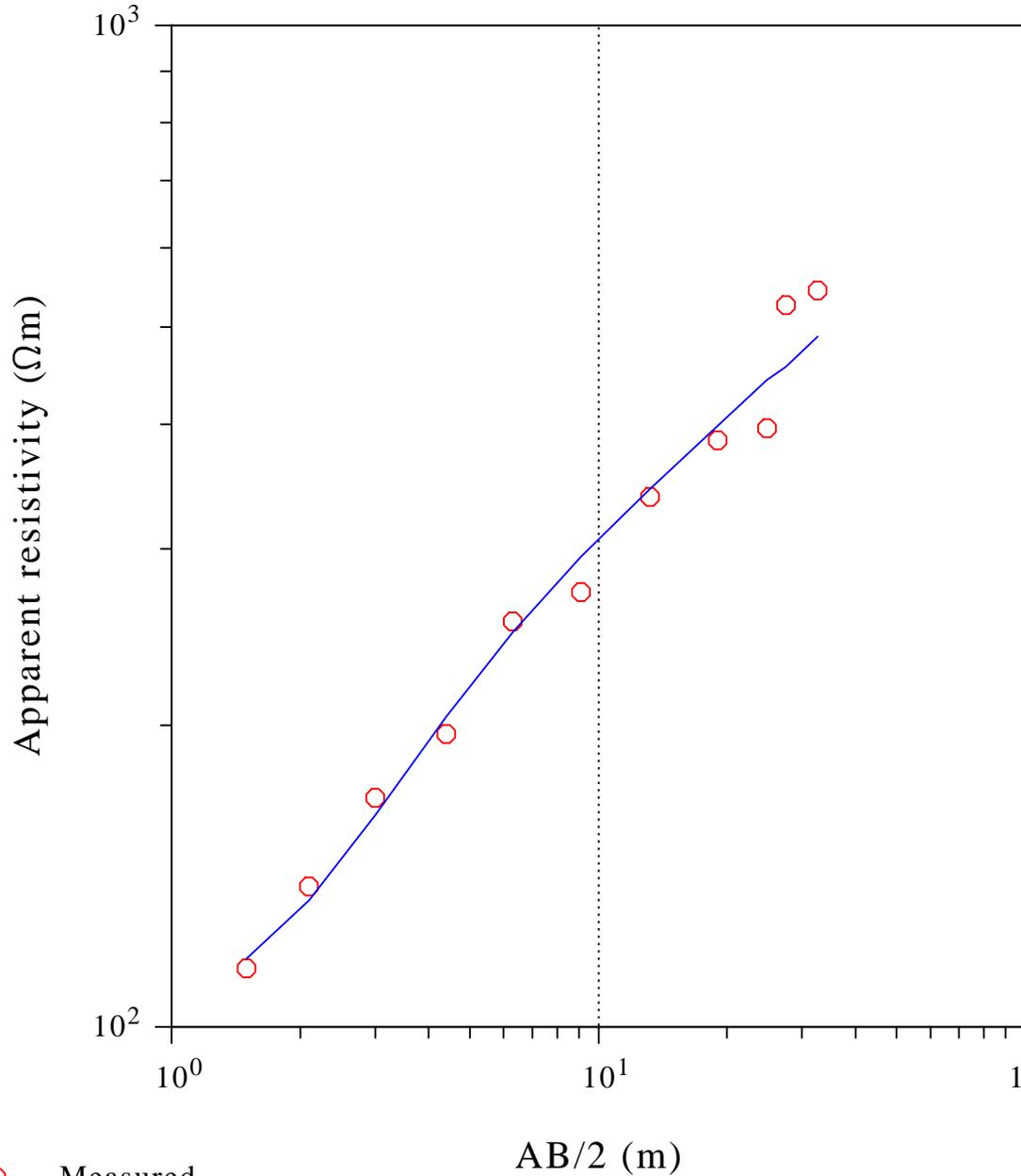
ANNEXES

DC interpretation SEV 1 TABENE (NKOTENG)

Schlumberger

	Res.(Ohmm)	Depth (m)	Thick.(m)
1.	103.53	0.0	1.36
2.	409.82	1.36	10.10*
3.	761.40*	11.46	

Data: DC (thick)
 RMS: 0.04611 (weights on)
 Damp: 1.00000



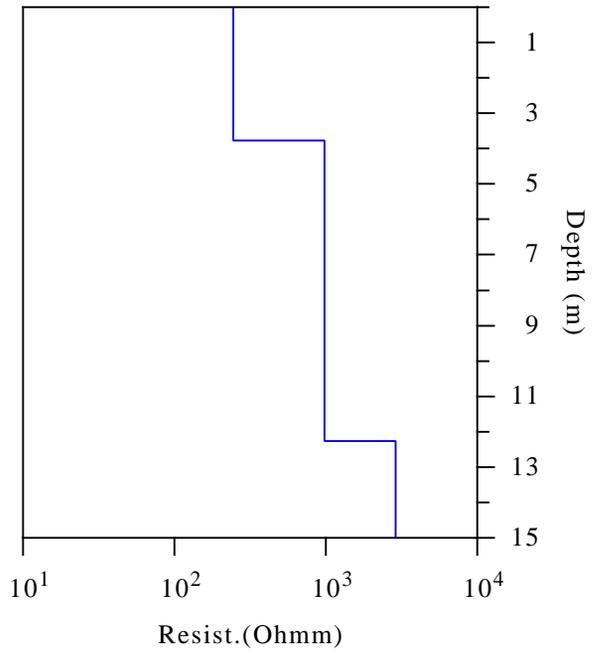
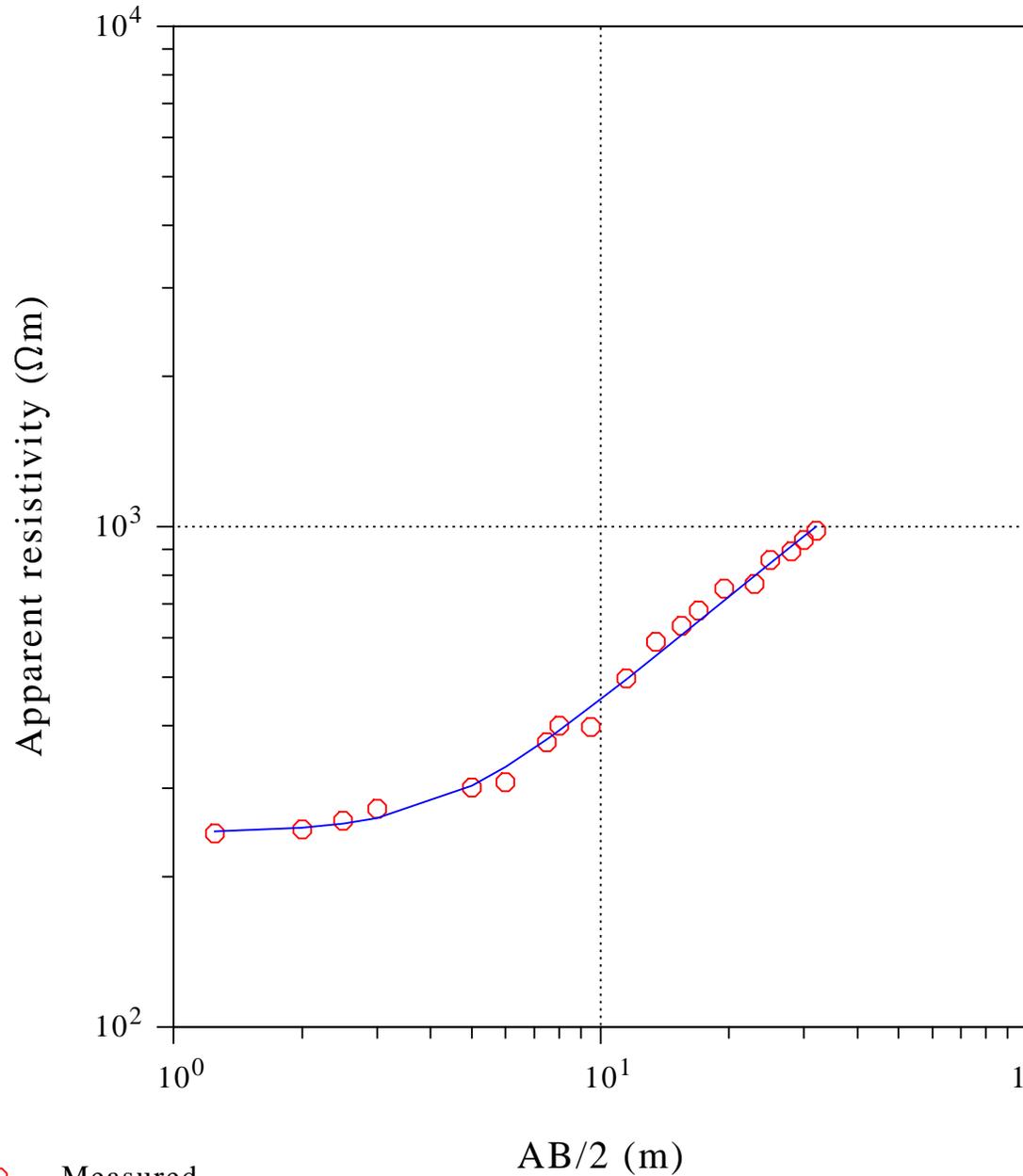
○ Measured
 — Computed

DC interpretation SEV2 N-B (Mbandjock)

Schlumberger

	Res.(Ohmm)	Depth (m)	Thick.(m)
1.	244.72	0.0	3.77
2.	979.50*	3.77	8.49*
3.	2889.25	12.26	

Data: DC (thick)
RMS: 0.02898 (weights on)
Damp: 1.00000



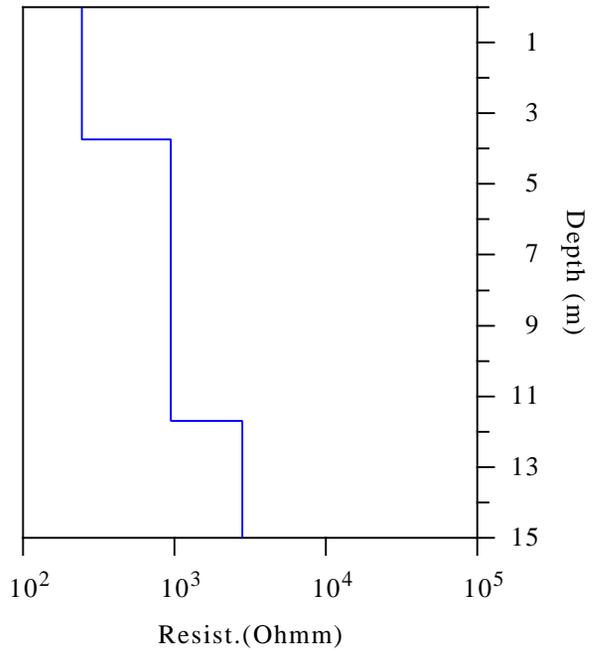
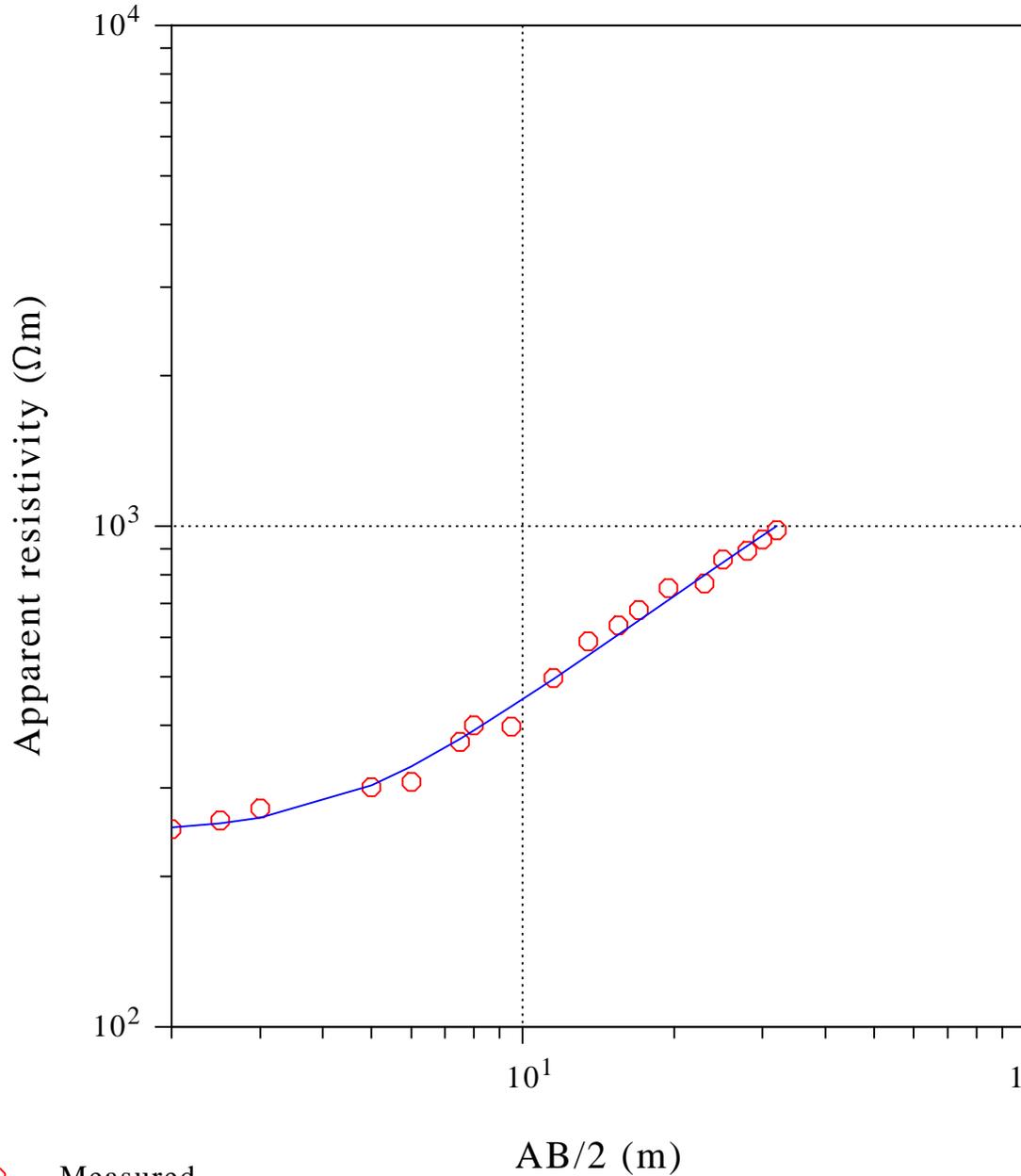
○ Measured
— Computed

DC interpretation SEV2 N-B (Mbandjock)

Schlumberger

	Res.(Ohmm)	Depth (m)	Thick.(m)
1.	244.66	0.0	3.74
2.	946.50*	3.74	7.96*
3.	2807.38	11.70	

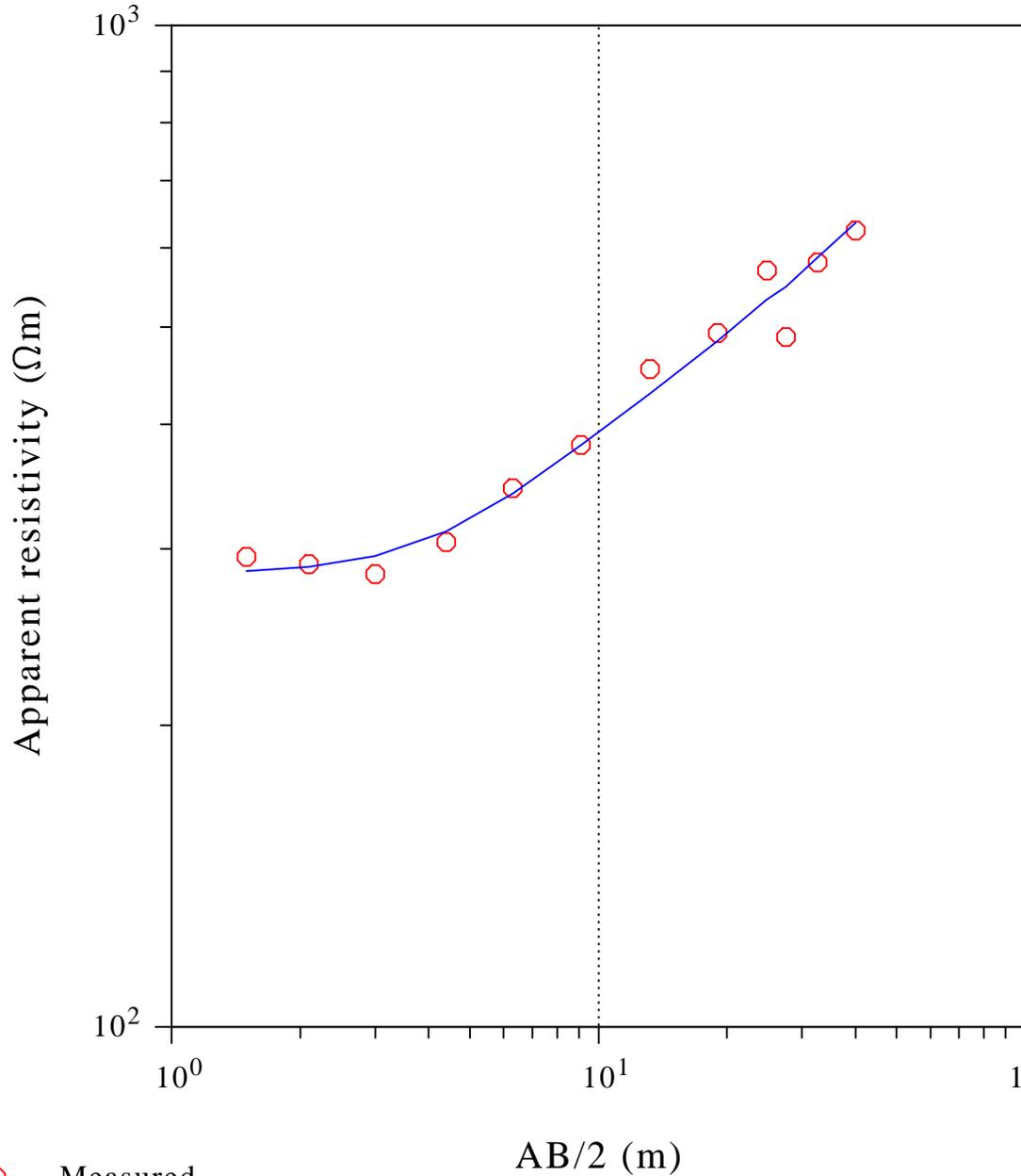
Data: DC (thick)
RMS: 0.02901 (weights on)
Damp: 1.00000



○ Measured
— Computed

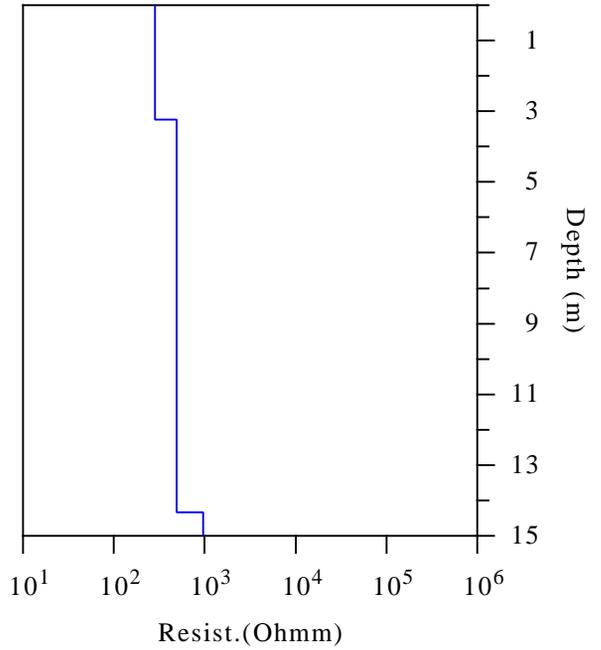
DC interpretation SEV 2 TABENE (NKOTENG)

Schlumberger



	Res.(Ohmm)	Depth (m)	Thick.(m)
1.	283.59	0.0	3.24
2.	490.56	3.24	11.10*
3.	961.40*	14.34	

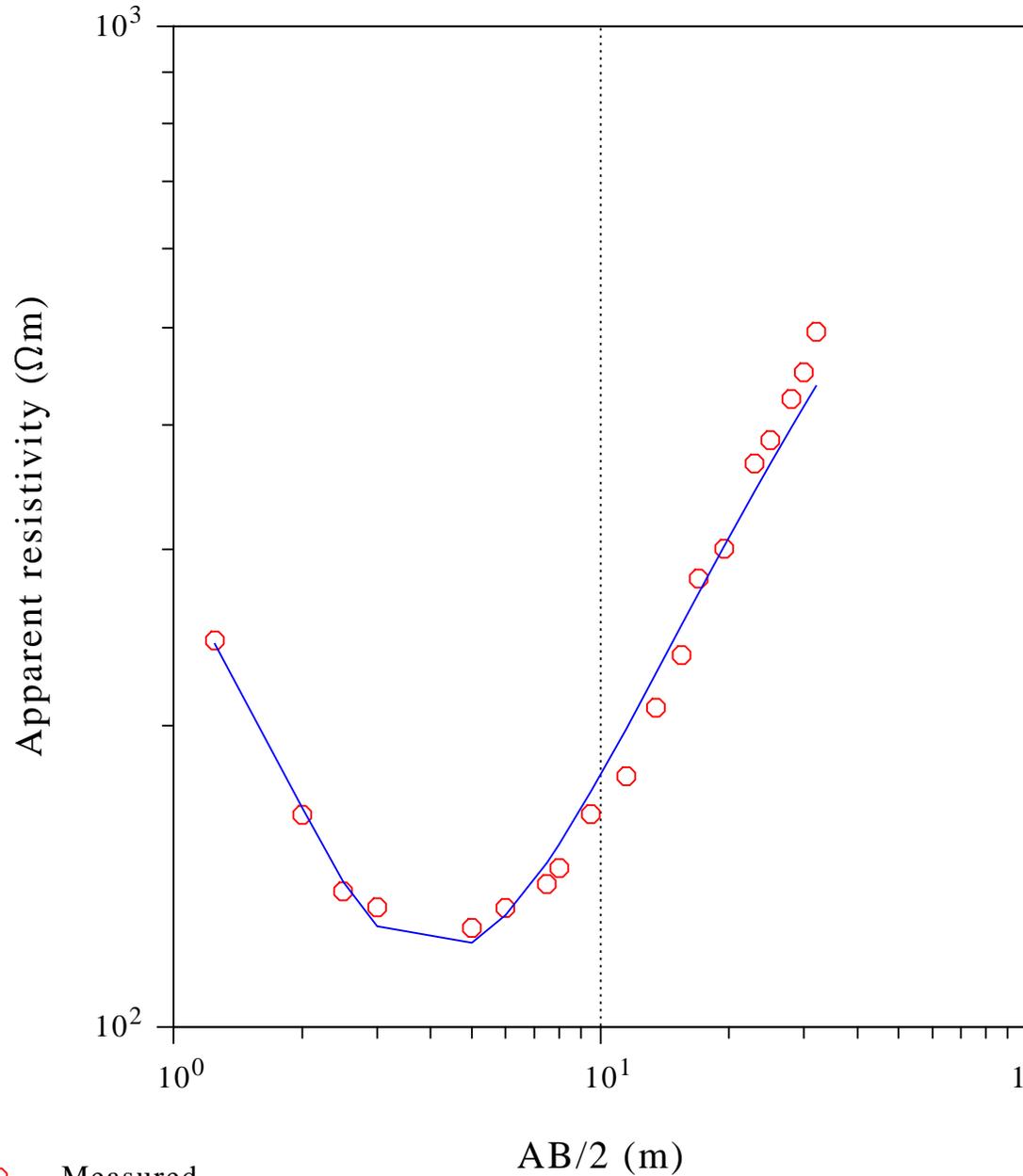
Data: DC (thick)
 RMS: 0.05815 (weights on)
 Damp: 1.00000



○ Measured
 — Computed

DC interpretation SEV3 N-B (Mbandjock)

Schlumberger

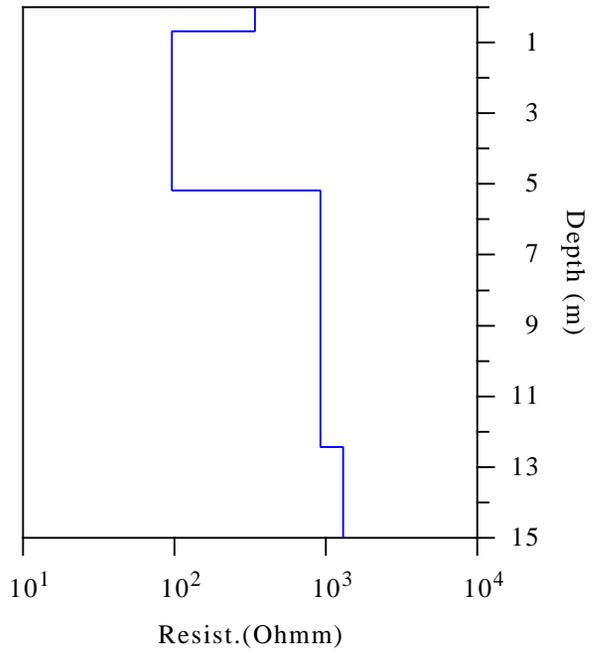


	Res.(Ohmm)	Depth (m)	Thick.(m)
1.	340.25	0.0	0.684
2.	96.24	0.684	4.50
3.	921.14*	5.18	7.25*
4.	1300.40*	12.43	

Data: DC (thick)

RMS: 0.04403 (weights on)

Damp: 1.00000



○ Measured
— Computed

PUBLICATIONS

Geoelectrical imaging and spatial distribution of alluvial materials of the Sanaga River (Cameroon, Central Africa)

RENAUD MENANGA TOKOUE, JOSEPH QUENTIN YENE ATANGANA, MBIDA YEM, EMILE EKOMANE, FERDINAND DEFFO, FLORENT DANIEL AKONO AND MIKE-FRANCK MIENLAM ESSI

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Yaoundé I, PO box 812, Yaoundé, Cameroon (menangatokouetrenaud@yahoo.fr)

Received: December 26, 2020; Revised: May 2, 2021; Accepted: October 15, 2021

ABSTRACT

Recent research has shown that the floodplains of the Sanaga river catchment contain significant resources of minerals suitable for industry. However, these studies were carried out in large grids, and do not allow for detailed specification of the geometry of the identified resources. The aim of this study is to minimize the uncertainties observed in the characterization of these deposits using two techniques: geoelectric imaging and manual drilling. The geoelectrical results associated with the lithological sections show, from surface to depth, three main units: semi-resistive (66–500 Ωm) corresponding to clayey sands; conductive (42–100 Ωm) associated with sandy clays/silt clays, and resistive (<1000 Ωm) corresponding to sands and gravels. The data show good correlation between resistivity and clay content, and resistivity and sand content. Similarly, good correlation exists between the thickness determined by geoelectrical method and the actual thickness. The average thickness of these layers on the banks of the Sanaga river, suitable for exploitation, is 4 m over an area of about 100 m². Our results show that the combination of geoelectric technique and manual drilling allows a good assessment of the volume of deposits of useful resources and can better constrain their exploitation in the field of civil engineering.

Keywords: Sanaga River, alluvial materials, geophysical imaging, hand Auger drilling, pits, dynamic evolution

1. INTRODUCTION

Alluvial sedimentary deposits show strong lateral variations in facies related to river dynamics (Larkin and Sharp, 1992; Greco et al., 2007; Gregory et al., 2008), with a complex organization characterized by specific properties which vary in space and time (Deleplanque, 2016; Stacke et al., 2016; Nimnate et al., 2017; Rey et al., 2013, 2017). Based on their deposition process as well as quantification of their volume, alluvial sedimentary deposits have potential uses in agriculture (Caillère et al., 1982; Yene Atangana et al., 2003), ceramics (Ntouala, 2014; Nzeukou et al., 2013; Ohandja et al.,

2020), the environment (Nkoubou *et al.*, 2006; Rey *et al.*, 2013), civil engineering and petroleum industry (Murray, 2014).

The Sanaga River, like other braided and meandering river systems, is characterized by various “dead arms” or abandoned meanders visible in the floodplain. Alluvial deposits identified in the major bed upstream (upper Sanaga), central (middle Sanaga) and downstream (lower Sanaga) sections have been studied based on geochemistry, mineralogy, granulometry, paleoenvironments (Kossoni and Giresse, 2010; Sangen, 2011; Nzeukou *et al.*, 2013; Ohandja *et al.*, 2020) and C¹⁴ dating (Kossoni and Giresse, 2010; Sangen, 2011). Furthermore, Nzeukou *et al.* (2013) and Ohandja *et al.* (2020) noticed spatially heterogeneous alluvial materials with variable thicknesses on the central part of the river. These relevant results, obtained from samples taken in pits and by Auger drills, revealed great uncertainty between drilling points. On the basis of these observations, geophysical measurements using electrical resistivity tomography (ERT) were carried out at two sites 35 km apart in the Middle Sanaga Basin, combined with hand Auger drilling and pits. The aim of this paper is to (i) minimize uncertainties in the evaluation of the architecture of alluvial materials and (ii) discuss the ERT data and the dynamics of the deposits as a function of sediment grain size.

2. GEOMORPHOLOGICAL AND GEOLOGICAL FRAMEWORK

The study area is situated in Central Africa in a shrubby savannah ecosystem on the leftside bank of the Sanaga catchment area (Fig. 1). The Sanaga is an important river in Cameroon, with an annual flow of 2100 m³ s⁻¹, a length of 918 km and a watershed area of 129000 km² (Nouvelot, 1972; Olivry, 1977). The main channel of the river has a sandy bottom and vegetated banks (Kossoni and Giresse, 2010; Sangen, 2011). The dominant climate is equatorial with four seasons and rainfall between 1600 and 4000 mm (Ndam Ngoupayou *et al.*, 2007).

Geomorphologically, the study area is divided in two major units: the South Cameroonian plateau (African I, Eocene) and the coastal surface with the peneplain echelon as well as the ridge and swell landscape with typical inselbergs and mature valley systems (Segalen, 1967) whose height varies from 540 to 575 m above sea level. Soil cover at the regional level is made up of desaturated ferrallitic soils that occupy 75% of the surface (Moukoury, 1974), undeveloped soils or crude minerals (5%) and hydromorphic soils (20%). In wet lowlands, Martin (1966) reports the presence of gleysols or hydromorphic soils represented by two distinct types of soils: organic hydromorphic soils and mineral hydromorphic. The former occupies the beds of major rivers and some extensive lowlands, while the latter occupies small talwegs (Ngon Ngon, 2007). In addition to weathered soils, there are alluvial deposits, tributaries of the Sanaga Basin (Lefèvre, 1965; Martin, 1966; Dubreuil *et al.*, 1975), which are slightly extended especially in plains and marshy basins (Dubreuil *et al.*, 1975). Next to these alluvial deposits are purple ferruginous sandstones (Martin, 1965).

In addition, the Sanaga watershed belongs to the Pan-African fold belt of Central Africa that resulted from the collision between the stable Archean craton in the south and one or two Paleoproterozoic blocks in the north, some 600 Ma ago (Nzenti *et al.*, 1988). The Cameroon nappe comprises the Neoproterozoic Yaoundé Group, which overlaps the

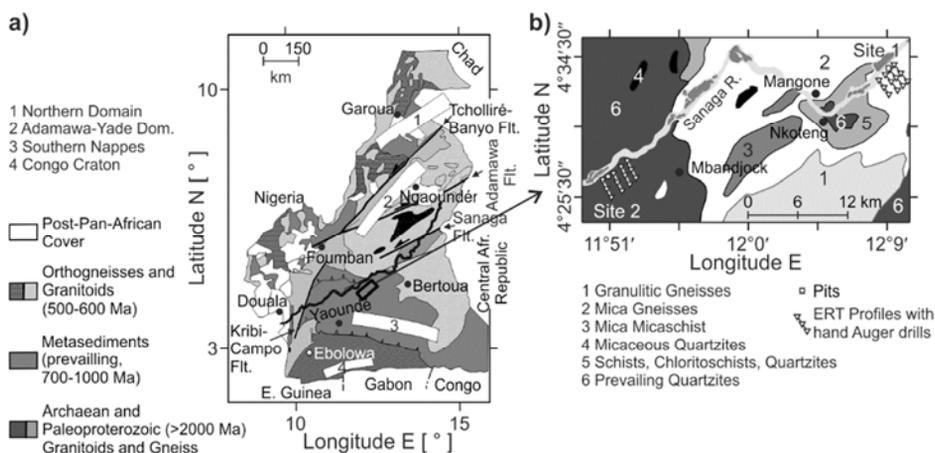


Fig. 1. a) Geology map (after *Nkoumbou et al., 2017*) and location of the study area, b) detailed geological map of the study area compiled from previous studies (*Gazel, 1956; Poudjom et al., 1997*), with locations of the study sites and electrical resistivity tomography (ERT) profiles.

Congo Craton, the Nyong Group and the Palaeoproterozoic Bafia Group which flowed northward into the Yaoundé Group (*Gazel, 1956; Elangwé, 1979; Nédelec et al., 1993; Poudjom et al., 1997; Toteu et al., 2004*) indicate they are metamorphic terrains represented by the Akonolinga quartz group and the shale series of Nanga Eboko. This series (Fig. 1b) includes granulitic gneisses; two mica gneisses, two mica micaschists, micaceous quartzite, schist, chloritochists, quartzite, prevalent of quartzites (*Gazel, 1956; Poudjom et al., 1997*). The lithological succession in this alluvial plain area is made up from bottom to top of gravel, sand, clayey sand, fine clay and silty clay gradually transforming into clayey sand which is transformed into silt with organic matter (*Nzeukou, 2015*).

3. METHODS

We used both geophysical and geological surveys in this study. The electrical resistivity tomography (ERT) survey was used to determine the distribution of electrical properties in the subsurface from measurements taken on the ground. The aim of this study is to optimize the evaluation of the alluvial materials from both sites, based on ERT. Recent studies in environments similar to the Sanaga River Basin (*Stacke et al., 2016; Nimnate et al., 2017; Rey et al., 2013, 2017; Bábek et al., 2018*), demonstrated the effectiveness of electrical methods in the study of lithological architecture of alluvial deposits. According to *Martínez et al. (2012)*, these methods provide continuous and detailed imaging of the subsurface structure with high resolution. *Pellicer and Gibson (2011), Uhlemann et al. (2017) and Liu et al. (2019)*, showed that ERT is sensitive to the composition of the subsurface as a function of sediment grain size, porosity, clay mineral content and fluid saturation (*Gourry et al., 2013*). For this study, a total of eight ERT profiles were carried out at two sites about 35 km apart (Fig. 1b). Electrical tomography

equipment used was the WJD-3 Terrameter. Six profiles are perpendicular to the watercourse and oriented N120E, and two others are parallel, oriented N60E. The choice of sites was based on the morphology of the main river systems: braided network (Site 1) or sinuous network (Site 2). Wenner electrode arrays were used to acquire the ERT and the measurements were recorded using a 1-m inter-electrode spacing. The acquired data were inverted using the program Res2Dinv software (Loke, 2011). The inversion method constructs a subsurface model using a rectilinear mesh and calculates resistivity values for mesh element by reducing the difference between the measured and modelled apparent resistivity (Loke and Barker, 1996). The Res2Dinv software generates a calculated model of the pseudo-section from the inverted model and the root mean square percentage error (RMSPE) between the calculated and measured pseudo-section. The finite element and least square method was used, and convergence was achieved. The interpretation of models was based on published ranges of resistivity of the geological materials (Palacky, 1987; Loke, 2011) and on data obtained from geological studies carried out at various sites. Due to the flat topography at studied sites elevation variations were not taken into account during the inversion process. Tables 1 and 2 present details of the ERT profiles.

In order to refine the interpretation of the alluvial materials in the ERT images, geological calibration studies were carried out by hand Auger drilling and pits (Fig. 1b). Twenty-four systematic hand Auger drills were drilled to a depth of 5 m on an average grid of 350 × 150 m at both sites. In addition, eight representative samples were taken, four samples from each site. These samples were packaged in plastic bags and coded for laboratory analysis. Sodium hexamethaphosphate (5 wt.%) was used as a dispersing agent for sedimentometry and sieve columns in order to characterise the sands. The particle size distribution was determined by the Robinson pipetting method. The results were then transferred to Shepard (1954) ternary diagram for the identification of grain size classes. The datasets of this study helped to differentiate the main lithological types observed in the region and to establish the correlation between ERT data and lithological classes.

Table 1. Characteristics of electrical resistivity tomography (ERT) profiles. Depth is the maximum depth of the ERT pseudo-section. In all profiles, spacing of electrodes was 1 m and the Wenner device was used. RMSPE – root mean square percentage error.

	Length [m]	Orientation	Number of Electrodes	Level of Acquisition	Number of Data	Depth [m]	RMSPE [%]	Number of Iterations
Site 1	104	ESE - NNW	104	10	865	5.73	5.3	4
	104	ESE - NNW	104		865		3.6	9
	110	ENE - WSW	112		945		6.9	5
	104	ESE - NNW	104		865		5.7	6
Site 2	104	ESE - NNW	104	8	716	4.80	4.9	5
	104	ESE - NNW	104		716		3.9	7
	110	ENE - WSW	112		796		2.9	8
	104	ESE - NNW	104		716		3.5	9

Table 2. Geographical coordinates of profiles obtained from Global Positioning System (GPS).

	Beginning of Profile		End of Profile	
	Latitude N	Longitude E	Latitude N	Longitude E
Site 1	4°33'41.90"	12°08'45.50"	4°33'41.00"	12°08'46.50"
	4°33'43.40"	12°08'48.30"	4°33'42.70"	12°08'49.30"
	4°33'36.94"	12°08'48.70"	4°33'42.70"	12°08'51.40"
	4°33'40.60"	12°08'41.80"	4°33'39.30"	12°08'44.50"
Site 2	4°26'55.70"	11°50'32.90"	4°26'53.30"	11°50'35.20"
	4°26'57.80"	11°50'35.10"	4°26'55.60"	11°50'37.40"
	4°27'57.20"	11°51'56.10"	4°26'56.80"	11°50'36.40"
	4°26'54.40"	11°50'33.70"	4°27'54.70"	11°51'58.60"

4. RESULTS

The results obtained show the different geoelectric units identified in the tomograms and the lithofacies of the materials studied.

4.1. Electro-sequences of alluvial deposits

The tomographic images obtained (Figs 2 and 3) from the alluvial sequence of the studied sites show an average thickness of 6 m and three units, U1, U2 and U3 described from top downwards.

4.1.1. Unit U1

The U1 unit is in contact with the topographic surface. Its resistivity on all the profiles varies between 74.6 and 500 Ωm (Site 1), and from 66.4 to 400 Ωm (Site 2). This resistivity is higher at the upstream than on downstream respectively of Sites 1 and 2. Field observations associate U1 with a clayey sand with interbedded slightly clayey horizons. Lenticular sand forms were observed on the surface of the profiles (Figs 2d and 3) and represent channel-filling deposits (*Stack et al., 2016; Almary et al., 2017; Nimnate et al., 2017; Rey et al., 2013, 2017*) with thickness of about 0.30 m at Site 1 and 0.50 m at Site 2.

4.1.2. Unit U2

Below the surface, the base of Unit U2 is about 3.96 m and its top about 1.30 m. The resistivity of the U2 unit varies between 45 and 100 Ωm at Site 1, and from 42 to 100 Ωm at Site 2. Furthermore, its internal configuration is marked by the development of conductive lenses at about 45.2 Ωm (Site 1) and 42 Ωm (Site 2) integrated in a low resistivity matrix of about 100 Ωm . *Palacky (1987)* and *Loke (2011)* relate the lenticular parts to water-saturated clay lenses and the low resistivity matrix to silts. Thus, U2 may be a sandy clay (Site 1) and silty clay (Site 2) horizon. Moreover, this unit is characterized by sub-horizontal stratification and stratigraphic discontinuities (Figs 2 and 3) possibly caused by the bioturbation in the area. Its thickness is about 2.6 m for all sites.

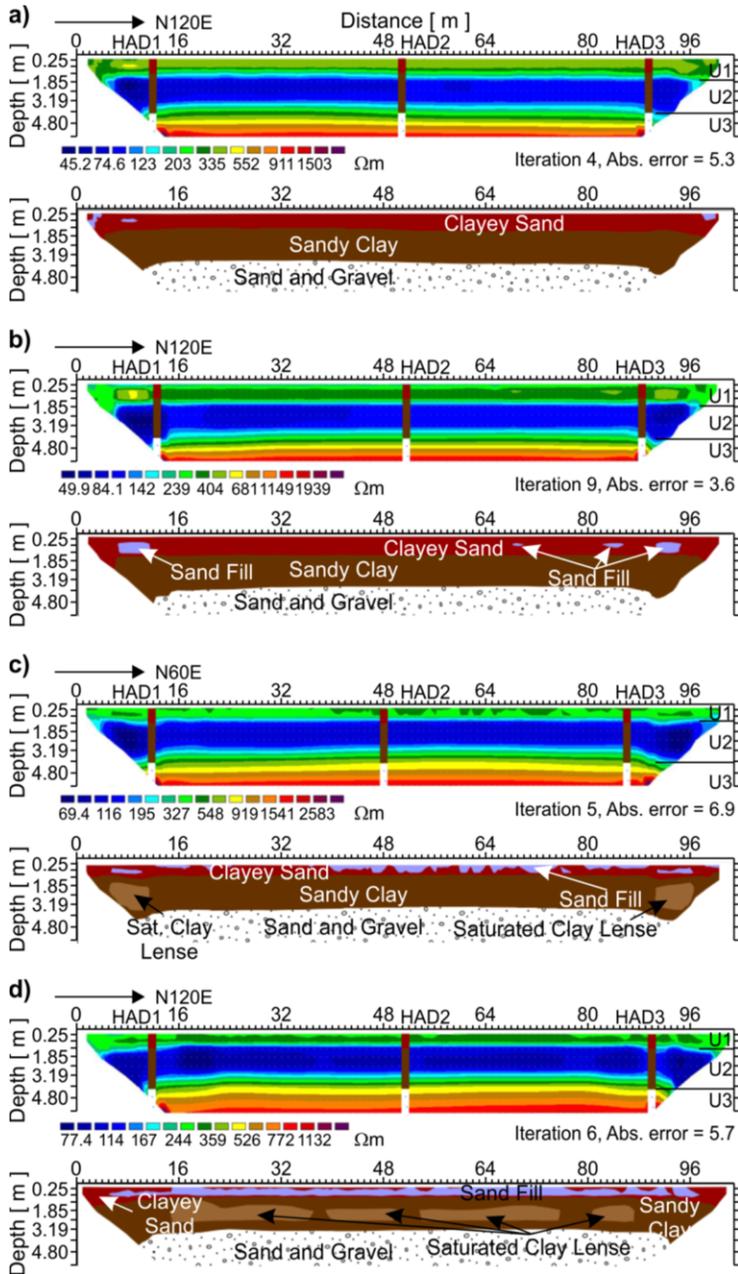


Fig. 2. Four electric resistivity tomography profiles of Site 1: **a)** ERT1, **b)** ERT2, **c)** ERT3, and **d)** ERT4, with their interpretation based on the hand Auger drills (HAD1–HAD3) and pits data. Electrode spacing was 1 m.

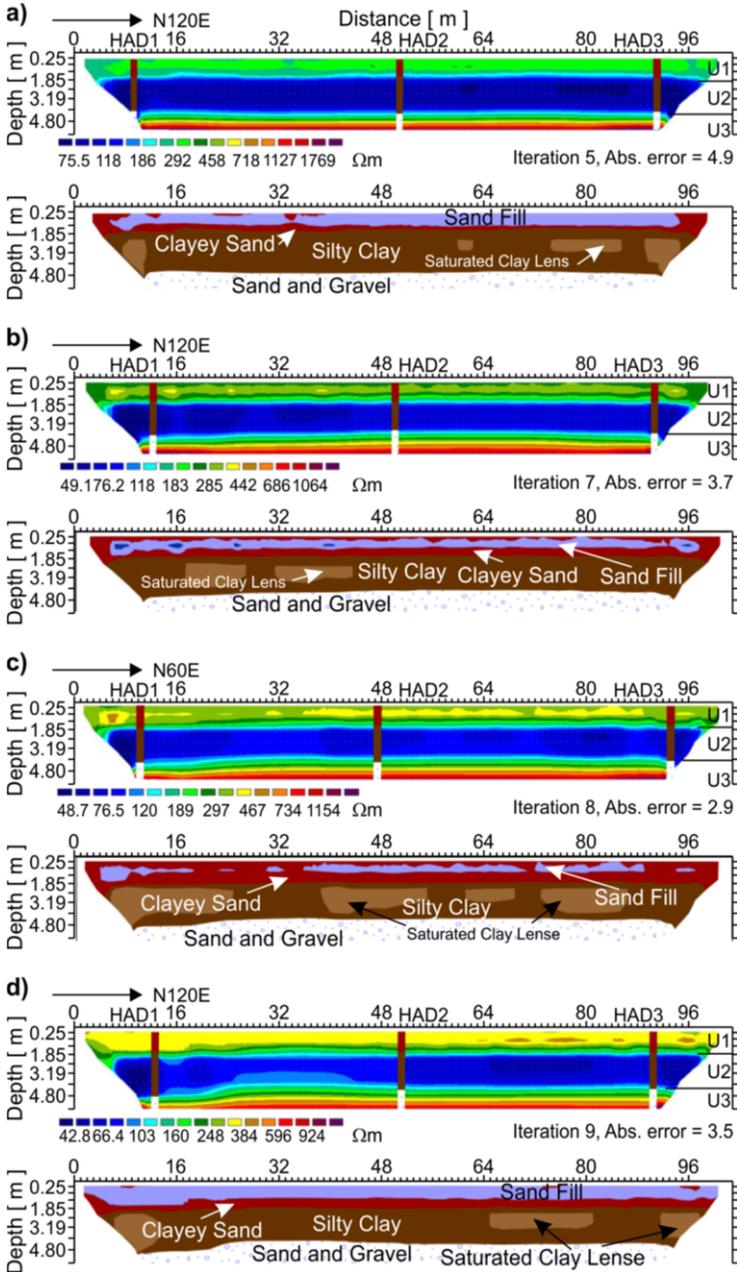


Fig. 3. The same as in Fig. 2, but for Site 2.

4.1.3. Unit U3

Unit U3 is located at the base of the profile and associated with resistivity value greater than 1000 Ωm , however these values are lower at Site 2 than Site 1. This unit consists of sand and gravel.

4.2. Litho-facies of the materials

Granulometric analyses (Fig. 4) show three main classes in both sites in the overall sequence. The classes are C1 to C3 (from top to bottom).

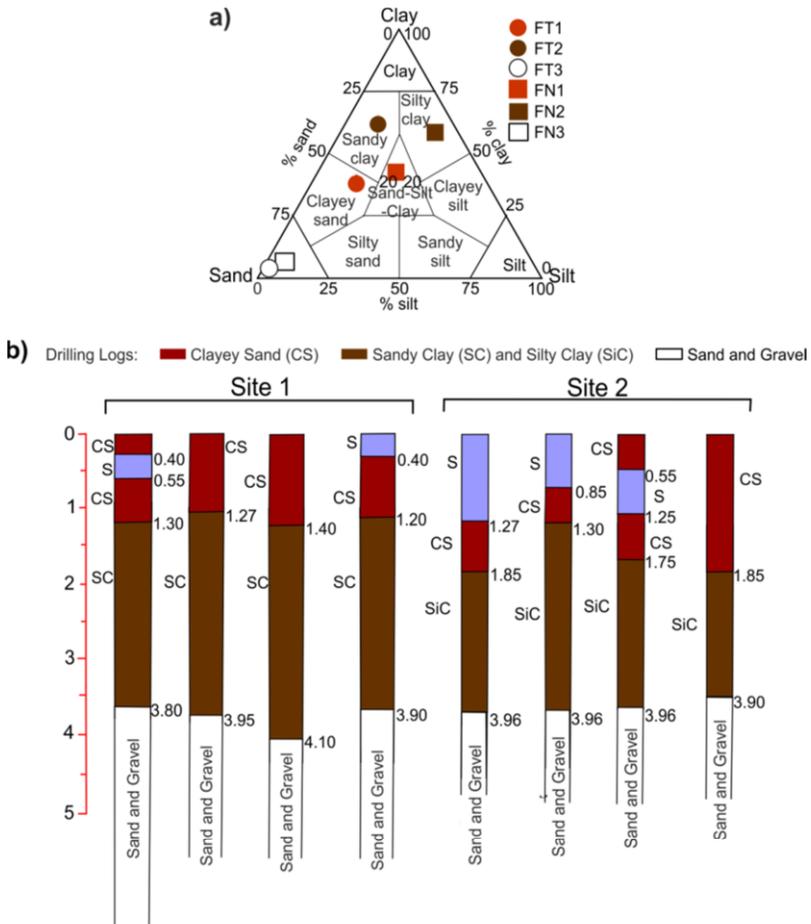


Fig. 4. a) Grain size distribution in the classification system of *Shepard (1954)*, modified by *Flemming (2000)*; b) scheme of hand Auger drills at different sites. The classes are established from the grain size analyses and the colors are used for the interpretation of the electrical resistivity tomography data.

Table 3. Particle size distribution in samples of alluvial materials. Values of sand in the fine fraction were obtained from the upper part of the hand Auger pits rich in fine sediments, while those in the coarse fraction were determined from the base of the hand Auger pits rich in coarse sediments.

	Fine Fractions			Coarse Fractions			
	Clay [%]	Silt [%]	Sand [%]	Fine Sand [%]	Medium Sand [%]	Coarse Sand [%]	Gravel [%]
Site 1	42.40	27.58	30.02	26.27	38.10	18.54	17.19
	58.44	33.16	8.40				
	54.03	16.25	29.72				
Site 2	39.82	16.63	43.55	18.27	75.80	5.33	0.60
	71.21	13.05	15.74				
	53.93	8.70	37.37				

4.2.1. Class 1

Class 1 consists of brown and coloured clayey sands with a whitish layer. The granulometric analysis identified three lithological subclasses (sands, silts and clays) with high contents of fine sand, medium clay and low silt (Table 3).

4.2.2. Class 2

Class 2 includes sandy (Site 1) and silty (Site 2), sub-parallel and grey clays. Here bands are incorporated into clay. The granulometric analysis identified three lithological subclasses (sands, silts and clays) with high percentage of clay, medium silt and low sand contents (Table 3).

4.2.3. Class 3

Class 3 consists of a mixture of sand and gravel facies, weakly stratified and wavy, grey and greenish bearing pieces of wood. The gravelly clasts are embedded in a sand matrix. The granulometric analysis identified two lithological subclasses (sand and gravel) which are C₃T and C₃N. The average percentage of sand is higher than in other classes (Table 3).

5. DISCUSSION

In this part, we will try to discuss the correlation that could exist between the ERT and the lithological data. Furthermore, we will discuss the dynamics of alluvial deposits in relation with the granulometry of the sediments.

5.1. Correlation between ERT and lithological data

Geological studies carried out from hand Auger drills and pits were used to establish a correlation between the physical properties of studied materials and the geoelectric results. Table 4 summarizes the correlation between ERT values and the identified lithological classes.

Table 4. Correlation between electrical resistivity tomography (ERT) values and lithological classes.

ERT			Hand Auger Drills/Pits		
Unit	Resistivity [Ωm]	Depth [m]	Class	Depth	Lithology
U1	66.4–500	≈ 1.30	C1	On average 0.97 m (Site 1) and 0.41 m (Site 2)	Clayey sand to silty sand
U2	42–100	2.6	C2	On average 2.26 m (Site 1) and 2.2 m (Site 2)	Silty clay to sandy clay
U3	500–1000 and more	Unknown	C3	Unknown	Sand and gravel

The lithological columns are consistent with the conclusions drawn from geoelectric data. The ERT units belong to three main lithological classes C1: clayey sand, C2: sandy clay/silty clay and C3 sand and gravel. These results complement those of *Niep et al. (2001)* and *Nzeukou et al. (2013)* obtained in the same area. Moreover, the average resistivity values on all alluvial materials in both sites are almost similar.

ERT profiles clearly reveal the vertical and lateral changes in sediments. However, little is known about the details of the internal structure of each unit. Unit U1 in relation to cultivated soil shows moderate resistivity values suggesting a bar point deposit (Fig. 3b,d), which is in agreement with the hand Auger drills and pits data. The bar point sediments consist primarily of clayey to silty sands. Unit U2 shows low resistivity because of the water saturation of pores between sediment grains. In addition, the sediment composition is associated with a higher clay content (*Nzeukou et al. 2013*), such as sandy clay, loamy clay, loamy clay sands, than in Unit U1. The high values of Unit U3 of the profiles are related to sands and gravels.

The alluvial materials at the two sites, with variable depths, show similar lithology. Thicknesses of clay layers determined using the electrical resistivity tomography and hand

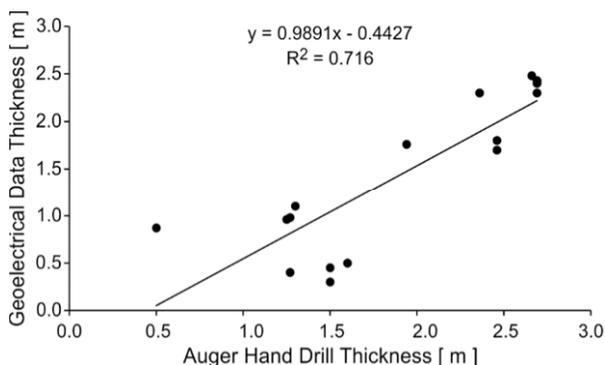


Fig. 5. Correlation between thickness determined using geoelectrical data and hand Auger drilling.

Table 5. Thicknesses of clay layers determined using the electrical resistivity tomography (ERT1–ERT4) and hand Auger drilling (HAD1–HAD3). The top value is the thickness of the clayey sand and the bottom one the thickness of the sandy clay/silty clay.

Clay Layer Thickness [m]				
Site 1	ERT1	1.27 2.69	HAD1	0.98 2.40
	ERT2	1.30 2.66	HAD2	1.10 2.48
	ERT3	1.25 1.94	HAD3	0.96 1.76
	ERT4	0.50 2.69	HAD4	0.87 2.43
Site 2	ERT1	1.27 2.69	HAD1	0.40 2.30
	ERT2	1.50 2.46	HAD2	0.30 1.70
	ERT3	1.50 2.46	HAD3	0.45 1.80
	ERT4	1.60 2.36	HAD4	0.50 2.30

Auger drilling are plotted in Fig. 5 and listed in Table 5. Our data show that there is a positive correlation between the two parameters. The linear regression line is characterized by a mathematical equation (Fig. 5) $y = 0.7538x + 0.8555$, where y is the thickness determined using geoelectrical results, and x is the thickness based on the hand Auger drill data. This equation shows that geophysical measurements can be an effective tool for the identification and quantification of alluvial materials. Also, the coefficient of determination ($R^2 = 0.84$, where R is the Pearson correlation coefficient) indicates that ERT could provide information on alluvial materials in larger areas (Sharma, 1997; Akinlabi and Adeyemi, 2014).

Values used to establish empirical relationship between the different particle size classes and the electrical resistivity values are listed in Table 6 and the corresponding

Table 6. Relative content of different particle size classes, electrical resistivity, and the corresponding depth.

	Lithological Class					
	C ₁ T	C ₂ T	C ₃ T	C ₁ N	C ₂ N	C ₃ N
Clay [%]	42.40	58.44	54.03	39.82	71.21	53.93
Silt [%]	27.58	33.16	16.25	16.63	13.05	8.70
Sand [%]	30.02	8.40	29.72	43.55	15.74	37.37
Electrical Resistivity [Ω m]	60	45	55	80	35	55
Depth [m]	0.98	2.40	1.76	0.40	1.80	2.30

relationship is shown in Fig. 6. The fitted lines suggest decrease in resistivity associated with high clay content, and increase in resistivity associated with high silt and sand content. The increase in clay content leading to decrease in resistivity is caused by the principle of surface electrical conduction (Archie, 1942; Waxman and Smits, 1968) in sediments, while the increase in silt and sand content causes the increase in resistivity due to electrolytic conduction through the pore fluid (Telford et al., 1990). The obtained results suggest good correlation for the clay and sand (R^2 of 0.860 and 0.706, respectively), and poor correlation for silt ($R^2 = 0.003$). This is probably due to a transition between the main mechanisms of electrical conduction, which have high control over the resistivity of grain size classes (Uhlmann et al., 2017; Zhang et al., 2017). From the empirical relationships highlighted, this result indicates that it is possible to minimize uncertainties and significantly reduce the cost and duration of the investigation by using resistivity data in the characterization of alluvial materials in the study area. Also, on a large scale, the deposit can be estimated by following the evolution of resistivity with the texture of the sediments. The correlation coefficients and empirical equations are shown in Fig. 6.

The comparison of these results with previous work (Nzeukou et al., 2013; Nzeukou, 2015), shows that the clay layer consists of two sub-units. The lower unit, 1.30 to 3.90 m thick, is composed of sandy clay and silty clay, and the upper unit, 0.25 to 1.30 m thick, is

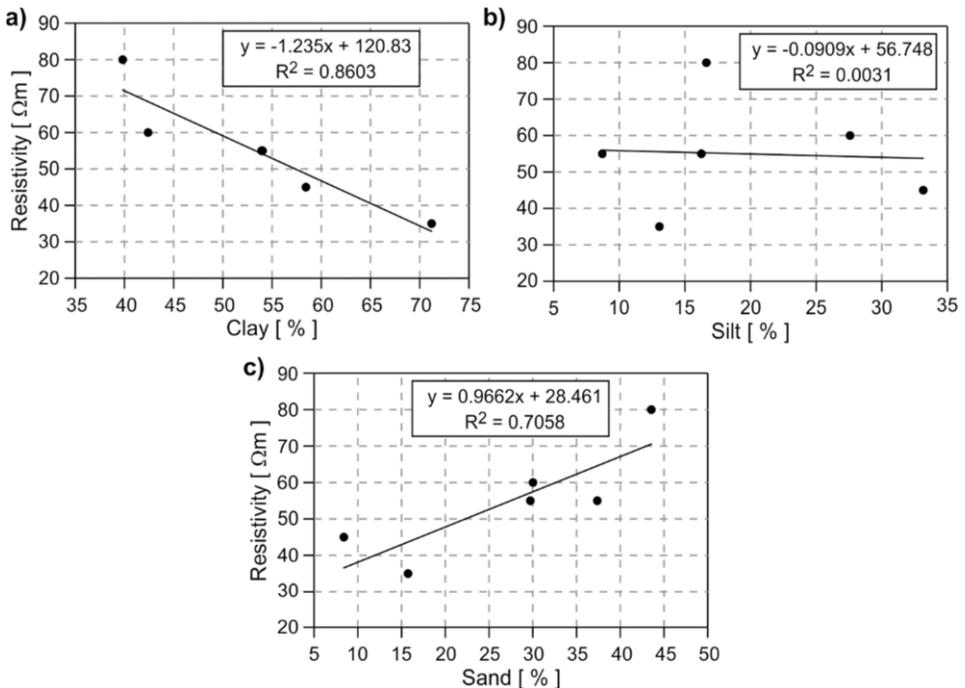


Fig. 6. Electrical resistivity in the clay layer as a function of a) clay fraction, b) silt fraction, and c) sand fraction.

made of clayey sand, could correspond to two lithological classes. The mineralogical, geochemical and geotechnical parameters of *Nzeukou et al. (2013)* show that these units are rich in kaolinite in the form of clay minerals, quartz in the form of non-clay minerals and appropriate for ceramic industry. The thickness of the two sub-units is about 3.6 m at Site 1 and 3.8 m at Site 2. Their volume on a perimeter over 104 m² is approximately 3.9 × 10⁴ m³ (Site 1) and 4.1 × 10⁴ m³ (Site 2). These sequences are characterized by high and low energy deposits (*Nichols and Fisher, 2007; Deleplancque, 2016; Yuskar and Choanji, 2017*). Thus, the associations of quaternary facies identified on the ERT sections are:

- channel-fill deposits formed by gravelly sands;
- floodplain deposits formed by fine sands, silts and clays with hydromorphic characteristics;
- prominent sandy sediments in the braided river network (Site 1) than clayey sediments;
- prominent medium sediments in the braided network than in the meandering network.

5.2. Dynamics of alluvial deposits in the Middle Sanaga Basin

Figures 2 and 3 show relatively horizontal and continuous units, indicating lateral accretion of sediment. Their depositional phases were often flooded by heavy sediment flows of the Sanaga River. *Nzeukou et al. (2013)* reveal that the transport process would have favoured river sedimentation dominated by sands, silts and clays, facies succession upwards.

Based on the ERT results, two main deposition phases are observed. The first is characterized by an intense river sedimentation during flood periods with high resistivity values, associated to sands and gravel deposits. It corresponds to Unit U3 in the ERT sections. The second is a weak sedimentation phase characterised by fine deposits (sandy clay, silty clay and clayey to silty sand) during the overflow and suspended in the water rising above the channel. This phase corresponds to Units U1 and U2 in the ERT sections. These sediments reflect the deposits of river systems (braided and meandering networks) (*Stacke et al., 2016; Nimnate et al., 2017*). In addition, these fine-grained sediments deposited along the channel form an alluvial plain.

Comparing the ERT profiles and levelling data, with previous studies (*Sangen, 2011; Balla and Ngoss III, 2013*), the characteristics of a depositional sedimentary environment are found in Units U3 and U2, while those of U1 would result from the erosion processes and channel activity. This reflects a variation in hydrodynamics, from a wet to the dry period (*Sangen, 2011*). Variable surface sediments would be influenced by humid and warm tropical climates coupled with uncontrolled anthropogenic activities.

Thus, U3 coarse sediments would have been deposited when river levels were higher at Pleistocene and associated with relatively wet climates (*Kossoni and Giresse 2010; Sangen, 2011*). Medium and fine of U1 and U2 sediments covering the banks would have been deposited in lower river levels at Holocene and associated with a relatively warm climate (*Kossoni and Giresse, 2010; Sangen, 2011*). Above U1, the humus soil layer was not taken into account by geophysical survey.

Among the analyzed sections, two of them had high *RMSPE* (more than 5.0%). This observation does not mean that it is unacceptable, but it depends on the geological context of the study area (*Sirwa, 2014*). The model with the lowest possible error can sometimes show large and unrealistic variations of the resistivity model and may not always be the “best” model from the geological perspective (*Loke, 2011*).

6. CONCLUSIONS

The alluvial materials of the Sanaga Basin were studied using the electrical resistivity tomography (ERT) method combined with hand Auger drilling and pits techniques. The first method allowed to observe the lithological continuity of facies, and the two last, to identify and delimit the lithological classes. This combination helped to define geological models in relation to sedimentary dynamics. The data analysis are summarized as follows:

1. Three main units can be distinguished from the top downwards. Unit U1 with medium resistivity values (66–500 Ωm) associated with sandy clay and the presence of infill sands channels. The thickness of these sediments is approximately 1.3 m. Unit U2 with low resistivity values (42–100 Ωm), characterized by sandy clay and silty clay deposits, in Sites 1 and 2 respectively. This zone has been interpreted as a floodplain deposit consistent with Units U1 and U2 which consist of clayey sand, sandy clay and silty clay based on hand Auger drills, pits and ERT data. The thickness of these sediments is 3.6 m at Site 1 and 3.8 m at Site 2. Unit U3 at the base, stands out with high resistivity values (over 1000 Ωm), associated with sands and gravels.
2. After that, the geoelectric and hand Auger results were compared. The geoelectric thicknesses are well correlated with the actual hand Auger thicknesses, but subsoil resistivity has a significant inverse relationship with clay and a poor relationship with silts and sands. To estimate the volumes of alluvial materials for the ceramic industry, established mathematical and empirical equations can be employed, from which important technical inferences can be derived.
3. There are two distinct periods of the dynamics recorded in the sediment deposits - wet and dry periods. Sediments of Unit U3 would have been deposited in a relatively wet climate (Pleistocene), those of Units U1 and U2 in a relatively dry climate (Holocene).

This study confirms the potential of the ERT method to evaluate the geometry of alluvial materials.

Acknowledgements: The authors are thankful to the Head of Earth Sciences Department of University of Yaoundé I, Professor Paul-Désiré Ndjigui, for his contribution during the analysis of field samples issued from the geological surveys. We are also grateful to Dr. Jean Marcel Abate Essi from Institute for Geological and Mining Research and Dr. Serge Parfait Koah from the Earth Sciences Department of the University of Yaoundé I, for their constructive remarks, Mr. Constantin Ndongue, and Mr. Onana Léandre for their assistance with geological and geophysical materials during the field campaigns.

References

- Akinlabi I.A. and Adeyemi G.O., 2014. Determination of empirical relations between geoelectrical data and geotechnical parameters in foundation studies for a proposed earth dam. *Pac. J. Sci. Technol.*, **15**, 278–287
- Alamry A.S., Meijde M., Noomen M., Addink E.A., Benthem R.V. and Jong S.M., 2017. Spatial and temporal monitoring of soil moisture using surface electrical resistivity tomography in Mediterranean soils. *Catena*, **157**, 388–396
- Archie G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristic. *Petrol. Trans. AIME*, **146**, 54–62
- Bábek O., Sedláček J., Novák A. and Létal A., 2018. Electrical resistivity imaging of anastomosing river subsurface stratigraphy and possible controls of fluvial style change in a graben-like basin, Czech Republic. *Geomorphology*, **317**, 139–156
- Balla O.A. and Ngos III S., 2013. La Terrasse Ebebda (Centre du Cameroun): preuve d'une migration de la confluence Mbam-Sanaga. *Afrique Science*, **9**, 54–63 (in French)
- Caillere S., Henin S. and Rautureau M., 1982. *Minéralogie des Argiles: 1: Structure et Propriétés Physico-Chimique*. Actualités Scientifiques et Agronomiques **8**. Masson, Paris, France (in French)
- Deleplancque B., 2016. *Caractérisation des Hétérogénéités Sédimentaires d'Une Plaine Alluviale: Exemple de l'Évolution de la Seine Supérieure depuis le Dernier Maximum Glaciaire*. Ph.D. Thesis. Université Paris Sciences et Lettres, Paris, France (in French)
- Dubreuil P., Guiscafre J., Nouvelot J. and Olivry J., 1975. *Le Bassin de la Rivière de la Sanaga*. Monographies Hydrologiques ORSTOM No3. Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Paris, France (in French)
- Flemming B.W.A., 2000. Revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. *Cont. Shelf Res.*, **20**, 1125–1137
- Gazel J., Hourcq V. and Nickles M., 1956. Carte géologique du Cameroun à 1/1000000, 2 feuilles avec notice explicative. *Bull. Dir. Mine et Géol. Cameroun*, **2**, 62 (in French)
- Greco S.E., Fremier A.K., Larsen E.W. and Plant R.E. 2007. A tool for tracking floodplain age land surface patterns on a large meandering river with applications for ecological planning and restoration design. *Landsc. Urban Plan.*, **81**, 354–373
- Gourry J.C., Naudet V., Mathieu. F., Saada A. and Blondel A., 2013. *Apports et Limitation des Méthodes Géophysiques dans le Cadre de la Démonstration de l'Atténuation Naturelle*. Projet ATTENA- PHASE 2 Final Report. L'Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie, Angers, France (in French)
- Gregory K.J., Benito G. and Downs P.W., 2008. Applying fluvial geomorphology to river channel management: background for progress towards a paleohydrology protocol. *Geomorphology*, **98**, 153–172
- Kossoni A. and Giresse P., 2010. Interaction of Holocene infilling process between a tropical shallow kesyste (Lake Ossa) and a nearby river system (Sanaga River) (South Cameroon). *J. Afr. Earth Sci.*, **6**, 1–14
- Larkin R.G. and Sharp J.M., 1992. On the relationship between river-basin geomorphology, aquifer hydraulics, and ground-water flow direction in alluvial aquifers. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 1608–1620

- Liu Y.X., Du T.Q., Huang H.J., Liu Y.L. and Zhang Y., 2019. Estimation of sediment compaction and its relationship with river channel distributions in the Yellow River delta, China. *Catena*, **182**, 104–113
- Loke M.H., 2011. *Tutorial: 2D and 3D Electrical Imaging Surveys*. www.geoetosoft.com
- Loke M.H. and Barker R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophys. Prospect.*, **44**, 131–152
- Martin D. 1966. *Etude Pédologiques dans le Centre Cameroun (Nanga-Eboko à Bertoua) (Rapport Provisoire)*. ORSTOM Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Paris, France, and Institut de Recherches Scientifiques du Cameroun, Yaounde, Cameroun (in French)
- Martínez J., Rey J., Hidalgo C. and Benavente J., 2012. Characterizing abandoned mining dams by geophysical (ERI) and geochemical methods: the Linares- La Carolina District (southern Spain). *Water Air Soil Pollut.*, **223**, 2955–2968
- Murray H.H., 2000. Traditional and new applications for kaolin, smectite and palygorskite: a general overview. *Appl. Clay Sci.*, **17**, 207–221
- Ndam Ngoupayou, J.R., Kpoumie, A., Boeglin, J-L., Lienou, G., Nfocgo, A.K., Ekodeck, G.E. 2007. Transports solides et érosion mécanique dans un écosystème tropical d’Afrique: exemple du bassin versant de la Sanaga au Sud - Cameroun. *Acte des JSIRAUF, Hanoi, 6-9 Novembre 2007* (in French)
- Nédelec A., Macaudière J., Nzenti J.P. and Barbey P., 1986. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile panafricaine d’Afrique centrale au contact du craton du Congo. *C.R Acad. Sci. Paris*, **303**, 75–80 (in French)
- Ngon Ngon G.F., 2007. *Etude Morphologique, Géologique et Cristallographique des Argiles Latéritiques et des Argiles Hydromorphes de la Région de Yaoundé en Zone Tropicale Humide: Essais Industriels et Évaluation de leurs Potentiels Comme Matériaux de Construction*. Ph.D. Thesis. Faculty of Sciences, University Yaoundé I, Cameroun (in French)
- Nichols G.J. and Fisher J.A., 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sediment. Geol.*, **195**, 75–90
- Nimnate P., Thitimakorn T., Choowong M. and Hisada K., 2017. Imaging and locating paleochannels using geophysical data from meandering system of the Mun River, Khorat Plateau, and Northeastern Thailand. *Open Geosci.*, **9**, 675–688
- Nkoumbou C., Njopwouo D., Villieras F., Njoya A., Yonta N.C., Ngo Ndjock L., Tchoua F.M. and Yvon J., 2006. Talc indices from Boumnyebel (central Cameroon), physico-chemical characteristics and geochemistry. *J. Afr. Earth Sci.*, **45**, 61–73
- Nkoumbou C., Fuh C.G., Tchakounte N.J., Labe Y.V.B.E. and Nwagoum K.C.S., 2017. Petrology and geochemistry of REE-rich Mafé banded iron formation (Bafia group, Cameroon). *C.R. Geosci.*, **349**, 165–174
- Nouvelot J.F. 1972. Le régime des transports solides en suspension dans divers cours d’eau du Cameroun de 1969-1971. *Cahier ORSTOM Hydrobiol.*, **9**, 47–74 (in French)
- Ntep Gweth P., Eno Belinga S.M. and Miyem D., 2001. Les ressources minérales du groupe de Yaoundé. In: Eno Belinga S.M. and Vicat J P. (Eds), *Yaoundé: une Grande Métropole Africaine au Seuil du Troisième Millénaire*. Association des géologues et géographes docteurs des universités françaises au Cameroun, Yaoundé, Cameroun, 37–52

- Ntouala R.F.D., 2014. *Produits d'Altération des Schistes et Argiles Alluviales de la Série d'Ayos à Akok-Maka (Est-Cameroun): Minéralogie, Géochimie et Valorisation Agro-Pédologique et Géotechnique*. Ph.D. Thesis. Faculty of Sciences, University Yaoundé I, Cameroun (in French)
- Nzenti J.P., Barbey P., Macaudière J. and Soba D., 1988. Origin and evolution of late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroun). *Precambrian Res.*, **38**, 91–109
- Nzeukou N. 2015. *Minéralogie, Géochimie et Propriétés Céramiques des Argiles Alluviales de la Sanaga entre Nanga-Eboko et Ebebda (Région du Centre-Cameroun)*. Ph.D. Thesis. Faculty of Sciences, University Yaoundé I, Cameroun (in French)
- Nzeukou N.A., Fagel N., Njoya A., Kamgang V.B., Medjo R.E. and Melo U.C., 2013. Mineralogy and physico-chemical properties of alluvial clays from Sanaga valley (Center Cameroon): suitability for ceramic application. *Appl. Clay Sci.*, **83–84**, 238–243
- Ohandja H.N., Ntouala R.D., Onana V.L., Ngo'o Ze A., Mvindi Ndzie A.T. and Ekodeck, G.E. 2020. Mineralogy, geochemistry and physico-mechanical characterization of clay mixtures from Sa'a (Center Cameroon): possibly use as construction materials. *SN Appl. Sci.*, **2**, 1687 (2020), DOI: 10.1007/s42452-020-03365-y
- Olivry J.C., 1977. Transports solides en suspension au Cameroun. In: *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters*. International Association of Hydrological Sciences Publication **122**. IAHS Press, Wallingford, U.K., 134–141
- Palacky G.J., 1987. Resistivity characteristics of geologic targets. In: Nabighian M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory*. Vol. 1. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, 53–129
- Pellicer X.M. and Gibson P., 2011. Electrical resistivity and Ground Penetrating Radar for the characterization of the internal architecture of Quaternary sediments in the Midlands of Ireland. *J. Appl. Geophys.*, **75**, 638–647
- Poudjom Djomani Y.H., Diament M. and Wilson M., 1997. Lithospheric structure across the Adamawa plateau (Cameroun) from gravity studies. *Tectonophysics*, **273**, 317–327
- Rey J., Martínez J., Mediavilla R., Santisteban J.I., Castaño S. and Almodena de la Losa, 2017. Geophysical characterization of stratigraphical surfaces: Basin floor and sedimentological architectural elements of Las Tablas de Daimiel (Quaternary of southern-central Spain). *J. Appl. Geophys.*, **136**, 387–399
- Rey J., Martínez J. and Hidalgo M.C., 2013. Investigating fluvial features with electrical resistivity imaging and ground-penetrating radar: The Guadalquivir River terrace (Jaen, Southern Spain). *J. Sediment. Geol.*, **295**, 27–37
- Sangen M.A., 2011. New results on paleoenvironmental conditions in equatorial Africa derived from alluvial sediment of Cameroonian rivers. *Proceeding of the Geologists Association*, **122**, 212–223
- Segalen P., 1967. Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cahier ORSTOM Pédologie*, **2**, 137–188 (in French)
- Sharma P.V., 1997. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Shepard F.P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratio. *J. Sediment. Petrol.*, **24**, 151–158
- Sirwa Q.S.G., 2014. 2D electrical resistivity tomography survey for shallow environmental study at Wastewater Valley of Southwestern Erbil City, Iraqi Kurdistan Region. *Res. J. Environ. Earth Sci.*, **6**, 266–277

- Stacke V., Tlapáková L., Mentlík P. and Voadlová K., 2016. Deposits and evolution of the alluvial infill on the confluence of Roklanský Potok and Javoří Potok streams at the Šumavské Pláne plains. *Silva Gabreta*, **22**, 17–29
- Telford W.M., Geldart L.P. and Sheriff R.E., 1990. *Applied Geophysics, Second Edition*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Toteu S.F., Penaye J. and Djomani Y.P., 2004. Geodynamic evolution of the pan Africa belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth. Sci.*, **41**, 73–85
- Uhlemann S., Kuras O., Richards L.A., Naden E. and Polya D.A., 2017. Electrical resistivity tomography determines the spatial distribution of clay layer thickness and aquifer vulnerability, Kandal Province, Cambodia. *J. Asian Earth Sci.*, **147**, 402–414
- Waxman M.H. and Smits L.J., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Soc. Petrol. Eng. J.*, **8**, 107–122
- Yene Atangana J.Q., Nyeck B., Bitom D. and Robain H., 2003. Self-potential anomalies in the lateritic cover of the Nsimi watershed in southern Cameroon: origin and influence of electrical and granulometric parameters. *J. Appl. Geophys.*, **54**, 85–96
- Yuskar Y. and Choanji T., 2017. Uniqueness deposit of sediment on floodplain resulting from lateral accretion on tropical area: study case at Kampar River, Indonesia. *J. Geosci. Eng. Environ. Technol.*, **2**, DOI: 10.24273/jgeet.2017.2.1.12
- Zhang T., Cai G., Liu S. and Puppala A., 2017. Investigation on thermal characteristics and prediction models of soils. *Int. J. Heat Mass Transf.*, **106**, 1074–1086, DOI: 10.1016/j.ijheatmasstransfer.2016.10.084



Electrical resistivity imaging and 3D geological modelling of the sedimentary architecture of the Sanaga floodplain (Cameroon, Central Africa)

Joseph Quentin Yene Atangana¹ · Renaud Menanga Tokouet¹ · Lionel Mbida Yem¹ · Leandre Onana Enama¹ · Marie Olivia Ntyame Ella¹ · Paul-Désiré Ndjigui¹

Received: 17 April 2022 / Accepted: 26 September 2022

© The Author(s) under exclusive licence to Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences & Polish Academy of Sciences 2022

Abstract

The sedimentary architecture of the Middle Sanaga deposits in the Central Cameroon Region was studied by combining sedimentological and surface geoelectrical techniques. Lithologic columns from hand augers and pits were correlated to geoelectrical profiles. All of these data were analysed to determine the volumes of lithological units that constitute significant potential geomaterial deposits (gravels, sands, and clays). From surface to depth, geoelectrical results show four main units: conductive GU1 (100 Ωm), semi-resistive GU2 (800 Ωm), resistive UG3 (1000–2000 Ωm), and highly resistive GU4 (over 2000 Ωm). The calibration results identify three lithological units: LU1 composed of poorly sorted pebbles and gravels; LU2 consisting of well-classified medium to coarse sands, asymmetry towards fine to coarse elements; and LU3 consisting of silty clays and clayey sands. Correlation of results assigns UG1 and LU3 to low hydrodynamics, GU2 and LU2 to medium hydrodynamics, and GU3 with LU1 to high hydrodynamics. A 3D filling model has been developed. This model shows that the volume of GU1-LU3 is estimated of 33,549,496 m^3 , for GU2-LU2 is estimated of 18,352,728 m^3 , and of GU3-LU1 of 7,687,875 m^3 . This study has important implications for the knowledge and characterization of lithological units, especially geomaterials.

Keywords Geoelectrical imaging · Sedimentary architecture · Geomaterials · Floodplain · 3D modelling

Introduction

Sediments deposited by water currents can constitute a significant potential for geomaterials (Kurjanski et al. 2021). They are particularly important and are most exploited in the construction industry (Mossa and James 2013; Bendixen et al. 2019) or as an aquifer for agricultural needs (Marie et al. 2017; Erikson et al. 2019). Their well-sorted deposition depends on the hydrodynamics and geomorphology of the river valley (Dietrich et al. 2017). These sediments are difficult to characterize because of their complex deposit systems. They result from the processes of weathering and erosion of rocks (Pinet and Souriau 1988; Meybeck 1993). Both processes, which act concurrently and complementarily, are sensitive to climate disturbance, vegetation, active tectonics, and anthropogenic activities (Mackens et al. 2017; Deleplancque et al. 2018; Feeney et al. 2020; Javadinejad et al. 2021). Understanding the processes of placement of these sediments, their spatial distribution, and internal structure are important for their effective extraction (Kurjanski

Edited by Prof. Bogdan Mihai Niculescu (ASSOCIATE EDITOR) / Prof. Gabriela Fernández Viejo (CO-EDITOR-IN-CHIEF).

✉ Renaud Menanga Tokouet
menangatokouetrenaud@yahoo.fr

Joseph Quentin Yene Atangana
jqquentinyene@yahoo.fr

Lionel Mbida Yem
yem04@yahoo.com

Leandre Onana Enama
leandreenama@gmail.com

Marie Olivia Ntyame Ella
ntyameella@gmail.com

Paul-Désiré Ndjigui
Indjigui@yahoo.fr

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Yaoundé I, PO box 812, Yaoundé, Cameroon

et al. 2021). Hence, the interest in their characterization is through precise three-dimensional modelling.

Currently, 3D geological modelling is a rapidly expanding discipline as the demand for knowledge about the structure and composition of the subsurface increases (EI May et al. 2010; Dong et al. 2015; Pan et al. 2019; Golian et al. 2020; Krassakis et al. 2022). However, this modelling relies on the ability to interpret, in synergy, different data obtained from complex geological environments (Tye et al. 2010; Ostad-Ali-Askari et al. 2017). This information is typically sedimentological or derived from mechanical borings and wells (Kurjanski et al. 2021). These data are essentially punctual and therefore difficult to extrapolate in a heterogeneous sedimentary context (Evans et al. 2012).

Recent studies (Sinha et al. 2013; Alamry et al. 2017; Bhattacharya et al. 2017; Bábek et al. 2018; Vayssière et al. 2019, 2020; Fatahi Nafchi et al. 2021) show that shallow geophysical methods can be used to fill in uncertainties and provide missing information between pits and mechanical drilling. Taking into account the physical properties of the materials involved (gravels, sands, clays), the depth of investigation, the degree of resolution required and the cost of the survey geoelectrical techniques (electrical resistivity tomography and electrical sounding) are recommended methods for the geometric and architectural characterization

of river floodplains (Kurjanski et al. 2021). Some authors (Gourry et al. 2003; Bersezio et al. 2007) have combined these with mechanical drilling to quantify alluvial deposits and spatialize information at the site scale. In Cameroon, works of this nature were approached by Menanga Tokouet et al. (2022). These works concerned the alluvial plain of the middle Sanaga. One limitation of this work is that only the volume of the clay sequence was calculated using primarily electrical resistivity data.

In this study, geoelectrical techniques (Electrical Resistivity Imaging, ERI, and Vertical Electrical Sounding, VES) are combined with sedimentological techniques (hand augering and pits) for a three-dimensional characterization of the sedimentary architecture of the middle Sanaga floodplain in correlation with the hydrodynamics of sediment deposits. This study aims to quantify the geomaterials (gravels, sands and clays) concerned in these sedimentary deposits for their optimal valorisation.

Geological setting and study area

The study area is located on the left bank of the Sanaga River valley (Fig. 1b). It extends for more than 20 km in a NE–SW direction in the Mbandjock area. The Sanaga River has a partially meandering river system and regularly divides

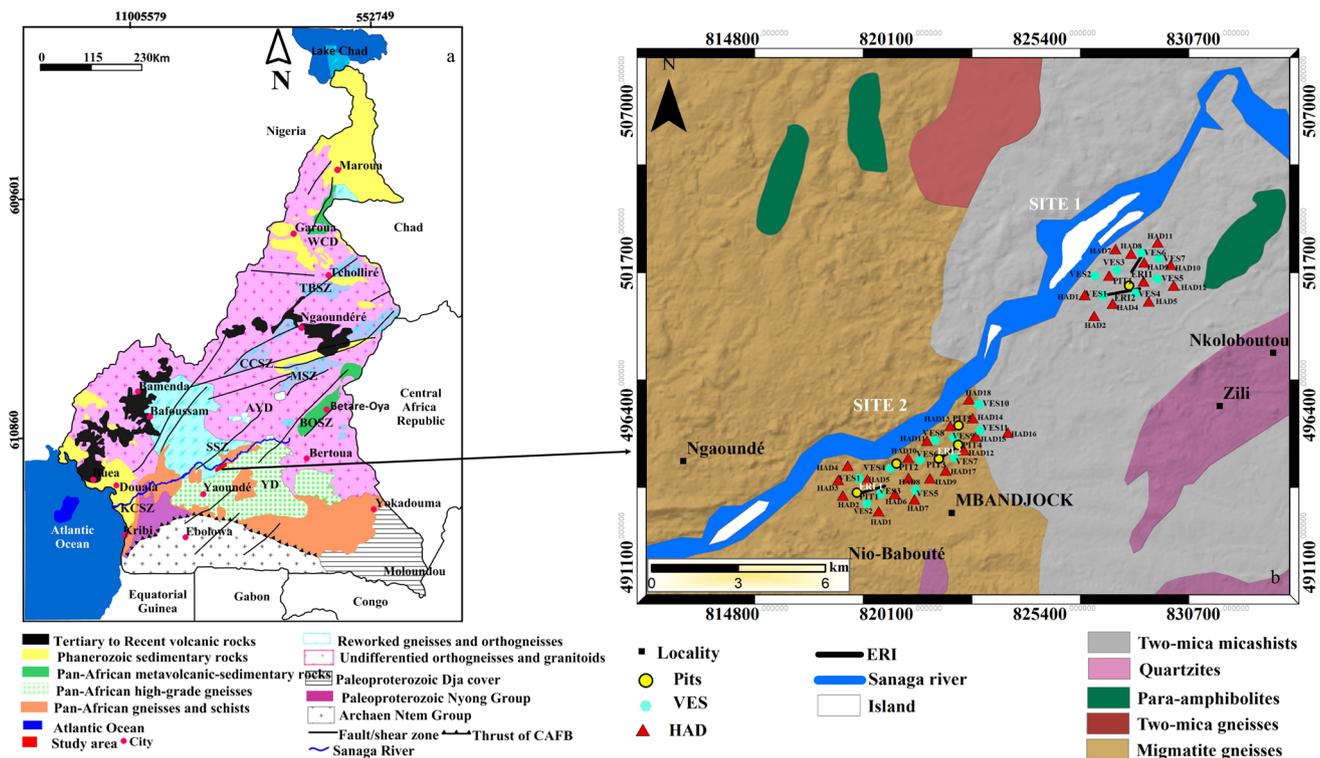


Fig. 1 a Geologic map of Cameroon (after Kankeu et al. 2018) and location of the study area, b detailed geological map of the study area compiled from previous studies (Gazel et al. 1956), with locations of the study sites and electrical resistivity imaging profiles and hand auger and pits

into a multi-channel braided to anabranch system, marked by sandy and vegetated islands (Sangen 2011).

The current landscape is primarily influenced by the interaction of fluvial and glacial processes that occurred during the Quaternary (late Pleistocene) and are still ongoing (Sangen 2011). River terraces flank the sides of the middle Mbandjock valley. The valley studied is covered by thick deposits of Quaternary sediments. Rounded, sub-rounded, and irregular deposits from preexisting rocks alternate with alluvial deposits of sands, silts, and clays (Sangen 2011). Also, the studies of Elenga et al. (2004) and Gasse et al. (2008) confirmed a stable episode increasing with the deposit and the formation of the recent floodplain physiognomy. The groundwater table is relatively shallow, reaching a depth of 3 m on the floodplain.

Geological surveys realized by Toteu et al. (2004) specify that the study area is located north of the Congo Craton and is subdivided into three petrostructural domains: the West Cameroon Domain (WCD); the Adamawa-Yadé Domain (AYD); and the Yaounde Domain (YD) (Fig. 1a). The Yaoundé domain which is the area of the present study is a huge allochthonous nappe unit pushed southward by the Congo Craton (Toteu et al. 2004). This domain includes the Yaoundé series, composed of metamorphic terrains. It is the result of medium- to high-pressure metamorphism of volcanosedimentary materials (Nédelec et al. 1986; Nzenti et al. 1988). The Yaoundé series consists of schists, gneisses, and orthogneisses and has been interpreted as Neoproterozoic epicontinental deposits related either to an intracontinental distensive environment or a passive margin (Nzenti et al. 1988). Also, the works of Gazel et al. (1956) and Elangwe (1979) identify formations such as two-mica micaschists, two-mica gneiss, migmatites, biotite gneiss, schists, chloritoschists, quartzites, and paraamphibolites in the study area.

The existence of recent tectonic movements along the Sanaga shear zone is demonstrated by current seismicity. The works of Nangue (2007) show that this seismicity can be in a state of continuous reactivation. These include the Garoua Boulai earthquake in 1986 and the Monatele earthquake in 2005. The latter was widely felt in central Cameroon and was perceptible at distances of up to 150 km from the epicentre.

Methods

Acquired geoelectrical (ERI and VES) and sedimentological (hand augering and pits) data were processed and interpreted to provide information on depositional processes and the geometry of sedimentary bodies. The collected sediments were sequenced into Geoelectrical Units (GU) and

Lithological Units (LU) based on geoelectrical characteristics, texture, structure, and colour (Fig. 2).

Geoelectrical data acquisition and processing

In this study, VES and ERI surveys were conducted to determine the sequence of the sedimentary architecture. The measuring equipment was the georesistivimeter-type WDJ-3 from BTKS and the FlashRES-UNIVERSAL64/96 from ZZ Resistivity Imaging Pty. The geoelectrical units were then correlated with the lithological units to better understand their architecture. Electrical resistivity is closely related to porosity, water content, grain size, and mineralogy (Archie 1942; Uhlemann et al. 2017; Zhang et al. 2017). Thus, clay and silt are more conductive (low resistivity), whereas sand and gravel are resistive (moderate-to-high resistivity) (Palacky 1987). A total of eighteen (18) (SEV) and four (04) ERI were realized (Fig. 1). These techniques are indirect and do not allow us to be certain of the geometry of the sediments studied.

Vertical electrical sounding (VES) data

The VES data were acquired using Schlumberger electrode configuration. The purpose of these VES was to determine the vertical distribution of geoelectric units and to obtain information beyond the depths of investigation of hand augering and pits. Also, to better guide the positioning of IRE surveys.

In order to increase the resolution of the measurements carried out according to the thickness of the materials, minimum spacings of AB/2 of 1.25 m and MN/2 of 0.25 m were used. The maximum distances AB/2 of 32 m, 38 m and MN/2 of 1 m were used. This corresponds to an average depth of between 15 and 20 m. The JOINTEM software is a geophysical data modelling and interpretation tool. True resistivity values in one dimension (1D) are provided by this software. A horizontal layer field model is used to calculate these values. The electrical resistivity and the thickness of the layers are the model's inputs. The linearized inversion method with adaptive damping was used as the basis for the optimization methodology to reduce the discrepancy between the estimated model data and the measured field data (Pirttijärvi 2010). The data processing was done automatically with the inputs of the spacings (AB/2 and MN/2) and the apparent resistivity obtained in the field, and the different multi-layer models with electrical characteristics that best approximate reality. The grouping of the types of curves allowed a first approach to data analysis and positioning of the main limits between the different lithological units. After processing the data, optimization of the parameters used (resistivity and thickness) made it possible to minimize the difference

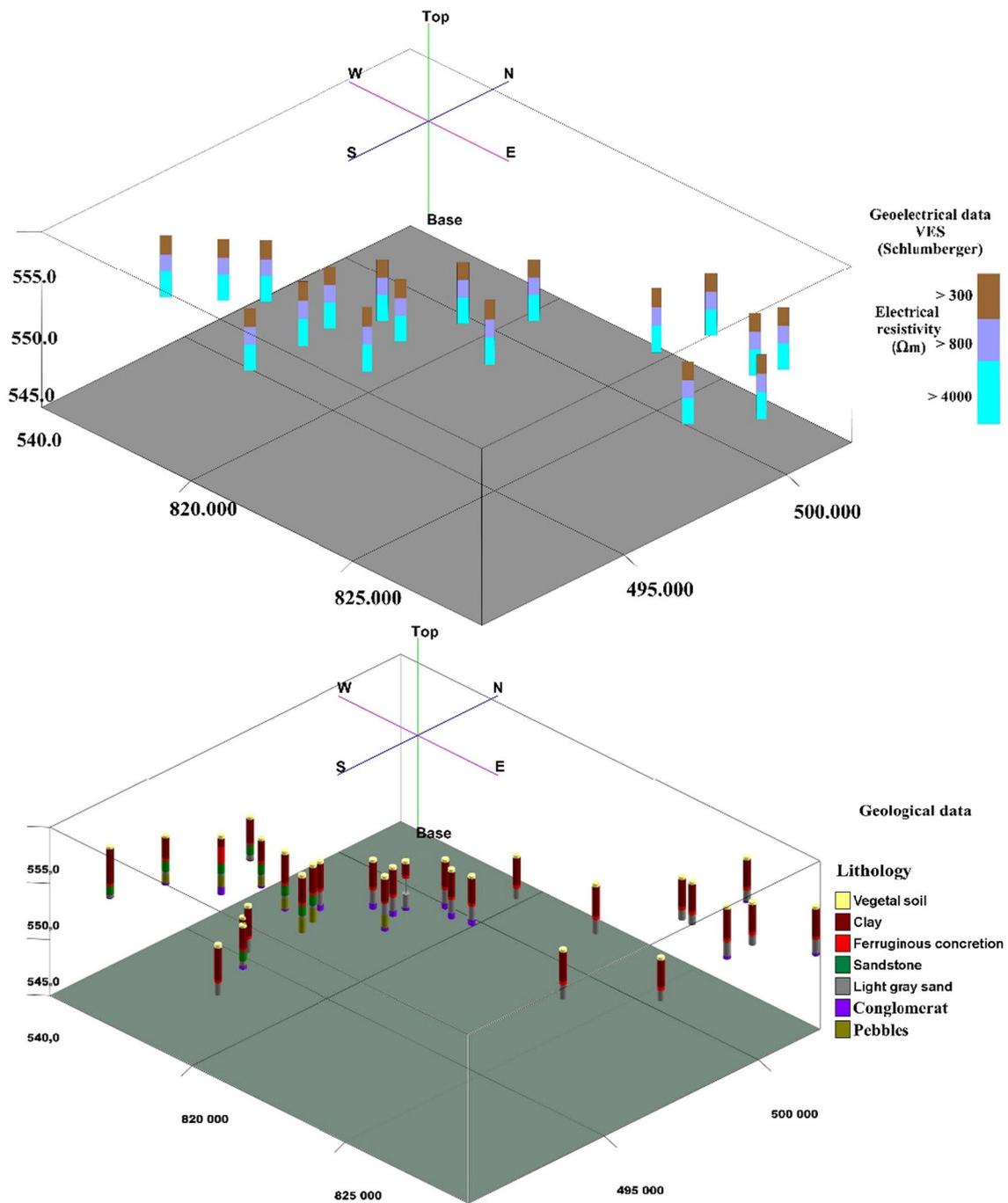


Fig. 2 Data from VES measurements, hand augers, and pits. The legend is shown on the right

between the measured apparent resistivity and the calculated resistivity. With the help of the inversion software, a reconciliation between the theoretical and experimental curve was performed. The resulting RMSPE (Root Mean Square Percentage Error) varied from 1 to 2%. The damp factor, which indicates a good correlation between these two curves, is, however, equal to 1 for all the survey curves performed.

Electrical resistivity imaging (ERI) data

Electrical resistivity imaging was used to visualize and analyse the vertical and lateral distribution of lithologic units. This technique (Loke 2001; Colella et al. 2004; Marescot 2008) allows variations in subsurface electrical distribution through the creation of 2D images (Terrizzano et al. 2012). It has been used successfully in recent years in environments

similar to the middle Sanaga floodplain (Bersezio et al. 2007; Yadav et al. 2010; Sinha et al. 2013; Alamry et al. 2017; Deleplancque et al. 2018; Liu et al. 2019; Vayssière et al. 2020; Menanga Tokouet et al. 2022). It consists of implanting a series of steel electrodes along the profile, with a constant spacing. The set of electrodes is then connected to the apparatus, which will carry out measurements for different devices according to a pre-established measurement protocol (Sasaki 1992; Mailliet et al. 2005). The quality and characteristics of the data obtained depend not only on the properties of the medium traversed, but also on the configuration used for the acquisition (Grassi and Imposa 2022).

In this study, the measurement array chosen is the dipole–dipole. It was chosen based on the subsurface structure, its sensitivity to horizontal variations, the degree of noise present at the site, and its high acquisition coverage (Loke 2000; Patti et al. 2021; Grassi and Imposa 2022). The profiles realized measured 128-m-long, oriented NNE–SSE for the profiles (a), (c) and (d) and WNW–ESE for the profile (b). The acquisition of the measurements was done with a step of 2 m between the electrodes. At the end of this acquisition process, six files were generated, among which the elec-chek.txt file which presents the tap resistances, the IV.txt file which shows the voltage and resistivity values; the Q.txt file which defines the voltage values, the IPQ.txt file which presents the induced polarization values, the IP.txt file which summarizes the chargeability values; and the raw.txt file which defines the voltage values.

After data acquisition, inversion of the apparent resistivity measurements was performed by the program FlashRES-2Res2dinv.exe es. This program works with the inversion control file ZZRES64INV (*.inp) as an input file for conversion.

Data processing was based on the quasi-Newton least squares method (deGroot-Hedlin and Constable 1990). This inversion method builds a model of the subsurface using rectangular prisms and calculates the resistivity values for each of them. The objective here is to minimize the difference between the apparent resistivity values, from which it deduces the measured true resistivity values. The software then compares these to the measured true resistivity values by defining the RMSPE error (Loke and Barker 1996; Loke

and Dahlin 2002). This inversion method was performed by smoothing and direct finite element modelling to calculate the surface-level distortions related to the optimization (Loke and Barker 1996). Six, seven, and eight iterations were obtained by the quasi-Newton least squares method with RMSPE errors of 4.3, 2.3, 3.9, and 2.7%, respectively, for the profiles (a), (b), (c), and (d). These errors meet the convergence limit set at 5% (Loke 2016), which means that the models are of good quality. After data processing, a total of 3776 measurements were acquired for a depth of 11.55 m, or 944 measurements per profile for 18 acquisition levels. The inversion characteristics are recorded in Table 1.

Sedimentology

The sedimentary sequence was described using conventional sedimentological techniques. Eighteen (18) hand auger drillings were realized along the SEV and IRE profiles, and five (5) pits were opened along these geoelectric profiles (Fig. 1). However, about 30 hand auger drills were made (Fig. 2) randomly in the study area and could probe to a depth of 5 m. Thereafter, sampling was done in detail every 100 cm according to the variability of the facies. A PVC pipe (10 cm in diameter and 40 cm long) was used to sample the sediments immersed in the water at the pit level. The sampling carried out made it possible to determine the type of sediment, its grain size, and its thickness. These techniques are direct and allow one to have certainty of the geometry of the studied sedimentary architecture.

Granulometric analysis

The granulometric analysis was carried out to characterize the studied materials for their optimal exploitation. A total of 21 representative sediment samples (Fig. 3) were analysed by wet and dry particle size distribution. This number includes seven in the braid system, four in the meander and ten in the meander lobe. Wet sizing was performed using the Robinson technique on sediments smaller than 63 μm (ranging from 0.04 to 2000 μm) and involved 14 samples. Organic matter was removed from the samples with hydrogen peroxide (35%). Sediment samples were dispersed with

Table 1 Main inversion parameters for each IRE profile

Profiles	Length	Orientation	Number electrodes	Spacing inter-electrode	Device	Level of acquisition	Data	Depth	Error	Number of iteration
1	128 m	ESE–NNW	64	2 m	Dipôle–dipôle	18	944	11.5 m	4.3	7
2	128 m	ESE–NNW	64	2 m	Dipôle–dipôle	18	944	11.5 m	2.3	6
3	128 m	ENE–WSW	64	2 m	Dipôle–dipôle	18	944	11.5 m	3.9	7
4	128 m	ESE–NNW	64	2 m	Dipôle–dipôle	18	944	11.5 m	2.7	8

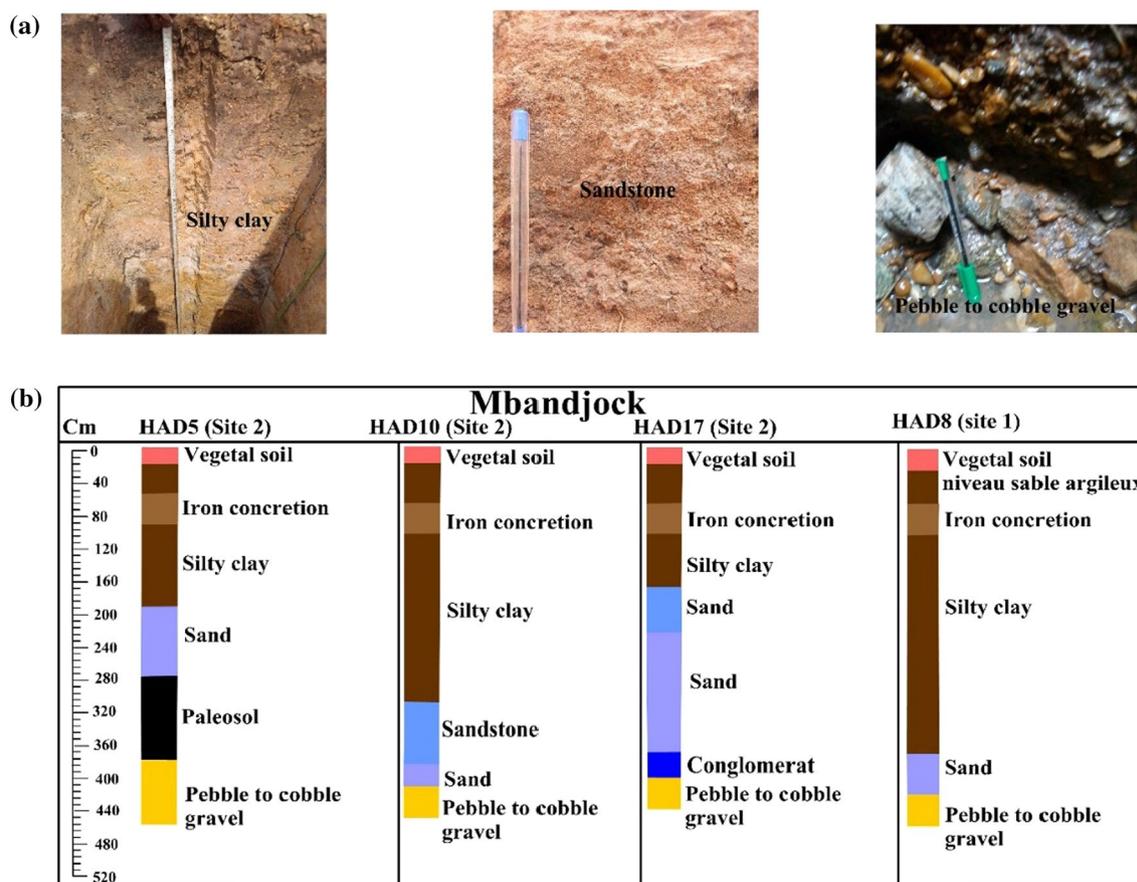


Fig. 3 a Photograph of identified facies in the study area; b boreholes and pits in the study area

sodium hexametaphosphate (5‰). These samples were then classified according to the Shepard (1954) classification system for sand, silt, and clay to distinguish sediment types (Flemming 2000; Pellicer and Gibson 2011; Nimnate et al. 2017). The grain size of sediments larger than 63 μm was determined by the dry method of the coarse fraction ($d > 63 \mu\text{m}$) and concerned 7 samples. A series of Afnor-type sieves with a geometric progression from bottom to top (63, 125, 160, 200, 250, 315, 500, 1000, 2000 μm) was used. For each coarse fraction, a semi-logarithmic cumulative curve was plotted, representing the cumulative percentage of rejection as a function of the corresponding grain diameter of the sediment. From each curve, indices and numerical rank orders were determined. Transport and sedimentation of deposits were interpreted using the Visher (1969) diagram.

Mineralogy

The X-ray diffraction (XRD) analysis was performed following the protocol of the Research Unit Clay, Geochemistry and Sedimentary Environments (AGES) of the University of Liege and adapted according to Moore and

Reynolds (1989). The data were collected using the Bruker Advance Eco diffractometer and the copper K1 radiation ($\lambda = 1.5418$), with an accelerating voltage of 40 kV and an intensity of 30 mA. The goniometer measurement speed is 10 s/step, the rotational speed is $2^\circ/2\text{min}$, inducing an analysis time of several minutes to cover an angular range from 2 to 70 2θ for non-oriented powders. It is connected to a computer for automatic data recording.

The analysis was done on the disoriented powder samples in order to obtain information on the materials studied. The analysis of disoriented samples allows us to determine the total mineralogy of the clay minerals and associated minerals. For this type of analysis, approximately ~ 1 g of material from each sample is taken and oven dried (40 $^\circ\text{C}$) for at least 24 h. The sample is manually ground with an agate mortar and dry sieved to 250 μm until it passes through completely. An aliquot is placed in a sample holder by simple pressure to limit any preferential orientation of the minerals, following the method of Moore and Reynolds (1989). The diffractograms thus obtained allow the identification of all basal reflections. This analysis aims to see the minerals in precedence in

order to optimize the exploitation of the identified geomaterials and understand their hydrodynamics.

Three-dimensional geological modelling

RockWorks 17 software was used for geomodelling. This software is capable of creating block models and cross sections within an area (Krassakis et al. 2022).

To create the 3D model, hand auger, pit, and VES data were grouped into lithologic and geoelectrical units. This grouping made it possible to constitute a database for the realization of the 3D model. The said database was organized into a multi-sheet Excel file before being imported into the RockWorks program. Data selection was based on facies representativeness, the best geoelectrical model, and the objective set. As a result, a total of 26 hand auger drills and 18 VES were selected. The parameters considered in this choice are depth, the interval between borings, and location. The database was entered from the "Borehole Manager" window using the "Location" tool. This tool was used to enter the coordinates (X , Y) of the soundings, their altitude (Z), their orientation, and their depth. Subsequently, the "lithology" and "stratigraphy" tools were used for the analysis results. Once all the necessary data had been entered into the processing software, lithological sections were generated with detailed descriptions of each drilling. In order to achieve a good correlation between the boreholes, the stratigraphic principle of superposition was chosen, since the order of deposit follows a positive granoclassification. In addition, the pebble and clay levels were chosen as benchmark levels, because of their presence in all the drill holes. These levels extend from HAD11-VES6 in Site 1 at the NE end to HAD3-VES1 in Site 2 at the SW end (Figs. 1 and 2).

The spatial reference system used was Universal Transverse Mercator (UTM) 33 (Northern Hemisphere) WGS 84.

The lithological analysis algorithm technique was implemented to interpolate the spatial distribution of the data with respect to the horizontal and vertical axes (Rockware 2010).

Finally, the cross-referencing of the different results using the RockWorks modelling software allowed us to evaluate the volume of each of the geological formations after the delineation of the study area.

Results

Sedimentology

The sedimentary architecture of the studied floodplain has an average thickness of 4 m. It consists of gravel, cobble, conglomerate, sandstone, sand, and clay. The six facies identified are based on geometry, grain size, and mineralogy. Taking into account the sedimentological characteristics and architecture of these sediments, three lithological units were identified from bottom to top: (LU1, LU2 and LU3, Fig. 3).

Unit LU1 is mainly characterized by a transverse stratification of unknown thickness. It corresponds to coarse deposits of rounded and sub-rounded pebbles mixed with rock boulders, and poorly sorted, unconsolidated gravel. Well-sorted, rounded to sub-rounded pebbles predominate. These are bound by a sandy-textured matrix, forming conglomerates in places above them. Hydrodynamic interpretation of these facies shows that they were transported as bottom loads during high energy periods.

Unit LU2 consists of medium to coarse sands forming tabular levels with thicknesses varying between 0.3 and 0.8 m. Sandstones with an average thickness of 0.2 m appear locally in this unit and suggest resedimentation. This unit is shown discontinuously (Fig. 3), as it would have been partially eroded by unit LU3. Based on grain size analyses,

Table 2 Sediment particle size indices and sand classification

Samples	Depth (m)	MZ (ϕ)	Ecart-type (ϕ)	Skwenness (ϕ)	Classification
Sand-Pit 1 (Site 1)	2.5	2.12	0.49	-2.46	Medium sands that are well-graded and have a strong asymmetry towards coarse elements
Sand-Pit2 (Site 2)	3	-0.042	0.53	-0.17	Coarse sands, well-classified, with asymmetry towards coarse elements
Sand-Pit 3 (Site 2)	2.75	0.32	0.39	3.33	Coarse sands, well-classified, strong asymmetry towards coarse elements
Sand-Pit 4 (Site 2)	3	0.20	0.28	1.87	Coarse sands, very well-classified, with significant asymmetry towards fine elements
Sand-Pit4 (Site 2)	2.6	-0.09	0.019	0.73	Coarse sands, very well-classified, asymmetry towards the fine elements
Fine sand-Pit5 (Site 2)	3	2.25	0.74	-1.66	Medium sands, fairly well-classified, show strong asymmetry towards coarse elements
Coarse sand-Pit 5 (Site 2)	2.8	0.60	0.83	5.84	Coarse sands, poorly classified, asymmetry towards the fine elements

these clasts are well-classified, asymmetrically towards fine to coarse elements, and finely stratified (Fig. 3 and Table 2). Within this unit, three facies were identified: fine, medium, and coarse sands. According to the Visher diagram (Fig. 4), the fluvial transport process corresponds to saltation. Also, the XRD analysis (quartz, calcite, feldspar, Fig. 11) attributes this unit to a medium-energy fluvial deposit.

On average, Unit LU3 is 2.5-m thick. It is formed of clay in a tabular structure (Fig. 3), with stratification marked by sandy clay/silty clay cycles. Trough stratification and imbrication are common. An erosive surface is observed above this unit. It contains ferruginous concretions that would have formed either in an anoxic environment during diagenesis or in an oxidizing environment during pedogenesis. Based on mineralogical analyses, minerals identified as kaolinite and illite (Fig. 11) indicate that the deposit occurred by settling (low hydrodynamics) and by gravity in quieter environments, respectively. Also, the presence of pyrite, identified in the nodules, testifies to sedimentation in calm and reducing conditions. The deposit is therefore attributed to a wetland through bank sedimentation processes.

Calibration of VES data with hand auger and pit data

The interpretation of the VES curves revealed three (03) major fields. The curves obtained are of types A and H. The number of fields obtained was correlated with lithological information from hand augers and pits. To this end, only three (3) VES were interpreted among the eighteen (18) with regard to their similarity.

Figures 5, 6, and 7 show the basis for interpreting the geoelectrical units from the resistivity curves. The theoretical resistivity curves are shown in Figs. 5a, 6a, and 7a. The three-field resistivity model is interpreted (Figs. 5b, 6b, and 7b) with distinct variations in resistivity values. This model was calibrated to the lithological units from the hand augers and pits. These VES are oriented ESE–WNW. Three major geoelectrical units were distinguished from top to bottom: GU1, GU2, and GU3.

Unit GU1 has resistivity values below $300\Omega\text{m}$ and an average thickness of 2.7 m. This unit consists of silty clay, sometimes pedogenized and containing ferruginous concretions. Also, it exhibits significant lateral variability in terms of resistivity values. Lenses of fill sands embedded in the clay matrix have slightly higher resistivity values ($200\Omega\text{m}$), while lenses of saturated clays have lower resistivity values ($100\Omega\text{m}$).

The underlying GU2 unit is approximately 3-m thick, with resistivity values of over $300\Omega\text{m}$. This unit consists of sands, clayey sand with organic matter, probably representing a paleo-surface, consolidated sand (sandstone) all saturated with fresh water.

Unit GU3 with a resistivity greater than $2000\Omega\text{m}$ is interpreted as a gneissic basement of unknown thickness.

Based on the VES, hand auger, and pit data, the data were combined to produce a 2D model of the developed layers of the study area. This 2D model was based on the NE–SW directional sections for better correlation between drilling. This correlation allowed us to understand the arrangement of the different layers in the studied floodplain. The combination of these results and the position of the pebble and clay levels, as well as the level

Fig. 4 Application of the Visher test to the soft sediments of the Mbandjock pits

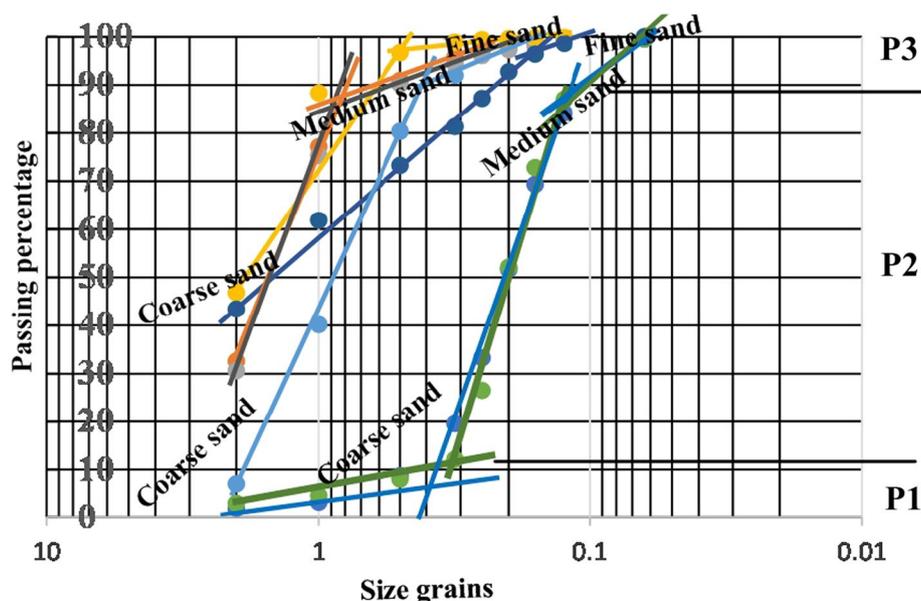


Fig. 5 **a** Apparent resistivity curve for the drilled borehole; **b** the interpreted resistivity model, which shows three layers with a very high resistivity layer at the bottom; and **c** resistivity data calibration using auger and pit lithology

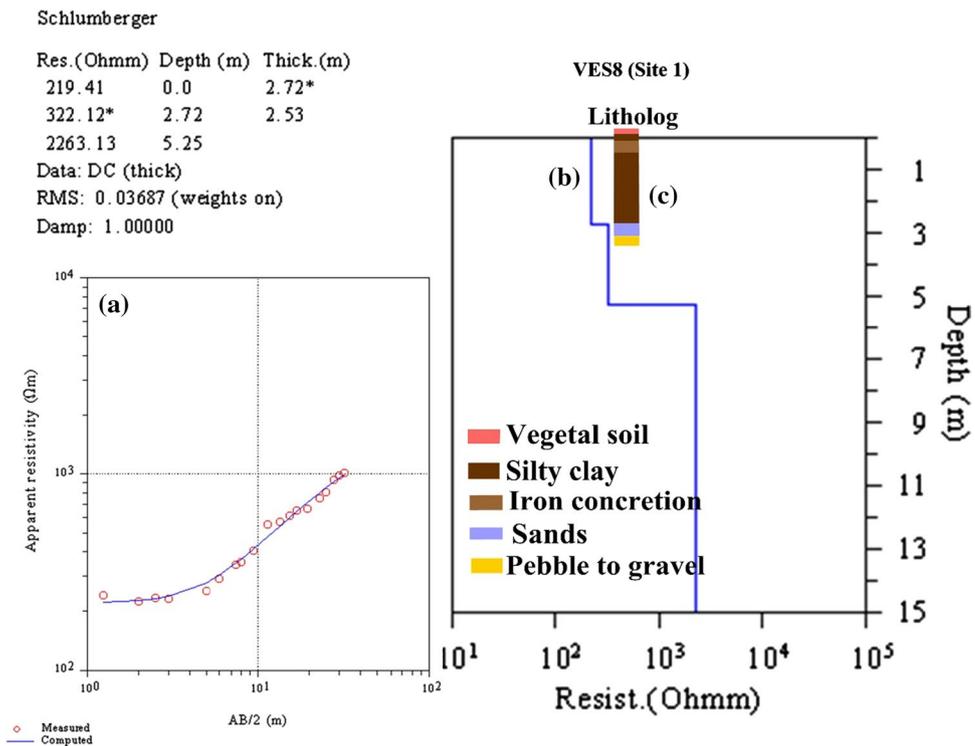
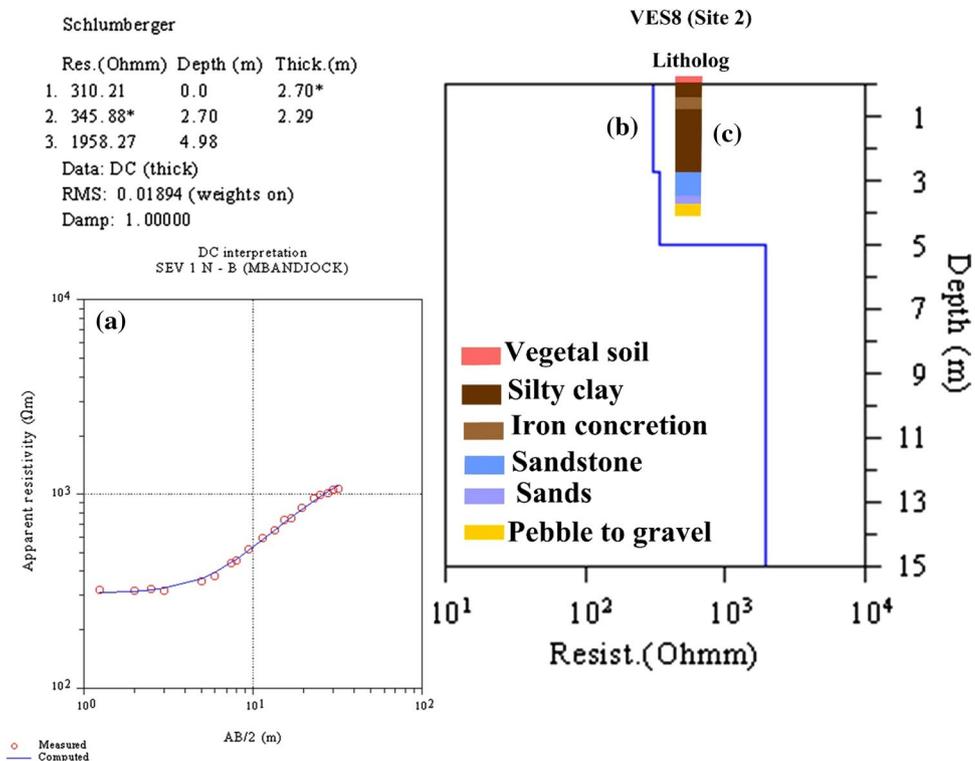


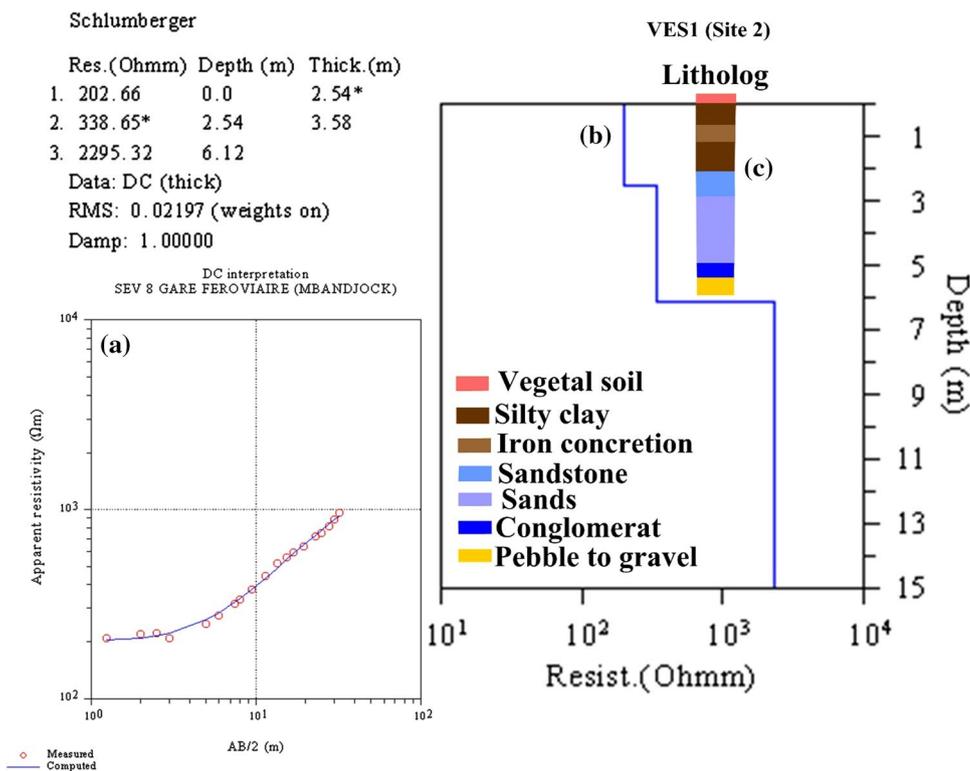
Fig. 6 **a** Apparent resistivity curve for the drilled borehole; **b** the interpreted resistivity model, which shows three layers with a very high resistivity layer at the bottom; and **c** resistivity data calibration using auger and pit lithology



of ferruginous concretion, considered as an unconformity surface, allowed us to define a model of the depositional sequence. This depositional sequence is characterized from bottom to top by: (i) a pebble level, relatively present

in all the drill holes; This level is overlain by conglomerate, (ii) a sandy level, heterogeneous and characterized by sandstone intercalations, (iii) a clay level resting on an unconformity surface (Fig. 8).

Fig. 7 **a** Apparent resistivity curve for the drilled borehole; **b** the interpreted resistivity model, which shows three layers with a very high resistivity layer at the bottom; and **c** resistivity data calibration with auger and pit lithology



Calibration of ERI data with auger and pit data

IRE profiles were obtained to better appreciate the geometry of the lithological units (location in Fig. 2, results in Fig. 9). The calibration was done by comparison with hand auger and pit data. The topography is almost flat in the study area. The models start at an investigation depth of 0.5 m and reach a maximum depth of 11.5 m. Thus, four geoelectrical units are distinguished in the study area from top to bottom: GU1, GU2, GU3, and GU4 (Fig. 9).

The *GU1* unit is located in contact with the topographic surface. This unit is electrically heterogeneous. Its resistivity range ($\leq 100 \Omega\text{m}$) varies from place to place, both laterally and vertically across the profiles studied (Fig. 9). This low-resistivity unit is predominated by clay materials, which are responsible for the lowering of resistivity (Ward 1990). Its internal configuration is marked by the development of highly conductive lenses (less than $50 \Omega\text{m}$) embedded in a weakly semi-resistive matrix ($\sim 150 \Omega\text{m}$). Field observations allow us to associate this unit with silty clays embedding ferruginous concretions and clayey sands more at the top. The latter would constitute the filling of the paleochannels. The thickness of this unit is on average 3 m.

Unit GU2 is located below unit *GU1*. It rests in unconformity with unit *UG3*. Its walls are located at about 3.5 m and its roof at 3 m. By relating all the data collected, we can see that the resistivity range of this unit varies between 200 and $800 \Omega\text{m}$ (Fig. 9). Field observations associate this

unit with medium to coarse sands. These sands, about 0.3-m thick, are interpreted as overlying deposits or former bedloads. Also, sandstones with an average thickness of 0.2 m appear locally in this unit.

Unit UG3, with a thickness of about 3, follows the configuration of the previous unit. Its wall appears at around 9 m. Its roof is located at around 5 m and presents an undulating structure. The coarse alluvium composed of gravel and pebbles is characterized by high resistivity values (over $1000 \Omega\text{m}$).

Unit UG4 is located at the base of the profile. The profiles obtained show relatively high resistivity values (over $2000 \Omega\text{m}$) associated with base rocks (gneisses and micaschists) and infinite thickness.

The top of this unit has an undulating structure. It is less prominent in places (Fig. 9c and d) and disappears towards the WNW (Fig. 9a).

Discussion

Influence of particle size on resistivity

The particle sizes issued from the sedimentometric analysis were translated into sedimentary classes using Shepard's nomenclature. This analysis classified 45% of the obtained samples as silty clay, 27% as sandy clay, 18% as silty sand,

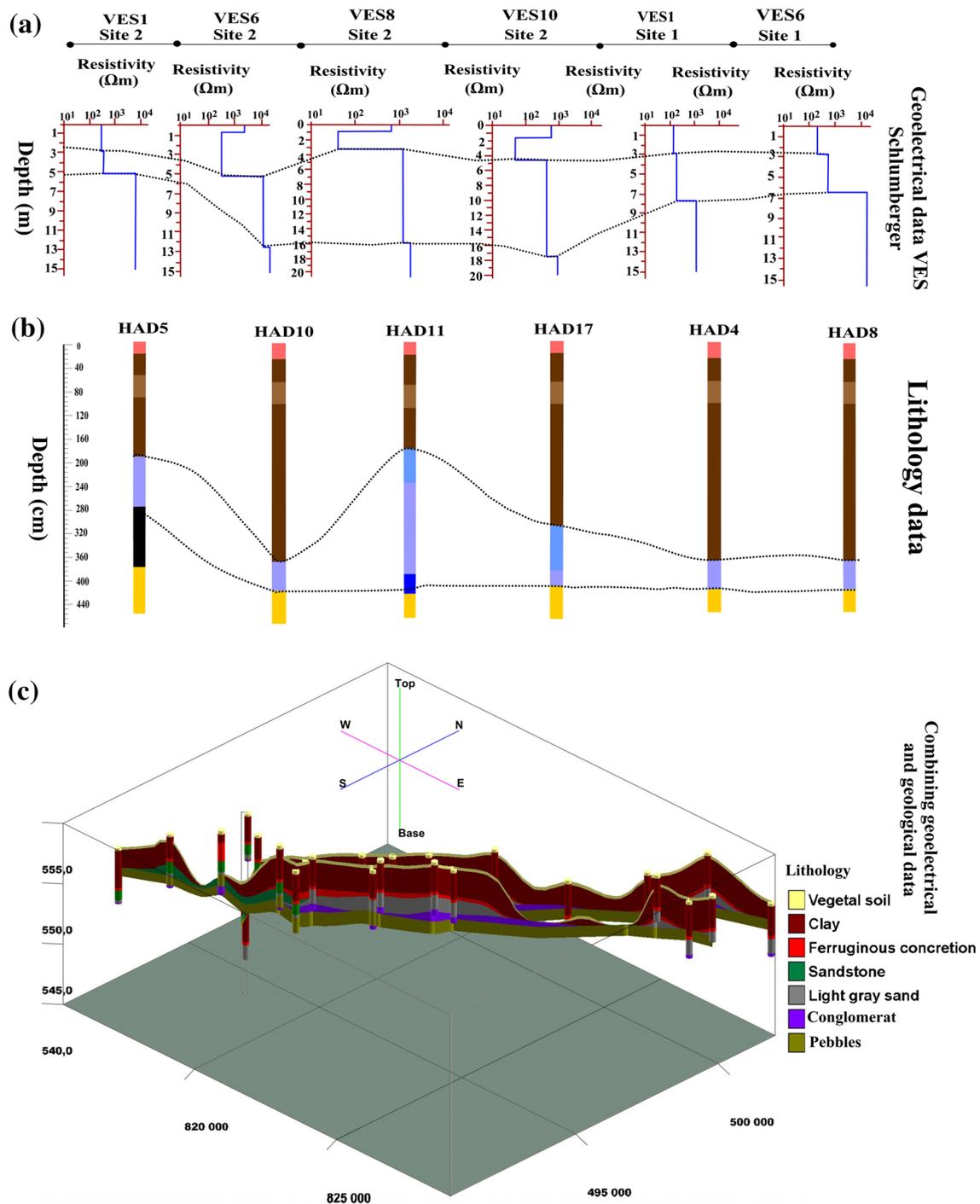


Fig. 8 Combination of geophysical data and stratigraphy

and 9% as clayey sand (Fig. 10a). Using Folk's (1968) nomenclature, nearly all of the samples fall into the category of muddy sand, sandy mud, and mud, highlighting their high fine material content and their floodplain setting.

The data obtained (Fig. 10b) show interesting correlations between the identified sedimentary classes and resistivity.

A decrease in resistivity is observed from 15 to $10\Omega m$ for an increase in clay content from 18 to 88%. This decrease is caused by a change in surface conduction due to a deficit of charges on the mineral surface (Archie 1942; Waxman and Smits 1968). However, the increase in sand content increases proportionally with resistivity, which is primarily

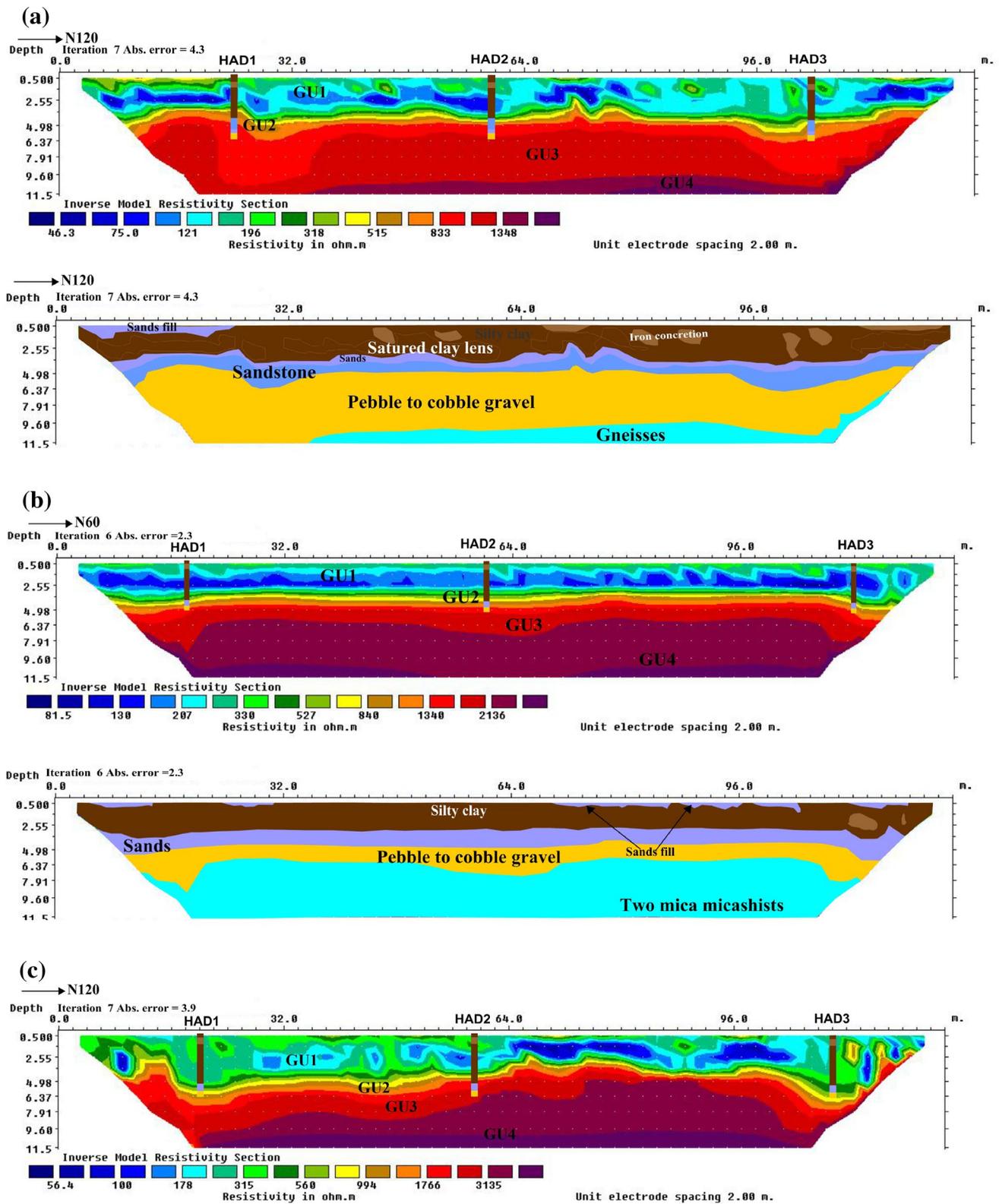


Fig. 9 IRE profiles and their interpretations based on auger and pits data (HAD: Hand Auger Drilling)

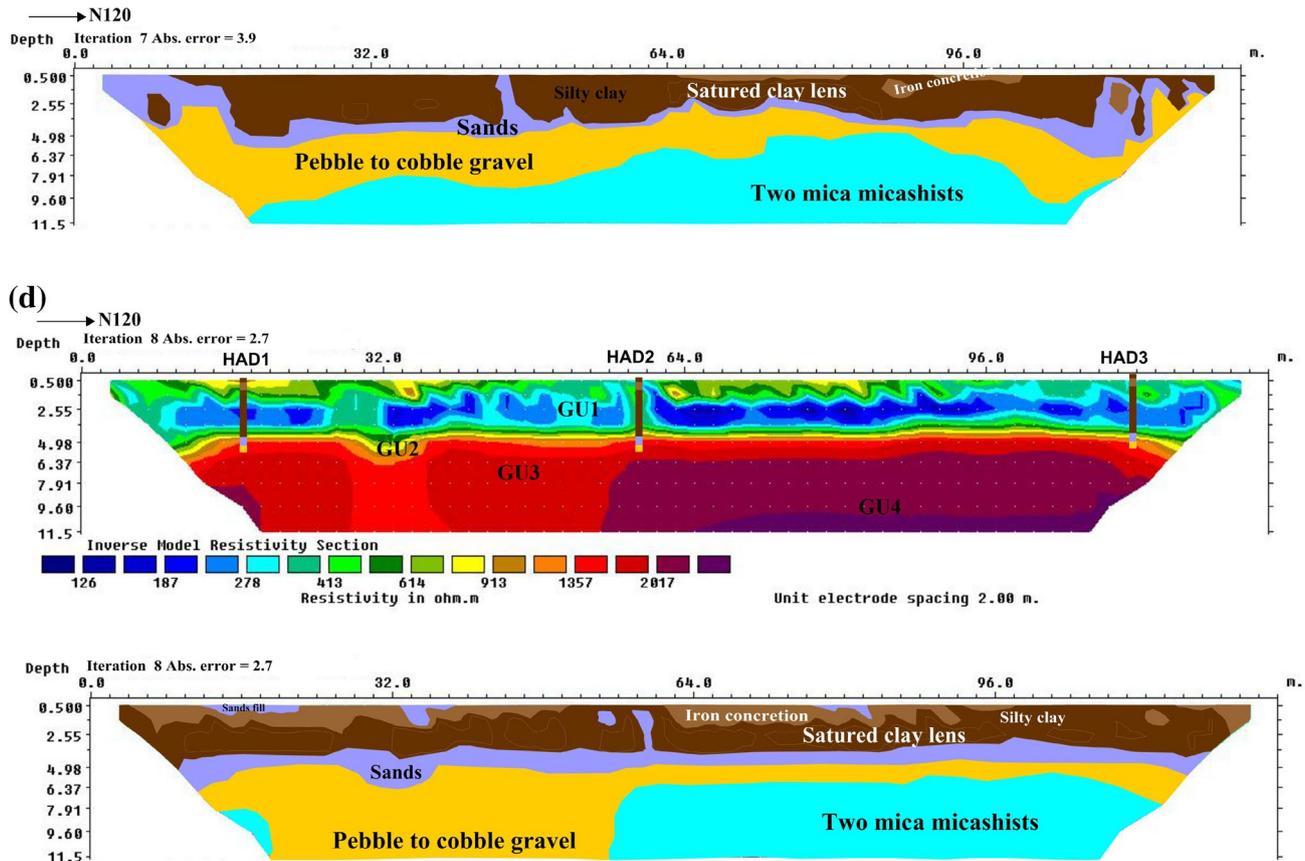


Fig. 9 (continued)

determined by electrolytic conduction through pore fluids (Yang et al. 2020).

Thus, the clay, silt, and sand fractions were fitted to the resistivity using the linear functions (Fig. 10b). The results obtained give a negative correlation for the clay fractions (Pearson's $R^2=0.93$) and a positive correlation for the silt and sand fractions (Pearson's $R^2=0.14$ and $R^2=0.90$, respectively). For silt, there is a large discrepancy in the coefficient of determination. This is likely due to the transition between the main electrical conduction mechanisms, which have a stronger control on the resistivity of clay and sand. The results obtained are in agreement with the results of Uhlemann et al. (2017) and Menanga Tokouet et al. (2022).

Influence of mineralogy on resistivity

XRD analysis identified several minerals in the studied sediments, with quartz being the dominant mineral (Fig. 11). The influence of the constituent minerals of the lithological units (clays and sands) on the resistivity is shown in Fig. 12 where an increase in resistivity is observed with the quartz content and a decrease in

resistivity as a function of the percentage of clay minerals as expressed by the equation $\rho = 20.748Qz (\%) - 746.23$ with the coefficient of determination $R^2=0.94$ where ρ is the resistivity and $Qz (\%)$ is the percentage of the quartz content. However, low resistivity are observed in clay sediments (sandy clays and silty clays) compared to sandy sediments (fine sands and coarse sands) where resistivity is high. This variation can be explained by the fact that compared to other silicates, the surface of clay particles generally has an electrical double layer, where anions and cations have conductive capacity under electric field conditions, whereas the mineral constituent of most rocks, for example quartz, is an insulator with infinite electrical resistivity (Zhang et al. 2017; Yang et al. 2020).

Figure 13 shows the electrical resistivity/conductivity ranges of various earth materials. It can be seen that the electrical resistivity of unweathered rocks is between 10^3 and $10^5 \Omega m$, which is much higher than weathered rocks (resistivity between 5 and 1000 Ωm). This phenomenon likely indicates that weathering-induced damage to rock integrity is beneficial to electricity transfer (Yang et al. 2020), even if the weathered rocks have similar mineral constituents as the parent rock. The dotted box in Fig. 13

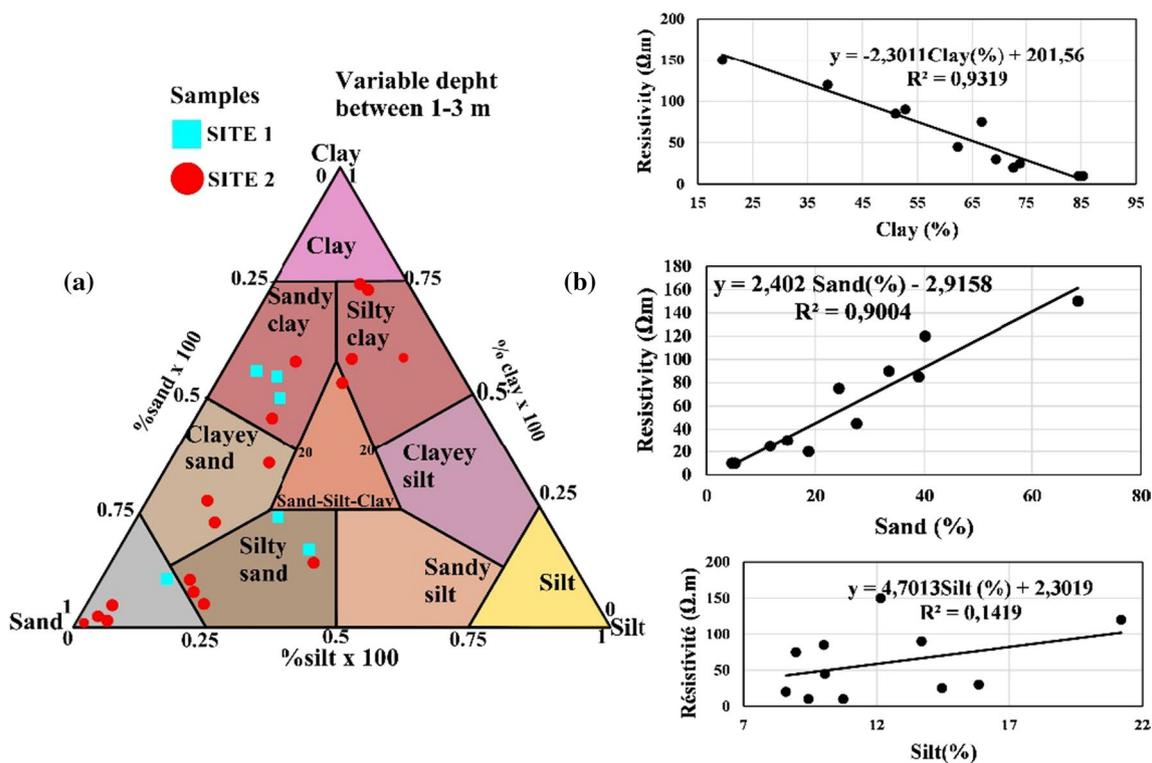
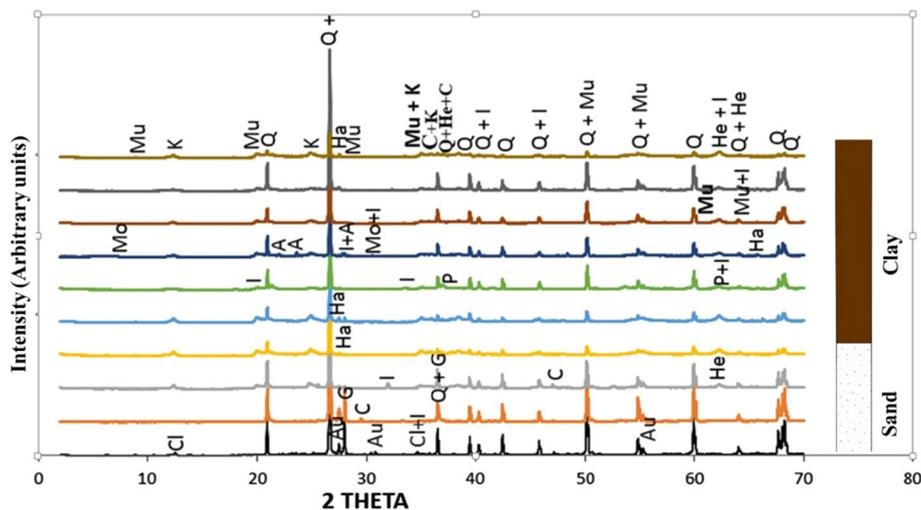


Fig. 10 a Grain size distribution in the classification system of Shepard (1954) and modified by Flemming (2000). The classes are based on grain size analysis by sedimentometry, b Correlation of resistivity as a function of clay, silt, and sand fractions in Fig. 3 samples

Fig. 11 X-ray diffractogram of the different fractions of the Mbandjock alluvial sediments



indicates the sediments commonly used in the construction industry, i.e. gravel, sand, and clay. Clay has the lowest electrical resistivity ($5\text{--}10^2 \Omega\text{m}$) among these sediments. Gravel and sand have high resistivity (5×10^2 to $10^4 \Omega\text{m}$) (Palacky 1987). Thus, the range of electrical resistivity shown in Fig. 13 for the sediments studied is consistent with the results found.

Influence of water content on resistivity

A good correlation is obtained between electrical resistivity and pore water content. The electrical resistivity gradually decreases from 11 to $3\Omega\text{m}$, while the water content increases from 11 to 21.8 g/L (Fig. 14). A regression curve was calculated from this correlation with the equation: $\rho = -0.8215$

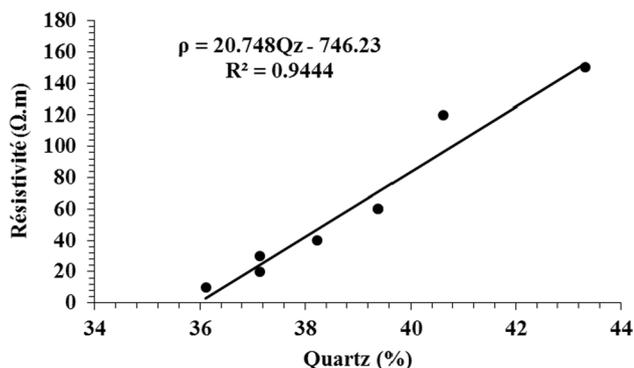


Fig. 12 Relationship between resistivity and percentage of quartz

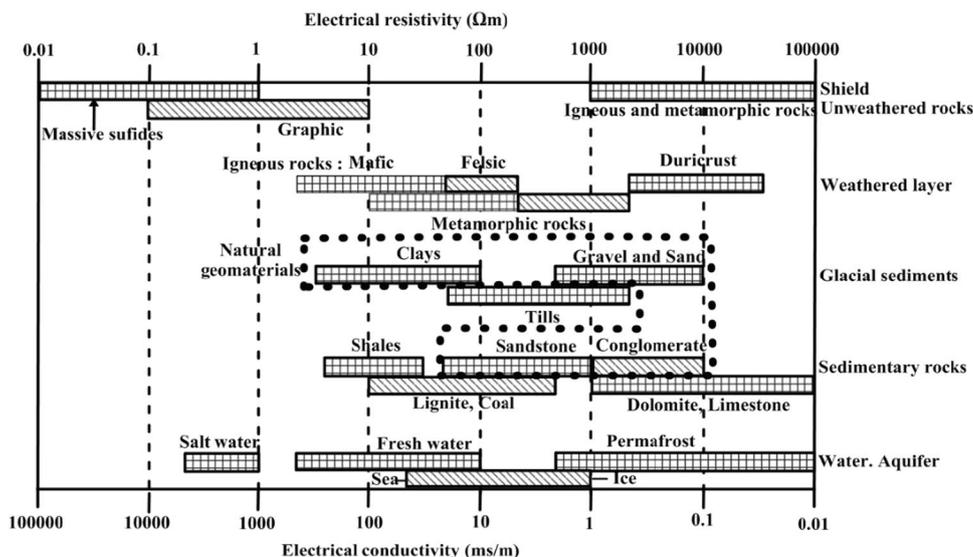
w (%) + 20.789, where ρ is resistivity, and w (%) is water content.

The coefficient of determination $R^2 = 0.752$ was obtained, indicating a good correlation. This drop in resistivity is related to the electrical conduction of mineral constituents and particle size. When the sediment pores are gradually occupied by the fluid, some salts and clay minerals are dissolved in the pore water, which promotes current transfer (Yang et al. 2020).

Correlation of sedimentological and geoelectrical data

Analysis of grain-size data indicates that the lithological units of the middle Sanaga floodplain were deposited primarily by braided and meandering river systems. Low relief benches and shallow fill channels are the most common architectural features (Miall 1996; Anchuela et al. 2014).

Fig. 13 Typical electrical resistivity/conductivity ranges of various earth materials (based on Palacky 1987)



The integration of the data set allowed the geoelectrical images to be interpreted in terms of sedimentological architecture in the subsurface. Based on this analysis, it is possible to correlate the geoelectrical model with the lithological columns: (i) coarse-grained sediments with high resistivity; (ii) medium-grained sediments with moderate resistivity; and (iii) fine-grained sediments with medium to low resistivity. These shallow sediments include the unit of pebbles associated with gravel. The pebbles bind together and form a conglomerate body. The sandy unit is 0.3–0.8-m thick (subdivided into fine sand, medium sand, and coarse sand). These sands consolidate and form sandstones in places with an average thickness of 0.2 m. The clay–silt unit is about 3-m thick. It encases the ferruginous concretions. The sandy unit is characterized by well-classified clasts, asymmetry towards the fine to coarse elements, and is finely stratified with a medium-energy deposit. These units were observed both in geoelectrical profiles even in hand augering and pits, at various intervals throughout the study area. Also,

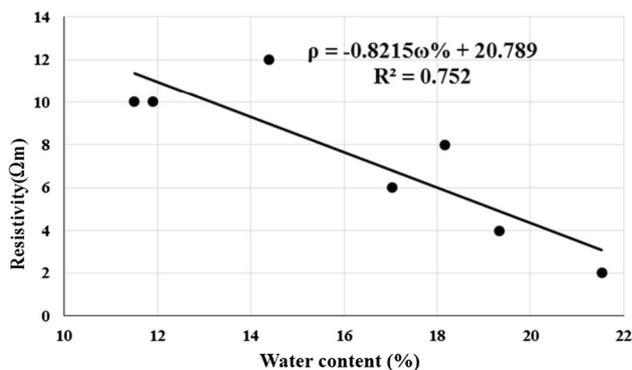


Fig. 14 Variation of resistivity with water content of clayey sediment

this sedimentological interpretation is in agreement with the studies of Gazel et al. (1956), who already noted the presence of some consolidated sediments such as sandstones and conglomerates.

Geoelectrical analyses combined with grain size and mineralogical analyses guided the understanding of how the different parameters might relate to each other to characterize the geomaterials identified in the area. Thus, resistivity is largely controlled by grain size, water content, and mineralogy (Uhlemann et al. 2017; Zhang et al. 2017; Yang et al. 2020). In this study, the effect of varying grain size on subsurface resistivity was tested by performing grain size analyses on representative samples collected at the geoelectric profiles. The most significant resistivity variation was found for the clay and sand fractions, where a change in grain size caused a decrease and an increase in resistivity, respectively (Menanga Tokouet et al. 2022).

While the relationship between resistivity and sand and clay content is relatively good, it is less good with silt. The good agreement between lithologies derived from resistivity measurements and calibrated with boreholes and pits supports the reliability of the resistivity models and the validity of our approach. This approach shows that the integration of

geophysics with intrusive and laboratory studies can significantly improve the reliability of subsurface-derived models.

This study, although focusing only on 128-m-long lines, shows that the sediments studied are highly variable in the study area. Linking this observation to mineralogical analyses reveals that some minerals are electrical insulators, thus contributing to the increase in resistivity through electrolytic conduction. Others, on the other hand, are electrically neutral, but their ability to adsorb water molecules causes a decrease in resistivity via surface conduction.

Three-dimensional geological modelling of the sedimentary architecture

The geological conceptual model in Fig. 15 is built from the geoelectrical and lithological data.

This model shows a sedimentary succession which consists of, from bottom to top: (i) a subhorizontal deposit of coarse sediments (gravel and pebbles). This deposit is attributed to the first stage of deposition of an alluvial plug (Toonen et al. 2012; Vayssière et al. 2020) and, is topped by (i) the consolidated sediments (conglomerates), (ii) a layering of loose sediments (sands) that later consolidate

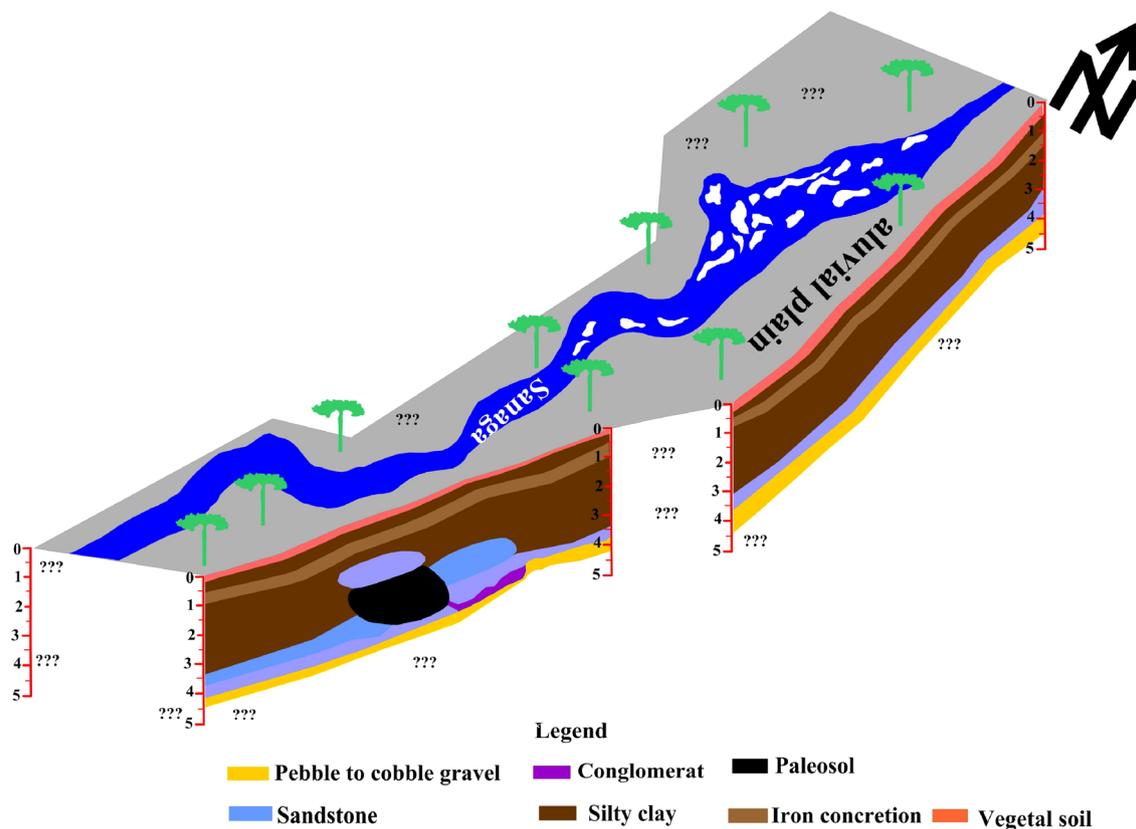


Fig. 15 Three-dimensional descriptive diagram showing the association of spatial variability of the Mbandjock subsurface sedimentary deposits based on geoelectrical, auger and pit data

(sandstones), and (iii) a sedimentation of fine elements (clays, silts, and fine sands) on the surface. This sedimentary succession is consistent with the conclusions drawn from the geoelectrical data. Thus, this conceptual model attests to the subsurface existence of a composite deposit complex in the middle Sanaga, identified by Lefevre (1965) and Sangen (2011), as an environment that underwent several metamorphic cycles followed by orogeny and reorganization marked by fluvial systems that occurred during the Late Pleistocene, at the Pleistocene/Holocene transition. These findings provide stratigraphic evidence for the presence of a complex sedimentary architecture in the region.

The 3D geological model of the study area (Fig. 16) was developed based on the coupling of electrical resistivity and sedimentological data (Figs. 2 and 3). This 3D geological model was generated by considering the main characteristics of the solids: the extent, base and top level of each layer, depth, thickness, and descriptive data related to the lithologic type (Krassakis et al. 2022). The integrity of this model depends on a set of data to allow the lithological units crossed to be modelled, and, that their granulometric and mineralogical characteristics studied are taken into account for possible exploitation in the construction industry.

In order to make this 3D model more realistic, some data points in the interface have been removed in order to obtain a more spatially homogeneous distribution.

Thus, the subsurface data identified provided details to distinguish the major lithological types. In this study, a total of six (6) lithological units, excluding the topsoil,

were represented across the area. From bottom to top, we note pebbles and gravel badly sorted. These last ones cap the base of the sedimentary architecture. Their volume is estimated of 7687875 m^3 . The conglomerates lie on top of the gravel and cobble in the centre of the model, with an estimated volume of 2980621 m^3 . Recent sand deposits appear above the conglomeratic unit as a narrow band towards the centre of the model (Fig. 16). This is a brown, micaceous sand that becomes clayey at the top. The volume of this band is estimated at $18,352,728 \text{ m}^3$. Sandstones are observed on the roof of the base unit to the SW with a volume of about 2576281 m^3 . An unconformity surface has been identified and is marked by ferruginous concretions. The volume of this surface is about $4,117,324 \text{ m}^3$. More recent alluvial deposits are found above this unconformity surface (Fig. 16) in the form of clay. These deposits are marked by erosional surfaces to the NE and SW of the model and are composed of reddish brown, silty to sandy clay. This unit has a volume of approximately $33,549,496 \text{ m}^3$. These alluviums, marked by sandy passages crossing the floodplain, probably indicate former channels of the Sanaga River.

However, the studied sediments were probably formed in two river systems: (i) braided to the NE (site 1) and (ii) meandering to the SW (site 2). Coarse deposits (cobbles and gravel) occur as gently sloping longitudinal benches deposited in a more braided river system where rapid transport conditions favoured low-relief bar formation (Miall 1978; Rust 1978; Steel and Thomson 1983). The identified paleochannels would have been filled with

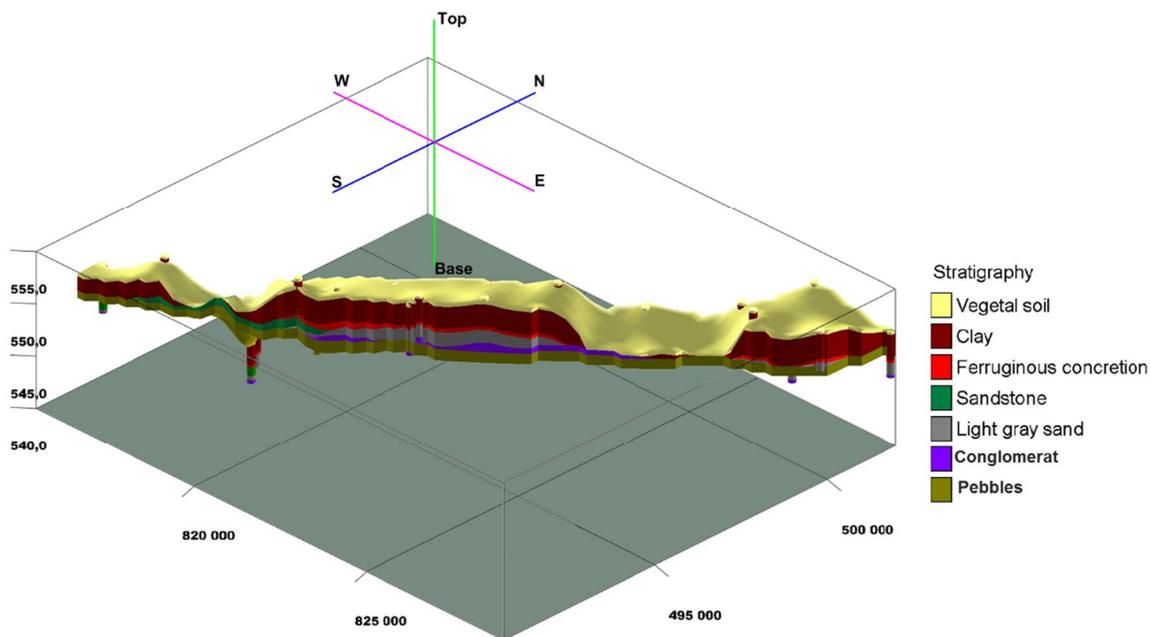


Fig. 16 Three-dimensional model giving sediment volume

organic-rich materials and sands. Lenses of these material types were revealed in our and Sangen's (2011) surveys in the Monatele area. The sand lithology could suggest a late to early Holocene fill when the flow regime was slower and the bed load much finer, suggesting a more meandering river environment.

These results show how data integration contributed to the modelling of the subsurface environment of the study area. They have produced interesting information to improve knowledge about the complexity and history of the sedimentary environments of the floodplain deposits.

Conclusion

In this study, the floodplain of the middle Sanaga was investigated using a combination of geoelectrical (IRE and SEV) and sedimentological (hand augering and pit) techniques to quantify the geomaterials of the internal sedimentary architecture of the middle Sanaga.

The integrated analysis of these techniques allowed the identification of the geoelectrical characteristics of the lithological units and, based on these characteristics, to establish their distribution in the subsurface. The correlation between all the results obtained allowed the description of three main lithological and geoelectrical units below:

- LU3Unit corresponds to unit GU1 with an average thickness of 3 m. Its resistivity over all the profiles studied is less than 100 Ωm . Its internal configuration is marked by the development of highly conductive lenses (less than 50 Ωm) embedded in a weakly semi-resistive matrix (~ 150 Ωm). It is marked by sandy clay/silty clay cycles. Minerals identified by XRD indicate weak hydrodynamics in a quieter environment.
- LU2Unit corresponds to GU2 and consists of medium to coarse sands forming tabular levels with thicknesses varying between 0.3 and 0.8 m. Sandstones appear locally in this unit with a thickness of 0.2 m and suggest re-sedimentation. Relating the collected data, it can be seen that the resistivity of this unit varies between 200 and 800 Ωm . XRD analysis attributes this unit to a medium-energy fluvial deposit.
- LU1Unit corresponds to Unit GU3. It corresponds to coarse deposits of rounded and sub-rounded pebbles and poorly sorted gravels, unconsolidated and submerged in groundwater. These are bound by a sandy textured matrix, forming conglomerates in places above them. This unit has high resistivity values (over 1000 Ωm). Interpretation of these facies shows that they were transported as background loads during high energy periods.

Also, good correlations were found between laboratory analyses (grain size, XRD, and water content) and resistivity. According to the correlations, resistivity is influenced by grain size, mineralogy, and water content. Therefore, these results can be extrapolated to the entire valley. Also, the geoelectrical results in conjunction with the shimming results indicate that the dominant mode of transport of the unconsolidated sediments is saltation. They are characterized by coarse sands, very well-classified and asymmetric towards coarse elements, with an agitated to calm deposit environment.

The 3D geological model proposed by RockWorks 17 software suggests a filling of the sedimentary architecture in the study area. Detrital sediments with a tabular and slightly inclined structure constitute the alluvial cover and are transported by river currents. Their volumes have been estimated. The clay formation has a higher volume (about 33,549,496 m^3) than the other formations. The accuracy of this model depends on the quantity and quality of the data and the experience of the geologist.

The results of this work are relevant to the exploitation of geomaterials studied in the construction industry.

Acknowledgements The authors would like to thank Mr. Constantin Ndongue for his assistance with geological material during the field campaign, and Mr. Mielam Essi Mike-Franck and Mr. Belinga Belinga Cedric for his contribution during the field work.

Author's contribution All authors contributed to the conception and design of the study. The preparation of the material, data collection, and analysis were carried out by [YAJQ], [MTR], and [MY]. The first version of the manuscript was written by [MTR], and all authors commented on the previous versions of the manuscript. All authors have read and approved the final manuscript.

Declarations

Conflict of interest The authors have no competing interests to declare that are relevant to the content of this article.

References

- Alamry AS, Meijde M, Noomen M, Addink EA, Bentem RV, Jong SM (2017) Spatial and temporal monitoring of soil moisture using surface electrical resistivity tomography in Mediterranean soils. *CATENA* 157:388–396. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.06.001>
- Anchuela OP, Garbi ALHG, Pérez A, Soriano MA (2014) Combination of electromagnetic, geophysical methods and sedimentological studies for the development of 3D models in alluvial sediments affected by karst (Ebro Basin, NE Spain). *J Appl Geophys* 102:81–95
- Archie GE (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Petrol Trans AIME* 146:54–62
- Bábek O, Sedláček J, Novák A, Létal A (2018) Electrical resistivity imaging of anastomosing river subsurface stratigraphy and possible controls of fluvial style change in a graben-like basin. *Czech Republic, Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.05.012>

- Bendixen M, Overeem I, Rosing MT, Bjørk AA, Kjær KH, Kroon A, Zeitz G, Iversen LL (2019) Promises and perils of sand exploitation in Greenland. *Nat Sustain* 2:98–104
- Bersezio R, Giudici M, Mele M (2007) Combining sedimentological and geophysical data for high resolution 3-D mapping of fluvial architectural elements in the Quaternary Po plain (Italy). *Sedimentary Geol* 202:230–248
- Bhattacharya F, Shukla AD, Patel RC, Rastogi BK, Juyal N (2017) Sedimentology, geochemistry and OSL dating of the alluvial succession in the northern Gujarat alluvial plain (western India)—a record to evaluate the sensitivity of a semiarid fluvial system to the climatic and tectonic forcing since the late Marine Isotopic Stage 3: Geomorphology. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.08.046>.
- Colella A, Lapenna V, Rizzo E (2004) High-resolution imaging of the High Agri Valley Basin (Southern Italy) with electrical resistivity tomography. *Tectonophysics* 386:29–40. [http://refhub.elsevier.com/s0037-9120\(13\)00138-3/rf0025](http://refhub.elsevier.com/s0037-9120(13)00138-3/rf0025)
- deGroot-Hedlin C, Constable S (1990) Occan's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics* 55(12):1613–1624
- Deleplancque B, Cojan I, Beucher H, Mehl C, Stab O (2018) Spatial and temporal patterns of the upper Pleistocene alluvial fill deposits of the upstream Seine River alluvial plain, la Bassée, France. *Geomorphology* 18:30236–30238. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.06.005>
- Dietrich P, Ghienne JFF, Normandeau A, Lajeunesse P (2017) Reconstructing ice-margin retreat using delta morphostratigraphy. *Sci Rep* 7:16936
- Dong M, Neukum C, Hu H, Azzam R (2015) Real 3D geotechnical modeling in engineering geology: a case study from the inner city of Aachen, Germany. *Bull Eng Geol Environ* 74:281–300
- El May M, Dlala M, Chenini I (2010) Urban geological mapping: geotechnical data analysis for rational development planning. *Eng Geol* 116:129–138
- Elangwe HN (1979) Carte géologique de la république Unie du Cameroun. 1: 1000000. Minister of mines and power.
- Elangwa H, Maley J, Vincens A, Farrera I (2004) Palaeoenvironments, palaeoclimates and landscape development in Atlantic equatorial Africa: a review of key sites covering the last 25 ka. In: Battarbee RW, Gasse F, Stickley CE (eds) *Past climate variability through Europe and Africa*. Springer, Cham, pp 181–198p
- Erikson ML, Yager RM, Kauffman LJ, Wilson JT (2019) Drinking water quality in the glacial aquifer system, northern USA. *Sci Total Environ* 694:133735
- Evans DJA, Hiemstra JF, Cofaigh CO (2012) Stratigraphic architecture and sedimentology of a Late Pleistocene subaqueous moraine complex, southwest Ireland. *J Quat Sci* 27:51–63
- Fatahi Nafchi R, Yaghoobi P, Reaisi Vanani H, Ostad-Ali-Askari K, Nouri J, Maghsoudlou B (2021) Eco-hydrologic stability zonation of dams and power plants using the combined models of SMCE and CEQUALW2. *Appl Water Sci* 11(109):7. <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01427-z>
- Feeney CJ, Chiverrell RC, Smith HG, Hooke JM, Cooper JR (2020) Modelling the decadal dynamics of reach-scale river channel evolution and floodplain turnover in CAESAR-Lisflood.
- Flemming BWA (2000) Revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. *Continental Shelf Res* 20:1125–1137
- Folk RL (1968) *Petrology of the sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas. [http://refhub.elsevier.com/S1367-9120\(17\)30388-7/h0120](http://refhub.elsevier.com/S1367-9120(17)30388-7/h0120)
- Gasse F, Chalié F, Vincens A, Williams MAJ, Williamson D (2008) Climatic patterns in equatorial and southern Africa from 30,000 to 10,000 years ago reconstructed from terrestrial and near-shore proxy data. *Quater Sci Rev* 27:2316–2340p
- Gazel J, Hourcq V, Nickles M (1956) Carte géologique du Cameroun à 1/1000000, 2 feuilles avec notice explicative. Bull. Dir. Mine et Géol, Cameroun, 262p. Granit 1. Des Dossiers d'Argile, 509p.
- Golian M, Katibet H, Singh VP, Ostad-Ali-Askari K, Rostami HT (2020) Prediction of tunnelling impact on flow rates of adjacent extraction water wells. *Quart J Eng Geol Hydrogeol* 53:236–251. <https://doi.org/10.1144/qjegh2019-055>
- Gourry JC, Vermeersch F, Garcin M, Giot D (2003) Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the Val d'Avaray area of the river Loire, France. *J Appl Geophys* 54:35–49
- Grassi S, Imposa S, De Guidi G, Patti G, Brighenti F, Carnemolla F (2022) 3D subsoil reconstruction of a mud volcano in central Sicily by means of geophysical surveys. *Acta Geophys* 70:1083–1102. <https://doi.org/10.1007/s11600-022-00774-y>
- Javadinejad S, Eslamian S, Ostad-Ali-Askari K (2021) The analysis of the most important climatic parameters affecting performance of crop variability in a changing climate. *Int J Hydrol Sci Technol* 11(1):1–25
- Kankeu B, Greiling RO, Nzenti JP, Ganno S, Danguene PY, Bassahak J, Hell JV (2018) Contrasting Pan-African structural styles at the NW margin of the Congo Shield in Cameroon. *J Afr Earth Sci* 146:28–47
- Krassakis P, Pyrgaki K, Gemeni V, Roumpos C, Louloudis G, Koukouzas N (2022) GIS-based subsurface analysis and 3D geological modeling as a tool for combined conventional mining and in-situ coal conversion: the case of kardia lignite mine, Western Greece. *Mining* 2(2):297–314
- Kurjanski B, Rea BR, Spagnolo M, Cornwell DG, Howell J, Comte JC, Quiros AG, Palmu JP, Oien RP, Gibbard PL (2021) Cool deltas: Sedimentological, geomorphological and geophysical characterization of ice-contact deltas and implications for their reservoir properties (Salpausselkä, Finland). *Sedimentology* 68(7):3057–3101. <https://doi.org/10.1111/SED.12884>
- Lefevre J (1965) Etude hydrologique de la moyenne Sanaga. Rapport ronéo. ORSTOM. Yaoundé.
- Liu Yanxia DuT, Huang H, Liu Y, Zhang Y (2019) Estimation of sediment compaction and its relationship with river channel distributions in the Yellow River delta, China. *CATENA* 182:104–113. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104113>
- Loke MH, Barker RD (1996) Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method 1. *Geophys Prospect* 44(1):131–152
- Loke MH, Dahlin T (2002) A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *J Appl Geophys* 49:149–162
- Loke MH (2000) *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2-D and 3-D surveys*. Electronic version available from <http://www.terraplus.com>
- Loke MH (2001) *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2D and 3D surveys*, 62 pp. Available at <http://www.geoelectrical.com>
- Loke MH (2016) RES2DINV version 4.05. Geoelectrical Imaging 2D and 3D. Instruction Manual. Geotomo Software, <http://www.geotomosoft.com>.
- Mackens S, Klitzsch N, Grützner C, Klinger R (2017) Quaternary sediment architecture in the Orkhon Valley (central Mongolia) inferred from capacitive coupled resistivity and Georadar measurements. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.05.0020>
- Maillet G, Rizzo E, Revil A, Vella C (2005) Resolution electrical resistivity tomography (ERT) in a transition zone environment. Application for detailed internal architecture and infilling processes study of Rhône River paleo-channel. *Mar geophys Res* 26: 317–328. <https://doi.org/10.1007/s11001-005-3726-5>.
- Marescot L (2008) *Imagerie Electrique pour Géologues*, Tomoquest édition, 73p.

- Marie G, Ahokangas E, Mäkinen J, Pasanen A, Malehmir A (2017) Interlobate esker architecture and related hydrogeological features derived from a combination of high-resolution reflection seismics and refraction tomography, Virttaankangas, southwest Finland. *Hydrogeol J* 25:1–17
- Menanga Tokouet R, Yene Atangana JQ, Yem M, Ekomane E, Deffo F, Akono FD, Mienlam Essi MF (2022) Geoelectrical imaging and spatial distribution of alluvial materials of the Sanaga River (Cameroon, Central Africa). *Stud Geophys Geod* 66:62–79. <https://doi.org/10.1007/s11200-020-1083-0>
- Meybeck M (1993) Riverine transport of atmospheric carbon: sources, global typology and budget. *Water Air Soil Pollut* 70(1–4):443–463. <https://doi.org/10.1007/BF01105015>
- Miall AD (1978) Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, Calgary, Alberta, Canada
- Miall AD (1996) The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis, and*
- Moore DM, Reynolds Jr RC (1989) X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford, p 332p
- Mossa J, James LA (2013) Impacts of mining on geomorphic systems. *Treatise on petroleum geology. Geomorphology* 13:74–95
- Nangue MJ (2007) The seismicity of Cameroon. *Sci Developpement* 5:24–25
- Nédelec A, Macaudière J, Nzenti JP, Barbey P (1986) Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile panafricaine d’Afrique centrale au contact du craton du Congo. *CR Acad Sci Paris* 303:75–80
- Nimnate P, Thitimakorn T, Choowong M, Hisada K (2017) Imaging and locating paleo-channels using geophysical data from meandering system of the Mun River, Khorat Plateau, and Northeastern Thailand. *Open Geosci* 9:675–688
- Nzenti JP, Barbey P, Macaudière J, Soba D (1988) Origin and evolution of late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Res* 38:91–109
- Ostad-Ali-Askari K, Shayannejad M, Ghorbanizadeh-Kharazi H (2017) Artificial neural network for modeling nitrate pollution of groundwater in marginal area of Zayandeh-rood River, Isfahan. *Iran KSCE J Civ Eng* 21:134–140. <https://doi.org/10.1007/s12205-016-0572-8>
- Palacky GJ (1987) Resistivity characteristic of geologic targets. In: Nabighian MN (ed) *Electromagnetic methods applied geophysics theory, 1. Society of exploration Geophysicists, Tulsa, Okla*, pp 53–129
- Pan X, KoKo AN, Aung Z, Chiam K, Wu D, Chu J (2019) Interpretation of distribution of ancient rivers in Singapore using 3D geological model. *Geo-Congress 2019 GSP* 311.
- Patti G, Grassi S, Morreale G, Corrao M, Imposa S (2021) Geophysical surveys integrated with rainfall data analysis for the study of soil piping phenomena occurred in a densely urbanized area in eastern Sicily. *Nat Hazards* 108:1–26
- Pellicer XM, Gibson P (2011) Electrical resistivity and ground penetrating radar for the characterization of the internal architecture of Quaternary sediments in the Midlands of Ireland. *J Appl Geophys* 75:638–647
- Pinet P, Souriau M (1988) Continental erosion and large scale relief. *Tectonics* 7:563–582
- Pirttijärvi M, (2010) Joint interpretation of electromagnetic and geoelectrical soundings using 1-D layered earth model. University of Oulu. User’s guide to version 1.4. 48p.
- Rockware (2010) *RockWorks 15. User’s manual, CO, USA, 312p.* Available online:https://jaketa.hu/files/szofteverek/rockworks/RockWorks_15_Manual.pdf. Accessed 3 May 2022
- Rust BR (1978) A classification of alluvial channel systems. In: Society DG (ed) *Fluvial sedimentology*, pp 187–198
- Sangen MA (2011) New results on paleoenvironmental conditions in equatorial Africa derived from alluvial sediment of Cameroonian rivers. *Proc Geol Assoc* 122:212–223
- Sasaki Y (1992) Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophys Prospect* 40:453–464. [http://refhub.elsevier.com/s0037-0738\(13\)00138-3/rf0135](http://refhub.elsevier.com/s0037-0738(13)00138-3/rf0135)
- Shepard FP (1954) Nomenclature based on sand-silt-clay ratio. *J Sediment Petrol* 24:151–158
- Sinha R, Yadav GS, Gupta S, Singh A, Lahiri SK (2013) Geoelectric resistivity evidence for subsurface palaeochannel systems adjacent to Harappan sites in northwest India. *Quart Int* 308–309:66–75
- Steel RJ, Thompson DB (1983) Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (‘Bunter’ Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, N Staffordshire, England. *Sedimentology* 30:341–367
- Terrizzano CM, Fazzito SY, Cortés JM, Rapalini AE (2012) Electrical resistivity tomography applied to the study of neotectonic structures, northwestern Precordillera Sur, Central Andes of Argentina. *J South Am Earth Sci* 34:47–60. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.10.002>
- Toonen WHJ, Maarten G, Kleinhans, Cohen KM, (2012) Sedimentary architecture of abandoned channel fills. *Earth Surf Process Landforms* 37:459–472. <https://doi.org/10.1002/esp.3189>
- Toteu SF, Penaye J, Poudjoun Djomeni Y (2004) Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Can J Earth Sci* 41:73–85
- Tye AM, Kessler H, Ambrose K, Williams JDO, Tragheim D, Scheif A, Raines M, Kuras O (2010) Using integrated near-surface geophysical surveys to aid mapping and interpretation of geology in an alluvial landscape within a 3D soil-geology framework. *Near Surface Geophys* 9:15–31. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2010038>
- Uhlemann S, Kuras O, Laura A, Naden ER, David A, Polya (2017) Electrical resistivity tomography determines the spatial distribution of clay layer thickness and aquifer vulnerability, Kandal Province, Cambodia. *J Asian Earth Sci* 147:402–414. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.07043>
- Vayssièrè A, Rué M, Recq C, Gardère P, Bozsó E, Castanet C, Virmoux C, Gautier E (2019) Lateglacial changes in river morphologies of northwestern Europe: an example of a smooth response to climate forcing (Cher River, France). *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.05.019>
- Vayssièrè A, Castanet C, Gautier E, Virmoux C, Dépret T, Gandouin E, Develle AL, Mokadem F, Copard SS, Sabatier P, Carcaud N (2020) Readjustments of a sinuous river during the last 6000 years in northwestern Europe (Cher River, France): from an active meandering river to a stable river course under human forcing. *Geomorphology* 370:107–395. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107395>
- Visher GS (1969) Grain size distributions and depositional processes. *J Sedim Petrol Tulsa* 39:1074–1106p
- Ward SH (1990) Resistivity and induced polarization method. *Geotech Environ Geophys IG* 1:147–189
- Waxman MH, Smits LJH (1968) Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *J Pet Technol* 20:107–122. [http://refhub.elsevier.com/s0013-7952\(13\)00337-2/rf0220](http://refhub.elsevier.com/s0013-7952(13)00337-2/rf0220).
- Yadav GS, Dasgupta AS, Sinha R, Lal T, Srivastava KM, Singh SK (2010) Shallow sub-surface stratigraphy of interfluvies inferred from vertical electric soundings in western Ganga plains, India. *Quart Int* 227:104–115

Yang YL, Zhang T, Liu SY (2020) Influence factor analysis and calculation model for thermal/electrical resistivity of geomaterials. *Measurement*. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2019.107373>

Zhang T, Cai G, Liu S, Puppala AJ (2017) Investigation on thermal characteristics and prediction models of soils. *Int J Heat Mass Transf* 106:1074–1086

Springer Nature or its licensor holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.