

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix-travail-patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

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

UNITE DE RECHERCHE ET DE
FORMAION DOCTORALE PHYSIQUE ET
APPLICATIONS

B.P.812 Yaoundé

Email : crfd_stg@uy1.uninet.cm



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace-Work-Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

RESEARCH AND POSTGRADUATE
TRAINING UNIT FOR PHYSIC AND
APPLICATIONS

P.O. Box 812 Yaoundé

Email : crfd_stg@uy1.uninet.cm

Laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre
Laboratory of Earth's Environment Physics

APPLICATION DES METHODES GEOPHYSIQUES A LA PROSPECTION DES SOURCES GEOTHERMIQUES DANS LE SUD CAMEROUN

Thèse présentée en vue de l'obtention du Diplôme de Doctorat/Ph.D de Physique

Option : Géophysique et Géoexploration

Par :

PIAMEU KWAGAG JOEL

Matricule : 14U2217

Master de Physique

Sous la Co-direction de



OWONA ANGUE Marie-Louise Clotilde
Maitre de Conférences,
Université de Yaoundé I

NJANDJOCK NOUCK Philippe
Professeur,
Université de Yaoundé I

Année 2022

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN

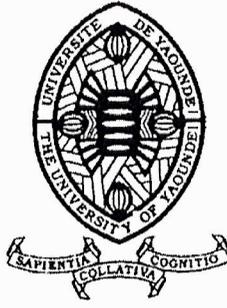
Paix-Travail-Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

FACULTÉ DES SCIENCES

DÉPARTEMENT DE PHYSIQUE

B.P.: 812 Yaoundé, Tel/Fax: 222 234 496



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace-Work-Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDÉ I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF PHYSICS

P.O. Box: 812 Yaoundé, Tel/Fax: 222 234 496

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

Nous, Professeur **VONDOU Derbetini Appolinaire** et Professeur **BEN-BOLIE Germain Hubert**, respectivement Examineur et Président du jury de la thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur **PIAMEU KWAGAG Joel**, matricule **14U2217**, préparée sous la co-direction du Professeur **OWONA ANGUE Marie Louise** et du Professeur **NJANDJOCK NOUCK Philippe** intitulée : «**Application des méthodes géophysiques à la prospection des sources géothermiques le sud Cameroun**», soutenue le **Mercredi 07 décembre 2022**, attestons que toutes les corrections demandées par le jury de soutenance ont été effectuées.

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

Fait à Yaoundé le..... **14 MARS 2023**

Examineur

Pr **VONDOU Derbetini**
Appolinaire

Président du jury

Pr **BEN-BOLIE**
Germain Hubert



Chef de Département de Physique

Pr **NDJAKA Jean-Marie**
Bienvenu

DEDICACE

A
ma famille

REMERCIEMENTS

De nombreuses personnes ont contribué à bien des égards au succès de ce travail.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à chacune d'elles ; tout d'abord, je tiens à remercier le **Professeur Owona Angue Marie Louise-Clotilde**, directrice de cette thèse, pour avoir initié et dirigé ce travail ; je lui suis profondément reconnaissant de son aide, de ses précieux conseils et de son soutien financier tout au long de cette thèse ; je n'ai pas assez de mots pour exprimer ma profonde et sincère appréciation.

Je remercie le **Professeur Njandjock Nouck Philippe**, codirecteur de cette thèse qui a accepté d'avoir un œil virgilant sur l'ensemble de la préparation de cette thèse, ses précieux conseils et suggestions ont amélioré ce travail, je lui suis profondément reconnaissant.

Mes remerciements vont à l'endroit du vice-recteur chargé de l'éducation, de la professionnalisation et du développement des technologies de l'information et de la communication, le **Professeur Owono Owono Luc Calvin** ; le Chef du Département de physique de l'Université de Yaoundé 1, le **Professeur Ndjaka Jean-Marie Bienvenu** et tous les enseignants du Département de physique en occurrence: les **Professeurs Nouayou Robert, Tabod Charles Tabod, Ndougsa Mbarga Theophile, Ben-Bolie Germain, Vondou Derbetini, Enyegue A Nyam Françoise, Meying Arsene** pour leur enseignement reçu, leur conseil et édification.

Je remercie également le **Dr Nguemhe Fils Salomon** pour son expertise dans l'amélioration de la qualité de ce travail.

Un merci particulier aux **Dr Ngatchou Evariste** et **Njingti-Nfor** pour leur disponibilité, leur soutien, leur esprit d'ouverture et leur critique permanent qui ont contribué à la réalisation de ce travail.

Mes remerciements vont également à l'endroit du **Dr Kue Petou Rokis Malquaire** pour son dynamisme, son esprit d'ouverture et d'écoute qui ont été bénéfique pour parachever ce travail.

La réalisation de ce projet n'aurait pas été possible sans le soutien de mes camarades de classe, **Lando Tsakou Julyo Achile, Lemotio Willy, Kana Tezanou Idris, Kouamegne Victoire, Fogaing Philemon** et à mes amis **Ngamaleu Martin, Tatsista Romuald, Wouatong Tchomou Gaele, Kameni Sedrick, Chekem Rolain, Dr Tsafack Nestor** ; ils

sont également reconnus pour leur effort. Je dois exprimer ma profonde gratitude à mes parents

Monsieur et madame Kouagam, à ma chère épouse Me **Piameu Ornela**, ma belle mère maman **Mbiakop Nouvelot**, mes soeurs Mesdames **Ganya Christine Julie, Lendo Marie Angele, Djomou Stephanie, Youmbi Carole, Doudjouoc Léa Vanessa**, qui m'ont offert un soutien indéfectible et des encouragements continus tout au long de mes années d'étude et à travers le processus de rédaction de cette thèse. Cet accomplissement ne serait possible sans vous, je vous dit merci.

Je ne saurai terminer cette rubrique sans dire merci à **Piameu Ngassam Joan Fred** et sa sœur **Piameu Tchintchui Jade Tehilah** pour leur amour et accompagnement inconditionnel au quotidien.

DECLARATION

Je soussigné, déclare par la présente que le travail contenu dans cette thèse est mon travail original. Le travail effectué par d'autres ou par moi-même a déjà été reconnu et référencé en conséquence.

A handwritten signature in blue ink, consisting of a stylized initial 'P' followed by a long horizontal stroke and a vertical line.

TABLE DES MATIERES

DEDICACE	i
REMERCIEMENTS	ii
DECLARATION	iv
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES ABREVIATIONS	xii
LISTE DES SYMBOLES	xiii
RESUME	xvii
ABSTRACT	xviii
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE 1: REVUE DE LA LITTERATURE ET HYPOTHESES DE LA RECHERCHE	5
1 – Présentation de la zone d'étude.....	5
1.1 – Situation géographique.....	5
1.1.1 – Climat et température.....	5
1.1.2- Relief.....	6
1.1.3 - Hydrographie.....	6
1.2 - Contexte géologique et tectonique.....	7
1.2.1 – Cadre géologique général.....	7
1.2.2 – Cadre tectonique général.....	10
1.2.3 – Cadre géologique et tectonique de la zone d'étude.....	10
1.2.4 – Les sols.....	11
1.3 – Travaux antérieurs.....	14
1.3.1- Travaux Géophysiques.....	14
1.3.2 – Travaux géothermique.....	16
1.4 – Hypothèse de travail.....	20
Conclusion	20
CHAPITRE 2 : THEORIE ET METHODOLOGIE DE L'ETUDE	21
2.1 – Théorie de l'étude.....	21
2.1.1 - Gravimétrie.....	21
2.1.2 – Magnétotellurique.....	24
2.2 – méthodologie de l'étude.....	29

2.2.1 – Gravimétrie	29
2.2.2 – Magnétotellurique.....	37
2.3 – Méthodologie de prospection des sources géothermique	44
2.4 – Données Landsat-8	46
2.4.1- Acquisition des données Landsat8.....	46
2.4.2- Méthodologie d’exploitation des données Landsat 8	46
2.4.3 - Traitement des données satellitaires	50
Conclusion.....	54
CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSIONS	55
3.1- Analyse des données gravimétriques	55
3.1.1- Données gravimétriques	55
3.1.2- Analyse de la carte des anomalies de Bouguer.....	55
3.1.3 - Identification des sources potentielles géothermiques	58
3.2 – Analyse des données AMT	62
3.2.1- Analyse des profils de résistivité hautes et basses fréquences	63
3.2.2- Analyse des pseudo-sections de résistivités et identification des zones conductrices	70
3.2.3- Modèle 3-D du champ de résistivité de la zone et profondeur	73
3.3- Analyse des données Landsat 8.....	75
3.3.1- Température de surface.....	75
3.3.2- Identification des failles.....	76
3.3.3- Corrélation spatiale entre les anomalies LST et les linéaments	77
3.3.4- Corrélation spatiale entre les anomalies LST et les valeurs de résistivités	78
3.3.5- Corrélation spatiale des cartes géologique, LST, linéaments et résistivités	80
3.4- Corrélation entre les anomalies gravimétriques et anomalies résistive.....	81
3.5- Validité des résultats	82
3.5.1-Validité des résultats en gravimétrie.....	82
3.5.2- Validité des résultats en AMT	83
3.5.3-Validité des résultats Landsat8	83
3.6- Discussion	84
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	86
1- Conclusion générale.....	86
2- Perspectives de recherches.....	86
REFERENCES	87

ANNEXES..... 97

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Carte de localisation du secteur d'étude.....	5
Figure 1.2 : Carte structurale du Sud-Ouest Cameroun.....	7
Figure 1.3 : Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun.....	11
Figure 1.4 : Carte des types de sols du Cameroun.....	13
Figure 1.5 : Carte de sismicité de la région du Sud-Ouest.....	16
Figure 2.1 : Composition de l'accélération centrifuge en un point sur la surface de la Terre.....	23
Figure 2.2 : Disposition des vecteurs champs dans le repère cartésien.....	25
Figure 2.3 : Principe du gravimètre astable.....	31
Figure 2.4 : Gravimètre Lacoste Romberg dans son coffret.....	32
Figure 2.5 : Illustration de la technique de mesure.....	32
Figure 2.6- Anomalie en fonction de la position de la source.....	35
Figure 2.7 : Interprétation de l'anomalie gravimétrique de la Caldera et de la Primareva.....	37
Figure 2.8 : Principe de mesure des composants du champ EM.....	33
Figure 2.9 : Dispositif classique de mesure en MT.....	35
Figure 2.10 : Représentation schématique du mode de fonctionnement de la télédétection passive	47
Figure 2.11 : Algorithme de traitement des données Landsat-8.....	53
Figure 3.1 : Carte de distribution des données gravimétriques dans le secteur d'étude.....	55
Figure 3.2 : Carte d'anomalie de Bouguer complète du secteur d'étude.....	56
Figure 3.3 : Carte d'anomalie régionale du secteur d'étude.....	57
Figure 3.4 : Carte d'anomalie résiduelle du secteur d'étude.....	58

Figure 3.5 : Profil de densité P1.....	59
Figure 3.6 : Profil de densité P2.....	60
Figure 3.7 : Profil de densité P3.....	60
Figure 3.8 : Profil de densité P4.....	61
Figure 3.9 : Profil de densité P5.....	62
Figure 3.10 : Station de mesure AMT et profil d'étude.....	63
Figure 3.11 : Profil de résistivité P1	64
Figure 3.12 : Profil de résistivité P2	66
Figure 3.13 : Profil de résistivité P3	66
Figure 3.14 : Profil de résistivité P4	67
Figure 3.15 : Profil de résistivité P5.....	68
Figure 3.16 : Section de résistivité 2D du Profil P1.....	69
Figure 3.17 : Section de résistivité 2D du Profil P2.....	70
Figure 3.18 : Section de résistivité 2D du Profil P3.....	71
Figure 3.19 : Section de résistivité 2D du Profil P4.....	72
Figure 3.20 : Section de résistivité 2D du Profil P5.....	73
Figure 3.21 : Modèle 3D du champ de résistivité.....	74
Figure 3.22 : Carte de profondeur des structures du champ de résistivité.....	75
Figure 3.23 : Image Landsat8 de zone d'étude.....	75
Figure 3.24 : LST de la région.....	76
Figure 3.25 : Champ de linéaments régional.....	77
Figure 3.26 : Carte de linéaments de la zone d'étude.....	78
Figure 3.27 : Carte comparative des LST et linéaments.....	78
Figure 3.28 : Corrélation entre les LST et anomalie résistive.....	80
Figure 3.29 : Corrélation entre les cartes géologiques, LST, linéament et résistivité.....	81

Figure 3.30 : Corrélation spatiale des anomalies résistives et gravimétriques.....82

Figure 3.31- Carte topographique : identification de la source géothermique.....82

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : Densité des roches ignées.....	30
Tableau 3.1 : Coordonnées des stations de mesures du profil P5.....	63
Tableau 3.2 : Coordonnées des stations de mesures du profil P2.....	65
Tableau 3.3 : Coordonnées des stations de mesures du profil P3.....	67
Tableau 3.4 : Coordonnées des stations de mesures du profil P4.....	69
Tableau 3.5 : Coordonnées des stations de mesures du profil P5.....	71

LISTE DES ABREVIATIONS

AL : Radiance add Band

AMT : Audio-magnétotellurique

BT : Brightness temperature

CSAMT : Control source Audio-magnetotelluric

DN : Nombre numérique

GPS : Global positioning system

IFG : International Gravity Formula

LST : Land surface température

ML : radiance multiplicative Band

MNT : Modèle numérique de terrain

NASA : National aeronautics and space administration

NDVI : Indice de végétation normalisé

ORSTOM : Office de la recherche scientifique et technique outre-mer

TE : Transverse électrique

TEM : Transient electromagnetic

TM : Transverse magnétique

TOA : Top Of Atmosphere

TTG : Tonalites-trondjemites-granodiorites

BF : Basse fréquence

HF : Haute fréquence

PAK : Port autonome de Kribi

LISTE DES SYMBOLES

°C : degré Celsius

°N : degré Nord

°E : degré Est

m : mètre

mm : millimètre

cm : centimètre

km : kilomètre

µm : micro mètre

km² : kilomètre carré

Ga : milliard d'années

Ma : million d'années

O-NO : Ouest-Nord-Ouest

E-O : Est-Ouest

E-SE : Est-Sud Est

N-E : Nord- Est

PH : Potentiel d'hydrogène

Ω.m : Ohm.mètre

MT : Magnétotellurique

2D : 2 dimensions

3D : 3 dimensions

Mw : Mégawatt

Hz : Hertz

MHz : Mégahertz

\vec{E} : Champ électrique

\vec{H} : Champ magnétique

ρ_a : Résistivité apparent

T : Période

H_x, H_y : Composantes du champ magnétique suivant les axes x e

E_x, E_y : Composantes du champ électrique suivant les axes x et y

mV : Millivolt

ρ_{//} : Résistivité suivant la direction parallèle a la structure

ρ_⊥ : Résistivité suivant la direction perpendiculaire à la structure

Z_{//} : Impédance mesurée suivant la direction de la structure

Z_⊥ : Impédance mesurée suivant la direction perpendiculaire à structure

φ_{a⊥} : Phase apparente des lignes telluriques N-S

φ_{a//} : Phase apparente des lignes telluriques E-S

f : Fréquence

Δf : Variation de la fréquence

Δf_a : Variation de la fréquence apparente

Δφ_a : Variation de la phase apparente

φ_a : Phase moyenne apparente

ρ_a : Résistivité moyenne apparente

g : Intensité de la pesanteur

B : Anomalie de Bouguer

g₀ : Valeur de référence de l'intensité de pesanteur

Δg_{res} : Anomalie résiduelle

Δg_{reg} : Anomalie régionale

log ρ_a : Logarithme décimal de la résistivité apparente

ρ_{av} : moyenne régionale de la résistivité apparente

k : Conductivité thermique

W/m°C : Watt par mètre degré Celsius

ΔT : Variation de température

Δ_z : Variation d'altitude

mW/m² : Milliwatt par mètre carré

L_λ : Radiance spectrale

$W/m^2 \cdot Sr \cdot \mu m$: Watt par mètre carré siemens micro mètre

O_i : valeur de correction de la bande 10

\ln : Logarithme népérien

h : Constante de Planck

c : Célérité de la lumière

T_{rad} : Température radiative

T_{surf} : Température de surface du corps

$^\circ K$: degré Kelvin

ρ_{NIR} : Réflectance d'un objet dans le proche infrarouge

ρ_R : Réflectance d'un objet dans le rouge

ϵ_{veg} : Indice d'émissivité pour la végétation

ϵ_{sol} : Indice d'émissivité pour les sols

P_{veg} : Pourcentage de végétation

$d\sigma$: contraste de densité

ϵ_r' : composante réelle de la constante diélectrique

ϵ_r'' : composante imaginaire de la constante diélectrique

ϵ_0 : permittivité du vide

T_{eff} : température effective

T_b : température de brillance

T_{sol_z} : température du sol à la profondeur z

α_z : coefficient d'atténuation

SYMBOLES GREC

λ : Longueur d'onde

ϵ : Emissivité thermique de rayonnement

Δ : Variation

π : pi (3,14)

Σ : sigma (somme)

ϵ_r : Constante diélectrique

SYMBOLES MATHÉMATIQUES

% : Pourcent

° : degré

= : égalité

< : inférieur

> : supérieur

+ : plus

- : moins

$\sqrt{\quad}$: racine carré

\approx : sensiblement égale

\int : Intégrale

RESUME

La prospection des sources géothermiques est réalisée dans ce travail dans le but de proposer des sources alternatives d'énergies géothermiques aux populations du Sud Cameroun en particulier et du Cameroun en général, répondre à l'absence d'information sur la présence des sources géothermiques et proposer une carte géothermique du Cameroun. Cette étude combine les données audio magnétotelluriques (AMT), gravimétriques et Landsat 8 pour la délimitation et la géolocalisation des réservoirs, ainsi que les informations géologiques et tectoniques pour leur confirmation. La collecte des données AMT s'est faite au mois de mars 2015 ainsi que les données gravimétriques. Ces dernières ont été associées aux données d'Office de Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM) pour avoir une bonne densité des stations de mesure. Les données satellitaires utilisées dans ce travail proviennent du satellite Landsat 8 lancé en 2013 par l'Administration Nationale de l'Aéronautique et de l'espace (NASA). Le traitement de ces données définit suivant 5 profils a conduit aux modèles bidimensionnels des sections de résistivités pour chaque profil ainsi que les modèles de densité des couches obtenu après séparation de la résiduelle de Bouguer.

L'interprétation de ces modèles a permis d'identifier une zone très conductrice avec une plage de résistivité variant de $[1- 10[\Omega.m$ à une profondeur estimée à 1200 m dans la localité de Menve'ele. Dans cette localité, la densité des intrusions est très voisine de $2,64 \text{ g/cm}^3$, ce qui traduit la présence des granites qui proviennent du refroidissement lent en profondeur de grandes masses de magma intrusif. Le modèle de résistivité 3D et la carte de profondeur permettent de mieux localiser ce conducteur en profondeur. Le traitement des données satellitaires Landsat 8 a permis d'établir les cartes d'anomalies de températures et de linéaments de la zone d'étude. Les localités à température élevées et les zones à fortes prédominances des linéaments concordent mieux aux zones de faibles résistivités. La localité de Menve'ele (A1) correspond à une plage de température allant de $[20^\circ\text{C} - 30^\circ\text{C}]$ et une forte densité de linéaments.

En affinant ces résultats à ceux des auteurs précédents, la localité de Menve'ele peut être la cible d'un potentiel réservoir géothermique basse énergie. Les informations géologiques et tectoniques de la région confirment l'origine tectonique des failles et linéaments ainsi que la prédominance des formations métamorphiques et sédimentaires.

Mots clés : Réservoir géothermique ; résistivité ; température de surface ; densité ; anomalie ; résiduelle de Bouguer

ABSTRACT

The exploration of geothermal sources is carried out in this work in order to contribute to the energy deficit suffered by the populations of Southern Cameroon in particular and to enhance the geothermal map of Cameroon. This study combines Audiomagnetotelluric (AMT), gravity and Landsat 8 data for reservoir delineation and geolocation, as well as geological and tectonic information for confirmation. The AMT data were collected in March 2015 as well as the gravity data. The latter were associated with overseas scientific and technical research office (ORSTOM) data to achieve a good density of measurement stations. The satellite data used in this work originates from Landsat8 launched in 2013 by the National Aeronautics and Space Administration (NASA). The processing of these data is organized in 5 profiles and results in two-dimensional models of the resistivity sections for each profile as well as the density models of the layers obtained after separation of the Bouguer residual.

The interpretation of these models has led to the identification of a highly conductive area with a resistivity range of [1- 10] Ω . m at an estimated depth of 1200 m in the Menve' ele locality, in this locality the density of intrusive rocks is very close to 2.64 g/cm³, which is indicative of granites that originate from the gradual cooling at depth of large masses of intrusive magma. The 3D resistivity model and depth map provide a better location for this subsurface conductor. The processing of Landat8 satellite data resulted in temperature anomaly and lineament maps of the study area. Localities with high temperatures and areas with strong lineament predominance are more consistent with areas of low resistivity. The Menve'ele locality corresponds to a temperature range of [20°C - 30°C] and a high density of lineaments. By combining these results with those of the previous authors, the Menve'ele locality can be the target of a potential geothermal reservoir low-energy. The geological and tectonic information of the area confirms the tectonic origin of the faults and lineaments and the predominance of metamorphic and sedimentary formations.

Keywords: Geothermal reservoir; resistivity; surface temperature; density; anomaly; Bouguer residual

INTRODUCTION GENERALE

Du grec géo (Terre) et thermos (chaud), la géothermie désigne à la fois la science qui étudie les phénomènes thermiques du sous-sol et les procédés industriels qui les exploitent pour en tirer de l'énergie sous forme de chaleur ou d'électricité. Les événements hydrothermaux de surface sont souvent les premières indications de la présence possible de réservoirs d'énergie géothermique à haute enthalpie, et il est généralement nécessaire de se référer aux géosciences pour confirmer leur existence, leurs caractéristiques et leur localisation en profondeur. Les informations fournies par la géologie, la géophysique et la télédétection se complètent et peuvent contribuer à l'élaboration d'un modèle conceptuel de terrain qui sera utilisé pour concevoir un programme de forage. Chacune de ces méthodes évolue et bénéficie des avancées théoriques, des avancées de l'informatique et des techniques de mesure, mais aussi des retours d'expérience, c'est-à-dire de l'application réussie d'une ou plusieurs méthodes spécifiques dans des contextes bien définis Fabriol et al., (2005). Les méthodes géophysiques jouent un rôle primordial pour les reconnaissances des réservoirs géothermiques. Parmi ces différentes méthodes, nous pouvons énumérer les méthodes indirectes dites structurales et les méthodes directes :

- Les méthodes directes : elles donnent des informations sur les paramètres influencés par l'activité géothermique (les méthodes potentielles, gravimétrie et magnétisme les méthodes électriques ou électromagnétiques, la sismique réflexion et réfraction

- Les méthodes indirectes : Elles fournissent les informations sur les paramètres géologiques susceptibles de révéler les structures ou des corps géologiques importants pour la compréhension du système géothermique. L'application de chacune de ces différentes méthodes est spécifique et se fait dans des contextes bien définis. La zone d'étude manifeste depuis quelques décennies des légères secousses de tremblement de terre, et une tectonique d'extension active, ce qui suscite un intérêt pour des études sismiques. Ces zones volcaniques représentent un bon indicateur de présence d'un réservoir géothermique Fabriol et al., (2004) et Cherkose et al., (2021). À partir des données obtenues entre février 1987 et mai 1989 le long de la ligne volcanique du Cameroun dans sa partie continentale au Sud-Ouest, Tabod (1991) justifie que les tremblements de terre survenus aux environs de Kribi ont des foyers localisés à plus de 30 km de profondeur. Compte tenu des marges d'erreurs dans la localisation de l'épicentre et de l'hypocentre, on pourrait associer ces événements à la présence de la ligne de faille de Kribi-Campo. Dans ce même ordre d'idée, les travaux de Ateba et al., (1992) à partir de ces mêmes données proposent une extension South-South West

(SSW) de la limite géophysique du craton du Congo en direction de Kribi ; ce contact craton/chaine panafricaine serait à l'origine de la sismicité de cette région. Suite au tremblement de terre de magnitude 3.6 sur l'échelle de Richter survenu en juillet 2002 dans cette localité Kribi, Ntepe et al., (2004) analysent la sismicité de cette localité et suggère qu'il existe une activité tectonique liée aux systèmes de failles connu sous l'appellation de faille de Kribi-Campo et qui serait une extension des failles de la Sanaga Ngako et al., (2003). Pour estimer la profondeur moyenne du Moho sur le carton à 45 km et sous le domaine de Kribi-Campo à 28 km, Tokam et al., (2010) font une inversion conjointe des vitesses de groupe de Raleigh et des fonctions récepteurs par exploitation des données sismologies provenant d'un réseau temporaire installé au Cameroun entre 2005 et 2007. En plus de ces indicateurs, la forte prédominance des failles et linéaments est propices aux développement de sites géothermiques Chan et al., (2018). Le vaste réseau de failles identifié dans la région du Sud Cameroun à travers la carte géologique Nsifa et mise en évidence par Kamto et al., (2021) avec les directions (N-S, E-W, SW-NE et SSW-NNE) constituent un atout majeur dans la prospection des sources géothermiques. Malgré ces avancées scientifiques faites dans cette partie du Cameroun Kue Petou et al., (2017) ; Njinti-Nfor et al., (2017) ; Njinti-Nfor et al., (2018), Owona et al., (2013), aucune étude géothermique n'a été faite ce qui pose un problème sur l'absence d'information des sources géothermiques. Il est question dans ce travail d'identifier les sources géothermiques à partir des méthodes gravimétriques, magnétotellurique, télédectives et montrer combien elles peuvent être des sources alternatives d'énergies supplémentaires, pour ce faire, une étude comparative basée sur l'analyse des données gravimétriques, audio magnétotelluriques (AMT) et satellitaires Landsat 8 mesurées avec une bonne résolution spatiale (30 m) est nécessaire pour disposer d'informations plus précises et fiables dans l'identification des potentiels sites géothermiques. Pour ce faire, des pseudo-courbes de section de résistivité moyenne sont tracées sur des profils bien définis ainsi qu'un modèle 3D de champ de résistivité afin d'observer leur variation à faible et grande profondeur.

La prospection des ressources géothermiques à partir des méthodes géophysiques traite des mesures sur les propriétés physiques de la terre. L'accent est principalement mis sur les paramètres sensibles à la température et à la teneur en fluide des roches, ou sur des paramètres qui peuvent révéler des structures qui influencent les propriétés du système géothermique.

L'objectif de ce travail consiste à identifier, localiser les différents points chauds ou sites propices pour une exploitation des ressources géothermiques à partir d'une combinaison

des méthodes d'exploration géophysique (gravimétriques, magnétotelluriques et de télédétection).

La procédure pour bien mener nos objectifs consiste plus précisément de faire une revue géologique de la zone d'étude afin d'identifier les différentes formations géologiques présentes sur le site. Une étude théorique des méthodes gravimétriques et AMT ainsi que leur approche à la géothermie sera faite. Les profils de résistivités basses et hautes fréquences seront tracés afin d'identifier les accidents tectoniques profondes ou superficielles et les réseaux de failles. Les pseudos sections de résistivités pour localiser les zones de faibles résistivités (conductrices). Un modèle de résistivité et de profondeur 3D pour mieux apprécier les variations longitudinales et transversales avec la profondeur. Les cartes d'anomalies de Bouguer complète ainsi que la résiduelle sont produites afin d'identifier les zones d'anomalies plus superficielles. Les modèles de densités 2D seront réalisés afin de mettre en évidence les profils longitudinaux de densité en fonctions des profondeurs. Ceci dans le but de distinguer les formations géologiques tectoniques sur le site étudié. La carte de température de surface sera extraite à partir des images Landsat8 et ensuite la carte des linéaments. Les cartes obtenues seront interprétées et discutées. Ensuite la localisation et la caractérisation des différentes sources identifiées seront faites à partir d'une étude comparative et correspondante des auteurs antérieurs.

Tous ces éléments concourent tout d'abord à proposer une carte géothermique du Cameroun en général et celle du Sud-Cameroun en particulier ensuite d'identifier clairement les différents sites probables pour une exploitation des ressources géothermiques dans la zone concernée. Les grands axes de travail, destinés à donner un aperçu synthétique et pratique des domaines et conditions d'application ainsi que de la mise en œuvre des méthodes sont présentés.

Ce travail est constitué en plus d'une introduction générale et d'une conclusion générale, trois chapitres :

- Le premier chapitre présente la zone d'étude et aborde de manière succincte son environnement géographique, géologique et tectonique.
- Le deuxième chapitre est destiné à la théorie des méthodes gravimétriques, magnétotellurique et leur rapport à la géothermie ainsi que les techniques et méthodologies de traitement des données Landsat8.
- Le troisième et dernier chapitre présente l'analyse et l'interprétation des différents résultats obtenus ; s'en suivra l'identification des sites potentiellement géothermique.

Introduction générale

Après les hypothèses de validité des résultats obtenus, une discussion sur lesdits résultats sera faite.

REVUE DE LA LITTÉRATURE ET HYPOTHESES DE LA RECHERCHE

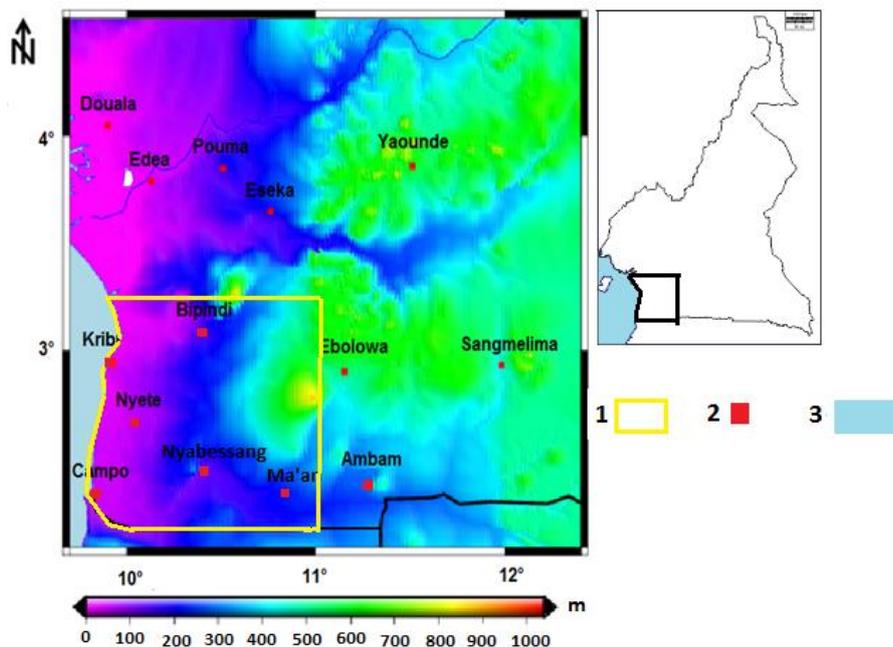
Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter et de localiser la région d'étude dans son contexte géographique, géologique et tectonique. Nous faisons également le point sur les différentes contributions de la géophysique pour la quête des structures géothermiques ainsi qu'un résumé des travaux antérieurs et récents effectués

1 – Présentation de la zone d'étude

1.1 – Situation géographique

Le Sud-Cameroun est situé dans le golfe de Guinée. Elle est limitée respectivement de l'Ouest à l'Est par l'océan atlantique et la région de l'Est et au Sud par la Guinée équatoriale, le Gabon et au Nord par la région du Centre, l'Ouest et le Sud-Ouest. Plus précisément la zone concernée est située entre les parallèles 2°20'N-3°20'N de la Latitude Nord et les méridiens 9,8°E-10,8°E de Longitude Est. Elle couvre une superficie d'environ 111km². Les localités les plus importantes sont : Kribi, Campo, Ma'an et Nyabessang (voir figure 1.1)



1 – Zone d'étude, 2 – Les localités, 3 – Océan Atlantique

Figure 1.1 – Carte topographique du secteur d'étude

1.1.1 – Climat et température

La zone d'étude souvent appelée zone côtière, est soumise à un climat équatorial à quatre saisons inégalement réparties. En effet, avec une pluviométrie moyenne mensuelle de 239.3 mm, elle est soumise à une longue saison sèche arrosée de novembre à mars, le mois le plus sec étant le mois de Janvier avec 64.1 mm de pluies suivi du mois de décembre avec 66.9 mm de pluies. La petite saison de pluies dure trois mois, du mois d'avril au mois de juin. La petite saison sèche est la plus courte. Elle dure un mois et ne couvre que le mois de juillet. Vient enfin la grande saison de pluies qui dure aussi trois mois, du mois d'août au mois d'octobre, le mois le plus arrosé étant le mois de septembre avec 518 mm de pluies, suivi du mois d'octobre 491 mm de pluies.

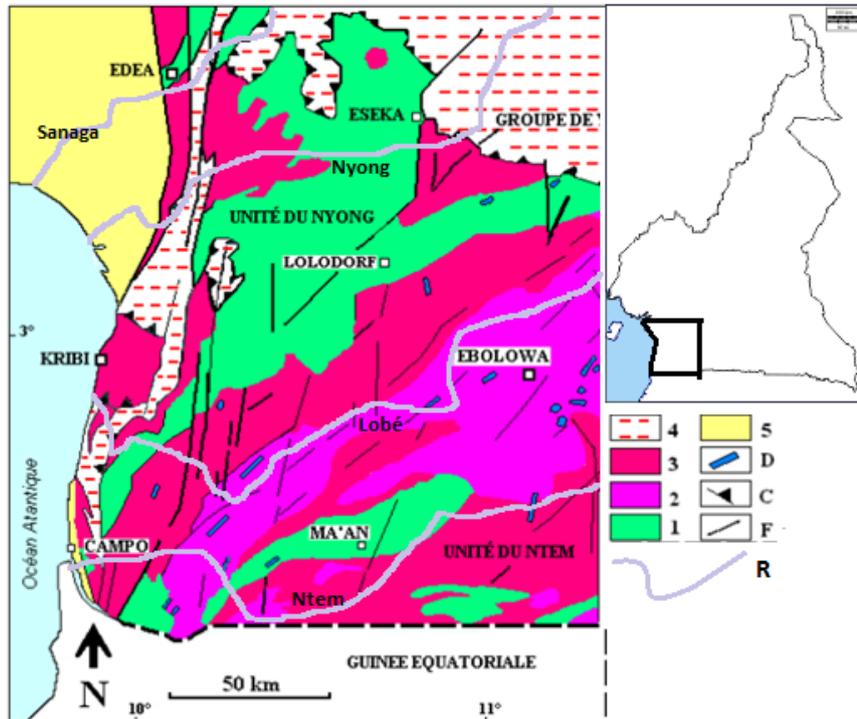
Les observations faites à la station météorologique de Kribi ces derniers décennies montrent une zone relativement chaude où les températures sont comprises entre 29.6°C et 33.9°C pour les journées chaudes et entre 14.2°C et 23.0°C pour les journées les plus douces, faisant ainsi varier les températures journalières moyennes entre 23.5°C et 27.5°C.

1.1.2- Relief

L'altitude moyenne au Sud du Cameroun est d'environ 700 m. Dans certaines régions, on a des montagnes qui peuvent avoisiner jusqu'à 1000 m d'altitude. Cette altitude diminue vers le Sud près de la rivière Ntem. Dans la partie Sud-Ouest, l'altitude diminue en moyenne de 100 m du continent vers la côte. Les vallées sont souvent très marécageuses.

1.1.3 - Hydrographie

La Sanaga, la Kienke, la Lobé, la Loukondje et le Ntem sont les principaux fleuves traversant cette zone. Ils coulent tous vers l'Ouest en direction de l'Océan Atlantique figure 1.2. Les principaux affluents sont contrôlés par les fractures du substratum. A certains endroits les caractéristiques géologiques peuvent être observées à l'aplomb de l'écoulement hydrographie et l'analyse de la température de ces eaux peuvent contribuer à guider la quête des sources géothermiques.



1- Ceinture de roches vertes archéennes et paléoproterozoïques ; 2 - Charnockites et granitoïdes archéens ; 3 - Gneiss ; 4 - Zone mobile granitique ; 5 - Bassin sédimentaire ; D : Dolérites ; C. Chevauchement ; F : Faille ; R : Rivière

Figure 1.2 : Carte structurale montrant le sous-bassin de Kribi-Campo et ses principaux affluents (modifiée)

1.2 - Contexte géologique et tectonique

Le Cameroun méridional est recouvert par deux grands ensembles géologiques : le craton du Congo et la chaîne panafricaine (Champetier de Ribes, 1952 ; Gazel et Giraudie, 1965).

1.2.1 – Cadre géologique général

a) Le craton du Congo

Il est représenté par le groupe du Ntem, et constitué de roches cristallophylliennes et grenues (granodiorites) d'âge archéen, rajeunies au cours de l'orogénèse éburnéenne.

❖ L'unité du Ntem

Il est composé d'un ensemble de gneiss granulitiques (série rubanée) et un complexe intrusif. Le complexe intrusif est essentiellement composé de granitoïdes charnockitiques mis en place vers 2.9 Ga (Delhal et Ledent, 1975, Tchameni et al., 1996) ; sa composition est celle

des TTG (Tonalites-Trondjemites-Granodiorites) (Nedelec et Nsifa, 1987 ; Nedelec et al., 1990).

La série rubanée est constituée des ceintures de roches vertes qui contiennent des roches basiques et des quartzites ferrifères ou stériles (Vicat, 1998). Les ceintures de roches vertes de Lolodorf- Ngomezap se mettent en place vers 3 Ga. Elles sont caractérisées par l'association de metabasites et de quartzites ferrifères. Les amphibolites et les quartzites ont subi le métamorphisme granulitique à pyroxènes et grenats de l'unité du Ntem. L'orogénèse éburnéenne se manifeste dans l'unité du Ntem par un épisode thermique daté vers 2 Ga d'années. (Toteu et al., 1994 ; tchameni, 1997).

❖ **L'unité du bas Nyong**

Les caractéristiques pétrologiques et chimiques des ceintures de roches vertes de l'unité du Nyong les rattachent aux roches du groupe du Ntem. Les caractéristiques tectoniques et métamorphiques témoignent d'une évolution structurale beaucoup plus vigoureuse que l'unité du Ntem pendant l'érosion éburnéenne et de l'influence de la tectonique panafricaine.

L'orogénèse éburnéenne est responsable de la structuration N-S et du déversement sur l'unité du Ntem, de l'unité du bas Nyong au Sud-Est (Nedelec et al., 1990). Une légère retromorphose dans le faciès schiste vert peut être attribuée au métamorphisme panafricain (Toteu et al., 1994).

❖ **L'unité de l'Ayina**

Au Sud-Est, l'unité de l'Ayina rapportée à l'archéen borde l'unité du Ntem. Cette unité comprend en majorité des roches cristallophyliennes (leptynites, amphibolites, gneiss), des roches à caractères intrusifs (granites, syénites, tonalities) et des greenstones, qui passent en continuité de l'unité du Ntem à celle de l'Ayina. Plus à l'Est affleure la série volcano sédimentaire de Mbalam caractérisée par un métamorphisme moins intense. Les formations de Mbalam (chlorito-schistes, séricito-schiste, schiste à amphibole, amphibolites et quartzite ferrugineux) sont très redressées (sub-verticales) et affectées par une tectonique cassante.

❖ **La couverture protérozoïque du craton**

Elle se localise dans la partie Sud-Est du Cameroun. Elle repose à l'Ouest en discordance sur la série de Mbalam et disparaît au Nord sous la nappe de Yaoundé qui la recouvre partiellement. On distingue quatre séries (Laplaine, 1971) :

- La série du Dja inférieure et la ride de Lobéké

- La série du Dja supérieure est localisée dans la région de Mintom. Elle est discordante sur le socle du Ntem et sur la série du Dja inférieure. Déposée au Néoprotérozoïque (650-450 Ma), elle appartient au cycle eustatique schisto-calcaire. Le complexe tillitique rattaché au cryogénique (550-650Ma) (Alvarez, 1998) comprend la tillite de Bele-Libongo à la frontière centrafricaine, la tillite de Bodou dans la pointe Sud-Est du Cameroun et la tillite de Moloundou à la frontière du Congo. Ce complexe repose en discordance à la phase majeure éburnéenne individualisée en Centrafrique et au Cameroun (Vicat, 1998). Des filons de dolérites et des basaltes en coussins mis en place vers 2 Ga sont associés aux dépôts. On rencontre par endroits dans la série du Dja des roches intrusives telles que les syénites qui sont datées.

- La ride de Lobéké est composée de quartzites massifs alternant avec des quartzopholiades et des séricito-schistes. Des granodiorites éburnéennes sont intrusives dans les dépôts de la ride de lobéké (Vicat et al., 1997).

b) La chaîne panafricaine

C'est la zone située entre le craton du Congo au Nord-Ouest et le craton du Congo au Sud. Les roches appartenant à ce domaine sont celles qui ont été soumises à la tectonique panafricaine, dont les âges géochronologiques montrent un rajeunissement à 500-600 Ma. La chaîne panafricaine couvre légèrement dans notre zone d'étude les groupes de Yaoundé. Le métamorphisme épizonal est très faible dans ces formations. Le cadre géodynamique est celui d'un bassin intracontinental.

Le groupe de Yaoundé, situé au nord du craton du Congo est formé de gneiss et de migmatites à grenat provenant d'anciens sédiments granitisés et métamorphisés dans le faciès granulite de haute pression ; elle constitue le cœur de nappe panafricaine (Nedelec et al., 1986).

Structuralement, le groupe de Yaoundé est interprété comme une vaste nappe qui chevauche au sud la terminaison nord du craton du Congo (Ball et al., 1984 ; Nedelec et al., 1986).

L'âge panafricain de la migmatisation et du métamorphisme est démontré (Penaye et al., 1993). Les termes les plus métamorphiques sont situés au niveau de la ville de Yaoundé (4°N) et correspondent à des gneiss granulitiques. Dans la région de Yaoundé, les granulites sont surtout d'origine sédimentaire mais cependant on note la présence des roches ignées syn-métamorphiques aux environs et dans la ville (Nzenti et al., 1987, 1988). Celles-ci traduisent la collision continentale et des remontées des roches profondes de la croûte.

1.2.2 – Cadre tectonique général

La tectonique de la région est complexe, suite aux orogénèses successives qui ont produit des séries de failles et de plissements importants.

Les principales fractures identifiées se trouvent au contact entre le socle et la série de Mbalmayo-Bengbis. (Champetier de Ribes et al., 1956) pensent que cette ligne de faille limite, au nord, le complexe (calco-magnésien) du Ntem, et s'étend d'Eséka (O-NO) au Dja inférieure (E-SE).

Une série de failles rayonnantes existent dans la zone de l'Ayina dans le Sud-Est. Alors que dans les parties nord et ouest du Cameroun les directions des fractures sont SO-NE, dans le sud-Cameroun, elles sont en général E-O ou ONO-ESE (Gazel, 1965). Cependant, les prospecteurs cités ont constaté que les grands axes de plissements se sont avérés difficiles à suivre et à interpréter, un grand nombre de directions s'étant avérées aberrantes. Mais deux directions principales de Schistosites se présentent généralement : N-E au Nord et E-O au Sud avec redressement vers le Nord à l'Est.

Dans le socle, les failles demeurent plus difficiles à mettre en évidence : soit par l'absence d'affleurement suffisant. Soit parce qu'elles mettraient en contact des roches de même nature (Manguelle-Dicoum, 1988). Mais les zones très mylonitisées et l'orientation des cours d'eau soulignent souvent l'existence de ces failles en profondeur (Gazel et al., 1965).

1.2.3 – Cadre géologique et tectonique de la zone d'étude

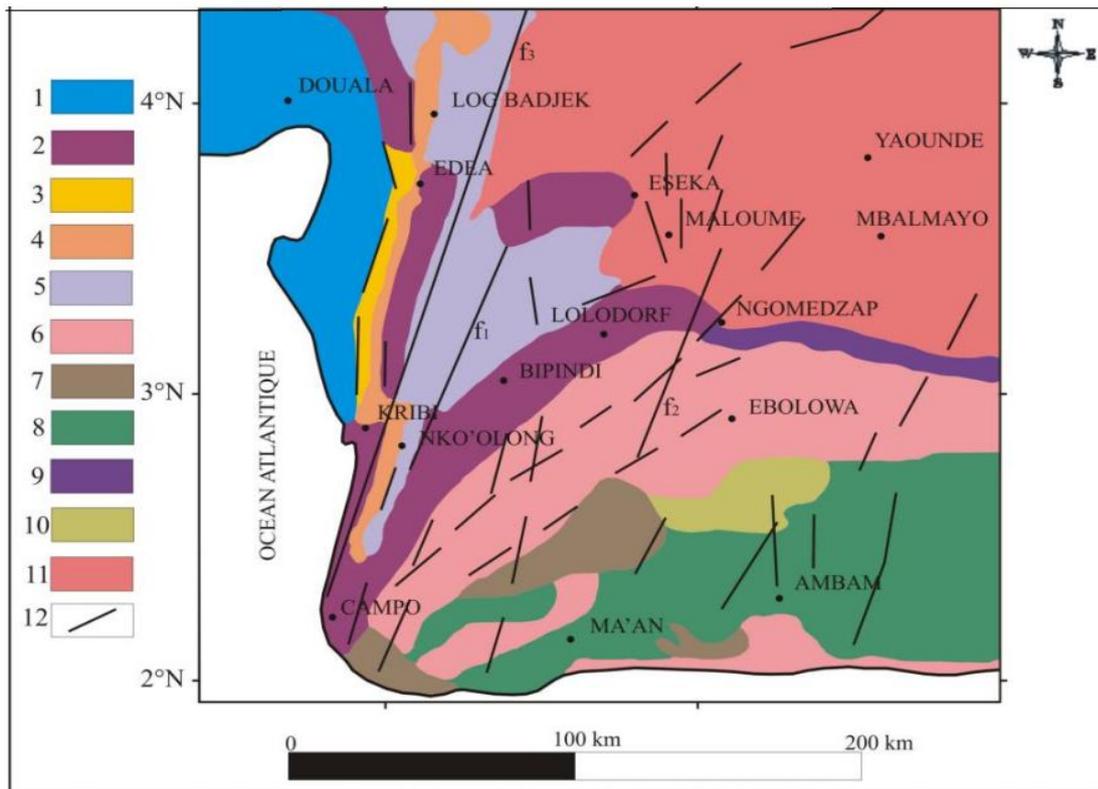
a) Cadre géologique

On retrouve à l'Ouest du domaine d'étude, le bassin sédimentaire Campo. Les roches sont successivement des sédiments tertiaires puis crétacés passant sans accidents topographiques particuliers, aux roches métamorphiques du socle (Segalen, 1967).

Les séries du bassin de Campo débutent à l'albien et ont une épaisseur de l'ordre de 600 m. Le bassin de Campo est séparé du bassin de Douala au Nord par une avancée dans la mer des roches du socle (région de Kribi). D'après les études sismiques, la couverture sédimentaire dans le bassin de Douala peut atteindre 3000 m, 4000 m et parfois 7000 m (Schlumberger, 1983).

b) Cadre tectonique

La tectonique de la zone est surtout dominée par de grands chevauchements et de nombreuses failles majeures (figure 1.3).



Bassin de la côte Atlantique du Cameroun : 1- Sédiments (Unité du Nyong) ; 2- Gneiss ; 3 – Métagranudiorite ; 4 – Roches métamorphiques du groupe de Yaoundé ; 5 – Roche de la ceinture verte (Unité du Ntem) ; 6 – Charnockites ; 7 – Ceinture des roches vertes ; 8 – Série à Rayures ; 9 – Tonalites ; 10 – Granitoïdes potassiques (Groupe Yaoundé) ; 11 – Indifférencié Unité métamorphique de la ceinture Panafricaine Equatoriale du Nord ; 12 – Failles : F1 et F2 failles gravimétriques profondes (Koumetio, 2004), F3 Faille de Kribi-Campo

Figure 1.3- Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun de Nsifa (2005) modifiée

1.2.4 – Les sols

La puissance extraite dépend de la conductivité thermique k du sol. Le Sud Cameroun présente une variété peu étendue de sols (figure 1.4). Dans un milieu bio-climatique assez homogène, la nature de la roche mère joue un rôle important dans la formation des sols. On n'observe en fait que trois grandes classes de sols pouvant se juxtaposer.

a) Les sols ferralitiques

Les sols ferralitiques sont de loin les plus répandus et prédominent sur toute la surface du plateau intérieur camerounais. Développés principalement sur les roches cristallines acides (granités divers et roches métamorphiques), ils regroupent à différentes catégories de sols,

caractérisés par une faible teneur en matière organique (4 à 5 %) et en limon (8 à 12%), une haute teneur en argile (40 à 65 %) et un PH acide (4,5 à 5,5).

Les sols ferralitiques les plus fréquents sont les sols rouges orthiques modaux. Ils ont une texture cendreuse, sont poreux, perméables et peu humifères. Ils prédominent largement dans toute la pénéplaine intérieure, en dehors des reliefs. L'observation montre que les sols rouges occupent généralement les interfluves ou les collines ayant des pentes convexes. Les sols ferralitiques rouges sur roches acides ont dans l'ensemble, une fertilité moyenne. Leurs propriétés physiques entraînent un bon drainage et une capacité de rétention en eau correcte. Ces sols sont de bons sols à cacaoyers et caféiers, mais leur PH est peu favorable à l'obtention de forts rendements. Quand les pentes s'adoucissent les sols jaunes envahissent les interfluves. Ces sols semblent devoir leur couleur au gradient pluviométrique mais également au modelé. Ils s'observent au raccordement des interfluves avec les fonds de vallées, mais aussi sur modelés très adoucis, bien disséqués par le réseau hydrographique. Les sols jaunes occupent les superficies beaucoup moins importantes que les sols rouges, mais non négligeables, dans le SO du plateau central (Vallé du Ntem, du Kom) et plus au Nord, dans les bassins de la Lékié, de l'Afamba, affluent de la Sanaga. Ces sols se caractérisent par un horizon humifère réduit (3 à 10 cm), une texture sableuse, et surtout la présence d'un horizon hétérogène de quartz et de concrétions ferrugineuses, ainsi que par un horizon de roche altérée très épais. Ils ont un faible potentiel organique et minéral et sont sensible à l'érosion sur les pentes et à l'engorgement sur les reliefs modérés.

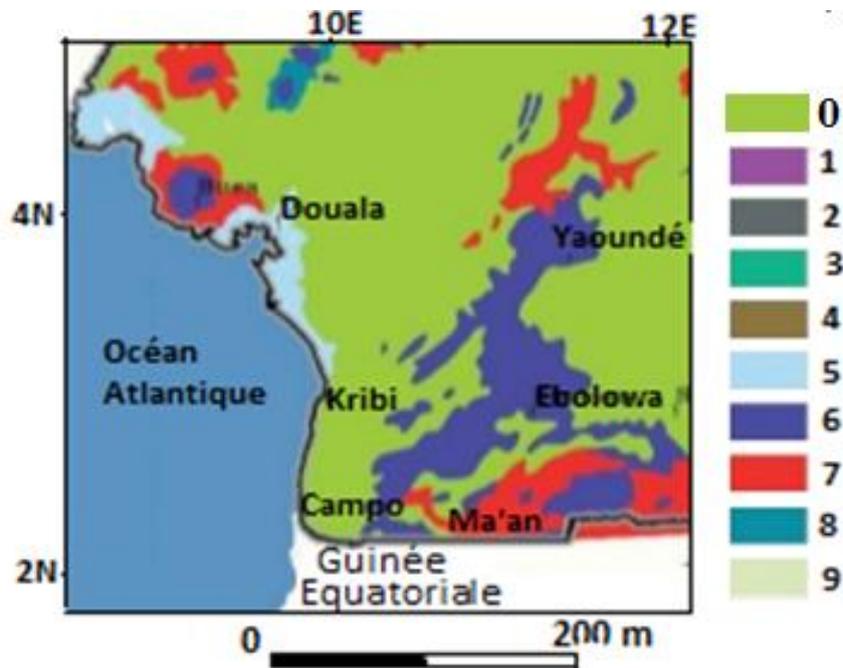
b) Les sols ferralitiques indurés

Les sols ferralitiques indurés ont des caractéristiques chimiques et physiques peu différentes de celles des sols rouges précédents. Ces sols résultent le plus souvent de la pédogénèse ancienne, sans rapport avec le climat et la végétation actuelle. Ils sont fréquents dans la moitié orientale du plateau intérieur ainsi qu'à proximité de Yaoundé (Figure 1.4) L'érosion est un facteur important de transformation des sols. Quand les horizons indurés affleurent à la surface, ou sont détruits, on aboutit à des sols remaniés caractérisés par la présence de nombreux éléments grossiers (Cailloux de quartz, gaillons...). Leur valeur agricole est meilleure que celle des sols ferralitiques typiques, mais situés sur des pentes plus fortes, ils sont sensibles à l'érosion et à la sécheresse. Dans les zones de relief ou de raccordement de surface d'aplanissement, les sols sont rajeunis et appauvris. Ils ont subi un décapage plus ou moins intense au cours des périodes favorables à l'érosion, suivies d'une reprise de la pédogénèse. Ce sont des sols peu profonds possédant une bonne teneur en

matière organique. Seules les cultures arbustives à pivot profond, peuvent y végéter normalement.

c) Les sols hydromorphes

Ce sont des sols dont les caractères sont dus à une évolution dominée par l'effet d'un excès d'eau en raison d'un engorgement temporaire ou permanent d'une partie ou de la totalité du profil. Cet excès d'eau peut être du soit à la présence ou à la remontée de la nappe phréatique, soit au manque d'infiltration des eaux pluviales provoquant une nappe perchée ou un engorgement de surface. Dans les vallées des grands fleuves : Sanaga, Nyong, Ntem..., les sols hydromorphes dominent. Ils se développent aussi bien dans les vallées étroites des bassins supérieurs que dans les vallées larges à réseau diffus. La lame d'eau se maintient à un niveau assez élevé mais suffisamment mince pour favoriser le développement de la forêt marécageuse ou de la prairie aquatique. Les sols humiques à gley ont un excès d'eau quasi permanent. Ils sont moyennement organiques et ont un PH très acide dans l'horizon de surface (4,5 à 5,5). On les exploite peu si ce n'est pas pour la riziculture sur les défriches à raphia. Enfin sur les reliefs montagneux, les sols minéraux bruts d'apport sont le résultat de l'érosion. Leur extension est faible et ils figurent qu'en association avec les sols ferralitiques.



0. Sol ferralitique ; 1. Sol ferralitique et ferrugineux ; 2. Sol ferralitique et ferrugineux ; 3. Sol lessivé, planosolique, zolonetziq ; 4. Minéral brut et peu évolué ; 5. Sol hydromorphe ; 6. Vertisol ; 7. Association des sols ; 8. Sol brunifié ; 9. Autre

Figure 1.4 - Carte de variété des types de sols du Cameroun modifiée de (Segalen, 1967)

1.3 – Travaux antérieurs

Pour bien mener les travaux de recherche, il est important de faire une revue des travaux antérieurs dans le domaine concerné. Ces travaux antérieurs constituent une boussole dans la réalisation des futurs travaux de recherche. Ces travaux recensés concernent la région d'étude ou non. Il s'agit notamment des travaux sismiques, magnétotelluriques et géothermiques.

1.3.1- Travaux Géophysiques

Tabod (1991) établit l'une des premières cartes de sismicité enregistrée au Cameroun à partir des données obtenues entre février 1987 et mai 1989 le long de la ligne volcanique du Cameroun dans sa partie continentale au Sud-Ouest (Figure 1.5). De cette étude, il ressort que les tremblements de terre survenus aux environs de Kribi ont des foyers localisés à plus de 30 km de profondeur. Compte tenu des marges d'erreurs dans la localisation de l'épicentre et de l'hypocentre, on pourrait associer ces événements à la présence de la ligne de faille de Kribi-Campo.

À partir de l'alignement des épicentres des secousses sismiques enregistrées de 1987 à 1989 suivant un axe Kribi-Edéa, Ateba et al. (1992) proposent une extension SSO de la limite géophysique du craton du Congo en direction de Kribi ; ce contact craton/chaine serait à l'origine de la sismicité de cette région.

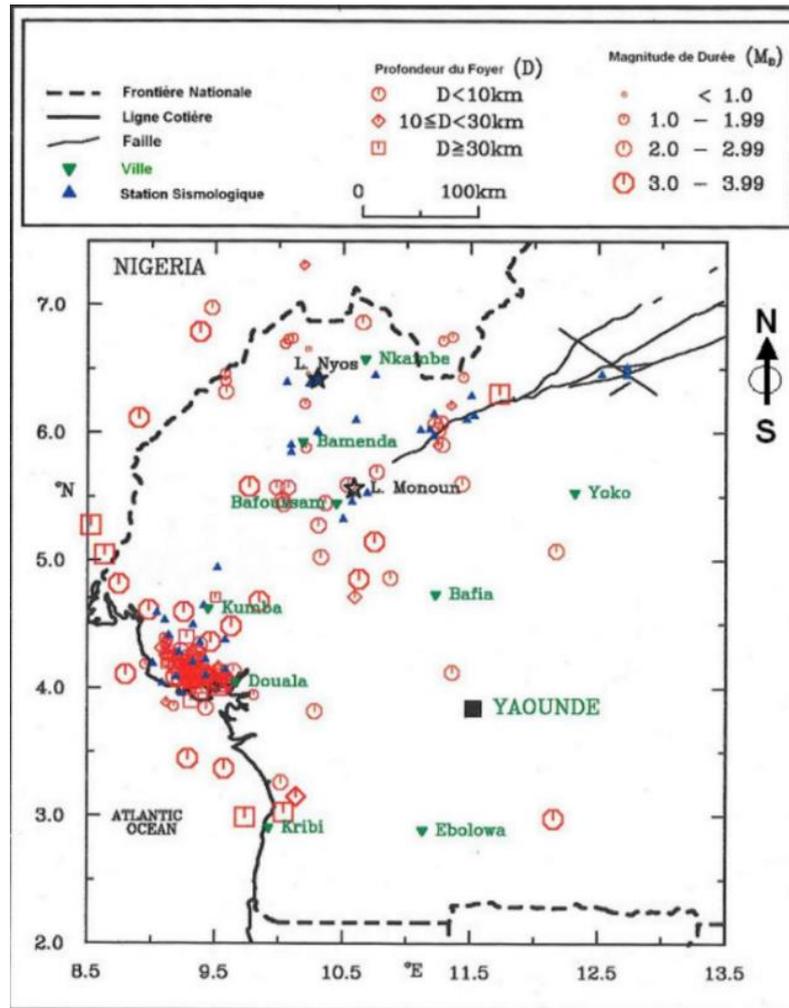


Figure 1.5 - Carte de sismicité de la région du Sud-Ouest (Tabod, 1991)

Ntepe et al. (2004) analysent la sismicité de la localité de Kribi suite au tremblement de terre de magnitude 3.6 sur l'échelle de Richter survenu en juillet 2002 dans cette localité et suggère qu'il existe dans la zone une activité tectonique liée aux systèmes de failles connu sous l'appellation de faille de Kribi-Campo et qui serait une extension des failles de la Sanaga (Ngako et al.,2003).

Tokam et al. (2010) utilisent les données sismologiques provenant d'un réseau temporaire installé au Cameroun entre 2005 et 2007, pour proposer les modèles de vitesse dans la croûte à travers le pays. Durant cette campagne, quatre stations sismologiques ont opéré dans la présente zone d'étude, et les modèles obtenus par inversion conjointe des vitesses de groupe de Rayleigh et des fonctions récepteurs ont permis de situer la profondeur moyenne du Moho sous le craton à environ 45 km et sous le domaine de Kribi-Campo à 28 km environ.

Owona (2012) fait une investigation géophysique de la zone de transition entre le bassin sédimentaire de Kribi-Campo et la bordure Nord-Ouest du craton du Congo. Elle obtient un modèle gravimétrique qui établit que la faille de Kribi-Campo résulte des intrusions de granulites à la bordure ouest du craton du Congo. Le pendage qu'affiche cette intrusion sur le modèle gravimétrique est concordant avec l'idée du déversement Ouest-Est des structures du Panafricain sur le craton du Congo.

Données sismiques régionales

La région de Kribi et ses environs ont été soumis à une activité sismique modérée. Le plus fort tremblement de terre jusqu'alors rapporté est de magnitude 6 environ sur l'échelle de Richter. Au cours des cent dernières années, sept tremblements de terre ont été enregistrés. Depuis l'installation en 1984 du réseau de sismographes du mont Cameroun, six secousses sismiques non ressenties par les populations ont été enregistrées pour la région de Kribi. Notons que la plupart des séismes ayant affecté Kribi avaient une origine peu profonde et quelques-uns avaient des épicentres situés dans l'océan Atlantique. À titre d'exemple, le séisme du 23 juillet 2002 fut ressenti dans la région de Kribi et son épicentre se situait dans l'océan à 75 km à l'ouest de Kribi.

Les tremblements de terre de Kribi seraient probablement associés à deux structures tectoniques majeures caractéristiques de la région. Ces structures comprennent d'une part, une série de failles constituant l'extension du système de failles de la Sanaga, et l'autre celui de la ceinture de failles qui limite le craton du Congo (au Sud) et une zone au Nord du craton généralement appelé zone mobile, mise en place dans une dynamique cisailant de grande ampleur.

1.3.2 – Travaux géothermiques

Çağlar et al. (1999) font une exploration géothermique à l'aide des méthodes géoélectriques à Kestanbol (Turquie) afin d'étudier les zones de failles qui pourraient être associées à une activité géothermique. C'est ainsi qu'une levée de résistivité utilisant la configuration de Wenner a pu identifier les structures géoélectriques causées par différentes roches avec les degrés de fracturations variables et également influencées par l'activité géothermiques. Les résistivités des cartes et les modèles géoélectriques bidimensionnels indiquent une bonne région conductrice ($< 10 \Omega.m$).

Fabriol et al. (2004) utilisent la méthode magnétotellurique pour l'exploration des ressources géothermiques en contexte insulaire volcanique au sud de la Toscane. Il ressort de leurs résultats que les zones à fort potentielles géothermiques ont une gamme de résistivité

entre 1 Ω .m et 55 Ω .m et sont alimentées par des roches volcaniques en profondeur alors que les corps résistants sont probablement liés à des anhydrites et des unités métamorphiques.

Mariita, (2008) fait une combinaison des méthodes d'exploration géophysiques dans la région d'Olkaria au Kenya pour établir la structure souterraine en vue d'évaluer son potentiel géothermique. Chacune des techniques déployées a été un succès, ce qui a abouti à la construction et la mise en service de la première centrale géothermique d'Afrique d'une puissance de 45 MW entre 1981 et 1985. Sa technologie a été améliorée via les techniques géophysiques modernes incluant l'électromagnétique transitoire et la magnétotellurique, ce qui a permis d'imager les conducteurs profonds et superficiels avec précision .

Saibi et al. (2008) font une étude sur la relation entre la structure et les systèmes géothermiques basse température dans la ville de Fukuoka, Sud-ouest du Japon à partir d'une levée gravimétrique dans le but d'améliorer la compréhension des relations entre systèmes géothermiques et la structure du sous-sol. Grâce aux techniques d'interprétation de gradient horizontal, inclinaison dérivée et de la déconvolution d'Euler, plusieurs failles ont été détectées donc celle de Kego qui est une faille active dans la ville de Fukuoka responsable des grands tremblements de terre. Ainsi un modèle 2D a été construit pour montrer la relation les failles et les systèmes géothermiques.

Georgsson, (2009) fait une brève description sur les méthodes géophysiques les plus importantes pour explorer les ressources géothermiques et décèle leur force et leurs limites. Parmi ces méthodes décrites, figurent les méthodes électriques, gravimétriques, sismiques et magnétiques.

Kalberkamp et al. (2010) font une combinaison des méthodes électromagnétiques transitoires et magnétotelluriques à Mbeya au Sud-Ouest de la Tanzanie pour tracer un réservoir géothermique haute température sur la base des résultats géochimiques. L'analyse des modèles de résistivités bidimensionnels permet d'obtenir la structure de résistivité résultante interprétée comme un réservoir haute température suivant les hautes valeurs de résistivités correspondantes aux faibles profondeurs (500 m). Les faibles valeurs de résistivités ont les profondeurs situées entre 500 m et 1000 m environ et sont interprétées latéralement comme le chapeau d'argile ; les résistivités localisées légèrement croissante sont interprétées comme une avancée dans la partie la plus chaude du réservoir à 2200 m de profondeur environ.

Hardwick et Chapman, (2011) utilisent les méthodes MT et gravimétriques au cratère bench, source thermique la plus active de température 87°C au centre-Ouest de l'Utah en Amérique du Nord pour comprendre le système géothermique sur l'étendue du sous-sol. La

modélisation 2D MT montre un conducteur en forme de lentille d'épaisseur entre 300 m et 500 m recouvrant une zone de faible résistivité ($10 \Omega.m$ à $60 \Omega.m$) directement sur les flux du basalte à des profondeurs 1,3 km à 3,6 km. L'analyse de la carte d'anomalie de Bouguer indique un excès de masse de 20 km sur 10 km et les résultats de la modélisation gravimétrique 2D fournissent des estimations de la profondeur du sol de 1,5 km à 3,4 km (zone adjacente de faible gravité). Les modélisations des résultats de MT et gravité sont bien corrélés.

Saibi et al. (2012) font une analyse et interprétation des données gravimétriques du champ géothermique d'Aluto-Langano dans le centre Sud d'Ethiopie dans le but de délimiter la structure du sous-sol et de mieux comprendre la relation entre les systèmes géothermiques et la structure du sous-sol. Grâce aux techniques d'interprétation du gradient horizontal et la deconvolution d'Euler, de nombreux défauts ont été détectés et comparés avec les failles cartographiées dans la géologie de surface, ce qui conduira à une meilleure compréhension du système géothermique dans la zone d'étude.

Wanjohi, (2014) fait une exploration géophysique dont l'accent est basé sur les paramètres sensibles à la température, à la perméabilité, à la porosité et à la salinité de la roche fluide contenue dans la matrice rocheuse. L'interprétation débouche sur l'implantation des puits plus profonds qui produisent jusqu'à 16 MW. La cartographie de certaines structures telles que les roches intrusives sont susceptibles d'être des sources de chaleur.

Haby, (2014) dans le cadre d'une prospection géothermique dans la partie Nord-Ouest du désert occidentale d'Egypte, font une corrélation entre les données gravimétriques aéroportées et les données de températures internes pour délimiter les structures souterraines et tectonique de la région. L'anomalie de Bouguer de la région varie entre -60 mGal dans la partie Sud et 120 mGal dans la partie Nord avec une tendance NE-SO et E-O et est associée aux structures géologiques et les champs géothermiques potentiels locaux avec un gradient de $40 \text{ }^\circ\text{C/km}$.

Wang et al. (2015) réalisent deux études pour présenter les applications d'une enquête géophysique complète sur un terrain géothermique : la délimitation du champ géothermique dans une zone basaltique par la méthode AMT avec la température du trou d'un mètre et l'exploration géothermique dans une zone de strates de sédiments par la méthode CSAMT. Il ressort que la combinaison des méthodes géophysiques est très efficace et constitue la clé de succès en exploration géothermique et dont les réservoirs se caractérisent par une densité relativement faible, un gradient de gravité linéaire, les faibles résistivités et anomalies sismiques.

Domra et al. (2017) font une présentation des diverses méthodes d'exploration géothermiques, établissent une comparaison sur les différentes méthodes géophysiques d'exploration du réservoir géothermique et décèlent les avantages et les inconvénients de chacune d'elles. Il ressort de leurs résultats que les méthodes directes sont les plus efficaces car elles visent les paramètres directement influencés par l'activité géothermique contrairement aux méthodes indirectes qui donnent des informations sur les paramètres géologiques susceptibles de révéler des structures ou des corps géologiques importants pour la compréhension du système géothermique.

Chan et al. (2018) font une étude de corrélation entre les données LandSat ETM+ et celles de température de l'air présent dans 11 stations météorologiques permanentes pour faire une imagerie de la température à la surface du sol. Le coefficient de corrélation linéaire de la régression entre la température de l'air et la récupération de la température à la surface du sol est de $0,76^{\circ}\text{C}$. Les résultats de température à la surface du sol indiquent que les zones d'anomalies semblent corrélées au développement de failles. Les sources chaudes et les forages géothermiques identifiés sur le terrain sont en bon accord spatial avec les zones d'anomalies ; de plus, les zones de faibles résistivités significatives observées dans la section de résistivité sont répercutées avec les profils de température à la surface du sol par rapport au champ géothermique de Chingshui.

Uwiduhaye et al. (2019) font une levée gravimétrique pour estimer le sous-sol, structure de densité dans le champ géothermique de Kinigi (Rwanda) en septembre 2015. À l'aide d'une modélisation 3D, les anomalies de gravité élevées ont été observé dans le Nord-Est et l'Est-Sud du champ étudié, et les anomalies basses du coté de Sud-Ouest du champ étudié comme anomalie de Bouguer. La région, caractérisée par les contacts normaux avec pour frontière principal orientée NO-SE est interprétée comme faille principale de Kinigi. Ce défaut détecté pourrait être le meilleur endroit pour l'installation des puits géothermiques.

Uwiduhaye et al. (2021) proposent un modèle de distribution de résistivité 3D dans le champ géothermique de Gisenyi au Rwanda à partir de 69 stations de mesure des données magnétotelluriques (MT) et montrent une région conductrice de résistivité inférieur à $10 \Omega\cdot\text{m}$ à de grande profondeur. Ce corps conducteur révèle selon l'auteur la source de chaleur du système de Gisenyi.

Saibi et al. (2021) font Une inversion 2D des données MT dans la zone géothermique d'Al-Mubazzarah, Al-Ain, United Arab Emirates et montrent une zone conductrice ($10\text{-}30\Omega$) située à une profondeur de 4 km qui serait à l'origine des eaux souterraines chaudes.

1.4 – Hypothèse de travail

Les ressources géothermiques sont virtuellement accessibles partout dans le monde, soit par l'utilisation directe ou indirecte de la chaleur des systèmes de moyenne à haute énergie ($> 90^{\circ}\text{C}$), soit par l'utilisation de pompes à chaleur pour les ressources de basse énergies. En 2015, une alliance mondiale a été créée dans le cadre de la conférence de Paris sur le climat COP21. L'objectif de la 'Global Geothermal Alliance' est d'aider les pays en voie développement dont le Cameroun, ayant d'importants atouts et ressources à exploiter ce potentiel. Cette stratégie énergétique vise à renforcer dans les prochaines décennies un large encouragement des nouvelles énergies renouvelables et limiter les émissions de gaz à effet de serre du Cameroun. La géothermie fait partie des énergies renouvelables à développer.

La revue des travaux antérieurs susmentionnés permet de se faire une idée sur l'exploration des sources géothermiques aux moyens des techniques gravimétriques, magnétotelluriques et télédetectives. Selon Fabriol et al. 2004 ; Les contextes géologiques favorables à l'existence de champs géothermiques haute enthalpie sont essentiellement constitués des zones volcaniques et les bassins sédimentaires. La région étudiée est à forte activité tectonique puisqu'elle se situe dans la zone de chevauchement entre le craton et la chaîne panafricaine, cette zone de contraintes est de ce fait le siège des phénomènes de tremblement de terre et d'importantes activités volcaniques, par conséquent, elle peut regorger des sites géothermiques. Mais les informations sur leur détection et caractérisation restent insuffisantes. Une étude similaire à ceux des précédents auteurs sera faite dans cette zone grâce aux données MT, gravimétriques, satellitaires et donc la portée est de localiser géographiquement et caractériser les potentielles sources géothermiques. Une analyse critique des travaux récents de ces différents auteurs permet de dégager l'intérêt scientifique de ce travail.

Conclusion

Au terme de ce chapitre, il en ressort que la zone de prospection est majoritairement dominée par les formations géologiques tels que le gneiss, les charnokites, les granites. Elle repose sur un sol essentiellement ferrallitique. On y retrouve par endroit les sols ferrugineux et les vertisols. Quelques associations de sols dominant la localité de Ma'an. La zone est également affectée par de grands chevauchements et de nombreuses failles majeures.

Une fois le milieu naturel et la géologie de la zone prospectée connues il ne reste plus qu'à définir la théorie et la méthodologie de l'étude.

Introduction

Les méthodes géophysiques jouent un rôle capital dans la quête des réservoirs géothermiques. Chacune de ces méthodes, basée sur les principes physiques contribue de manière efficace à la localisation, circonscription et caractérisation des structures cibles susceptible de contribuer à une exploitation géothermique. Il s'agit plus précisément des méthodes gravimétriques, les méthodes magnétotelluriques.

2.1 – Théorie de l'étude

2.1.1 - Gravimétrie

Il est important pour l'exploration géothermique de connaître les structures souterraines régionales (Uwiduhaye et al., 2019). La gravimétrie est l'une des disciplines fondamentales de la géophysique. Elle consiste à mesurer, étudier et analyser les variations dans l'espace et dans le temps du champ de pesanteur de la Terre et d'autre corps du système solaire. Elle est étroitement liée à la géodésie, qui a pour objet l'étude de la forme de la Terre, la mesure de ses dimensions et de ses déformations. Elle a pour principe la mesure relative des variations spatiales du champ de pesanteur terrestre occasionnées par l'inégale répartition des densités dans le sous-sol. En effet, la gravimétrie tire son fondement sur le fait que la terre est non homogène, aplatie aux pôles, en rotation, et déformable. La gravité est la force d'attraction entre deux ou plusieurs corps de masse. La force est proportionnelle à la masse de l'objet et décroît avec la distance comme on le voit dans le terme $1/R^2$ de l'équation :

$$g = -\frac{GM}{R^2} \quad (2.1)$$

Si la détermination de la forme de la Terre est un problème géométrique qui nécessite un système d'axes de référence, la notion de champ de pesanteur introduit celle de la force et a pour base :

- La loi de gravitation universelle de Newton.
- Les principes fondamentaux de la dynamique.

En d'autres termes, la détermination de la pesanteur ne nécessite pas la connaissance de la position du point de mesure. Mais les visées géodésiques au sol utilisent comme élément essentiel du repère, la direction de la verticale et le plan horizontal orthogonal à cette dernière qui est la direction du champ de pesanteur local.

La nécessité de rapporter toutes les mesures à un système de référence géodésique local ou global associe forcément la géodésie géométrique et la géodésie gravimétrique afin de prendre en compte l'ensemble du champ de pesanteur. Pour y arriver, on utilise une surface de niveau du champ de pesanteur terrestre, le niveau moyen des océans ou géoïde, qui joue un rôle fondamental dans la détermination et la représentation de la forme de la Terre. Les notions de la forme de la Terre et de champ de gravité de la Terre sont intimement liées (Kovalesky, 1973).

L'accélération de la pesanteur (généralement appelée pesanteur) à la surface de la Terre est l'accélération que subit tout point massique de cette surface du fait de :

- L'attraction newtonienne de l'ensemble des masses de la Terre, qui crée l'accélération gravitationnelle encore appelée gravité.

- L'accélération centrifuge due à la rotation de la Terre.

En supposant que :

- La Terre est parfaitement rigide.
- Les champs secondaires sont négligeables (attraction de la lune et du soleil, forces de cohésion). On peut considérer que la pesanteur terrestre est la somme des effets

- de l'attraction newtonienne ou gravité.

- de la force centrifuge due à la rotation de la Terre.

Ces deux champs dérivent chacun d'un potentiel.

L'action de la Terre de masse $M = \sum dm$ ($dm = \delta(Q)d\tau$, $\delta(Q)$ densité au point Q de (T)) sur un point matériel P extérieur a (T) s'exprime par :

$$\vec{F} = -G \iiint \delta(Q) \frac{\vec{QP}}{(QP)^3} d\tau = -\overrightarrow{grad}U \quad (2.2)$$

$$\text{Où } U = G \iiint \frac{\delta(Q)}{(QP)^3} d\tau \quad (2.3)$$

Est la fonction d'attraction et G, la constante de gravitation universelle. Cette relation reste valable en tout point de (T).

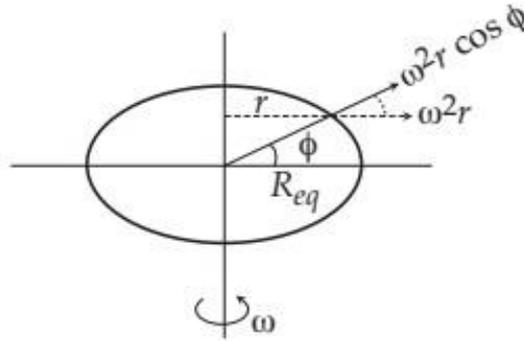


Figure 2.1 : Composante de l'accélération centrifuge en un point de sur la surface de la Terre en rotation avec une vitesse angulaire ω . D'après (Chouteau, 2002)

L'accélération centrifuge est de la forme $\vec{I}(\omega^2 X, \omega^2 Y)$ et dérive d'un potentiel de la forme

$$U' = \frac{1}{2} \omega^2 (X^2 + Y^2) = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \phi \quad (2.4)$$

Où ω est la vitesse angulaire de rotation de (T), ϕ est la latitude géocentrique, r la distance géocentrique, X et Y , les coordonnées géocentriques.

Le potentiel total de la pesanteur est $W = U + U'$, ainsi à l'extérieur des masses attirantes Σdm on a : $\vec{\nabla} \cdot \vec{g} = \nabla^2 W = 2\omega^2$ et $\nabla^2 U = 0$ avec \vec{g} le champ de pesanteur.

Les surfaces équipotentielle $W = \text{constante}$ sont des surfaces enveloppe des plans horizontaux, et sont moins rapprochées à l'équateur qu'aux pôles. En se référant au niveau des nappes d'eau qui est une surface équipotentielle orthogonale en tout point à la verticale du lieu, on définit la surface de niveau zéro, niveau moyen des mers, comme origine des altitudes : c'est le géoïde, que l'on considère comme représentant la forme de la Terre.

On exprime le potentiel d'attraction sous la forme d'une fonction, dépendant d'un certain nombre de paramètres dont les valeurs constituent un modèle de potentiel terrestre. Pour ce faire, on développe U en harmoniques sphériques. Ainsi, le potentiel total de la pesanteur sur l'ellipsoïde de référence peut s'exprimer sous la forme (Kovalesky, 1973 ; Mechler, 1982) :

$$W(R, \phi) = \frac{GM}{R} \left[1 - J_2 \left(\frac{a^2}{R^2} \right) P_2 \sin^2 \phi + \dots \right] + \frac{1}{2} \omega^2 R^2 \cos^2 \phi \quad (2.5)$$

Où $-J_2 = \frac{C-A}{Ma^2}$ est le facteur d'ellipticité géopotentielle ; C et A sont les moments d'inertie de la Terre, autour de l'axe de rotation et d'un axe situé dans le plan équatorial, respectivement ; a est le rayon équatorial de l'ellipsoïde ; P_2 est le polynôme de Legendre d'ordre 2 ; ω est la vitesse angulaire de rotation ; R est le rayon moyen de la Terre ; ϕ est la latitude d'un point de l'ellipsoïde par rapport à l'équateur ; M est la masse de la Terre ; G est la constante de gravitation universelle.

La pesanteur à la surface de l'ellipsoïde s'exprime par la relation.

$$g_0 = \frac{ag_e \cos^2 \varnothing + cg_p \sin^2 \varnothing}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varnothing + c^2 \sin^2 \varnothing}} \quad (2.6)$$

Où $g_e = g(R, 0)$ et $g_p = g(R, \frac{\pi}{2})$ avec $R^2(\varnothing) = a^2 \cos^2 \varnothing + c^2 \sin^2 \varnothing$ (c , le rayon polaire).

En posant $\alpha = \frac{a-c}{a}$ (aplatissement de l'ellipsoïde) et $\beta = \frac{g_p - g_e}{g_e}$ (g_e, g_p valeurs respectives à l'équateur et aux pôles), l'expression précédente de la pesanteur d'après Clairaut prend la forme :

$$g_0 = g_e [1 + K_1 \sin^2 \varnothing - K_2 \sin^2(2\varnothing)] \text{ en mGal} \quad (2.7)$$

Ou encore

$$g_0 = g_e [1 + K_3 \sin^2 \varnothing - 4K_2 \sin^4 \varnothing] \quad (2.8)$$

Avec $k_3 = k_1 - \alpha k_1 - \frac{\alpha^2}{2}$ et $k_2 = \frac{1}{4}(\alpha k_1 + \frac{\alpha^2}{2})$, k_1 et k_2 sont les constantes qui dépendent de la vitesse de la rotation de la Terre. Elle est déterminée par l'union internationale de géodésie et gravimétrie.

a ($= \frac{1}{2}$ grand axe) = 6378160 mètres ; $GM = 398603.10^9 \text{ m}^3/\text{s}^2$; $J_2 = 1,0827.10^{-3}$;

$$\alpha = \frac{1}{298,247167427} ; k_1 = 0,0053024 , k_2 = 0,0000058$$

La formule, appelée International Gravity Formula (IGF) a été adoptée en 1980 en remplacement d'une version plus ancienne, datant de 1967. Elle s'écrit sous la forme :

$$g_0 = 978032,7[1 + 0,0053024 \sin^2 \varnothing - 0,0000058 \sin^2(2\varnothing) + \dots] \quad (2.9)$$

$$= 978,0327 \text{ Gal} (1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m/s}^2).$$

Ainsi du fait de l'aplatissement de la Terre aux pôles et de sa rotation sur elle-même, la pesanteur théorique n'est pas la même en tout point du globe, ce qui serait le cas si la Terre était sphérique et immobile. Cette variation de la pesanteur est due à l'hétérogénéité de densité à l'intérieur du globe.

2.1.2 – Magnétotellurie

La méthode magnétotellurique, contrairement à la méthode des courants induits dont les fréquences varient de quelques Hz à plusieurs MHz, s'appuie sur la mesure des intensités des champs électromagnétiques oscillants générés par des courants naturels et artificiels. De par son principe, elle est différente des autres méthodes électriques de prospection basées sur la mesure des variations de potentiel dû à des courants naturels ou artificiels.

Les fluctuations dans le temps du champ magnétique terrestre (orages, tornades), et les phénomènes électriques (décharges électriques) dont le siège est la haute atmosphère induisent à la surface de la terre des courants naturel appelés courants telluriques.

Ceux-ci y circulent en larges nappes et génèrent un champ électromagnétique appelé

champ magnétotellurique (Telford et al., 1990). Ce champ se propage dans l'écorce terrestre, grâce aux propriétés électriques des roches accentuées par leur porosité et les électrolytes dissous dans l'eau qu'elles contiennent (Zhdanov, 2009).

Cagniard (1953), le précurseur de la méthode Magnétotellurique (MT), établit que le rapport des champs électrique et magnétique ne dépend que de la résistivité du sol, et permet de déterminer les variations de la résistivité avec la profondeur. Il avait au préalable supposé un sous-sol homogène. Des années plus tard, Niblett et Sayn-Wittgenstein (1960) et Bostick (1977) contribuèrent à l'amélioration de la méthode.

a) Méthode électromagnétique avec source naturelle : la magnétotellurie (MT)

L'onde magnétotellurique est une onde plane, se propageant suivant l'axe (o,z) positif d'un trièdre direct (o,x,y,z), de vecteurs de base ($\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$) polarisé tel que le champ tellurique \vec{E} soit suivant (o,x) et le champ magnétique \vec{H} soit suivant (o,y) figure 2.2

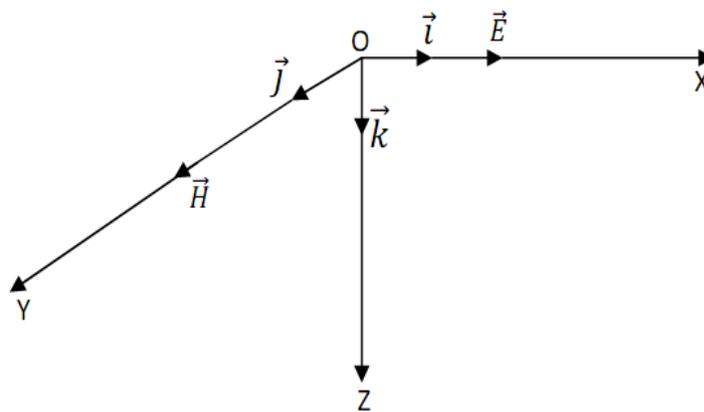


Figure 2.2 - Disposition des vecteurs champs dans le repère cartésien

La relation entre \vec{E} et \vec{H} se découpe en deux modes. Ainsi, si x est la direction structurale, il vient :

$E_x = Z_{xy} H_y$ ou Z est le tenseur d'impédance qui relie pour une fréquence donnée les champs E et H.

Elle consiste à mesurer à la surface du sol les deux composantes horizontales du champ électrique ou tellurique (E_X et E_Y) et les deux composantes horizontales du champ magnétique naturelle (H_X et H_Y). On mesure aussi le champ magnétique vertical H_z qui apporte des informations sur les cibles 2D et 3D. Après transformée de Fourier temporelle, on

obtient selon chaque direction x et y, un sondage de résistivité apparente, ρ_a , en fonction de la période T, suivant la formule de (Cagniard, 1953) :

$$\rho_{a_{i,j}}(T) \approx 0,2T \left(\frac{E_i(T)}{H_j(T)} \right)^2 \quad (2.10)$$

Où E_i est exprimé en mV/km, H_j en nanoTesla et $i,j = xy$ ou yx , ρ_a en $\Omega.m$, T en s. $E_i(T)^2$ et $H_j(T)^2$ sont les spectres de Fourier des composantes T. La profondeur de pénétration de la méthode peut être évaluée par la profondeur de peau, p qui est fonction de T et de la résistivité électrique des terrains :

$$P = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10\rho T} \approx 0,5\sqrt{\rho T} \quad (2.11)$$

Où p est exprimée en km, ρ_a en ohm.m, Ten s.

Pour les fréquences inférieures ou égales à 1 Hz, les variations des champs magnétiques et telluriques ont leur origine dans les interactions entre la terre, sphère aimantée en rotation, et l'ionosphère, couche de particules ionisées par le vent solaire. Les variations à des fréquences supérieures au Hz sont liées à l'activité orageuse atmosphérique. La faible amplitude et le caractère aléatoire des signaux naturels expliquent la dispersion observée dans l'estimation de la résistivité apparente. En général, l'utilisation d'une référence magnétique éloignée permet d'éliminer des sources de bruit locale (Gamble et al., 1979), qui se caractérisent par des variations non corrélées avec le champ de référence.

Le traitement complet des données magnétotelluriques consiste à calculer le tenseur d'impédance (Z), qui relie pour une fréquence ω donnée les champs E et H.

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega_x) \\ E_y(\omega_y) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega_x) & Z_{xy}(\omega_x) \\ Z_{yx}(\omega_y) & Z_{yy}(\omega_y) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega_x) \\ H_y(\omega_y) \end{pmatrix} \quad (2.12)$$

Dans ce cas la résistivité apparente se calcule respectivement en mode TE et TM comme suit :

$$\rho_{xy} = \rho_{\parallel} = 0,2 \frac{2\pi}{\omega} Z_{xy}(\bar{\omega})^2 = 0,2T |Z_{\parallel}|^2 \quad (2.13)$$

$$\text{et } \rho_{yx} = \rho_{\perp} = 0,2 \frac{2\pi}{\omega} Z_{yx}(\bar{\omega})^2 = 0,2T |Z_{\perp}|^2 \quad (2.14)$$

$Z_{\parallel} = Z_{xy}$ est l'impédance mesurée suivant la direction structurale ou mode TE.

$Z_{\perp} = Z_{yx}$ est l'impédance mesurée suivant la direction perpendiculaire à la structure ou mode TM

$$\text{Où } Z_{\parallel} = \frac{E_x}{H_y} \text{ et } Z_{\perp} = \frac{E_y}{H_x}$$

Le tenseur Z contient toutes les informations nécessaires à l'interprétation en 1, 2 ou 3 dimensions, consistant à déterminer la distribution en profondeur de la résistivité électrique. Le tenseur est calculé dans le domaine des fréquences, c'est-à-dire après une transformation de Fourier des signaux temporels mesurés sur le terrain. Une rotation du tenseur est ensuite effectuée dans la direction qui maximise la somme des éléments non diagonaux ($Z_{XY} + Z_{YX}$), de façon à se rapprocher au mieux d'un cas à deux dimensions. Il existe une indétermination de 90° dans le choix de cette direction. Cette ambiguïté peut être cependant levée en utilisant le tipper, paramètre d'allongement préférentiel dans le plan horizontal (structure 2D). La composante d'impédance obtenue pour un champ électrique parallèle à la direction de la structure est appelée mode TE alors que la composante obtenue pour un champ électrique perpendiculaire est appelée TM. Le mode TM est généralement préféré pour définir la géométrie des structures car il montre des réponses plus contrastées aux limites latérales des hétérogénéités.

Les performances actuelles de l'informatique et de l'électronique permettent d'assurer la qualité des données acquises sur le terrain. Cependant, les problèmes liés au niveau du signal naturel demeurent, ainsi que ceux induits par la proximité de corps conducteurs superficiels. Ces derniers ont pour effet principal de multiplier le champ électrique par un facteur indépendant de la fréquence, ce qui a pour effet de décaler verticalement les courbes de résistivité apparente (effet statique). La mise en œuvre en parallèle de sondages électriques ou TDEM basés sur la mesure du signal magnétique, moins affecté par les conditions superficielles, permet de recalibrer les courbes de résistivité apparente et d'avoir une meilleure résolution pour les couches superficielles (Pellerin L., Hohmann G.W., 1990).

b) Méthode EM avec source artificielle : MT avec source contrôlée

Alors que la MT couvre une bande de fréquences de 0,001 Hz à 100 Hz, qui lui permet d'atteindre des profondeurs de pénétration kilométriques, l'AMT couvre la bande 1-10000 Hz qui correspond au premier kilomètre du sous-sol. La technique de sondage électromagnétique CSAMT utilise, dans cette bande de fréquence, une source de signal artificiel de façon à assurer des enregistrements de meilleur rapport signal sur bruit.

Différentes sources peuvent être utilisées : il s'agira le plus souvent d'un long dipôle électrique (1 à 3 km) mis à la terre à ses extrémités (émetteur galvanique) généralement parallèle et équatorial par rapport au profil de mesure (configuration broadside) ; il peut s'agir d'une boucle de courant fermée (émetteur inductif) placée de façon similaire. Les champs électriques et magnétiques sont mesurés au moyen de différents dispositifs de dipôle électriques et de capteurs magnétiques, similaire à ceux utilisés en MT.

La condition fondamentale de la CSAMT est que la distance entre l'émetteur et les stations de mesures soit au moins égale à 6 fois l'épaisseur de peau calculée à la plus basse fréquence d'intérêt (condition dite de champ lointain, nécessaire à l'établissement de l'onde plane). Pour des investigations profondes où les fréquences relativement basses sont nécessaires, ceci implique des offsets d'émission importants (de l'ordre de six fois la profondeur d'investigation requise) généralement supérieure à 5 km, ce qui en retour exige des puissances d'émission considérable (Pellerin et al., 1996).

La mesure des champs magnétiques et électriques pour différentes fréquences conduit à l'établissement des courbes de résistivité apparente et de phase en fonction de la fréquence qui sont interprétées, dans les conditions de champ lointain, selon les méthodes algorithmiques de la MT. Les résultats sont généralement présentés sous forme de log ou de section de résistivité inversée en fonction de la profondeur.

Dans le cadre de notre travail sur le bassin sédimentaire de Kribi-Campo, le maximum et le minimum de résistivité sont obtenus pour les directions N-S et E-O représentant respectivement le mode transverse magnétique et le mode tellurique E-O à la structure. Dans le souci d'apporter un complément d'information dans le présent travail, nous avons fait un certain nombre de considérations : En effet, il est montré qu'au cas où la station ne présente pas une discontinuité assez prononcée, il est préférable de prendre la résistivité apparente effective (Vozoff, 1972), qui n'est en fait que la moyenne géométrique des résistivités apparentes, à chaque station et pour chaque fréquence, dans les directions N-S et E-O.

L'obtention des données pour chaque fréquence et chaque direction a permis de calculer la valeur moyenne géométrique $\rho_{a\perp}$ et $\rho_{a\parallel}$, la phase apparente des lignes telluriques N-S ($\rho_{a\perp}$) et E-O ($\rho_{a\parallel}$) suivant la transformation de Bostick (1977) défini par la relation :

$$\varphi_a = \frac{\pi}{4} \left(1 - \frac{f \Delta \rho_a}{\rho_a \Delta f} \right) \quad (2.15)$$

Où f , ρ_a , Δf , $\Delta \rho_a$ et $\Delta \varphi_a$ sont respectivement la fréquence, la résistivité apparente, la variation de la fréquence, la variation de la résistivité apparente et la variation de la phase. La

phase est calculée suivant la transformation de Bostick et doit être comprise entre 0 et 90° suivant une direction unique. La formule nous permettant d'évaluer la résistivité apparente effective et la phase est définie par :

$$\overline{\rho_a} = \sqrt{(\rho_{a_{\perp}} \times \rho_{a_{\parallel}})} \quad \text{et} \quad \overline{\varphi_a} = \sqrt{(\varphi_{a_{\perp}} \times \varphi_{a_{\parallel}})} \quad (2.16)$$

2.2 – méthodologie de l'étude

2.2.1 – Gravimétrie

a) Méthode de mesure

Mesurer la pesanteur revient à mesurer une accélération, donc à réaliser simultanément une mesure de distance et de temps, ainsi la mesure de la pesanteur se fait soit par des mesures absolues, soit par des mesures relatives.

- Les mesures absolues ou statiques

La mesure absolue de la gravité est généralement effectuée sur une installation fixe par le chronométrage précis d'un pendule oscillant ou d'une chute de poids. Les mesures de gravité relative peuvent être fabriquées de diverses manières. Trois types d'instruments ont été utilisés : la balance de torsion, le pendule et le gravimètre. Ce dernier est le seul instrument actuellement utilisé pour la prospection. Les autres n'ont qu'un intérêt historique (Telford, 1976). Les mesures absolues ont pour base la mesure du temps de chute libre d'un corps ou de la période du pendule simple ou encore du pendule de torsion.

➤ Pendule simple

Par définition, c'est une masse ponctuelle fixée à l'extrémité d'un fil inextensible et sans raideur et oscillant sous l'effet de la pesanteur ; par extension, on appelle aussi parfois pendule simple un dispositif dans lequel, le fil inextensible est remplacé par une tige de masse nul pouvant tourner sans frottement dans un plan vertical autour de son extrémité fixe (liaison parfaite). Dans ce cas il est appelé pendule de gravité idéal et sa période est approximativement donnée pour de faibles oscillations par la relation :

$$g = \frac{4\pi^2 l}{T^2} \quad (2.17)$$

où l est la longueur du pendule, T est la période des oscillations. Connaissant T , l et θ , on peut évaluer g . Vu sous cet angle, ce sont les valeurs absolues qu'on peut estimer. Mais les mesures pratiques sont difficiles à réaliser avec une certaine précision, car on ne peut estimer T qu'à 10^{-7} s près et l à 10^{-3} mm près. Il est parfois difficile de situer avec précision l'axe de rotation ainsi que le centre de gravité du système.

➤ Chute libre

La chute libre d'un corps se définit comme étant l'étude idéale du mouvement de ce corps soumis uniquement à son propre poids. L'expérience de la chute libre des corps est décrite par la relation.

$$Z = \frac{1}{2}gt^2 \quad (2.18)$$

où Z est la distance parcourue, t le temps de parcours et g l'accélération que subit le corps de masse m . Dans cette formule, il est clair que les paramètres Z et g doivent être mesurés avec une simple précision tandis que t avec une double précision.

Si un corps de vitesse initiale inconnue tombe de distance Z_1 et Z_2 entre les temps respectifs de t_1 et t_2 , alors l'accélération de la pesanteur est calculée en utilisant la formule :

$$g = 2 \frac{(Z_2 - Z_1)}{(t_2 - t_1)^2} \quad (2.19)$$

Cette méthode est utilisée comme principe de base dans les mesures de g à l'aide des gravimètres balistiques. Pour une précision de 1 mGal sur une chute de 1 à 2 m, le temps doit être connu à 10^{-8} s et la distance à $0,5 \mu m$.

- Les mesures relatives ou dynamiques

Les mesures relatives consistent à comparer les valeurs de la pesanteur mesurées en des lieux différents, procédé jugé plus facile que la détermination de la valeur absolue. De ce fait, les appareils relatifs ne vont pas permettre de mesurer directement la valeur de la pesanteur, mais une variation de celle-ci. Ces mesures relatives utilisent généralement trois instruments : le pendule, la balance à torsion, et le gravimètre.

Dans le cas du pendule, on a d'après le principe $gT^2 = \text{constante}$, en différenciant cette relation, on obtient :

$$\Delta(gT^2) = 2gT\Delta T + T^2\Delta g = 0 \quad (2.20)$$

$$\text{Il vient que } \Delta g = -2g \frac{\Delta T}{T} = -2g \frac{t_2 - t_1}{t_1} \quad (2.21)$$

où $T, \Delta T, g, \Delta g$ sont respectivement la période, la variation de la période, la pesanteur et sa variation. t_1 et t_2 représentent l'intervalle du temps de chute.

Si la période peut être mesurée à $1 \mu s$, la précision sur Δg sera de l'ordre de $1 \mu Gal$.

Pour ce qui est du gravimètre, il a été développé vers les années 1930 pour mesurer Δg sur le terrain. Le système correspond essentiellement à une balance extrêmement sensible dans laquelle une masse est reliée à un ressort. Les variations de la gravité se traduisent alors par une élévation du ressort amplifiée mécaniquement ou électriquement.

Les gravimètres modernes utilisent deux ressorts : un dont la tension correspond à une valeur moyenne pour la région et un autre plus sensible relié à une vis micrométrique qui sert à faire la lecture. On retrouve deux types de gravimètres : les gravimètres stables et les gravimètres astatables. Les gravimètres stables sont établis suivant le principe de la loi de Hooke, la variation de la gravité est égale à la variation de la force exercée par le ressort (Figure 2.3).

$$\Delta g = \frac{K}{m} \Delta x \quad (2.22)$$

K est la constante du ressort, m la masse et Δx l'élongation du ressort. Pour détecter Δg de $0,1 \mu Gal$, Δx doit être de l'ordre de $10^{-7} cm$, il faut les ressorts extrêmement sensibles.

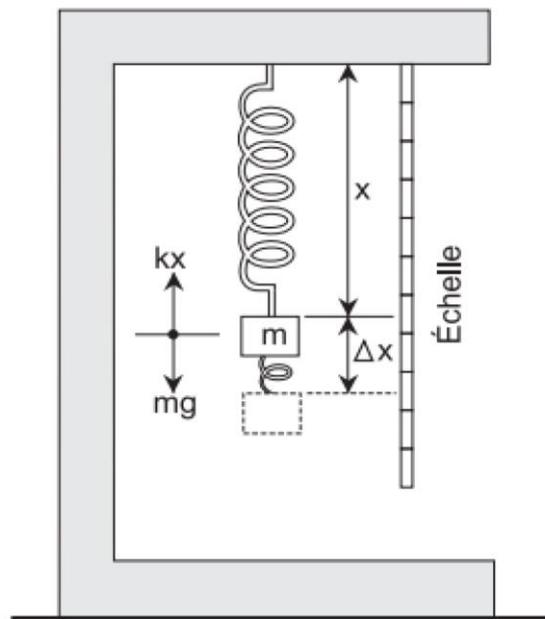


Figure 2.3 : Principe du gravimètre stable (Chouteau, 2002)

Les gravimètres astatables sont plus précis que les gravimètres stables. Ainsi nous avons et le gravimètre Lacoste-Romberg développé en 1934 par J.B Lacoste et est basé sur le principe du ressort de longueur zéro et Worden (sodin) développé en 1948.

b) Acquisition des données

Pour l'acquisition de nos données, le gravimètre utilisé est de type Lacoste & Romberg G-823 (figure 2.4). Conçu dans les années 1940, il utilise un ressort métallique. Ce ressort est immobilisé par un dispositif de blocage pendant le transport. Ce type de gravimètre nous permet d'obtenir facilement des mesures précises au 1/100 de mGal. Ensuite un GPS (Global Positioning System) pour déterminer la longitude, la latitude, et l'altitude du point de mesure par rapport au niveau moyen de la mer. Des casques, des bottes, un véhicule 4×4 pour faciliter le déplacement entre différentes stations de mesures.



Figure 2.4 : Gravimètre Lacoste-Romberg dans son coffret

La procédure d'acquisition des données gravimétriques repose sur deux techniques principales : La première consiste à considérer toutes les stations de mesures comme des stations de base. Après avoir mesuré la valeur de la gravité relative à la première station S1, nous passons à la station S2 pour mesurer et nous revenons boucler à la station S1 puis on revient à la station S2 qui devient la nouvelle station de base pour la mesure de la gravité à la station S3. Ce processus est répété jusqu'à la dernière station Sn. Cette technique est plus coûteuse en temps et financièrement car trois navettes sont effectuées autour d'une même station néanmoins cette approche est plus précise.

La deuxième technique comme illustré sur la figure 2.5 est celle utilisée dans ce travail. Elle consiste à définir une station de base S1 où toutes les mesures des autres stations S2, S3,.....,Sn sont rattachées à elle c'est-à-dire les mesures sont prises suivant les stations S2, S3,.....,Sn et on revient à la fin boucler à la station de base. Il est nécessaire de fermer la boucle de mesure avant 24 heures pour éviter l'influence due à la position de la lune et du soleil au courant de la journée car deux valeurs prises à la même station et à des périodes différentes, ne sont jamais identique, ce décalage de valeur est appelée dérive.

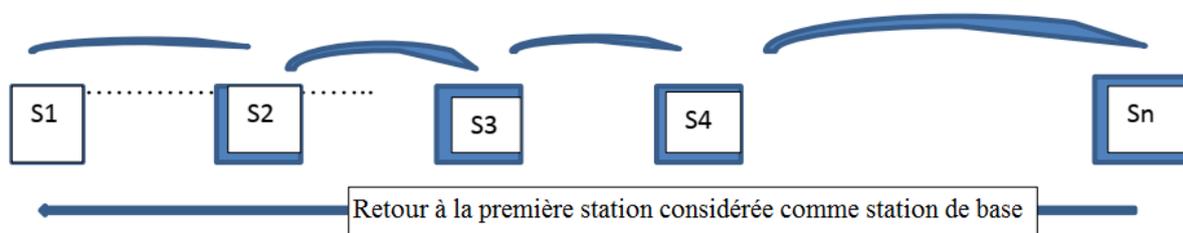


Figure 2.5 - Illustration de la technique de mesure avec une station de base

Les lectures sont prises en plaçant l'instrument sur le sol et en le nivelant. Cette technique appelé étalonnage peut être effectué théoriquement par inclinaison quand une

géométrie précise du système est impliquée, mais la procédure habituelle. Généralement, les lectures sont effectuées aux stations où la valeur de g est connue. Cet étalonnage peut être automatique avec les derniers instruments. L'activité sismique ou les mouvements humains perturbent les lectures lors de la prise des données. Il est donc important d'arrêter toute opération pendant la lecture.

c) Analyse des données

Anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer, ou la part de gravité associée aux écarts de densité par rapport au modèle théorique (pesanteur calculée sur l'ellipsoïde qui définit le système IGRS) est calculée en soustrayant des valeurs corrigées de la pesanteur mesurée, la valeur de la pesanteur théorique définie en chaque station.

L'expression de l'anomalie de Bouguer ainsi déduite est :

$$B = g_{mes} - g_0 \quad (\text{mGal}) \quad (2.23)$$

avec $g_{mes} = g_{lu} \pm \sum \text{corrections}$, g_{lu} est la valeur lue sur le gravimètre

$$\text{et } g_0 = 978031 \left[1 + 0.0053024 \sin^2(\phi) - 0.0000022 \sin^2(2\phi) \right] \quad (\text{mGal}) \quad (2.24)$$

Puisque l'anomalie de Bouguer compare le champ gravimétrique réel au champ d'un modèle homogène de la Terre, elle est la réponse gravimétrique de toutes les hétérogénéités situées à diverses profondeurs de la Terre.

Les effets d'altitude, de terrains superficiels et de relief ayant été éliminés dans la Bouguer, une anomalie positive traduit l'attraction des roches souterraines de densité plus grande que la normale tandis qu'une anomalie négative traduit la perte d'attraction due à des roches de densité plus faible que la normale. Dans la pratique, les anomalies gravimétriques de Bouguer sont présentées sous formes de cartes constituées de courbes joignant les points de mêmes anomalies appelées iso-anomales.

Les cartes d'anomalies gravimétriques

Dans le cadre d'une étude de reconnaissance ou régionale, les cartes gravimétriques constituent le support fondamental des données corrigées.

Constituées de courbes iso quantitatives de l'anomalie gravimétrique, elles permettent une exploitation judicieuse des données gravimétriques en association avec les cartes géologiques et d'autres données géophysiques disponibles. Les données ainsi présentées

servent mieux dans l'investigation sur les structures tectoniques et la géologie de la croûte moyenne et supérieure.

La carte de base, celle des anomalies de Bouguer, traduit les inégalités de répartition des masses sous le géoïde après élimination des effets de la topographie de surface.

La carte des anomalies isostatiques indique la répartition des petits écarts qui proviennent de la mesure de la pesanteur par rapport au cas idéal où l'isostasie est entièrement réalisée c'est à-dire à l'équilibre isostatique parfait.

Techniques de traitement des données gravimétriques

- Méthodologie

La taille d'une anomalie gravimétrique reflète le produit d'un volume par une densité, et décroît avec la profondeur de la source.

Aussi la qualité d'une interprétation est influencée par cinq facteurs principaux (Geldart et al., 1966) ; Radhakrishna murthy (1990) ; Vignerese (1990).

Le traitement des données gravimétriques en vue d'une interprétation correcte de celles-ci, comporte quatre étapes essentielles (Simpson et al., 1990)

- ❖ La localisation et l'isolement des anomalies intéressantes à l'aide de diverses techniques de présentation et de séparation.
- ❖ L'interprétation quantitative qui consiste à modéliser le contexte géologique et les caractères généraux des sources d'anomalies en termes de contraste de densité.
- ❖ L'interprétation quantitative qui doit déterminer les valeurs numériques des paramètres géométriques et de la densité des sources.
- ❖ La corrélation du modèle obtenue avec la géologie locale ou régionale qui intervient à toutes les phases de l'interprétation.

d) Traitement des données

Le traitement des données gravimétriques dans le cadre d'une prospection géothermique consiste beaucoup plus à une séparation des anomalies régionales et résiduelles. L'anomalie de Bouguer peut provenir des grandes profondeurs (régionales), des moyennes ou faibles profondeurs (résiduelles). La figure 2.6 montre la variation de l'anomalie en fonction de la position de la source : plus la source est profonde, plus l'anomalie est évasée.

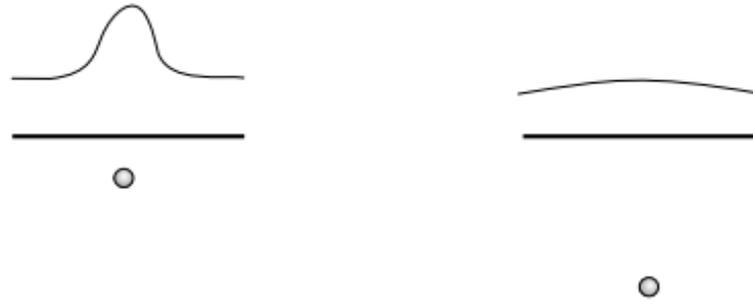


Figure 2.6- Anomalie en fonction de la position de la source d'après (Chouteau, 2002)

Une fois toutes les corrections appliquées, on obtient une carte de l'anomalie de Bouguer qui démontre en général deux caractéristiques :

- ❖ Les variations du champ gravitationnel régulières et continues sur de grande distance appelées variations régionales et produites par les hétérogénéités à grande profondeur.
- ❖ Les petites perturbations locales du champ gravitationnel superposées aux variations régionales et masquées par ces dernières.

De ce fait, la séparation consiste à lisser et enlever les effets de surface pour ne retenir que les effets de profondeur (régionale) et lisser les effets de sources profondes et les soustraire en utilisant la relation (2.11) pour obtenir les anomalies de surface (résiduelle).

$$\Delta g_{res} = B - \Delta g_{reg} \quad (2.25)$$

Les anomalies dites résiduelles sont surtout produites par les hétérogénéités situées dans la partie supérieure de l'écorce terrestre. Ce sont souvent le résultat de la minéralisation ou de réservoirs. Afin de pouvoir observer ces anomalies, il est nécessaire de soustraire l'anomalie régionale de nos données. Pour faire cette séparation, on peut soit :

- ❖ Faire un lissage graphique sur le profil
- ❖ Faire un lissage graphique sur les lignes de contours
- ❖ Calculer la régionale analytiquement ou appliquer un filtre
- ❖ Calculer l'effet de la source à éliminer si sa géométrie et sa densité sont connues afin de soustraire à l'anomalie de Bouguer.

e) Interprétation des données

Les cartes d'anomalies de Bouguer traduisent généralement les inégalités de masses entre le géoïde et la station de mesure. Les principaux contrastes de densités escomptées dans

les zones volcaniques sont liés, d'une part, aux variations de composition chimique des intrusions, d'autre part, aux variations de porosité des formations. Ainsi entre une rhyolite et un basalte, on pourra observer un contraste de densité moyen de l'ordre de 0,47. Entre une rhyolite massive et un tuf rhyolitique ayant une porosité de 40%, on aura un contraste de 1 si la formation est sèche et de 2,5 si elle est saturée. Des contrastes élevés apparaitront donc entre les laves massives et les dépôts pyroclastiques.

Le tableau ci-dessous nous donne les différents contrastes de densités en fonction du type de roche.

Tableau 2.1 - Densité des roches ignées d'après (Chouteau, 2002)

Type de roche	Intervalle	Moyenne	Type de roche	Intervalle	Moyenne
	(g/cm ³)			(g/cm ³)	
Rhyolite vitreuse	2.20-2.28	2.24	Diorite quartzeuse	2.62-2.96	2.79
Obsidienne	2.20-2.40	2.30	Diorite	2.72-2.99	2.85
Vitrophyre	2.36-2.53	2.44	Laves	2.80-3.00	2.90
Rhyolite	2.35-2.70	2.52	Diabase	2.50-3.20	2.91
Dacite	2.35-2.80	2.58	Essexite	2.69-3.14	2.91
Phonolite	2.45-2.71	2.59	Norite	2.70-3.24	2.92
Trachyte	2.42-2.80	2.60	Basalte	2.70-3.30	2.99
Andésite	2.40-2.80	2.61	Gabbro	2.70-3.50	3.03
Néphéline-Syénite	2.53-2.70	2.61	Homblende-Gabbro	2.98-3.18	3.15
Granodiorite	2.67-2.79	2.73	Péridotite	2.93-3.34	3.17
Porphyre	2.60-2.89	2.74	Ignées acides	2.30-3.11	2.61
Syénite	2.60-2.95	2.77	Ignées basique	2.09-3.17	2.79
Anorthosite	2.64-2.94	2.78			

Les anomalies gravimétriques positives (relativement à leur environnement), autrement appelées lourdes, sont les cibles géothermiques d'intérêt car elles peuvent correspondre à différents milieux en relation directe avec le système géothermique :

- En milieu sédimentaire, l'altération hydrothermale produit généralement une densification (par exemple, Salton Sea et golfe de Californie). Par contre, dans des formations initialement denses, la porosité est trop faible pour que la densification soit possible et l'altération peut être à l'origine d'une anomalie gravimétrique négative (le Geysers).

- Des intrusions de roches magmatiques denses, sources de chaleur (exemple du mont St-Helens, d'après Williams et al., 1987).

Des anomalies gravimétriques légères (ou négatives par rapport à leur environnement peuvent être dues à :

- Des milieux poreux peu ou pas colmatés, peu ou pas métamorphisés pouvant jouer le rôle de réservoir géothermique.
- Une altération dans les zones de failles et fractures pouvant servir de drain pour les fluides hydrothermaux.

Séparation régionale –résiduelle

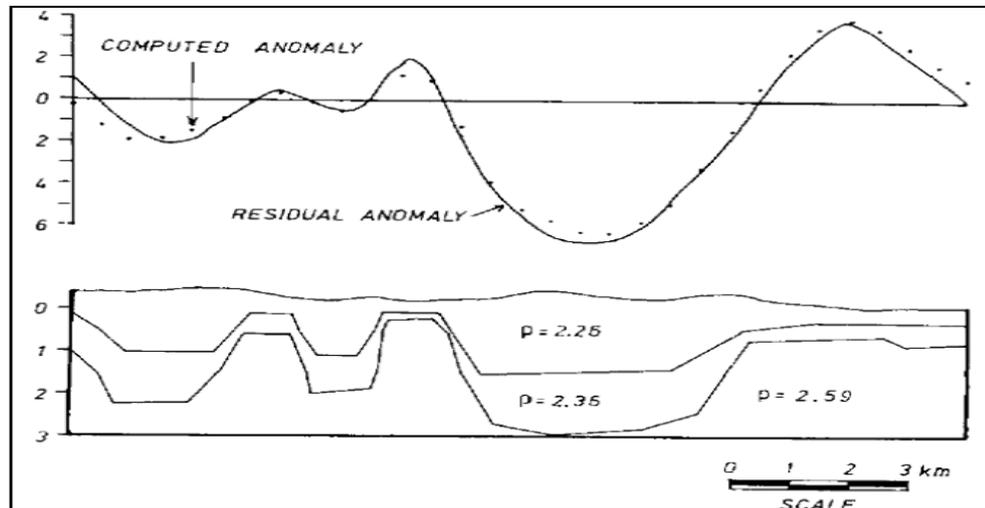


Figure 2.7 - Interprétation de l'anomalie gravimétrique de la caldera et de la primareva d'après (Alatorre-Zamora et Campos-Enriquez, 1991)

Une anomalie négative correspond au remplissage léger de la caldera par les tufs, des rhyolites et les sédiments récents. La gravimétrie permet en outre de définir des structures d'extension ou régionale qui peuvent s'avérer très utiles pour guider les reconnaissances ou établir un cadre structural régional responsable de la mise en place d'un champ géothermique.

2.2.2 – Magnétotellurie

a) Acquisition des données

✚ Principe

Pour chaque valeur de la fréquence, les variations de champ \vec{E} sont calculées à partir de la mesure de la d.d.p entre deux électrodes métalliques enfoncées dans le sol et qui détermine la ligne tellurique.

Les variations du champ \vec{H} sont en même temps enregistrées grâce à un capteur magnétique. Des canaux identiques enregistrent, amplifient et filtrent les signaux électriques et magnétiques qui sont testés par un microprocesseur qui calcule et affiche les valeurs moyennes des champs \vec{E} et \vec{H} et enfin de ρ_a . En raison du caractère aléatoire des champs

enregistrés, il faut prendre des dispositions pour améliorer la qualité des données. Pour ce faire, on procède tour à tour par :

- Intégration numérique des champs \vec{E} et \vec{H} à intervalle de temps fixe.
- Élimination automatique des séquences perturbées par des sources électriques.
- Multiplication des relevés des valeurs des composantes de \vec{E} , \vec{H} et de ρ_a à une même fréquence. La paire de valeurs des composantes des champs \vec{E} et \vec{H} permet d'apprécier le rapport Signal-Bruit $\frac{S}{B}$ pour un dispositif de mesure donnée. Quand ce rapport est faible, il en résulte une grande dispersion des valeurs de la résistivité apparente, notamment dans le cas des mesures faites à proximité des réseaux haute-tension ou des émetteurs d'ondes électromagnétiques. Un accroissement de la longueur de la ligne tellurique permet souvent d'accroître le rapport $\frac{S}{B}$

✚ Détermination des directions principales et structurale (figure 2.8)

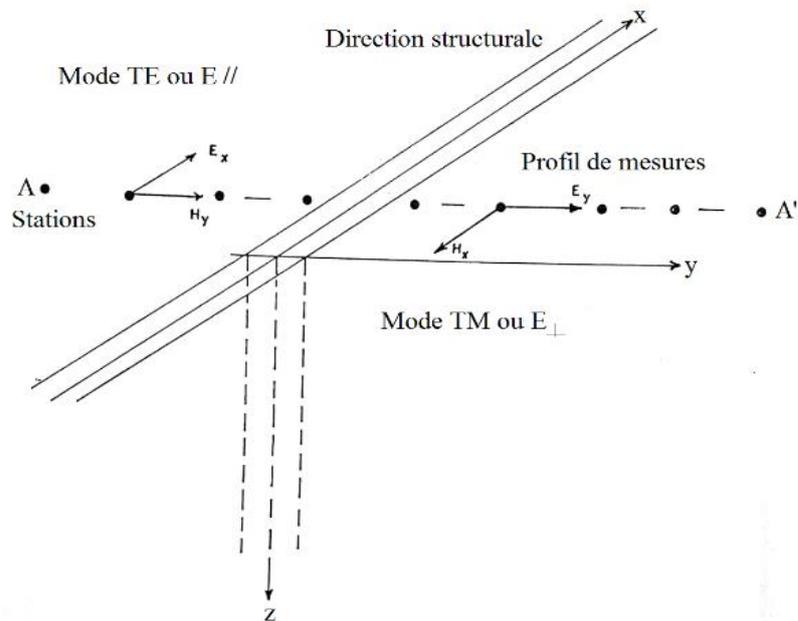


Figure 2.8 - Principe de mesure des composantes du champ électromagnétique de (Mbom-Abane, 1997)

Il a été établi plus haut que l'étude d'une structure complexe, 3-D par exemple nécessite la mesure simultanée des composantes des champs \vec{E} et \vec{H} . le dispositif de mesure sera type tensoriel, comportant deux canaux magnétiques et deux canaux telluriques pour mesurer simultanément E_x, E_y, H_x, H_y .

Mais pour une structure 2-D, il suffit d'un dispositif de mesure scalaire, comportant un canal magnétique et un canal tellurique pour mesurer successivement les paires (E_x, H_y) et (E_y, H_x) qui fournissent les valeurs ρ_{xy} et ρ_{yx} de la résistivité apparente en modes TE et TM respectivement. On sait que dans la rotation des axes de mesures ou axes de coordonnées, lorsque ces derniers coïncident avec les axes principaux de la structures 2-D, les valeurs de Z_{xx} et Z_{yy} passent par un minimum nul, tandis que celles de $Z_{\perp} = Z_{yx}$ et $Z_{\parallel} = Z_{xy}$ passent l'une par un maximum et l'autre par un minimum (Ritz, 1982 ; Manguelle-Dicoum, 1988). On détermine ainsi la direction d'une structure 2-D par rotation de la ligne tellurique en repérant la direction qui correspond à $\rho_{\min} = \rho_{\parallel}$ ou $\rho_{\max} = \rho_{\perp}$. C'est le principe de Rotation (Manguelle-Dicoum, 1998).

Dispositif expérimental

L'évolution des technologies de pointe a permis de doter la méthode M.T. d'équipements performants d'acquisition de données, comportant des systèmes de traitement de données sur site (Ritz, 1982 ; Vozoff, 1990).

Mais on utilise encore des dispositifs de mesure simples et robustes, faciles à manœuvrer, et qui permettent de réaliser des mesures d'une grande fiabilité. C'est le cas des dispositifs scalaires de mesure, notamment dans la gamme des fréquences audio, caractérisés par la rapidité de manœuvrer et des résultats intéressants malgré le caractère quelque fois primitif des équipements. La méthode Audio Magnétotellurique (AMT) ne fait que renforcer ses atouts avec l'apparition récente de systèmes AMT tensoriels (Vozoff, 1990). La prospection sur site, pour le présent travail, a été réalisée grâce à un dispositif AMT scalaire dans la gamme de fréquence allant de 4.1 à 2300 Hz.

Ce dispositif comprend :

- Un résistivimètre type ECA 542 mis au point au CRG de Garchy (France) et fabriqué par la Firme ECA Paris ;

- Deux magnétomètres constitués d'une bobine d'induction ;

- Quatre électrodes métalliques impolarisables ;

- D'accessoires de connexion et de mise en œuvre du dispositif de mesure.

- Un équipement additionnel composé de :

-  Un niveau à eau ;

-  Du sel afin d'assurer un bon contact des électrodes avec le sol ;

- ✚ Une boussole ;
- ✚ Un GPS ;
- ✚ Un décamètre et éventuellement des réserves d'eau.

Cet appareillage sera déposé suivant le schéma illustratif ci-dessous

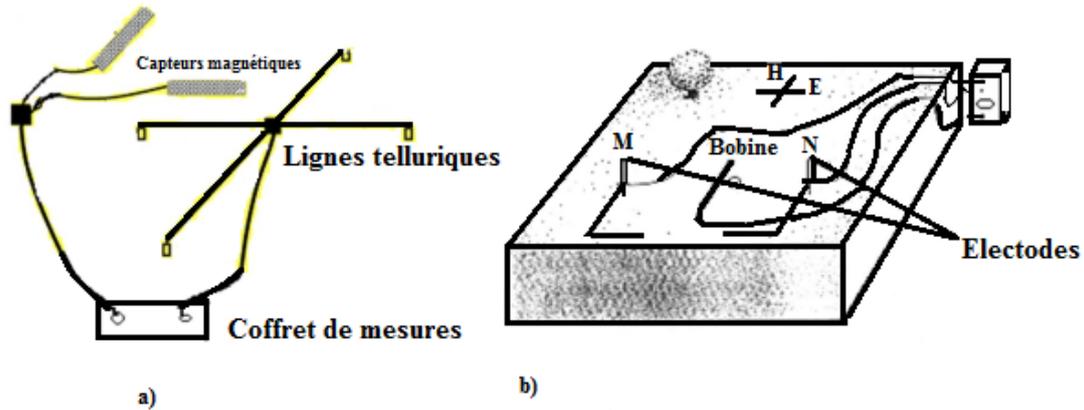


Figure 2.9 - a) dispositif classique de mesures en MT ; b) mise en œuvre d'un sondage $Z_{\parallel} = Z_{xy}$ est l'impédance mesurée suivant la direction structurale ou mode E_{\parallel} (Transverse Electric TE- Transversal par rapport au profil, lui-même perpendiculaire à la structure).

$E_{\perp} = Z_{yx}$ est l'impédance mesurée suivant la direction perpendiculaire à la structure ou mode E_{\perp} (Transverse Magnétique. TM). La résistivité apparente s'exprime alors comme suit :

$$\text{En mode TE} \quad \rho_{\parallel} = 0.2T |Z_{\parallel}|^2 \quad (2.26)$$

$$\text{En mode TM} \quad \rho_{\perp} = 0.2T |Z_{\perp}|^2 \quad (2.27)$$

$$\text{Où} \quad Z_{\parallel} = \frac{E_x}{H_y} \text{ et } Z_{\perp} = \frac{E_y}{H_x}$$

Il découle de ce qui précède qu'à partir du tenseur d'impédance, il est possible de déterminer l'orientation d'une structure 2-D. Par rotation du système de coordonnées pour trouver les valeurs maximale et minimale de la résistivité apparente (Ritz, 1982).

b) Analyse des données

Dans les conditions normales, ni \vec{E} , ni \vec{H} ne sont polarisés linéairement, de sorte que les données comportent un mélange de signal et de bruit sur une large gamme de fréquence (Vozoff, 1990).

Aussi, pour extraire l'information sur la résistivité du sous-sol à partir des données, il s'avère nécessaire :

- De bien ressortir la relation entre la résistivité apparente et la fréquence en site donné ;
- De relever les ressemblances entre sites ;
- De localiser les anomalies significatives de ρ_a ;

Nous présentons, ci-dessous différents modes de présentation des données en vue d'une analyse qui conduit à la détermination des structures de résistivité électrique par comparaison avec des modèles.

Courbes de sondage et profils de résistivité apparente

La présentation initiale des données brutes consiste à représenter, à chaque site et chaque polarisation, la résistivité apparente en fonction de la fréquence sous la forme

$$\log \rho_a = f(\log \sqrt{T}) \quad (2.28)$$

Les données se présentent généralement sous la forme d'un nuage de points plus ou moins dispersés dû au bruit. Cette dispersion est réduite par lissage manuel et par élimination des valeurs aberrantes de ρ_a des méthodes analytiques peuvent également être utilisées à cet effet. La meilleure courbe de sondage est choisie, quelque fois avec l'aide des données géologiques disponibles. A chaque fréquence, les profils isofréquentiels de ρ_a couvrant l'ensemble des stations de sondage permettent de localiser les zones de discontinuité. Les minima de ρ_a sont généralement associés aux amas conducteurs, dykes, failles, ou contact géologiques en mode T.M

Profils résiduels de résistivité apparente

Une importante dispersion des valeurs de ρ_a par fréquence peut être provoquée par la déformation du champ électrique local, due à des hétérogénéités superficielles. Cette

dispersion dépendra des dimensions de la structure source de la déformation, et de la longueur comparable à la profondeur d'investigation.

On peut aussi simuler l'effet d'un dipôle qui couvrirait l'ensemble des stations de mesure (Koziar et al., 1978) :

Si N est le nombre de stations consécutives de mesure tels que les dipôles soient adjacents, et ρ_{ai} résistivité apparente à la station S_i , la valeur moyenne régionale de l'impédance pour l'ensemble des stations du profil est, pour une période T donnée

$$Z_{av} = \frac{1}{N} \sum_i^N Z_i \quad (2.29)$$

$$\text{Avec } Z_i = \sqrt{\frac{\rho_{ai}}{KT}} \quad (2.30)$$

La valeur moyenne régionale de la résistivité apparente est donnée par la relation de Cagniard (1953), soit

$$\rho_{av} = KT [Z_{av}]^2 \quad (2.31)$$

K une constante et T la période. On peut donc calculer la résistivité ρ_{av} pour T donnée, quand on connaît les valeurs ρ_{ai} de toutes les stations par la relation (Koziar et al., 1978).

$$\rho_{av} = \left(\frac{1}{N}\right)^2 \left[\sum_i^N \sqrt{\rho_{ai}} \right]^2 \quad (2.32)$$

La validité de cette relation n'est pas toujours assurée, car elle suppose l'invariance de champ magnétique et la continuité du profil de dipôles. Mais la valeur ainsi estimée de ρ_{av} permet de repérer un niveau de référence pour une comparaison de valeur de ρ_a à une même fréquence sur le profil de mesure. En effet, la localisation et la délimitation des zones conductrices ou plus résistantes par rapport à la moyenne permettent, par la suite, d'identifier les unités géologiques mieux que la considération des seules valeurs de la résistance apparente

(Koziar, 1978). C'est dans ce cadre que le rapport $\frac{\rho_a}{\rho_{av}}$, calculé station par station et pour

chaque fréquence, joue un rôle important. Les valeurs de $\log\left(\frac{\rho_a}{\rho_{av}}\right)$ ainsi calculées constituent

ce que Koziar (1978) désigne par « profils résiduels ». Sur chaque profil résiduel, aux valeurs

négligatives de $\log\left(\frac{\rho_a}{\rho_{av}}\right)$ correspondent des zones conductrices alors qu'aux valeurs positives correspondent des zones résistantes, pour une polarisation donnée.

En conclusion, cette autre représentation des données mettre davantage en évidence les variations latérales importantes de ρ_a notamment au niveau des contacts géologiques et des failles.

c) Interprétation des données

Principe

Après la localisation des anomalies significatives, il faut isoler les sources d'anomalies et les interpréter, c'est-à-dire faire correspondre des unités géologiques ou des structures tectoniques aux données géophysiques.

L'interprétation des données MT passe nécessairement par la modélisation, d'abord en 1-D au niveau d'une station, puis en 2-D le long d'un profil de mesure, et quelque fois en 3-D pour des structures plus complexes. (Vozoff, 1990 ; Gough et al., 1992). Le modèle 2-D est une combinaison de blocs adjacents ayant approximativement la même valeur que ρ_a , c'est ledit modèle qui servira à l'interprétation proprement dite, par approche progressive ou par inversion.

But et moyens

Elle consiste à trouver un modèle mathématique qui correspond aux résultats géophysiques à interpréter en termes de réalité géologiques (Caractéristiques de fractures et autres structures géologiques). Le calcul d'un tel modèle est effectué à l'aide de méthode numérique de résolution :

- soit d'équations différentielles (Différences finies, Éléments finis ou des variantes des différentes finies)
- soit d'équations intégrales

Inversion 1-D

Le modèle 1-D est calculé site par site, et la courbe calculée sur le modèle théorique est comparée à la courbe de sondage jusqu'à correspondance parfaite, par ajustement progressif ou automatique du modèle. L'inversion 1-D permet à la fois :

- L'estimation des paramètres épaisseur (e_i) et résistivité (ρ_i) des couches du sous-sol
- La détermination d'une solution continue

La technique d'inversion est théoriquement valable pour les structures tabulaires.

Inversion 2-D

Le modèle initial est construit à partir des formes géométriques simples et suivant la méthodologie décrite plus haut. Le calcul des courbes théoriques à partir du modèle et l'ajustement des courbes expérimentales sont effectués simultanément dans les deux directions principales de la structure.

Le modèle numérique obtenu par discrétisation des équations de Maxwell permet de calculer la résistivité ρ_i à l'interface air-sol à partir d'un modèle de distribution des résistivités vraies en profondeur. Ce modèle est modifié progressivement de manière à réaliser la meilleure correspondance possible avec les résistivités apparentes mesurées en surface. Des programmes d'inversion 2-D permettent de minimiser automatiquement l'écart entre la réponse des données expérimentales et celle du modèle 2-D après un certain nombre d'itérations.

2.3 – Méthodologie de prospection des sources géothermiques

Dans la méthode thermique, on distingue deux techniques : les méthodes de sondage ou de sonde peu profonde pour mesurer le gradient thermique, ce qui est utile, et avec une connaissance de la conductivité thermique permet de mesurer le flux de chaleur, et des mesures aériennes ou par satellite, qui peuvent être utilisés pour déterminer la température de surface de la Terre et l'inertie thermique des matériaux de surface, du rayonnement infrarouge thermique émis à la surface de la Terre.

Les méthodes thermiques comprennent des mesures directes de la température et / ou de la chaleur et sont donc mieux corrélées aux propriétés du système géothermique que d'autres méthodes. Cependant, en tant que méthode (presque) en surface, elles sont limitées aux niveaux peu profonds. Mesurer les températures près de la surface, à peu près au mètre le plus élevé, est relativement simple. Les informations sur l'état des niveaux plus profonds reposent sur l'existence de puits, généralement des puits à faible gradient (exemple, profondeur comprise entre 30 et 100 m), à partir duquel le gradient thermique peut être calculé et éventuellement la profondeur de la ressource géothermique exploitable. Le forage est généralement assez coûteux et impose des limites pratiques à l'utilisation de la méthode. De plus, les puits peu profonds ne permettent pas toujours d'obtenir des valeurs fiables sur le gradient thermique. Le mécanisme d'échange de chaleur dans la terre est important pour l'interprétation des méthodes thermiques. Une distinction est faite entre :

- La conduction, basée sur les vibrations atomiques, est importante pour le transfert de chaleur dans la croûte terrestre.

- Convection, qui transfère la chaleur par le mouvement de masse, exemple circulation naturelle d'eau chaude.

- Rayonnement, qui n'influence pas les systèmes géothermiques.

La relation géothermique simplifiée pour la conduction thermique est donnée par la relation (2.33):

$$Q_{cond-z} = -\frac{k\Delta T}{\Delta z} \quad (2.33)$$

Le paramètre k, la conductivité thermique

(W/m °C), est une constante de matériau comprise entre 1 et 5

W/m °C, avec les faibles valeurs généralement associées aux formations sédimentaires et les plus élevées pour les roches cristallines. Le gradient thermique, $\Delta T/\Delta z$, donne des informations sur l'augmentation de la température avec la profondeur, et sa distribution peut être un élément important pour la compréhension et la délimitation de la ressource géothermique, à la fois à l'échelle régionale

, Q est 80-100 mW/m^2 ou su ou supérieur, il peut indiquer des conditions géothermiques dans le sous-sol.

Pour la convection, on distingue la convection libre entraînée par des gradients de densité dans le fluide (due à une différence de température), ainsi la chaleur est transférée, tandis que la convection forcée est entraînée par un gradient de pression externe, tel qu'une tête hydrostatique. La convection est un moyen beaucoup plus puissant de transmettre de la chaleur. Mais repose sur la perméabilité des roches. Les systèmes géothermiques à hautes températures reposent sur la convection libre des fluides géothermiques, tandis que les systèmes géothermiques dans les bassins sédimentaires reposent sur un flux de chaleur par conduction. Cependant, les systèmes géothermiques sont souvent de type mixte. Les méthodes d'imagerie infrarouge thermique constituent une branche spécialisée des techniques de télédétection plus généralisées.

Pour la convection, on distingue la convection libre entraînée par des gradients de densité dans le fluide (due à une différence de température), ainsi la chaleur est transférée, tandis que la convection forcée est entraînée par un gradient de pression externe, tel qu'une tête hydrostatique. La convection est un moyen beaucoup plus puissant de transmettre de la

chaleur. Mais repose sur la perméabilité des roches. Les systèmes géothermiques à haute température reposent sur la convection libre des fluides géothermiques, tandis que les systèmes géothermiques dans les bassins sédimentaires reposent sur un flux de chaleur par conduction. Cependant, les systèmes géothermiques sont souvent de type mixte. Les méthodes d'imagerie infrarouge thermique constituent une branche spécialisée des techniques de télédétection plus généralisées.

2.4 – Données Landsat-8

2.4.1- Acquisition des données Landsat8

Les données de température de surface utilisées dans ce travail sont extraites des images satellitaires Landsat8. Compte tenu des conditions climatiques de la zone d'étude et sa couverture végétale assez importante, les données ont été sélectionnées durant la période allant du 1^{er} Janvier au 1^{er} Avril 2015. Ceci dans le but de réduire l'influence des nuages afin d'avoir plus de précision sur les données et aussi pour des raisons de concordance avec la période de collecte des données AMT. L'imagerie du Landsat 8 contient 11 bandes spectrales :

- 9 bandes spectrales dans le visible (dont 8 bandes multi spectrales d'une résolution de 30 mètres et 1 panchromatique à 15m) ;
- 2 bandes spectrales thermiques d'une résolution de 60 m ;

Le satellite Landsat 8 effectue un survol de la terre à 705 km. Il suit une orbite héliosynchrone et collecte des images de la surface terrestre tous les 16 jours. Chaque image couvre une surface de 185 km².

La base physique de la récupération LST est le rayonnement du corps noir et la fonction de Planck qui est utilisée pour calculer le rayonnement émis par le <<corps noir>>. L'inverse de la fonction Planck consiste à dériver la température de luminosité d'un objet. Le capteur acquiert les informations de rayonnement et les stocke au format numérique (DN) comprises entre 0 et 255. Ainsi, la température de surface peut être récupéré en convertissant les valeurs du format (DN) en degrés Kelvin ou Celsius. Les logiciels PCI géomatique, ArcGIS 10.1 ont été utilisés pour une analyse complète des données.

2.4.2- Méthodologie d'exploitation des données Landsat 8

Dans cette partie, une étude sur quelques principes physiques sera faite. Par la suite nous nous pencherons sur les méthodes de télédétection passive microonde et infrarouge thermique ainsi que deux paramètres essentiels dans la détection de la température de surface à savoir la température de brillance et la constante diélectrique. Les domaines de télédétection passive (mesure d'un rayonnement émis) reposent initialement sur la théorie du corps noir.

Celle-ci statue qu'un objet idéal, défini sous le terme de corps noir, va absorber l'ensemble du rayonnement qu'il reçoit, et que sa température ne dépendra que de son spectre électromagnétique. La radiation électromagnétique émise par un corps noir à une certaine longueur d'onde est décrite comme une fonction de la température absolue de ce même corps noir (Kuenzer and Dech, 2013). On a :

$$B_{\lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1 \right)} \quad (2.34)$$

B_{λ} est la luminance énergétique spectrale, λ la longueur d'onde du rayonnement du corps noir, h la constante de Planck, c la vitesse de la lumière, K la constante de Boltzman et T la température du corps noir en surface.

L'énergie totale irradiée par le corps noir dépend elle de la loi de Stefan-Boltzmann. Celle-ci (Barrett et al., 2008) décrit l'ensemble de la radiation électromagnétique émise par un corps noir comme une fonction de la température de ce même corps noir.

$$B = \frac{\sigma T^4}{\pi} \quad (2.35)$$

Avec B la luminance totale émise par le corps noir, T sa température absolue et σ la constante de Stefan-Boltzmann.

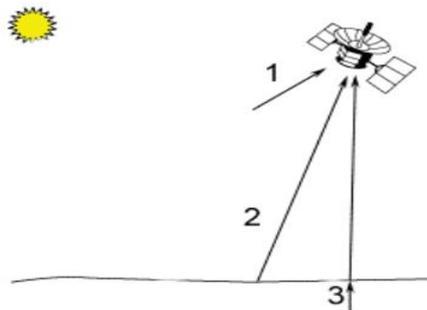


Figure 2.10 - Représentation schématique du mode de fonctionnement de la télédétection passive (RNCAN, Consulte en Aout 2016).

Le capteur satellite mesure des contributions atmosphériques (1), des émissions provenant de la surface (2) et du sol (3)

L'utilisation de la télédétection pour la détermination des températures de surface regroupe l'utilisation des données infra-rouges thermiques et des données micro-ondes passives (Figure 2.6). Ces lois permettent l'utilisation de l'infra-rouge thermique pour la télédétection, en particulier des surfaces terrestres. L'infra-rouge thermique se définit comme

le spectre du champ électromagnétique compris entre des longueurs d'onde de 3 et 15 μm . Le pic d'émittance de la longueur d'onde de 10 μm à 300 K en fait une longueur d'onde particulièrement prisée pour l'étude des surfaces terrestres. Cependant, l'absorption par les gaz atmosphériques réduit l'utilisation de l'infra-rouge thermique à 2 fenêtres. La première entre 3 et 5 μm et la deuxième entre 8 et 14 μm . Étant une source d'énergie captée, le rayonnement infra-rouge thermique peut être mesuré de jour comme de nuit. Seulement, sa "faible" longueur d'onde ne lui permet pas de passer à travers une couche nuageuse. Les capteurs qui permettent d'effectuer des mesures dans le domaine de l'infrarouge ont des résolutions spatiales de l'ordre du kilomètre.

Il est possible d'effectuer des mesures passives à travers la couverture nuageuse en utilisant des longueurs d'ondes plus grandes, via le domaine des micro-ondes (0.1 mm à 1 m). (Barrett et al., 2008) ont approximé la Loi de Planck afin de simplifier la luminance spectrale pour des longueurs d'onde bien supérieures à la longueur d'onde du pic de radiation d'un corps noir.

$$B_{\lambda} = \frac{2kcT}{\lambda^4} \quad (2.36)$$

Avec B_{λ} la luminance spectrale, k la constante de Planck, c la vitesse de la lumière, T la température et λ la longueur d'onde. La télédétection micro-onde correspond ainsi à ce qu'on appelle de la télédétection dans le domaine des hyperfréquences (environ 1 à 100 GHz), ce qui contrairement au domaine du spectre thermique, permet les observations avec et sans couverture nuageuse, de jour comme de nuit (Lillesand et al., 2014).

La télédétection micro-onde passive repose sur le fait qu'un capteur, le plus souvent un radiomètre, va mesurer la quantité d'énergie émise par un objet, en l'occurrence, les sols (terre, végétation, neige, glace, ...). L'énergie émise est fonction de la température et des propriétés de la surface, notamment son humidité et son état gelé ou pas. Comme la magnitude des énergies naturellement émises est faible, le champ de vision doit être grand pour permettre l'enregistrement d'un signal (McDonald and Kimball, 2005). La télédétection micro-ondes passives est caractérisée par une faible résolution spatiale (de l'ordre de 25 km, le pouvoir de séparation d'une antenne étant proportionnel au rapport de la longueur d'onde du signal mesuré au diamètre de l'antenne), mais dont les données présentent une forte résolution temporelle (possibilité d'acquisition le matin et le soir sur certains satellites aux hautes latitudes).

a) Température de brillance

La température de brillance est la quantité physique que mesurent les capteurs microondes passifs. Nous pouvons la définir comme la température d'un corps noir délivrant la même luminance que la surface étudiée (Girard and Girard, Consulte en Aout 2016). Celle-ci peut être décrite sur une bande spectrale :

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} B_{\lambda}(T_{\lambda}) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \epsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T) d\lambda \quad (2.37)$$

Ou sur l'ensemble du spectre

$$\sigma T_b^4 = e\sigma T^4 \quad (2.38)$$

Avec B : la luminance du corps noir ; e : l'émissivité de la surface ; T_b : la température de brillance ; T : la température physique ; σ : la constante de Stefan-Boltzmann.

La valeur de température de brillance d'un corps ou d'une surface varie selon la bande spectrale des capteurs utilisée, mais également selon la nature du terrain observé, en particulier lorsque celui-ci est recouvert de végétation, ce qui conditionne l'émissivité.

La température de brillance est fonction de la fréquence utilisée et peut se définir comme la température effective (température d'un corps noir délivrant la même luminance que la surface étudiée) d'un milieu, pondérée de son émissivité. La température effective représente alors le fait que la température de brillance est pondérée de la somme des émissions des différentes couches de subsurface, qui ont des caractéristiques différentes en terme de température physique et d'émissivité (Wigneron et al., 2007).

$$T_b = eT_{eff} \quad (2.39)$$

Où e est l'émissivité, fonction des propriétés diélectriques du sol et de son état (gelé ou pas, par exemple). La température effective peut-être définie suivant l'équation ci-dessous :

$$T_{eff} = \int T_{sol_z} \cdot \alpha_z \cdot e^{-\int \alpha_z \cdot dz} dz \quad (2.40)$$

Avec T_{sol_z} la température du sol à la profondeur z, et le coefficient d'atténuation α_z , relié à la constante diélectrique du sol, tel que :

$$\alpha_z = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{\epsilon''}{2(\epsilon')^{1/2}} \quad (2.41)$$

Où λ est la longueur d'onde d'observation, ϵ' et ϵ'' sont les parties réelles et imaginaires de la constante diélectrique.

b) La constante diélectrique

La télédétection micro-ondes d'un terrain est contrôlée entre autres par ses propriétés diélectriques. Ainsi, la permittivité d'un matériau décrit la façon dont il réagit à un champ électromagnétique. Le résultat de cette interaction est le déplacement de particules chargées de leur position d'équilibre, augmentant les dipôles induits en réaction au champ appliqué (Zhang et al., 2011), définissant le temps de relaxation (temps nécessaire au retour des molécules à leur position d'équilibre) qui est important dans la détermination de la constante diélectrique d'un matériaux. La permittivité est une quantité complexe, telle que :

$$\epsilon_r = \epsilon' - j\epsilon'' \quad (2.42)$$

Elle est souvent normalisée par la permittivité du vide (ϵ_0), et on la nomme constante diélectrique complexe :

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon'}{\epsilon_0} - j \frac{\epsilon''}{\epsilon_0} = \epsilon_r' - j \epsilon_r'' \quad (2.43)$$

La composante réelle de la constante diélectrique (ϵ_r') est liée à la capacité du matériel

à stocker l'énergie d'un champ électrique. Sa composante imaginaire (ϵ_r'') elle est liée à la dissipation d'énergie ou son absorption au sein même du matériel. L'eau liquide étant constituée de molécules hautement polarisées, sa constante diélectrique domine la réponse micro-onde des terrains naturels.

2.4.3 - Traitement des données satellitaires

À partir des images satellitaires enregistrées dans un large spectre de rayonnement électromagnétique, il est possible d'obtenir les distributions de la température radiative et de l'émissivité de surface, de déterminer le bilan radiatif de surface, le pourcentage de couverture végétale de la surface analysée, le pourcentage des différents types dans une surface urbaine (par exemple des surfaces en béton, des eaux, de la végétation...), le modèle numérique du terrain (MNT). On peut également classifier les éléments d'occupation du sol pour une application concrète. Une image thermique présente le terrain en niveaux de gris en fonction

de la température des objets et leurs propriétés d'émissivité. De la réciproque de la formule de Planck on peut obtenir une température équivalente d'un corps noir qu'on appelle aussi une température radiométrique.

L'obtention de la température de surface de la Terre à partir des images satellitaires passe par des étapes suivantes. La première consiste à convertir les nombres numériques (DN) en valeurs de radiance spectrale L_λ au sommet de l'atmosphère par la relation (2.44) (Chander et al., 2009).

$$L_\lambda = ML * Q_{cal} + AL - O_i \quad (2.44)$$

Où L_λ est TOA la radiance spectrale ($W/m^2 * sr * \mu m$)

ML est le No multiplicatif de la bande de radiance, AL No de la bande de Radiance ajoutée, Q_{cal} sont les valeurs quantifiées et étalonnées de pixel de produit standard (DN) et O_i est la valeur de correction de la bande No 10. La deuxième étape consiste à convertir la température de luminosité de l'atmosphère supérieure (TOA) par la relation (2.45). Les données de radiance spectrale peuvent être converties en température de luminosité au sommet de l'atmosphère à l'aide dans le fichier de métadonnées (Ren et al., 2015).

$$T_{surf} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{sat}} + 1\right)} \quad (2.45)$$

Où $K_1 = \frac{2\pi C^2 h}{\lambda^5}$ et $K_2 = \frac{hc}{k\lambda}$ sont les constantes pour un capteur donné (elles dépendent de la longueur d'onde enregistrée par ce capteur). On mesure ici une valeur de la luminance énergétique L_{sat} (une énergie enregistrée au niveau du capteur).

Dans le cas de mesures par la télédétection, l'émissivité d'une surface active représente une émissivité moyenne de cette surface dans le spectre enregistré par le capteur. En comparant la loi de Stefan-Boltzmann pour le corps noir et pour le corps gris, on peut trouver une dépendance théorique entre la température radiative T_{rad} et la température d'une surface active (réelle) T_{surf} du corps ; Basist et al. (1998) fut l'un des premiers à tenter de séparer l'émissivité de la température par des ajustements dynamiques de l'émissivité pour obtenir un produit de températures de surface plus réaliste que ce qui se faisait jusqu'alors

$$T_{rad} = T_{surf} \varepsilon^{\frac{1}{4}} \quad (2.46)$$

Le problème de la prise en compte de l'indice d'émissivité dans le calcul de la température de la surface à partir des images aériennes et satellitaires a été étudié plusieurs fois (une description détaillée et la bibliographie concernant ce problème ont été présentés dans la thèse de K. Osińska-Skotak, 2001). Il est très important de prendre en compte l'émissivité lors de la détermination de la température d'une surface à partir des données de la télédétection, car un petit changement d'émissivité peut causer d'importantes erreurs dans la détermination de la température de cette surface. Un changement d'émissivité de l'ordre de 1% cause un changement dans la détermination de la température radiative de cette surface de l'ordre de 0,4°K (Desjardins R., Gray J., Bonn F, 1990 d'après Dalu 1985). Il existe plusieurs méthodes pour calculer une émissivité. Malheureusement un grand nombre de ces méthodes sont très onéreuses et exigent des mesures effectuées sur le terrain. Cependant il existe une possibilité de calculer la valeur d'indice d'émissivité à partir des images satellitaires. Les méthodes qui permettent le calcul de cet indice à partir de mesures de télédétection, utilisent une valeur d'indice de végétation normalisé (2.47):

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R} \quad (2.47)$$

où la valeur ρ_{NIR} signifie la réflectance d'un objet dans le proche infrarouge et la valeur ρ_R signifie la réflectance de cet objet dans le rouge. A. A. Van de Griend et M. Owe (1993) ont obtenu comme résultat de leurs études sur l'émissivité thermique de rayonnement (ε) dans le domaine 8-14 μm de rayonnement électromagnétique la relation suivante :

$$\varepsilon = 1,0094 + 0,047 \cdot \ln(NDVI) \quad (2.48)$$

Même si c'est une formule empirique, elle donne cependant de très bons résultats à l'exception des surfaces d'eau et des terrains industriels. Toutefois il est possible d'effectuer les masques pour ces terrains et de déterminer l'émissivité d'une autre manière (OsinskaSkotak, 2001). On dispose d'une autre méthode qui donne de bons résultats pour les terrainssol-végétation. Elle a été proposée par (Valor E, et Caselles E, 1996) selon la formule (2.49) :

$$\varepsilon = \varepsilon_{veg} P_{veg} + \varepsilon_{soil} (1 - P_{veg}) \quad (2.49)$$

avec : ε_{veg} – indice d'émissivité pour la végétation, ε_{soil} – indice d'émissivité pour les sols et P_{veg} – pourcentage de la végétation dans un pixel donné. Pour déterminer P_{veg} on utilise

l'indice NDVI. Cette méthode est encore développée et détaillée par les auteurs les autres chercheurs (Badenas C, 1998). L'indice NDVI, mentionné plusieurs fois ici, donne entre autre une information sur la participation de la couverture végétale dans une surface donnée. Cet indice est aussi utilisé dans les études d'île urbaine de la chaleur (Gallo et al., 1993; Gallo et Tarpley, 1996). Les données satellitaires enregistrées en mode spéciale stéréoscopique (par exemple SPOT) permettent de créer un modèle numérique de terrain d'occupation du sol : possibilité de produire les images en 3D. On obtient un modèle plus ou moins précis en fonction de la précision de données satellitaires.

Les étapes de traitement complet des données Landsat 8 se résument suivant l'algorithme proposé par Artis et Carnaham (1982) donné par la figure 2.11

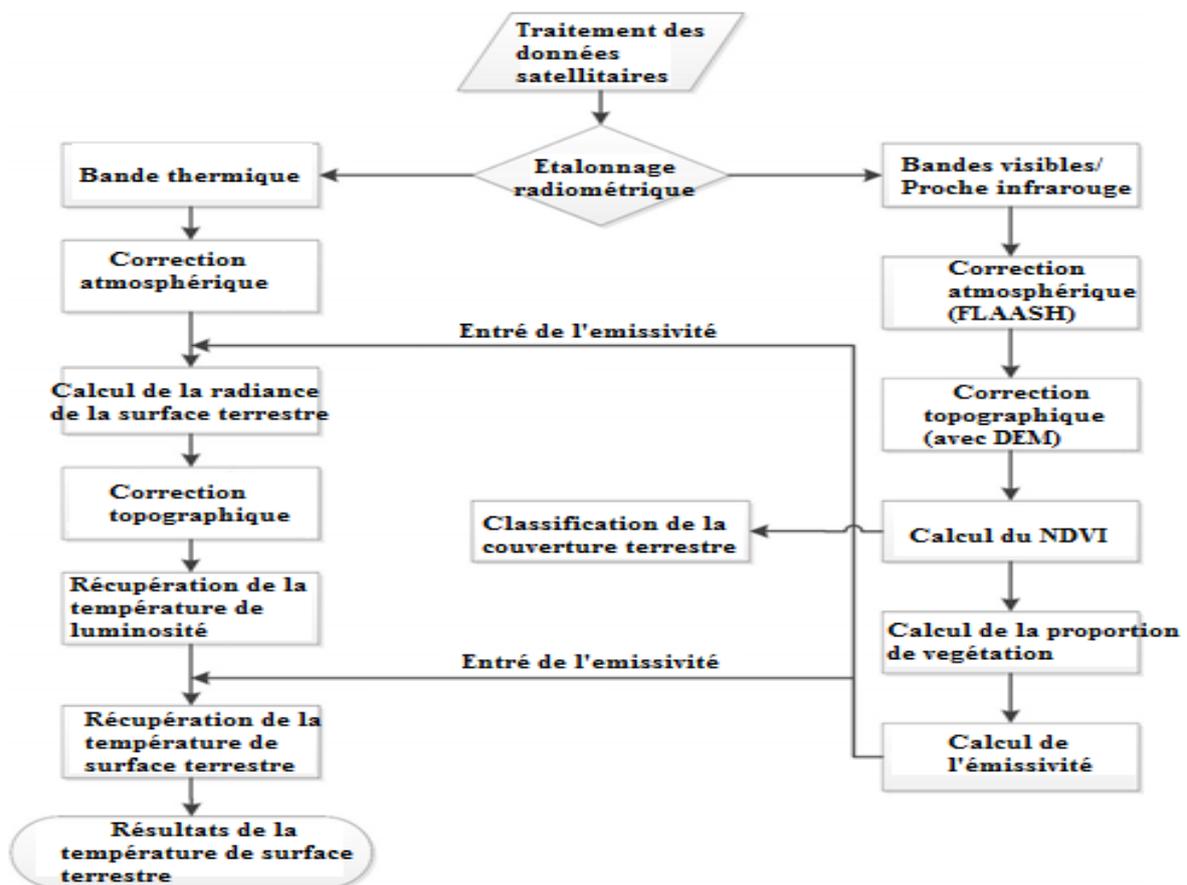


Figure 2.11 : Algorithme de traitement des données Landsat 8 (Artis et Carnaham, 1982)

Le problème majeur de cette méthode est l'impossibilité d'obtenir des séries continues de température de surface du fait de la sensibilité de l'infra-rouge thermique à la couverture nuageuse (Jiménez-Muñoz et al., 2014; Wang et al., 2015) et l'impossibilité de mesurer la température sous la neige, mais beaucoup d'efforts sont faits pour améliorer les séries de données. Les données micro-ondes passives présentent l'avantage

comparativement aux données infra-rouge thermique de pouvoir être captées même si une couverture nuageuse est présente. Par contre, du fait de leurs très grandes longueurs d'onde et de l'approximation de Rayleigh-Jeans, la température de brillance mesurée est liée à une émissivité qui n'est pas connue a priori. L'émissivité va alors être reliée à la composition physique du sol, mais aussi à sa teneur en eau, sa couverture végétale, son état gelé ou dégelé, la présence d'une couverture neigeuse (et le type de neige qui la compose) (Mätzler, 1994). De nombreuses études ont depuis repris le problème (Jones et al., 2007; Catherinot et al., 2011) mais aucune étude n'est parvenue à déterminer la température de surface sous le manteau neigeux.

Conclusion

La prospection géothermique utilise les méthodes gravimétriques et magnétotelluriques dites indirectes. Ces méthodes procèdent soit par enregistrement, soit par mesure directe des grandeurs physiques caractérisant les propriétés physiques des roches. Le traitement des données issues permet d'obtenir différentes représentations qui permettent une interprétation. Le traitement des données de températures obtenues des images satellitaires permet de faire une corrélation entre les zones chaudes, les failles et propriétés physique des roches. Une fois les données analysées et traitées, le chapitre suivant présente et discute les résultats obtenus.

RESULTATS ET DISCUSSIONS

Introduction

Dans ce chapitre, une interprétation des données gravimétriques, magnétotelluriques et Landsat8 permettra de localiser ou non, les zones potentielles susceptibles pour une exploitation géothermique.

3.1- Analyse des données gravimétriques**3.1.1- Données gravimétriques**

Les données gravimétriques analysées pour l'imagerie souterraine ont été acquises lors la campagne de collecte des données géophysiques organisé par le Laboratoire de Géophysique et Géoexploration de l'Université de Yaoundé 1 le 17 mars 2015 dans le Sud-Cameroun et complété avec les données d'ORSTOM 1967. Ces données ont été collectées sur 223 stations de mesures (Figure 3.1) irrégulièrement espacées de 0,5 à 2 km.

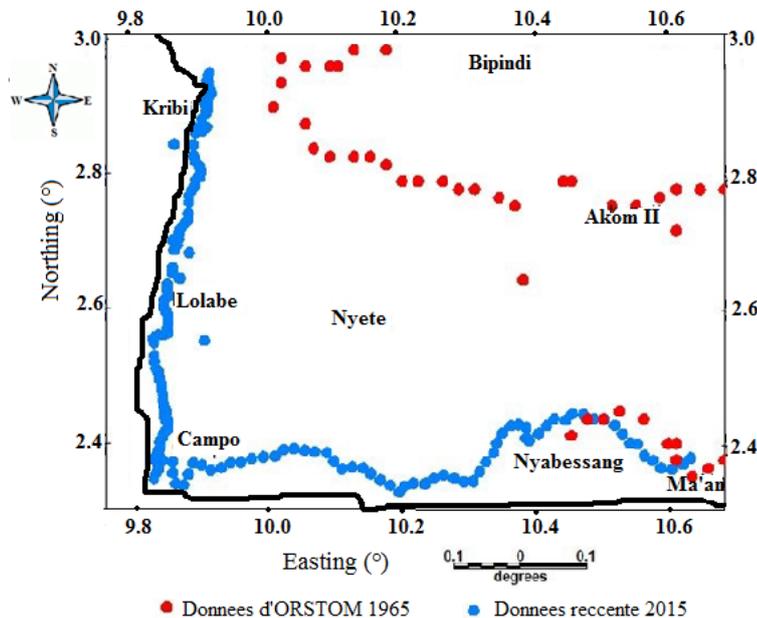


Figure 3.1- Carte de distribution des données gravimétriques dans le secteur d'étude.

3.1.2- Analyse de la carte des anomalies de Bouguer

L'observation de la carte d'anomalie de Bouguer (figure 3.2) met en évidence les anomalies lourdes (-7 mGal) et légères (-65 mGal) par rapport à leur environnement. Ces anomalies sont reliées aux différences de densité de la roche. Une forte densité de la roche

correspond à une forte anomalie de Bouguer. Dans les localités de Kribi, Lolabé, Campo, nous avons des roches plus denses par rapport aux roches situées dans les localités de Ma'an et Nyabessang dû au fait de ces différences d'anomalie de Bouguer.

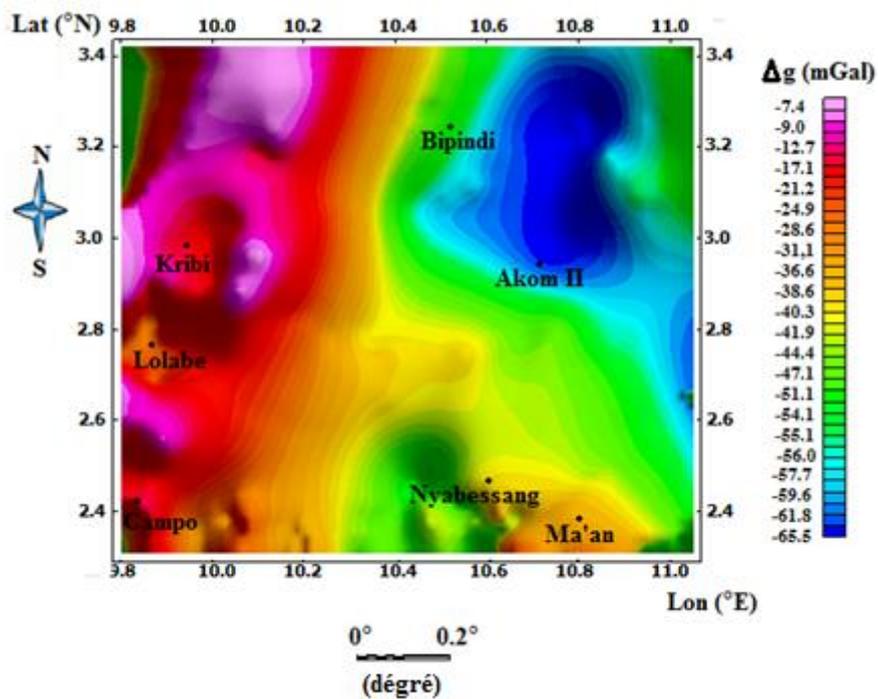


Figure 3.2- Carte d'anomalie de Bouguer complète du secteur d'étude.

Les levés gravimétriques sont utilisés lors de l'exploration géothermique pour définir la variation de densité latérale liée au corps magmatique profond, qui peut représenter une source de chaleur ; ces anomalies peuvent également être créées par différents degrés de différenciation du magma ou de variation en profondeur de l'interface croûte-manteau qui crée également en profondeur des isothermes (Manzella, 1999)

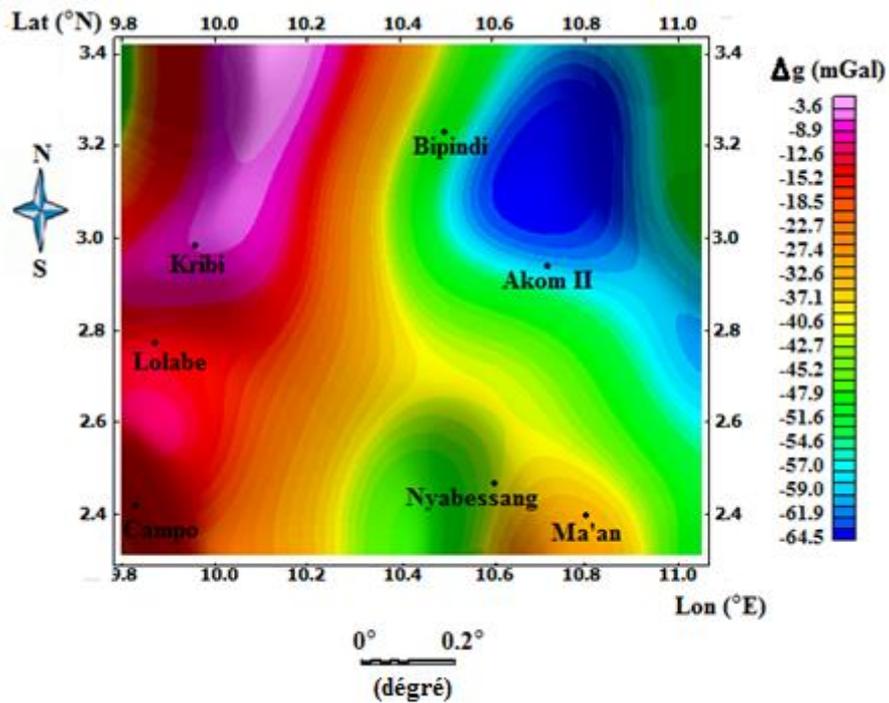


Figure 3.3 - Carte d'anomalie régionale du secteur d'étude

Un important effet régional rend peu lisible les anomalies de courtes longueurs d'onde associées aux unités géologiques plus superficielles (Martelet 2003). Dans le but de pouvoir nous concentrer sur les structures superficielles concernées par l'étude, nous allons déterminer une anomalie de Bouguer résiduelle. L'utilisation du premier filtre Butterworth du module magmap de Geosoft avec un numéro d'onde central de 0,55 et un degré de 8 a semblé représenter avec exactitude les grandes longueurs d'onde de l'anomalie.

La résiduelle qui en résulte figure 3.4 paraît ne plus contenir de tendance régionale observée sur la figure 3.3 et est en concordance avec la géologie.

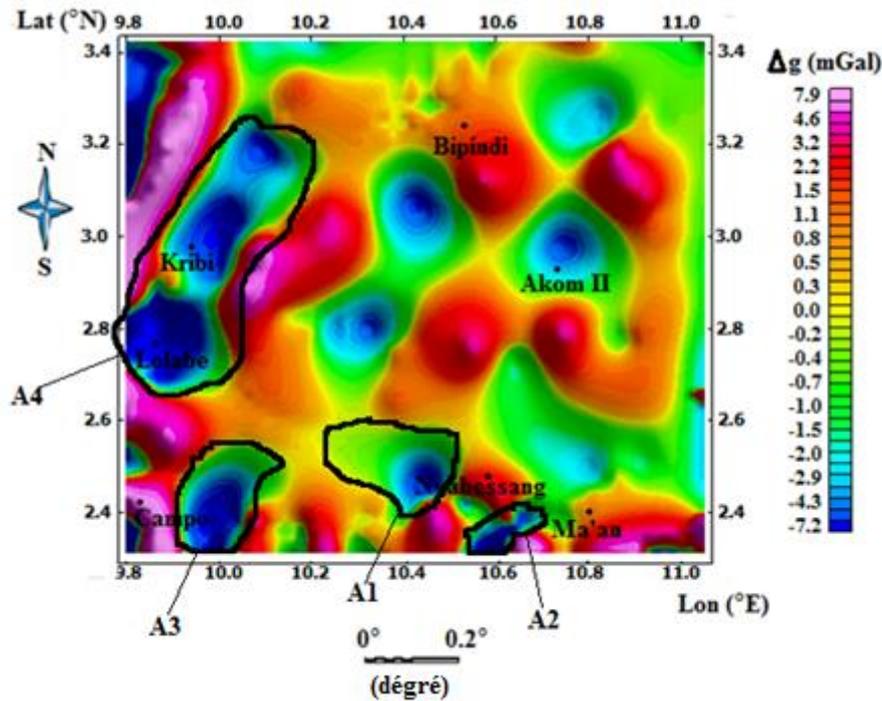


Figure 3.4 - Carte d'anomalie résiduelle du secteur d'étude.

La carte de la résiduelle de Bouguer présente les anomalies négatives A1, A2, A3 et A4 dans les localités de Kribi, Lolabé, l'Est de Campo, Ouest de Nyabessang et Ma'an. L'anomalie négative A3 observée à l'Est de Campo serait le prolongement de l'anomalie A4 et schématise le sous bassin sédimentaire de Kribi-Campo. L'anomalie A3 orientée NE-SO, matérialise la faille Kribi-Campo. À l'Est de la carte, les anomalies négatives A1 et A2 de -7 mGal sont mises en évidence respectivement à l'Ouest de Nyabessang et Ma'an. L'anomalie A1 large d'environ 8 km pourrait traduire en accord avec la géologie la présence des granites et gneiss en abondance dans cette localité. L'anomalie A2 située entre Nyabessang et Ma'an pourrait marquer ici la présence d'une faille qui grâce à une altération peut servir de drain pour des fluides hydrothermaux. L'anomalie A2 orientée NE-SO et l'anomalie A1 d'extension locale seraient utiles pour guider les reconnaissances ou établir un cadre structural responsable de la mise en place d'un champ géothermique.

3.1.3 - Identification des sources potentielles géothermiques

a) Profil de densité

La bonne connaissance des densités est nécessaire pour réduire les ambiguïtés de la modélisation (Fabriol et al., 2004). Les profils de densités observés ci-dessous prennent en compte pour besoin de modélisation un contraste moyen de densité $0,5 \text{ g/cm}^3$ (Maxant, J.,

1980) et l'épaisseur du model est obtenu en convertissant l'anomalie résiduelle selon la relation :

$$e = \frac{\Delta g_{res}}{2\pi G d\sigma} \quad (3.1)$$

Où G est la constante d'attraction universelle, $d\sigma$ le contraste de densité, Δg_{res} l'anomalie résiduelle et e l'épaisseur.

✚ Profil P1

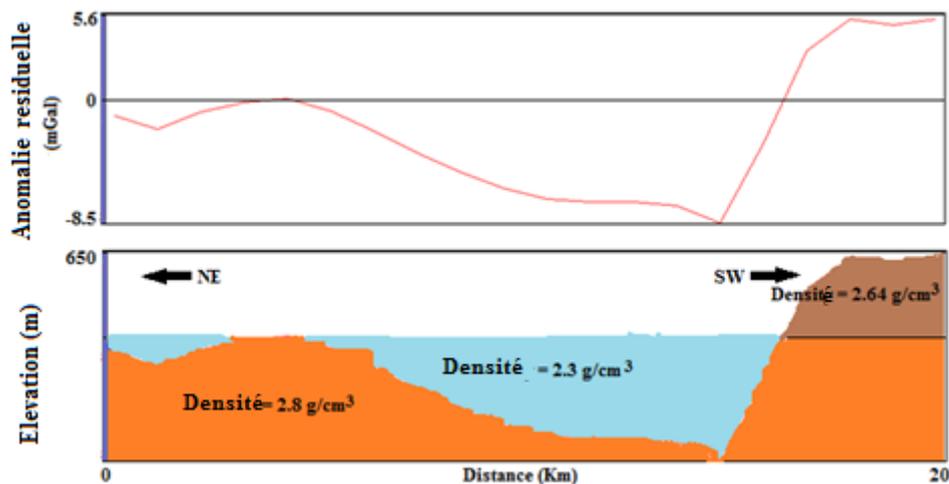


Figure 3.5- Profil de densité P

Le profil P1 figure 3.5 oriente NE-SO met en évidence une variation de la résiduelle de 5.6 à -8.5 mGal pour une épaisseur allant jusqu'à 650 m. la résiduelle allant de 0 à -8,5 mGal traduit un déficit de masse ce qui est en accord avec la topographie du terrain. En effet, ce profil long de 20 km s'étale sur les formations sédimentaires du sous bassin de Kribi-Campo. Ce bassin est essentiellement constitué du gneiss, des conglomérats quartzites, des grès de quartz, du granite. Ce déficit de masse correspond à un effondrement

✚ Profil P2

Le profil P2 (figure 3.6) orientée du Nord vers le Sud met en évidence un excès de masse de densité moyenne 2,79 g/cm³ induit par la résiduelle de 7mGal. Cet excès de masse varie très peu selon la verticale pour un gradient de 2mGal/100 m. une intrusion granitique est observée à une profondeur d'un km environ. Cette intrusion est matérialisée sur la carte de la résiduelle de Bouguer par l'anomalie A4 (figure 3.4) et repose sur une formation dense (2,8

g/cm^3). Tout comme le profil P1, le profil P2 fait partir en majeure du sous bassin sédimentaire de Kribi-Campo.

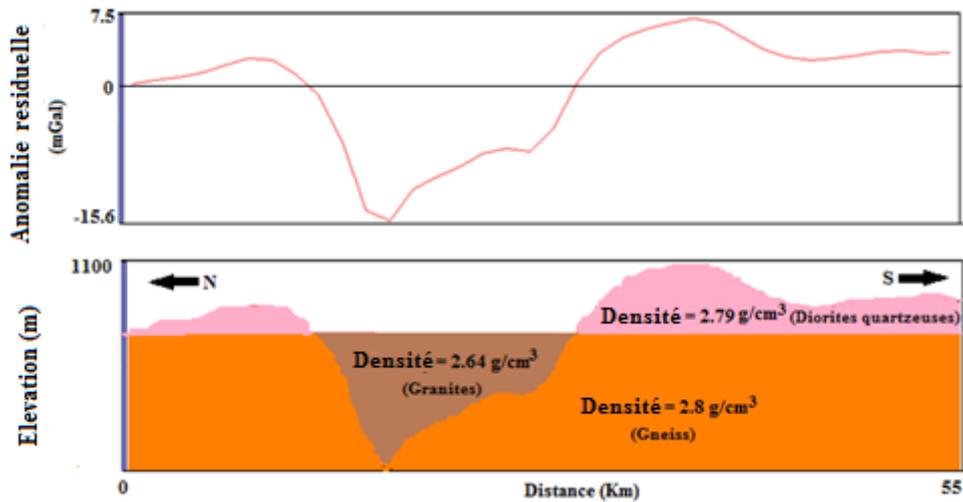


Figure 3.6 - Profil de densité P2

✚ Profil P3

Le profil de densité de la figure 3.7 obtenu pour une résiduelle oscillant entre -7,4 mGal et 1,3 mGal illustre les formations proche surface le long de ce profil. Il est orienté W-E et long de 70 km. L'analyse de ce profil montre une formation de granite en proche surface matérialisée sous forme de dôme et une formation abondante de densité moyenne 2,8 g/cm^3 . A l'Ouest du profil d'étude, une formation géologique de densité 2,85 g/cm^3 provoque une intrusion qui peut être assimilée à une un chevauchement de grande envergure ou à un cisaillement lié à mobilité de la chaîne panafricaine. La présence régulière des formations granitiques témoigne que cette zone est incessamment animée des mouvements d'origine tectoniques.

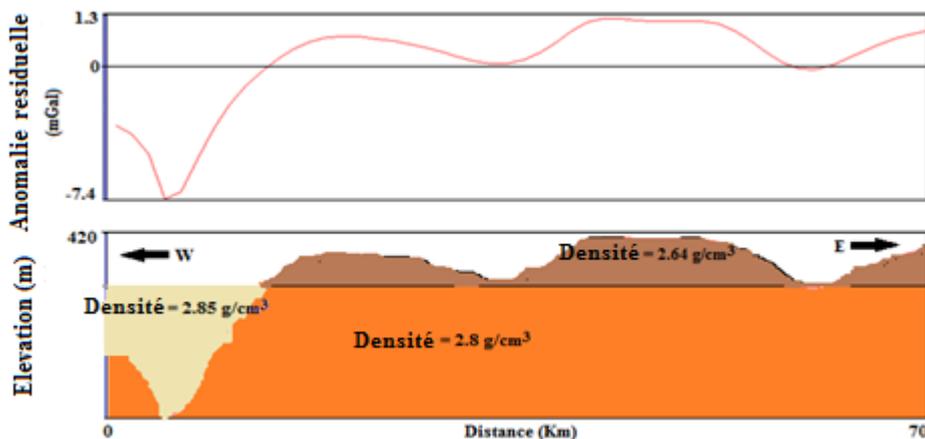


Figure 3.7 - Profil de densité P3

✚ Profil P4

Le profil P4 figure 3.8 oriente O-E et long de 80 km présente les variations de couches de terrain avec densités différentes. Ces variations sont moins importantes car elles sont induites par une anomalie de 1 mGal/100 m de déformation verticale. Les anomalies A1 et A2 identifiées sur la carte de la résiduelle de Bouguer sont matérialisées ici par les intrusions des granites qui sont le résultat du refroidissement lent, en profondeur de grandes masses de magma intrusif. Ces zones d'intrusion ZI (figure 3.8) pourraient servir de guide pour une reconnaissance du champ géothermique.

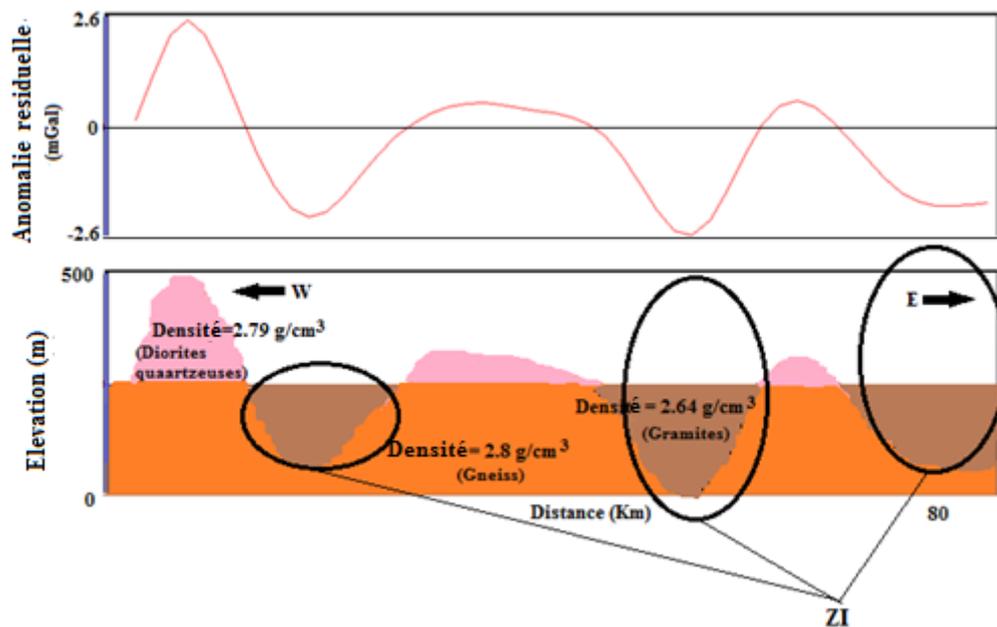


Figure 3.8 - Profil de densité P4

✚ Profil P5

Le profil de densité P5 observé sur la figure 3.7 ci-dessous est obtenu à partir de la résiduelle de Bouguer variant de 2,5 mGal à -13,1 mGal et orientée NO-SE. Elle est long de 80 km et reflète les formations géologiques superficielles longitudinales et transversales sur ce profil. L'identification des réservoirs géothermiques sur un site est liée à la structure géologique et tectonique sur ledit site (Fabriol et al., 2004). Une analyse de ce profil montre une prédominance des roches de densité moyenne 2,85 g/cm³ qui correspond d'après la table 2.1 des roches ignées aux diorites et sous-adjacente à la densité superficielle de 2.64 g/cm³. Au NO du profil, une intrusion de roche de densité 2,8 g/cm³ est observée. Les formations de granites observées en proche surface sont visibles sur le profil P4 à cause du chevauchement de ces deux profils. Ces formations d'origine tectonique sont généralement le résultat du

refroidissement lent des formations magmatiques en profondeur utiles pour une reconnaissance géothermique. La superposition des profils P4 (figure 3.8) et P5 (figure 3.9) confirme les intrusions observées aux zones d'intérêts (ZI) figure 3.8

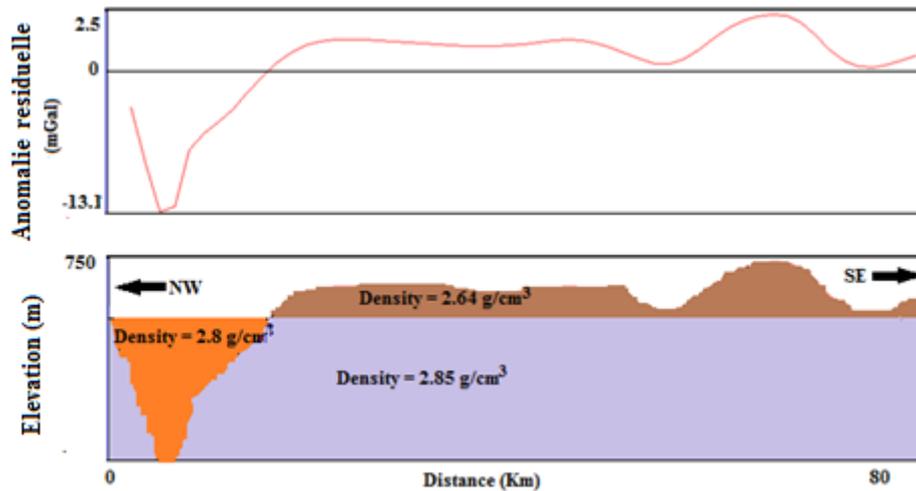


Figure 3.9 - Profil de densité P5

3.2 – Analyse des données AMT

Les données AMT analysées pour l'imagerie souterraine ont été acquises lors la campagne de collecte des données géophysiques organisé par le laboratoire de géophysique et géoexploration de l'Université de Yaoundé 1 le 17 mars 2015 dans le Sud-Cameroun. Elle couvre une superficie de 111km² sur 23 stations régulièrement espacées d'un pas de 4 km en moyenne (Figure 3). Ces valeurs de résistivités ont été collectées à l'aide d'un résistivimètre scalaire du type ECA 540 fabriqué au Centre de Recherche Géophysique de Garchy (France). Les stations ont été choisies de sorte à être éloignées de toutes sources pouvant apporter un bruit de fond. Le résistivimètre utilise une gamme de fréquence qui varie de 4,1 à 2300 Hz. La qualité ou la fiabilité des données sont obtenues par la suppression du bruit de fond en effectuant en moyenne 3 mesures ou plus, à chaque station pour une fréquence donnée. Ainsi, une bonne proportion des erreurs a été éliminée lors de la collecte des données.

Pour avoir plus d'informations sur les structures géologiques souterraines pouvant influencer les valeurs des résistivités, il est capital de multiplier les profils d'études jusqu'à l'obtention d'une grille de données. De ce fait nous avons défini 5 profils d'étude sur la figure 3.10: le profil P1 de 20 km de longueur comportant 7 stations irrégulièrement espacées (S10, S9, S8, S5, S4, S3 et S2), le profil P2 long de 55 km et comportant 4 stations (S6, S10, S11, S12), le profil P3 de longueur 70 km environ constitué de 5 stations (S11, S14, S19, S20, S21), le profil P4 constitué de 7 stations (S12, S13, S17, S15, S21, S22, S23), de longueur 80

km environ et le profil P5 de longueur 80 km et constitué de 5 stations (S9, S14, S16, S18, S21)

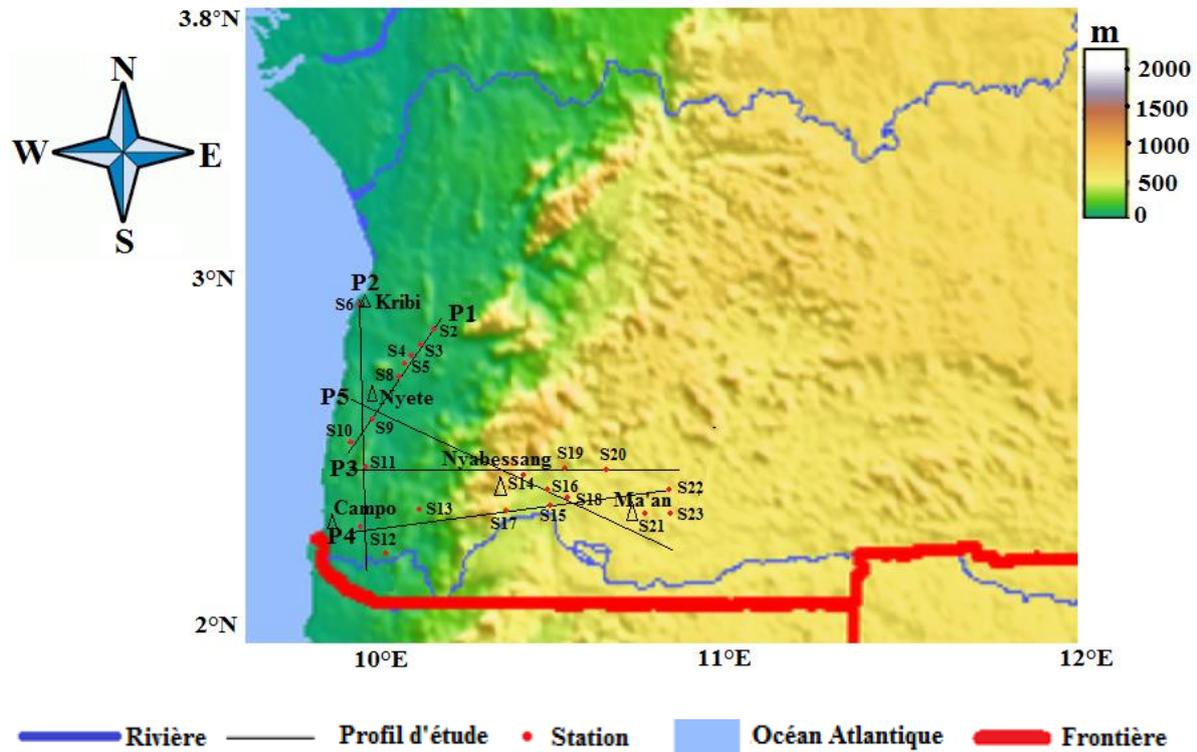


Figure 3.10 - Station de mesure AMT et profil d'étude.

3.2.1- Analyse des profils de résistivité hautes et basses fréquences

a) Profil de résistivité P1

Tableau 3.1 : Coordonnées des stations de mesures du profil P1

Sites	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Distance inter-station (km)
S2 (Chefferie Lolabé)	9°86474	2°69769	0
S3 (entrée Sud port en eau profonde)	9°84776	2°71179	3
S4 (Mboro Lolabé entrée Nord port)	9°87322	2°73083	4
S5 (Pangou 2)	9°90896	2°91722	6.5
S8 (face entrée Camiron)	9°85554	2°67927	7
S9 (Ebodje Meyo rocher du loup)	9°82200	2°62110	13
S10 (Ebodje CES)	9°82761	2°56048	20

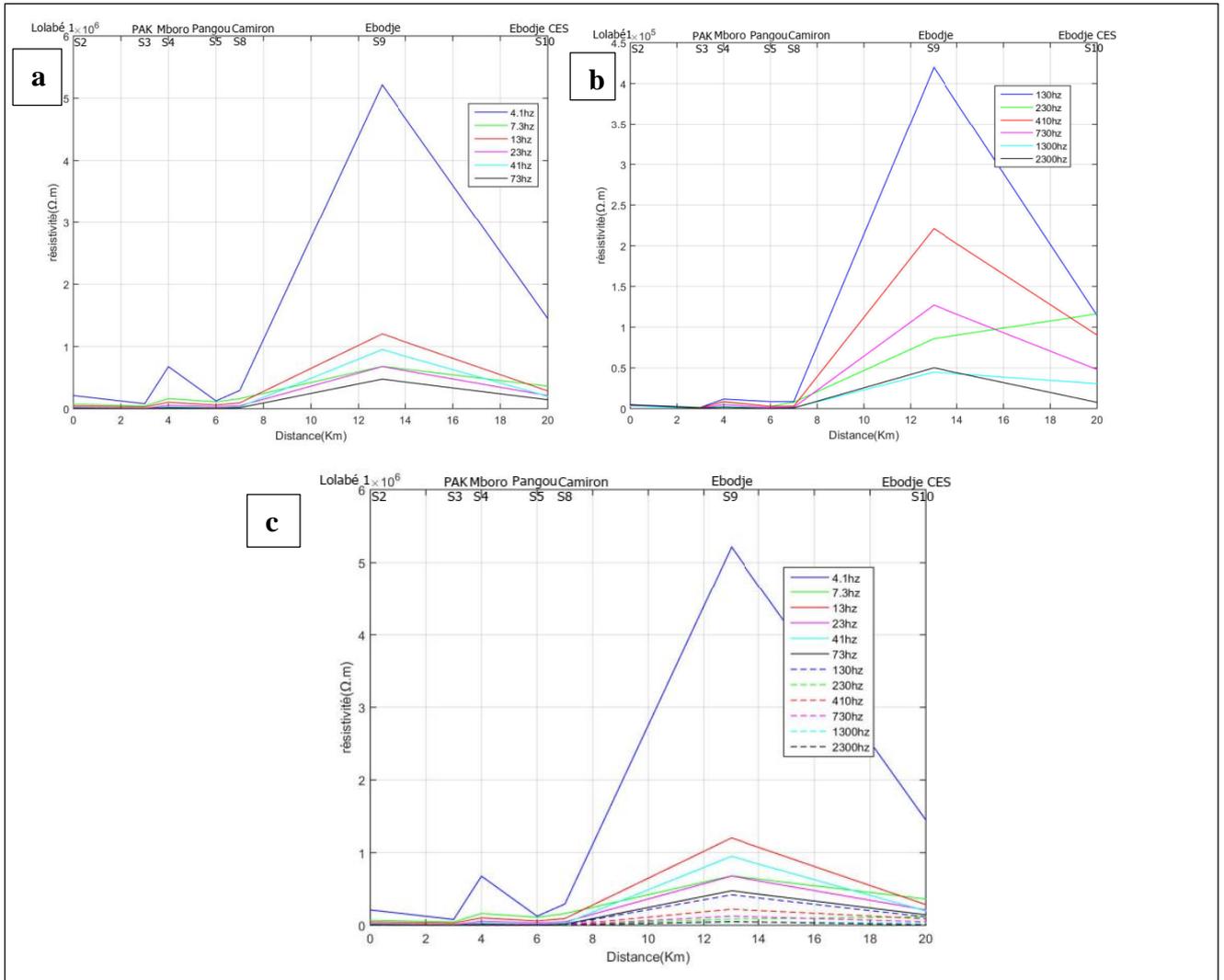


Figure 3.11 - Profil de résistivité P1 : (a)BF-(b)HF-(c)BF et HF

La figure 3.11 présente les variations latérales des résistivités à la verticale de chaque station pour les basses fréquences. Il est observée pour une fréquence de 4.1 Hz, une forte valeur de résistivités à la verticale des stations S2 et S3, cette valeur de résistivité chute complètement à la station S8 et croit vers les stations S9 et S10. La même observation est faite sur la figure (b) où les valeurs faibles résistivités dominant à la station S8 pour des basses et hautes fréquences. Cette rupture de résistivité observée à la station S8 pour les profils bas et hautes fréquences marque ici la présence d’une faille plus ou moins active qui serait celle de Kribi-Campo.

b) Profil de résistivité P2

Le tableau 3.2 ci-dessous présente les coordonnées des différentes stations constituant le profil 2.

Tableau 3.2 : Coordonnées des stations de mesures du profil

Sites	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Distance inter-station (km)
S6 (Bongahahele)	9°81100	2°83916	0
S10 (Ebodje CES)	9°82761	2°56048	31
S11 (Afa'an 1)	9°84243	2°84243	42
S12 (Mvass entre scierie)	9°85592	2°35574	53

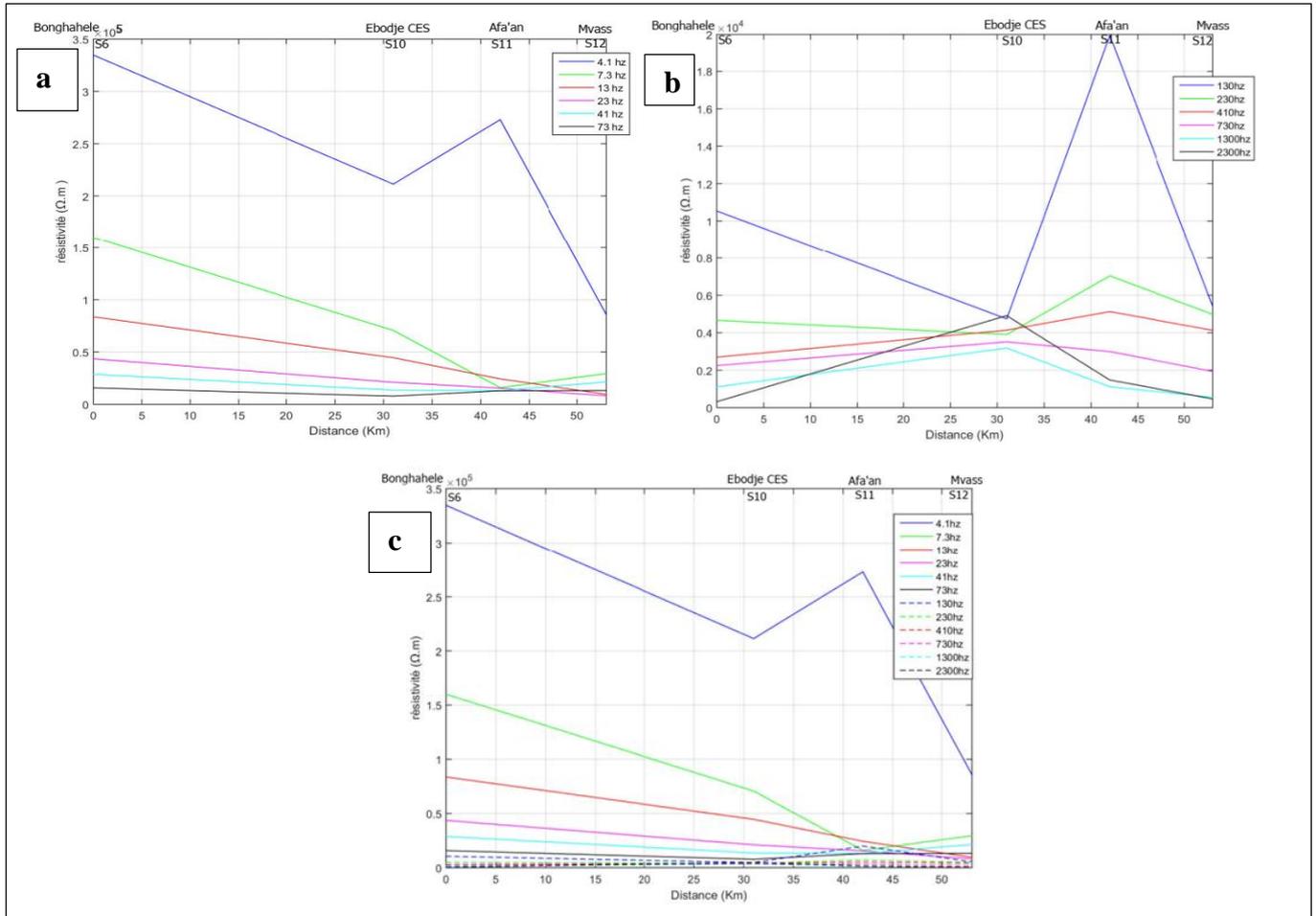


Figure 3.12 - Profil de résistivité P2 : (a)BF-(b)HF-(c)BF et HF

L'analyse du profil de résistivité basse et haute fréquence du profil P2 laisse observer pour la fréquence de 4.1 Hz, de très hautes valeurs de résistivités aux stations S6 et S11 à de grande profondeurs. Un pic de résistivité ($4 \cdot 10^5 \Omega \cdot m$) est observé à la station S11. Elle chute de $10^5 \Omega \cdot m$ à la station S12 et pourrait traduire ici une zone de faiblesse. Pour les formations superficielles (figure 3.12b), les profils de résistivités sont entrecroisés pour les différentes valeurs de fréquences. Ce qui montre que cette zone serait victime d'un mouvement géodynamique de chevauchement important

c) Profil de résistivité P3

Le tableau 3.3 présente les coordonnées des stations de mesures du profil P3. Ces stations sont séparées par un pas moyen de 18,75 km.

Tableau 3.3 : Coordonnées des stations de mesures du profil P3

Sites	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Distance inter-station (km)
S11 (Afa'an 1)	9°84243	2°84243	0
S14 (Ebianemeyong école)	10°35739	2°42306	57
S19 (Abeum école publique)	10°44043	2°43398	65
S20 (Tom)	10°51100	2°43788	73
S21 (Alen école publique)	10°53221	2°3773	75

La figure 3.13 présente les profils de résistivités basses fréquence (a) et haute fréquence (b). Pour les faibles profondeurs, nous observons une croissance de résistivité jusqu'à un pic de 88000 $\Omega.m$ suivi d'une chute des valeurs de résistivités jusqu'à la station S20 puis une légère hausse à partir de la station S20 en dents de scie. Pour des grandes profondeurs (figure 3.13a), on observe un prolongement du pic de résistivité jusqu'à 500000 $\Omega.m$ à la station S14, aux affinités de la station S11, les profils s'entrecoupent et traduisent les zones de chevauchement ou de cisaillement de grande envergure des couches (Meying et al., 2011) et témoignent aussi une activité tectonique intense dans la région. Les zones de faibles résistivités (S11) et (S21) observées sur le profil pourrait s'identifier aux zones de fracturations, de failles ou de cisaillements, favorables au développement des activités géothermiques.

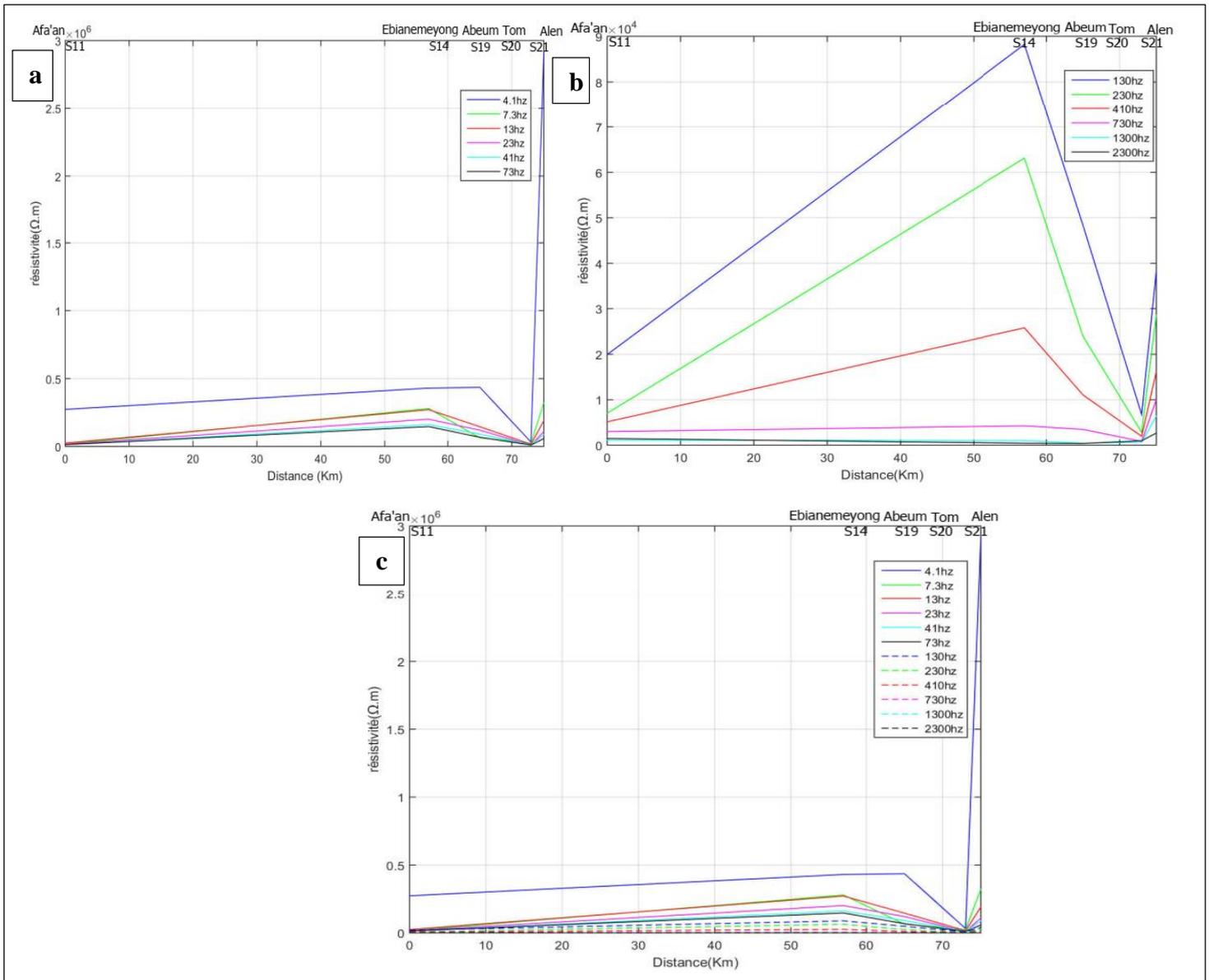


Figure 3.13 - Profil de résistivité P3 : (a)BF-(b)HF-(c)BF et HF

d) Profil de résistivité P4

Tableau 3.4 : Coordonnées des stations de mesures du profil P4

Sites	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Distance inter-station (km)
S12 (Mvass entre scierie)	9°85592	2°35574	0
S17 (Menve'ele usine)	10°24281	2°38436	41
S15 (Menve'ele point haut de la digue)	10°3776	2°39512	57
S21 (Alen école publique)	10°532221	2°3773	78
S22 (Ma'an mission catholique)	10°63466	2°37553	84
S23 (Bitoto chefferie)	10°63430	2°41270	86

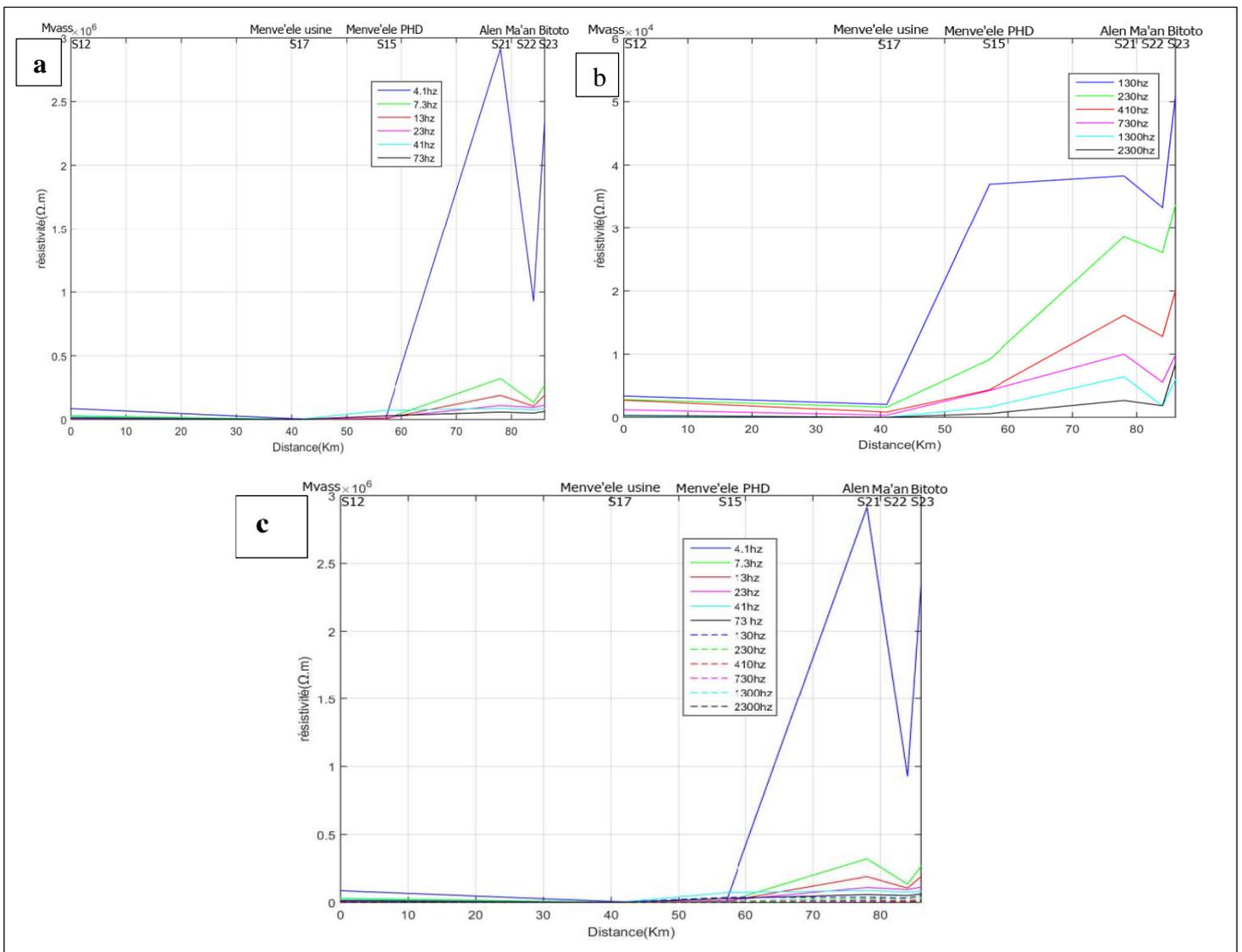


Figure 3.14 - Profil de résistivité P4: (a)BF-(b)HF-(c)BF et HF

Les profils (a), (b) et (c) de la figure 3.14 ci-dessus montrent les variations des résistivités à la profondeur des stations S12, S17, S15, S21, S22 et S23 pour différentes valeurs de fréquence. Ces profils présentent une similarité générale. Nous notons au niveau de la localité de Menve'ele (S14, S15) de très faibles valeurs de résistivité marquant la présence d'une zone très conductrice. Cette zone conductrice est beaucoup plus matérialisée dans les formations profondes c'est-à-dire pour les faibles valeurs de fréquence. Ce résultat constitue un pas important vers nos objectifs.

e) Profil de résistivité P5

Tableau 3.5 : Coordonnées des stations de mesures du profil P5

Sites	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Distance inter-station (km)
S9 (Ebodje)	9°8476	2°62110	0
S14 (école publique d'Ebianemeyong)	10°35739	2°42306	60
S16 (Menve'ele emprunt B1)	10°38793	2°40569	65
S18 (Menve'ele tribune présidentielle)	10°39468	2°40246	68
S21 (Alen école publique)	10°53221	2°37731	85

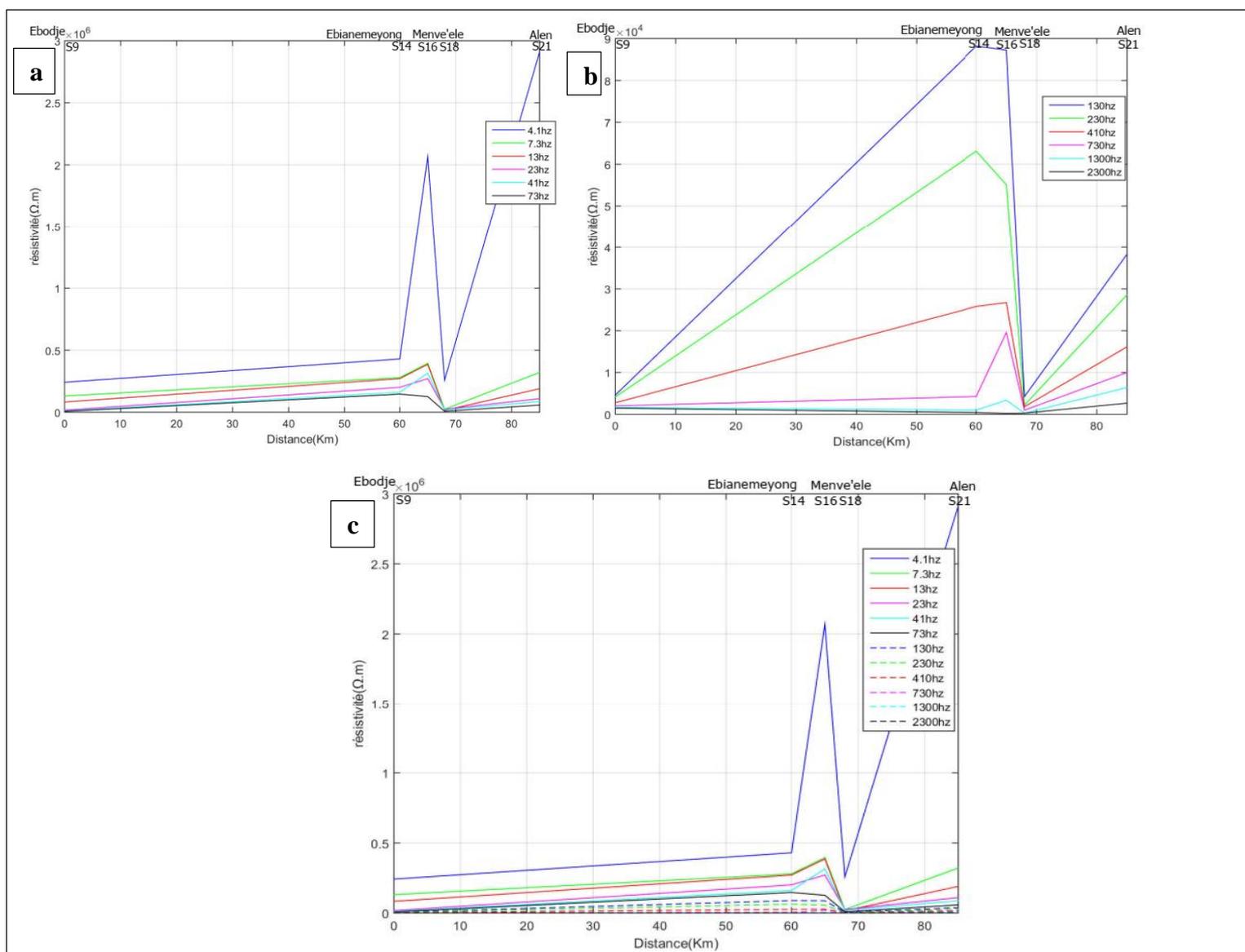


Figure 3.15 - Profil de résistivité P5

Le profil de résistivité P5 basse et haute fréquence est donné par la figure 3.15. L'analyse de ce profil montre une élévation des résistivités des faibles profondeurs vers les grandes profondeurs avec un pic respectif de $85000 \Omega.m$ pour les faibles profondeurs et de $2.10^6 \Omega.m$ pour les grandes profondeurs. Pour différentes fréquences, nous remarquons une forte résistivité à la station S16. Cette résistivité chute complètement à la station S8 puis s'élève légèrement jusqu'à la station S21. Cette grande discontinuité observée à la station S18 marque la présence d'une fracture ou d'une faille importante d'origine tectonique susceptible de contenir les ressources géothermiques.

3.2.2- Analyse des pseudo-sections de résistivités et identification des zones conductrices

La pseudo section montre les variations de la résistivité suivant une coupe verticale. Elle permet (Vozoff, 1972) de mettre en évidence les zones de discontinuités latérale qui apparaissent avec un fort gradient horizontal de résistivité et contrastent par conséquent avec les zones tabulaires où les lignes d'isorésistivités sont horizontales. On l'obtient en portant en abscisse des distances inter-stations et en ordonnée les logarithmes des fréquences ou de pseudo-profondeurs. En fin les isorésistivités sont tracées ; l'on peut porter sur chaque courbe la résistivité correspondante. Les pseudo-sections sont donc des lignes d'isorésistivités tracées le long d'un profil de mesure donné et couvrant une gamme de fréquence.

Les zones potentielles pour une exploitation géothermique sont comprises entre $1 \Omega.m$ et $55 \Omega.m$ et sont alimentées en profondeur par des roches volcaniques (Fabriol et al.,2004). Le système géothermique peut donc par voie de convection ou de conduction se retrouver en surface.

a) Profil d'étude P1

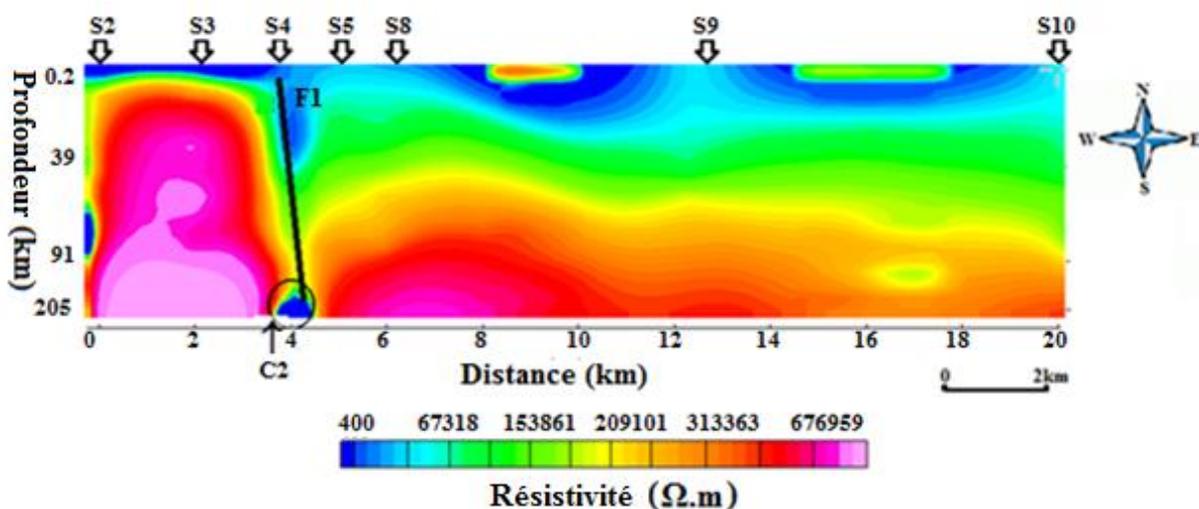


Figure 3.16- Section de résistivité 2D du Profil P1

La figure 3.16 présente la section de résistivité 2D du profil P1 orientée NE-SO, une forte valeur de résistivité est observée dans la localité de Lolabé (S2) et le Port en eau profonde de Kribi (S3). Ce qui montre que cette structure repose sur le socle résistant stable, d'où le choix de ce site pour la réalisation de cet ouvrage. Par contre, est observé en C2 à une profondeur estimée de 1,5 km, une baisse des valeurs de résistivité ($< 300 \Omega.m$) qui pourrait traduire ici un terrain peu altéré et favorable à la circulation des fluides (Fabriol et al., 2004). Elle peut se justifier géométriquement comme étant le prolongement de faille de Kribi F2 en profondeur figure 3.19

b) Profil d'étude P2

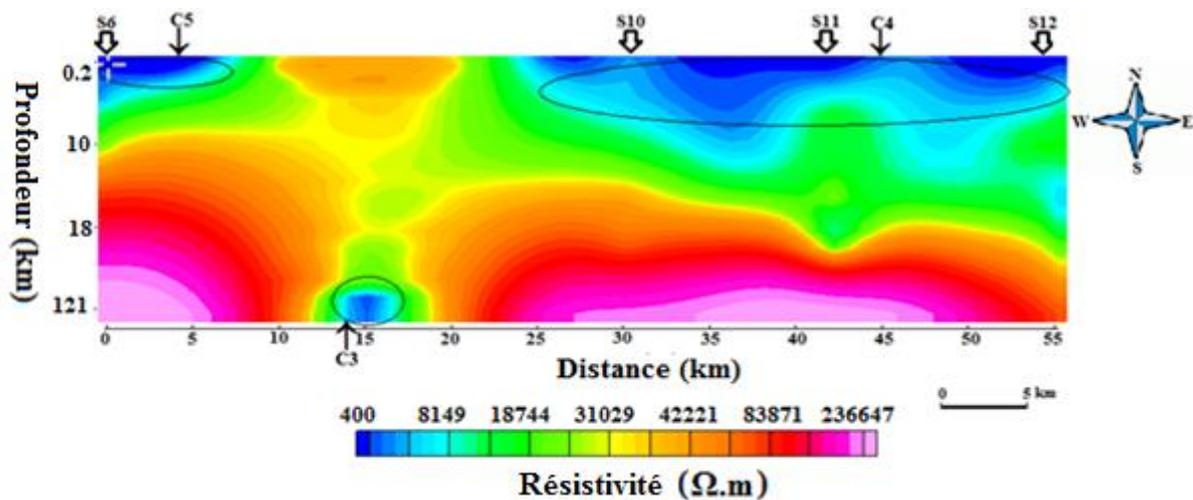


Figure 3.17- Section de résistivité 2D du Profil P2

La figure 3.17 présente le profil de résistivité P2. Elle est orientée N-S et s'étend de Bongahéle (S6) à Mvass (S12) sur une longueur de 55 km. Nous observons de manière générale une baisse des valeurs de résistivités ($< 500 \Omega.m$) pour des formations superficielles C4 et C5 : Ceci peut être dû aux dépôts de sédiments constitué des roches moins résistantes qui abondent le sous bassin sédimentaire de Kribi-Campo. On observe une formation profonde C3, moins résistante et logée dans un encaissant très résistant. Cette zone pourrait représenter le toit des formations sédimentaires. La gamme de variation des valeurs de résistivités de cette anomalie C3 suscite la présence d'un amas de fluide très visqueux qui pourrait être un réservoir d'hydrocarbure. Les valeurs de résistivités observées dans ce bloc C3 ($200- 400 \Omega.m$) sont supérieur à la gamme de $1-55 \Omega.m$ acceptable pour justifier la présence d'un réservoir géothermique sur un sol volcanique (Fabriol et al., 2004).

c) Profil d'étude P3

La figure 3.18 présente le profil P2 orienté W-E. l'observation montre une croissance considérable des valeurs de la résistivité lorsqu'on évolue des hautes fréquences vers les basses fréquences. Toutes les stations reposent quasiment en subsurface sur un terrain moins résistant variant de 300-500 $\Omega.m$ (C6 et C7) et en profondeur sur le socle très résistant. Ce résultat s'interprète comme la transition de la chaîne panafricaine vers la zone cratonique. La baisse des valeurs de résistivité observée en C6 et C7 pourrait traduire superficiellement un affleurement de sédiments.

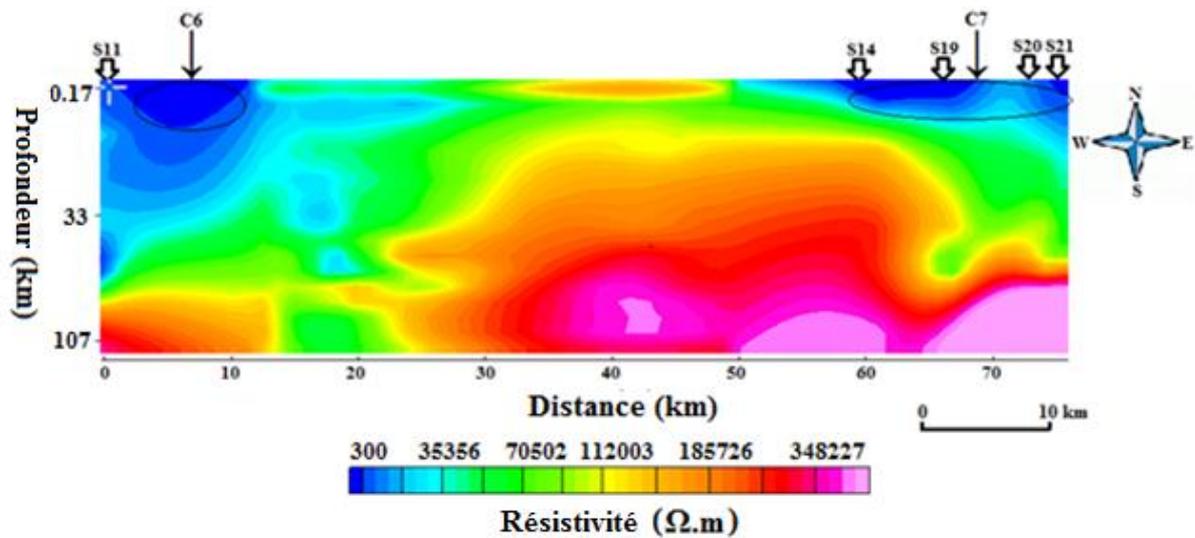


Figure 3.18- Section de résistivité 2D du Profil P3

d) Profil d'étude P4

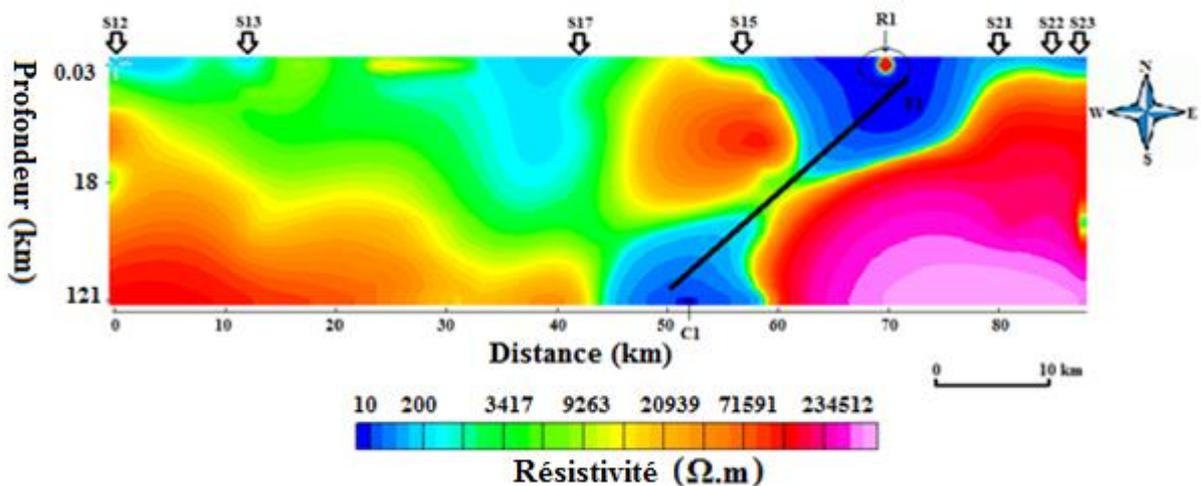


Figure 3.19- Section de résistivité 2D du Profil P4

La figure 3.19 présente la section de résistivité 2D du profil P4 orienté O-E. Une faible valeur de résistivité en subsurface est observée entre les stations S15 et S21. Ces valeurs de résistivités augmentent avec la profondeur dans les localités d'Alen, Ma'an, Bitoto (S21, S22, S23). Par contre le phénomène inverse est observé dans les environs de Menve'ele ; cette localité repose sur un sol assez résistant en proche surface et sur un terrain fortement altéré en profondeur. La faible valeur des résistivités observée en C1 matérialise une zone très conductrice et profonde ($<15 \Omega.m$) qui pourrait représenter le toit d'une source de fluide salin chaud (Ussher, 2000). La zone C1 pourrait représenter un réservoir géothermique situé à 1300 m de profondeur. Cette source plus ou moins chaude serait alimentée en profondeur à travers la faille F2 orientée NE-SW. Entre les stations S15 et S21, nous remarquons une anomalie très résistive qui traduit la présence d'un corps intrusif très résistant en surface.

e) Profil d'étude P5

Une observation générale de la section 2D de résistivité de la figure 3.20 permet de mettre en évidence trois principales zones de faibles résistivités (150- 1000 $\Omega.m$). Les zones superficielles C8 et C9 situées dans les localités d'Alen, tribune de Menve'ele, Ebodje et la zone profonde C10. Les zones C8 et C9 en surface pourraient traduire quelques affleurements de marre d'eau boueuse ou de dépôt des sédiments. La zone C10 en profondeur pourrait signifier une accumulation de sédiments sous forme de boue et susciter une recherche pour des intérêts économiques.

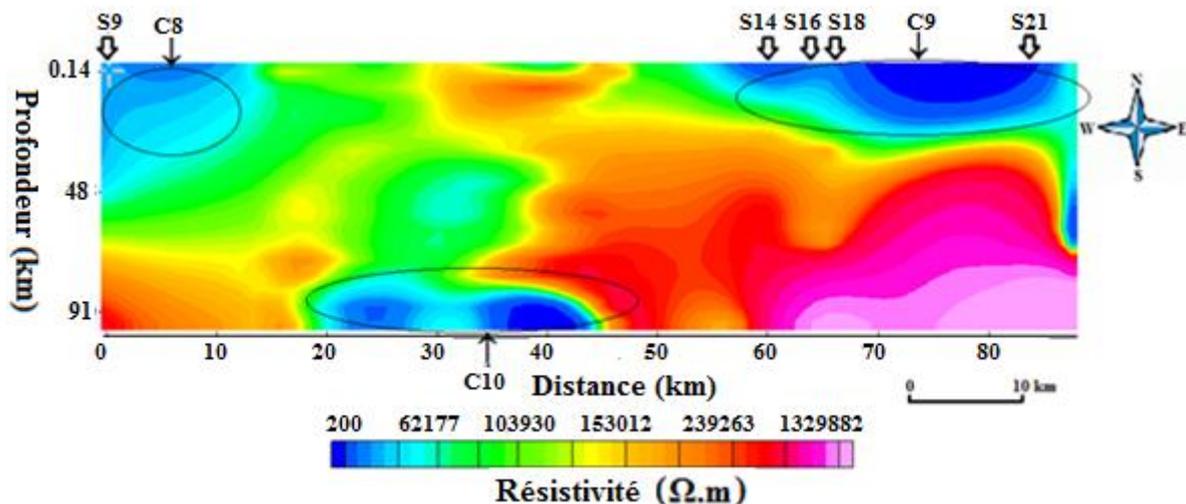


Figure 3.20- Section de résistivité 2D du Profil P5

3.2.3- Modèle 3-D du champ de résistivité de la zone et profondeur

Pour une bonne visibilité des variations de résistivités dans la zone d'étude, l'utilisation des données AMT a permis de réaliser le modèle 3D du champ de résistivité via

l'utilisation du logiciel Surfer 13. La figure 3.21 est réalisée ainsi que la carte des profondeurs associées figure 3.22. Dans la localité de Kribi, on observe un pic (P1) de résistivité avoisinant $10^6 \Omega.m$ à une profondeur d'environ 500 km. Ce qui justifie la stabilité du socle et la réalisation de certains ouvrages comme le port en eau profonde de Kribi. Les faibles valeurs de résistivités ($< 15 \Omega.m$) sont visibles dans la zone P2 à des profondeurs estimées à 5 km. Cette zone conductrice et profonde mise en évidence sur le profil de résistivité P4 pourrait être en accord avec les travaux antérieurs et traduire la présence d'une source de chaleur.

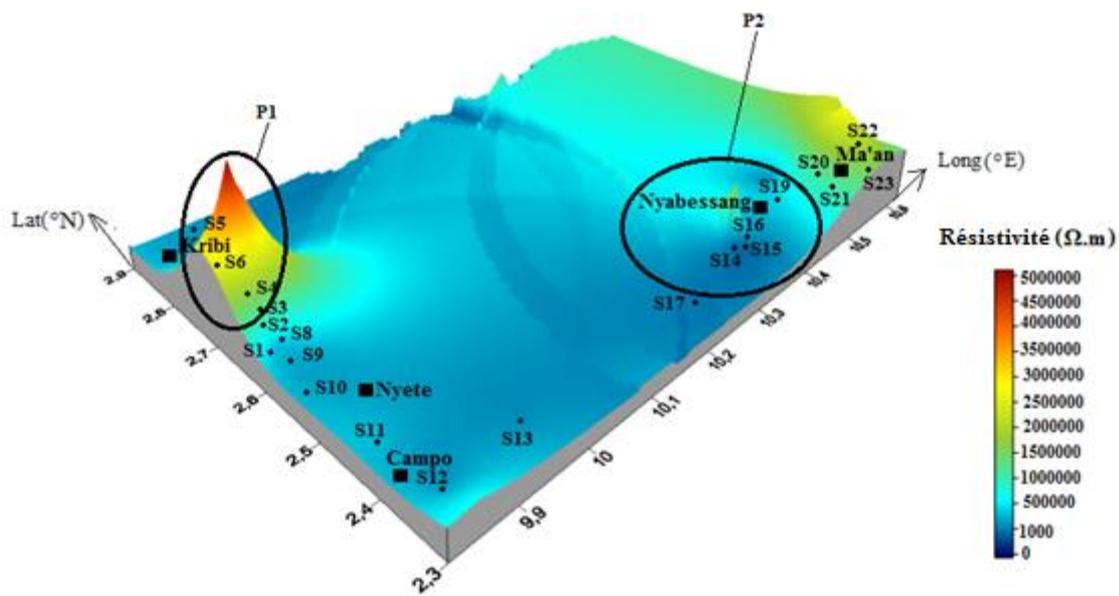


Figure 3.21- Modèle 3D du champ de résistivité.

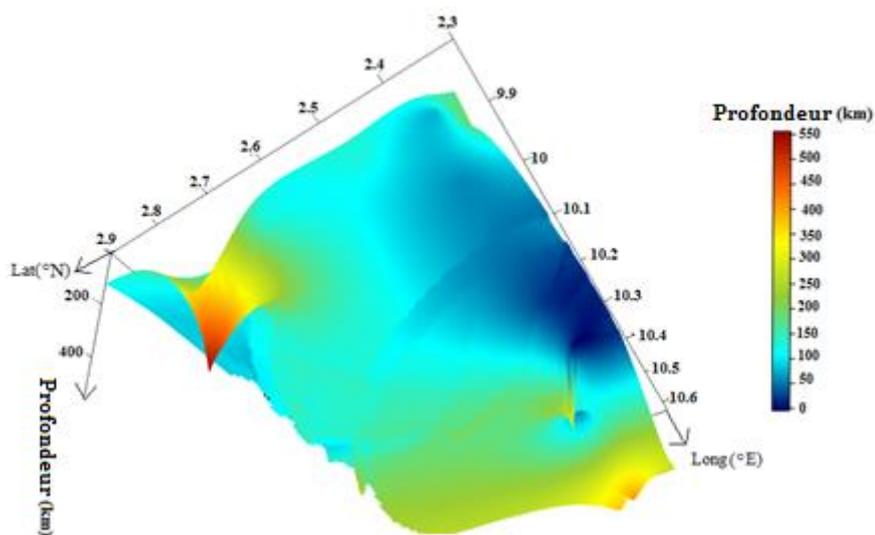


Figure 3.22- Carte de profondeur des structures du champ de résistivité.

3.3- Analyse des données Landsat 8

Les données de température utilisées dans ce travail sont issues des images du satellite Landsat8 de la NASA lancé en février 2013. Il couvre la Terre tous les 16 jours avec les images de 185 km × 185 km, en 16 bits, comportant 11 bandes spectrales donc 9 dans le visible (8 multi spectrales de résolution 30 m, 1 panchromatique à 15 m) et 2 thermiques de résolution 60m

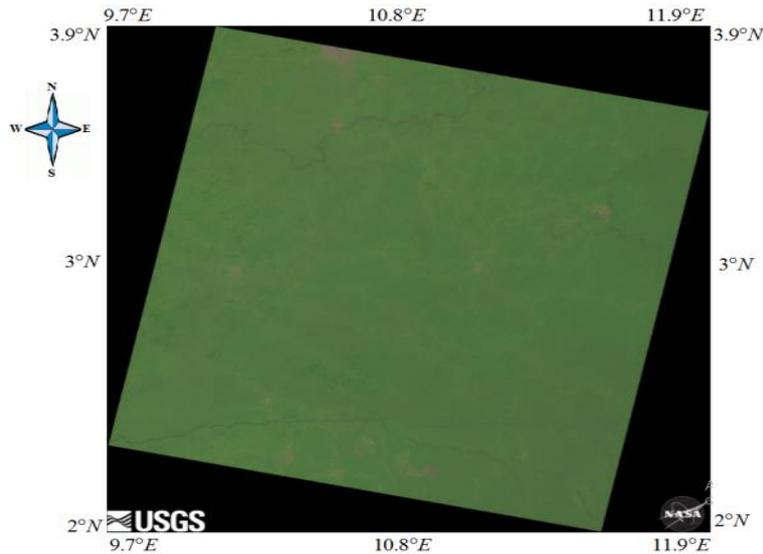


Figure 3.23 -Image Landsat8 de zone d'étude

3.3.1- Température de surface

La figure 3.24 représente la carte des températures de surface (LST) pour la région d'étude obtenue avec le logiciel ArcGis. La gamme de valeurs des températures de surface est comprise entre 15- 30°C. En tenant compte de l'effet de serre, la température moyenne à la surface de la terre est de 15°C. Cette valeur est considérée comme température de référence. Nous définissons l'anomalie de température comme étant l'écart entre la température en un point donné et celle de référence. L'observation de cette carte permet de catégoriser les valeurs de LST en trois grande gamme : de 15°C -18°C ; de 19°C -21°C et de 22°C -30°C. D'après les travaux de (Andres et al., 2019) les anomalies géothermiques de température sont comprises entre 19,35 – 37 °C. On peut donc identifier les zones A1, A2, A3 et A4 comme zones d'anomalie géothermiques. Les anomalies thermiques du satellite reflètent un excès de chaleur provenant de l'intérieur de la terre (Chan et al., 2018). Ces zones sont le lieu d'interaction entre le rayonnement solaire et la chaleur provenant de l'intérieur de la terre : la compréhension du bilan énergétique de surface et du transfert de chaleur souterrain facilite la détection des régions géothermiques (Chan et al., 2018). Dans les zones à activité

géothermiques, les températures de surface obtenues proviennent du chauffage solaire, soit de l'intérieur de la terre. Cette anomalie positive de température observée pourrait se traduire par le réchauffement des eaux de surfaces ou profonde (Andres et al., 2019). Les zones A1, A2, A3 et A4 sont propices pour l'identification des sources géothermiques.

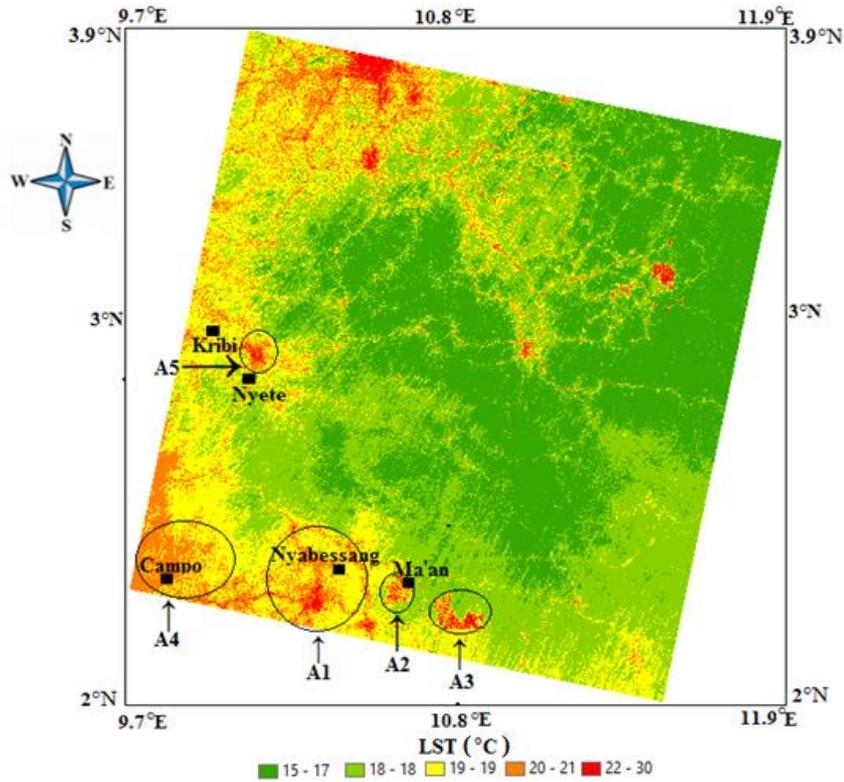


Figure 3.24- LST de la région

3.3.2- Identification des failles

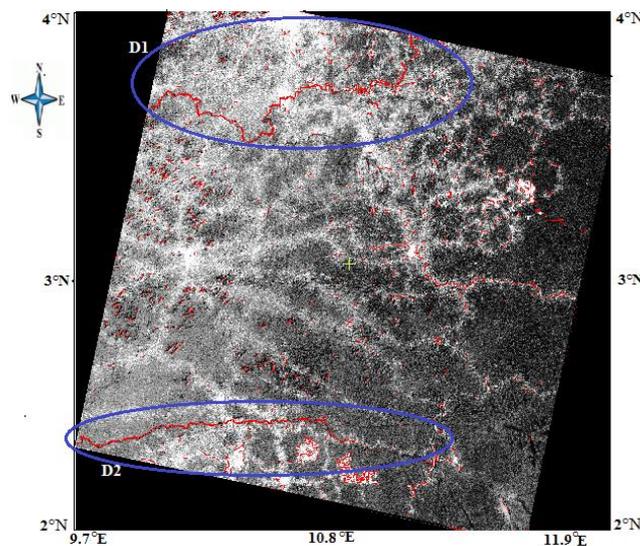


Figure 3.25- Champ de linéaments régional

L'usage du logiciel PCI geomatica 12 a permis d'obtenir le champ de linéaments observé à la figure 3.25. La figure 3.26 extraite de la figure 3.25 représente la carte de linéaments mineurs de la zone d'étude. Nous remarquons sur cette carte, les zones à forte densités de linéaments dans les localités de Ma'an et Nyabessang (L2, L3, L4), des zones moyennement densifiées comme les environs de Kribi et Nyéte (L1) et des zones non densifiées. Ces linéaments sont majoritairement oriente E-W en direction de l'océan Atlantique et matérialisent hydrographiquement le sens d'écoulement des eaux. Le long fil de linéaments observé en L2 dessine le lit du fleuve du Ntem qui s'écoule vers la mer. L'un des indices témoignant la présence d'un champ géothermique est la fréquence des structures de linéaments (Andres et al., 2019). Ainsi, le réseau dense de linéaments observé dans les localités de Ma'an et Nyabessang (L3 et L4) maquerait la présence d'une potentielle zone géothermique.

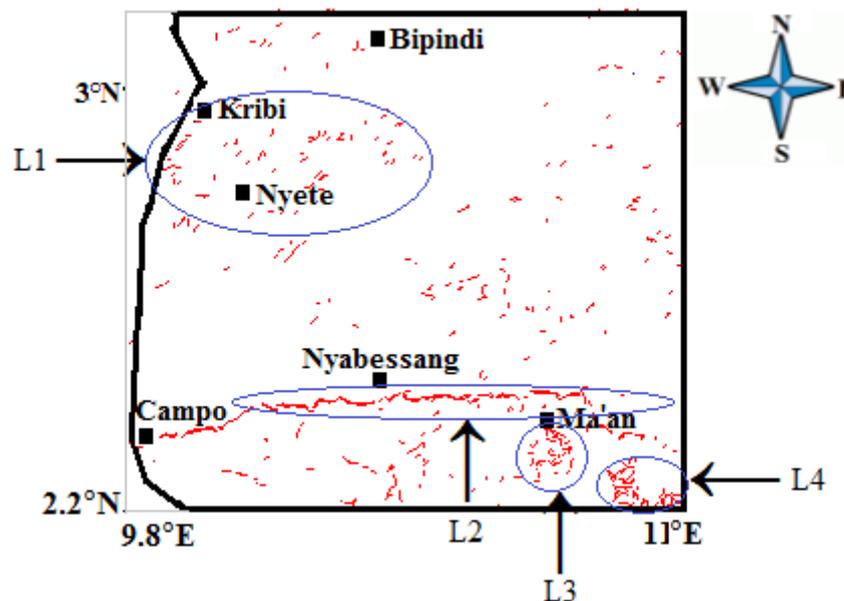


Figure 3.26- Carte de linéaments de la zone d'étude

3.3.3- Corrélation spatiale entre les anomalies LST et les linéaments

La figure 3.27 présente une carte comparative des zones d'anomalies thermiques de la figure 3.27a et la carte des linéaments figure 3.27b. Les zones d'anomalies de température corrént au développement des failles (Chan et al., 2018). L'observation des deux cartes montre que la corrélation spatiale entre les anomalies de température et de linéaments pour les zones B1 et B2 est beaucoup plus forte. Ce qui est en accord avec les travaux de (Chan et al., 2018). Ceci peut être dû au fait que la zone de dépôt de sédiments peu profonde à une meilleure efficacité du transfert de chaleur.

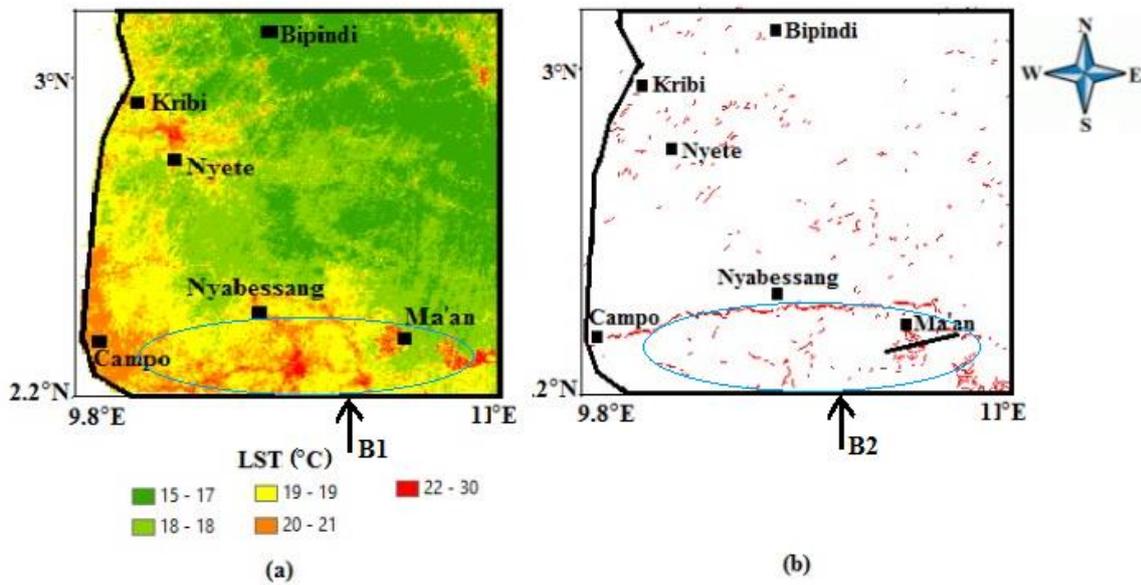
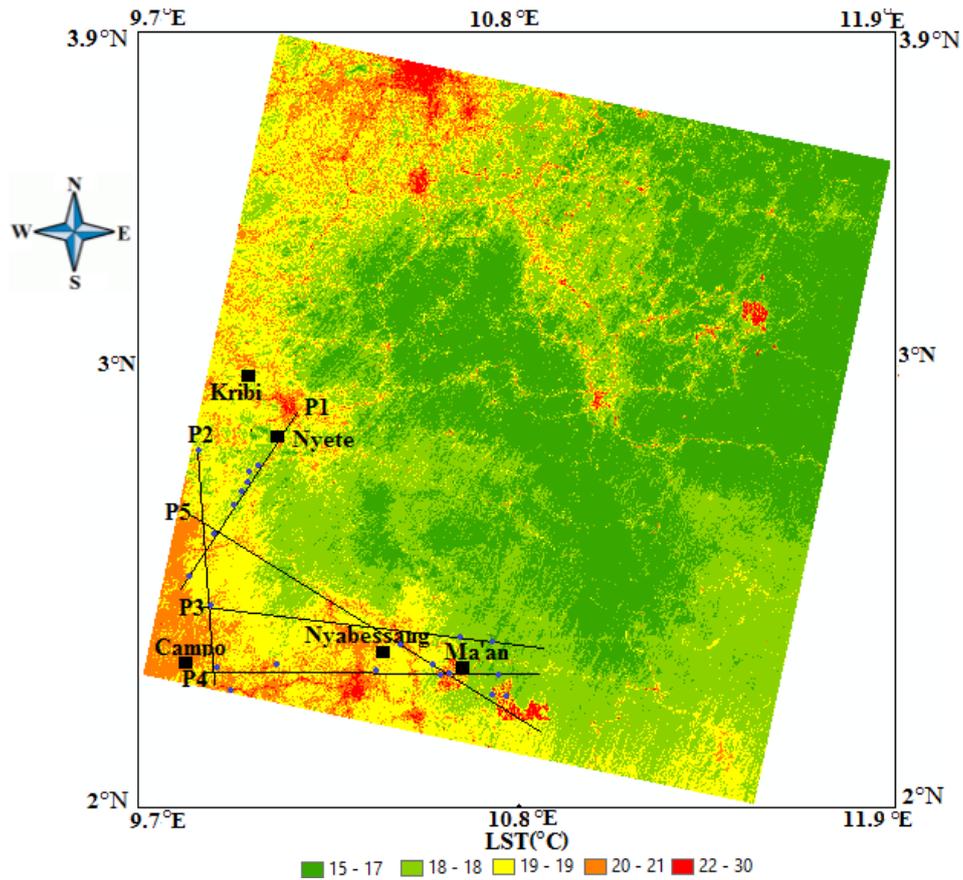


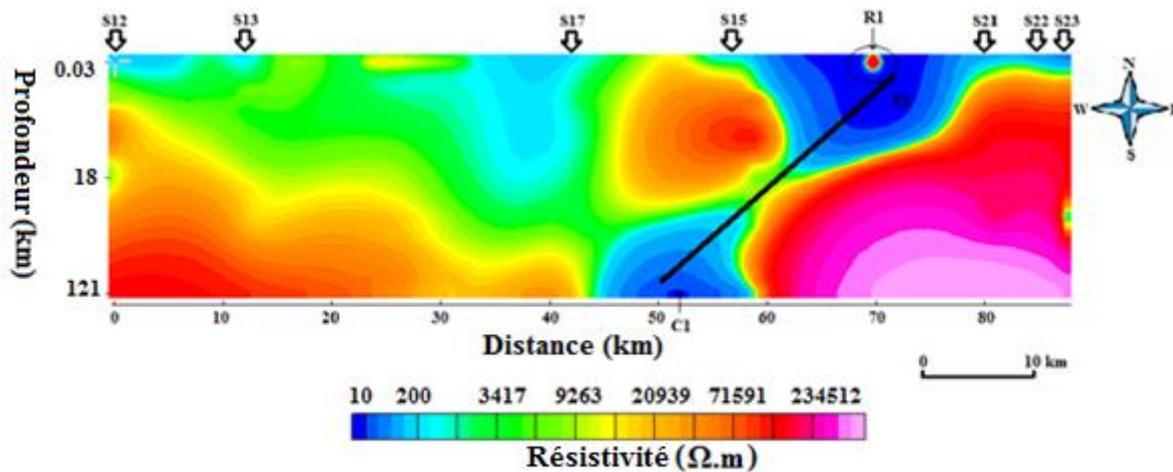
Figure 3.27 - Carte comparative des LST et linéaments

3.3.4- Corrélation spatiale entre les anomalies LST et les valeurs de résistivités

Les régions géothermiques ont une anomalie de température variant de 19,35-37°C et les faibles valeurs de résistivités inférieures à 7 Ω .m (Andres et al., 2004). En comparant la section de résistivité 2D du profil 4 de la figure 3.28b aux valeurs LST de la figure 3.28a, les zones de faibles résistivités S15, S21, S22 et S23 coïncident de manière générale aux hautes températures (22°– 30 °C). En effet la résistivité souterraine est affectée par les effets combinés de la température, de la pression, de la composition du minérale, des structures géologique (Mellon et al., 2000). Généralement, une augmentation de la température et de la proportion de minéraux hautement conducteur dans la roche, entrainera une diminution de la résistivité. Une anomalie de résistivité reflète les zones possibles d'accumulation des fluides géothermiques car ces fluides ont des propriétés physiques et chimiques caractérisées par la température et la salinité qui produisent des conductivités très élevées (Ussher, 2000). Les formations géologiques dominantes dans cette partie étant d'origine sédimentaire et métamorphique, la zone très conductrice C1 figure 3.28b estimée à une profondeur de 1300 m pourrait représenter le toit d'un réservoir géothermique assez important.



(a)



(b)

La même observation est faite avec la section de résistivité 2D du profil P5 figure 3.28c où les stations S9, S14, S16, S18, S21 sont situées sur les zones moins résistives ($< 200 \Omega.m$). Malgré cette baisse des valeurs de résistivités, on ne peut affirmer la présence d'un champ géothermique, car ces valeurs de résistivités restent largement supérieures à la valeur $15 \Omega.m$ acceptable pour justifier la présence d'une dune source géothermique (Fabriol et al, 2005).

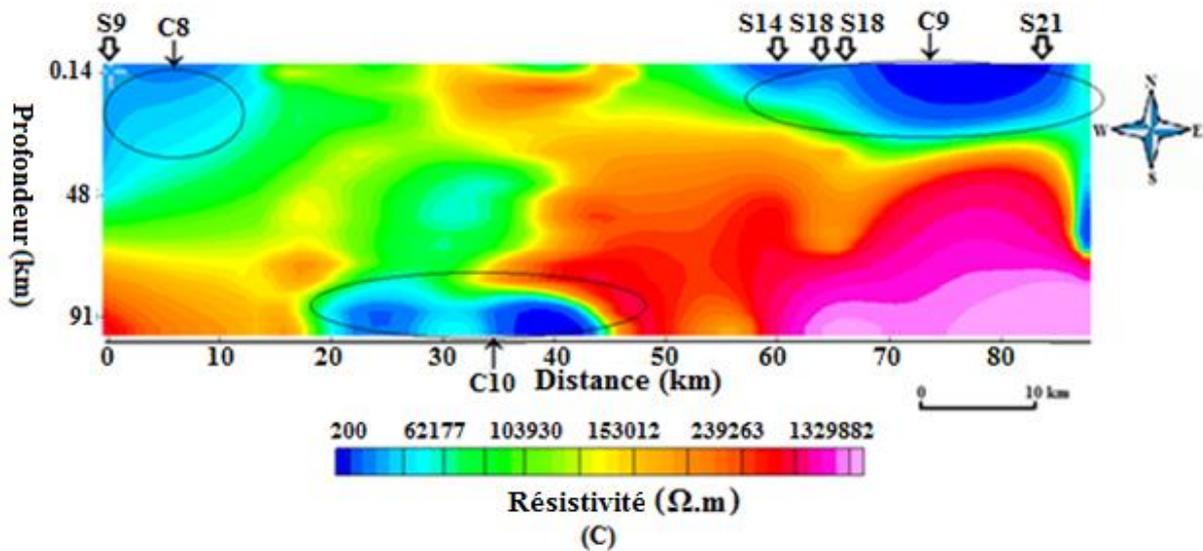
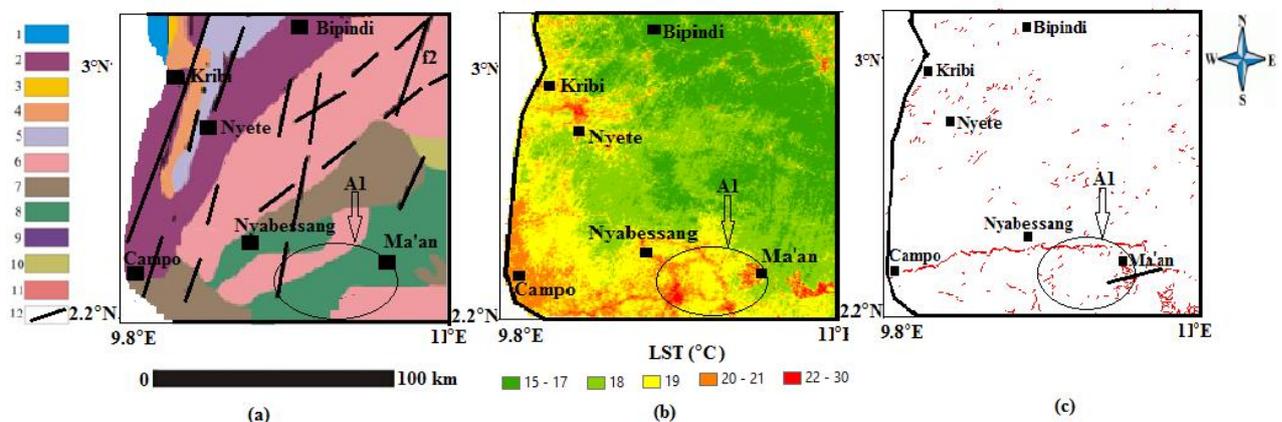


Figure 3.28- Rapport entre les LST et anomalie résistive

3.3.5- Corrélation spatiale des cartes géologique, LST, linéaments et résistivités

La figure 3.27 présente les cartes géologiques 3.29a, des températures de surfaces 3.29b, des linéaments 3.29c et de résistivité 3.29d. Les réservoirs géothermiques dans les zones volcaniques actives ou les anomalies thermiques sont localisées suivant un schéma linéaire selon les linéaments des failles (Wu et al., 2012, Norini et al., 2015). Le système géothermique de Paipa (Colombia) est différent car les réservoirs géothermiques sont localisés à travers les roches sédimentaires, ce qui justifie une distribution latérale des fluides chauds (Adres et al., 2019). La location d’anomalies thermiques se trouve principalement dans la zone A1. Cette localisation serait produite par le frottement entre deux plaques qui élèverait la température du fluide a une certaine profondeur, dont la circulation est facilitée par la faille F2 qui fonctionne comme voie de migration.



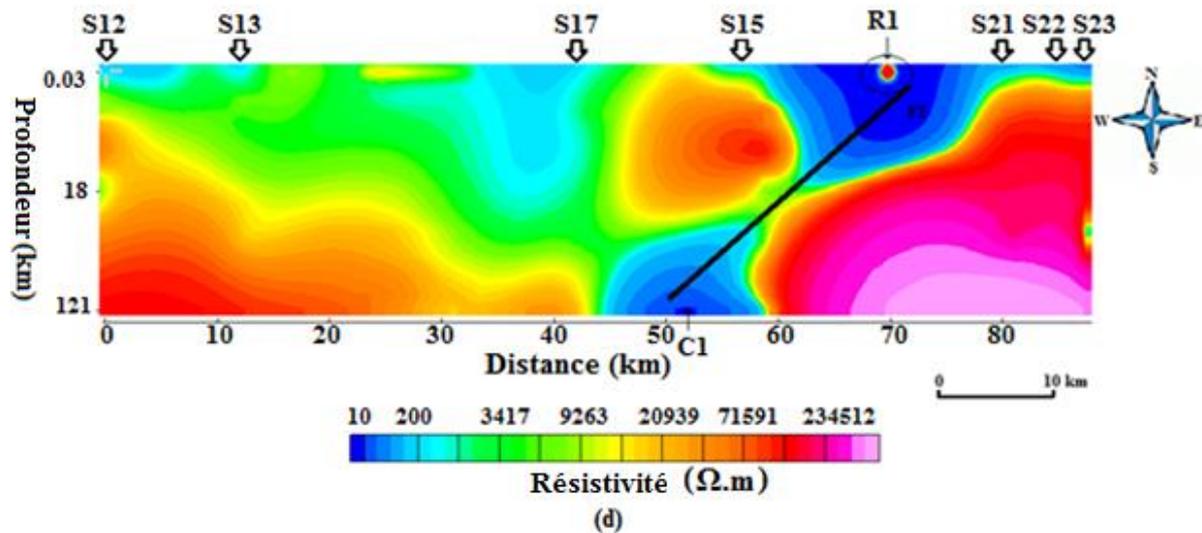


Figure 3.29 - Rapport entre les cartes géologiques, LST, linéament et résistivité

3.4- Corrélation entre les anomalies gravimétriques et anomalies résistive

Il est important de faire une correspondance entre les principales méthodes géophysiques utilisées dans ce travail. Pour une bonne corrélation, il est préférable d'harmoniser l'échelle utilisée. Les figures 3.28a et 2.28b présentent respectivement la carte 2D de résistivité et de la résiduelle de Bouger de la zone d'étude. Une observation comparative des deux cartes montre que la localité moins résistives (T1) se superposent à certains endroits avec des anomalies légères (T6 et T7) et à d'autres endroits avec les anomalies lourdes (T2, T3, T4 et T5). Une anomalie gravimétrique légère en prospection géothermique matérialise généralement des milieux poreux peu ou pas colmatés, peu ou pas métamorphisés pouvant jouer le rôle de réservoir géothermique (Fabriol et al., 2004). Les zones potentiellement géothermiques sont localisées par les sites T7, T6 et T11. Dans certaines localités comme T8 et T10 les anomalies lourdes se superposent à la zone de moyenne résistivité (43695-65389 $\Omega.m$) figure 3.30a. En milieu sédimentaire, Par contre, dans des formations initialement denses comme la zone T10, la porosité est trop faible pour que la densification soit possible.

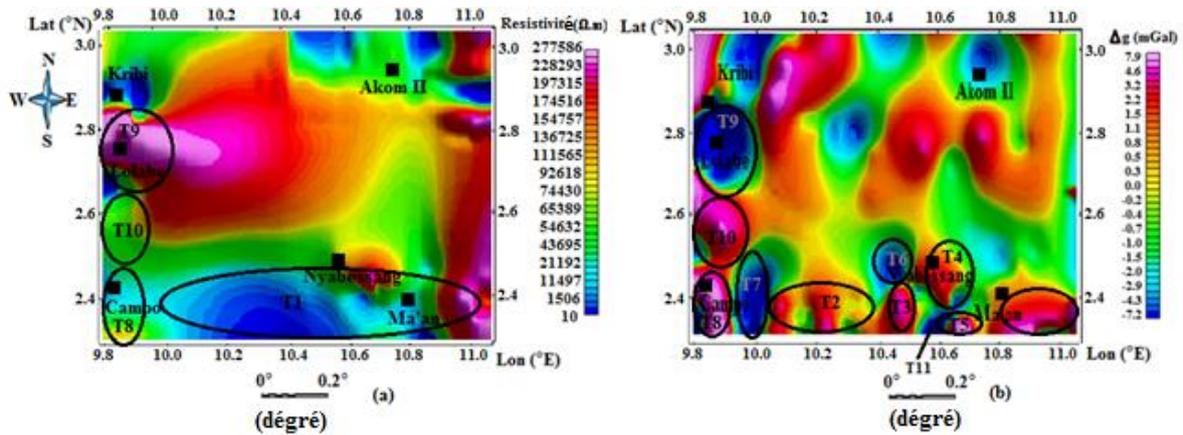


Figure 3.30- corrélation spatiale des anomalies résistives et gravimétriques

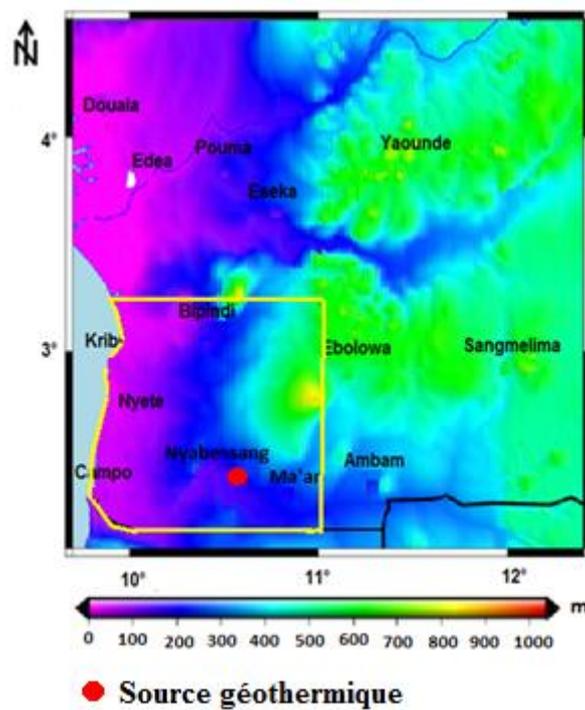


Figure 3.31- Carte topographique : source géothermique

3.5- Validité des résultats

Les résultats de cette étude dépendent de la méthodologie et du type de traitement de données utilisées. Ainsi, la fiabilité des conclusions dépend de la précision avec laquelle les résultats ont été obtenus.

3.5.1-Validité des résultats en gravimétrie

Dans ce travail, les données gravimétriques utilisées ont connu une série de correction afin d'éliminer toutes causes extérieures pouvant influencer la pesanteur. Ainsi les corrections à l'air libre, de topographie, de plateau et de dérive instrumentale ont été applique à ces

données avec des résultats satisfaisants : ce qui constitue un pas important vers la validité de nos résultats. La combinaison des données d'ORSTOM aux nouvelles de mars 2015 collectées avec un pas de 1.5 km en moyenne a permis d'obtenir une grille de données et à l'aide des méthodes de krigeage de Geosoft, les informations sur les sites dépourvus de données ou non accessibles ont été collectées ; ce qui permet d'avoir des informations beaucoup plus précises et fiables.

Afin d'avoir une bonne lisibilité sur les structures superficielles concernées par l'étude, l'anomalie de Bouguer résiduelle a été séparée de la Bouguer régionale à l'aide du filtre de Butterworth du module magmap de Geosoft 8 avec un numéro d'onde central de 0,55 et un degré de 8. Ce qui a semblé représenter avec exactitude les grandes longueurs d'onde de l'anomalie. Le profil de densité obtenu pour les 5 profils prend en compte la géologie locale et la tectonique du milieu ainsi que le principe de continuité des couches. L'épaisseur des couches est calculée en tenant compte de la résiduelle de Bouguer et du contraste de densité des roches.

La superposition des profils gravimétriques au profil de résistivité permet d'avoir une bonne interprétation de l'imagerie du sous-sol.

3.5.2- Validité des résultats en AMT

La fiabilité des résultats obtenus en inversion conjointe des données AMT passe par un choix judicieux des profils d'étude. Ainsi ces profils ont été choisis de manière à passer par le maximum des stations possibles. Ces profils coupent les structures géologiques longitudinalement et transversalement de manière à former une grille ; ce qui permet de faire une interprétation beaucoup plus commode.

Certaines précautions ont été prises lors de la collecte des données sur le terrain. Les sites de mesures ont été choisis de telle sorte que les bruits soient négligeables. Par station et par direction, trois mesures ont été faites et l'utilisation de la moyenne géométrique des résistivités longitudinales et parallèles nous a également permis de réduire les bruits sur les valeurs calculées. Les profils de résistivités et les pseudos sections de résistivités ont été tracés respectivement avec Excel 2016 et Oasis montaj 8.

3.5.3- Validité des résultats Landsat8

Les données Landsat8 ont été collectées avec une résolution spatiale entre 15 et 30 m, les bandes spectrales sont corrigées des effets atmosphériques pouvant influencer les données collectées grâce à l'algorithme du traitement des données Landsat 8 proposés par Artis et Carnaham (1982) et incorporé dans le logiciel Arcgis version 10.1. Lors de l'acquisition des

données Landsat8, l'accent a été porté sur les images satellitaires dépourvu des nuages afin de minimiser les effets atmosphériques.

3.6- Discussion

La figure 3.25 présente la carte régionale des linéaments du secteur d'étude obtenu après filtre et traitement des données des images satellitaires du secteur d'étude. L'observation de cette carte permet de constater les failles permettent la circulation des fluides : en effet, les linéaments qui se juxtaposent dans les blocs D1 et D2 matérialisent respectivement les fleuves Sanaga et Ntem sur le terrain. Ces fleuves coulent de l'Est vers l'Ouest en direction de l'océan Atlantique. Cette bonne corrélation des informations présente sur cette carte de linéaments avec celles observées sur le terrain permet de conclure que les images satellitaires ont été collectées avec une bonne résolution spatiales et une bonne précision dans la prise des données. D'après Sobrino et al (1982), la valeur de l'indice de végétation normalisée est supérieure à 0.87 ($NDVI > 0.87$) si le sol est recouvert de végétation et la valeur moyenne de l'émissivité est égale à 0.99 ($E = 0.99$). Dans ce travail, la valeur maximale de $NDVI = 1$ et l'émissivité $0.986 < E < 0.99$ ce qui permet de confirmer que notre secteur d'étude est fortement recouvert de végétation. La valeur de l'émissivité trouvée est en accord avec les résultats de Sobrino et al (1982). La plage des valeurs de résistivités obtenues à la zone C1 est de $[100 ; 0 \Omega.m]$ (figure 3.29d). Ce modèle bidimensionnel de résistivité est valide et concorde avec celle trouvée par les auteurs suivants : (İlyas et al., 1999) qui montre une bonne région conductrice ($< 10 \Omega.m$) ; Hardwick et al., 2011) valide un conducteur en forme de lentille d'épaisseur entre 300 m et 500 m recouvrant une zone de faible résistivité ($10 \Omega.m$ à $60 \Omega.m$) ; il en de même pour les travaux de (Wang et al., 2015) qui caractérisent les réservoirs géothermiques par les faibles valeurs de résistivités. Fabriol et al., 2005), (Ussher et al., 2000) obtiennent également les valeurs de résistivité pour zones conductrices respectivement entre $[1-55 \Omega.m$ et $17,3 \Omega.m$. C'est également le cas avec (Saibi et al., 2021) qui après une inversion 2D des données MT dans la zone géothermique d'Al-Mubazzarah, Al-Ain, United Arab Emirates montrent une zone conductrice ($10-30 \Omega$) située à une profondeur de 4 km qui serait à l'origine des eaux souterraines chaudes. Ce résultat est justifié par les travaux de (Uwiduhaye et al., 2021) dans le champ géothermique de Gisenyi au Rwanda qui montrent une région conductrice de résistivité inférieur à $10 \Omega.m$ à de grande profondeur responsable de la source de chaleur du système de Gisenyi. Les travaux de (Chan et al., 2017) permettent de renchérir l'idée selon laquelle, les zones d'anomalies de température seraient superposées aux linéaments. Le vaste réseau de failles identifié dans la région du Sud

Cameroun à travers la carte géologique de Nsifa et mise en évidence par (Kamto et al., 2021) avec les directions (N-S, E-W, SW-NE et SSW-NNE) concorde avec la carte de linéament obtenu dans ce travail et constitue un atout majeur dans la prospection des sources géothermique

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

1- Conclusion générale

Ce travail de recherche a utilisé une combinaison des techniques AMT, gravimétrie et Landsat 8 pour prospector les sources géothermiques dans la région du Sud-Cameroun. La carte d'anomalie de température de surface (LST) et celle des linéaments ont été réalisées avec des informations fournies par les images satellitaires, préalablement traitées et dépourvues des effets atmosphériques à l'aide des logiciels ArcGis 10.1 et PCI géomatica 12 ; ce qui a conduit à des anomalies de températures et linéaments spatialement améliorées et reflétant les observations du terrain. Une comparaison spatiale a été faite entre les profils de résistivités 2D, la carte des linéaments et la carte d'anomalie de température de surface. La carte résiduelle de Bouguer a permis de délimiter les formations superficielles, origines des anomalies observées. Les profils de densité ont permis de mettre en évidence les roches responsables des anomalies observées ainsi que les profondeurs des structures. La comparaison spatiale mise en œuvre et les observations faites sur le terrain permettent d'identifier la zone (C1) comme zone potentielle pour une prospection géothermique localisée à la station S15 (Menve'ele) située environ à 1300 m de profondeur (Fig 3.31) . Cette source géothermique d'origine tectonique serait la résultante du frottement entre deux compartiments séparés par une faille F2. Ce résultat se justifie avec l'incorporation des informations géologiques de cette zone.

2- Perspectives de recherches

Malgré les résultats obtenus, nous ne pouvons pas à ce niveau prétendre avoir achevé ce travail. Il pourrait être amélioré sur plusieurs points :

- ✚ L'utilisation des données infra-rouges thermiques qui ont l'avantage de fournir une mesure directe de la température de la surface, qui est un "skin" température (surface du sol, de la végétation, de la neige). C'est une caractéristique fondamentale des données satellitaires par opposition aux données venant de mesures faites sur le terrain (les mesures ponctuelles). Elles permettent une observation plus précise des phénomènes se produisant sur la surface de la Terre et dans l'atmosphère

- ✚ Nous envisageons dans les travaux futures une prise des températures de quelques puits dans la région afin d'avoir une idée plus précise sur la localisation de ce réservoir géothermique.
- ✚ L'usage d'autres données satellitaires pour comparaison, et amélioration de la résolution spatiale afin d'affiner la précision.
- ✚ Un modèle de densité 3D pour mieux apprécier la disposition des formations géologiques sur le terrain

REFERENCES

- AA Van de Griend. and Owe, M., 1993.** “On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces”. *International journal of remote sensing* 14 (6), pp. 1119-1131.
- Alatorre-Zamora, M. A., Campos-Enriquez, J. O., 1991.** “La primavera caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations”. *Geophysics*, 56, p. 992-1002.
- Allen, J. R. L., 1983.** “Studies in fluviale sedimentation: bars, bar-complexes and sandstones sheets (low-sinuosity braided streams) in the browntones (L. Devonian), welsh Borders. *Sedimentary Geology*”, 33, pp. 237-293.
- Alvarez, P., 1998.** “Le réseau des fossés intracratoniques du Proté-rozoïque supérieur d’Afrique centrale et la progradation de la rampe Nord-Afrique centrale d’âge néoprotérozoïque”. *Géosciences du Cameroun. Press. Univ.* pp. 287-303.
- Andrés, R. C. and Vargas-Cuervo, G., 2019.** “Determination of Hydrothermal Prospects in the Geothermal Region of Paipa (Boyacá, Colombia), Using Remote Sensing and Field Data Earth” *Sci. Res. J. Vol. 23, No. 4*, pp. 265-282.
- Artis, D. A. and Carnahan, W. H., 1982.** “Survey of emissivity variability in thermography of urban areas”. *Remote Sensing of Environment*, 12, 313–329.
- Ateba, B., Ntepe, N., Ekodek, G. E., Soba, D and Fairhead, J. D., 1992.** “The recent earthquakes of Cameroon and their possible relationship with main geological of central Africa”, *J. Afr. Earth Sciences*, Vol. 4, No 3, pp. 365-369.
- Badenas C., 1998.** “Review and improvement of an algorithm for determining emissivity of a heterogeneous cavity in thermal infrared remote sensing”, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 19, no. 4, pp. 731-741.
- Ball, E., Bard, J. P. et Soba, D., 1984.** Tectonique tangentielle dans la catazone panafricaine du Cameroun : les gneiss de Yaoundé. *Journal of African Earth Sciences*, 2, pp. 91-95.
- Barrett, T. E., Resnick, R. and Walker, J., 2008.** *Fundamentals of Physics (8th), Condensed : A Study Guide to Accompany Fundamentals of Physics*, David Halliday, Robert Resnick, Jearl Walker. John Wiley & Sons.
- Basist, A., Grody, N. C., Peterson, T. C. and Williams, C. N., 1998.** “Using the Special Sensor Microwave/Imager to monitor land surface temperatures, wetness, and snow cover”. *Journal of Applied Meteorology* 37 (9), pp. 888-911.

Bostick, F. X. and Smith, H. W., 1962. “Investigation of large-scale inhomogeneities in the Earth by the magnetotelluric method”, Proceedings of the IRE, 50, pp. 2339-2346.

Bostick, F. X., 1977. A simple almost exact method of MT analysis. In: Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration, US Geol. Survey,

Çağlar, İ. and Demirörer, M., 1999. “Geothermal exploration using geoelectric methods in Kestanbol, Turkey”, Geothermics 28, Image Processing, vol 17. New York: Springer, pp. 803–819.

Cagniard, L., 1953. “Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting”, Geophysics, 18, pp. 605-635.

Catherinot, L., Giraud, S., Chatras, M., Bila, S. and Cros, D., 2011. “A general procedure for the design of bulk acoustic wave filters”. International Journal of RF and Microwave Computer-Aided Engineering 21 (5), pp. 458-465.

Champetier, R. G., Aubargue, M., 1956. Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à 1/500 000, feuille Yaoundé-E. Direction des Mines et de la Géologie du Cameroun.

Chan, H. P., Chang, C. P. and Dao, P. D., 2018. “Geothermal Anomaly Mapping Using Landsat ETM+ Data in Ilan Plain, Northeastern Taiwan”, Pure Appl. Geophysics. 175, pp. 303–323.

Chander, G., Markham, B. L., Helder, D. L., 2009. “Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors”, Remote sensing of Environment, volume 113, Issue 5, pp. 893-903.

Chouteau, M., 2002. Géophysique appliquée 1. École polytechnique de Montréal, 108 pages

Dalu, G., 1985. “Emittance effect on the remotely sensed sea surface temperature”. International Journal of Remote Sensing 6 (5). pp. 733-740.

Delhal, J. et Ledent, L., 1975. “Données géochronologiques sur le complexe calco-magnésien du Sud Cameroun”. Musée Royal d’Afrique Centrale (Belgium), Rapport annuel, pp. 71-75.

Desjardins, R., Gray, J., Bonn, F., 1990. “Atmospheric corrections for remotely-sensed thermal data in a cool humid temperature zone”. Int. Journal of Remote Sensing, vol.11, no.8, pp.1369-1389.

Domra, K. J., Djongyang, N., Raidandi, D., Ramadhan, B.T., 2017. “Apparaisal of geothermal resources and use in Cameroon”. African Journal of Science, Technology, Innovation and Development 9, (6), pp. 661-667.

- Fabriol, H., Bitri, A., Bourgeois, B., Debeglia, N. and Genter, A., 2005.** “Geophysical methods applied to the assessment of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French west indies)”, World Geothermal Congress 2005, Apr 2005, Antalya, Turkey, pp. 24-29.
- Fabriol, H., Debeglia, N. et Baltassat, J., 2004.** “Méthodes géophysiques appliquées à l’exploration géothermique en contexte insulaire volcanique”, Synthèse bibliographique. Rapport final. BRGN/RP-53137-FR, 112 p., 43 ill., 5 tabl., 1 ann.
- Gallo, K. P., Tarpley, J. D., 1996.** “The comparison of vegetation index and surface temperature composites for urban heat-island analysis”. *Int. J. Remote Sensing*, 17: 3071-3076
- Gallo, K.P., Mcnab, A. L., Karl, T. R., Brown, J. F., Hood, J. J., Tarpley, J. D., 1993.** “The Use of a Vegetation Index for Assessment of the Urban Heat Island Effect”. *Int.J.Remote Sensing*, 14 : 2223-2230.
- Gamble T. D., Goubau W. M., 1979.** “Magnetotellurics with a remote magnetic reference”. *Geophysics*, vol. 44, 53-68.
- Gazel, J. et Giraudie, C., 1965.** “Notice explicative sur la région Abong-Mbang Ouest de la carte de reconnaissance”, *Bull. Dir. Mines et géol du Cameroun*, 5, pp. 29.
- Geldart, L. P., Gill, D. E. and Sharma, B. (1966).** Gravity anomalies of 2-D faults. *Geophys.*, Vol. 31, No2, pp. 372-397.
- Geldart, L. P., Gill, D. E. and Sharma, B., 1966.** Gravity anomalies of 2-D faults. *Geophys.*, Vol. 31, No2, pp. 372-397.
- Georgsson, L. S., 2009.** “Geophysical methods used in geothermal exploration”, United Nations University Geothermal Training Programme Orkustofnun, Reykjavik, ICELAND, pp. 1-16.
- Girard, M. and Girard, C. (Consulte en Aout 2016).** “infrarouge thermique”. [http : //138.102.82.2/supports/cours/teledetection/cours/infrarougethermique.htm](http://138.102.82.2/supports/cours/teledetection/cours/infrarougethermique.htm).
- Gough, D. I. and Majorowicz, J. A., 1992.** “M.T. sounding, structure and fluids in the Southern Canadian Cordilera”. *Can. J. Earth Sc.*, pp. 609-620.
- Haby, S. M., Mohamed, A. Z., Mahmoud, M. S., Hakim, S., Mohamed el N. and fairhead, D. J., 2014.** Correlation of Aerogravity and BHT Data to Develop a Geothermal Gradient Map of the Northern Western Desert of Egypt using an Artificial Neural Network. *Pure Appl. Geophys.* 172 (2015), 1585–1597.
- Hardwick, C. L. and Chapman, D. S., 2011.** “Geophysical Delineation of the Crater Bench, Utah, Geothermal System”, *GRC Transactions*, Vol. 35, pp. 801-804.

- Hoover, D. B and Long, C. L., 1976.** “Audio-Magnetotelluric Methods in Reconnaissance Geothermal Exploration” US. Geological Survey, Branch of Theoretical and Applied Geophysics, Denver Federal Center, Denver, Colorado 80225, USA, pp. 1059-1064.
- Jiménez-Muñoz, J. C. and Sobrino, J. A., 2003.** “A Generalized Single-Channel Method for Retrieving Land Surface Temperature from Remote Sensing Data”, *Journal of Geophysical Research*, 108, pp. 1-9.
- Jiménez-Muñoz, J. C., Cristóbal, J., Sobrino, J. A., Sòria, G., Ninyerola, M. and Pons, X., 2009.** “Revision of the Single-Channel Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval from Landsat Thermal-Infrared Data”, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(1), pp. 339-349.
- Jimenez-Munoz, J. C., Sobrino, J. A., Skovic, D., Mattar, C. and Cristobal, J., 2014.** “Land surface temperature retrieval methods from Landsat-8 thermal infrared sensor data”. *IEEE Geoscience and remote sensing letters* 11 (10), pp. 1840-1843.
- Jones, R. G. and Thompson, C. B., 2007.** “Revving the engine: signal transduction fuels T cell activation”. *Immunity* 27 (2) pp. 173-178.
- Kalberkamp, U., Schaumann, G., Ndonde, P. B., Chiragwile, S. A and Mwanu, J. M., 2010.** “Surface Exploration of a Viable Geothermal Resource in Mbeya Area, SW Tanzania”. *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia*, 25-29.
- Kamto, P. G., Lemotio, W., Tokam, A. P. K and Yap, L., 2021.** “Combination of Terrestrial and Satellite Gravity Data for the Characterization of the Southwestern Coastal Region of Cameroon: Appraisal for Hydrocarbon Exploration” *Hindawi International Journal of Geophysics* Volume 2021, Article ID 5554528, 14 pages.
- Koumetio, F., 2004.** Contribution géophysique par la méthode gravimétrique à l'étude des structures profondes de la marge occidentale du Craton du Congo dans la région de Kribi (Cameroun). Thèse de Doctorat 3e cycle. Université de Yaoundé I, 110p.
- Koziar, A. and Strangway, D. W., 1978.** “Shallow crustal sounding in the superior Province by A.M.T” *Can. J. Earth Sc.*, 15, pp. 1701-1711
- Kue, P. R. M., Owona, A. M. L., Njingti, N and Manguelle-Dicoum, E., 2017.** “3D Modelling from New and Existing Gravity Data of an Intrusive Body in the Northern Part of Kribi-Campo Sub-Basin in Cameroon”, *Int. J. Geosci*, 8, pp. 984-1003.
- Kuenzer, C and Dech, S., 2013.** “Thermal infrared remote sensing:sensors, methods, applications”, *Remote Sensing and Digital*.
- Kuenzer, C. and Dech, S. (2013).** Theoretical background of thermal infrared remote sensing. In *Thermal Infrared Remote Sensing*. Springer, pages 1–26.

- Laplaine, L., 1971.** Note explicative sur la feuille Nola (partie Cameroun) de la carte de reconnaissance au 1/500 000. Dir. Mines et géol. Cameroun, Yaoundé, 42 p
- Lee, T.J., Song, Y., Uchida, T., Mitsuata, Y and OH, S., 2004.** “Interpretation of 3-D magnetotelluric data including sea effect for geothermal exploration in pohang, Korea”, Asian Geothermal Symposium, pp. 139-143.
- Li, F., Jackson, T. F., Kustas, W.P., Schmugge, T.J., French, A.N., Cosh, M. H. and Bindlish, R., 2004.** “Deriving land surface temperature from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX Remote Sens”, 181 Environ. 92, pp. 521-534.
- Lillesand, T., Kiefer, R. W. and Chipman, J., 2014.** *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons.
- Luan, Y., He, J., Li, W., Ma, N. and Sun, H., 2020.** “Retrieval of Land Surface Temperature from Landsat 8 Data of the Dandong-Liaoyang Geothermal Area”, Research Square, pp. 1-21.
- Manguelle-Dicoum, E., 1988.** Étude Géophysique des structures superficielles et profondes de la région de Mbalmayo. [Geophysical Study of the Superficial and Deep Structures of the Mbalmayo Region.] PhD Thesis, Université de Yaoundé I, Yaoundé, 202 p.
- Manzella, A., 1999.** “Geophysical methods in geothermal exploration”. Institute for geothermal research, Pisa, Italy, pp. 1-41.
- Mariita, N. O., 2008.** “Application of geophysical methods to geothermal energy exploration in Kenya”, Kenya Electricity Generating Compagny Ltd-KenGen, pp. 1-9.
- Martelet, M., Bitri, A., Guillou-Frottier, L., Perrin, J. et Serrano, O., 2003.** “Méthodologie de l’inventaire du potentiel géothermie de la Limagne : projet COPGEN”. Compilation des données géophysiques. Rapport BRGM RP-52667-FR, 59 fig, 7 tab, 1 ann, 112 p.
- Mätzler, C., 1994.** “Passive microwave signatures of landscapes in winter”. *Meteorology and Atmospheric Physics* 54 (1), pp. 241-260.
- Maxant, J., 1980.** “Variation of density with rock type, depth and formation in the Western Canada basin from density logs”. *Geophysics* 45 (6), p. 1077-1090.
- Mbom-Abane, S. (1997).** Investigation géophysique en bordure du Craton (région d’abong-Mbang/ Akonolinga, Cameroun) et implication structurales. Thèse Doctorat d’Etat es-Science, Univ., de Yaoundé I, Fac. Sciences. 187p.

- Mbom-Abane, S., 1997.** “Investigation géophysique en bordure du Craton du Congo (région d’Abong-Mbang/Akonolinga, Cameroun) et implications structurales”, (Thèse Doctorat d’Etat ès Sciences), Université de Yaoundé I, Faculté des Sciences. pp.187.
- McDonald, K. and Kimball, J., 2005.** Estimation of surface freeze–thaw states using microwave sensors. *Encyclopedia of hydrological sciences.*
- Mellon, M.T., Jakosky, B.M., Kieffer, H. H and Christensen, P.R., 2000.** “High resolution thermal inertia mapping from the Mars global surveyor thermal emission spectrometer”, *Icarus*, 148, pp. 437–455.
- Meying, A., 2011.** Investigations crustales profondes et superficielles par la méthode Audio-Magnétotellurique (AMT) dans la région Ayos-Nguelemdouka. Thèse, Université de Yaoundé I, 159 p.
- Nédélec, A., 1990.** “Late calcalkaline plutonism in the Archaean Ntem unit: the Sangmelima granodioritic suite (South Cameroon)”. 15th Colloquium on African Geology, Publications Occasionnelle, CIFEG 22, pp. 25-28.
- Nédelec, A., et Nsifa, E. N., 1987.** Le complexe du Ntem (Sud Cameroun) : Une série tonalito-trondhjémitique archéen typique. In *current Research in African earth sciences*, Matheis and Schandelmeier(eds), pp. 3-6.
- Nédélec, A., Macaudiere, J., Nzenti, J. P. et Barbey, P., 1986.** Évolution structurale et métamorphisme des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Informations pour la structure de la zone mobile panafricaine d’Afrique Centrale au contact du craton du Congo, *C.R. cad. Sci. Paris*, t. 303, ser. II, pp. 75-80.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J. M. and Njanko, T., 2003.** Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements, *J. Afr. Earth Sci.*, 36, pp. 207-214.
- Ngotué, T., Nzenti, J.P., Barbey, P and Tchoua, F.M., 2000.** “The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a northward extension of the Pan-African Yaoundé gneisses in Cameroon”, *Journal of African Earth Sciences*, 31, pp. 369-381.
- Niblett, E. R. and Sayn-Wittgenstein, C., 1960.** Variation of electrical conductivity with deep by the magneto telluric method. *Geophysics*, 25, pp. 998-1008.
- Norini, G., Gropelli, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Pellicoli, C. and De Franco, R., 2015.** “Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros Volcanic Complex: Implications for volcano structure and geothermal exploration”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, pp. 221-237.

- Ntepe, N., Aka, F. T., Ubangoh, R. U., Ateba, B., Nnange, J. M. and Hell, J. V., 2004.** The July 2002 earthquake in the Kribi region: geological context and a preliminary evaluation of seismic risk in southwestern Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.*, 40, pp. 163-172.
- Nzenti, J. P., 1998.** “Neoproterozoic alkaline meta-igneous rocks from the Pan-African North Equatorial Fold belt (Yaoundé, Cameroon): biotites and magnetite rich pyroxenites”, *Journal of African Earth Sciences*, 26, pp. 37-47, 1998.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudiere, J. and Soba, D., 1988.** Origin and Evolution of the Precambrian high grade Yaoundé gneiss (Cameroon). *Precambrian Res.*, 38, pp. 91-109.
- Osińska-skotak K., 2001.** “Analiza wybranych metod przetwarzania satelitarnych zdjęć termalnych LANDSAT TM, rozprawa doktorska, Wydział Geodezji i Kartografii Politechniki Warszawskiej”. p. 211 + 37 załączników.
- Owona, A. M. L., 2012.** “Investigation géophysique de la zone de transition entre le sous-bassin sédimentaire de Kribi-Campo et la bordure Nord-Ouest du craton du Congo”. Thèse de Doctorat, Université de Yaoundé, 120 p
- Pellerin L., Hohmann G-W., 1990.** “Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotellurics static shifts”. *Geophysics*, 55, p. 1242-1250.
- Pellerin L., Johnston J. M., Hohmann G-W., 1996.** “A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration”. *Geophysics*, 61, p. 121-130.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R. and Nzenti, J. P., 1993.** “Up-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaounde series, Cameroon: reinterpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the Central African “belt” ”. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Paris*, 317(II), pp. 789–794.
- Radhahrishna Murthy, I.V. and Viswewswara Rao, C., 1982.** “Gravity anomalies of faulted beds-analysis and interpretation”. *J. Assoc. Expl. Geophys.*, vol.3, No 2, pp. 1-6.
- Radhakrishna Murthy, I. V. and Krishnamacharyulu, S. K. G. (1990).** Polyfit: A Fortran 77 program to fit a polynomial of any order to potential field anomalies. *Jour, Assoc. expl. Geophs Vol XI, No2.* pp. 99-105.
- Ren, H., Du, C., Liu, R., Qin, Q., Guangjian, Y and Li, Z. L., 2015.** “Atmospheric water vapor retrieval from Landsat 8 thermal infrared images” *American Geophysical Union - Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(5), pp. 1723-1738.

- Ritz, M., 1982.** “Étude régionale M.T des structures de la conductivité électrique sur la bordure occidentale du Craton Ouest-Africain en République du SENEGAL” *CAN. J. Earth Sci.*, 19, pp. 1408-1416
- Saibi, H., Aboud, E. and Ehara, S., 2012.** Analysis and Interpretation of Gravity Data from the Aluto-Langano Geothermal Field of Ethiopia. *Acta Geophysica* vol. 60, no. 2, Apr. 2012, pp. 318-336.
- Saibi, H., Md, Bodruddoza M., Bierre, M. and Alkamali, M., 2021.** “Exploration of thermal activity within three hot spring areas in United Arab Emirates using Landsat 8/OLI/TIRS images”. *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 1251.
- Saibi, H., Nishijima, J., Hirano, T., Fujimitsu, Y. and Ehara, E., 2008.** Relation between structure and low-temperature geothermal systems in fukuoka city, southwestern japan. *Earth Planets Space*, 60, 821–826.
- Segalen, P., 1967.** “Les sols et la géomorphologie du Cameroun”. *Cah. ORSTOM. sér. Pédal.*, Vol. V, No2, pp. 137-187.
- Simpson, R. W. and Jachens, R. C. (1989).** Gravity methods in regional studies *Geol. Soc. America. Memoir 172.* pp. 35-44.
- Sircar, A., Shah, M., Sahajpal, S., Vaidya, D., Dhale, S and Aniali., 2015.** “Geothermal exploration in Gujarat: case study from Dholera”, *Geotherm Energy* 3:22 DOI 10.1186/s40517-015-0041-5.
- Sobrino, J. A., Jiménez Muñoz, J. C and Paolini, L., 2004.** “Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5”, *Remote Sensing of Environment*, 90, pp. 434-440.
- Tabod, C. T., 1991.** Seismological studies of the Cameroon Volcanic line in West Africa, PhD Thesis, Univ. Leeds.
- Tchameni, R., 1997.** Géochimie et géochronologie des formations de l’Archéen et du Paléoprotérozoïque du Sud Cameroun (Groupe du Ntem, craton du Congo). Thèse de l’Université d’Orléans, France, 356 p.
- Tchameni, R., Mezger, K. and Nsifa, N. E., 1996.** Geochemical and Nd-Sr isotope composition of the archaean Ntem granitoids (Southern-Cameroon): Evidence for rapid crustal growth. *Goldsmith conf. Heidelberg*, 96, p. 616.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. and Keys, D. A., 1976.** *Applied Geophysics.* University Press, 4th edition, Cambridge 860 p
- Telford, W. M., Geldart, L. P., 1990.** Sheriff, R.E., *Applied Geophysics*, Second ed., Cambridge:Cambridge University Press.

- Tokam, K. A. P., Tabod, C. T., Nyblade, A. A., Julia, J., Wiens, D. A. and Pasyanos, M., 2010.** Structure of the Crust beneath Cameroon, West Africa, from the Joint Inversion of Rayleigh Wave Group Velocities and Receiver Functions. *Geophysical Journal International*, 183, pp. 1061-1076.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., and Nyobe, J. B., 1994.** “U-Pb and Sm-Nd evidence for eburnean and panafrican high grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon”. *Res.*, 67, pp. 321-347.
- Ussher G., Harvey C., Johnstone R., 2000.** Understanding the resistivities observed in geothermal systems. Proc. World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-june 10, 2000, p. 1915-1920.
- Uwiduhaye, J. A., Mizunaga, H. and Saibi, H., 2019.** A case history: 3-D gravity modeling using hexahedral element in Kinigi geothermal field, Rwanda. *Arabian Journal of Geosciences*. pp13.
- Uwiduhaye, J., Sakindi, G., Saibi, H. and Cherkose, B. A., 2021.** “Subsurface geoelectrical structure from 3-D inversion of magnetotelluric data of Gisenyi geothermal field, western part of Rwanda”. *Journal of Applied Geophysics*, 186, 104277, 2021.
- Valor, E., Caselles, V., 1996a.** Mapping Land Surface Emissivity from NDVI : Application to European, African, and South American Areas, *Remote Sensing of Environment*, no. 57, pp. 167-184.
- Valor, E., Caselles, V., 1996b.** “Towards the use of temperature in desertification monitoring : Results of DeMon-I Project”. *Remote Sensing'96* ed. by Spiteri, Balkema 1997, Rotterdam, pp. 305-310.
- Vicat J. P., 1998.** Esquisse géologique du Cameroun. *Géosciences au Cameroun, Geocam*, 1, pp. 3-11.
- Vicat, J. P., Pouclet, A., Koumbou, C., et Semé Mouangué, A., 1997.** Le volcanisme fissural néoprotérozoïque des séries du Dja inférieur, de Yokadouma (Cameroun) et de Nola (RCA)- Signification géotectonique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 325, pp. 671-677.
- Vignerresse, J. L., 1990.** “Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granite intrusion”. *Geological Journal*, vol 25, pp. 249-260.
- Vozoff, K., 1972.** “The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins”, *Geophysics*, vol. 37, NO. 1, pp. 98-144.
- Vozoff, K., 1990.** Magnetotelluric principles and practice. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Sci.)*, 99(4), pp. 441-471.

- Wang, X., He, L., Zhao, X and Yu, N., 2015.** “Application of Geophysical Methods to the Geothermal Investigation”, Stanford University, Stanford, California, pp. 1-8.
- Wanjohi, A. W., 2014.** “Intergrated geophysical methods used to site high producer geothermal wells”, Olkaria Geothermal project, Kenya, Oct.31-Nov.22, 2013, pp. 1-9.
- Wigner, J., Kerr, Y., Waldteufel, P., Saleh, K., Escorihuela, M., Richaume, P., Ferrazzoli, P., De Rosnay, P., Gurney, R., Calvet, J., 2007.** L-band microwave emission of the biosphere (l-meb) model : Description and calibration against experimental data sets over crop fields. *Remote Sensing of Environment* **107**, 639–655.
- Williams, D. L., Abrams, G. A., Finn, C., 1987.** “Evidence from gravity data for an intrusive complex beneath Mt. St. Helens. *J. Geophysical research, B, Solid Earth and Planets*, 92, no. 10, p. 10207-10222.
- Wu, W., Zou, L., Shen, X., Lu, S., Su, N., Kong, F., and Dong, Y., 2012.** “Thermal infrared remote-sensing detection of thermal information associated with faults: A case study in Western Sichuan Basin, China”, *Journal of Asian Earth Sciences*, 43(1), pp. 110-117.
- Zhang, T., Barry, R. and Armstrong, R. (2011).** Application of satellite remote sensing techniques to frozen ground studies. *Polar Geography* 28, 163–196.
- Zhdanov, M. S., 2009.** Magnetotelluric and magnetovariational methods. *Geophysical Electromagnetic Theory and Methods*, vol., 45, pp. 545-645.

ANNEXE

Piameu, K. J., Owona, A. M. L. C., Ngatchou, E., Njingti, N., Kue, P. R. M. and Njandjock, N. P., 2022. ‘‘Identification of geothermal reservoirs in South Cameroon from a combined Landsat 8 and AMT Data’’. Hindawi International Journal of Geophysics. Volume 2022, Article ID 1324766, 17 pages.

Research Article

Identification of Geothermal Reservoirs in South Cameroon from a Combined Landsat 8 and AMT Data

Piameu Kwagag Joel,¹ Owona Angue Marie Louise-Clotilde,^{2,3} Ngatchou Evariste,² Njingti Nfor,² Kue Petou Rokis Malquaire ^{4,5} and Njandjock Nouck Philippe³

¹Postgraduate School of Sciences, Technologies & Geosciences, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

²Department of Physics, Advanced Teacher Training College, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

³Department of Physics, University of Yaoundé I, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon

⁴National Institute of Cartography, Yaoundé, Cameroon

⁵School of Geosciences, China University of Petroleum, Qingdao, China

Correspondence should be addressed to Kue Petou Rokis Malquaire; rokis.petou@yahoo.fr

Received 24 July 2021; Revised 7 November 2021; Accepted 22 January 2022; Published 14 February 2022

Academic Editor: Salvatore Gambino

Copyright © 2022 Piameu Kwagag Joel et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

This geothermal source prospecting work is carried out in order to respond to the energy deficit affecting the populations of South Cameroon in particular. The study combines audio-magnetotelluric (AMT) and Landsat 8 data for the geolocation of reservoirs, as well as the geological and tectonic information. The processing of these data defined 5 profiles and led to two-dimensional models of resistivity sections for each profile. The interpretation of the data identified a highly conductive zone with a resistivity ranged 1–10 Ω·m at an estimated depth of 1200 m in the locality of Menve'ele. The Landsat 8 data collected in this area during the same period enabled the elaboration of temperature and lineament anomaly maps of the study area. High-temperature areas with high lineament predominance correlate better with areas of low resistivity. For example, Menve'ele (A1) has a surface temperature range of 20°C–30°C and a high density of lineaments. By correlating these results with those provided by previous authors, the Menve'ele locality may be the target of a potential geothermal reservoir. A 3D resistivity model is built to better understand the variations of resistivity and their depths. The geological and tectonic information of the region confirm the tectonic origin of the faults and lineaments as well as the predominance of metamorphic and sedimentary formations.

1. Introduction

Surface hydrothermal events are often the first indications of the possible presence of high-enthalpy geothermal energy reservoirs, and it is usually necessary to refer to geoscience to confirm their existence, characteristics, and location at depth. The information provided by geology, geochemistry, geophysics, and remote sensing complement each other and can contribute to the development of a field conceptual model that will be used to design an exploration drilling program and as a basis for a field prefeasibility study. Each of these methods evolves and benefits from theoretical advances, advances in

computer science, and measurement techniques, but also from feedback, i.e., the successful application of one or more specific methods in well-defined contexts [1]. The study area is located in Southern Cameroon between parallels 2°20'N–3°20'N of North Latitude and meridians 9.8°E–10.8°E of East Longitude and covers an area of about 111 km² (Figure 1). In recent decades, it has shown slight earthquake tremors and active extensional tectonics, which has led to an interest in seismic studies. These volcanic areas are a good indicator of the presence of a geothermal reservoir [2, 3]. Based on seismic data obtained between February 1987 and May 1989 along the volcanic line of Cameroon in its Southwestern continental part,

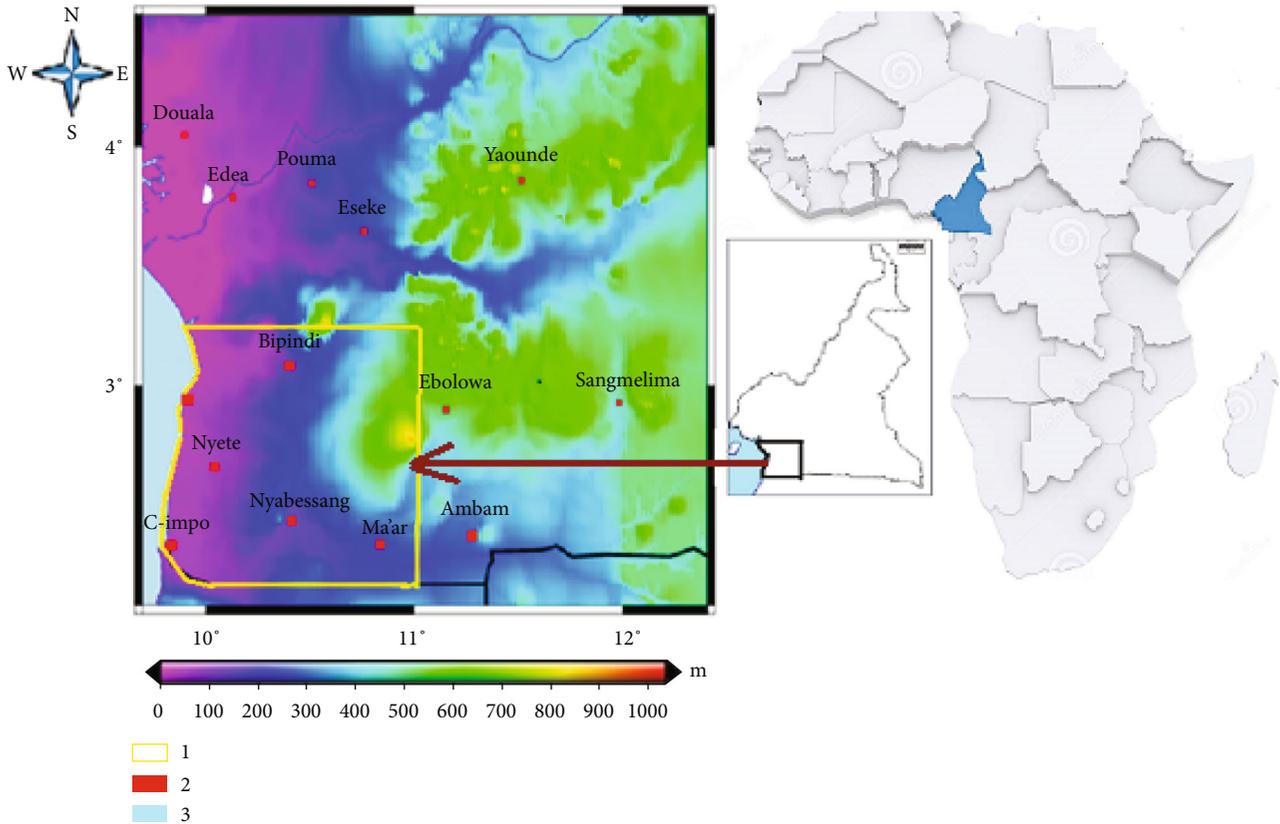


FIGURE 1: Location map of the study area.

[4] justifies that earthquakes in the vicinity of Kribi have focal depths down to 30 km and more.

These events could be more or less associated to the presence of the Kribi-Campo fault line. In the same order of idea, the study of [5], based on the same data, suggests a South-South West (SSW) extension of the geophysical limit of the Congo craton in the direction of Kribi; the seismicity of the region could originate from this contact between the craton and the Pan-African fault line. After the July 2020 magnitude 3.6 earthquake that occurred in Kribi, [6] analyzed the seismicity of this locality and suggested that there is tectonic activity related to the fault systems known as the Kribi-Campo fault, which is an extension of the Sanaga fault [7]. To estimate the average depth of the Moho on the cardboard at 45 km and under the Kribi-Campo domain at 28 km, [8] performs a joint inversion of Rayleigh group velocities and receiver functions by analyzing seismic data from a temporary network installed in Cameroon between 2005 and 2007. In addition to these indicators, the strong predominance of faults and lineaments is conducive to the development of geothermal sites [9]. The vast network of faults identified in the South Cameroon region through the geological map (Figure 2) of [10] and highlighted by [11] with the directions (N-S, E-W, SW-NE, and SSW-NNE) constitutes a major asset in the prospecting of geothermal sources. According to [12], areas of low resistive anomalies or high conductivity are favorable for the circulation of hydrothermal fluids. [13] proposes a 3D resistivity distribution model in the Gisenyi

geothermal field in Rwanda from 69 magnetotelluric (MT) stations and show a conductive region with resistivity less than $10 \Omega \cdot \text{m}$ at great depth.

This conductive body reveals to the author the heat source of the Gisenyi system. A 2D inversion of the MT data in the Al-Mubazzarah geothermal area, Al-Ain, United Arab Emirates by [14] shows a conductive zone ($10\text{--}30 \Omega$) located at a depth of 4 km that is believed to be the source of the hot groundwater. This previous work is necessary and provides a compass for future work. Despite these scientific advances in few regions [15–19], Cameroon in general and its southern part in particular faced peremptory energy deficit. In order to contribute a solution to this problem while preserving the environment, a correlative study based on the analysis of audio-magnetotelluric (AMT) and Landsat 8 satellite data measured with good spatial resolution (10 m to 5 m) is necessary to have more accurate and reliable information in the identification of potential geothermal sites. For this purpose, pseudomean resistivity cross-section curves are plotted on well-defined profiles as well as a 3D resistivity field model to observe their variation at shallow and deep depths.

2. Geological and Tectonic setting

2.1. Geological Settings. The study area comprises two major geological units: the Congo craton, which occupies most of the area; and a smaller part of the Campo sedimentary basin in the Pan-African belt. The major part located in the

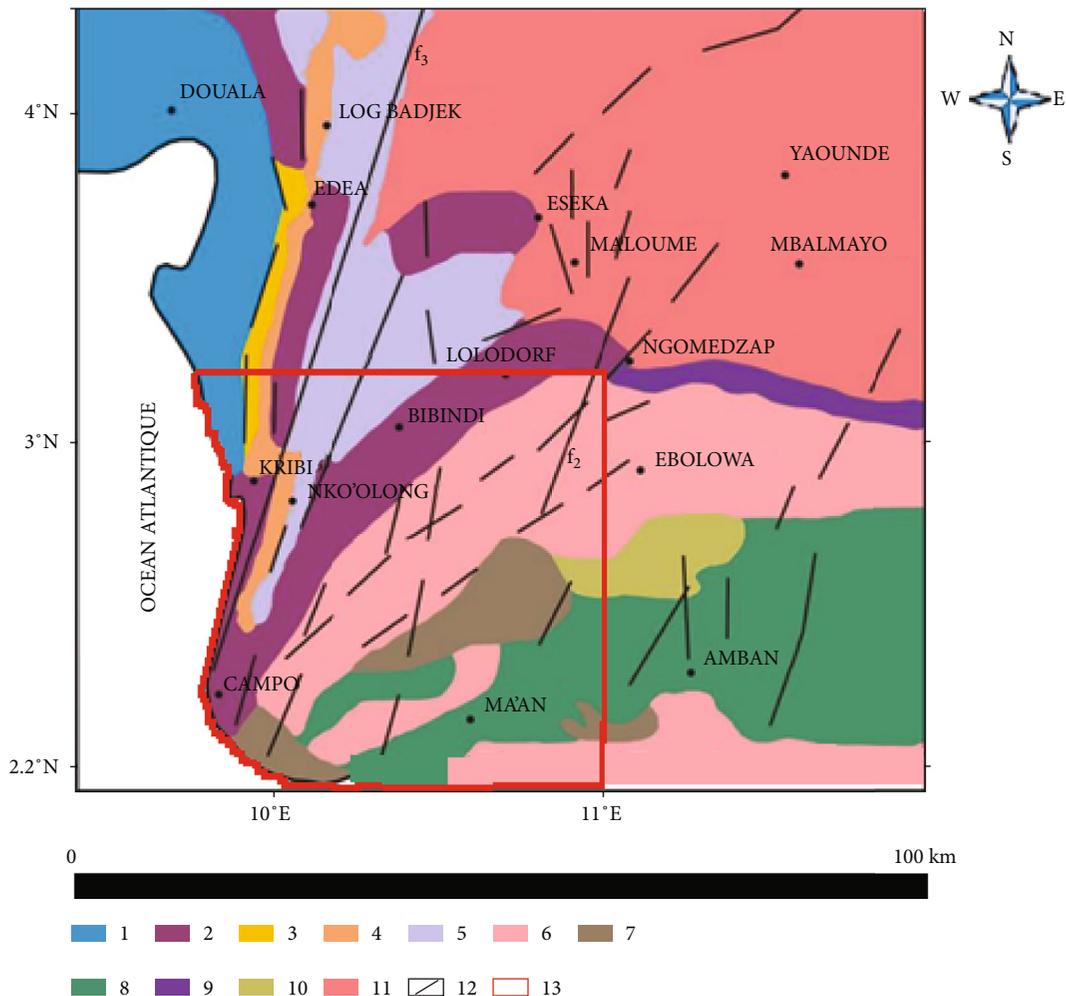


FIGURE 2: Geological map of the study area (Southwest Cameroon) from [10]. Cameroon Atlantic coast basins, 1: sediments. Nyong unit, 2: gneiss; 3: metagranodiorite; 4: metamorphic rocks of the Yaoundé group; and 5: green rock belt. Ntem unit, 6: charnockites; 7: green rock belt; 8: striped series; 9: tonalites; and 10: potassic granitoides. Yaoundé group, 11: undifferentiated metamorphic unit of the North Equatorial Pan-African belt. 12: faults f_1 and f_2 : deep gravimetric faults [26]. f_3 : Kribi-Campo fault. 13: study area.

cratonic zone includes the Ntem and Lower Nyong units. The Ntem group includes geological formations such as gneiss, Archean granitoids, granites, and granodiorites as well as the greenstone belt located in the eastern sector of the study area. The Nyong unit consists of the gneiss located in the western sector (Figure 2). From a geodynamic point of view, the particularities of the Pan-African belt were highlighted in the work of [20, 21]. According to their works, the Pan-African range in Cameroon includes a multitude of granitoids. These granitoids are mostly orthogneissified and are mainly represented by granites, leucogranites, granodiorites, syenites, gabbros, diorites, charnockites, monzonites, micaschist, granitic gneiss, quartzites of metamorphic origin, and conglomerates (sedimentary) belonging to the Yaoundé Group.

The distribution of temperature with depth (geotherm) in the continents is determined by the conductive heat transfer. In granitic terranes, just like the study area, high surface heat flow are predominant according to the basin

analysis by [22], while in basic and/or ultrabasic igneous rock terranes low surface heat flow is predominant. The heat flow can be over the scale in area of volcanic rift zones, i.e., East African Rift basin and Borno (Chad) Basin.

2.2. Tectonic Settings. The tectonics of the western part are mainly dominated by large overlaps and numerous major faults, in particular, the large overlap of the Congo craton by the Yaoundé Group [23, 24]. The seismicity of this region is thought to be due to the overlap between the Congo craton and the Pan-African belt [5]. In the basement, faults remain more difficult to identify either due to lack of sufficient outcrop or because of juxtaposition of rocks of similar features [23]. However, highly mylonitized zones and orientation of water courses often underline the existence of these faults at depth [25].

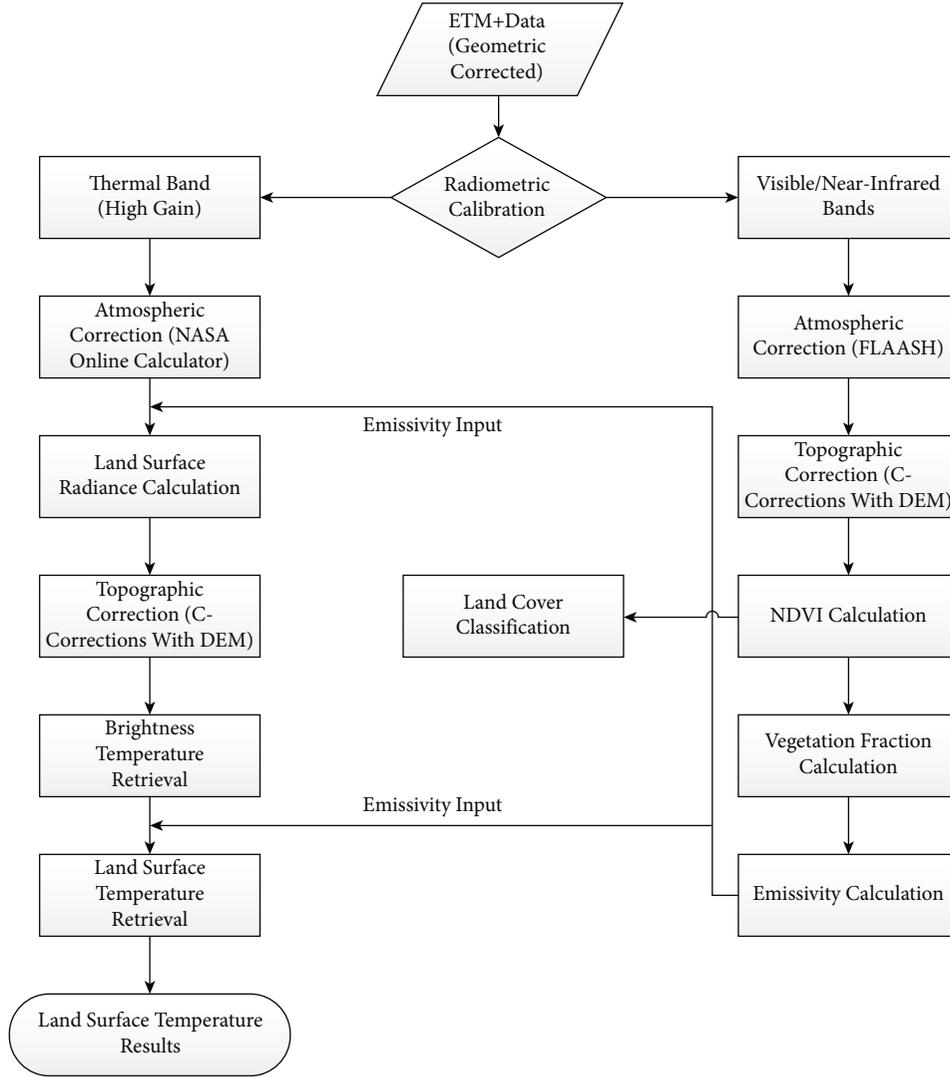


FIGURE 3: Landsat 8 data processing algorithm.

3. Methodology and Data

3.1. Methodology. Two methods were combined to prospect for geothermal sources by making a spatial correlation between the results provided by each of them. These methods are briefly described as follows.

3.1.1. Magnetotelluric Method. It consists of measuring the two horizontal components of the electric or telluric field (E_x and E_y) and the two horizontal components of the natural magnetic field (H_x and H_y) at the ground surface. After applying the Fourier transform, we obtain for each direction x and y , an apparent resistivity sounding, ρ_a , as a function of the period T , according to [27]

$$\rho_{a_{ij}}(T) \approx 0, 2T \left(\frac{E_i(T)}{H_j(T)} \right)^2, \quad (1)$$

where E_i is expressed in mV/km, in nanoTesla and $i, j = xy$ or yx , ρ_a in $\Omega \cdot m$, T in s, and are the Fourier spectra of the T components. The penetration depth of the method can be evaluated by the skin depth P which is a function of T and the electrical resistivity of the soil which is given by [27]

$$P = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10\rho T} \approx 0, 5\sqrt{\rho T}, \quad (2)$$

where P is given in km, ρ_a in $(\Omega \cdot m)$, and T in (s).

The complete processing of magnetotelluric data consists in calculating the impedance tensor (Z), which correlates for a given frequency ω the E and H fields [1].

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega_x) \\ E_y(\omega_y) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega_x) & Z_{xy}(\omega_x) \\ Z_{yx}(\omega_y) & Z_{yy}(\omega_y) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega_x) \\ H_y(\omega_y) \end{pmatrix}. \quad (3)$$

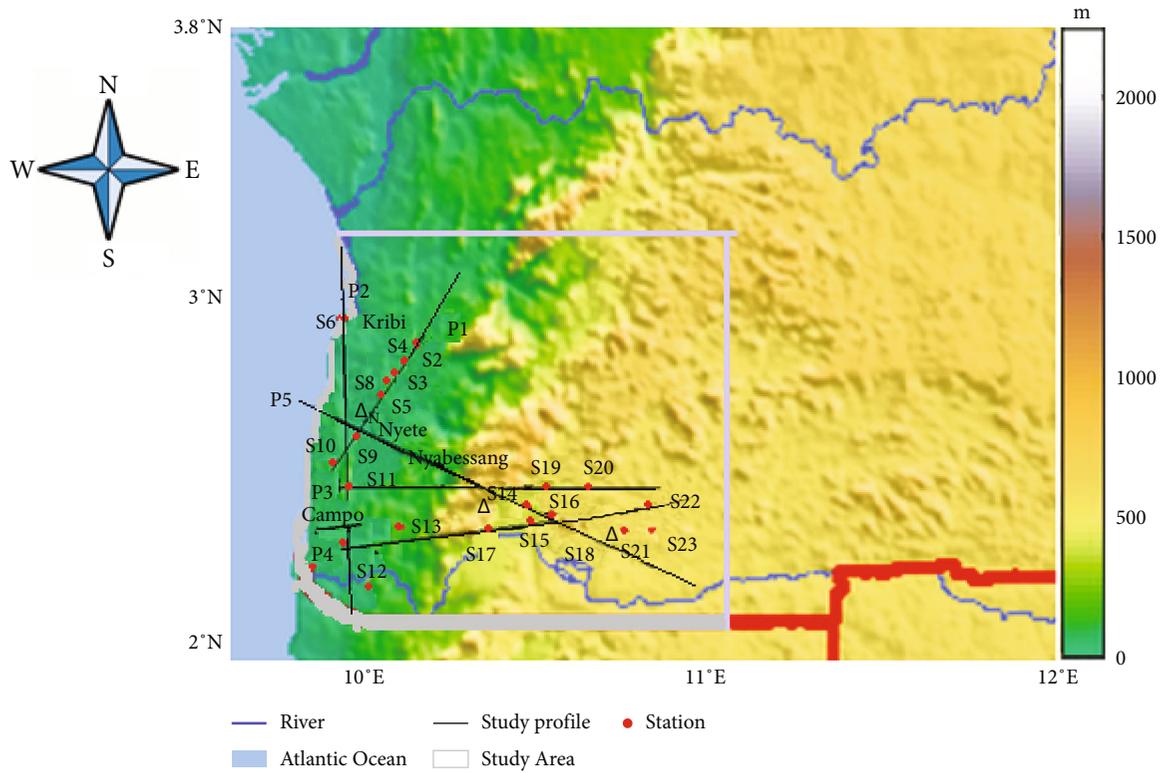


FIGURE 4: Measurement stations and study profile.

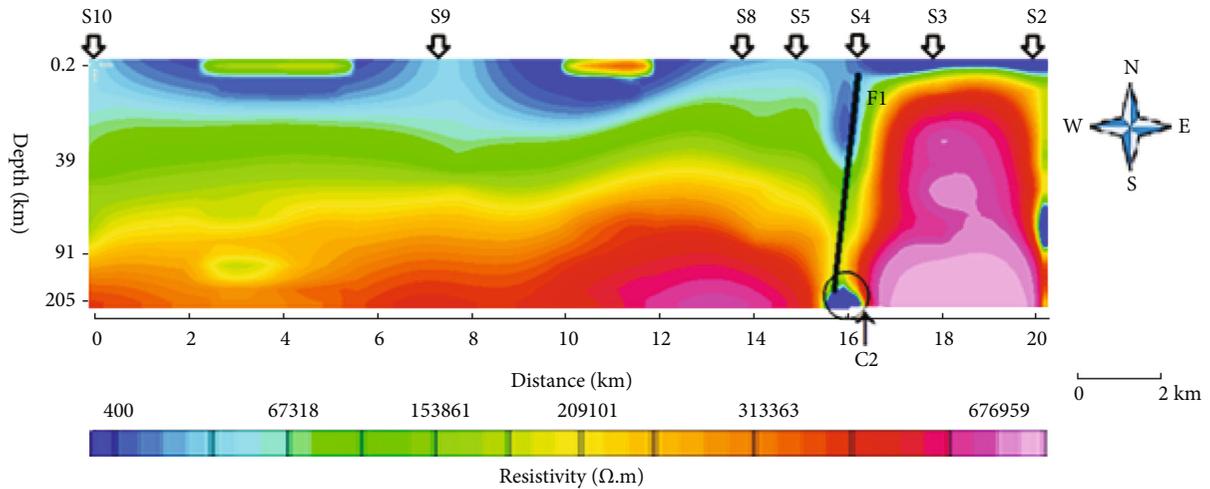


FIGURE 5: 2D resistivity section of profile P1.

In this case, the apparent resistivity is calculated in transversal electric (TE) and transversal magnetic (TM) mode, respectively, as follows:

$$\begin{aligned} \rho_{xy} = \rho_{\parallel} &= 0.2 \frac{2\pi}{\omega} Z_{xy}(\bar{\omega})^2 = 0.2T|Z_{\parallel}|^2, \\ \rho_{yx} = \rho_{\perp} &= 0.2 \frac{2\pi}{\omega} Z_{yx}(\bar{\omega})^2 = 0.2T|Z_{\perp}|^2, \end{aligned} \quad (4)$$

$Z_{\parallel} = Z_{xy}$ is the impedance measured in the structural direction or TE mode.

$Z_{\perp} = Z_{yx}$ is the impedance measured in the direction perpendicular to the structure or TM mode, where $Z_{\parallel} = E_x/H_y$ and $Z_{\perp} = E_y/H_x$.

The Z tensor contains all the information necessary for one-, two-, or three-dimensional interpretations of the depth distribution of electrical resistivity.

3.1.2. Thermal Method. Thermal methods include the direct measurements of temperature and/or heat and thus correlate better with the properties of the geothermal system than other methods. However, as a (near-) surface method, they

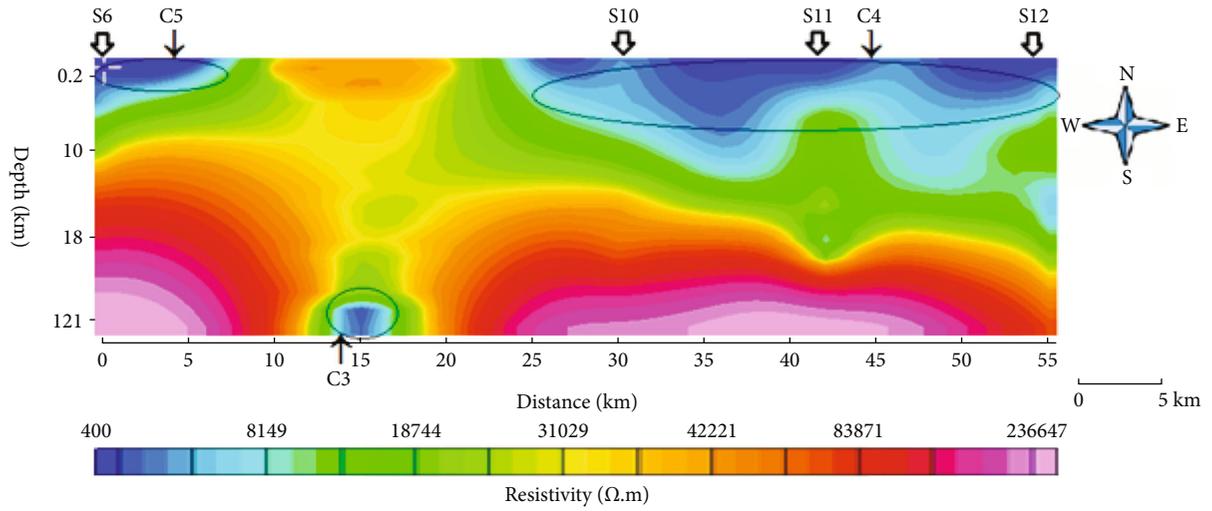


FIGURE 6: 2D resistivity section of profile P2.

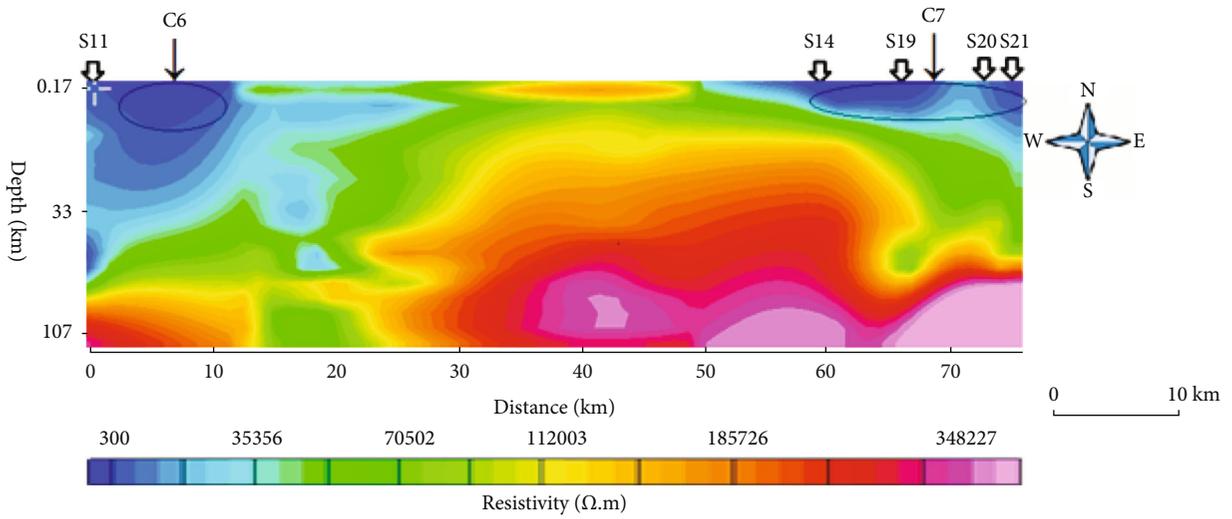


FIGURE 7: 2D resistivity section of profile P3.

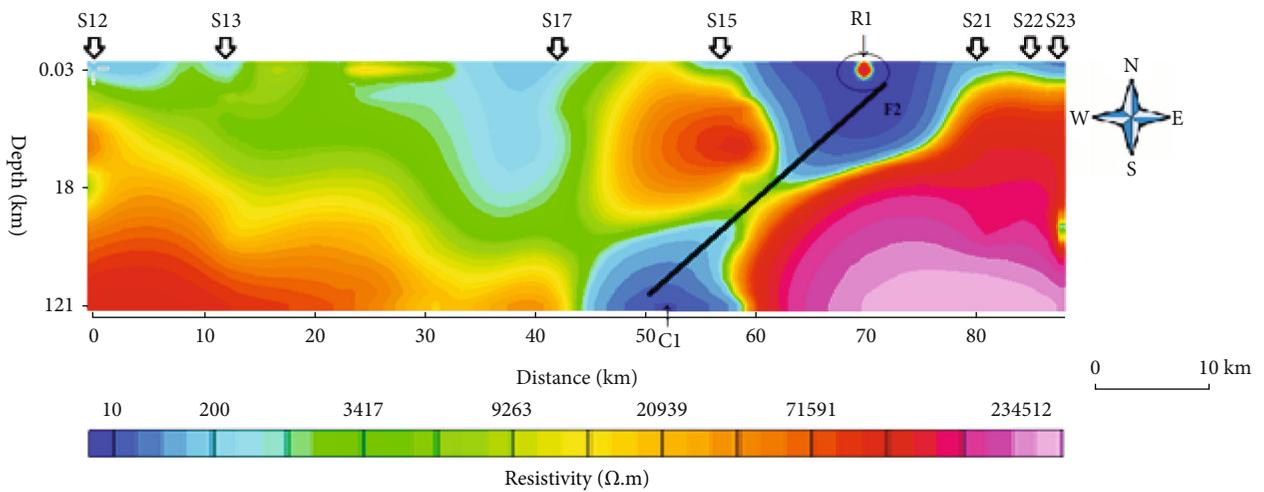


FIGURE 8: 2D resistivity section of profile P4.

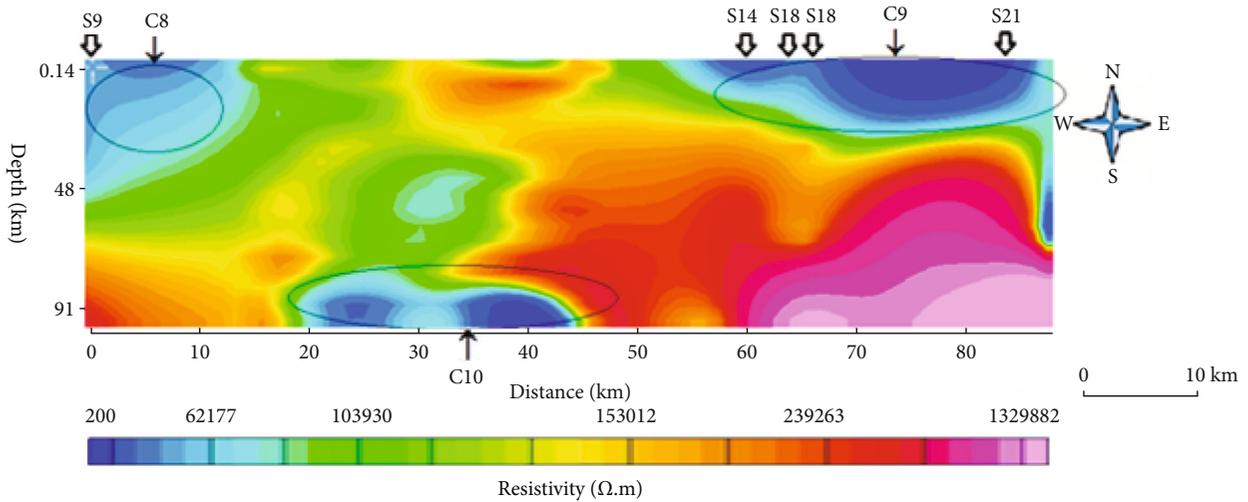


FIGURE 9: 2D resistivity section of profile P5.

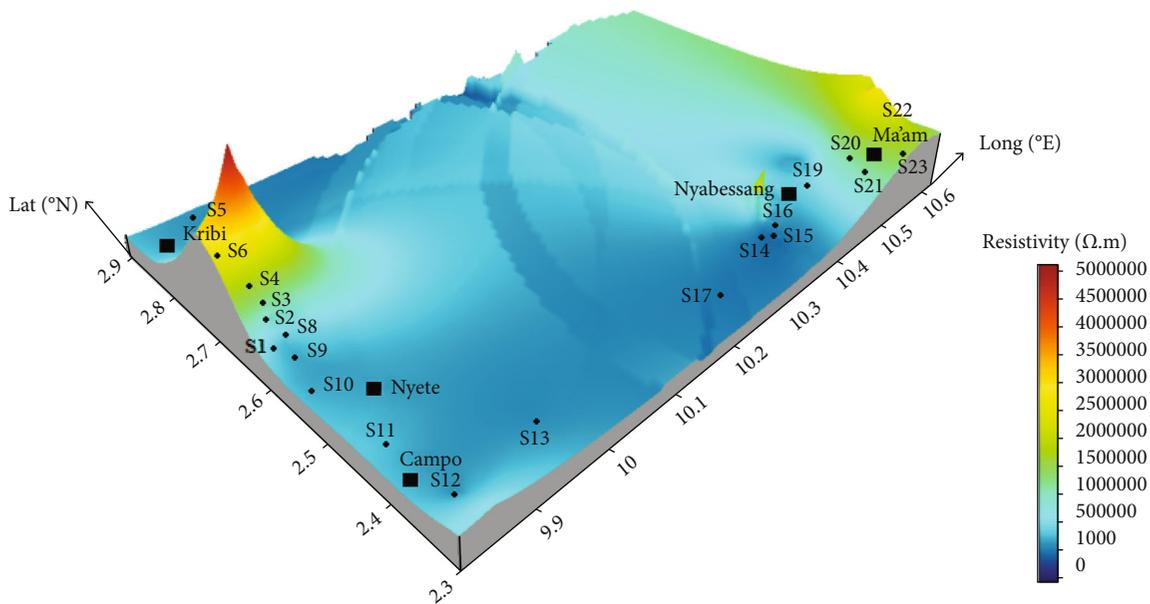


FIGURE 10: 3D model of the resistivity field.

are limited to shallow levels. To measure temperatures close to the surface, in the uppermost meter or so, is fairly simple. Knowledge about status at deeper levels is based on the existence of wells, usually shallow gradient wells (e.g., 30–100 m deep), from which the thermal gradient can be calculated and possibly the depth to the exploitable geothermal resource. Drilling is though usually fairly expensive and puts practical limits to the use of the method. Furthermore, shallow wells are not always adequate to get reliable values on the thermal gradient. The heat exchange mechanism in the earth is important for interpretation of thermal methods. A distinction is made between conduction, which is based on atomic vibrations and is important for transfer of heat in the earth’s crust; convection, which transfers heat by motion of mass, e.g., natural circulation of hot water; and radiation, which does not influence geo-

thermal systems. The simplified geothermal relationship (5) for thermal conduction is (conductive heat transfer only)

$$Q_{\text{cond-z}} = - \frac{k \Delta T}{\Delta z} \tag{5}$$

The parameter k , the thermal conductivity ($\text{W/m}^\circ\text{C}$), is a material constant, which ranges between 1 and $5 \text{ W/m}^\circ\text{C}$, with the low values usually associated with sedimentary formations and the higher for crystalline rocks. The thermal gradient, $\Delta T/\Delta Z$, gives information on the increase of temperature with depth, and its distribution can be important information for understanding and delineation of the geothermal resource, both on a regional scale and local scale. If the conductive heat transfer, Q , is 80-

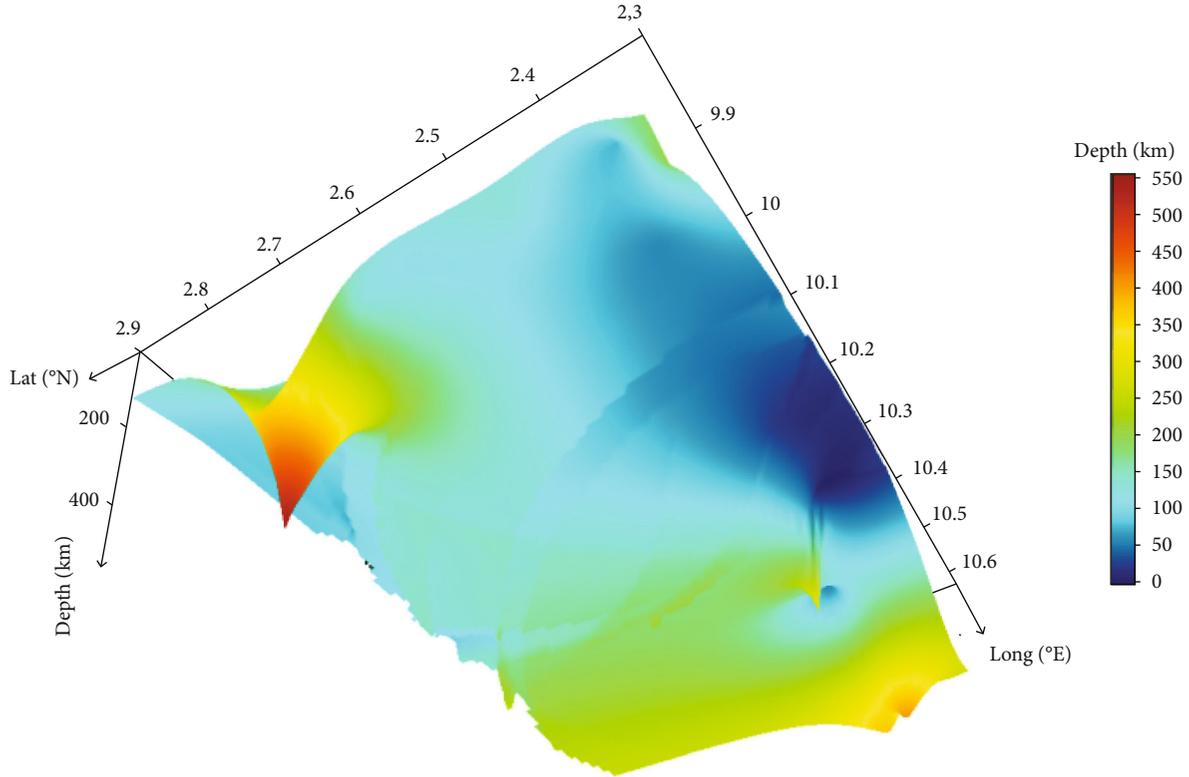


FIGURE 11: Depths of resistivity field structures.

100 mW/m² or higher, it may indicate geothermal conditions in the subsurface. For convection, a distinction is made between free convection, which is driven by density gradients in the fluid (due to a difference in temperature), and thus, the heat is transferred, while forced convection is driven by an external pressure gradient, such as hydrostatic head. Convection is a much more powerful way of transmitting heat but relies on the permeability of the rocks. High-temperature geothermal systems are based on the free convection of the geothermal fluids, while geothermal systems in sedimentary basins are based on conductive heat flow. However, geothermal systems are often of a mixed type. Despite their limitations and their dependence on information from wells, thermal methods are important in geothermal exploration [28].

3.1.3. Landsat 8 Data Processing Methodology. The first step in obtaining the Earth's surface temperature from satellite images is to convert the numerical numbers (DN) into values of spectral radiance in the upper atmosphere using [29]

$$L_{\lambda} = ML * Q_{cal} + AL - O_i, \quad (6)$$

where L_{λ} is TOA spectral radiance (Watts/(m² * sr * μ m)), ML is the radiance multiplicative band (N^o), AL is the radiance add band (N^o), Q_{cal} is the quantized and calibrated standard product pixel values (DN), and O_i is the correction value for band 10. The second step is to convert top atmosphere (TOA) brightness temperature (BT) by the relation

(7): Spectral radiance data can be converted to top of atmosphere brightness temperature using the thermal constant values in meta data file [30].

$$BT = \frac{K_2}{\ln(K_1/(L_{\lambda} + 1))} - 273, 15, , \quad (7)$$

where BT is the top atmosphere brightness temperature (°C), K_1 is the constant band (N^o), and K_2 is the constant band (N^o). The third step normalized difference vegetation index (NDVI) [31]. Before calculating the NDVI using Equation (8), the red and near-infrared bands must be corrected for atmospheric effects: Atmospheric effects correct the bands in the visible and near-infrared spectrum. This correction is implemented due to absorption and dispersion processes, the existence of water vapor, gases, and molecules in the atmosphere that affect the amount of radiation received by the sensor. These atmospheric effects are removed in order to obtain a spectral reflection image whose values reflect real physical quantities of the surface.

The red (RED) and near-infrared (NIR) bands have been corrected for atmospheric:

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED}, \quad (8)$$

where RED is the DN values from the red band, and NIR is the DN values from the near-infrared band.

The method is called NDVI; it considers three different surface classes, depending on the NDVI values: (a) bare soil

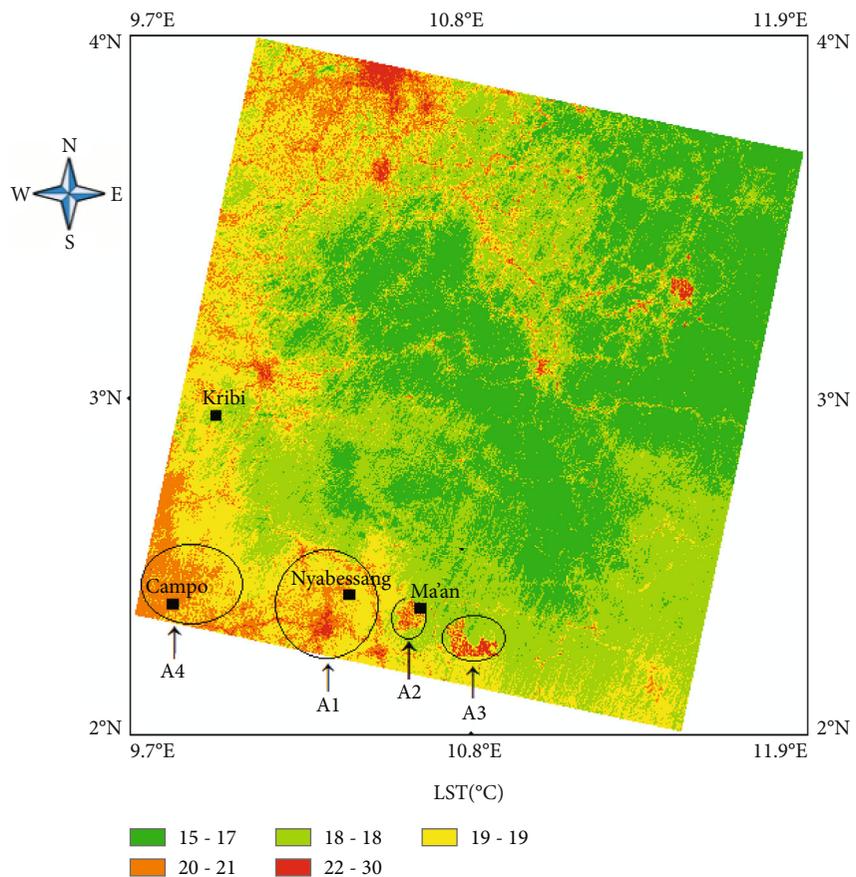


FIGURE 12: LST map of the region.

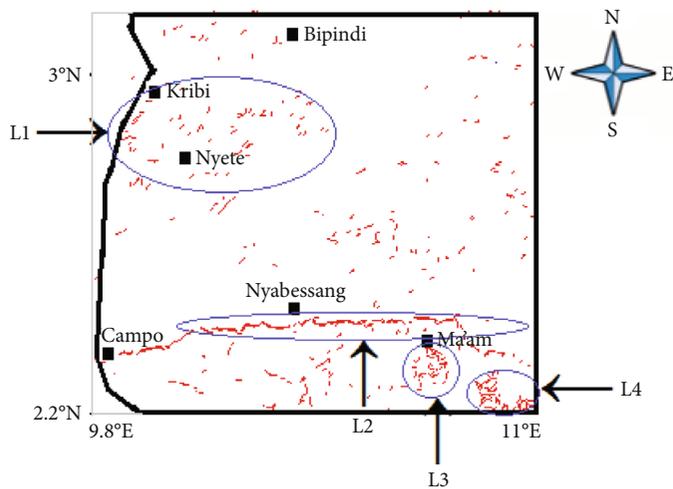


FIGURE 13: Lineament map of the study area.

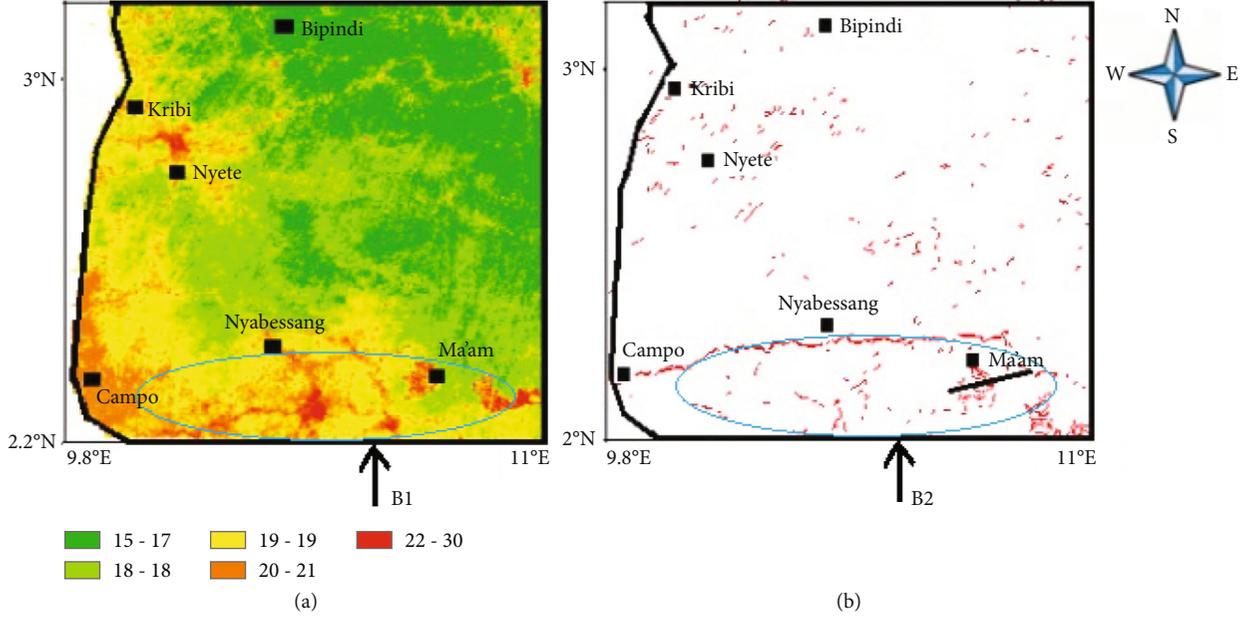


FIGURE 14: Comparative map. (a) LST. (b) Lineaments.

(NDVI < 0.2), (b) mixed surface ($0.2 \geq \text{NDVI} \leq 0.5$), and (c) surface entirely covered with vegetation ($\text{NDVI} \geq 0.87$) [31]. In step four, land surface emissivity (LSE) is calculated. Surface emissivity values are determined using the approach of [31], which consists in determining the emissivity for each pixel based on the proportion of PV vegetation (9), obtained from the normalized differential normalized vegetation index (NDVI) values.

$$PV = \left(\frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min}}{\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}} \right)^2, \quad (9)$$

where PV is the proportion of vegetation, NDVI is the DN values from the NDVI image, NDVI_{\min} is the minimum DN values from the NDVI image, and NDVI_{\max} is the maximum DN values from the NDVI image.

Land surface emissivity (E) is calculated by the relation [31]

$$E = 0.004 * PV + 0.986, \quad (10)$$

where 0.986 corresponds to a correction value of the equation. Step 5 consists of calculating the land surface temperature (LST). The land surface temperature is the radiative temperature which is calculated using TOP of atmosphere brightness temperature, wavelength of emitted radiance, and land surface emissivity. It is calculated by the relation [32]

$$LST = \frac{BT}{[1 + ((\lambda * BT)/C_2) * \ln(E)]}, \quad (11)$$

where λ is the wavelength of emitted radiance, $C_2 = hc/s$; h is Planck's constant, s is the Boltzman constant, and c is the velocity of light.

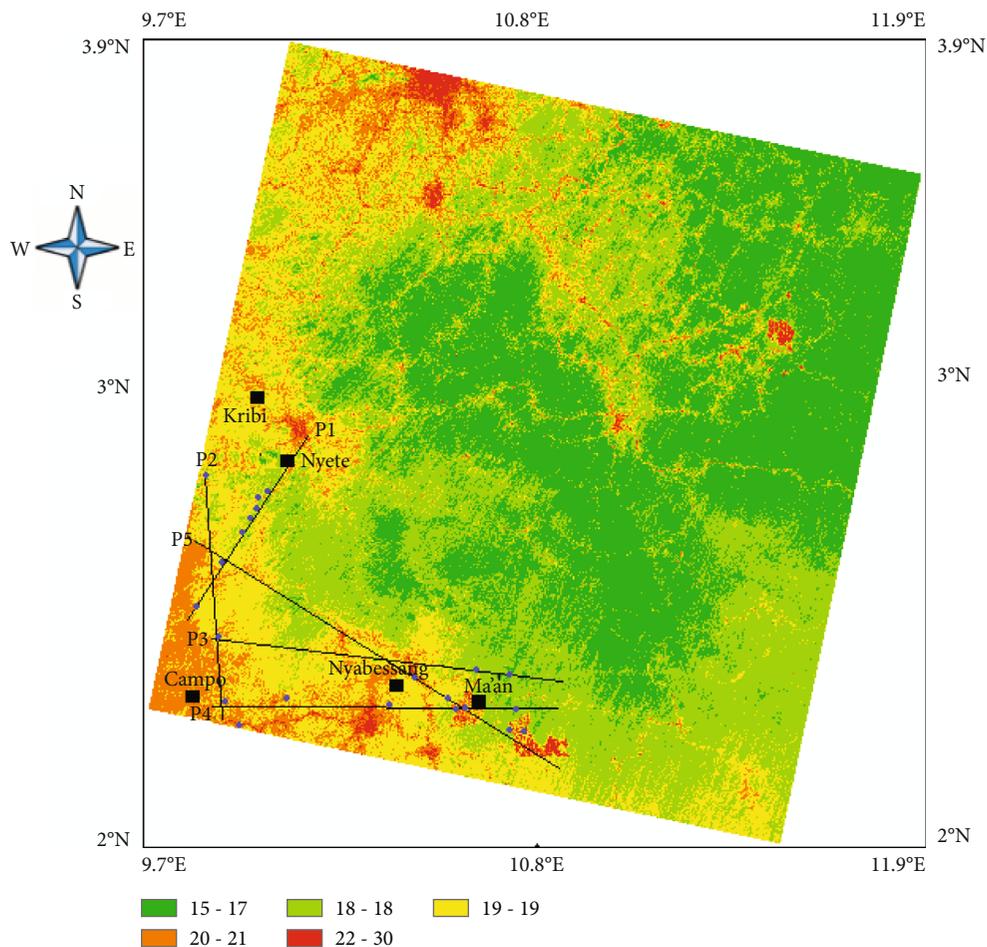
The steps involved in the complete processing of Landsat data are summarized according to the algorithm proposed by [33] and given in Figure 3.

3.2. Data Acquisition. The data used in this research work come from field campaigns and satellite images.

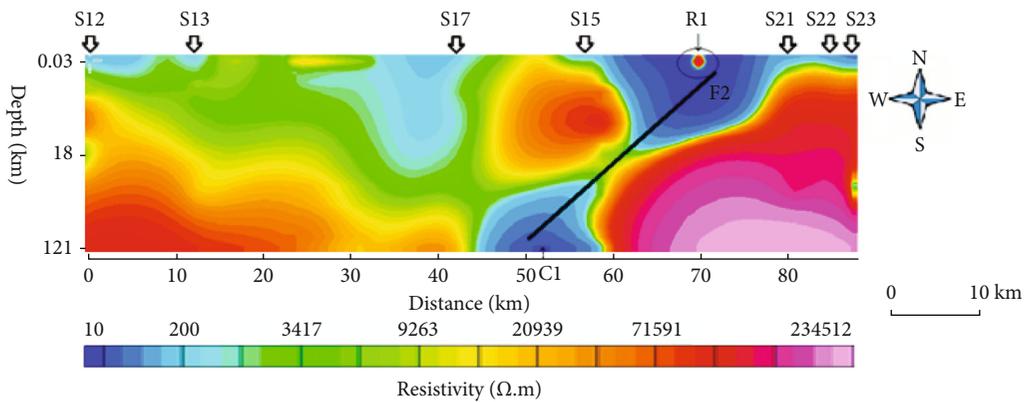
Surface temperature data from Landsat 8 satellite images are collected over a period of ninety days, and audio-magnetotelluric (AMT) data analyzed for subsurface imagery are collected by the Geop exploration Laboratory of the University of Yaounde 1.

3.2.1. AMT Data. The AMT data analyzed for subsurface imagery were acquired during the geophysical data collection campaign organized by the Geophysics and Geop exploration Laboratory of the University of Yaounde 1 in March 2015 in South Cameroon. It covers an area of 111 km² on 23 stations regularly spaced with an average step of 4 km (Figure 4). These resistivity values were collected using a scalar resistivimeter type ECA 540 manufactured at the Geophysical Research Centre of Garchy (France). The stations were chosen so as to be far from any source that could provide a background noise. The resistivimeter uses a frequency ranging from 4.1 to 2300 Hz. The quality or reliability of the data is obtained by suppressing the background noise by performing an average of 3 or more measurements at each station for a given frequency. This eliminates a good proportion of errors in data collection.

In order to have more information on the underground geological structures that can influence resistivity values, it is essential to multiply the study profiles until a data grid is obtained. Therefore, we have defined 5 study profiles on Figure 4: profile P1 is 20 km long with 7 irregularly spaced stations (S10, S9, S8, S5, S4, S3, and S2), profile P2 is 55 km long with 4 stations (S6, S10, S11, and S12), profile P3 is about 70 km long with 5 stations (S11, S14, S19, S20,



(a)



(d)

(b)

FIGURE 15: Continued.

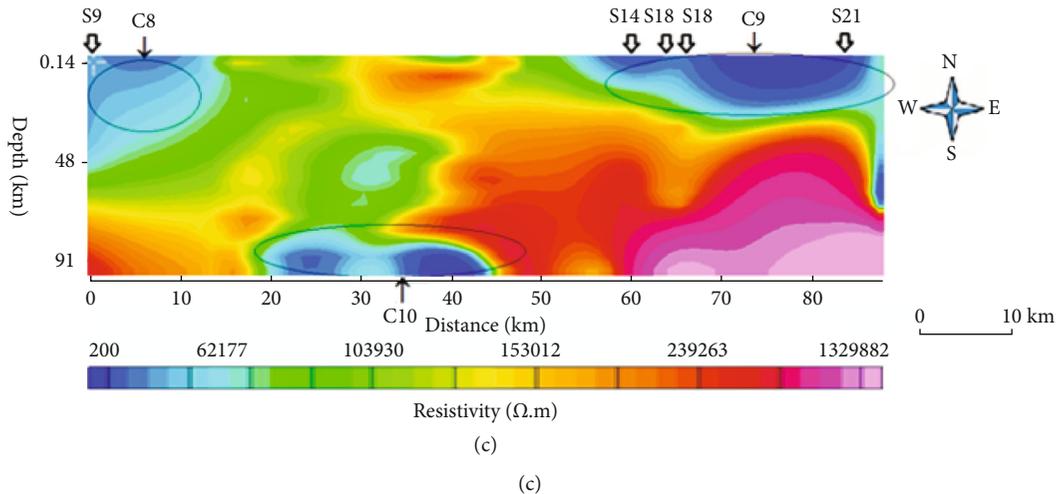


FIGURE 15: (a) Overlay of P4 profile on LST. (b) 2D resistivity section of profile P4. (c) 2D resistivity section of P5 profile.

and S21), profile P4 consisting of 7 stations (S12, S13, S17, S15, S21, S22, and S23) with a length of about 80 km, and profile P5 with a length of 80 km and consisting of 5 stations (S9, S14, S16, S18, and S21).

3.3. Landsat 8 Data. The surface temperature data used in this work are extracted from Landsat 8 satellite images. Given the climatic conditions of the study area and its fairly large vegetation cover, the data were selected during the period from January 1st to April 1st, 2015. This is to reduce the influence of clouds in order to have more precision on the data and also for reasons of consistency with the AMT data collection period. Landsat 8 imagery contains 11 spectral bands. The physical basis for LST (land surface temperature) recovery is the black body radiation and the Planck function which is used to calculate the radiation emitted by the black body. The earth can be modelled as a black body at a given low temperature (-18°C). The inverse of the Planck function consists in deriving the luminosity temperature of an object. The sensor acquires the radiation information and stores it in (DN) between 0 and 255. Thus, the surface temperature can be retrieved by converting the values in the (DN) format into degrees Kelvin or Celsius. The PCI geomatics software and ArcGIS 10.1 were used for a complete the data analysis.

4. Results and Discussion

4.1. 2D Resistivity Section of Profiles. The pseudosection shows the resistivity variations along a vertical section. It allows to highlight the areas of lateral discontinuities [34] which appear with a strong horizontal resistivity gradient and therefore contrast with tabular areas where the iso-resistivity lines are horizontal. This is obtained by plotting inter-station distances on the x -axis and the logarithms of frequencies or pseudodepths on the y -axis. Finally, the iso-resistivities are plotted; the corresponding resistivity can be plotted on each curve. The pseudosections are therefore lines

of iso-resistivities drawn along a given measurement profile and covering a frequency range.

The potential zones for geothermal exploitation are between $1\ \Omega\text{-m}$ and $55\ \Omega\text{-m}$ and are fed at depth by volcanic rocks [2]. The geothermal system can therefore be brought to the surface by convection or conduction.

4.1.1. Profile P1. Figure 5 shows the 2D resistivity section of the P1 profile-oriented NE-SW. A high resistivity value is observed in the locality of Lolabé (S2) and the Kribi Deep Water Port (S3). This shows that this structure stands on the stable resistant socle. On the other hand, it can also be observed at a depth of about 1.5 km (C_2), a decrease in resistivity values ($<300\ \Omega\text{-m}$) pointing here a terrain that may be altered and favorable to fluid circulation [1, 35]. It can be geometrically justified as the extension of the Kribi fault F2 at depth (Figure 4).

4.1.2. Profile P2. Figure 6 shows the P2 profile which is N-S oriented and extends from Bongahéle (S6) to Mvass (S12) over a length of 55 km. We generally observe a decrease in resistivity values ($<500\ \Omega\text{-m}$) for surface formations C4 and C5: This may be due to sedimentary deposits consisting of the less resistant rocks that abound in the Kribi-Campo sedimentary subbasin. A deep formation is observed at C3, less resistant, and located in a very resistant surrounding. This zone could represent the roof of the sedimentary formations [15]. The range of variation in resistivity values of this C3 anomaly suggests the presence of a highly viscous fluid cluster that could probably be a hydrocarbon reservoir. The resistivity values observed in block C3 ($200\text{--}400\ \Omega\text{-m}$) are higher than the range of $1\text{--}55\ \Omega\text{-m}$ acceptable to justify the presence of a geothermal reservoir on volcanic soil [2, 35].

4.1.3. Profile P3. Figure 7 shows the P2 profile in West to East orientation. A considerable increase in resistivity values was observed as we move from high to low frequencies. All the stations lie nearly subsurface on a less resistant substratum varying from $300\text{--}500\ \Omega\text{-m}$ (C6 and C7) and in depth on the very resistant base. This result interpreted as the

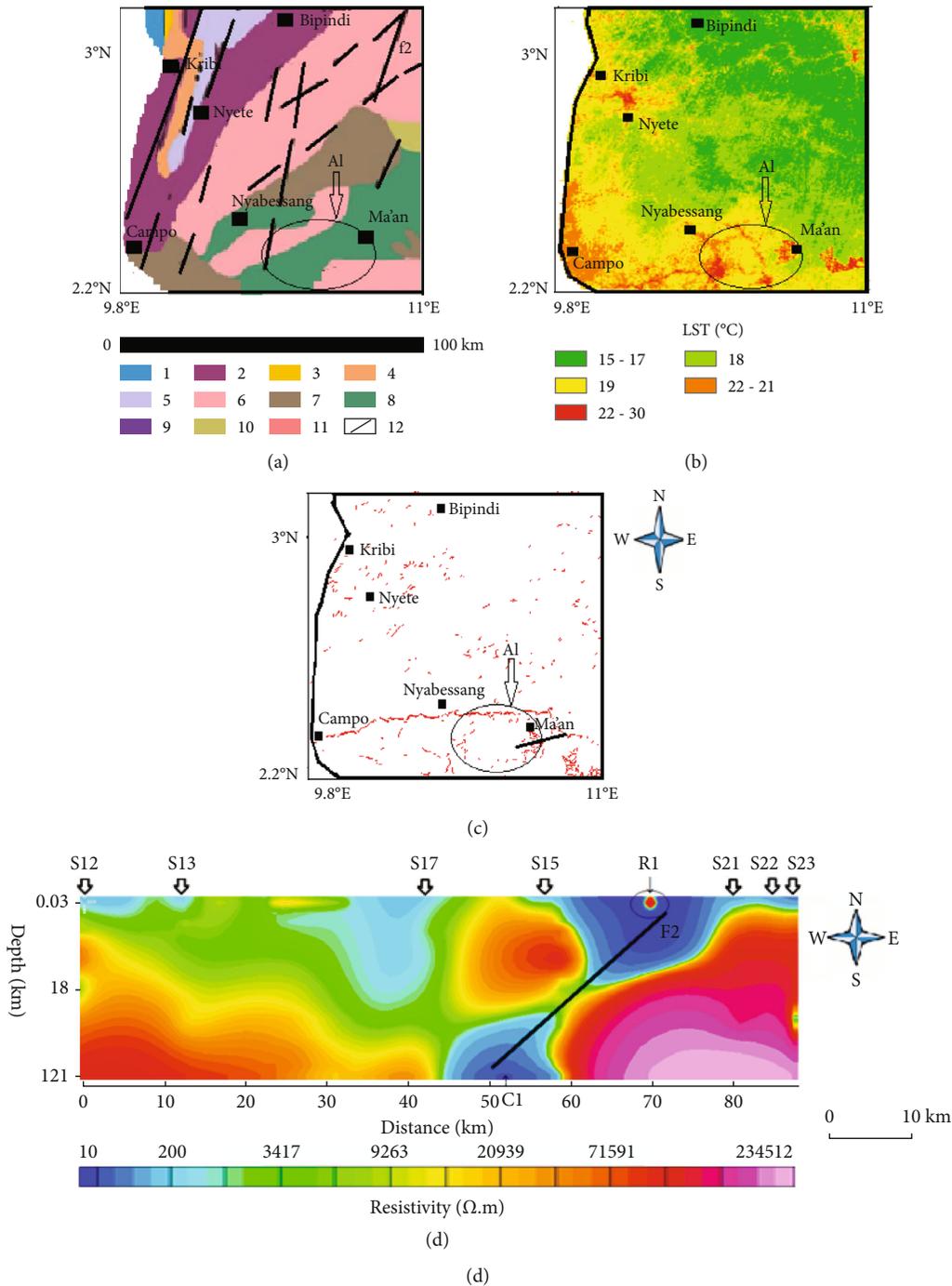


FIGURE 16: Correlative map. (a) Geological maps. (b) LST. (c) Lineaments. (d) Resistivity values.

transition of the Pan-African belt to the cratonic zone. The drop in resistivity values observed in C6 and C7 could represent a superficial sign of an outcrop of sediments.

4.1.4. Profile P4. Figure 8 shows the W-E-oriented 2D resistivity section of the profile P4, a low subsurface between stations S15 and S21. This increase with depth in the localities of Alen, Ma'an, and Bitoto (S21, S22, and S23). On the other hand, the opposite phenomenon is shown up in the vicinity of Menve'ele; this locality lies on a fairly resistant soil near the surface and on a strongly altered ground at depth. The

low observed in C1 materializes a deep and highly conductive zone ($<15 \Omega.m$) that could represent the roof of a source of warm saline fluid [36]. The C1 zone could represent a geothermal reservoir located at 1300 m depth. The Ntem river would be fed at depth by this more or less hot source through the F2 fault-oriented NE-SW. Between stations S15 and S21, there is a very resistive anomaly bringing out the presence of a very resistant intrusive body on the surface.

4.1.5. Profile P5. The 2D resistivity section of the P5 profile shown in Figure 9 is NW-SE oriented. A general observation

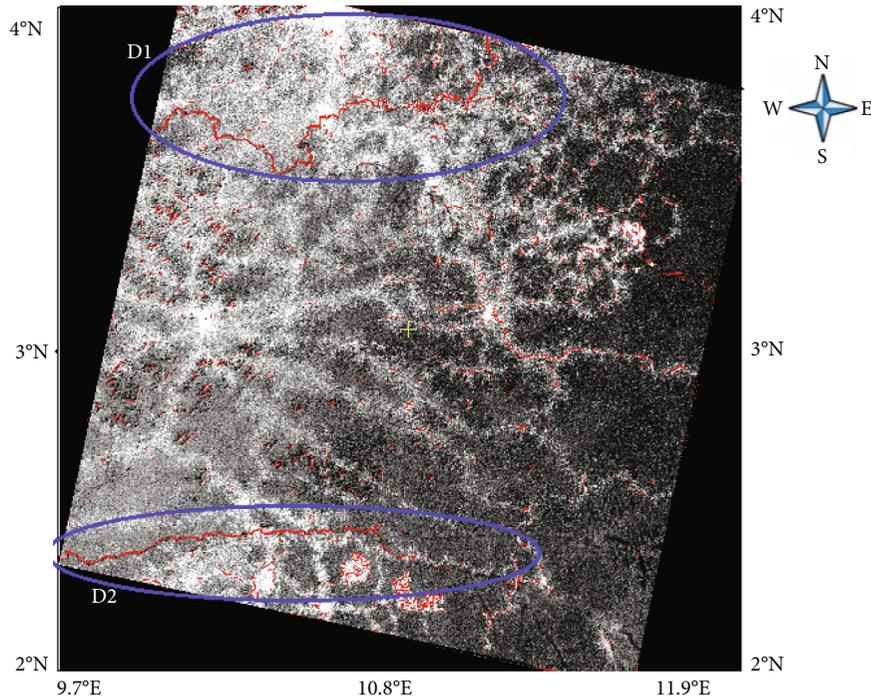


FIGURE 17: Regional lineament map of the study area.

shows three main areas of low resistivity ($150\text{--}1000\ \Omega\cdot\text{m}$). The surface zones C8 and C9 located in the localities of Alen, Menve'ele tribune, Ebodje, and the deep zone C10. The surface zones C8 and C9 could reflect some outcrops of muddy pools or sediment deposit. The deep C10 zone at depth signifies an accumulation of sediments in the form of mud and prompts a search for economic interests.

4.1.6. 3D Resistivity Model of the Resistivity Field and Depth of Structures. In order to have a good view of the resistivity variations in the study area, a 3D model of the resistivity field was produced (Figure 10) as well as the associated depth map (Figure 11). In the Kribi locality, a peak (P1) of resistivity of approximately $10^6\ \Omega\cdot\text{m}$ is observed at a depth of about 500 km. This justifies the stability of the bedrock and the construction of some structures such as the deep-water port of Kribi. Low resistivity values ($<15\ \Omega\cdot\text{m}$) are visible in the P2 zone at estimated depths of 5 km. This deep conductive zone highlighted on the P4 resistivity profile could indicate a heat source, which findings are in agreement with the works of [13, 37].

4.2. Land Surface Temperature Anomalies. Figure 12 shows the land surface temperature (LST) map for the study area obtained with ArcGis software. The range of surface temperature values is between 15 and 30°C . Taking into account the greenhouse effect, the average temperature at the earth's surface is 15°C . This value is considered the reference temperature (the range of $1\text{--}55\ \Omega\cdot\text{m}$ is the range to justify the presence of a geothermal source [2]). The temperature anomaly is defined as the difference between the temperature at a given point and the reference temperature. The

observation of this map enables to categorize the LST values in three large ranges: from 15°C to 18°C , from 19°C to 21°C , and from 22°C to 30°C . According to the work of [12], the geothermal temperature anomalies are between 19.35° and 37.00°C . The A1, A2, A3, and A4 zones can therefore be identified as geothermal anomaly zones. Satellite thermal anomalies reflect excess heat from the interior of the earth [9]. Despite the hypothesis that these zones could be the site of interaction between solar radiation and the heat from the interior of the Earth, this observation can reflect the permanent contact between the Congo craton and the Pan-African belt which causes friction and releases internal heat. Understanding the surface energy balance and underground heat transfer facilitates the detection of geothermal regions [9]. In geothermally active areas, the surface temperatures obtained come from solar heating i.e., from the earth's interior. This observed positive temperature anomaly could result in surface or deep-water heating [12]. Zones A1, A2, A3, and A4 are favorable and indicative for the identification of geothermal sources.

4.3. Structure Lineament Map. Figure 13 shows the map of minor lineaments obtained using PCI geomata 12 software. On this map, areas with high lineament densities in the localities of Ma'an and Nyabessang (L2, L3, and L4) moderately densified areas such as around Kribi and Nyete (L1) and nondensified areas. These lineaments are mainly oriented E-W towards the Atlantic Ocean and hydrographically materialize the direction of water flow. The long thread of lineaments observed in L2 draws the bed of the Ntem river which flows towards the sea. One of the clues indicating the presence of a geothermal field is the frequency of

lineament structures [12]. Thus, the dense structure of lineaments observed in the localities of Ma'an and Nyabessang (L3 and L4) could hide the presence of a potential geothermal zone.

4.4. Spatial Correlation between LSF Anomalies and Lineaments. Figure 14 shows a comparative map of the thermal anomaly zones in (a) and the lineament map in (b). The temperature anomaly zones correlate with fault development [9]. Observation of the two maps shows that the spatial correlation between temperature and lineament anomalies for zones B1 and B2 is much stronger. This is consistent with the works of [9]. This may be due to the fact that the shallow sediment deposition zone has a better heat transfer efficiency.

4.5. Spatial Correlation between LST Anomalies and Resistivity Values. The geothermal regions have a temperature anomaly ranging from 19.35 to 37.00°C and low resistivity values below 7 Ω -m [12]. Comparing the 2D resistivity section of profile 4 in Figure 15(b) to the LST values in Figure 15(a), the low resistivity zones S15, S21, S22, and S23 generally coincide at high temperatures (22°C–30°C). Indeed, underground resistivity is affected by the combined effects of temperature, pressure, mineral composition, and geological structures [38]. Generally, an increase in temperature and in the proportion of highly conductive minerals in the rock will lead to a decrease in resistivity. A resistivity anomaly reflects possible areas of accumulation of geothermal fluids because these fluids have physical and chemical properties characterized by temperature and salinity that produce very high conductivities [36]. Since the dominant geological formations in this part are of sedimentary and metamorphic origin, the highly conductive zone C1 (Figure 15(b)) estimated at a depth of 1300 m could represent the roof of a fairly large geothermal reservoir.

The same observation is made with the 2D resistivity section of profile P5 (Figure 15(c)) where stations S9, S14, S16, S18, and S21 are located on the less resistive zones (< 200 Ω -m). Despite this decrease in resistivity values, the presence of a geothermal field cannot be asserted here with certainty, since these resistivity values are still considerably higher than the acceptable value of 15 Ω -m, included in the range of 1–55 Ω -m, which is the range to justify the presence of a geothermal source [2].

4.6. Spatial Correlation between Geological Maps 16(a), LST 16(b), Lineaments 16(c), and Resistivity Values 16(d). Figure 16 shows the geological maps 16(a), surface temperatures 16(b), lineaments 16(c), and resistivity 16(d). Geothermal reservoirs in active volcanic zones or thermal anomalies are located in a linear pattern according to fault lineaments [39–40]. The geothermal system of Paipa (Colombia) is different because the geothermal reservoirs are located through sedimentary rocks, which justifies a lateral distribution of hot fluids [12]. The location of thermal anomalies is mainly in the A1 zone. This localization would be produced by the friction between two plates

which would raise the temperature of the fluid at a certain depth, whose circulation is facilitated by the F2 fault which functions as a migration path.

4.7. Discussion. Figure 17 shows the regional lineament map of the study area obtained after filtering and processing of satellite image data of the study area. The observation of this map highlights the faults enabling the circulation of fluids: indeed, the lineaments juxtaposed in blocks D1 and D2 materialize, respectively, the Sanaga and Ntem rivers in the field. These rivers flow from East to West towards the Atlantic Ocean. This good correlation of the information obtained from this lineament map with that observed in the field led to the conclusion that the satellite images were collected with a good spatial resolution and a good accuracy. According to [41], the value of the normalized vegetation index is greater than 0.87 (NDVI > 0.87) if the ground is covered with vegetation, and the mean emissivity value is equal to 0.99 ($E = 0.99$). In this work, the maximum value of NDVI = 1 and the emissivity $0.986 < E < 0.99$ confirm that our study area is strongly covered with vegetation. The emissivity value found is in agreement with the results obtained by [41]. The range of resistivity values in zone C1 is 100; 0 Ω -m (Figure 16(d)). This two-dimensional model of resistivity is valid and correlates with that found by the following authors: [42] which shows a good conductive region (< 10 Ω -m); [43] validates a lens-shaped conductor of thickness between 300 m and 500 m covering a zone of low resistivity (10 Ω -m to 60 Ω -m); it is the same for the work of [44, 45] which characterizes geothermal reservoirs by the low resistivity values. [2, 36] also obtained resistivity values for conductive zones, respectively, between [1–55 Ω -m and 17.3 Ω -m. The work of [8] supports the idea that the temperature anomaly zones are superimposed on the lineaments.

5. Conclusion

This study combines AMT and Landsat 8 data with the aim of carrying out a geothermal prospecting in South Cameroon. The surface temperature data was extracted from NASA Landsat 8 satellite images with a spatial resolution of 15 m. The processing of these data using PCI geomatica software enabled to identify the 5 zones of thermal anomalies (A1, A2, A3, A4, and A5) in Figure 9 with a difference of 5 to 10°C above the average temperature. Among these anomalies, the choice of A1 as a geothermal anomaly zone (Figure 12) is validated by a double spatial correlation: the first being the areas identified as zones of weak resistive anomaly, and the second areas favorable to the development of lineaments. From this work, it results that the remote sensing method is a valuable tool for the detection of thermal anomalies with profitability and precision in the recovery of the surface temperature. Remote sensing is a rapid means in the mapping, exploration, and assessment of geothermal resource. Despite these yields in addition to the results which are spatially representative at regional scales, remote sensing is not expected to suffice as the sole tool in the exploration and monitoring of geothermal resources. Conventional in situ data collection methods and the

integration of the geothermal mechanism with the correlation of geological features have significantly improved the applicability of geothermal sensing using remote sensing.

Data Availability

The data used in this work were collected by a team from the Geophysics and Geoexploration Laboratory of the University of Yaoundé 1 under license and cannot be made freely available. Requests for access to these data should be addressed to Owona Angue Marie Louise-Clotilde (mlasseowona@yahoo.fr).

Conflicts of Interest

The authors declare that there are no conflicts of interest regarding the publication of this article.

Authors' Contributions

Piameu Kwagag Joel provided the LST analysis and 2-D resistivity sections and participated in the writing, interpretation, and presentation of the results. Owona Angue Marie Louise-Clotilde coordinated the work and contributed in the analysis of lineament maps and correlation to resistivity values. Ngatchou Evariste contributed to the PCI geomatica and Arcgis software analysis. Njinti-Nfor justified and defined the different resistivity study profiles between stations. Kue Petou Rokis Malquaire contributed in the interpretation of the results and in the writing of the manuscript. Njandjock Nouck Philippe supervised and made an in-depth contribution on the correlation between the resistivity values, LST, lineaments, and geological framework necessary and sufficient to characterize the geothermal reservoirs.

Acknowledgments

We are grateful to the University of Yaounde for funding this study.

References

- [1] H. Fabriol, A. Bitri, B. Bourgeois, N. Debeglia, and A. Genter, "Geophysical methods applied to the assessment of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French west indies)," in *World Geothermal Congress 2005*, pp. 24–29, Antalya, Turkey, 2005.
- [2] H. Fabriol, N. Debeglia, and J. Baltassat, "Geophysical methods applied to geothermal exploration in a volcanic island context," Bibliographic synthesis. Final report. BRGN/RP-53137-EN, 112 p., 43 illustrations, 5 tables, 1 directory.
- [3] B. A. Cherkose and H. Saibi, "Investigation of the Ayrobera geothermal field using 3D magnetotelluric data inversion, Afar depression, NE Ethiopia," *Geothermics*, vol. 94, 2021.
- [4] C. T. Tabod, *Seismological studies of the Cameroon volcanic line, in West Africa, [Ph.D. thesis]*, University of Leeds, United Kingdom, 1991.
- [5] B. Ateba, N. Ntepe, G. E. Ekodeck, D. Soba, and J. D. Fairhead, "The recent earthquakes of South Cameroon and their possible relationship with main geological features of Central Africa," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 14, no. 3, pp. 365–369, 1992.
- [6] N. Ntepe, A. F. Tongwa, U. R. Ubangoh, B. Ateba, J. Nnange, and J. V. Hell, "The July 2002 earthquake in the Kribi region: geological context and a preliminary evaluation of seismic risk in southwestern Cameroon," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 40, no. 3-4, pp. 163–172, 2004.
- [7] V. Ngako, P. Affaton, J. M. Nnange, and T. Njanko, "Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 36, no. 3, pp. 207–214, 2003.
- [8] K. A. P. Tokam, C. T. Tabod, A. A. Nyblade, J. Julia, D. A. Wiens, and M. Pasyanos, "Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions," *Geophysical Journal International*, vol. 183, no. 2, pp. 1061–1076, 2010.
- [9] H. P. Chan, C. P. Chang, and P. D. Dao, "Geothermal anomaly mapping using Landsat ETM+ data in Ilan plain, northeastern Taiwan," *Pure and Applied Geophysics*, vol. 175, no. 1, pp. 303–323, 2018.
- [10] E. N. Nsifa, *Magmatism and geodynamic evolution from Archean to of the northwestern edge of the Congo Craton (Ntem Complex) in southwestern Cameroon Sud-Ouest Cameroun, [Ph.D. thesis]*, University of Yaoundé I, Yaoundé, 2005.
- [11] P. G. Kamto, W. Lemotio, A. P. K. Tokam, and L. Yap, "Combination of terrestrial and satellite gravity data for the characterization of the southwestern coastal region of Cameroon: appraisal for hydrocarbon exploration," *International Journal of Geophysics*, vol. 2021, Article ID 5554528, 14 pages, 2021.
- [12] R. C. Andrés and G. Vargas-Cuervo, "Determination of hydrothermal prospects in Paipa geothermal region (Boyacá, Colombia) using remote sensing and field data," *Earth Sciences Research Journal*, vol. 23, no. 4, pp. 265–282, 2019.
- [13] J. Uwiduhaye, G. Sakindi, H. Saibi, and B. A. Cherkose, "Subsurface geoelectrical structure from 3-D inversion of magnetotelluric data of Gisenyi geothermal field, western part of Rwanda," *Journal of Applied Geophysics*, vol. 186, 2021.
- [14] H. Saibi, M. Bodruddoza Mia, M. Bierre, and M. Alkamali, "Application of remote sensing techniques to geothermal exploration at geothermal fields in the United Arab Emirates," *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 14, no. 13, p. 1251, 2021.
- [15] R. M. K. Petou, M. L. C. Owona Angue, N. Nfor, and E. Manguelle-Dicoum, "3D modelling from new and existing gravity data of an intrusive body in the northern part of Kribi-campo sub-basin in Cameroon," *International Journal of Geosciences*, vol. 8, no. 8, pp. 984–1003, 2017.
- [16] N. Nfor, M. L. C. Owona Angue, R. M. K. Petou, D. Bisso, and J. K. Piameu, "Magnetotelluric investigation of the geo-tectonic stability of campo-Ma'an area in South Cameroon," *International Journal of Geosciences*, vol. 8, pp. 1427–1441, 2017.
- [17] N. Nfor, O. Angue Marie Louise Clotilde, K. Petou Rokis Malquaire, M. D. Eliezer, L. Tsakou Julyo Achille, and P. Kwagag Jöel, "A comparative geophysical study of the Sedimentary-Metamorphic contacts in the Douala and Kribi-campo Sub-Basins of Cameroon," *Trends Journal of Sciences Research*, vol. 3, no. 1, pp. 33–51, 2018.
- [18] Njingt-Nfor, O. A. M. Louise, K. P. R. Malquaire, B. Dieudonné, and L. T. J. Achille, "Application of coefficient of anisotropy to the geophysical prospecting of campo—Ma'an

- area of the Ntem complex in Cameroon,” *Open Journal of Geology*, vol. 7, pp. 1801–1818, 2017.
- [19] O. A. M. L. Clotilde, C. T. Tabod, N. Séverin, K. J. Victor, and T. K. A. Pierre, “Delineation of lineaments in South Cameroon (Central Africa) using gravity data,” *Open Journal of Geology*, vol. 3, no. 5, pp. 331–339, 2013.
- [20] J. P. Nzenti, “Neoproterozoic alkaline meta-igneous rocks from the Pan-African North Equatorial Fold Belt (Yaounde, Cameroon): biotitites and magnetite rich pyroxenites,” *Journal of African Earth Sciences*, vol. 26, no. 1, pp. 37–47, 1998.
- [21] T. Ngnotué, J. P. Nzenti, P. Barbey, and F. M. Tchoua, “The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a northward extension of the Pan-African Yaounde gneisses in Cameroon,” *Journal of African Earth Sciences*, vol. 31, no. 2, pp. 369–381, 2000.
- [22] J. R. L. Allen, “Studies in fluvial sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (L. devonian), welsh borders,” *Sedimentary Geology*, vol. 33, no. 4, pp. 237–293, 1983.
- [23] E. Manguelle-Dicoum, *Geophysical study of the superficial and deep structures of the Mbalmayo region (Cameroon)*, [Ph.D. thesis], University of Yaoundé 1, Faculty of Sciences, Cameroon, 1998.
- [24] S. Mbom-Abane, *Geophysical investigation on the edge of the Congo craton (Abong-Mbang/Akonolinga region, Cameroon) and structural implications*, [Ph.D. thesis], University of Yaoundé I, Faculty of Science, Cameroon, 1997.
- [25] J. Gazel and C. Giraudie, “Descriptive note on the Abong-Mbang west region of the reconnaissance map,” *Bulletin of the Directorate of Mining and Geology of Cameroon*, vol. 5, p. 29, 1965.
- [26] F. Koumetio, *Geophysical contribution by the gravimetric method to the study of the deep structures of the western margin of the Congo Craton in the region of Kribi (Cameroon)*, [Ph.D. thesis], 3rd cycle. University of Yaoundé, Cameroon, 2004.
- [27] L. Cagniard, “Basic theory of the MAGNETO-TELLURIC method of geophysical prospecting,” *Geophysics*, vol. 18, no. 3, pp. 605–635, 1953.
- [28] L. S. Georgsson, *Geophysical methods used in geothermal exploration*, United Nations University Geothermal Training Programme Orkustofnun, Reykjavik, Iceland, 2009.
- [29] G. Chander, B. L. Markham, and D. L. Helder, “Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 113, no. 5, pp. 893–903, 2009.
- [30] H. Ren, C. du, R. Liu et al., “Atmospheric water vapor retrieval from Landsat 8 thermal infrared images,” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 120, no. 5, pp. 1723–1738, 2015.
- [31] J. A. Sobrino, J. C. Jiménez Muñoz, and L. Paolini, “Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 90, no. 4, pp. 434–440, 2004.
- [32] J. C. Jiménez-Muñoz and J. A. Sobrino, “A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data,” *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. D22, pp. 1–9, 2003.
- [33] D. A. Artis and W. H. Carnahan, “Survey of emissivity variability in thermography of urban areas,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 12, no. 4, pp. 313–329, 1982.
- [34] K. Vozoff, “The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins,” *Geophysics*, vol. 37, no. 1, pp. 98–141, 1972.
- [35] H. Saibi, S. Khosravi, B. A. Cherkose, M. Smirnov, Y. Kebede, and A. Fowler, “Magnetotelluric data analysis using 2D inversion: A case study from Al-Mubazzarah Geothermal Area (AMGA), Al-Ain, United Arab Emirates,” *Heliyon*, vol. 7, no. 6, article e07440, 2021.
- [36] G. Ussher, C. Harvey, R. Johnstone, and E. Anderson, “Understanding the resistivities observed in geothermal systems,” in *Inproceedings world geothermal congress*, pp. 1915–1920, Japan, 2000.
- [37] D. B. Hoover and C. L. Long, *Audio-Magnetotelluric Methods in Reconnaissance Geothermal Exploration*, US Geological Survey, Branch of Theoretical and Applied Geophysics, Denver Federal Center, Denver, Colorado 80225, USA, 1976.
- [38] M. T. Mellon, B. M. Jakosky, H. H. Kieffer, and P. R. Christensen, “High-Resolution Thermal Inertia Mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer,” *Icarus*, vol. 148, no. 2, pp. 437–455, 2000.
- [39] W. Wu, L. Zou, X. Shen et al., “Thermal infrared remote-sensing detection of thermal information associated with faults: a case study in Western Sichuan Basin, China,” *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 43, no. 1, pp. 110–117, 2012.
- [40] G. Norini, G. Gropelli, R. Sulpizio et al., “Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros volcanic complex: implications for volcano structure and geothermal exploration,” *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 301, pp. 221–237, 2015.
- [41] J. C. Jiménez-Muñoz, J. Cristóbal, J. A. Sobrino, G. Sòria, M. Ninyerola, and X. Pons, “Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat thermal-infrared data,” *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 47, no. 1, pp. 339–349, 2009.
- [42] İ. Çağlar and M. Demirörer, “Geothermal exploration using geoelectric methods in Kestanbol, Turkey,” *Geothermics*, vol. 28, no. 6, pp. 803–819, 1999.
- [43] C. L. Hardwick and D. S. Chapman, “Geophysical delineation of the crater bench, Utah, geothermal system,” *Transactions Geothermal Resource Council*, vol. 35, pp. 801–804, 2011.
- [44] X. Wang, L. He, X. Zhao, and N. Yu, *Application of Geophysical Methods to the Geothermal Investigation*, Stanford University, Stanford, California, 2015.
- [45] T. J. Lee, Y. Song, T. Uchida, Y. Mitsuhashi, and S. Oh, “Interpretation of 3-D magnetotelluric data including sea effect for geothermal exploration in Pohang, Korea,” *Asian Geothermal Symposium*, pp. 139–143, 2004.