



Département du Génie Minier

Mémoire de projet de fin d'études

Pour l'obtention du diplôme d'Ingénieur d'État en génie minier

Analyse multidimensionnelle des structures géologiques par la télédétection, les levés magnétotelluriques et la cartographie géologique, pour une compréhension globale de la géologie du sous-sol

Réalisé par AIT YOUNES Sarah et AMAMRA Fatma Zohra

Soutenu le 09 juillet 2023, Devant le jury composé de :

Mr. Larouci CHANANE :	ENP	- Président
Pr. Sami YAHYAOUÏ :	ENP	- Examineur
Dr. Abdderezak BOUZID :	CRAAG	- Examineur
Dr. Zakaria BOUKHALFA :	CRAAG	- Promoteur
Pr. Rezki AKKAL :	ENP	- Promoteur



Département du Génie Minier

Mémoire de projet de fin d'études

Pour l'obtention du diplôme d'Ingénieur d'État en génie minier

Analyse multidimensionnelle des structures géologiques par la télédétection, les levés magnétotelluriques et la cartographie géologique, pour une compréhension globale de la géologie du sous-sol

Réalisé par AIT YOUNES Sarah et AMAMRA Fatma Zohra

Soutenu le 09 juillet 2023, Devant le jury composé de :

Mr. Larouci CHANANE :	ENP	- Président
Pr. Sami YAHYAOUÏ :	ENP	- Examineur
Dr. Abdderezak BOUZID :	CRAAG	- Examineur
Dr. Zakaria BOUKHALFA :	CRAAG	- Promoteur
Pr. Rezki AKKAL :	ENP	- Promoteur

ملخص

الهدف من هذا العمل هو خلق فهم عالمي لجيولوجيا باطن الأرض ، باستخدام تحليل متعدد الأبعاد للهياكل الجيولوجية عن طريق الاستشعار عن بعد والمسوحات المغناطيسية ورسم الخرائط الجيولوجية. أجريت الدراسة في إحدى دول جنوب إفريقيا ، وبشكل أكثر تحديداً في جنوب شرق بوتسوانا.

تحقيقاً لهذه الغاية ، قمنا بنشر ثمانية (08) ملفات تعريف مغناطيسية (MT) تتكون من ثماني عمليات رصد عريضة النطاق ، تهدف إلى تحديد بنية القشرة بالتفصيل وتوصيفها بعمق. تم الحصول عليها من خلال ثمانية (08) ملامح ، يتم إجراؤها للحصول على فهم أفضل للجيولوجيا الجوفية لمنطقة الدراسة في جنوب شرق بوتسوانا. بشكل أساسي على التحليل النوعي لبيانات MT والنمذجة ثنائية الأبعاد التي يتم إجراؤها بواسطة برنامج Occam.

في نهاية هذا العمل ، تجدر الإشارة إلى أنه بفضل الطريقة الجيوفيزيائية والجيولوجية المذكورة أعلاه ، جنباً إلى جنب مع أساليب الكشف عن بعد ورسم الخرائط ، تمكنا من الحصول على نتائج أفضل حول باطن الأرض في منطقتنا. من الدراسة. خصائصها الفيزيائية ومقاومتها أو عكسها من خلال ميزة طريقة الترجمة الآلية وأعمق بحثها. إن إدراك رسم الخرائط والملاح العظيمة الموجودة في منطقة دراستنا بفضل الاستشعار عن بعد الذي أحدث المعجزات في سياق عملنا ولمساعدتنا على تعزيز خريطتنا الجيولوجية والحصول على مزيد من التفاصيل عن منطقتنا.

كلمات مفتاحية : انعكاس ثنائي الأبعاد ، المقاومة ، الاستشعار عن بعد ، المسوحات المغناطيسية،
رسم الخرائط الجيولوجية

Abstract

The objective of this work is to create a global understanding of the geology of the subsoil, using a multidimensional analysis of geological structures by remote sensing, magnetotelluric surveys and geological mapping. The study was carried out in one of the countries of southern Africa, more precisely in the south-east of Botswana.

To this end, we have deployed eight (08) magnetotelluric (MT) profiles composed of eight broadband observations, aimed at defining the crustal structure in detail and characterizing it in depth. The two-dimensional (2-D) inversion of the magnetotelluric data acquired with eight (08) profiles, are carried out to obtain a better understanding of the subsurface geology of the study area in southeastern Botswana based essentially on the qualitative analysis of MT data and 2D isotropic modeling which is performed by Occam software.

At the end of this work, it should be noted that thanks to the geophysical method mentioned above, combined with teledetection and cartography methods, we were able to obtain better results about the subsoil of our region. of study. Its physical properties, its resistivity or its inverse by the advantage of the MT method and its deepest investigation. The realization of the cartography and the great lineaments present in our study area thanks to remote sensing which has done wonders in the course of our work and to help us to strengthen our geological map and have more details of our region.

Keywords : two-dimensional inversion, resistivity, remote sensing, magnetotelluric surveys, geological mapping.

Résumé

Le présent travail se donne comme objectif la création d'une compréhension globale de la géologie du sous-sol, à l'aide d'une analyse multidimensionnelle des structures géologiques à l'aide de certaines méthodes de prospection géophysiques, la télédétection, les levées magnétotelluriques ainsi que la cartographie géologique. L'étude a été réalisée dans l'un des pays de l'Afrique australe plus précisément au sud-est du Botswana.

A cet effet nous avons déployé huit (08) profils magnétotelluriques (MT) composés de huit Observations à large bande, visant à définir la structure crustale en détail et la caractériser en profondeur. L'inversion bidimensionnelle (2-D) des données magnétotellurique acquises avec huit (08) profils, sont menées pour obtenir une meilleure compréhension de la géologie du sous-sol de la zone étudiée dans le sud-est de Botswana basé essentiellement sur l'analyse qualitative de données MT et la modélisation isotrope 2D qui est effectuée par Le logiciel Occam.

A la fin de ce travail, il est à noter qu'à grâce à toute les méthode géophysique cités précédemment, qui ont été complètaire l'une à l'autre, on a pu obtenir des meilleurs résultats à propos du sous sol de notre région d'étude. Ses propriétés physiques, sa résistivité ou son inverse par l'avantage de la méthode MT et son investigation la plus profonde. La réalisation de la cartographie et les grands linéaments présents dans notre zone d'étude grâce à la télédétection qui à fait des merveilles dans le parcours de notre travail et nous à aider à renforcer notre carte géologique et avoir plus de détails de notre région .

Mots clés : inversion bidimensionnel, résistivité, la télédétection, les levées magnétotelluriques, la cartographie géologique. .

Dédicace

“

À mes parents, Ma raison de persévérer et ma source de soutien inconditionnel.

Je vous dédie ce travail.

”

- Fatma zohra

Dédicace

“

À mes parents et mes beaux-parents, mon éternel soutien.

À mon compagnon de vie, mon mari, ma force .

À mon futur fils, mon bonheur .

À mes sœurs, mes frères et mes cousines, mes piliers.

À Fatma zohra, ma meilleure binôme.

À toute ma famille et mes amis.

Je vous dédie ce modeste travail.

”

- Sarah

Remerciements

Au terme de cette aventure intellectuelle intense et passionnante, Nous tenons à exprimer nos sincères remerciements à toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire de fin d'études.

Nous tenons à remercier et exprimer notre profonde gratitude à notre promoteur Docteur. BOUKHALFA Zakaria, pour ses conseils et son soutien continu. Son expertise et son mentorat avisé ont joué un rôle crucial dans la réalisation de ce travail.

Nos sincères gratitudes a notre promoteur, Professeur. AKKAL Rezki pour ses conseils et ses critiques qui ont guides nos réflexions durant notre travail.

Nous saisissons également cette occasion pour exprimer notre reconnaissance envers les membres du jury : Monsieur CHANANE Larouci, qui nous a fait l'honneur de le présider, pour ses encouragements et ses précieuses suggestions constructives. Le professeur YAHYAOUI Sami, le chef de département du Génie Minier, pour son dévouement et son suivi qui nous a accompagné le long de notre parcours universitaire. Monsieur le Docteur BOUZID Abderrezak qui nous a fait l'honneur d'assister et d'examiner ce travail.

Une pensée a l'ensemble du corps professoral et du personnel administratif du département du Génie Minier de l'Ecole Nationale Polytechnique pour leur soutien constant tout au long de cette étape décisive de notre carrière académique.

Nous tenons finalement à adresser nos remerciements à toute l'équipe du CRAAG pour leur précieuse aide, et plus particulièrement à Mme. BEN-HALOU A. qui nous a proposé et offert l'opportunité de travailler sur ce thème de recherche.

Table des matières

Liste des tableaux

Table des figures

Liste des abréviations

Introduction générale	15
1 Contexte Géographique, Géologique et Géophysique de la région d'étude	18
1.1 Cadre géographique et géomorphologique	19
1.2 Géologie régionale	20
1.3 La géophysique régionale	23
2 La télédétection	26
2.1 Introduction	27
2.1.1 Définition de la télédétection	27
2.1.2 Processus de la télédétection	27
2.1.3 Objectifs et utilisations de la télédétection	29
2.2 Méthodologie et matériel utilisé	30
2.2.1 Acquisition de l'image	31
2.3 Traitements utilisés	33
2.3.1 Présentation du logiciel ENVI	33
2.4 Les étapes de traitement des images	34
2.4.1 Le prétraitement	34
2.4.2 La réalisation d'une mosaïque (fusion des scènes)	36
2.4.3 Affichage en vraies et fausses couleurs : composition colorée	36
2.4.4 Les bandes ratios	37
2.4.5 Analyses des composantes principales	39
2.4.6 Filtrage sur les images résultantes ACP	41
2.5 résultats et discussion	41
2.6 Conclusion	43
3 La Magnétotellurique comme méthode géophysique d'investigation	44
3.1 Propriétés électriques de la lithosphère	45
3.2 Principes de la méthode MT	46
3.3 Les tenseurs d'impédances	47
3.4 Types de la méthode MT	49
3.5 Sources du signal MT	49

3.6	Application de la méthode MT	50
3.7	Limitations de la méthode MT	52
4	Acquisition, Traitement, Analyse des données MT	54
4.1	Campagne de terrain et acquisition des données MT	55
4.2	Traitement des données MT	58
4.3	Analyse des données magnétotelluriques	61
4.4	Présentation de la bibliothèque MTpy	63
4.5	Dimensionnalité des structures électriques souterraines	64
4.5.1	Analyse du tenseur de phase	64
4.6	Directionnalité des structures électriques souterraines	66
4.6.1	Analyse du strike	66
4.6.2	Les vecteurs d'induction	68
4.6.3	Profondeur de pénétration	70
4.7	CONCLUSION	72
5	Inversion des données magnétotelluriques	73
5.1	Présentation du code d'inversion utilisé (OCCAM2D)	74
5.2	Paramètres d'inversion	75
5.3	RESULTATS D'INVERSION	80
5.4	ANALYSE DES ERREURS QUADRATIQUES MOYENNES	81
5.5	CONCLUSION	85
6	Interpération des résultats	87
6.1	Formation résistive (ZONE A)	88
6.2	Formation conductrice (ZONE B)	90
6.3	Formation conductrice (ZONE C)	90
6.4	Conclusion	91
	Conclusion et perspectives	92
	Bibliographie	95

Liste des tableaux

4.1	Coordonnées des sondages magnétotelluriques dans le système UTM	58
-----	---	----

Table des figures

1.1	Situation géographique du BOTSWANA (carte du Botswana de la CIA World Factbook est sous licence du domaine public)	19
1.2	Carte géologique schématique des cratons (S. McCourt.et al.,2012)	21
1.3	carte géologique de la zone d'étude	22
1.4	Structure de la lithosphère sous le craton du Kalahari, d'après les études géophysiques. (a) Carte de la profondeur du Moho (modifiée d'après Nguuri et al., 2001); (b) Carte des anomalies de vitesses des ondes S (modifiée d'après Fouch et al., 2004); (c) coupes tomographiques correspondantes dans le manteau supérieur, à partir des anomalies de vitesses d'ondes S et P (modifiées d'après Fouch et al., 2004). Les racines lithosphériques du craton sont particulièrement bien visibles.	25
2.1	Les étapes principales de la télédétection (Delphine Leroy.,Septembre 2003)	28
2.2	Le satellite Landsat 8 (source USGS / NASA Landsat)	30
2.3	choix et acquisition des images sur USGS	31
2.4	Image landsat 8 oli path 177 row 076	31
2.5	Image landsat 8 oli path 176 row 076	32
2.6	Image landsat 8 oli path 177 row 077	32
2.7	Image 8 oli path 176 row 076	33
2.8	Le logiciel de traitement des images ENVI (ITT visual information solution)	33
2.9	Correction radiométrique d'une image sat	35
2.10	Correction atmosphérique appliquée à l'image 177077	35
2.11	Image mosaïque	36
2.12	Composition colorée vraies couleurs	37
2.13	Bande ratio 6/4 5/3 4/2	38
2.14	Bande ratio 6/4 5/2 4/2	39
2.15	analyses des composantes principales	40
2.16	Résultat d'une analyses des composantes principales	40
2.17	Filtrage sur les images résultantes ACP	41
2.18	carte linéamentaire de la zone d'étude	42
2.19	Superposition de la carte linéamentaire sur la carte géologique de la zone d'étude	43
3.1	La conductivité et la résistivité électrique des différentes roches(from Masopust 2010; adapted from Palacky 1987 and Martí 2006).La couleur rouge reflète les matériaux conducteurs, tandis que la couleur bleue indique des matériaux résistants.	46

3.2	Description graphique d'un modèle 2D simple composé d'un modèle à 2 quarts d'espace, avec des conductivités différentes	48
3.3	Magnétosphère terrestre (d'après le rapport "ENA measures of the ring current").	50
3.4	Carte géologique de la région de Gour Oumelalen (Boukhalfa.Z.,22 Août 2020).	51
3.5	Distorsion galvanique : Charges aux limites de la surface des structures conductrices (a) et structure résistive (b) produisant des champs électriques secondaires E_s . Le champ primaire (ou régional) E_p et les champs secondaires E_s s'additionnent vectoriellement pour produire un champ électrique total E résultant en une canalisation du courant (c) et une déviation du courant (d) ; Distorsion inductive : Courants vortex induits produisant un champ magnétique secondaire H_s . (Tiré de Jiracek, 1990).	52
4.1	Situation des sondages magnétotellurique à Botswana 2005-2006	55
4.2	Plan des stations SAMTEX	56
4.3	Matériels Phoenix V5 System 2000	56
4.4	Diagramme schématique montrant la configuration sur le terrain pour l'acquisition de données MT(Aklilu Abossie.,et al.,Février 2023).	57
4.5	Fichier de paramètres de champ	59
4.6	Package de traitement SSMT 2000	60
4.7	La résistivité apparente et la phase ϕ , pour les composantes xy et yx , pour des sondages MT sélectionnés à Gour Oumelalen.	61
4.8	Représentation graphique du tenseur de phase avec ses invariants principaux	62
4.9	Pseudo-section des données de tenseur de phase MT des profils.La couleur des ellipses du tenseur de phase indique ϕ min. Les valeurs $< 45^\circ$ représentent l'augmentation de la résistivité avec la profondeur, et les valeurs $> 45^\circ$ reflètent la résistivité diminuant avec la profondeur.	65
4.10	Pseudo-section des données de tenseur de phase MT des profils.Les ellipses sont colorées en fonction du paramètre d'inclinaison (β). Valeurs de $ \beta < 5^\circ$ peut être interprété sous forme de structure 2D.	66
4.11	Diagramme en rose des angles de strike θ , donnant les principales directions prédominantes à toutes les périodes T , avec une ambiguïté de 90°	67
4.12	Diagramme en rose des strikes pour plusieurs plages de périodes décomposées.	68
4.13	Les Composantes réelles des vecteurs d'induction pour les périodes 1 s, 10 s, 50 s, 100 s et 1000 s sur la carte topographique.	69
4.14	Pénétration en profondeur du profil de la composantes Z_{xy}	70
4.15	Pénétration en profondeur du profil de la composantes Z_{yx}	71
4.16	Histogramme de profondeur de pénétration en 3D. L'axe des x représente l'occurrence dans le nombre de Sites MT. L'axe des ordonnées est la période.	71
5.1	Maillage utilise pour l'inversion de nos donnees MT.	78
5.2	modele(A) obtenu par inversion des deux modes (TE) et (TM) ainsi que le TIPPER	80
5.3	modele (B) obtenu par inversion des deux modes (TE) et(TM) SEULS	81
5.4	L'examen des erreurs RMS pour le modele A	82
5.5	Suite de l'examen des erreurs RMS pour le modele A	83

5.6	L'examen des erreurs RMS pour le modele B	84
5.7	Suite de l'examen des erreurs RMS pour le modele B	85
6.1	Modèle retenu pour l'analyse multidimensionnelle des structures géologique	88

Liste des abréviations

MT *magnétotellurique.*

AMT *audio magnétotellurique.*

BBMT *magnétotellurique à large bande.*

LMT *magnétotellurique à longue période.*

USGS *United States Geological Survey.*

1D *unidimensionnel.*

2D *bidimensionnel.*

3D *tridimensionnel.*

Ma *million d'année.*

N *nord.*

S *sud.*

E *est.*

W *ouest.*

Ga *milliard d'années.*

SIG *Système d'information géographique.*

CAO *Conception assistée par ordinateur.*

DAO *Dessin Assisté par Ordinateur.*

ACP *Analyse en Composantes Principales.*

H *champs magnétique.*

E *champs électrique .*

EM *champ électromagnétique.*

TE *Transverse électrique.*

TM *Transverse magnétique.*

Z *tenseur d'impédence.*

GO *Gour Oumelalen.*

Er *champ électrique régional.*

Hr *champ magnétique régional.*

Hs *champ magnétique secondaire .*

Es *champ électrique secondaire.*

c.-à-d *C'est à dire.*

SAMTEX *South Atlantic Magnetotelluric Experiment.*

ENVI *Environment for visualising image.*

RMS *Erreur quadratique moyenne.*

UTM *Transverse universelle de Mercatore.*

Introduction générale

La magnétotellurique est une méthode géophysique qui permet d'obtenir des informations sur la distribution de la conductivité électrique en profondeur du sol sous la zone où sont réalisées les mesures de champ en surface. Cette technique prend en compte l'une des caractéristiques physiques essentielles des roches et des minéraux : leur conductivité. Dans la plupart des roches, la conductivité est influencée par des mécanismes de conduction ionique (tels que la porosité et la salinité des fluides de pores), de conduction électronique (comme la présence de carbone aux limites des grains et de minéraux métalliques), ou, dans des conditions extrêmes, par une température élevée ou une fusion partielle. Cette technique exploite les fluctuations temporelles des champs électromagnétiques qui se produisent naturellement. Ces champs oscillent à travers une large gamme de fréquences. Les fluctuations électromagnétiques les plus appropriées pour être utilisées comme champ source sont celles liées aux tempêtes magnétiques ou aux sous-orages. Selon Parkinson (1983), le système de courants responsable de ces variations est principalement situé dans la zone aurorale et se propage soit à travers la magnétosphère, soit à travers l'ionosphère de la région tempérée. Ces fluctuations génèrent des champs électriques qui entraînent la formation de courants de Foucault se déplaçant à travers le sol [1].

Grâce aux avancées réalisées en matière d'instruments numériques, de traitement en temps réel et de techniques d'analyse sophistiquées et robustes, l'exploration magnétotellurique de la Terre a atteint le statut d'une science mature et montre de plus en plus de promesses pour interpréter des structures électriques complexes en deux (2D) et trois dimensions (3D) dans la Terre. Au fait, la magnétotellurique repose sur la capacité du champ électromagnétique à pénétrer dans la surface terrestre. Les estimations de profondeur dépendent de la fréquence, car les ondes de plus basse fréquence pénètrent plus profondément dans le sol. C'est ce comportement qui permet aux géophysiciens de déterminer la structure à différentes profondeurs. Lors d'une étude magnétotellurique, on mesure les deux composantes tangentes (horizontales) des variations du champ magnétique et du champ électrique en fonction du temps. Ainsi, en mesurant à la fois les champs magnétiques et électriques sur une large gamme de périodes, il est possible de déterminer la structure de conductivité électrique en fonction de la profondeur à l'intérieur de la Terre.

L'objectif principal de cette étude est d'imager les structures géologiques à différentes échelles, en utilisant la télédétection combinée à des données magnétotelluriques. Nous avons choisi la région sud du Botswana comme exemple. Les données magnétotelluriques (MT) ont été collectées lors d'une campagne de terrain entre les années 2005 et 2006. Huit (08) sites de mesure MT ont été enregistrés, formant un profil orienté nord-ouest/sud-est, et d'une longueur d'environ 136 km. Afin de mieux expliquer les données géophysiques mesurées, il est nécessaire d'effectuer une inversion pour construire un modèle géophysique qui reproduit le mieux les observations de terrain. On obtient ainsi une image du sous-sol, dont la structure est caractérisée par la distribution d'un paramètre physique qui est la résistivité ou son inverse la conductivité. Ces images peuvent être directement exploitées dans l'interprétation géologique ou comparées à d'autres données, notamment les images satellitaires et les cartes géologiques. Le modèle résultant permet de relier la structure de résistivité du sous-sol aux données géologiques et à d'autres modèles géophysiques afin de mieux comprendre les processus terrestres.

La structure de cette thèse est composée de six chapitres, chacun apportant un éclai-

rage spécifique sur la problématique étudiée. Dans le premier chapitre, nous décrivons le cadre géologique et géophysique de notre région d'étude afin de préciser sa situation géodynamique dans ce vaste pays et se familiariser avec sa géologie. Le second chapitre, est dédié à la télédétection, ou nous allons présenter l'apport de la technique dans la cartographie des failles. Dans le troisième chapitre, nous exposons la méthode d'investigation utilisée, ses types et ses sources de signal pour modéliser la structure profonde de notre zone d'étude, ainsi que ses limitations. Le quatrième chapitre décrit le déploiement de l'instrument magnétotellurique sur le terrain pour enregistrer les séries temporelles des cinq composantes ainsi que le traitement et l'analyse qualitative des données MT dans le but de les modéliser et obtenir un modèle 2D suite à une inversion avec le programme Occam 2D que nous le présentons dans le cinquième chapitre. Le chapitre six, nous proposons une interprétation visant à relier le modèle obtenu aux informations géologiques. Enfin, nous terminons par une conclusion générale.

Chapitre 1

Contexte Géographique, Géologique et Géophysique de la région d'étude

1.1 Cadre géographique et géomorphologique

Le Botswana, un pays d'Afrique australe, est enclavé et ne possède pas d'accès à la mer. Il est bordé par la Namibie à l'ouest, la Zambie au nord, le Zimbabwe à l'est, et l'Afrique du sud au sud-est et au sud, comme illustré dans la figure 1.1. Le Botswana s'étend sur une superficie totale de 600 372 km² et sa capitale est Gaborone, située au sud-est près de la frontière sud-africaine.



FIG. 1.1 : Situation géographique du BOTSWANA (carte du Botswana de la CIA World Factbook est sous licence du domaine public)

Le Botswana présente une division en différentes régions naturelles qui sont principalement déterminées par la géologie et le climat. Chaque région possède ses propres paysages et processus géomorphologiques, qui se reflètent dans les profils de sol et d'altération spécifiques à chaque zone.

La majeure partie du Botswana présente un climat semi-aride, à l'exception d'une bande étroite le long de la frontière sud-ouest avec l'Afrique du Sud, qui est classée comme désertique. En raison de ces conditions climatiques, le processus d'altération chimique est généralement lent dans la région. Cependant, le climat a connu de nombreuses variations au cours des temps géologiques récents. Des preuves suggèrent que l'altération chimique, résultant de l'alternance d'humidité et de cycles secs au cours des deux derniers millions d'années, a influencé l'altération des affleurements rocheux et la formation de pédocrètes. Par exemple, la présence de ferricrètes dans l'est du Botswana témoigne des conditions tropicales qui prévalaient dans le passé.

Sur le plan géomorphologique, le Botswana peut être subdivisé en trois grandes régions :

- La région de l'Est se distingue par ses paysages rocheux, qui comprennent des collines et des vallées, et est principalement constituée de graviers résiduels et transportés.
- Région centrale caractérisée par des paysages mixtes, intermédiaires entre la première et la dernière région.
- La région occidentale du Botswana est caractérisée par un ancien bassin qui est aujourd'hui rempli de sable profond, connu sous le nom de Kalahari. Cette région présente des reliefs doux avec des plaines étendues, d'anciens champs de dunes avec des dépressions entre elles, ainsi que d'anciennes vallées fluviales qui sont désormais asséchées, telles que la rivière d'Okwa, la rivière Mmone et la vallée de la rivière Naledi. Ces caractéristiques géomorphologiques témoignent d'un passé géologique et hydrologique dynamique dans la région occidentale du Botswana (A compendium of "Road Pavements in Botswana". Roads Department. Gaborone. Botswana 2000).

Notre étude se concentre sur une zone spécifique située entre les latitudes $24^{\circ}21'13.0''S$ et $23^{\circ}24'20.0''S$, et les longitudes $25^{\circ}25'35.0''E$ et $24^{\circ}40'00.0''E$. Cette zone s'étend du craton du Kaapvaal jusqu'au terrane d'Okwa-Magondi et est délimitée par la ceinture mobile du Limpopo. Cette région délimitée est d'un intérêt particulier pour notre étude en raison de sa position géographique et de sa composition géologique, qui offre une opportunité unique d'explorer les processus et les caractéristiques géologiques de cette zone spécifique.

1.2 Géologie régionale

La géologie du Botswana est souvent masquée par les dépôts du Crétacé qui sont âgés de 145 à 66 millions d'années jusqu'aux couches plus récentes du Kalahari, qui sont principalement constituées de sables éoliens. Une grande partie du Botswana repose sur le craton archéen du Kalahari (voir 1.2) . Ce craton composite comprend les cratons de Kaapvaal et du Zimbabwe, deux blocs cratoniques stables qui sont séparés par la ceinture mobile du Limpopo. [2].

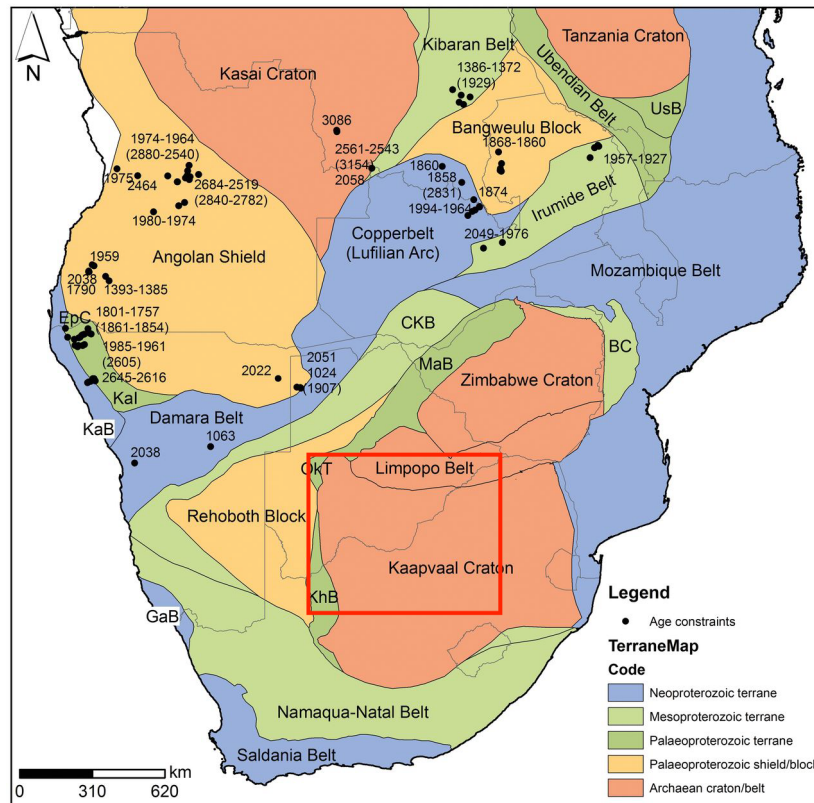


FIG. 1.2 : Carte géologique schématisée des cratons (S. McCourt et al., 2012)

La région orientale du pays est caractérisée par la présence de roches archéennes (âgées de 4000 à 2500 Ma) et de roches paléoprotérozoïques (âgées de 2500 à 1600 Ma). En revanche, la partie occidentale du pays est traversée par une séquence de roches mésoprotérozoïques (âgées de 1600 à 1000 Ma), de roches néoprotérozoïques (âgées de 1000 à 541 Ma) et de roches orientées vers le nord-est, qui se prolongent à partir des roches protérozoïques de Namibie. À l'est du pays, les roches précambriennes sont recouvertes par des sédiments du Karoo, principalement d'origine fluviale continentale, ainsi que par d'épaisses coulées de laves basaltiques.

Le territoire botswanais se caractérise par cinq régions géologiques principales, dont quatre sont constituées de roches solides et une est une région de sable. Chacune de ces régions présente un mélange de différents types de roches, bien que certaines prédominent. Les cinq régions géologiques sont les suivantes :

- Des sédiments et les laves du Karoo.
- Des roches mixtes ignées, sédimentaires et métamorphiques.
- Des roches non métamorphiques.
- Des roches du sous-sol, dans lesquelles diverses roches ignées (principalement des granites) ont été intrusées.
- Des sables géologiquement récents (Kalahari)

Chapitre 1. Contexte Géographique, Géologique et Géophysique de la région d'étude

Dans notre cas d'étude, notre zone traverse le kaapvaal craton allant vers le terrane d'Okwa-Magondi et limité par une ceinture mobile du Limpopo. 1.3.

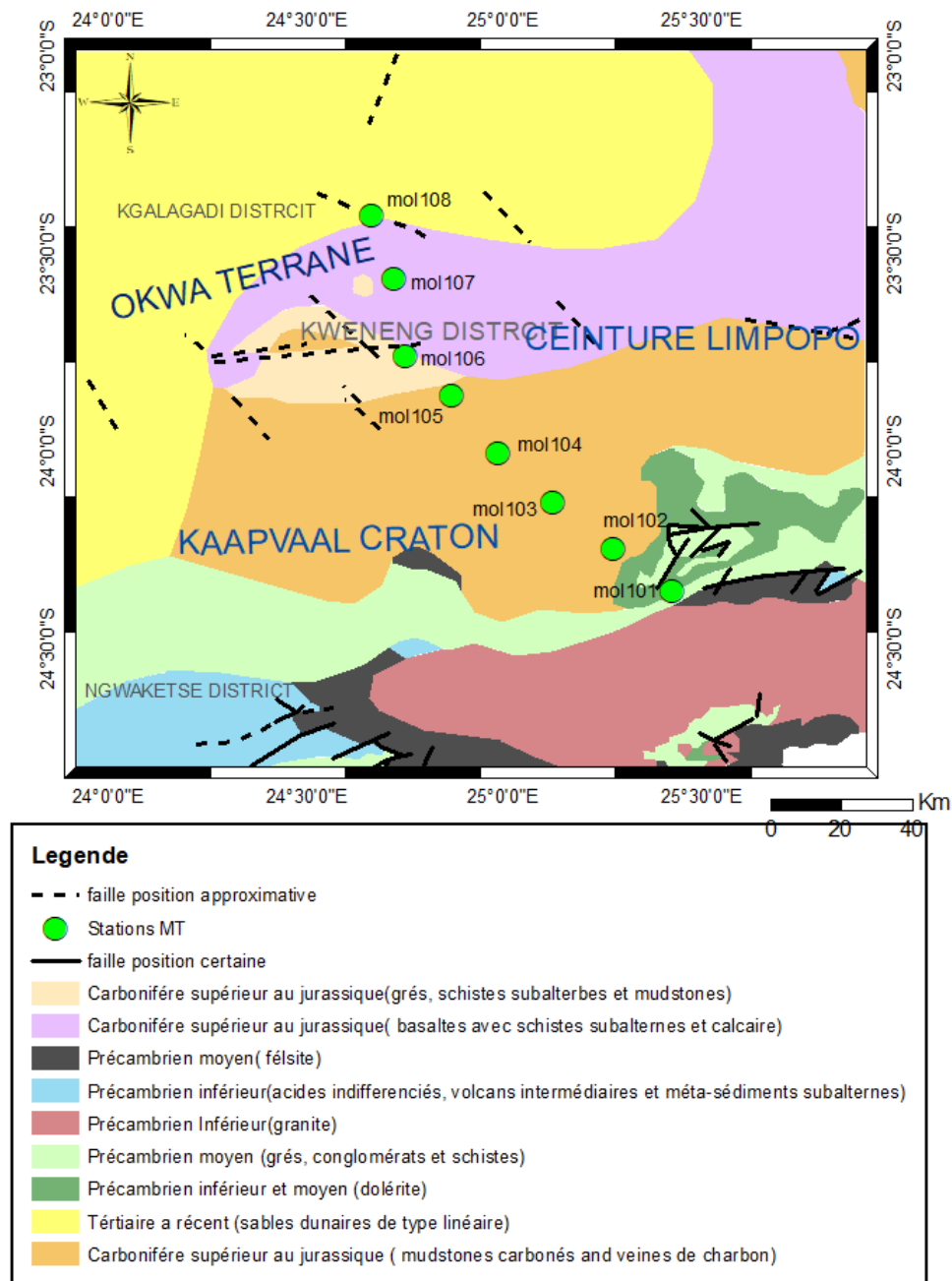


FIG. 1.3 : carte géologique de la zone d'étude

Le craton du Kaapvaal est considéré comme l'unité tectonique la plus ancienne du pays. Il est largement recouvert par les formations archéennes supérieures ainsi que par plusieurs terranes géologiques distincts. Les roches les plus anciennes se trouvent dans la partie sud-est du craton, tandis que les roches les plus récentes se situent dans la partie ouest. Ce craton possède les plus anciennes roches métamorphiques de haute qualité. Il est caractérisé par la présence de granitoïdes gneissiques et de ceintures de roches vertes associées principalement comprend des granitoïdes avec des gneiss et d'étroites ceintures de pierres vertes [2].

Notre zone est étendue vers la ceinture composite Kheis-Okwa-Magondi qui délimite la marge occidentale du Zimbabwe et Cratons de Kaapvaal, Il s'agit d'une ceinture repliable et poussée comprenant des matériaux de faible qualité roches métasédimentaires et méta volcaniques, le début de cette ceinture protérozoïque, définissant la bordure ouest du craton du Zimbabwe, est composée d'une épaisse séquence de sédiments et de roches volcaniques. A l'est, La ceinture recouvre en discordance les roches du craton du Zimbabwe, tandis que sa limite ouest est recouvert de sédiments plus jeunes [2]. La ceinture est connue sous le nom de terrane d'Okwa-Magondi, une région énigmatique due à des conditions géologiques peu claires couvertes par de grandes quantités de sables du Kalahari [2].

Cette zone est limité aussi par la ceinture du Limpopo qui représente un terrane métamorphique à haute teneur orienté est-nord-est formé comme un résultat de la collision entre le Kaapvaal et le craton du Zimbabwe à la fin du temps archéen, à l'ouest, la ceinture est recouverte de sables du Kalahari, tandis que les sédiments du Protérozoïque et du Phanérozoïque recouvrent l'est de la ceinture [2].

1.3 La géophysique régionale

Une étude géophysique régionale joue un rôle très important dans l'exploration géologique du Botswana, 80 % du pays faisant partie du Kalahari. Ces études permettent d'avoir des résultats intéressants et importants dans l'exploration minière ainsi qu' à l'exploration géologique régionale.

Le sous-sol du Botswana est composé de formations géologiques précambriennes, comprenant des terranes tectoniques et d'importantes intrusions mafiques. Ces éléments délimitent les anciens cratons archéens présents dans la partie nord-ouest et est du pays, tandis que des ceintures mobiles tectoniques et des bassins sédimentaires intermédiaires se sont développés principalement pendant la période du Protérozoïque.

Chapitre 1. Contexte Géographique, Géologique et Géophysique de la région d'étude

L'interaction et la relation entre ces provinces tectoniques de la croûte, en particulier les cratons et les ceintures mobiles, définissent les zones d'extensions et de compressions qui aident à définir l'histoire tectonique et géodynamique d'une zone.

Notre région d'étude fait partie du craton du kalahari, plus précisément, elle traverse le craton du kaapvaal allant vers le terrane d'Okwa et limité par une ceinture mobile du Limpopo.

Le Kaapvaal Craton représente la plus ancienne unité tectonique du Botswana, qui s'est formée et stabilisée entre 3,7 et 2,7 Ga (de Wit et al., 1992). En effet, si la structuration du craton du Kaapvaal était globalement terminée autour de 2700 Ma, le développement de la ceinture du Limpopo a pris le relais à la fin de l'Archéen et jusqu'au Paléoproterozoïque (2000 Ma). Cette évolution du craton est associée à une collision continentale qui causa une superposition de bassins remplis d'épaisses couches de roches volcaniques et sédimentaires. Les roches les plus anciennes sont situées dans la partie sud-est du craton et la plus jeune dans la partie ouest. La partie supérieure des Bassins archéens et plusieurs autres terranes géologiques distincts couvrent une grande partie de ce craton [3].

D'autre part, la ceinture du Limpopo est issue de la collision entre le craton du Kaapvaal et le craton du Zimbabwe à la fin du temps archéen [4]. Elle représente une ceinture orogénique précambrienne située en Afrique du Sud et au Zimbabwe; elle est orientée E-NE et bornée par le craton du Kaapvaal au sud et le craton du Zimbabwe au nord. La ceinture est faite de roches métamorphisées à haute température; elle a subi un long cycle de métamorphisme et de déformations qui cessa il y a deux milliards d'années, après la stabilisation des massifs adjacents. La ceinture comprend trois composantes: la zone centrale, la zone marginale nord et la zone marginale sud. La zone centrale se caractérise par des roches en grande partie épicontinentales [5], tandis que les zones marginales nord se situent au Zimbabwe et celle du sud exposée au sud d'Afrique (Gore et al., 2009). Ces deux zones marginales sont fortement déformées et comprennent des roches liées aux cratons adjacents [6].

D'après les études sismiques réalisées au niveau de l'Afrique australe de la lithosphère 1.4, la croûte, au niveau du craton du Kaapvaal, était épaisse de 33 à 40 km en moyenne ([7]; Figure 1.4a). La croûte continentale au niveau du craton est moins épaisse que celle de la ceinture du Limpopo, où la profondeur du Moho varie entre 35 et 53 km. D'autre part, si la croûte caractérisant les deux domaines présente une structure et une épaisseur variables, le manteau lithosphérique sous le craton du Kaapvaal et la ceinture du Limpopo est assez typique des racines cratoniques (Figure 1.4b et 1.4c). Il est caractérisé par des vitesses d'ondes P et S élevées, traduisant la présence d'un manteau très réfractaire. La limite inférieure de cette racine lithosphérique est située entre 250 et 300 km de profondeur [8].

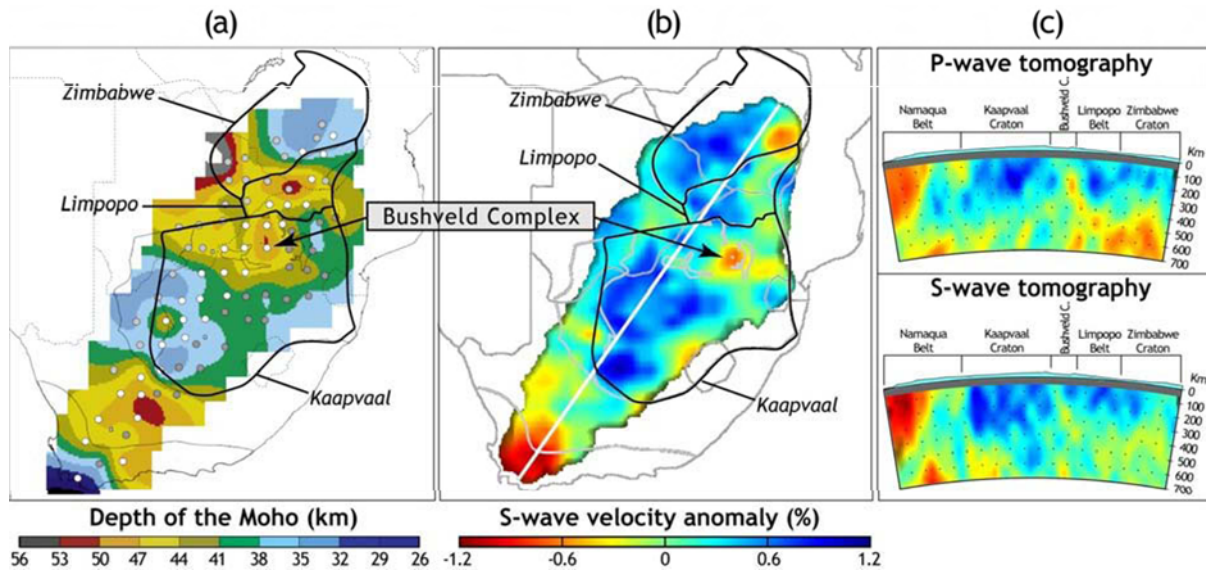


FIG. 1.4 : Structure de la lithosphère sous le craton du Kalahari, d'après les études géophysiques. (a) Carte de la profondeur du Moho (modifiée d'après Nguuri et al., 2001) ; (b) Carte des anomalies de vitesses des ondes S (modifiée d'après Fouch et al., 2004) ; (c) coupes tomographiques correspondantes dans le manteau supérieur, à partir des anomalies de vitesses d'ondes S et P (modifiées d'après Fouch et al., 2004). Les racines lithosphériques du craton sont particulièrement bien visibles.

Notre zone d'étude est étendue vers le terrane d'Okwa qui se situe dans le centre du Botswana. Ce terrane représente l'un des terranes les moins compris dans le cadre tectonique archéen à paléoprotérozoïque d'Afrique australe. Il est couvert par une épaisse couverture de sable du Kalahari quaternaire fournit une exposition crustale minimale permettant de définir la nature et l'évolution du terrane. Les âges crustaux les plus anciens enregistrés, pour les granites intrusifs situés dans la boutonnière d'Okwa, se situent entre 2,1 et 2,0 Ga. Tandis que pour la déformation gneissique des granites est reconnue à environs 1,8 Ga [9].

Chapitre 2

La télédétection

2.1 Introduction

La télédétection joue un rôle essentiel dans la contribution à la géophysique en fournissant des informations précieuses sur la structure et les propriétés de la Terre à différentes échelles spatiales. Grâce à des capteurs à distance tels que les satellites, les avions ou les drones, il est possible d'acquérir des données géophysiques sur de vastes zones géographiques de manière rapide, économique et répétée dans le temps. Nous nous sommes basées dans ce chapitre sur le traitement et l'étude des données multispectrales acquises grâce au satellite Landsat 8 OLI, en manipulant le logiciel ENVI, afin d'enrichir notre carte géologique et accroître nos connaissances sur notre domaine d'étude, ce qui nous facilitera l'interprétation finale de notre travail.

2.1.1 Définition de la télédétection

La télédétection est une technique qui englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information, donc par l'acquisition d'images, elle permet d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre sans contact direct avec celle-ci [10].

La technique de la télédétection remonte au XIX^{ème} siècle. La mise au point de la photographie en 1839 par les français J. Daguerre (1787-1851) et Joseph Nicéphore Niépce (1827) ont donné naissance à la photogrammétrie (technique permettant de réaliser des mesures spatiales à partir de photographies ou d'autres types d'images) En 1957, avec le lancement réussi des satellites en ex-Union Soviétique puis aux Etats-Unis en 1958, avec en particulier, le satellite Landsat de la NASA (Etats-Unis) en 1972, l'ère d'utilisation paisible et d'application civile des techniques de télédétection est inaugurée. Depuis lors, divers capteurs optiques, des radars, mais également une variété de plates-formes, telles que le ballon, l'avion et le satellite ont été développés pour différentes applications [11].

2.1.2 Processus de la télédétection

La télédétection est l'ensemble des techniques utilisées pour déterminer à distance les propriétés d'objets naturels ou artificiels à partir des rayonnements qu'ils émettent ou réfléchissent. Les techniques de télédétection comprennent l'ensemble du processus : la capture et l'enregistrement de l'énergie d'un rayonnement émis ou réfléchi par les objets observés, le traitement des données résultantes et enfin l'analyse des données finales. La télédétection implique une interaction entre l'énergie incidente et les cibles. Le processus de la télédétection au moyen de systèmes imageurs comporte les sept étapes que nous élaborons ci-après 2.1. Notons cependant que la télédétection peut également impliquer l'énergie émise et utiliser des capteurs non-imageurs. [12] :

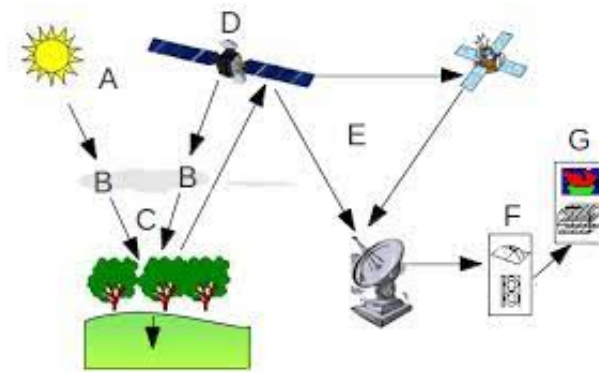


FIG. 2.1 : Les étapes principales de la télédétection (Delphine Leroy.,Septembre 2003)

- Source d'énergie ou d'illumination (A) : À l'origine de tout processus de télédétection se trouve nécessairement une source d'énergie pour illuminer la cible. Elle est sous forme de rayonnement électromagnétique est nécessaire pour illuminer la cible, à moins que la cible ne produise elle-même cette énergie. Le rayonnement électromagnétique est composé d'un champ électrique (E) et d'un champ magnétique (M). Le champ électrique varie en grandeur et est orienté de façon perpendiculaire à la direction de propagation du rayonnement. Le champ magnétique est orienté de façon perpendiculaire au champ électrique. Les deux champs se déplacent à la vitesse de la lumière (c).
- Rayonnement et atmosphère (B) : Durant son parcours entre la source d'énergie et la cible, le rayonnement interagit avec l'atmosphère. Une seconde interaction se produit lors du trajet entre la cible et le capteur. Avant que le rayonnement utilisé pour la télédétection n'atteigne la surface de la Terre, celui-ci doit traverser une épaisseur d'atmosphère. Les particules et les gaz dans l'atmosphère peuvent dévier ou bloquer le rayonnement incident. Ces effets sont causés par les mécanismes de diffusion et d'absorption. Le premier phénomène se produit lors de l'interaction entre le rayonnement incident et les particules ou les grosses molécules de gaz présentes dans l'atmosphère. Les particules dévient le rayonnement de sa trajectoire initiale. Tandis que l'absorption survient lorsque les grosses molécules de l'atmosphère (ozone, bioxyde de carbone et vapeur d'eau) absorbent l'énergie de diverses longueurs d'onde.
- Interaction avec la cible (C) : Une fois parvenue à la cible, l'énergie interagit avec la surface de celle-ci. La nature de cette interaction dépend des caractéristiques du rayonnement et des propriétés de la surface. Le rayonnement qui n'est pas absorbé ou diffusé dans l'atmosphère. Il peut atteindre et interagir avec la surface de la Terre. Lorsque l'énergie atteint la cible, la surface peut absorber (A) l'énergie, la transmettre (T) ou réfléchir (R) l'énergie incidente. L'énergie incidente totale interagira avec la surface selon l'une ou l'autre de ces Cliquez pour le graphiquetris modes d'interaction ou selon leur combinaison. La proportion de chaque interaction dépendra de la longueur d'onde de l'énergie, ainsi que de la nature et des conditions de la surface.

L'absorption (A) se produit lorsque l'énergie du rayonnement est absorbée par la cible, la transmission (B) lorsque l'énergie du rayonnement passe à travers la cible et

la réflexion (C) lorsque la cible redirige l'énergie du rayonnement. En télédétection, nous mesurons le rayonnement réfléchi par une cible. La réflexion spéculaire et la réflexion diffuse représentent deux modes limites de réflexion de l'énergie.

- Enregistrement de l'énergie par le capteur (D) : Une fois l'énergie diffusée ou émise par la cible, elle doit être captée à distance (par un capteur qui n'est pas en contact avec la cible) pour être enfin enregistrée. Les dispositifs de télédétection qui mesurent l'énergie disponible naturellement sont des capteurs passifs. Le capteur passif peut seulement percevoir l'énergie réfléchie lorsque le Soleil illumine la Terre. Il n'y a donc pas d'énergie solaire réfléchie le soir, tandis que l'énergie dégagée naturellement (l'infrarouge thermique) peut être perçue le jour ou la nuit. Un actif produit sa propre énergie pour illuminer la cible : il dégage un rayonnement électromagnétique qui est dirigé vers la cible. Le rayonnement réfléchi par la cible est alors perçu et mesuré par le capteur. Le capteur actif a l'avantage de pouvoir prendre des mesures à n'importe quel moment de la journée ou de la saison
- Transmission, réception et traitement (E) : L'énergie enregistrée par le capteur est transmise, souvent par des moyens électroniques, à une station de réception où l'information est transformée en images (numériques ou photographiques).
- Interprétation et analyse (F) : Une interprétation visuelle et/ou numérique de l'image traitée est ensuite nécessaire pour extraire l'information que l'on désire obtenir sur la cible.
- Application (G) : La dernière étape du processus consiste à utiliser l'information extraite de l'image pour mieux comprendre la cible, pour nous en faire découvrir de nouveaux aspects ou pour aider à résoudre un problème particulier.

2.1.3 Objectifs et utilisations de la télédétection

La télédétection est une méthode plus rentable et précise par rapport aux techniques de levée classiques. Elle vise à cartographier les ressources terrestres et d'en effectuer le suivi.

Les applications terrestres de la télédétection sont extrêmement variées et sont utilisées dans plusieurs disciplines scientifiques telles que la cartographie, l'agriculture, la géologie, l'hydrologie, la météorologie et l'océanographie, la prospection minière, mais aussi la surveillance des cultures ou du couvert forestier, l'urbanisme, l'aménagement et le génie civil.

Le principal avantage est que les observations faites par télédétection contribuent à la gestion intégrée de l'environnement et des ressources naturelles, car l'environnement et tout ce qu'il renferme peuvent être observés comme un seul et même système. De nombreux logiciels de traitement d'image satellitaire existent comme ERDAS et l'ENVI. Ce chapitre se concentre sur les fonctions de base les plus utilisées du logiciel ENVI. [11]

2.2 Méthodologie et matériel utilisé

Dans notre cas d'étude, on a utilisé Landsat 8 2.2, qui est un programme d'observation de la terre basé sur une constellation de 8 satellites,il représente le 8ème satellite du programme spatial américain Landsat,il a été lancé le 11 février 2013 par l'agence spatiale américaine au début des années 1970, la NASA (TETEKA MUTONDO,et all.,2020) [13]. Ce programme a été initié à la demande de l'Institut des études géologiques américain (USGS). Le premier destiné à des applications civiles (agriculture, utilisation des sols, gestion de l'habitat, etc...).Le satellite Landsat 8 effectue un survol de la terre à 705 km et Il fonctionne dans les spectres visible et le spectre infrarouge. Il suit une orbite héliosynchrone et collecte des images de la surface terrestre tous les 16 jours, chacune peut couvrir une surface de 185 km². Ce satellite compte 11 bandes spectrales :

- 9 bandes spectrales dans le visible, dont 8 bandes multispectrales d'une résolution de 30 mètres et 1 panchromatique à 15 m.
- 2 bandes spectrales thermiques d'une résolution de 60 m.

Landsat 8 fournit des images à résolution moyenne, allant de 15 mètres à 100 mètres, de la surface terrestre et des régions polaires. Il peut capturer plus de 700 scènes par jour, soit une augmentation par rapport aux 250 scènes quotidiennes de Landsat 7.



FIG. 2.2 : Le satellite Landsat 8 (source USGS / NASA Landsat)

Les capteurs OLI et TIRS voient une performance radiométrique signal sur bruit (SNR) améliorée, permettant une quantification sur 12 bits des données permettant davantage de bits pour une meilleure caractérisation de la couverture terrestre. Pour notre cas d'étude, nous avons utilisé une image OLI-Landsat 8, chemin 173 et ligne 68, générée le 14 juillet 2019 et obtenue auprès de la United States Geological Survey - USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>).Le traitement d'image est réalisé avec ENVI et la mise en forme des cartes a été faite avec arcGIS.

2.2.1 Acquisition de l'image

Pour notre étude, nous avons utilisées quatre images satellites 2.4 ,2.5 , 2.6 et 2.7 acquises via la plateforme de l'Institut des études géologiques des ETATS UNIS (USGS) qui grâce à son vaste réseau de réception, peut collecter des informations en temps quasi-réel, permettant une meilleure compréhension de notre planète et de ses changements au fil du temps 2.3. Les images ont été sélectionnées de façon à ce qu'elles recouvrent la totalité de notre zone d'étude voir 2.3, qu'elles soient assez récentes et toutes acquises dans la même période temporelle, et qu'elles soient de bonne qualité avec une couverture nuageuse minimale, pour assurer la fiabilité et la représentativité des résultats.

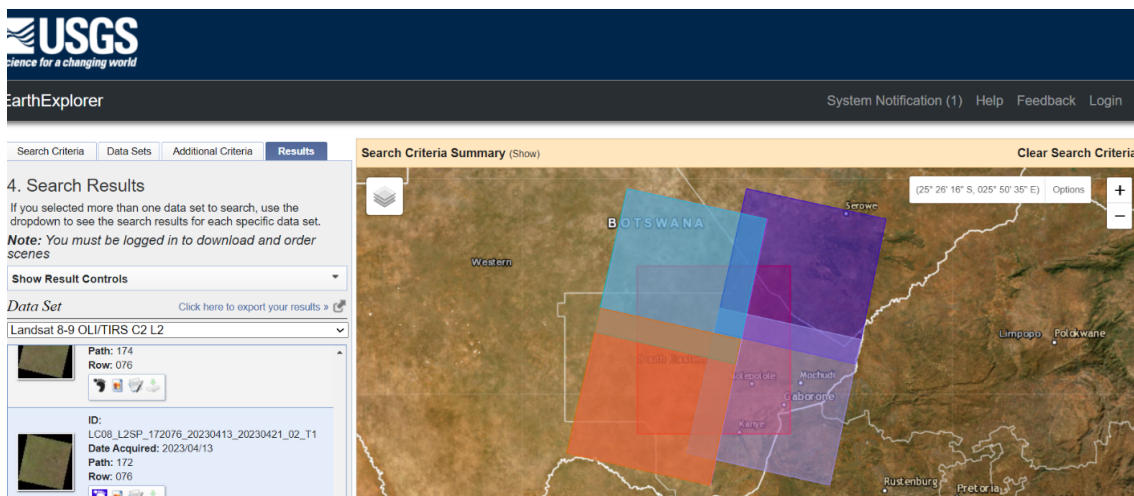


FIG. 2.3 : choix et acquisition des images sur USGS

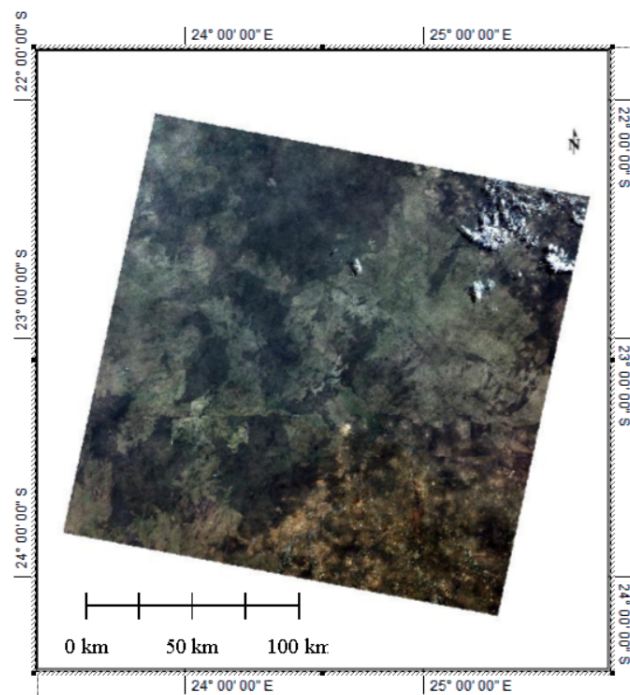


FIG. 2.4 : Image landsat 8 oli path 177 row 076

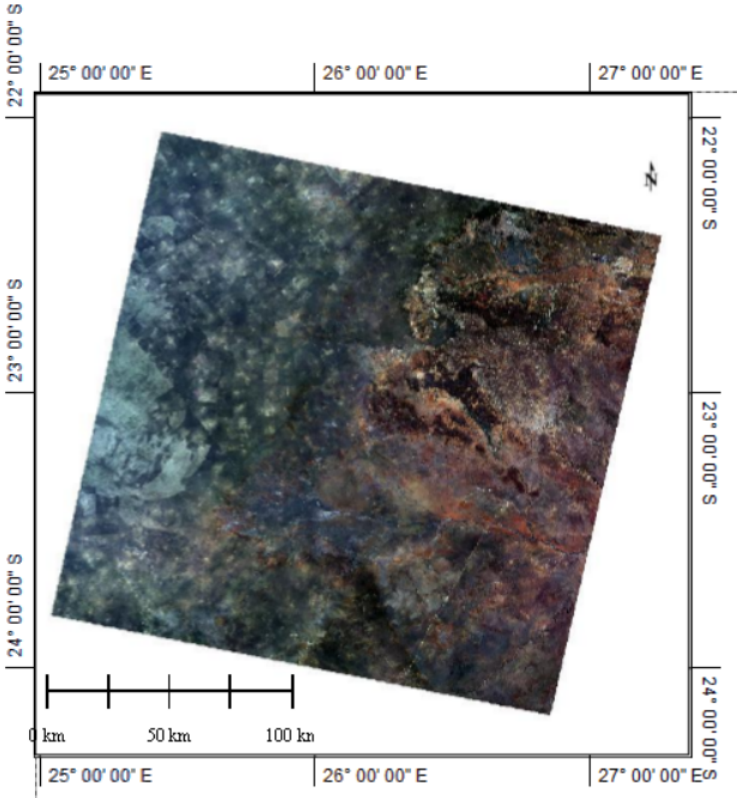


FIG. 2.5 : Image landsat 8 oli path 176 row 076

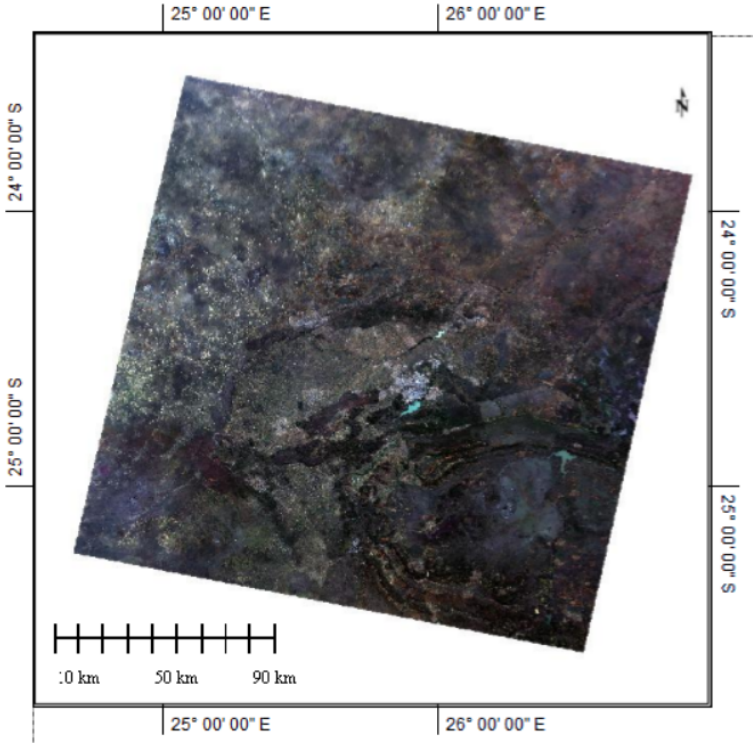


FIG. 2.6 : Image landsat 8 oli path 177 row 077

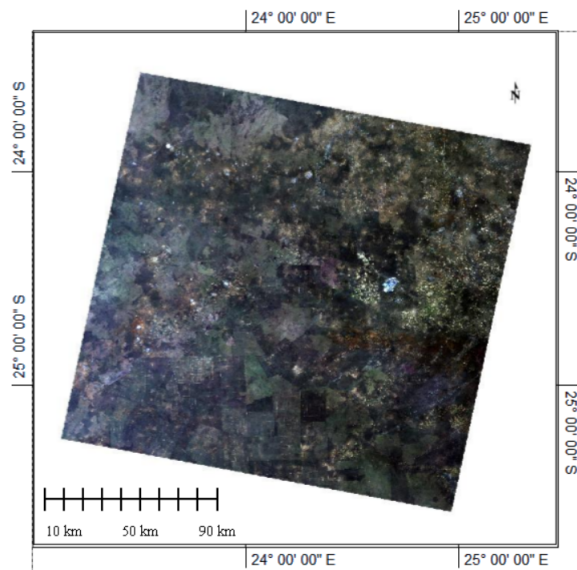


FIG. 2.7 : Image 8 oli path 176 row 076

2.3 Traitements utilisés

L'interprétation et l'analyse de nos images satellites requièrent une partie de traitement numérique. Cette étape peut recourir à divers procédés dont les plus importants sont présentés ci-dessous.

2.3.1 Présentation du logiciel ENVI

L'ENVI est un logiciel complet de traitement d'images de télédétection, optiques et radar 2.8. Il a été conçu en langage IDL (Interactive Data Language) par ITT Visual Information Solutions donc il offre des moyens de programmation évoluée.



FIG. 2.8 : Le logiciel de traitement des images ENVI (ITT visual information solution)

Ce logiciel permet d'extraire rapidement l'information pertinente des images géospatiales. L'ensemble de ses outils et modules spécialisés permettent de lire, explorer, analyser les données et de partager l'information. Avec une interface Windows, il est facile d'utilisation.

Il offre des outils de traitement d'images de corrections géométriques et radiométriques, de classification et de mise en page cartographique ainsi que la visualisation et à la modélisation de données topographiques.

Le logiciel ENVI offre des fonctionnalités des systèmes de traitements interactifs de données numériques géocodées (données satellitaires, images numérisées, cartes digitalisées,...). Avec ses options, Envi propose un environnement de traitement, d'archivage et de consultation d'images sur PC et de nombreuses fonctions de transformation pour SIG. Des programmes de liaison Import-Export permettent l'intégration des données avec d'autres logiciels fondamentaux de SIG, CAO, DAO [11].

2.4 Les étapes de traitement des images

2.4.1 Le prétraitement

L'interprétation des images ne peut pas être réalisée sur les images obtenus après acquisition car la présence de défaut ne permet pas d'avoir une qualité à une définition uniforme pour l'ensemble d'une campagne de prise de vue. A cet effet, le prétraitement est une étape nécessaire pour avoir un résultat fiable et des images propres en terme de qualité mais aussi bien en géométrie qu'en amplitude. L'objectif principale consiste à éliminer ou du moins la réduction du « bruit » qui provient de sources très diverses et dépendre notamment du système de télédétection en question aussi bien que de l'information recherchée afin de faciliter l'extraction des informations à l'étape suivante. La première opération au sol consiste à décoder le signal reçu afin de trouver la donnée originale créée par le capteur.

Les opérations de prétraitement se divisent en corrections radiométriques ainsi qu'en correction atmosphérique [12].

- Les corrections radiométriques

Elles ont pour but de réduire l'effet bruit et de modeler l'image 2.9, ces corrections réduisent les déformations dues :

01- Au capteur dont les anomalies de fonctionnement ont un effet sur les mesures de réflectance des objets.

02- Au mode de transmission des données.

03- A l'atmosphère, qui par diffusion, absorption, et émission trouble les valeurs radiométriques des données.

04- A l'angle de visée et l'angle solaire ; la réflectance d'un objet varie en fonction de l'angle solaire et de l'angle de visée

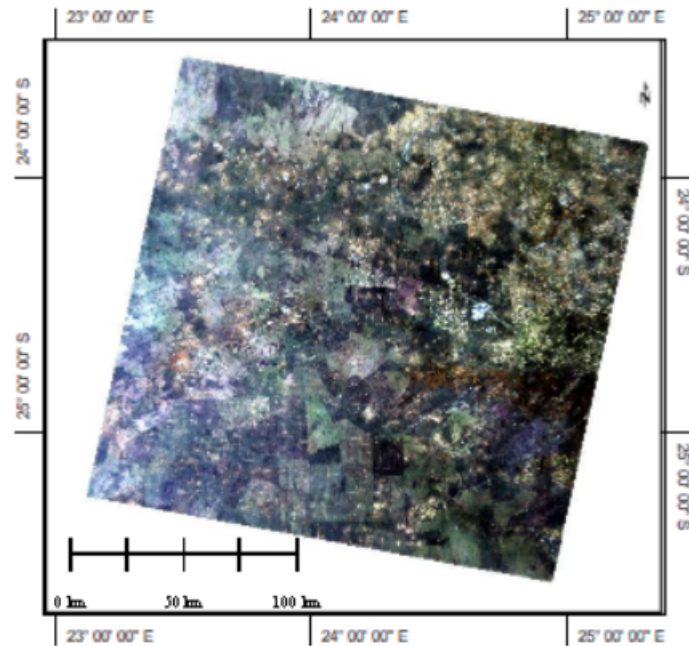


FIG. 2.9 : Correction radiométrique d'une image sat

- Les corrections atmosphériques

Les capteurs du satellite capturent un signal lumineux qui traverse deux fois l'atmosphère terrestre, la première fois lors du trajet soleil - cible et la seconde lors du trajet cible - capteurs. A chacune de ces deux traversées, le rayonnement électromagnétique va subir des transformations dues aux propriétés physico-chimiques des deux composants majeurs de l'atmosphère terrestre que sont les gaz (oxygène, ozone, vapeur d'eau...) et les aérosols (poussières, pollens...) (UNIGE., 2001). Il est alors nécessaire d'y remédier en appliquant une correction atmosphérique à nos images 2.10.

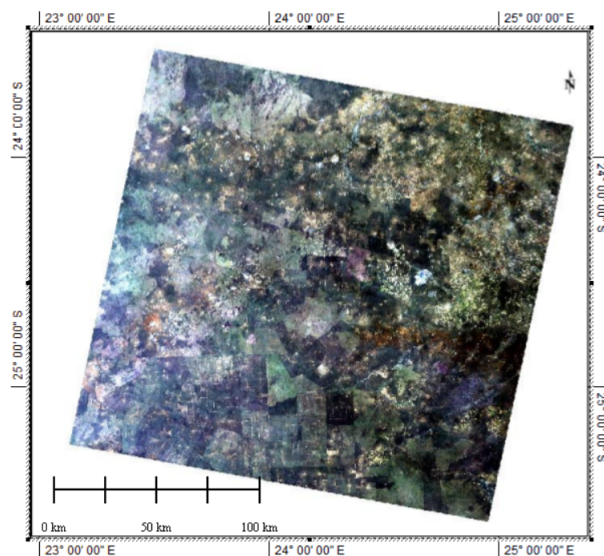


FIG. 2.10 : Correction atmosphérique appliquée à l'image 177077

2.4.2 La réalisation d'une mosaïque (fusion des scènes)

Pour travailler sur une zone couverte par plusieurs images, il est nécessaire de raccorder des photos adjacentes en effectuant une mosaïque 2.11. A l'aide du logiciel ENVI, on peut réaliser des mosaïques ce que ne font pas les logiciels SIG classiques comme IDRISI. Une fois les images prétraitées, elles doivent être alignées pour s'assurer que les zones d'intérêt se chevauchent correctement. ENVI offre des outils d'alignement automatique ou manuel qui permettent de corriger les décalages géométriques entre les images. Ces outils utilisent des points de contrôle ou des algorithmes d'appariement pour ajuster la position et l'orientation des images. Une fois que les images sont alignées et recalées, elles sont fusionnées pour créer une image mosaïque cohérente à partir de laquelle notre zone d'étude sera extraite pour les traitements à venir et finalement l'interprétation [14].

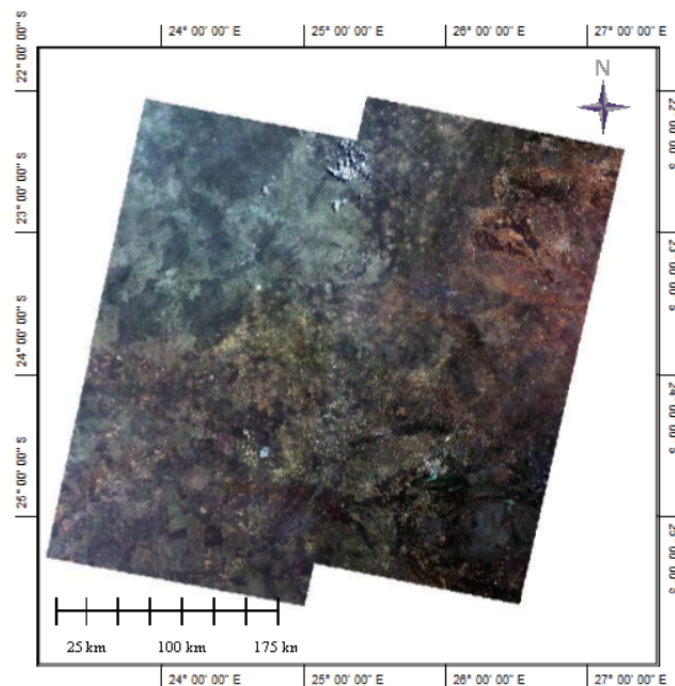


FIG. 2.11 : Image mosaïque

2.4.3 Affichage en vraies et fausses couleurs : composition colorée

Les compositions colorées sur ENVI sont un moyen puissant de représenter et d'analyser les données satellitaires ou aériennes de manière visuellement informative. La réalisation d'une composition colorée consiste à affecter à chacune des trois couleurs primaires (le rouge, le vert et le bleu) trois bandes spectrales d'un capteur satellite. Par synthèse additive, toutes les couleurs peuvent être reconstituées. ENVI propose différentes méthodes de composition qui permettent de créer des images colorées à partir de différentes combinaisons de bandes spectrales. Ces compositions qui sont choisies selon l'objectif de notre étude, offrent une représentation visuelle améliorée des caractéristiques de la surface terrestre facilitant ainsi l'interprétation et l'analyse des données géospatiales.

Pour notre cas d'étude, nous avons décidé de travailler avec la composition colorée réelle ou dite "véritable couleur" qui est particulièrement utile pour l'observation de la surface terrestre dans des applications de cartographie surtout. Celle-ci utilise les bandes spectrales du rouge, du vert et du bleu pour représenter les informations de manière similaire à la vision humaine 2.12. Dans ce cas, la bande rouge est assignée à la composante rouge de l'image, la bande verte à la composante verte et la bande bleue à la composante bleue. Cela permet d'obtenir une image qui ressemble étroitement à la perception humaine des couleurs.

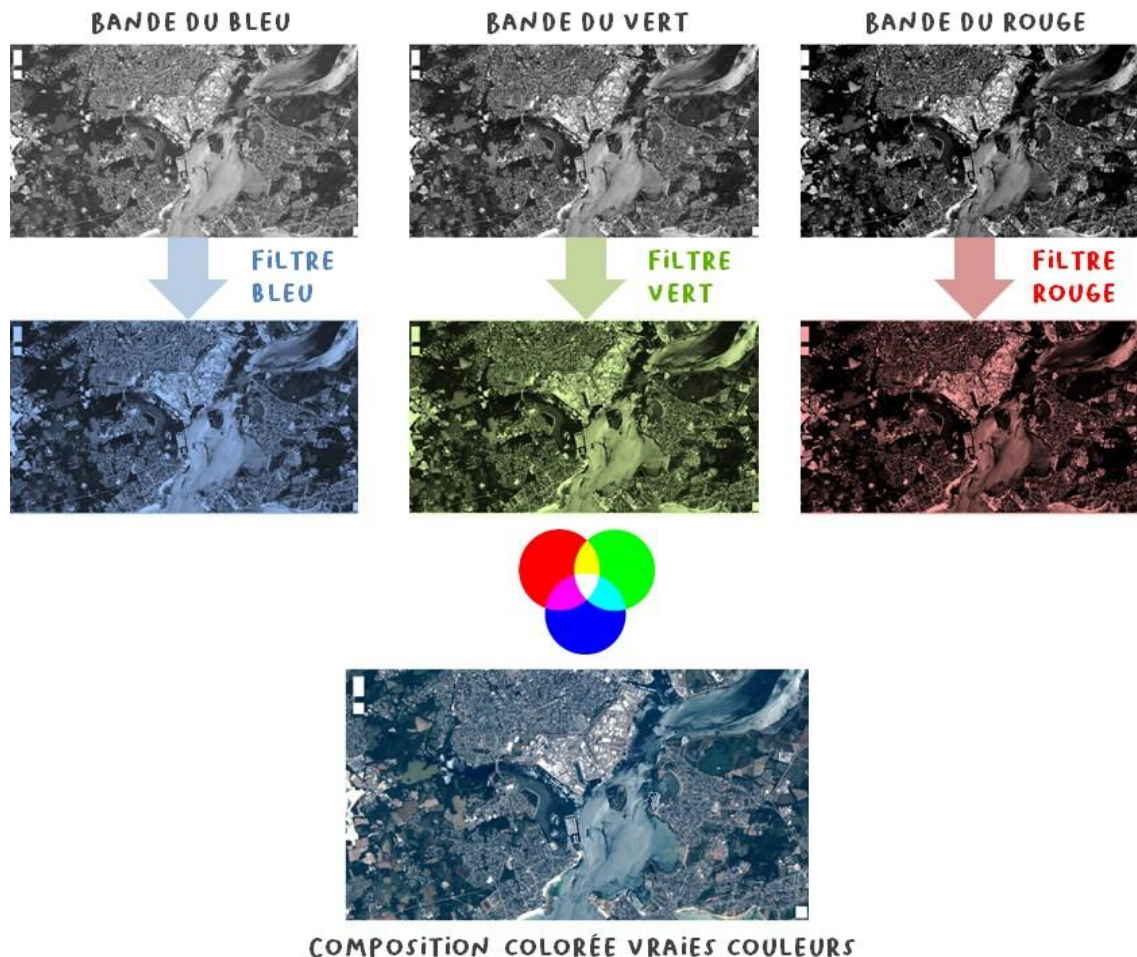


FIG. 2.12 : Composition colorée vraies couleurs

2.4.4 Les bandes ratios

Le rapport de bande est un procédé multispectral qui se base sur la réflectance pour mettre en évidence les différences entre les canaux. Il consiste à calculer le rapport entre les valeurs de deux bandes spectrales spécifiques, ce qui permet de mettre en évidence des caractéristiques et des propriétés spécifiques des matériaux présents dans une scène. Cette étape est cruciale à l'analyse des données satellitaires car elle permet de réduire les effets de la topographie, car les bandes ratios sont conçues pour être sensibles aux variations de terrain, en particulier aux changements d'altitude. Mais aussi, elle permet le rehaussement du contraste de réflectance entre les surfaces minérales ce qui peut faciliter la reconnaissance de différents matériaux en fonction de leurs propriétés réfléchives spé-

cifiques. Le calcul des rapports de bandes a permis de réaliser les compositions suivantes en LANDSAT 8 OLI (6/4 - 5/4 - 4/2) 2.13 et (6/4 - 5/3 - 4/2) 2.14.

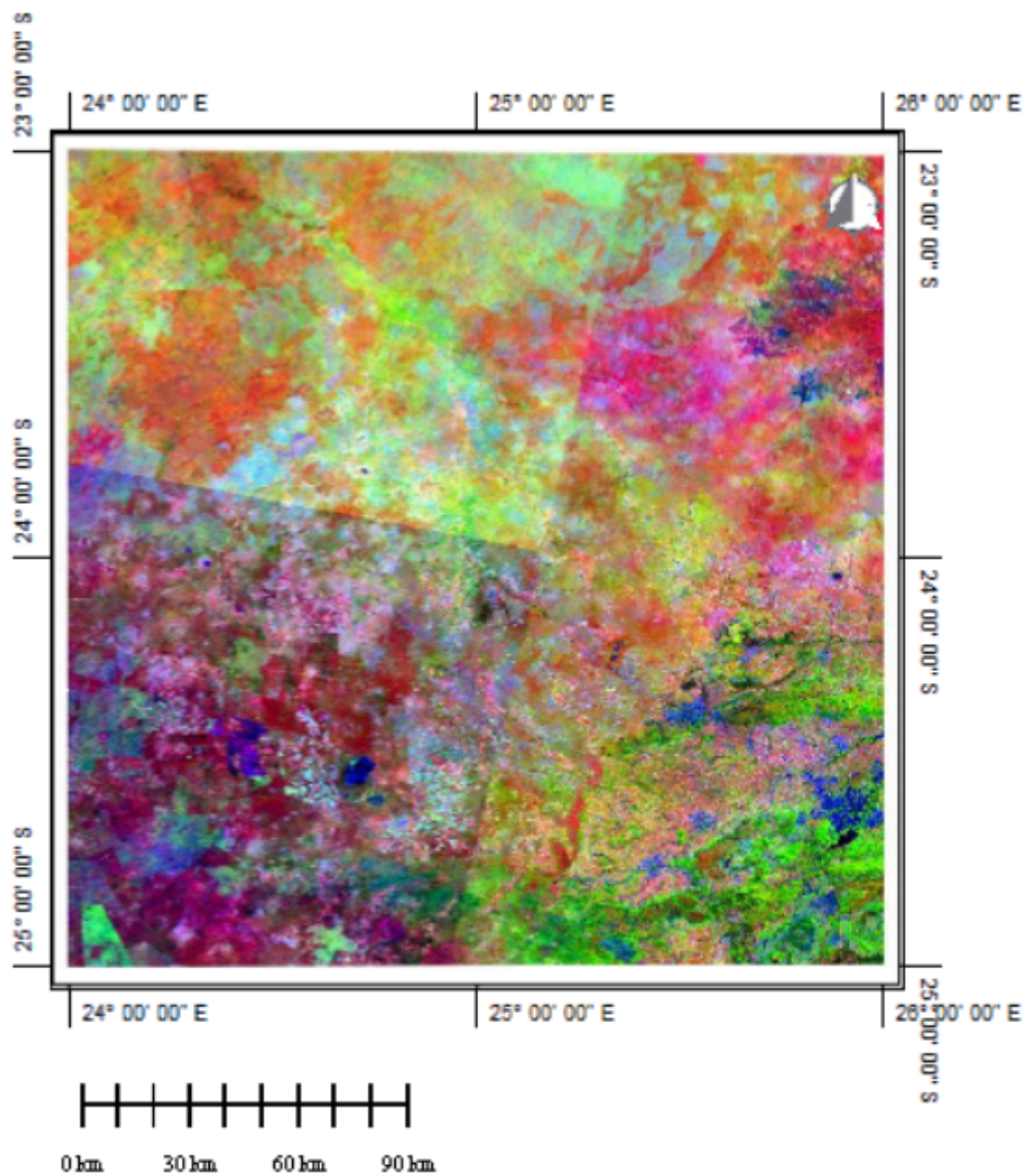


FIG. 2.13 : Bande ratio 6/4 5/3 4/2

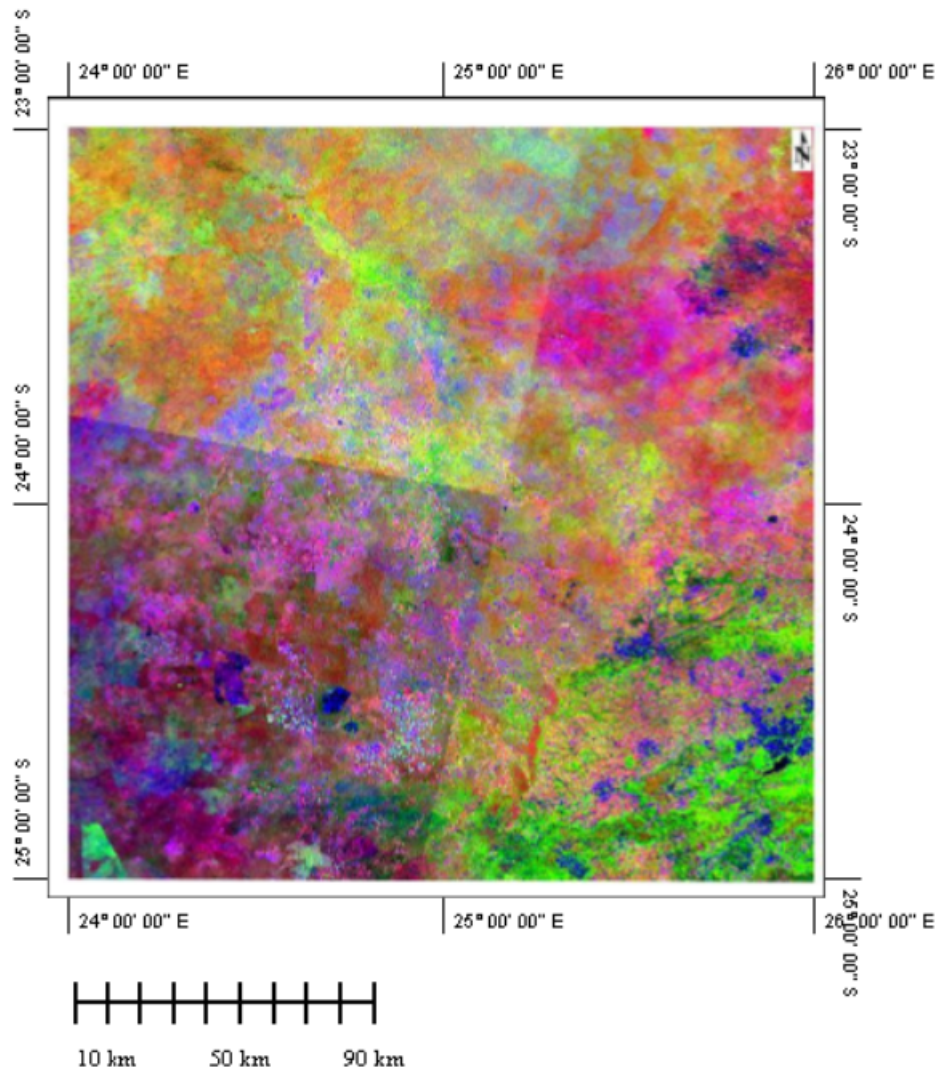


FIG. 2.14 : Bande ratio 6/4 5/2 4/2

2.4.5 Analyses des composantes principales

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) est une technique statistique largement utilisée pour analyser et explorer des ensembles de données. Le but de ce traitement est de réorganiser les données de telle manière qu'elles ne soient plus corrélées (c.-à-d. qu'elles deviennent indépendantes). L'ACP est généralement réalisée après la création des bandes ratio afin d'explorer et d'analyser la variabilité des données satellitaires et d'extraire les principales composantes qui peuvent être utilisées pour des analyses ultérieures, telles que la détection des caractéristiques d'intérêt.

En appliquant cette technique sur nos deux images issues des deux rapports de bandes que nous avons effectués à l'étape précédente, nous obtenons les résultats sur les figures suivantes : 2.15 et 2.16.

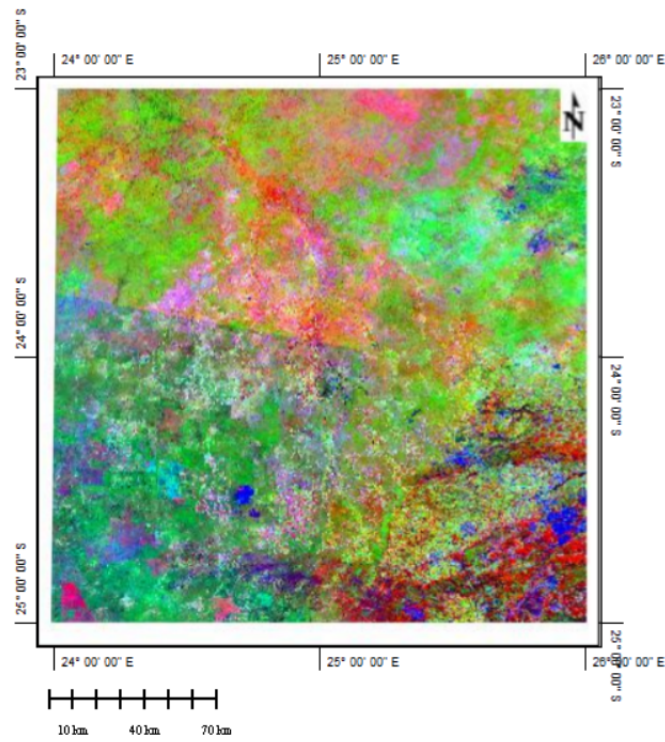


FIG. 2.15 : analyses des composantes principales

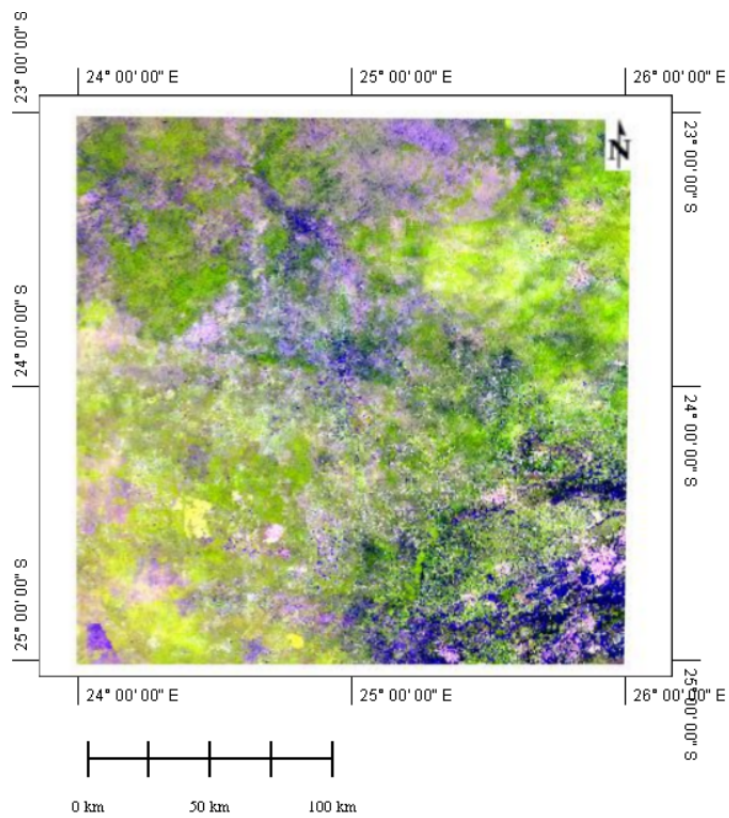


FIG. 2.16 : Résultat d'une analyses des composantes principales

2.4.6 Filtrage sur les images résultantes ACP

Les filtres directionnels sont des techniques utilisées pour extraire des informations directionnelles à partir d'images ou de données multidimensionnelles. L'objectif principal des filtres directionnels est de mettre en évidence les caractéristiques directionnelles présentes dans les données. Ces caractéristiques peuvent être des contours, des lignes, des textures, des motifs géométriques ou d'autres structures qui montrent une tendance directionnelle claire. Les filtres directionnels permettent de révéler ces caractéristiques en accentuant les informations associées à des orientations spécifiques tout en atténuant les autres informations.

Nous avons retenu des fenêtres de convolution de 3x3, 5x5 et 7x7. Le filtrage a été fait dans de nombreuses directions (0° , 30° , 45° , 90° , 135° , 180°) 2.17.

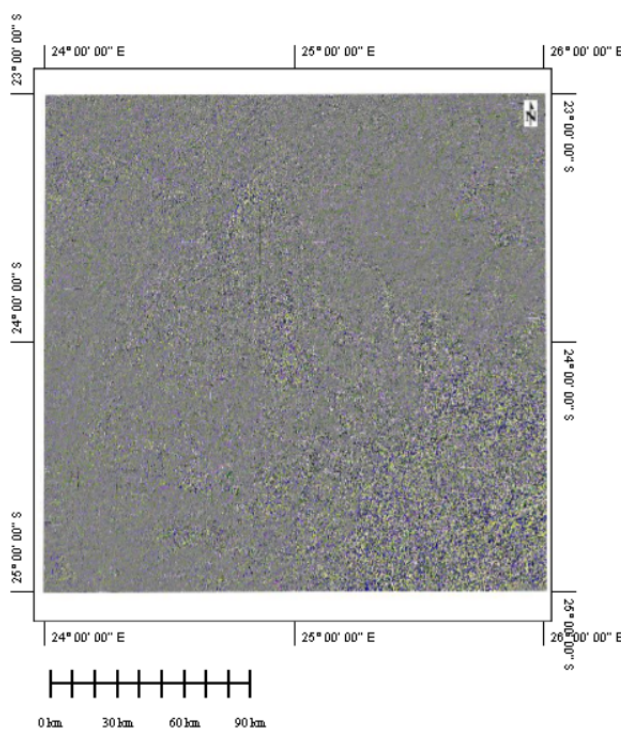


FIG. 2.17 : Filtrage sur les images résultantes ACP

2.5 résultats et discussion

Les traitements d'images obtenus via ENVI ainsi que leur géoréférencement sur Global Mapper nous ont permis d'aboutir à notre carte linéamentaire 2.18. En effet, une fois les filtres directionnels appliqués, nous avons pu exporter nos données vers ArcGIS pour pouvoir tracer directement nos structures linéaires en s'appuyant sur nos diverses images filtrées. La superposition des images filtrées obtenues dans les trois matrices de convolution utilisées (3x3, 5x5, 7x7), nous a permis de réaliser la carte de synthèse des linéaments.

La carte de synthèse des linéaments représente l'ensemble des segments résultants de la superposition de l'information continue dans toutes les images filtrées.

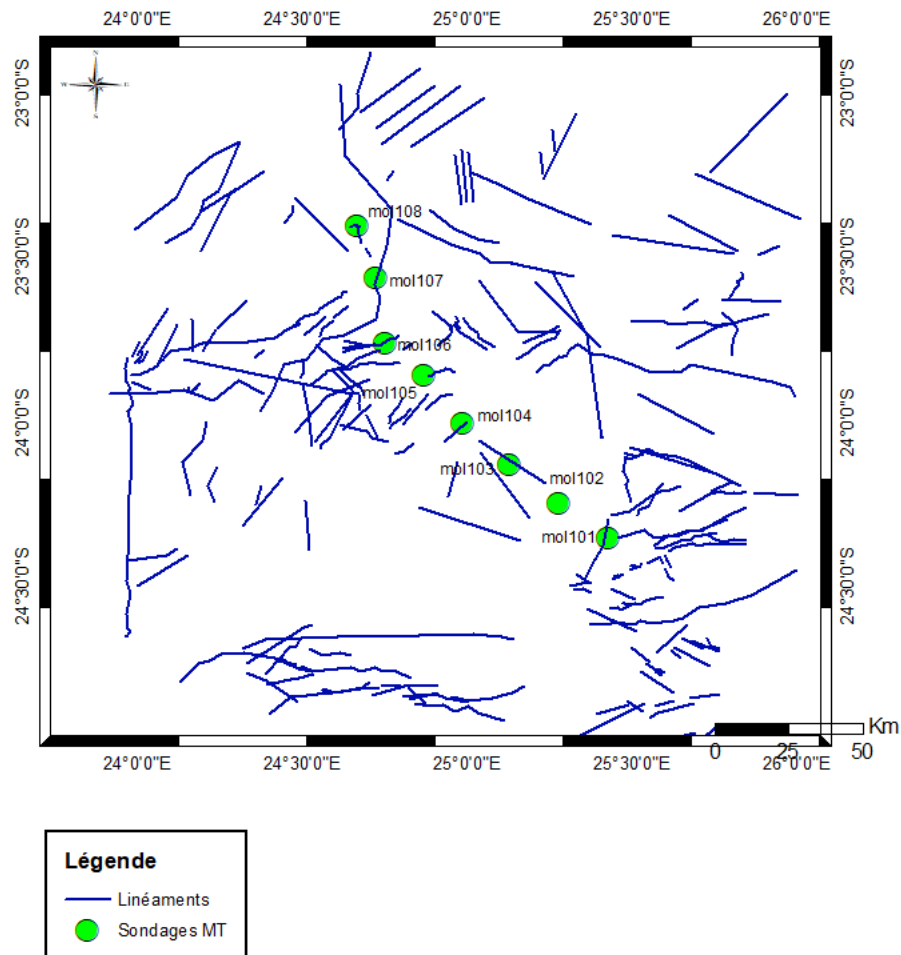


FIG. 2.18 : carte linéamentaire de la zone d'étude

Finalement, les données de notre carte linéamentaire ont été superposées à la carte géologique établie dans le deuxième chapitre, afin de pouvoir enrichir celle-ci en confirmant les structures apparentes et ajoutant de nouvelles données structurales à notre zone d'étude 2.19.

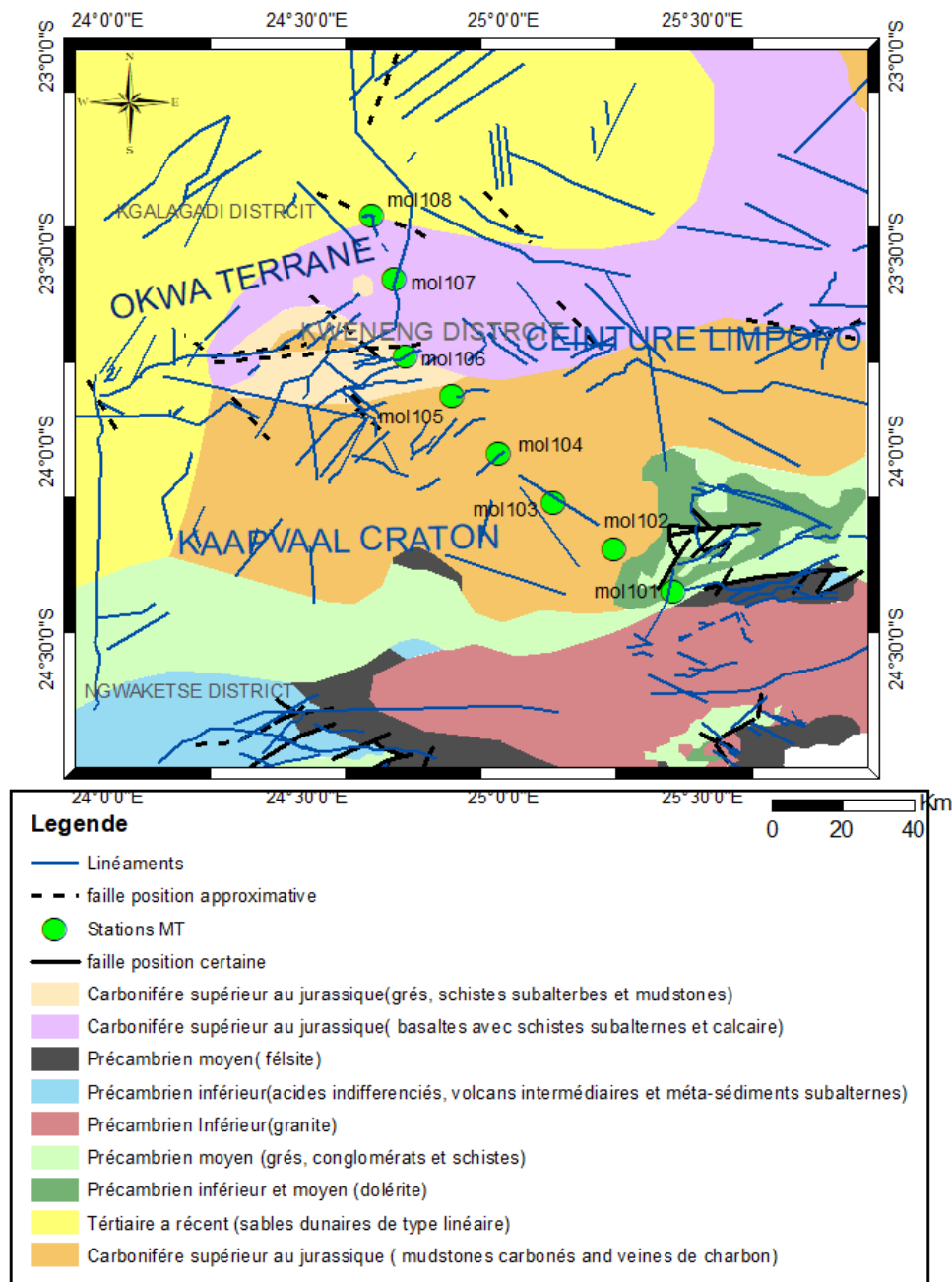


FIG. 2.19 : Superposition de la carte linéamentaire sur la carte géologique de la zone d'étude

2.6 Conclusion

Les traitements appliqués aux images satellitaires acquises à partir du satellite Landsat 8 OLI nous ont permis de faire ressortir les grands linéaments présents dans notre zone d'étude 2.19. Le résultat de notre travail, qui est la carte linéamentaire 2.18, est incontestablement un atout précieux qui nous servira d'appui pour l'étude des grandes directions et l'interprétation des résultats finaux de la modélisation magnétotellurique.

Chapitre 3

La Magnétotellurique comme méthode géophysique d'investigation

La résistivité électrique de la croûte terrestre est une grandeur physique qui varie sur plusieurs ordre de grandeurs, allant de 10^{-5} ohm.m pour les minerais métalliques jusqu'à 10^7 ohm.m pour les gabbros. Cette large gamme de valeurs est un atout pour la caractérisation des structures géologiques [15]. Parmi toutes les méthodes géophysiques de prospection électromagnétique, la magnétotellurique est celle qui permet d'investiguer les zones les plus profondes et de déterminer la structure de conductivité de la terre à des profondeurs allant de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de kilomètres en mesurant les fluctuations des champs électriques naturels, E , et magnétiques, B , dans des directions orthogonales à la surface de la Terre) [16]. La magnétotellurique est une technique liée au sondage géomagnétique en profondeur qui a été développé à la fin du XIXe siècle après que l'existence de champs magnéto variationnels résultant de l'induction ce qui a été démontrée par Schuster (1889) et Lamb [16]. Afin de séparer ces champs magnéto variationnels d'origine interne à la Terre de ceux d'origine externe, aux données de l'observatoire géomagnétique, Ils ont appliqué une technique mathématique inventée par Gauss (1839) ce qui a mené la détection d'une composante interne significative. Dans les années 1950, la magnétotellurique a été initialement reconnue et esquissée par Tikhonov (1950) et Cagniard (1953), ces derniers ont réalisé que si les variations des champs électriques et magnétiques sont mesurées simultanément, des rapports complexes (impédances) peuvent être dérivés qui décrivent la pénétration des champs électromagnétiques dans la Terre tel que leurs profondeur de pénétration dans la Terre dépendent de la période de sondage électromagnétique et de la structure de conductivité de la Terre. C'est la base de la technique MT. En premier, Cagniard à établi les bases théoriques de la méthode pour un sous-sol stratifié horizontalement et une source uniforme et plate. Par la suite en 1960, Cantwell proposé un modèle anisotrope du sous-sol en introduisant la notion du tenseur d'impédance. Ce dernier représente une relation linéaire entre les composantes horizontales des champs électrique et magnétique. Ainsi, chacune des deux composantes horizontales du champ électrique est liée aux deux autres composants horizontales du champ magnétique [17].

La magnétotellurique représente une technique de prospection géophysique qui sert à déduire la distribution spatiale des conductivités ou son inverse, la résistivité dans la croûte et la partie supérieure du manteau à partir d'observations en surface des champs électriques et magnétiques induite par le champ électromagnétique naturel [18] située dans la magnétosphère et l'ionosphère. La gamme de fréquences mesurée en MT peut varier de 10 000 à 0,0001 Hz (ou par périodes de 0,0001 à 10 000 s). cette technique est considérée comme une méthode d'exploration passive qui est distincte des techniques géoélectriques actives, dans lesquelles une source de courant est injectée dans le sol comme source d'énergie pour la conduction. En fait, la conductivité électrique imagé est la peu de choses en commun entre la MT et la géoélectricité.

3.1 Propriétés électriques de la lithosphère

La magnétotellurique est une méthode sensible à la conductivité électrique de la croûte et du manteau supérieur des roches grâce à sa grande profondeur d'investigation, mais, malheureusement elle reste insensible aux deux autres paramètres des roches di-

Chapitre 3. La Magnétotellurique comme méthode géophysique d'investigation

électriques, la permittivité diélectrique et la perméabilité magnétique, supposées constantes pour toutes les roches. Contrairement aux autres techniques électriques ou électromagnétiques qui ne permettent pas d'atteindre des profondeurs importantes et qui sont limitées à l'étude des couches superficielles de la croûte et des bassins sédimentaires en effectuant des mesures in situ à l'aide des observations indirectes depuis la surface par différentes méthodes tel que le forage des trous, la diagraphie ou par des mesures en laboratoire sur des échantillons qui y sont prélevés à cet effet ce qui permettent de valider les modèles électriques du sous-sol déduits des mesures effectuées en surface. Par contre, les mesures magnétotelluriques profondes ne peuvent pas être contraintes par des mesures in situ du fait de l'absence de forages aussi profonds. Par ailleurs, afin d'expliquer les valeurs observées par la magnétotellurique, des mesures en laboratoire sur des échantillons de roches prélevés sur des xénolites ou encore sur des formations remontées en surface sont effectuées sous les conditions thermodynamiques de la croûte ou du manteau supérieur qui sont reproduites. De nombreuses difficultés comme l'effet de décompression subi par la roche lors de sa remontée vers la surface, ou bien celui de la disparition des phases fluides qui ont un rôle principal sur les propriétés électriques des roches ne sont pas prises en compte lors des mesures en laboratoire. La résistivité électrique, contrairement à son inverse la conductivité, est un paramètre physique avec des variations sur une large plage allant de 0,01 $\Omega.m$ à 1 000 000 $\Omega.m$ [19]. Les roches ignées présentent une résistivité plus élevée, Les roches métamorphiques sont d'une résistivité intermédiaire, et les roches sédimentaires sont plus conducteur comme l'indique la figure ci-dessous 3.1. On constate que la résistivité est plus élevée pour les vieilles roches et diminue avec la montée en température [17].

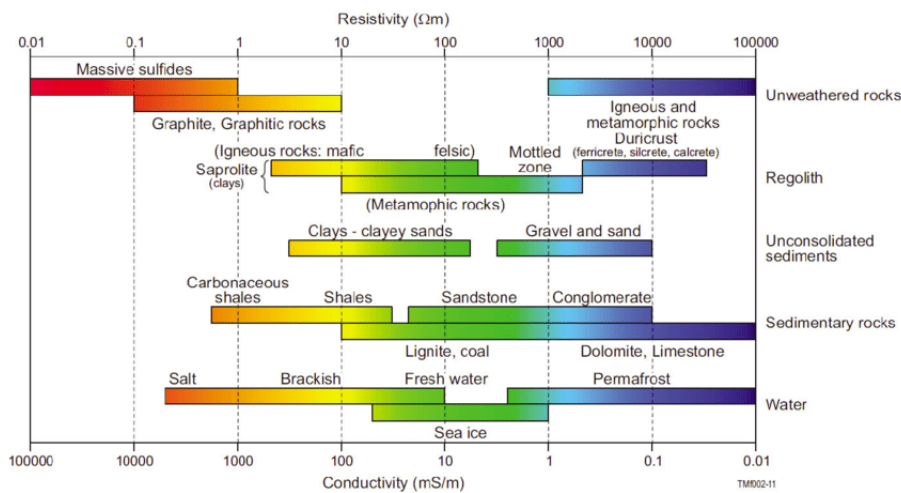


FIG. 3.1 : La conductivité et la résistivité électrique des différentes roches (from Masopust 2010; adapted from Palacky 1987 and Martí 2006). La couleur rouge reflète les matériaux conducteurs, tandis que la couleur bleue indique des matériaux résistants.

3.2 Principes de la méthode MT

Les composantes habituelles mesurées sur un seul site pour cette technique sont les variations temporelles des trois champs magnétiques orthogonaux et deux champs élec-

triques mesurés simultanément à la surface de la terre en levé MT. En magnétotellurique, l'onde incidente est horizontale, et voyage perpendiculairement à la surface, vers l'intérieur de la terre; plus l'onde EM pénètre profondément, plus la période est élevée, plus sont concentrées d'informations caractérisant les matériaux profonds. L'énergie est dissipée en chaleur lorsque l'onde électromagnétique voyage dans un milieu conducteur ce qui provoque l'atténuation de son amplitude. La pénétration d'une onde EM est inversement proportionnelle à sa fréquence ($w=2\pi*f$), à la conductivité électrique du milieu (conductivité = $1/\rho$) et à la perméabilité magnétique (μ). La profondeur à laquelle le champ EM est atténué à 0.37 (1/e) de son amplitude initiale est appelée profondeur de peau (d). La méthode se base sur les rapports entre les champs électrique et magnétique terrestres. Les sources principales de ces champs sont les fluctuations naturelles du champ magnétique terrestre, qui s'étalent sur un large spectre de fréquence. La relation entre les deux composantes d'un champ électromagnétique est appelée l'impédance électrique. Cette dernière est un nombre complexe car les champs E et H sont déphasés. Par conséquent, l'impédance magnétotellurique se compose d'une amplitude (la résistivité apparente) et d'une phase (phase apparente). Le champ magnétique naturel pénètre le sol de la Terre et sa variation temporelle va induire un courant électrique dans les roches terrestres naturellement conductrices, appelé courant tellurique. Ce dernier va à son tour engendrer un autre champ magnétique, appelé champ magnétique secondaire. C'est pourquoi, il est nécessaire que le champ incident varie assez aux fréquences qui nous intéressent qui sont de l'ordre de 10 secondes. En bref, le principe de la méthode est simple, il consiste à enregistrer dans un premier temps la variation temporelle des champs géoélectromagnétiques. Cet enregistrement est ensuite converti, par transformée de Fourier, en un champ dépendant de la fréquence. Les relations entre la phase et l'amplitude des champs électrique et magnétique à une fréquence déterminée donnent alors des informations sur la distribution de la conductivité du sous-sol par l'intermédiaire d'une impédance de surface [1].

3.3 Les tenseurs d'impédances

Dans le cas d'un sous-sol bidimensionnel, les propriétés électriques varient dans les directions y et z, Cantwell (1960) a généralisé le concept d'impédance scalaire de Cagniard à un tenseur d'impédance (Z), qui relie les vecteurs E et H par :

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (3.1)$$

Dans le cas d'une structure de résistivité bidimensionnelle, les composantes diagonales sont d'un signe opposé ($Z_{xx} = -Z_{yy}$). Dans ce cas, le tenseur d'impédance peut être séparé en deux composantes, le mode transverse électrique (TE) et le mode transverse magnétique (TM), la rotation de Z vers le Strike géoélectrique donnera des valeurs nulles pour Z_{xx} et Z_{yy} , avec les modes TE et TM qui sont le champ électrique et le champ magnétique respectivement parallèles à la direction structurale.

Dans le cas où l'on a un sous-sol tridimensionnel, il n'existe aucun angle de rotation qui permet d'annuler les éléments diagonaux. Lorsque la conductivité change dans toutes les directions, le sous-sol 3D nécessite la détermination de quatre éléments du tenseur

d'impédance complète.

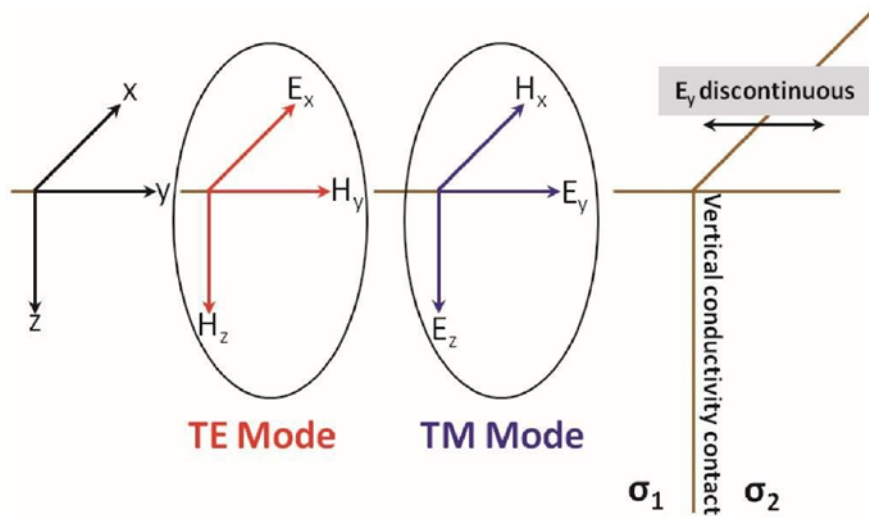


FIG. 3.2 : Description graphique d'un modèle 2D simple composé d'un modèle à 2 quarts d'espace, avec des conductivités différentes

En raison de la conservation du courant à travers la discontinuité verticale, la composante y du champ électrique E_y est discontinue à travers le contact. Dans cette structure 2D idéale, les champs EM peuvent être découplés en deux modes, les modes TE et TM 3.2.

Les champs électriques et magnétiques sont atténués avec Z , une mesure de cette atténuation est la profondeur d'investigation (DOI) des données MT et est généralement mesurée par la profondeur de peau, qui dépend de la résistivité du sous-sol sus-jacent (en $\Omega \text{ m}$) et de la période T (en secondes) du champ électromagnétique (Kaufman and Keller, 1981; Simpson and Bahr, 2005) :

$$\delta = 503\sqrt{T\rho_a} \quad (3.2)$$

Les fonctions de transfert magnétique verticales (VTF), également connues sous le nom de tipper. Ils sont un vecteur complexe qui établit une connexion entre les champs magnétiques horizontaux (H_x et H_y) et les champ magnétique verticaux (H_z) dans un domaine fréquentiel par :

$$H_z = A.H_x + B.H_y \quad (3.3)$$

A et B sont complexes tels que :

$$A = A_r + iA_i \quad (3.4)$$

$$B = B_r + iB_i \quad (3.5)$$

avec, $A_r = \text{Re}(A)$, $A_i = \text{Im}(A)$, $B_r = \text{Re}(B)$ et $B_i = \text{Im}(B)$.

Le vecteur T est appelé Tipper et peut être illustré par :

$$T = (A, B)^T \quad (3.6)$$

Tandis que l'exposant T indique la transposition. Le tipper est représentatif de la densité de courant se déplaçant dans la structure 2D ou 3D. Il peut être également défini par son module (Vozoff, 1972).

$$|T| = (|A|^2 + |B|^2)^{\frac{1}{2}} = (A_r^2 + A_i^2 + B_r^2 + B_i^2)^{\frac{1}{2}} \quad (3.7)$$

et sa phase :

$$\psi = \arctg \left(\sqrt{\frac{A_i^2 + B_i^2}{A_r^2 + B_r^2}} \right) \quad (3.8)$$

Les vecteurs d'inductions réel et imaginaire sont définis par :

$$P_r = (A_r, B_r)^T \quad (3.9)$$

$$P_i = (A_i, B_i)^T \quad (3.10)$$

3.4 Types de la méthode MT

Différentes appellations de la technique sont utilisées selon la tranche de fréquence appliquée lors de l'investigation et donc la profondeur visée par l'étude. Leur configurations sont essentiellement identiques ; la différence réside principalement dans les tranches de fréquences capturées. Nous citons l'audio MT (AMT), MT à large bande (BBMT) et la MT à longue période (LMT).

- La méthode audio magnétique (AMT) : c'est une méthode qui permet de mesurer les variations naturelles du champs électromagnétique produits par les orages de la zone équatoriale ce qui permet dans certaines conditions d'obtenir les résistivités apparentes des terrains sous-jacents jusqu'à des profondeurs de l'ordre du 4 à 5 km kilomètre avec un espacement des stations entre 50 à 500 m. (Etude par la méthode audio-magnétotellurique de la basse vallée du Rhône, Pierre Gex, février 1990).
- La magnétotellurique à large bande (BBMT) : c'est une méthode qui permet de mesurer les variations naturelles du champ électromagnétique pour des fréquences comprises entre 0,001 et 300 HZ. Elle utilise des sensors AC-couplés qui éliminent les portions de très longues périodes de notre signal de façon à amplifier les parties plus petites qui nous intéressent (0,1-10,000s).
- La magnétotellurique à longue période (LMT) : cette technique est utilisée pour les investigations ou la période du champ électromagnétique varie entre 1 et 100000 s, la profondeur d'investigation peut donc atteindre plusieurs centaines de kilomètres.

3.5 Sources du signal MT

La magnétotellurique est une méthode électromagnétique avec source naturelle, c'est-à-dire qu'elle utilise les champs électromagnétique naturels présents à l'échelle du globe,

Chapitre 3. La Magnétotellurique comme méthode géophysique d'investigation

d'origine solaire et atmosphérique, elles proviennent de l'extérieur de la terre dans et au-dessus des couches supérieures de l'atmosphère [20]. Un spectre étendu de fréquences (ou périodes, $T = 1/f$) est disponible. L'origine des champs de fréquences comprises entre 1 et 0.0001 Hz (périodes de 1 seconde à plusieurs heures) est magnétosphérique, liée aux interactions compliquées entre la radiation solaire et le champ magnétique terrestre, ainsi qu'aux mouvements relatifs de la terre, du soleil et de la lune. Ces interactions génèrent un système de courant dans la magnétosphère et l'ionosphère et sont observées à la surface de la Terre sous forme de variations diurnes du champ magnétique terrestre 3.3.

Un autre mécanisme contrôle l'autre moitié du spectre électromagnétique de 1 Hz à 10 000 Hz. Ces hautes fréquences proviennent des oscillations naturelles dans la cavité terre-ionosphère (résonances de Shumman) et des radiations électromagnétiques conséquentes aux orages qui se retrouvent surtout dans les régions tropicales. Cette tranche des hautes fréquences est principalement générée par les orages tropicaux qui frappent en permanence sous l'équateur formant une ceinture avec 3 centres d'activités principaux situés au Brésil, en Afrique Centrale et en Malaisie. Cette distribution géographique est telle qu'à n'importe quelle heure du jour il y a probablement un orage. L'énergie créée par ces orages se propage à la surface de la Terre (onde entre la surface et l'ionosphère), une partie de cette énergie pénètre la surface assurant ainsi l'apport nécessaire à l'induction du courant tellurique (JEAN M. LEGAULT ROBERT BAZIL., Décembre 1986). La MT utilise toutes ces fréquences; lorsqu'il est question spécifiquement des fréquences de la gamme audio (>1 Hz), nous parlons de l'audio-magnétotellurique ou AMT [21].

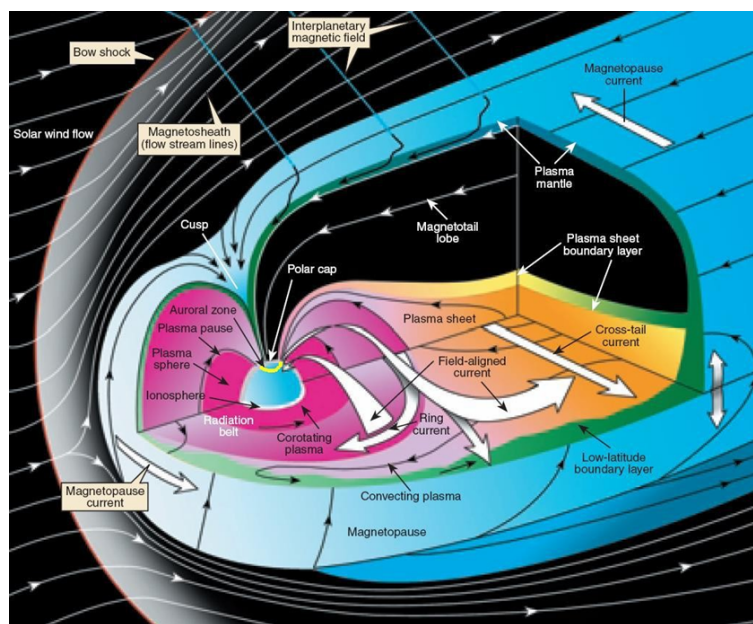


FIG. 3.3 : Magnétosphère terrestre (d'après le rapport "ENA measures of the ring current").

3.6 Application de la méthode MT

En raison de l'importance de la profondeur d'investigation des zones, la magnétotellurique est considéré comme une méthode géophysique très intéressante comparé à d'autres

Chapitre 3. La Magnétotellurique comme méthode géophysique d'investigation

techniques qui fournissent des informations généralement peu profondes à travers les différents méthodes de géophysique ou par forage, par conséquent elle est indispensable dans divers domaines : Dans les applications géologiques pour l'imagerie de la distribution de la conductivité électrique des roches souterraines et ceci à plusieurs niveaux partant de la croûte terrestre jusqu'à la lithosphère. Dans le domaine marin et terrestre, elle est utilisée comme une méthode d'imagerie géo-électrique à des fins de recherche d'hydrocarbures, de minerais, de fluides dans la croûte terrestre, de zones conductrices liées à un potentiel géothermique ou volcanique, d'interface tectonique dans des études de géologie structurales, l'exploitation minière et en industrie pétrolière [15]. Un exemple récent d'application de la MT a été réalisé pour clarifier l'implication géodynamique d'un des Régions. La région de Gour Oumelalen (GO) est située dans la partie nord-est de l'Egéré-Aleksod terrane faisant partie des 25 terranes formant le bouclier touareg 3.4.

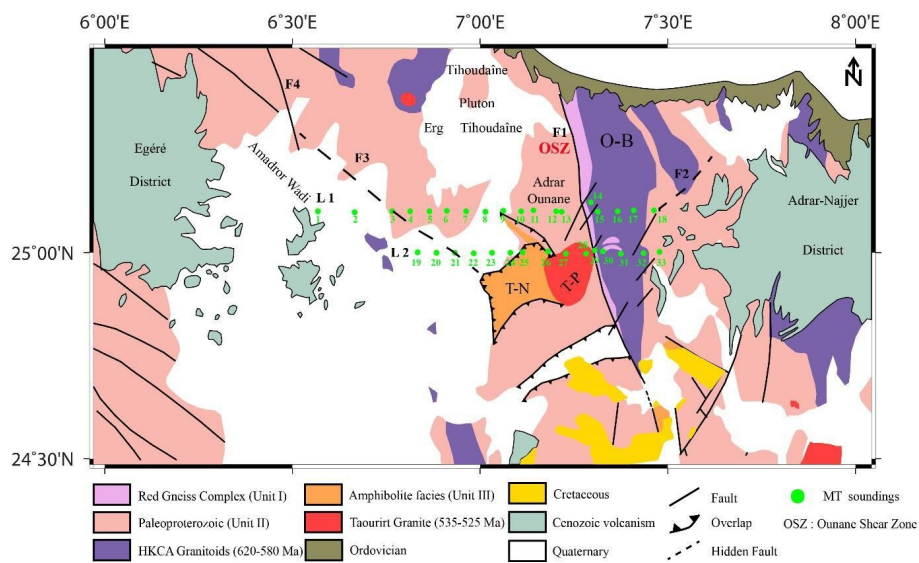


FIG. 3.4 : Carte géologique de la région de Gour Oumelalen (Boukhalfa.Z.,22 Août 2020).

Il représente une région clé de ce mosaïque et correspond à la limite orientale du micro continent archéen-paléoproterozoïque LATEA (Hoggar Central). A cet effet, deux profils magnétotelluriques (MT) composé de 33 observations à large bande ont été déployés, et les a combinées avec des données aéromagnétiques, visant pour définir la structure crustale en détail. Les résultats des profils d'environ 100 km de long montrent la complexité de la structure sous-jacente de notre zone d'étude. L'inversion 3D des données du profil magnétotellurique confirment les principales failles précambriennes, dont certaines sont couvertes par les sédiments quaternaires, et n'ont donc pas été déchiffrés jusqu'à présent [22].

A partir des résultats obtenus sur les données du site de Gour Oumelalen (GO), on a pu mettre en évidence la structure sous-jacente de cette dernière par l'imagerie en profondeur de la conductivité électrique obtenue à l'aide de la magnétotellurique.

La présente étude fournit non seulement des informations sur les structures profondes de la région GO, mais permet également de mieux comprendre l'évolution géodynamique de cette région.

La partie centrale du Hoggar présente des caractéristiques électriques complexes liées

à une longue période de l'évolution géodynamique avec plusieurs événements d'accrétion et de collision au cours du Néoprotérozoïque (Caby, 2003 ; Liégeois, 2019), tectonique extensive au Mésozoïque (Dautria et Lesquer, 1989), et enfin le volcanisme cénozoïque.

Sur la base de la bonne qualité des données magnétotelluriques, deux sections efficaces de résistivité ont été robustement inversé à partir des données MT en utilisant un code d'inversion 3-D. La structure électrique de la croûte montre une excellente corrélation avec la géologie de surface cartographiée et l'intensité magnétique totale. Tous les bassins sont imagés par de faibles valeurs de résistivité à faible profondeur. Les principales failles précambriennes et les zones de cisaillement ont été bien caractérisées par une faible résistivité subverticale des zones dont certaines sont recouvertes de sédiments quaternaires et n'ont donc pas été décryptées avant. Fait important, le modèle de résistivité est caractérisé par une croûte supérieure résistive et est reposant sur une croûte inférieure très conductrice.

Les résultats sont en accord avec la gravimétrie et les études pétrologiques de Dautria et Lesquer (1989).

3.7 Limitations de la méthode MT

L'un des problèmes majeurs de cette technique consiste à la déformation du signal de sortie par rapport au signal d'entrée, phénomène connu par la distorsion et qui a commencé à être étudié à partir des années 1970. Ce qui a conduit Berdichevsky et Dmitriev (1976) à proposer une solution pour limiter les conséquences de ce phénomène en subdivisant les champs EM en deux classes selon leur origine, la distorsion inductive et la distorsion galvanique 3.5.

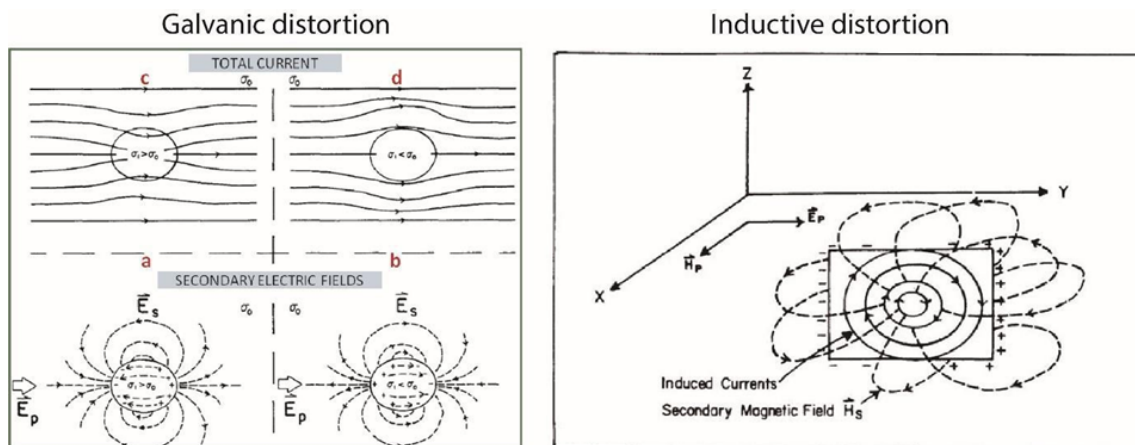


FIG. 3.5 : Distorsion galvanique : Charges aux limites de la surface des structures conductrices (a) et structure résistive (b) produisant des champs électriques secondaires E_s . Le champ primaire (ou régional) E_p et les champs secondaires E_s s'additionnent vectoriellement pour produire un champ électrique total E résultant en une canalisation du courant (c) et une déviation du courant (d) ; Distorsion inductive : Courants vortex induits produisant un champ magnétique secondaire H_s . (Tiré de Jiracek, 1990).

Les principales causes de la distorsion inductive ou l'effet inductif reviennent à l'excès de courants induits par le champ magnétique régional, ce courant produit donc un champs

Chapitre 3. La Magnétotellurique comme méthode géophysique d'investigation

magnétique secondaire qui est ajouté au domaine régional. Cet effet devient négligeable pour les hétérogénéités avec petites dimensions ou basses fréquences. d'autre part, L'effet galvanique résulte du fait que la région du champ électrique (E) produit une charge électrique sur une surface séparant deux structures de conductivités électriques. Cette charge donne naissance à un champ électrique secondaire E_s qui est superposé au champ régional E_p et est indépendant de la fréquence. Par conséquent, le champ EM mesuré (E et H) affecté par la distorsion galvanique sera égal à la superposition des champs EM régionaux (E_r et H_r) et secondaires (E_s et H_s).

Une autre limitation de cette méthode peut être citée qui s'agit de la détermination de la direction géologique ou ce que nous appelons l'angle de frappe (Strike). Dans le cas d'une structure géologique 2-D, il est nécessaire de déterminer la direction géologique, appelée également direction du strike. Il est possible de le faire théoriquement en pivotant mathématiquement les axes de mesure à une direction parallèle et perpendiculaire par rapport à la frappe, ce qui implique d'avoir une nouvelle forme 2-D pour le tenseur d'impédance. Cet angle, déduit des observations MT, peut être validé par les observations géologiques ou toute autre contrainte géophysique. Classiquement, cet angle est donné par une expression mathématique obtenue en minimisant les éléments diagonaux (théoriquement nuls pour une structure 2-D), ou en maximisant les éléments hors diagonale éléments (Swift, 1976). Malgré cela, cette expression simple est affectée par l'effet de distorsion et bruits, donnant des résultats souvent inutilisables [22].

Chapitre 4

Acquisition, Traitement, Analyse des données MT

4.1 Campagne de terrain et acquisition des données MT

Les données magnétotelluriques employées dans la présente étude ont été collectées lors de la campagne de terrain réalisée à partir de l'année 2005 (Tableau 5.1). Un total de huit (08) sondages (mol 101 à mol 108) réalisés selon un profil orienté NW/SE d'une centaine de km de long, situé juste au sud du parallèle 23° N jusqu'à 24° S avec une distance entre les sondages de l'ordre de 20 km reffig : Situation des sondages magnétotellurique à Botswana 2005-2006 .

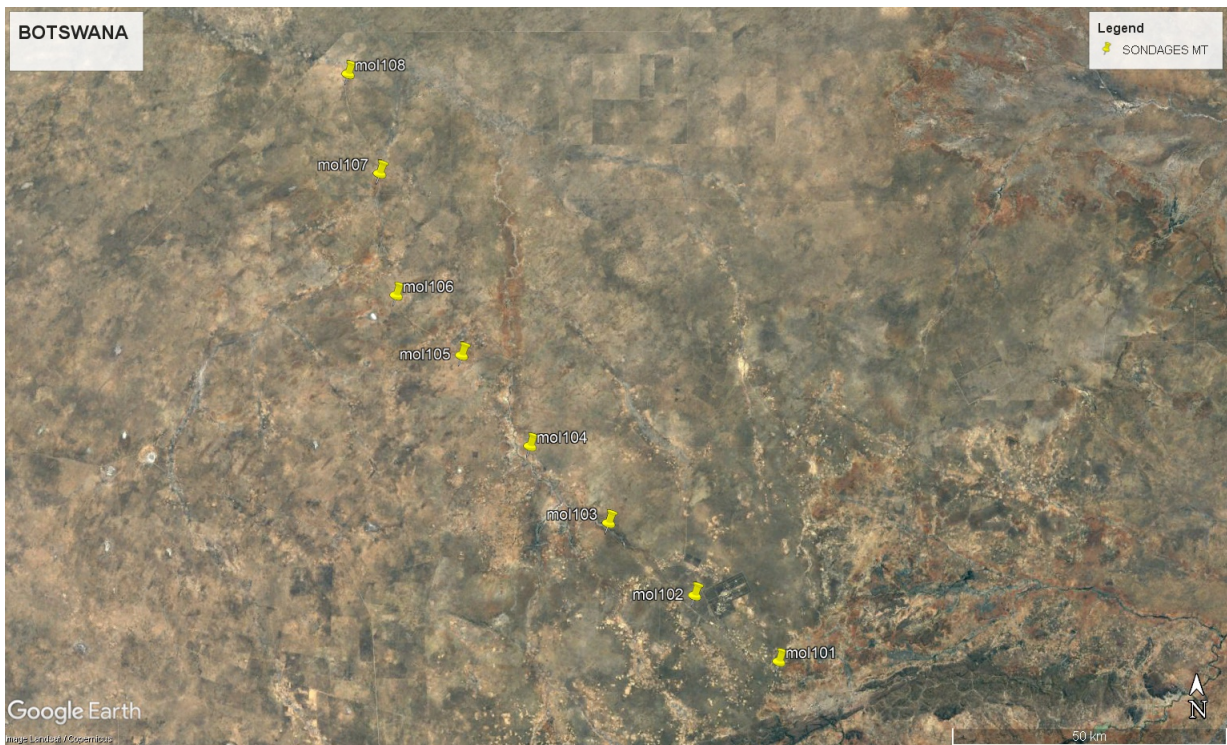


FIG. 4.1 : Situation des sondages magnétotellurique à Botswana 2005-2006

L'investigation magnétotellurique qui a fait l'objet de notre étude a été effectuée entre le mois d'Août 2005 et Août 2006 dans le cadre du projet SAMTEX mené par une équipe de chercheurs avec la contributions de gouvernements, d'institutions académiques et plusieurs industries des quatre coins du monde, pour l'acquisition de données de la partie sud du continent africain qui était jusque-là très peu connue 4.2 .

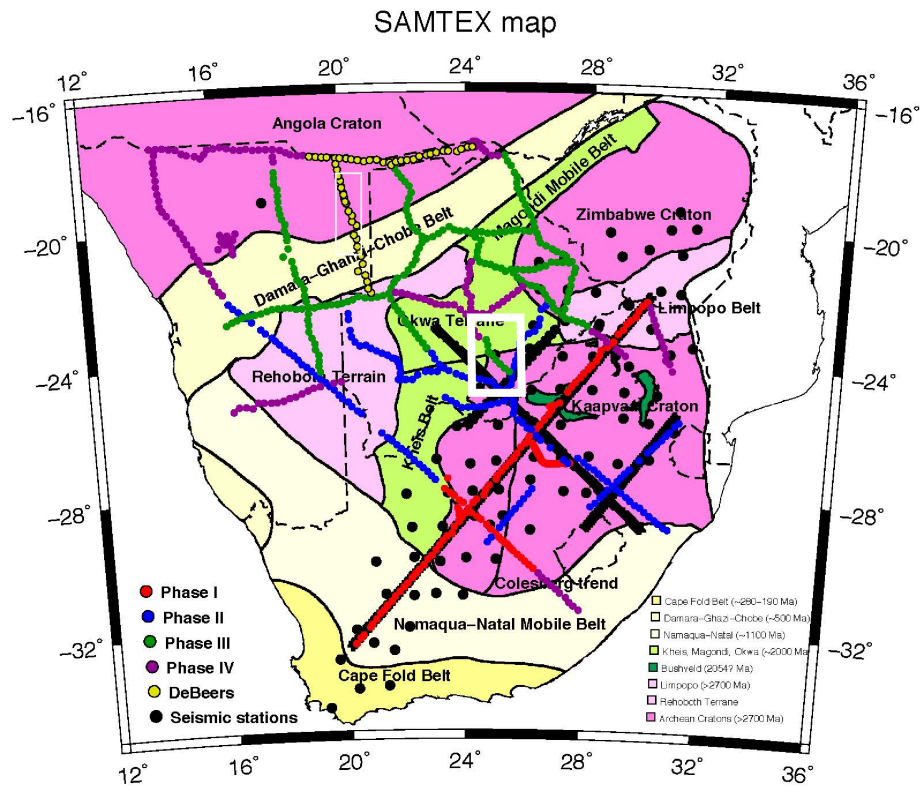


FIG. 4.2 : Plan des stations SAMTEX

Le matériel nécessaire pour effectuer des mesures magnétotelluriques est relativement simple. Bien que la compréhension de son interaction avec les variations du champ magnétique terrestre ne soit pas forcément évidente. L'acquisition des données a été réalisée à l'aide des instruments Phoenix V5 System 2000™ qui représentent le leader mondial du système électromagnétique 4-D pour la géophysique appliquée reffig :Matériels Phoenix V5 System 2000 . La famille de produits comprend une variété d'instruments multicanaux robustes et légers et d'une suite d'applications logicielles pour le traitement, l'édition, et visualiser les données.



FIG. 4.3 : Matériels Phoenix V5 System 2000

Le système a été introduit à la fin des années 1990 pour la technique magnétotellurique (MT) ; ses capacités ont depuis été élargies pour inclure l'Audio Magnétotellurique

(AMT) et les techniques de Polarisation Induite. Les instruments peuvent acquérir deux canaux de données telluriques des électrodes creuses poreuses, et/ou deux ou trois canaux de données magnétiques de capteurs à bobine ou un capteur à boucle de fil. Les instruments synchronisent sur le temps universel via des signaux des satellites du système de positionnement global (GPS). Une unité MT à cinq composants, se compose généralement de cinq électrodes non polarisées, dont quatre mesurent deux composants de champ électrique perpendiculaires dans les directions horizontales, c'est-à-dire avec les directions N-S et E-W, tandis que la cinquième électrode sert à mettre à la terre l'enregistreur de données MTU au centre munis de trois bobines d'induction qui ont été utilisées pour mesurer le champ magnétique, dont deux ont mesuré les composantes orthogonales horizontales et le reste a mesuré la composante verticale (H_z). Les bobines d'induction mesurent les composantes horizontales et verticales du champ magnétique à la surface de la Terre reffig :Diagramme schématique montrant la configuration sur le terrain pour l'acquisition de données MT(Aklilu Abossie.,et al.,Février 2023)..

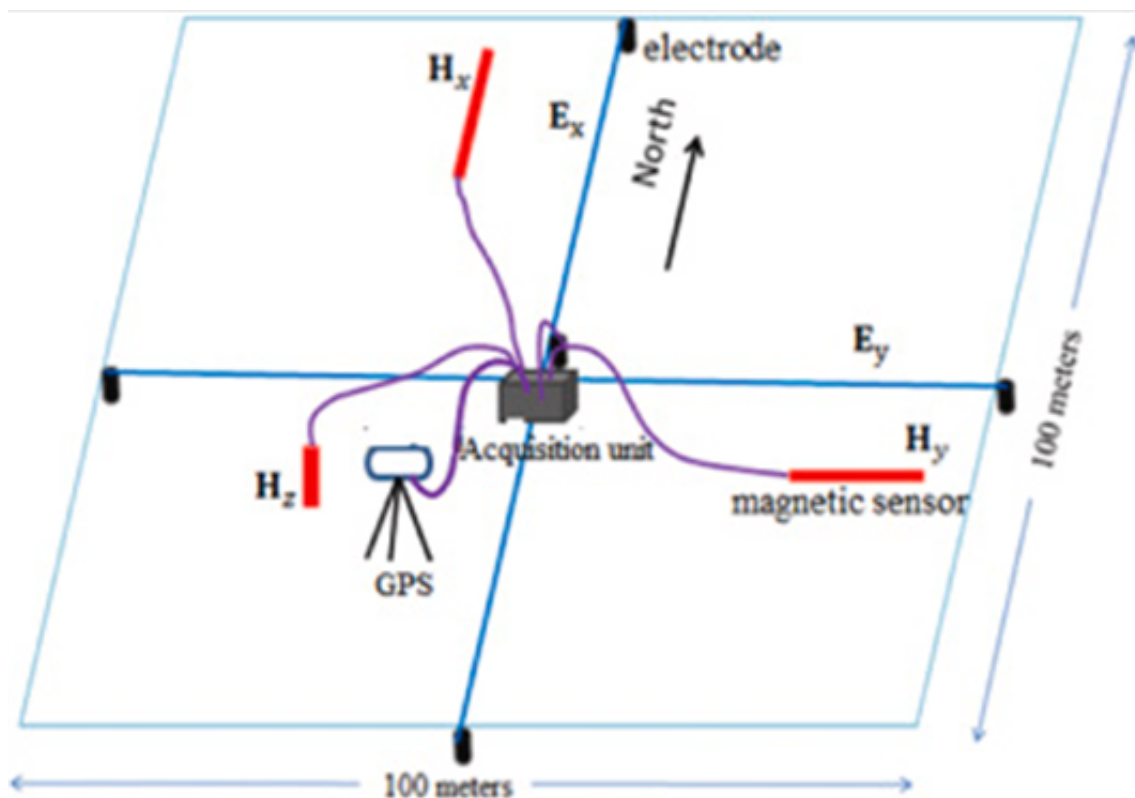


FIG. 4.4 : Diagramme schématique montrant la configuration sur le terrain pour l'acquisition de données MT(Aklilu Abossie.,et al.,Février 2023).

Afin de minimiser le bruit et l'effet des variations quotidiennes de température, les deux bobines magnétiques ont été enterrées.

Le champ magnétique dans la direction verticale, H_z , a été mesuré en enfouissant la bobine d'induction autant que possible verticalement, à 90° dans le sol.

Sondage	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Date d'acquisition
Mol101	-24.3536110	25.4263897	1243	10/11/2005
Mol102	-24.2472229	25.2769451	1193	11/11/2005
Mol103	-24.1305561	25.1250000	1142	10/11/2005
Mol104	-24.0066662	24.9863892	1068	11/11/2005
Mol105	-23.8605556	24.8663883	1085	11/11/2006
Mol106	-23.7633343	24.7508335	1071	15/08/2006
Mol107	-23.5666676	24.7219448	1045	15/08/2006
Mol108	-23.4055557	24.6666660	1022	15/08/2006

TAB. 4.1 : Coordonnées des sondages magnétotelluriques dans le système UTM

4.2 Traitement des données MT

Lors d'une enquête MT, une série chronologique numérique est collectée et totaliser facilement en gigaoctets, contrairement aux données qui se composent généralement de quelques centaines de nombres par site qui représentent les fonctions de transfert dépendantes de la fréquence et qui seront finalement interprétées avec des schémas de modélisation numérique. Cette réduction est appelée « traitement des données ». Une série temporelle peut posséder certaines informations sur de nombreuses périodes ce qui implique à avoir de nombreuses profondeurs de pénétration. La première étape du traitement des données consiste à une transformation de Fourier du domaine temporel au domaine fréquentiel donc les paramètres du site vont subir une modification pour refléter les lectures mesurées sur le terrain, par la suite les transformées pour générer des coefficients de Fourier. La réduction des données est ensuite obtenue en empilant les données tombant dans des bandes spectrales particulières dans le domaine fréquentiel : les fréquences voisines du même segment (fenêtre) d'une série temporelle et les fréquences similaires des fenêtres séquentielles de séries temporelles peuvent être empilées. [23].

Les données MT utilisées dans notre cas d'étude sont des données déjà traitées, et afin d'apprendre la façon à le faire, on a pris un exemple d'application des données obtenues d'un autre site situé dans le sud de l'Algérie plus exactement à Gour Oumelalen située dans la partie nord-est de l'Egéré-Aleksod terrane faisant partie des 25 terranes formant le bouclier touareg 4.5.

Table Names:	1283326B.TBL
Client:	CRAAG
Survey:	Hoggar
Permitter:	
Layout By:	
Site Name:	Gour01
Latitude:	25:06.021,N
Longitude:	006:51.937,E
Elevation (m):	1074
North Reference:	3 - Magnetic North
Declination:	0
Ex Azimuth:	0
Ex [N-S] (m):	100
Ey [E-W] (m):	100
Hx Azimuth:	0
Hx Serial #:	AMTC1033
Hy Serial #:	AMTC1034
Hx Serial #:	AMTC1035
Ex kOhms:	0.1
Ex AC mV:	19.47117
Ex DC mV:	0.01504
Ey kOhms:	0.1
Ey AC mV:	18.34914
Ey DC mV:	-0.03483
Instrument File Name:	1283326B

Do not correct layout errors using this Editor! Instead, type the information as written on the Layout Sheet, click Save All, and then choose Layout Errors from the Edit menu.

Toggle Fields
Save All
Close

FIG. 4.5 : Fichier de paramètres de champ

Le traitement de ces dernières est effectué par le SSMT 2000 4.6. C'est un programme qui prend en entrée des fichiers de séries temporelles brutes, des fichiers d'étalonnage et des fichiers de paramètres de site pour produire des coefficients de Fourier, qui sont ensuite retraités avec les données des sites de référence, à l'aide de routines robustes. A la sortie on aura des fichiers MT Plot contenant plusieurs puissances croisées pour chacune des fréquences analysées.

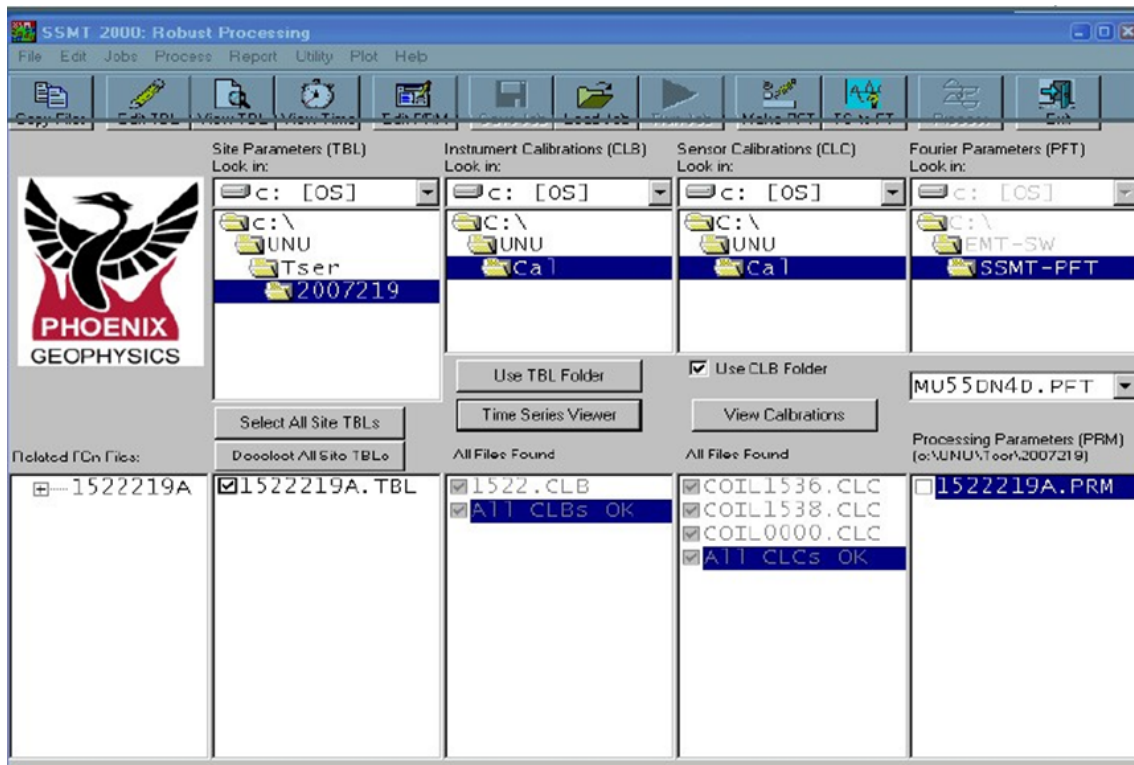


FIG. 4.6 : Package de traitement SSMT 2000

Le programme SSMT2000 est utilisé pour effectuer les cinq étapes suivantes :

- Le transfert des fichiers de la carte Flash du MTU-A vers le disque dur du PC.
- La vérification et la modification des paramètres enregistrés dans le fichier Site Parameters Table (.TBL) du site
- L'achèvement des données brutes et les paramètres du site sur CD-R, DVD ou autre support de stockage.
- La création des coefficients de Fourier à partir des données brutes.
- Le retraitement des coefficients de Fourier à l'aide d'un programme de retraitement robuste et éventuellement des données du site de référence.

Par la suite, afin de créer une courbe de résistivité apparente lisse, en éliminant du calcul de chaque point de données toutes les puissances croisées qui ont été affectées par le bruit, on passe à l'édition à l'aide du MT-Editor, il représente un programme qui il prend en entrée les fichiers MT Plot créés par SSMT 2000 et affiche la résistivité et les courbes de phase ainsi que les puissances croisées individuelles qui sont utilisées pour calculer chaque point sur les courbes .Il permet également d'afficher une variété de paramètres des fichiers de tracé tels que l'ampleur du basculement, la cohérence entre les canaux et la direction de frappe. La sortie est conforme aux normes de l'industrie fichiers EDI adaptés à une utilisation avec des logiciels d'interprétation géophysique [23]. Donc le MT editor assure les étapes suivantes :

- La modification des puissances croisées résultantes une fréquence à la fois pour vérifier la viabilité du sondage et pour réduire ou éliminer les données de mauvaise qualité.
- La traduction des puissances croisées éditées au format EDI standard de l'industrie pour une utilisation par un logiciel d'interprétation.

Finalement, on a obtenu des courbes lisse et cohérente des résistivités apparente (ρ) et de phase (ϕ) pour les composantes anti-diagonales xy et yx du tenseur d'impédance du sondage réalisé 4.7, tout en éliminant les valeurs de mauvaise qualité qui correspondent à la bande morte car les données MT ont été enregistrées durant le jour, la nuit le signal est à peu près 10 fois plus fort suite à la disparition de la couche D de l'ionosphère responsable la forte atténuation du signal électromagnétique naturel durant le jour dans cette bande de fréquence.

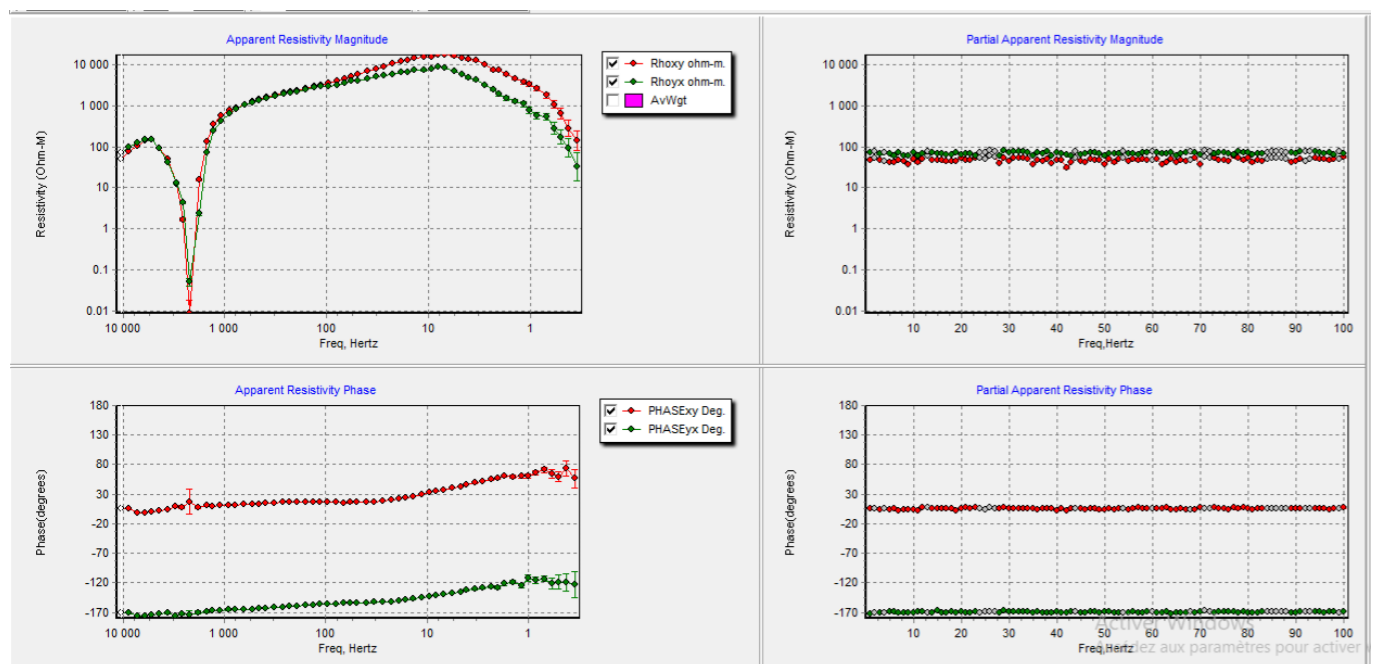


FIG. 4.7 : La résistivité apparente et la phase , pour les composantes xy et yx, pour des sondages MT sélectionnés à Gour Oumelalen.

4.3 Analyse des données magnétotelluriques

Avant de commencer toute modélisation MT, il est nécessaire d'effectuer une analyse fine de l'ensemble de nos données. Cette analyse consiste en une première étape en la détermination la dimensionnalité de la structure géologique puis la direction structurale, aussi connue sous le nom de strike, généralement dans le cas de structures 2-D. Pour notre étude, nous avons opté pour une méthode communément utilisée qui est celle de Caldwell et al., (2004) du tenseur de phase. Comme nous l'avons vu dans la partie du traitement des données , les enregistrements temporelles sont transformés en domaine fréquentiel en utilisant les techniques FFT(Fast Fourier Transform),qui permettent grâce à des formulations complexes de dériver un tenseur d'impédance contenant l'information de résistivité

et de phase nécessaires à l'application de la méthode du tenseur de phase. Caldwell et al., (2004) ont proposé la méthode du tenseur de phase comme outil adéquat pour l'analyse des données MT, car il n'est pas affecté par la distorsion galvanique du champ électrique. Le tenseur de phase est défini par le rapport entre la partie imaginaire Y et la partie réelle X du tenseur d'impédance Z , ou $Z=X+iY$ et $\phi=X-1Y$. Il est caractérisé par une direction et trois invariants rotationnelles, qui sont des quantités scalaires indépendantes du système de coordonnées. Caldwell et al., (2004), définissent ces trois invariants comme étant la valeur maximale (ϕ_{max}), la valeur minimale (ϕ_{min}) et l'angle du skew (β) qui indique l'asymétrie du tenseur. La direction est donnée par un angle (α) qui exprime la dépendance du tenseur de phase avec le système d'axe de mesure. Par conséquent, le tenseur de phase peut être représenté graphiquement comme une ellipse (Booker, 2014) 4.8 dont le grand axe et le petit axe sont respectivement (ϕ_{max}) et (ϕ_{min}) et son inclinaison par rapport au système d'axe est donnée par l'angle ($\alpha - \beta$).

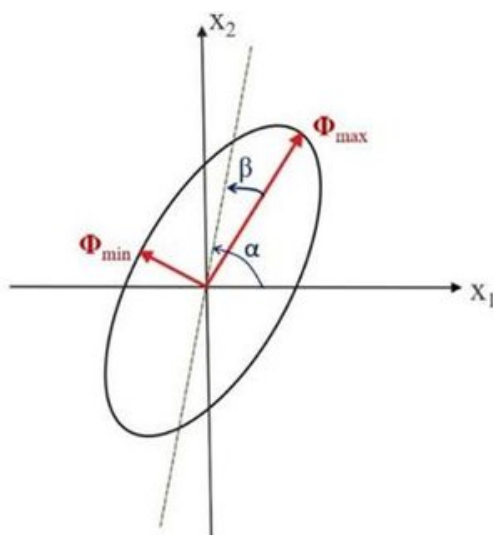


FIG. 4.8 : Représentation graphique du tenseur de phase avec ses invariants principaux

Dans le cas plus général d'une structure isotrope 1D, ($\phi_{max} - \phi_{min}$) doit être égal à zéro, et le tenseur est alors représenté par des cercles dans lesquels le rayon variera avec la période. Par exemple, le rayon augmentera si la conductivité augmente avec la profondeur (Caldwell et coll., 2004). Dans le cas 2-D, ($\phi_{max} - \phi_{min}$) ne sera pas égal à zéro, une ellipse représentera le tenseur de phase. Une condition nécessaire mais non suffisante est que $\beta = 0$ pour une structure de conductivité régionale 2-D, ce qui signifie que le tenseur de phase est symétrique. Dans le cas 3D, le tenseur de phase n'est pas symétrique, mais plus encore une structure tridimensionnelle du sous-sol est identifiée lorsque la valeur absolue de l'angle du skew est en général supérieure à la valeur seuil de 5° . Si cette valeur absolue est inférieure à 5° , cela indique une distribution de résistivité 2-D. Pour le cas d'une structure 1-D, l'ellipse est réduite à un cercle. La moyenne géométrique des phases maximale et minimale ($\phi^2 = \sqrt{\phi_{min}\phi_{max}}$) est un indicateur couramment utilisé pour le gradient de conductivité verticale dans l'interprétation du tenseur de phase. Si ϕ^2 est supérieur à 45 degrés, cela suggère une augmentation de la conductivité avec la profondeur. Cela implique la présence d'une couche sous-surface plus conductrice à des profondeurs plus importantes. En revanche, si ϕ^2 est inférieur à 45 degrés, cela indique

une diminution de la conductivité avec la profondeur, suggérant la présence d'une couche sous-surface moins conductrice à des profondeurs plus importantes (Heise et al., 2007, 2008; Hill et al., 2009; Yin et al., 2014). Par conséquent, le tenseur de phase fournit une bonne première interprétation de la distribution régionale de conductivité dans une zone donnée.

4.4 Présentation de la bibliothèque MTPy

Pour pouvoir générer les figures nécessaires à l'analyse de nos données, nous avons utilisé le logiciel MTPY qui est une bibliothèque Python spécifiquement conçue pour l'analyse et le traitement des données de magnétotellurique (MT). C'est un logiciel open-source développé par une équipe de géoscientifiques pour faciliter la manipulation et l'interprétation des données MT. La bibliothèque propose une gamme de fonctions et d'outils qui facilitent différents aspects de l'analyse des données MT, notamment le prétraitement des données, la visualisation, la modélisation directe, l'inversion et l'analyse des données [24]. Caractéristiques principales de MTPy :

01-Prétraitement des données :

- MTPy offre des fonctions pour l'élimination du bruit, la correction des artefacts et le formatage des données MT.
- Il propose des outils pour gérer les données provenant de différents types et formats d'instruments, assurant ainsi leur compatibilité et leur cohérence.

02-Visualisation des données :

- MTPy permet la visualisation des données MT à travers divers graphiques et représentations visuelles.
- Les utilisateurs peuvent créer des graphiques de séries temporelles, des graphiques d'impédance, des graphiques de phase et des spectrogrammes.
- Des pseudo-sections et des graphiques en contours peuvent être générés pour visualiser les variations spatiales des données MT.

03-Analyse des données :

- MTPy propose des fonctions d'analyse spectrale, de calcul de tenseur d'impédance et d'analyse de tenseur de phase.
- Les utilisateurs peuvent analyser le contenu fréquentiel, examiner l'anisotropie et interpréter les tenseurs de phase dérivés des données MT.

04-Inversion :

- MTPy fournit des outils pour l'inversion des données MT afin d'estimer les modèles de conductivité du sous-sol.

- Il prend en charge différentes méthodes d'inversion, telles que les moindres carrés et les méthodes bayésiennes.
- Des techniques de régularisation peuvent être appliquées pour garantir des résultats d'inversion stables et fiables.

MTpy est une bibliothèque conviviale et basée sur Python, ce qui la rend accessible à un large éventail d'utilisateurs, elle trouve plusieurs applications notamment l'interprétation des structures de conductivité du sous-sol. (MTpy : A Python toolbox for magnetotellurics Lars Krieger).

4.5 Dimensionnalité des structures électriques souterraines

4.5.1 Analyse du tenseur de phase

La technique du tenseur de phase introduite par (Caldwell et al.2004) a été utilisée pour déterminer la dimensionnalité de notre structure. En plus d'éliminer le problème de distorsion, cette technique ne demande aucune hypothèse sur la dimensionnalité de la distribution de conductivité des couches souterraines, et est applicable quand la structure régionale est 3-D. L'axe minimum (ϕ min) de l'ellipse peut être utilisé pour l'analyse de la dimensionnalité, et sa Valeur est généralement assimilée à la couleur de remplissage des ellipses affichées dans les figures des tenseurs de phase. Comme montré sur la figure 4.9, la majorité des ellipses présente une ellipticité significative indiquant une structure bi ou tri-dimensionnelle. L'orientation des ellipses change avec le site et la période observés. Nous observons dans un premier temps la présence d'une couche résistive le long de nos huit stations de mesure (ellipses bleues représentant un angle $\beta < 45^\circ$), cette formation s'étend à partir de la surface soit à une période de 0.01(s), en dessous des sites mol101 jusqu'à mol104, jusqu'à atteindre une profondeur correspondant à une période de 10(s), se trouvant sous la station mol108. Au-dessus des stations mol107 et mol108, nous remarquons la présence d'une formation conductrice (ellipses rougeâtres représentant un angle $\beta > 45^\circ$) proche de la surface à une période de 0.01 (s). Une deuxième structure conductrice est également mise en évidence au-dessus des sites mol101, mol102 et mol103, elle est localisée à une profondeur correspondant à un intervalle de 1 à 10 (s). Au-delà de 100 (s), la structure devient conductrice sur tout le long de notre profil.

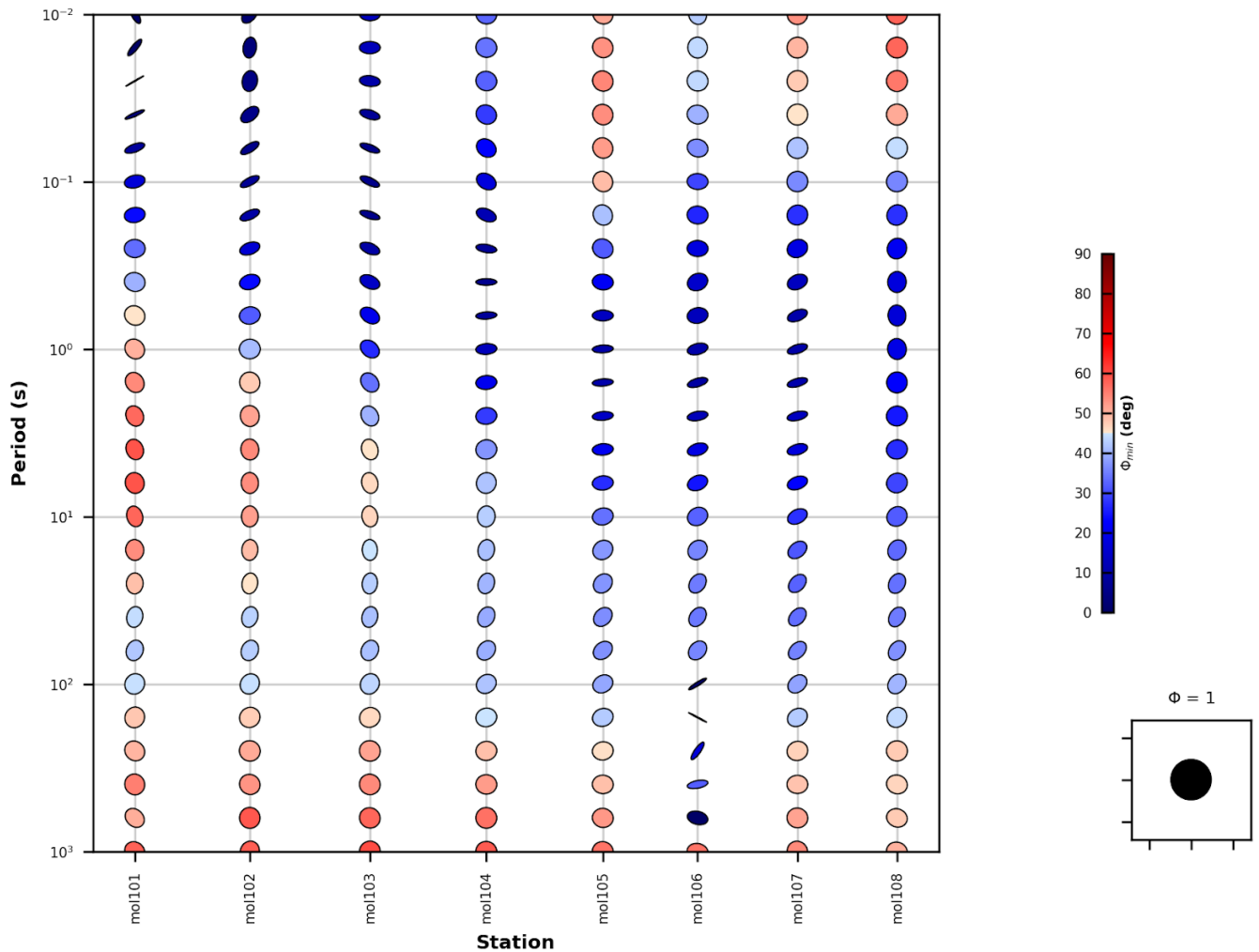


FIG. 4.9 : Pseudo-section des données de tenseur de phase MT des profils. La couleur des ellipses du tenseur de phase indique ϕ_{min} . Les valeurs < 45 représentent l'augmentation de la résistivité avec la profondeur, et les valeurs > 45 reflètent la résistivité diminuant avec la profondeur.

Le tenseur de phase en fonction de l'angle de skew (β) pour toutes nos périodes le long des huit sites de mesure est représenté sur la figure 4.10. Les ellipses sont tracées de façon à ce que l'axe horizontal corresponde à l'orientation Est-Ouest. Nos données MT présentent de faibles angles de skew le long de nos huit stations de mesure et pour toutes les périodes observées ($-5 < \beta < 5$). Nous remarquons également la présence d'une zone s'étendant à partir de petites périodes en dessous des stations mol101-mol104, jusqu'à des profondeurs correspondant à des périodes de l'ordre de 10 (s) en dessous de la station mol 108. Cette zone est caractérisée par une ellipticité assez prononcée, nous pouvons y observer des ellipses allongées, ce qui coïncide parfaitement avec la structure résistive remarquée dans l'analyse du tenseur de phase. On déduit que la structure étudiée le long de notre profil peut être interprétée par un modèle 2-D.

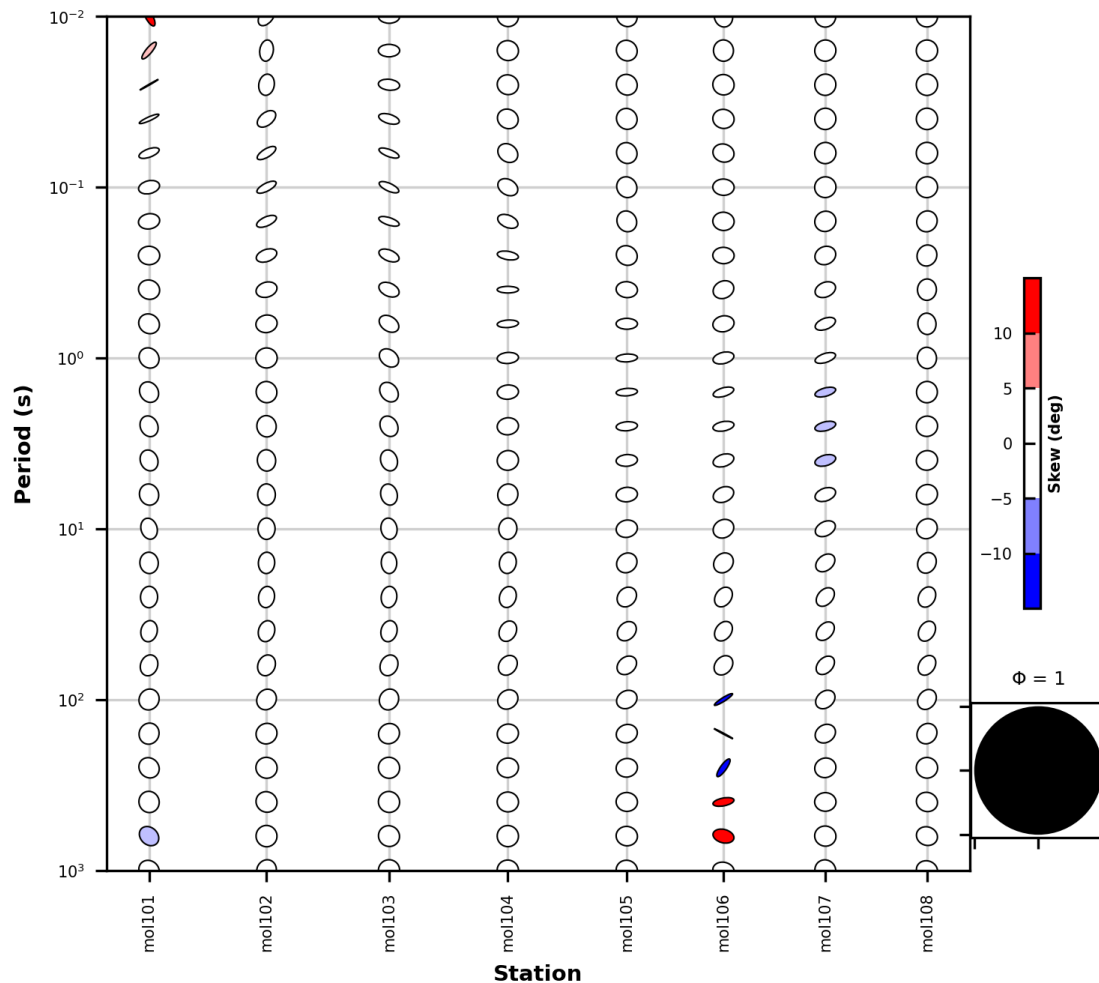


FIG. 4.10 : Pseudo-section des données de tenseur de phase MT des profils. Les ellipses sont colorées en fonction du paramètre d'inclinaison (β). Valeurs de $|\beta| < 5^\circ$ peut être interprété sous forme de structure 2D.

4.6 Directionnalité des structures électriques souterraines

4.6.1 Analyse du strike

Étant donné que l'analyse dimensionnelle a révélé une structure 2D sous nos sites de mesure MT, il est impératif de déterminer la direction structurale ou le strike afin de décomposer le tenseur d'impédance en deux polarisations : l'électrique (TE) et la magnétique (TM). Cette étape est cruciale avant d'entamer toute modélisation 2D de nos données. La direction du strike est donnée par l'angle (α) du tenseur de phase dans le cas d'une région structurale 2D. Afin de mieux voir le comportement de cet angle, nous avons opté pour une représentation en rosace qui constitue l'histogramme des angles correspondants à une bande de fréquences données, représentant l'évolution du strike moyen avec l'augmentation de la période. Toutes les bandes de périodes sont représentées sur un

diagramme des strikes calculés 4.11, et sur un autre on aura les représentations pour les différentes périodes décomposées 4.12 . Pour chaque représentation en rosace, nous avons tracer la direction structurale (en noir) ainsi que son ambiguïté de 90° (en gris), c.-à-d. que la première direction (direction du strike) est la direction correspondant au mode TE (mode dans lequel le champ électrique est parallèle à la direction structurale), quand a la deuxième direction, c'est la direction correspondant au mode TM (dans lequel le champ magnétique est parallèle à la direction du strike). Cette ambiguïté est néanmoins levée en tenant compte des observations de surface qui montrent un allongement des structures géologiques dans la direction ENE-WSW. Selon les résultats observés, la direction structurale retenue pour notre profil est de $N75^\circ$ s'étendent du ENE au WSW.

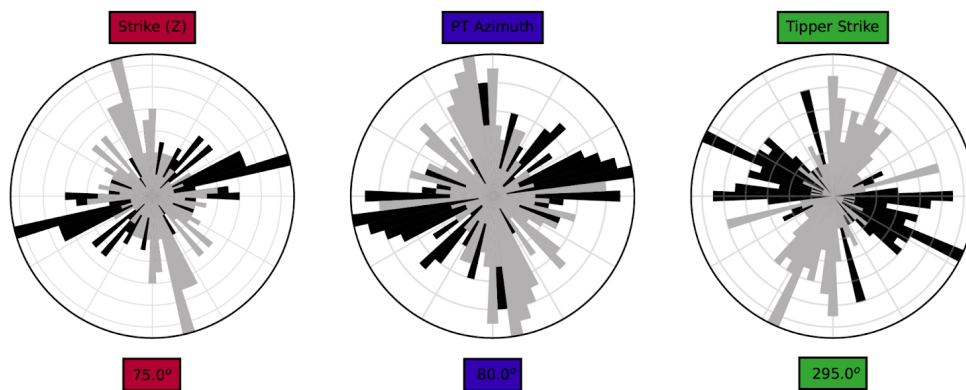


FIG. 4.11 : Diagramme en rose des angles de strike , donnant les principales directions prédominantes à toutes les périodes , avec une ambiguïté de 90° .

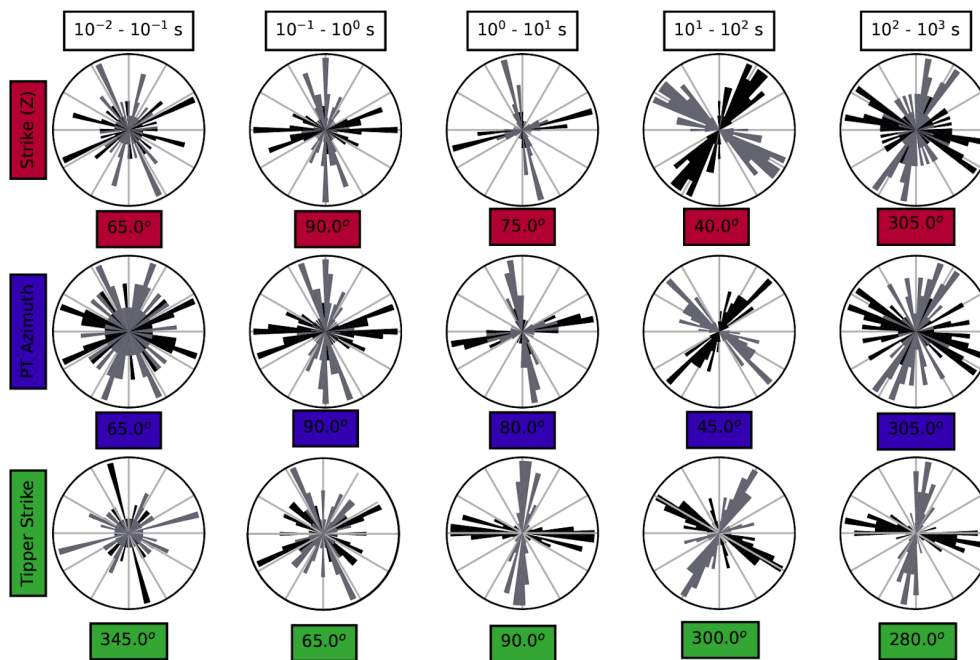


FIG. 4.12 : Diagramme en rose des strikes pour plusieurs plages de périodes décomposées.

4.6.2 Les vecteurs d'induction

La fonction de transfert magnétique relie les composantes horizontales du champ magnétique à sa composante verticale. Elle est représentative de la densité de courants circulant dans les corps 2D ou 3D se trouvant dans la croûte. Cette fonction a été calculée pour l'ensemble des sondages. Sa composante réelle dont le sens est inversé, ou vecteur d'induction de Parkinson (1962), pointe vers les bons conducteurs. En effet, pour les courtes périodes, les vecteurs d'induction s'orientent vers les structures géologiques les plus importantes de la région et sont donc très pratiques pour l'identification des anisotropies électriques et la détermination du strike électrique (Martí et al., 2010). Les vecteurs d'induction de nos huit sites de mesure ont été tracés pour cinq périodes représentatives 4.13. Pour les courtes périodes, les vecteurs d'induction sont orientés vers les structures tectoniques les plus importantes de notre zone d'étude, notamment la faille principale présente sur les cartes géologiques et confirmée par la carte linéaire, passant entre les stations mol105 et mol106. Nous pouvons clairement voir que les vecteurs d'induction des points se trouvant à la partie sud de cette faille (mol101 à mol105) sont dirigés vers le haut, et le vecteur d'induction de la station mol106 lui est orienté vers le bas. Les vecteurs correspondants aux sites mol107 et mol108 sont orientés quand à eux vers le nord indiquant la présence d'un potentiel corps conducteur dont nous avons trouvé les signes en analysant le tenseur de phase. Aux plus longues périodes, les vecteurs d'induction de l'ensemble des sondages s'orientent vers le nord, ceci peut nous informer sur l'étendue et la profondeur de notre cible conductrice. Dans l'ensemble et pour toutes les périodes observées, les vecteurs d'induction sont compatibles avec les résultats de l'analyse du tenseur de phase

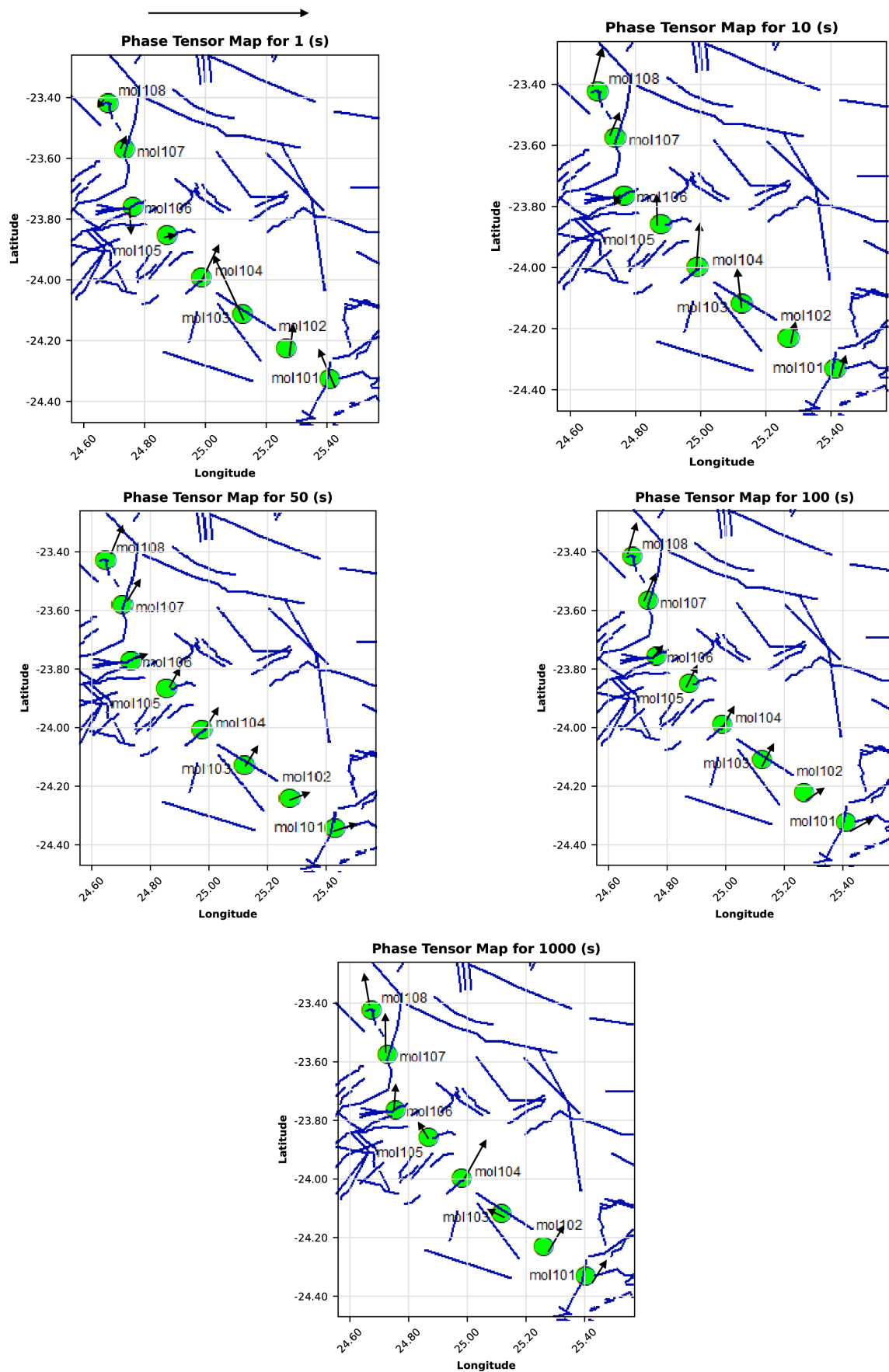


FIG. 4.13 : Les Composantes réelles des vecteurs d'induction pour les périodes 1 s, 10 s, 50 s, 100 s et 1000 s sur la carte topographique.

4.6.3 Profondeur de pénétration

Afin de comprendre dans quelle mesure les couches profondes influencent leur caractéristique électrique qui dépendent de la nature de la roche sous-jacente, l'humidité, la température et les variations saisonnières, il est nécessaire d'analyser la profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques (EM). Connaître la profondeur de l'investigation de nos données donne une idée préliminaire sur la structure sous-jacente. Les fréquences nous donnent une profondeur de pénétration selon la résistivité des structures rencontrées. La profondeur d'investigation pour la méthode des ondes planes à basses fréquences est égale à la moitié de la profondeur de pénétration ou ce qu'on appelle plus communément le "skin depth" selon la transformée de Schmucker (Schmucker, 1970). La profondeur d'investigation de notre profil a été tracée comme une courbe à quatre périodes différentes ($1e+1$, $1e+2$, $5e+2$ et $1e+3$), et calculée pour les deux composantes Z_{xy} et Z_{yx} 4.14 4.15, nous avons donc pu observer la capacité de l'onde électromagnétique à atteindre les couches profondes. De l'ouest à l'est, notre profil peut être subdivisé en trois régions de pénétration (élevée, basse et élevée) selon les deux composantes Z_{xy} et Z_{yx} . Nos huit sites présentent des profondeurs de pénétration très proches pour les quatre fréquences observées, sauf le site mol 106 qui a enregistré une distance beaucoup plus importante à $1e+3$ (s) selon les deux composantes Z_{xy} et Z_{yx} . En moyenne, la profondeur d'investigation donnant de l'information pertinente, est estimée à 80 km. Le tracé de la profondeur de pénétration 3D 4.16 nous montre que plus de 60 % de nos sites ont enregistré une pénétration à plus de 2000(s).

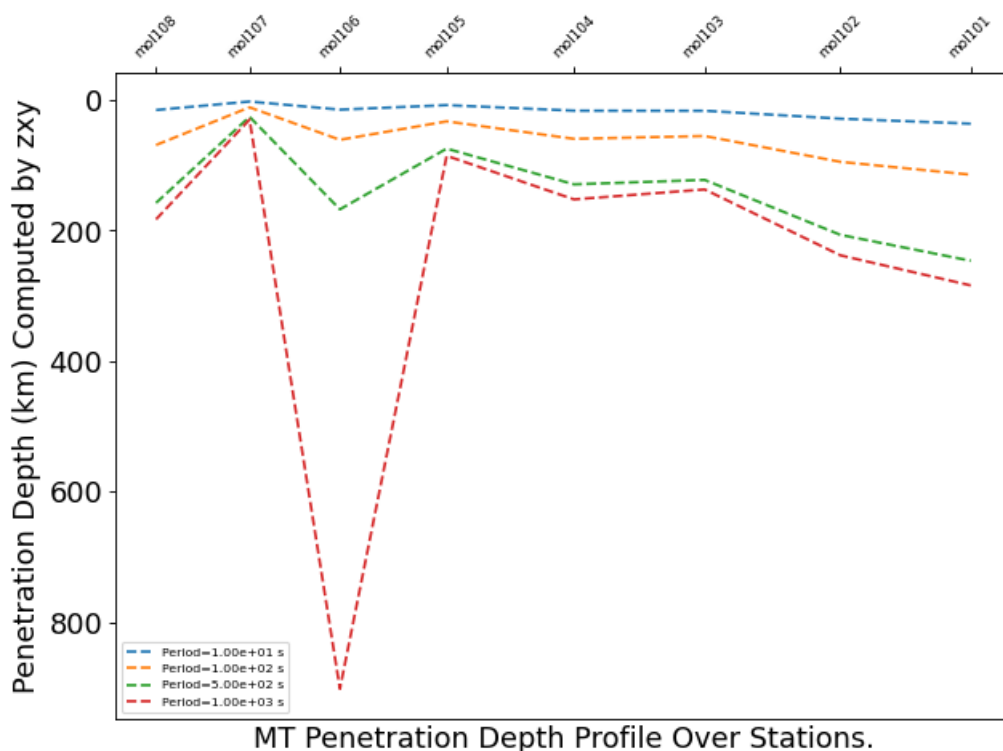


FIG. 4.14 : Pénétration en profondeur du profil de la composantes Z_{xy}

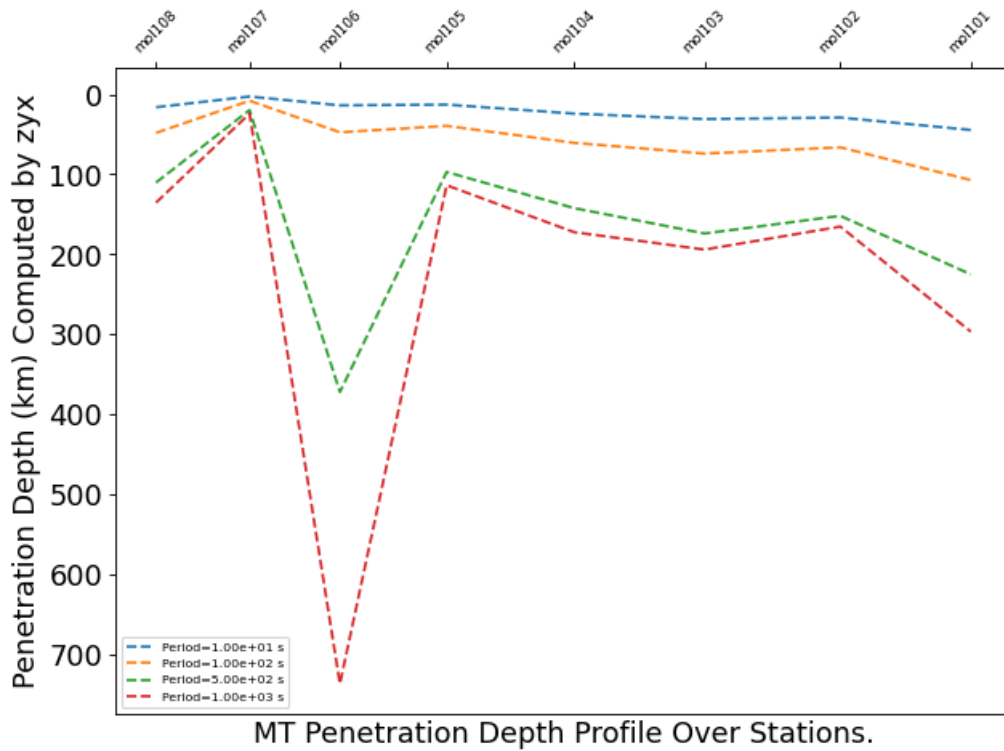


FIG. 4.15 : Pénétration en profondeur du profil de la composantes Zyx

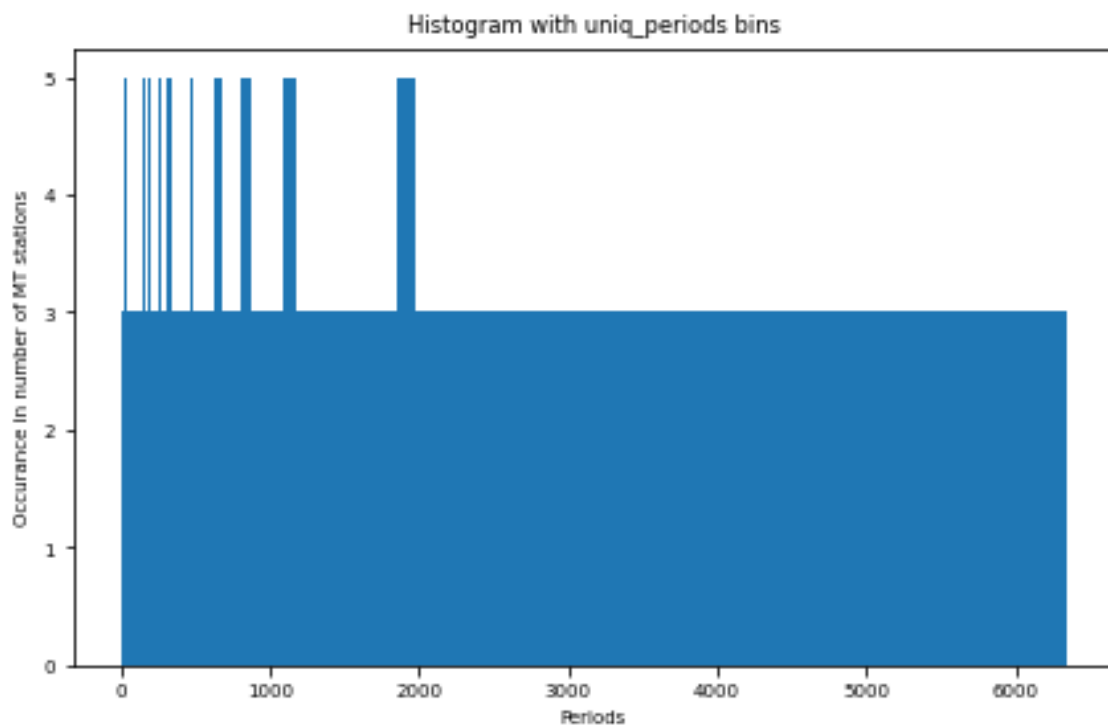


FIG. 4.16 : Histogramme de profondeur de pénétration en 3D. L'axe des x représente l'occurrence dans le nombre de Sites MT. L'axe des ordonnées est la période.

4.7 CONCLUSION

L'analyse visuelle du comportement du tenseur d'impédance des sondages MT de notre zone d'étude, montre que la croute sous nos sites de mesure est de géométrie bidimensionnelle (2-D). La structure géo électrique prend comme strike la direction ENE-WSW. L'estimation de l'angle du strike par l'analyse des rosaces directionnelles, a donne une valeur moyenne de N 75°. Ce résultat est tout à fait compatible avec les données géologiques du site ainsi que les vecteurs d'induction observes pour les différentes périodes. Il est maintenant possible de passer à la modélisation de de la croute sous notre profil pour la détermination des valeurs de résistives et des formations géologiques présentes.

Chapitre 5

Inversion des données magnétotélluriques

Pour expliquer toute donnée géophysique mesurée, il est nécessaire de réaliser une inversion afin de construire un modèle géophysique qui reproduit les observations de terrain. Nous obtenons ainsi une image du sous-sol qui est exploitée directement dans l'interprétation géologique ou comparée à d'autres modèles obtenus à partir de données géophysiques différentes, dont la structure est caractérisée par la distribution d'un paramètre physique. La résistivité électrique pour la magnétotellurique (MT) [25] .

Le principe de l'inversion repose sur l'idée de trouver le modèle le mieux ajusté en minimisant l'écart entre les données observées et prédites tout en satisfaisant les éventuelles contraintes supplémentaires ou exigences de régularisation. Il s'agit d'un processus itératif et computationnel qui combine des techniques d'optimisation mathématique avec des connaissances du domaine et une analyse des données pour inférer les propriétés inconnues du sous-sol [26]. L'inversion est un concept fondamental en géophysique et est utilisée dans diverses techniques, telles que l'inversion sismique, l'inversion électromagnétique et l'inversion gravimétrique, pour révéler les structures et les propriétés du sous-sol.

Les problèmes inverses commencent généralement par la description des données. Dans la plupart des cas, les données sont simplement des tableaux de valeurs numériques qui peuvent être représentées sous forme de vecteurs. Si nous effectuons N mesures dans une expérience particulière, par exemple, nous pouvons considérer ces nombres comme des éléments d'un vecteur d de taille N . De la même manière, les paramètres du modèle peuvent être représentés comme des éléments d'un vecteur m de taille M . Données : $d = [d_1, d_2, d_3, d_4, \dots, d_N]^T$ Paramètres du modèle : $m = [m_1, m_2, m_3, m_4, \dots, m_M]^T$ Ici, le symbole T représente la transposée. L'idée fondamentale des problèmes inverses est que les paramètres du modèle et les données sont d'une certaine manière liés. Cette relation est appelée : LE MODELE. Habituellement, le modèle prend la forme d'une ou plusieurs formules qui décrivent comment les données et les paramètres du modèle sont liés les uns aux autres. De nombreux algorithmes d'inversion MT ont été développés pour les études 1-D, 2-D et 3-D. Les résultats de notre analyse ont tranché pour une modélisation 2-d de notre zone d'étude. Parmi de nombreux algorithmes d'inversions, on trouve OCCAM 1D et 2D (Constable et al. 1987), ABIC (Uchida, 1993), REBOCC (Siripunvaraporn et Egbert, 2000) et RLM2DI (Rodi et Mackie, 2001).[17]

5.1 Présentation du code d'inversion utilisé (OCCAM2D)

L'inversion des données nous permettra d'avoir un modèle qui doit être aussi simple, ou fluide, que possible, afin de faciliter leurs interprétations et réduire la tentation de surinterpréter ces dernières. Dans le chapitre précédent, l'analyse des données magnétotelluriques a révélé une structure globalement bidimensionnelle. Pour avoir des modèles 2-D lisses, les données magnétotelluriques (MT) sont inversées en utilisant une extension de l'algorithme 1-D existant, l'inversion d'Occam [27]. La méthode Occam 2D est une technique d'inversion géophysique utilisée pour estimer la distribution des propriétés électriques du sous-sol en fonction des mesures électromagnétiques effectuées à la surface. Elle tire son nom du principe d'économie d'Occam, qui favorise les solutions les plus simples et les plus parcimonieuses. La méthode Occam 2D repose sur le principe que la résistivité électrique du sous-sol peut être déduite à partir des mesures de résistance électrique effectuées à

la surface. Elle suppose que le sous-sol peut être divisé en couches horizontales, chaque couche ayant une résistivité électrique homogène. L'objectif de l'inversion Occam 2D est de trouver la meilleure combinaison de résistivités de couche qui correspond aux données de résistance électrique mesurées. Pour ce faire, l'algorithme Occam repose sur les principes suivants [28] :

1. Problème inverse : Occam 2D aborde le problème inverse, où l'objectif est de déterminer la distribution inconnue de résistivité ou de conductivité en sous-surface en se basant sur des données géophysiques mesurées. Ce problème est intrinsèquement mal posé car plusieurs modèles de sous-surface peuvent produire des réponses géophysiques similaires.

2. Modélisation directe : Occam 2D utilise la modélisation directe, qui consiste à calculer les réponses prédites des données pour un modèle donné. Le processus de modélisation directe simule le comportement des signaux géophysiques dans la sous-surface en se basant sur les paramètres du modèle présumé.

3. Minimisation de l'erreur : Le processus d'inversion dans Occam 2D vise à minimiser l'erreur entre les données observées et les données prédites à partir du modèle. En ajustant les paramètres du modèle, l'inversion cherche à trouver le modèle le mieux adapté qui reproduit les données observées de manière aussi précise que possible.

4. Régularisation : Pour surmonter la nature mal posée du problème inverse et stabiliser l'inversion, Occam 2D applique des techniques de régularisation. La régularisation introduit des contraintes sur le modèle en favorisant des solutions lisses ou ayant des structures simples, évitant ainsi des modèles excessivement complexes ou bruités.

5. Paramètre d'équilibre : Occam 2D intègre un paramètre d'équilibre qui contrôle l'équilibre entre l'erreur des données et le terme de régularisation dans la fonction objectif. En ajustant ce paramètre, les utilisateurs peuvent contrôler le niveau de complexité du modèle et le degré d'ajustement aux données.

6. Processus itératif : L'inversion dans Occam 2D est un processus itératif qui met à jour le modèle de manière itérative pour minimiser l'erreur. Chaque itération améliore le modèle en ajustant les paramètres du modèle en fonction de l'erreur calculée et des termes de régularisation.

7. Interprétation du modèle : Le résultat final de l'inversion dans Occam 2D est une estimation de la distribution de résistivité ou de conductivité en sous-surface. Ce modèle inversé peut être interprété pour obtenir des informations sur les caractéristiques géologiques et géophysiques de la sous-surface, telles que la présence de structures géologiques, la teneur en fluides et la minéralisation.

5.2 Paramètres d'inversion

Lors d'une inversion avec Occam 2D, plusieurs fichiers sont généralement nécessaires pour mener à bien le processus. Voici une liste des fichiers que nous avons utilisés :

1. Fichier (startup file) : ce fichier décrit les options qui configurent l'inversion et contient les valeurs des paramètres du modèle de départ. Il contient également les noms

des fichiers de données et le fichier de description du modèle.

Il définit principalement :

- Le nombre d'itérations à exécuter = 200
- La valeur de la résistivité de début = 2.0

2. Fichier de données (Data file) : Le fichier de données contient les données géophysiques observées qui servent d'entrée pour le processus d'inversion. Il fournit les réponses mesurées ou observations d'une étude géophysique.

La structure et le format du fichier de données peuvent varier en fonction de la mise en œuvre spécifique ou du logiciel utilisé pour l'inversion Occam 2D. Cependant, nous avons utilisé les paramètres suivants pour notre cas d'étude :

Nous avons sélectionné les résistivités et phases pour 26 périodes observables, réparties plus ou moins uniformément de façon logarithmique entre 0.001 (s) et 1000(s). Cette tranche a été choisie selon la profondeur d'investigation souhaitée et atteinte. Ces points sont :

- 1.000000e-03
- 1.737801e-03
- 3.019952e-03
- 5.248075e-03
- 9.120108e-03
- 1.584893e-02
- 2.754229e-02
- 4.786301e-02
- 8.317638e-02
- 1.445440e-01
- 2.511886e-01
- 4.365158e-01
- 7.585776e-01
- 1.318257e+00
- 2.290868e+00
- 3.981072e+00
- 6.918310e+00

- 1.202264e+01
 - 2.089296e+01
 - 3.630781e+01
 - 6.309573e+01
 - 1.096478e+02
 - 1.905461e+02
 - 3.311311e+02
 - 5.754399e+02
 - 1.000000e+03
- Le strike géoélectrique : C'est une valeur numérique qui représente l'angle ou la direction de la conductivité électrique dominante dans le sous-sol, elle est déterminée à 75° selon les résultats de l'analyse du strike dans le chapitre précédent.
 - Erreurs : Notre fichier de données inclue des informations sur les erreurs de mesure des données observées. Ces informations fournissent une mesure de l'incertitude dans les données et aident à quantifier la fiabilité des paramètres du modèle ainsi que la qualité de l'ajustement entre les données observées et la réponse modélisée.. Elles sont déterminées comme suit :
 - Le pourcentage d'erreur sur la résistivité pour le mode (TE) = 10
 - Le pourcentage d'erreur sur la résistivité pour le mode (TM) = 10
 - Le pourcentage d'erreur sur la phase pour le mode (TE) = 5
 - Le pourcentage d'erreur sur la phase pour le mode (TM) = 5

3. Fichier modelé et maillage (model and mesh file) : il décrit la configuration de l'espace du modèle d'éléments finis, ainsi que la grille utilisée pour les calculs d'inversion. Avant d'appliquer l'inversion avec l'algorithme Occam2D, le choix du maillage est crucial et doit être fait avec soin, car un bon maillage nous garantit de bons résultats. Pour arriver à un maillage optimal, il est nécessaire de faire plusieurs tests en commençant par une maille très simple avec peu de lignes et de colonnes, que nous allons dans un premier temps, inverser puis ajouter plus de détails et ajuster les paramètres adéquats selon les observations faites directement sur l'image du modèle. Après plusieurs tests et inversions de différentes configurations de mailles, nous avons choisi la maille qui nous a donné le meilleur ajustement et le plus faible RMS. Elle est composée de 1227 colonnes et de 89 lignes 5.1 et est définie par les paramètres suivants :

- N layers (Nombre de couches verticales dans la grille) = 75.
- Cell width (Largeur des cellules entre les stations) = 800m.

- Num x pad cells (nombre de cellules de remplissage horizontales a l'extérieur de la zone d'étude, qui augmenteront en taille par le facteur x pad multiplier) = 17.
- X pad multiplier = 1.12.
- Trigger (multiplicateur pour fusionner les blocks de notre modèle en profondeur. Un nombre plus élevé de ce facteur augmentera le nombre de blocks) = 0.65
- Z bottom (profondeur finale de notre modele, elle doit etre assez grande pour etre 1D aux bords) = 300 000m.
- Z1 layer (épaisseur de la première couche, elle doit faire au moins 1/4 de la première skin depth) =25m.
- Z target depth (profondeur de notre cible d'intérêt) = 80000m.

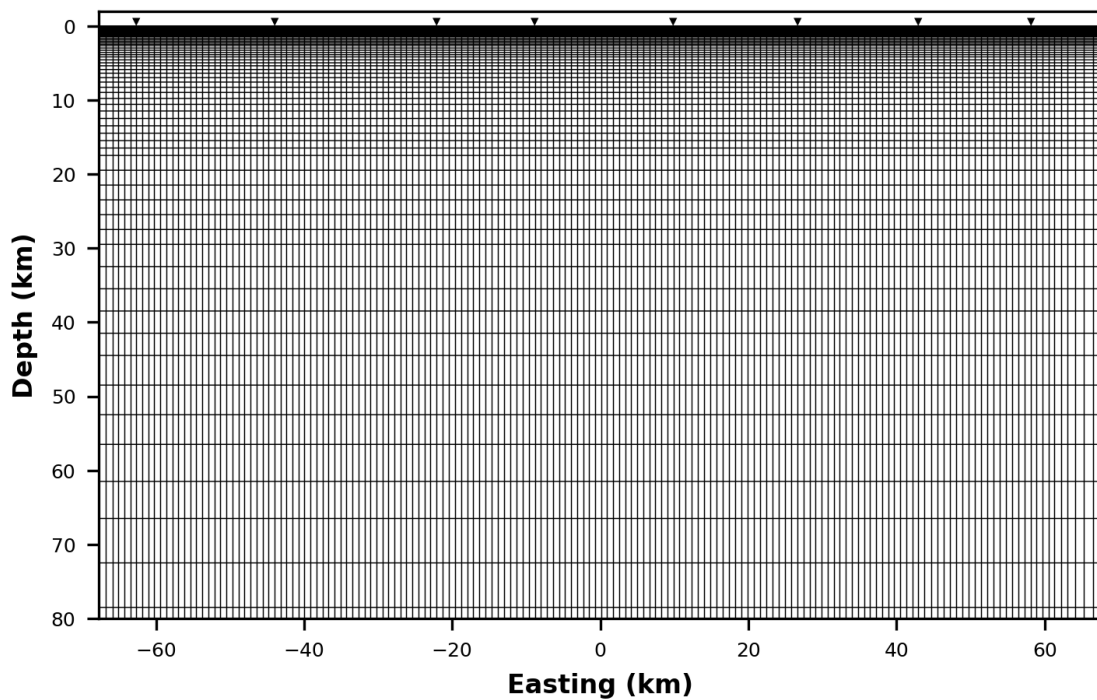


FIG. 5.1 : Maillage utilise pour l'inversion de nos donnees MT.

Pour justifier le choix de nos paramètres, nous avons effectués plusieurs tests consistant à inverser nos données en changeant d'une manière structurée différents paramètres. Il s'est alors avéré que la meilleure configuration à mettre en place pour obtenir un modèle 2D exploitable et représentatif de nos données MT, est celle que nous avons choisie. Pour tester la robustesse du modèle 2-D, nous avons effectué des inversions du mode TE seul ou combiné avec la fonction de transfert géomagnétique (Tipper), du mode TM seul ou combiné avec le Tipper, des deux modes TE et TM ensemble et combiné avec le Tipper. Suite aux différents tests effectués, il apparaît que la meilleure stratégie pour inverser nos données MT à l'aide de l'algorithme Occam 2D consiste à effectuer quelques séries de plusieurs itérations des données de résistivités apparentes et de phase des deux modes

(TE+TM) combinés a la fonction de transfert électromagnétique (Tipper) (modele A), puis utiliser les deux modes TE+TM SEULS (modele B) pour affiner notre solution, encore plus, et obtenir un RMS le plus proche possible de la valeur cible, i.e.: entre 1 et 1.5, sachant qu'une erreur RMS de 1 signifie un ajustement moyen des données observées par la réponse du modèle avec une erreur quadratique moyenne égale a un écart type() [17]

5.3 RESULTATS D'INVERSION

L'inversion de l'ensemble de nos points de sondage a permis de construire deux modèles donnant deux images assez représentatives du changement de la conductivité électrique sous le profil magnétotellurique. La croûte sous nos points de mesure se caractérise principalement par trois zones bien distinctes, la première zone conductrice se trouvant sous le point de mesure mol 107 a une profondeur de moins de 10 km, elle est bien visible dans le modèle B, nous pouvons tout de même la remarquer dans le modèle (A) même si elle reste moins bien prononcée 5.2. La deuxième zone qui elle est résistive, parait localisée entre les points mol 103 et mol 105 dans le modèle B 5.3, mais semble plus importante, étendue le long de 7 stations de mesure(mol101-mol107), elle parait se prolonger sous la première zone conductrice. Nous pouvons également observer une discontinuité dans cette zone entre les points mol102 et mol103, cette discontinuité n'est autre qu'une faille qui est également observable sur les cartes géologiques et linéamentaire. La troisième zone, qui elle est conductrice, se trouve a plus de 20km de la surface terrestre, elle s'étends entre les stations mol101 et mol 105, elle représente un aspect cratonique qui sera étudié et détaillé ultérieurement. Au-delà de 40km, il devient difficile d'extraire de l'information .

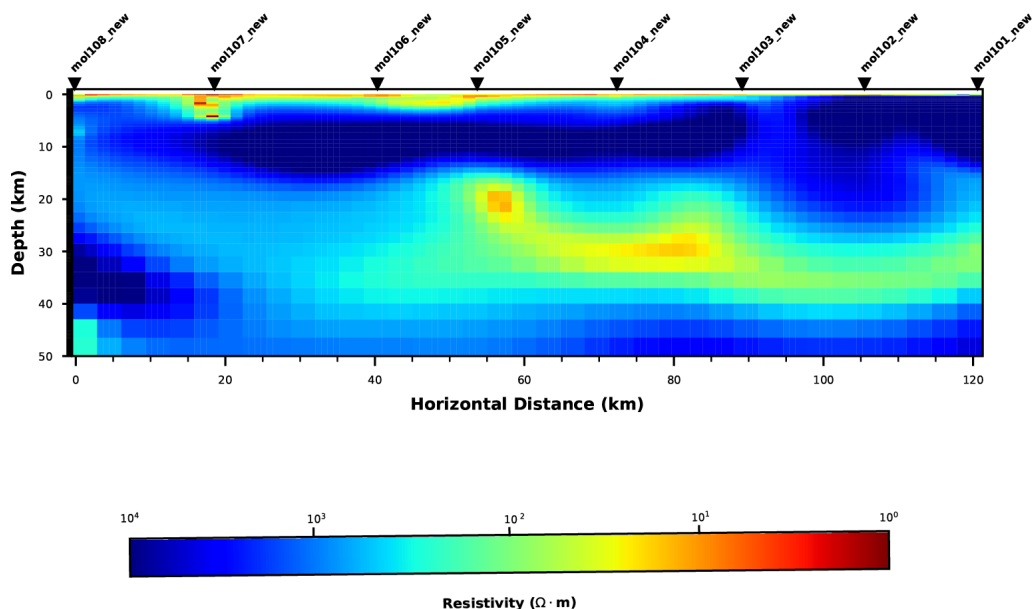


FIG. 5.2 : modele(A) obtenu par inversion des deux modes (TE) et (TM) ainsi que le TIPPER

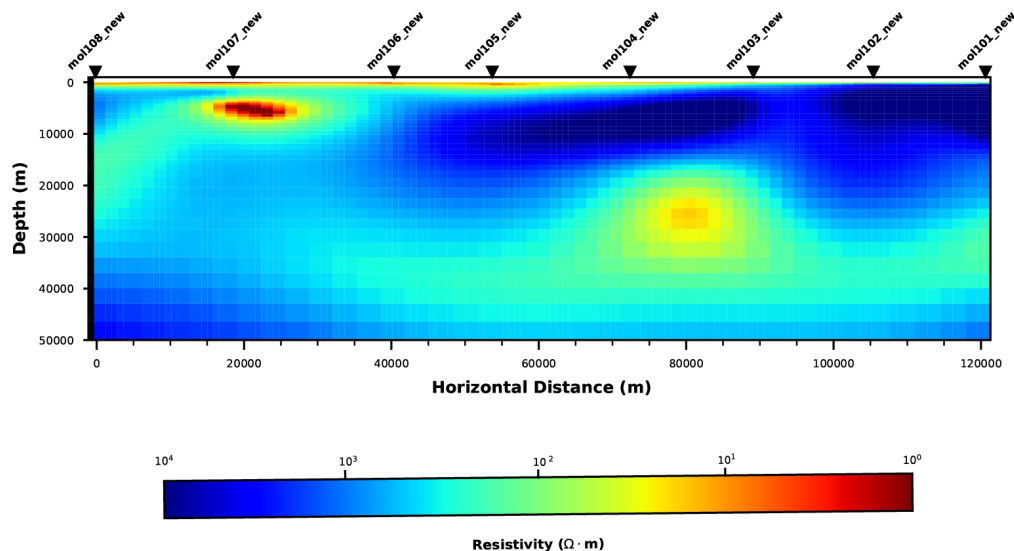


FIG. 5.3 : modele (B) obtenu par inversion des deux modes (TE) et(TM) SEULS

5.4 ANALYSE DES ERREURS QUADRATIQUES MOYENNES

L'examen des erreurs RMS obtenues pour chacun des sondages 5.4 , 5.5 ,5.6 et 5.7 pour les deux modèles étudiés , montre que l'ajustement du mode (TM) est très bon et donne des RMS très proches des valeurs idéales pour tous les sondages mais celui du mode (TE) se révèle moins bon pour la plupart des stations pour les deux modèles visualisés. Nous pouvons observer les courbes représentatives de la station mol107 qui ont enregistré un RMS= 10.01 pour le modèle A et RMS=4,71 pour le modèle B. Il y a également la station mol102 qui a enregistré un RMS supérieure à 5 pour les deux modes. Ceci est sûrement dû au fait qu'aux longues périodes à des profondeurs plus importantes (>30km), les données observées sont affectées par le bruit qui peut provenir de différentes sources telles que les interférences électroniques, les facteurs environnementaux, les erreurs de mesure ou les limitations inhérentes des équipements de détection ou d'enregistrement. L'effet du bruit peut dégrader la qualité et la fiabilité des données, rendant plus difficile l'extraction d'informations pertinentes ou l'identification de caractéristiques subtiles. Il peut introduire des incertitudes, affecter la précision des mesures et limiter la détection ou la résolution de signaux faibles ou de faible amplitude, comme c'est le cas de notre étude, en effet nous remarquons que le mis-fit entre les données observées et notre modèle pour le mode (TE), se manifeste beaucoup plus dans la partie des longues périodes en grande profondeur. Néanmoins les RMS calculés pour une même station baissent pour

le modèle B comparant au modèle. A, ceci nous affirme que le TIPPER cause problème lors de l'inversion et nous pousse à opter pour le modèle B.

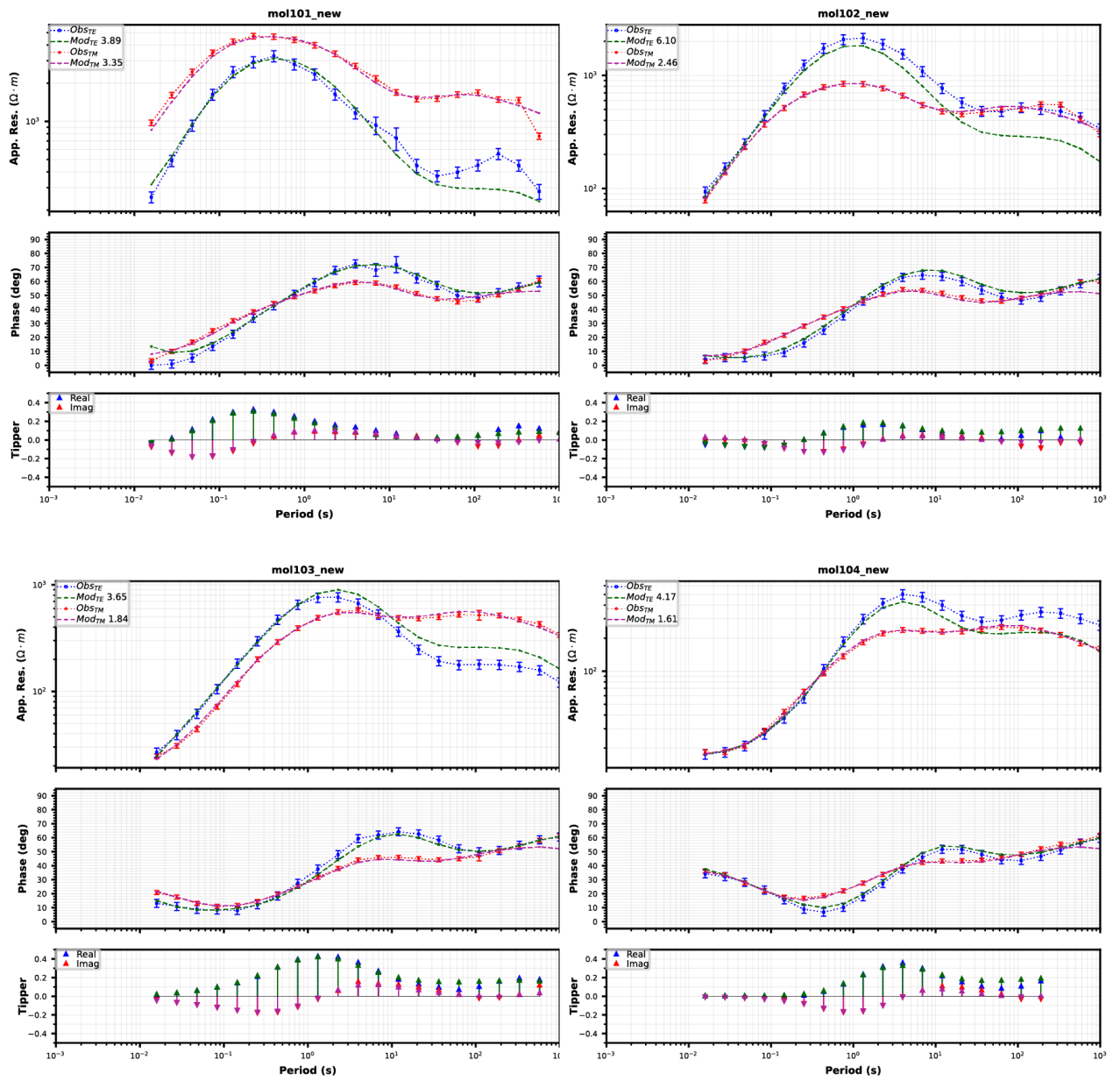


FIG. 5.4 : L'examen des erreurs RMS pour le modèle A

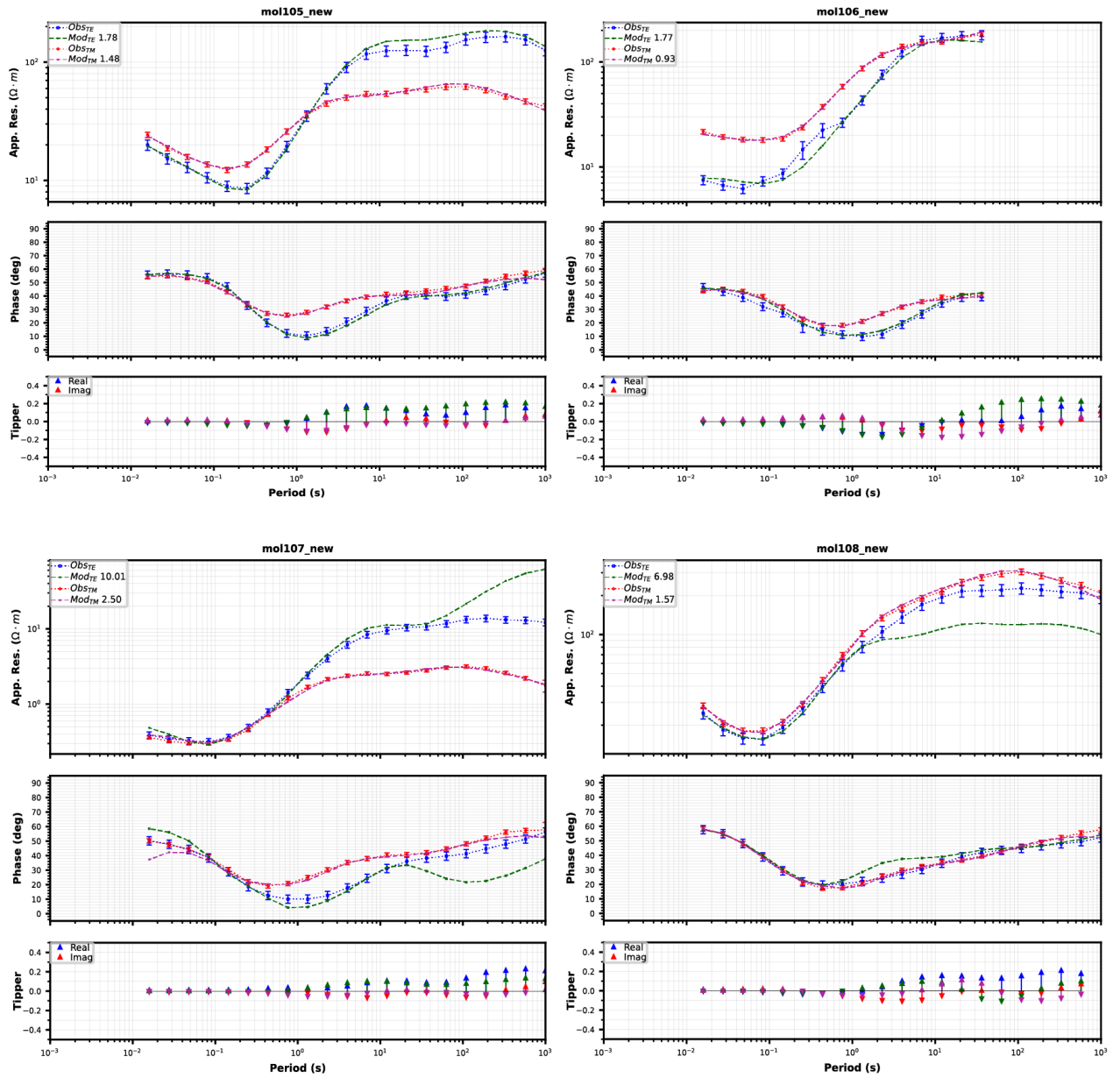


FIG. 5.5 : Suite de l'examen des erreurs RMS pour le modele A

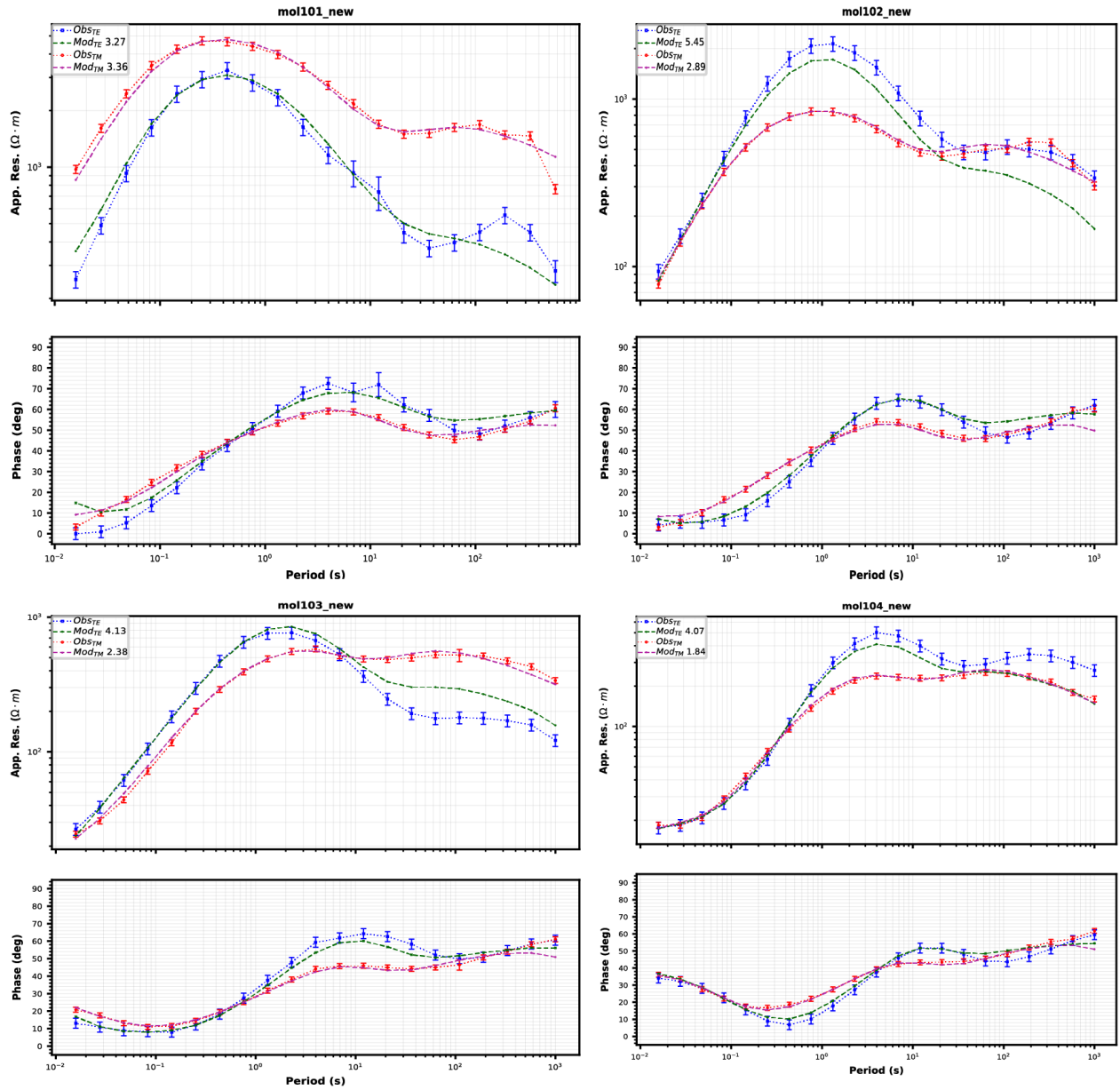


FIG. 5.6 : L'examen des erreurs RMS pour le modele B

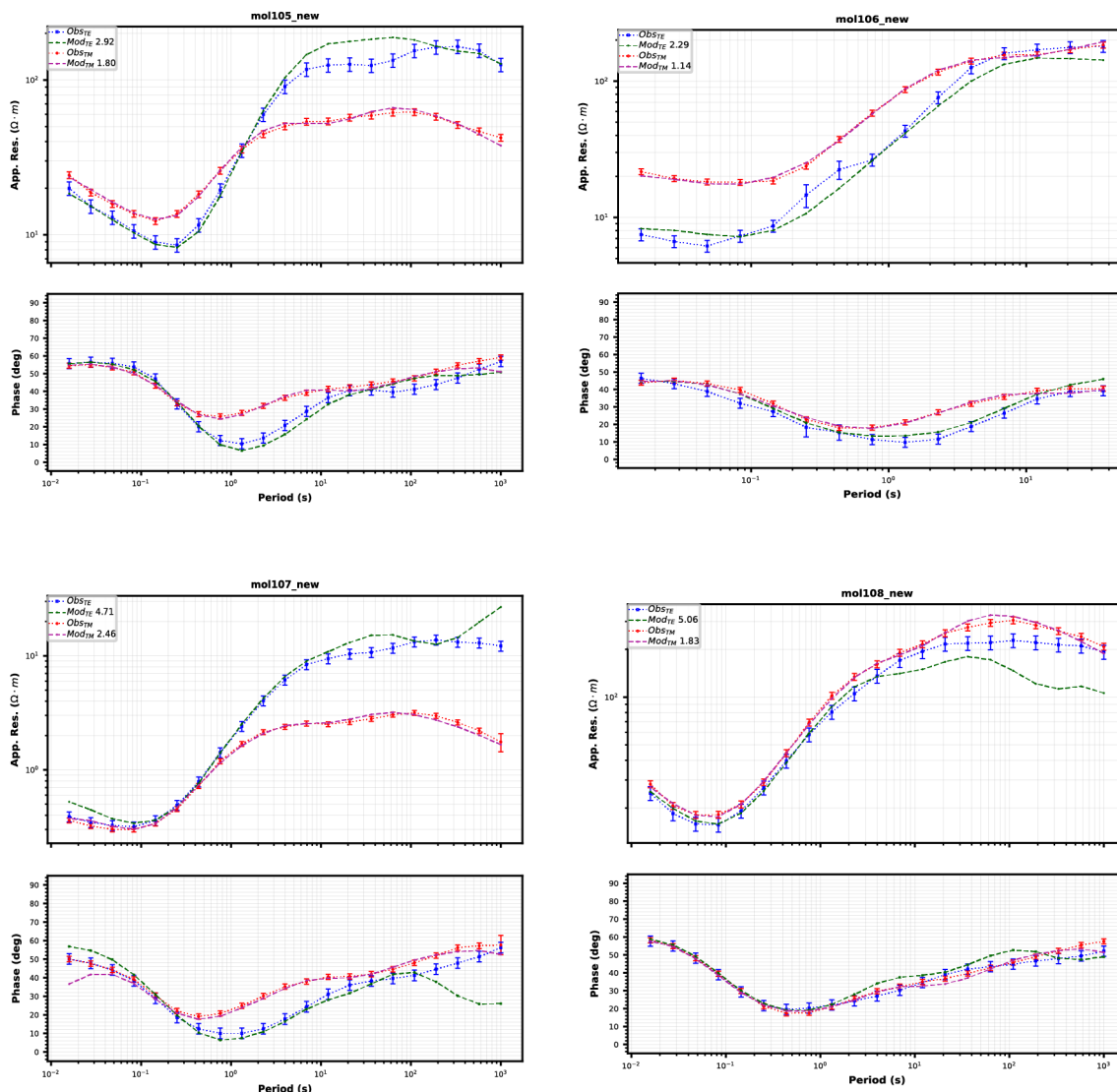


FIG. 5.7 : Suite de l'examen des erreurs RMS pour le modèle B

5.5 CONCLUSION

Les modèles retenus ont donné une erreur quadratique moyenne RMS de 1,97 pour le modèle inversé avec les modes TE+TM+TIPPER (ALL), et de 1,86 pour le modèle inversé avec les modes TE+TM. Ces valeurs sortent de la fourchette de valeurs idéales (1-1,5). Cependant, il était impossible d'obtenir des erreurs RMS de cet ordre car les parties se trouvant en longues périodes (a) sont affectées par la distorsion et empêchent donc le modèle d'atteindre la performance souhaitée. Ces valeurs restent tout de même très acceptables et permettent l'exploitation des résultats. En comparant les RMS de nos deux modèles, ainsi que le fit des données mesurées avec les modèles, nous remarquons que le modèle utilisant les deux modes TE+TM seulement a généré un RMS plus bas et un meilleur fit de données, ce qui nous mène à trancher et opter pour ce dernier pour l'interprétation prononcée des résultats.

Les modèles retenus ont donné une erreur quadratique moyenne RMS de 1,97 pour le modèle inversé avec les modes TE+TM+TIPPER (ALL), et de 1,86 pour le modèle inversé avec les modes TE+TM. Ces valeurs sortent de la fourchette de valeurs idéales (1-1,5). Cependant, il était impossible d'obtenir des erreurs RMS de cet ordre car les parties se trouvant en longues périodes (a) sont affectées par la distorsion et empêchent donc le modèle d'atteindre la performance souhaitée. Ces valeurs restent tout de même très acceptables et permettent l'exploitation des résultats. En comparant les RMS de nos deux modèles, ainsi que le fit des données mesures avec les modèles, nous remarquons que le modèle utilisant les deux modes TE+TM seulement a généré un RMS plus bas et un meilleur fit de données, ce qui nous mène à trancher et opter pour ce dernier pour l'interprétation prononcée des résultats.

Chapitre 6

Interpération des résultats

Le projet SAMTEX (South Atlantic Magnetotelluric Experiment) avait pour objectif d'étudier la structure géologique et les processus tectoniques situés sous l'océan Atlantique Sud. Il visait à obtenir des informations sur la formation et l'évolution de la limite entre le continent et l'océan, ainsi que sur les structures mantelliques sous-jacentes. L'intérêt du projet est d'autant plus significatif que la région est connue pour ses gisements diamantifères, mais reste assez peu explorée.

La présente étude est effectuée sur la base des enregistrements magnétotelluriques 5 composantes récoltés durant une campagne de terrain réalisée entre 2005 et 2006. Les données MT représentent huit sondages, disposés selon un profil de cent vingt kilomètres, selon une direction NW-SE. L'analyse de nos données nous a permis de mettre en évidence une structure géologique bidimensionnelle de direction structurale définie par les données du tenseur d'impédance à N75°. Cette direction est tout à fait en accord avec celle de l'allongement des structures géologiques observées en surface. La modélisation de nos données a donné lieu à un modèle qui permet d'identifier trois zones d'intérêt sous nos points de mesure 6.1 : une première zone résistive (ZONE A) s'étend entre les stations mol101 et mol107 à une faible profondeur. Une structure conductrice (ZONE B) sous les sites mol107 et mol108, à moins de 10 km de profondeur, et enfin une formation conductrice (ZONE C) entre 20 et 40 km de profondeur, s'étend entre les stations mol101 et mol106.

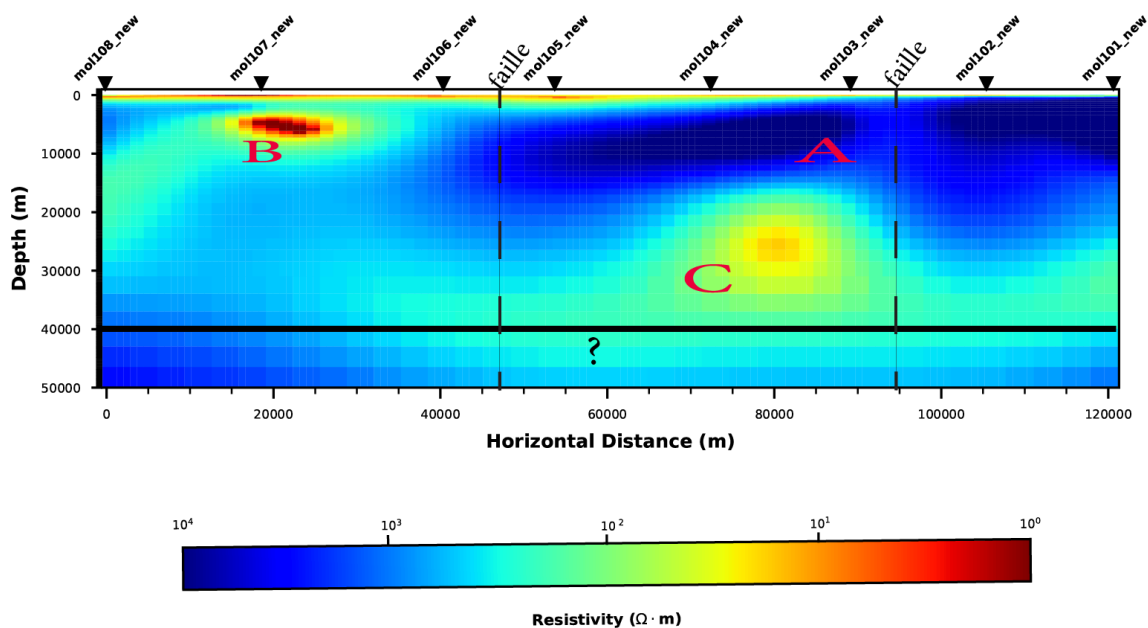


FIG. 6.1 : Modèle retenu pour l'analyse multidimensionnelle des structures géologique

6.1 Formation résistive (ZONE A)

La station mol101 repose sur le système de WATERBRG, fait référence à une formation géologique qui fait partie du vaste groupe de Karoo. Il est caractérisé par une séquence de roches sédimentaires déposées au cours des périodes permienne et triasique, il y a environ 299 à 201 millions d'années. Le système Waterberg au Botswana se compose de différentes lithologies, notamment des grès, des schistes, des siltstones et des conglomés-

rats. Ces roches sédimentaires se sont formées dans divers environnements de dépôt, tels que des systèmes fluviaux, des plaines d'inondation et des milieux marins peu profonds.

Les galets et les blocs des conglomérats du système Waterberg sont le plus souvent composés de quartz en veine, de jaspe ou encore d'olivine [ermanovics1978palapye]. L'olivine est un minéral silicaté composé de magnésium, de fer et de silicium. Il appartient à un groupe de minéraux appelé néosilicates. L'olivine est largement répandue dans la nature et se trouve dans les roches ignées, les roches métamorphiques et les météorites. Du point de vue des propriétés électriques, l'olivine est un isolant électrique, ce qui signifie qu'elle a une faible conductivité électrique. Sa résistivité électrique est élevée, ce qui la rend peu conductrice de l'électricité. Cela est dû à la structure cristalline de l'olivine, qui ne permet pas facilement le mouvement des charges électriques à travers le matériau.

En ce qui concerne la profondeur de l'olivine, il est important de noter qu'elle se trouve généralement dans la croûte terrestre et le manteau supérieur. L'olivine est un constituant commun des roches magmatiques ultramafiques, telles que les péridotites et les dunites, qui se forment à des profondeurs relativement importantes dans la croûte terrestre. Ces caractéristiques correspondent parfaitement à l'anomalie résistive enregistrée à une profondeur de 10km sous les stations mol101-mol105.

Le système de WATERBERG se trouve au-dessus des roches du socle du craton du KAAPVAAL. Ces roches comprennent divers types de anciens, ignées et métamorphiques, notamment du granite, du gneiss et des ceintures de roches vertes. Les propriétés électriques de la racine du craton du Kaapvaal sous le système de Waterberg ont fait l'objet de recherches scientifiques et d'explorations. Ces études visent à comprendre la géologie sous-surface, la structure et le potentiel de minéralisation de la région. Parmi celles-ci, une étude magnétotellurique sur la lithosphère électrique en dessous du Craton de KAAPVAAL [29], a pu fournir des informations sur les propriétés électriques de la racine du craton du Kaapvaal sous le système de Waterberg. Les valeurs de résistivité obtenues lors de ces levés ont pu affirmer la haute résistivité de la racine cratonique aux alentours de 20 km de profondeur. Ce qui stipule que notre formation pourrait être la continuité de la racine du craton de KAAPVAAL.

Nos sites de mesure de mol102 jusqu'à mol105 reposent sur une couche de mudstones carbonés et de charbons. Cette couche appartient au groupe d'Ecce qui est une composant du supergroupe de Karoo. D'âge Permien inférieur, le groupe d'Ecce, est constitué de certaines couches ou veines de tourbe, qui est un précurseur du charbon. La tourbe est un matériau organique partiellement décomposé qui se forme dans des milieux humides tels que les marais ou les tourbières, mais peut subir des enfouissements supplémentaires au fil du temps à des profondeurs entre 4 et 10 km [30] La résistivité électrique de la tourbe peut être de l'ordre de plusieurs centaines à quelques milliers d'ohms-mètres ($\Omega \cdot m$). Cette valeur relativement élevée de résistivité est due à la présence d'eau et à la structure poreuse de la tourbe. L'eau contenue dans la tourbe est un bon isolant électrique, ce qui limite la conductivité électrique du matériau. Ces informations pourraient correspondre à l'anomalie résistive identifiée, même si cette hypothèse reste assez peu probable en comparaison aux précédentes.

6.2 Formation conductrice (ZONE B)

Nos sites de mesure mol107 et mol108 se trouvent sur une structure basaltique appartenant aux séries de Stormberge du système de Karroo. La géochimie des basaltes peut être utilisée comme un indicateur diagnostique pour déterminer le cadre tectonique d'origine, car des contextes tectoniques spécifiques confèrent souvent des caractéristiques géochimiques distinctives.

Lors d'une étude sur la pétrogenèse des roches ignées de la province de KAAROO [31], 7 échantillons de basalte ont été prélevés de notre région d'intérêt. Certains de ces échantillons montrent un enrichissement manqué en éléments incompatibles observé dans certains échantillons de basaltes de la région nordique de Lebombo-Nuanetsi-Tuli, ce qui suggère l'influence de processus géologiques spécifiques. Les éléments incompatibles sont des éléments chimiques qui ont du mal à se mélanger avec les minéraux formant les basaltes et sont souvent associés à des processus magmatiques plus complexes.

Les processus possibles impliqués dans l'enrichissement de la zone source font l'objet de nombreux débats dans la littérature, avec divers auteurs proposant un processus d'enrichissement par un fluide alcalin riche en eau ou par un faible volume de fusion [32], tandis que d'autres suggèrent que la subduction active sous l'Afrique australe pourrait être impliquée [33].

En effet, l'enrichissement en éléments incompatibles peut être associé à des processus de subduction, où une plaque tectonique est poussée sous une autre plaque, provoquant la fusion partielle du manteau et la libération d'éléments chimiques incompatibles. Une autre étude sur la structure, la chronologie et le mode de mise en place du système géant de dykes de l'Okavango (Gomotsang Tshoso) a montré par l'analyse géochimique des basaltes de Shadi-Shadi dans le district du KWENENG, que les 2 sous-provinces Low-Ti et High-Ti, précédemment supposées marquaient une zonation spatiale majeure, indiquent plutôt une zonation temporelle à l'intérieur des provinces Karroo et Ferrar. Les signatures géochimiques des roches mafiques Low-Ti et High-Ti; du NE Botswana sont typiques d'une origine à partir d'un manteau enrichi lors d'un processus de subduction situé plus au sud. Ce qui rends ce processus de subduction d'autant plus intéressant, est que celles-ci peuvent favoriser la formation de certains types de gisements en raison des processus géologiques qui s'y produisent, notamment les gisements de métaux précieux qui sont généralement de très bons conducteurs. En effet, lors du processus de subduction, Les fluides hydrothermaux riches en métaux sont générés lors de l'interaction entre les roches subduites et les fluides provenant du manteau, ce qui peut conduire à la formation de dépôts minéralisés.

Cela pourrait expliquer la formation d'une structure conductrice sous notre station MT mol107.

6.3 Formation conductrice (ZONE C)

Au sud-est de la station mol101 se trouve le complexe du Bushveld. Le manteau situé sous ce complexe du présente une conductivité élevée à des profondeurs d'environ 60 km.

Les explications possibles de ces conductivités élevées incluent la présence de graphite, de sulfures et/ou de métaux ferreux associés à l'événement magmatique du Bushveld. Il est suggéré qu'une de ces phases conductrices (probablement des sulfures liés à la fusion) pourrait relier électriquement des grenats riches en fer dans une composition éclogitique riche en grenat associée à une ancienne plaque de subduction. Les conducteurs dans cette partie de la croûte sont probablement liés à la minéralisation de métaux et de métaux lourds (éléments du groupe du platine), car on sait que le Bushveld contient des gisements économiques [par exemple, Arndt et al., 2005]. Entre le complexe du Bushveld et le site mol101, passe le linéament de Thabazimbi, reliant le complexe à la région de Limpopo. Ce linéament est caractérisé par une zone de failles et de cisaillements, où les roches ont subi une déformation. Il est associé à l'activité tectonique dans la région et aurait été formé au cours de l'Éon du Protérozoïque, il y a environ 2 milliards d'années. Le Linéament de Thabazimbi présente un potentiel significatif en termes de minéralisation, notamment pour les gisements de minerai de fer. Il a également été associé à la minéralisation d'autres métaux tels que le platine, le chrome et le vanadium. Ces minéraux sont souvent trouvés en association avec les roches mafiques-ultramafiques à l'intérieur du linéament.

La formation conductrice se trouvant sous nos sites MT mol101-mol105 a une profondeur de plus de 30 km, pourrait très bien correspondre à une structure appartenant à la zone faillée du linéament de Thabazimbi, également présente sur notre carte géologique.

6.4 Conclusion

En terme général, nos données coïncident très bien avec les données géologiques de notre zone d'intérêt ainsi qu'avec les résultats de différentes études y ont été menées. Néanmoins, notre modèle reste assez approximatif et grossier, les données utilisées nécessitent par ailleurs, une étude plus poussée pour pouvoir raffiner ce dernier.

Conclusion et perspectives

Dans ce mémoire, nous avons élaboré de nouvelles connaissances relatives à la méthode magnétotellurique et ses applications pour l'imagerie du sous-sol, et nous avons acquis une compréhension globale de la géologie de ce dernier, à l'aide d'une analyse multidimensionnelle des structures géologiques par cette méthode géophysique combinée aux méthodes de cartographie et de télédétection.

Les données magnétotelluriques employées dans la présente étude ont été collectées lors de la campagne de terrain réalisée à partir de l'année 2005 jusqu'au 2006. Un total de huit (08) sondages (mol 101 à mol 108) réalisés selon un profil SE d'une centaine de km de long, situé juste au sud du parallèle 23° N jusqu'à 24° S avec une distance entre les sondages de l'ordre de 20 km.

Avant d'entamer la démarche magnétotellurique, une bonne connaissance de notre zone d'étude était nécessaire, pour renforcer la bibliographie existante, nous avons utilisé des données de télédétection pour aboutir à une carte linéamentaire après traitements et cartographie des images satellitaires du satellite LANDSAT 8 OLI. Finalement, les données de notre carte linéamentaire ont été superposées à la carte géologique établie en premier, afin de pouvoir enrichir celle-ci en confirmant les structures apparentes et ajoutant de nouvelles données structurales à notre zone d'étude. Les traitements appliqués aux images satellitaires acquises à partir du satellite Landsat 8 OLI nous ont permis de faire ressortir les grands linéaments présents dans notre zone d'étude. Le résultat de notre travail, qui est la carte linéamentaire, est incontestablement un atout précieux qui nous servira d'appui pour l'étude des grandes directions et l'interprétation des résultats finaux de la modélisation magnétotellurique.

L'inversion bidimensionnelle (2-D) des données magnétotelluriques acquises avec huit (08) profils, est menée pour obtenir une meilleure compréhension de la géologie du sous-sol de la zone étudiée dans le sud-est de Botswana, elle est basée essentiellement sur l'analyse qualitative de données MT et la modélisation 2D qui est effectuée par Le logiciel Occam 2D.

Afin d'analyser nos données MT obtenues, nous avons opté pour une méthode communément utilisée qui est celle de Caldwell et al., (2004) du tenseur de phase. C'est un outil pratique pour déterminer facilement la dimensionnalité de notre structure régionale et qui se présente graphiquement comme une ellipse. Dans notre cas, la majorité des ellipses présente une ellipticité significative indiquant une structure bi ou tri-dimensionnelle. D'autre part, Le tenseur de phase en fonction de l'angle de skew (θ) pour toutes nos périodes le long des huit sites de mesure, nos données MT présentent de faibles angles de skew ($-5 < \theta < 5$). Par conséquent l'analyse dimensionnelle a révélé une structure 2D sous nos sites de mesure MT. Concernant la direction structurale ou le strike, qui est donnée par l'angle (α) du tenseur de phase dans le cas d'une région structurale 2D, nous avons opté pour une représentation en rosace qui constitue l'histogramme des angles correspondants à une bande de fréquences données, représentant l'évolution du strike moyen avec l'augmentation de la période. Pour chaque représentation en rosace, nous avons tracer la direction structurale (en noir) ainsi que son ambiguïté de 90° (en gris). Selon les résultats observés, notre profil présente une direction N 75°. Les vecteurs d'induction de nos huit sites de mesure ont été tracés pour cinq périodes représentatives. Ces vecteur d'induction de Parkinson (1962), pointent vers les bons conducteurs. En effet, pour les courtes périodes, ils s'orientent vers les structures géologiques les plus importantes de la région et sont donc très pratiques

pour l'identification des anisotropies électriques et la confirmation du strike électrique. La dernière analyse effectuée est à fin de connaître la profondeur de l'investigation de nos données pour avoir une idée préliminaire sur la structure sous-jacente. Les courbes de pénétration nous montre que la profondeur d'investigation a été les 80 km.

La modélisation de nos données a permis de mettre en évidence 3 structures d'intérêt sous notre profil MT, une structure résistive soupçonnée d'être une veine de quartz ou de jasper tous deux représentant des caractéristiques électriques concordant avec les données du modèle. Une structure conductrice a été mise en évidence dans une zone de subduction au nord-ouest de notre profil. Cette structure peut enfermer des précieuses substances minières à confirmer par d'avantages de travaux d'exploitation. Une deuxième structure conductrice a été observée plus en profondeur a plus de 30 kilomètres. Cette structure peut être en relation avec le complexe du Bushveld lii a notre profil par le linéament faillé de Thabazimbi .

Notre étude a permis d'obtenir un modèle préliminaire de la zone d'étude, mais ce dernier nous renseigne très peu les profondeurs de plus de 40 kilomètres. En effet, il reste assez élémentaire et doit être raffiné en effectuant d'autres tests sur nos données.

Bibliographie

1. CHAVE, Alan D ; JONES, Alan G. *The magnetotelluric method : Theory and practice*. Cambridge University Press, 2012.
2. MICALLEF, TIZIANA. *Earthquake detection and localisation using the NARS-Botswana data*. 2019. Thèse de doct. MSc thesis). Utrecht University. Retrieved from [https://seismologie.sites ...](https://seismologie.sites...)
3. LAURENT, Oscar. *Les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque : étude des granitoïdes de la marge Nord du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud)*. 2012. Thèse de doct. Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II.
4. BLENKINSOP, Thomas G. Archean magmatic granulites, diapirism, and Proterozoic reworking in the Northern Marginal Zone of the Limpopo Belt. *Origin and evolution of Precambrian high-grade gneiss terranes, with special emphasis on the Limpopo Complex of southern Africa. Geological Society of America Memoir*. 2011, t. 207, p. 245-267.
5. VAN REENEN, DD ; BARTON JR, JM ; ROERING, C ; SMITH, CA ; VAN SCHALKWYK, JF. Deep crystal response to continental collision : The Limpopo belt of southern Africa. *Geology*. 1987, t. 15, n° 1, p. 11-14.
6. BEGG, GC ; GRIFFIN, WL ; NATAPOV, LM ; O'REILLY, Suzanne Y ; GRAND, SP ; O'NEILL, CJ ; HRONSKY, JMA ; DJOMANI, Y Poudjom ; SWAIN, CJ ; DEEN, T et al. The lithospheric architecture of Africa : Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolutionThe lithospheric architecture of Africa. *Geosphere*. 2009, t. 5, n° 1, p. 23-50.
7. NGUURI, TK ; GORE, J ; JAMES, DE ; WEBB, SJ ; WRIGHT, C ; ZENGENI, TG ; GWAVAVA, O ; SNOKE, JA ; GROUP, Kaapvaal Seismic. Crustal structure beneath southern Africa and its implications for the formation and evolution of the Kaapvaal and Zimbabwe cratons. *Geophysical Research Letters*. 2001, t. 28, n° 13, p. 2501-2504.
8. FOUCH, Matthew J ; JAMES, David E ; VANDECAR, John C ; VAN DER LEE, Suzan ; GROUP, Kaapvaal Seismic. Mantle seismic structure beneath the Kaapvaal and Zimbabwe Cratons. *South African Journal of Geology*. 2004, t. 107, n° 1-2, p. 33-44.
9. MULLER, MR ; JONES, AG ; EVANS, RL. Constraints From Deep-Imaging Magnetotellurics on the Lithospheric Structure and Evolution of the Enigmatic Okwa Terrane, Botswana. In : *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2009, t. 2009, T33A-1874.

10. KERGOMARD, Claude. La télédétection aérospatiale : une introduction. *Cours de télédétection, Ecole Normale Supérieure Paris*. 1990.
11. MIDEKOR, Akoly; WELLENS, Joost; TYCHON, Bernard. Initiation à ENVI. 2013.
12. MOUSSELMEL, ZOHRA; HOUTIA, Cherifa; OUAHAB, Abdelwhab et al. *Détection des changements dans les images satellitaires*. 2020. Thèse de doct. université Ahmed Draia-ADRAR.
13. MUTONDO, Gabriel TETEKKA; NSIAMI, Cathérine; KAMUTANDA, Donatien KALOMBO. Estimation de l'albédo de surface avec LANDSAT 8 OLI : Application sur la scène de la ville de Lubumbashi et ses environs. *Geo-Eco-Trop*. 2020, t. 44, n° 3, p. 459-465.
14. GUERROUI, Nadia. *Règles de calcul pour une recombinaison d'images par apprentissage*. 2011. Thèse de doct. Annaba.
15. WAWRZYNIAK, Pierre. *Suivi temporel magnétotellurique : Application à un réservoir volcanique*. 2011. Thèse de doct. Strasbourg.
16. SIMPSON, Fiona; BAHR, Karsten. *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press, 2005.
17. BOUZID, Abderrezak. *Apport des données magnétotelluriques à l'étude géodynamique du Hoggar*. 2010. Thèse de doct. Alger.
18. BERDICHEVSKY, Mark N; DMITRIEV, Vladimir I; BERDICHEVSKY, Mark N; DMITRIEV, Vladimir I. The Magnetotelluric response functions. *Models and methods of magnetotellurics*. 2008, p. 1-49.
19. SCHWARZ, Gerhard. Electrical conductivity of the earth's crust and upper mantle. *Surveys in Geophysics*. 1990, t. 11, n° 2-3, p. 133-161.
20. JORGENSEN, Anders Moller. *Global dynamics of the hot plasma in the inner magnetosphere : Energetic neutral atom (ENA) and in situ measurements*. Boston University, 1998.
21. STRANGWAY, DW; SWIFT, CM; HOLMER, RC. The application of audio-frequency magnetotellurics (AMT) to mineral exploration. *Geophysics*. 1973, t. 38, n° 6, p. 1159-1175.
22. BOUKHALFA, Zakaria; BOUZID, Abderrezak; XU, Yixian; BENDAOUD, Abderrahmane; YANG, Bo; HAMOUDI, Mohamed; BOUGCHICHE, Said Sofiane; DERAMCHI, Aboubakr; AMARA, Massinissa; OUZEGANE, Khadidja et al. Magnetotelluric investigation of the Precambrian crust and intraplate Cenozoic volcanism in the Gour Oumelalen area, Central Hoggar, South Algeria. *Geophysical Journal International*. 2020, t. 223, n° 3, p. 1973-1986.
23. MWAKIRANI, Raymond. Magnetotelluric (MT) Data Processing. *Short Course VII on Exploration for Geothermal Resources, Kenya*. 2012.
24. TANG, Jing-Tian; REN, Zheng-Yong; ZHOU, Cong; ZHANG, Lin-Cheng; YUAN, Yuan; XIAO, Xiao. Frequency-domain electromagnetic methods for exploration of the shallow subsurface : A review. *Chinese Journal of Geophysics*. 2015, t. 58, n° 8, p. 2681-2705.

25. ABDELFETTAH, Yassine. *Inversion conjointe des données magnétotelluriques et gravimétriques : Application à l'imagerie géophysique crustale et mantellique*. 2009. Thèse de doct. Université de Bretagne occidentale-Brest.
26. EGBERT, Gary D ; BOOKER, John R. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*. 1986, t. 87, n° 1, p. 173-194.
27. CONSTABLE, Steven C ; PARKER, Robert L ; CONSTABLE, Catherine G. Occam's inversion : A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*. 1987, t. 52, n° 3, p. 289-300.
28. SIRIPUNVARAPORN, Weerachai ; EGBERT, Gary ; LENBURY, Yongwimon ; UYESHIMA, Makoto. Three-dimensional magnetotelluric inversion : data-space method. *Physics of the Earth and planetary interiors*. 2005, t. 150, n° 1-3, p. 3-14.
29. EVANS, Rob L ; JONES, Alan G ; GARCIA, Xavier ; MULLER, Mark ; HAMILTON, Mark ; EVANS, Shane ; FOURIE, CJS ; SPRATT, Jessica ; WEBB, Susan ; JELSMA, Hielke et al. Electrical lithosphere beneath the Kaapvaal craton, southern Africa. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*. 2011, t. 116, n° B4.
30. MARSHAK, Stephen. *Earth : Portrait of a planet : Fourth international student edition*. WW Norton & Company, 2011.
31. EALES, Hugh V ; MARSH, Julian S ; COX, KG. The Karoo igneous province : an introduction. 1984.
32. SWEENEY, RJ ; DUNCAN, AR ; ERLANK, AJ. Geochemistry and petrogenesis of central Lebombo basalts of the Karoo igneous province. *Journal of Petrology*. 1994, t. 35, n° 1, p. 95-125.
33. HAWKESWORTH, Chris ; KELLEY, Simon ; TURNER, Simon ; LE ROEX, Anton ; STOREY, Bryan. Mantle processes during Gondwana break-up and dispersal. *Journal of African Earth Sciences*. 1999, t. 28, n° 1, p. 239-261.