Etude du champ électromagnétique et interprétation de données magnétotellurique

Viet-Hung Luu

▶ **To cite this version:**

Viet-Hung Luu. Etude du champ électromagnétique et interprétation de données magnétotellurique. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Paris Sud - Paris XI, 2011. Français. NNT : . tel-00669815

HAL Id: tel-00669815

https://theses.hal.science/tel-00669815

Submitted on 14 Feb 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ PARIS - SUD 11

Ecole doctorale 534 MIPEGE

THÈSE

Présentée à

L'Université Paris Sud

Pour obtenir le titre de

Docteur de l'Université Paris Sud

Spécialité : Géophysique Interne

Par

LUU Viet-Hung

ÉTUDE DU CHAMP ÉLECTROMAGNÉTIQUE ET INTERPRÉTATION DE DONNÉES MAGNÉTOTELLURIQUES AU VIETNAM

Soutenue le 21 Décembre 2011 devant le jury composé de

Monsieur Jérôme DYMENT	**Rapporteur**
Monsieur Pascal TARITS	**Rapporteur**
Madame Christine AMORY-MAZAUDIER	**Examinateur**
Monsieur Hermann ZEYEN	**Examinateur**
Monsieur Michel MENVIELLE	**Directeur de thèse**
Monsieur Minh LE HUY	**Co-directeur de thèse**

Remerciements

Je tiens à remercier en tout premier lieu et profondément mon directeur de thèse, Mr Michel Menvielle, pour la direction consciencieuse qu'il m'a consacré. Sous sa direction, j'ai été confiant et mon esprit léger grâce à sa gentillesse de m'avoir aidé à régler des difficultés et des soucis que j'ai rencontrés, et à sa compréhension pour mes connaissances scientifiques plutôt légères et pour ma connaissance limitée de la langue française. J'ai appris de lui non seulement des connaissances scientifiques mais aussi des connaissances approfondies de la vie. Je ne sais comment lui exprimer ma gratitude autrement qu'en lui promettant d'agir comme lui avec des étudiants dans ma situation, si un jour l'occasion m'en est donnée.

J'adresse ma profonde reconnaissance a mon co-directeur de thèse, Mr Le Huy Minh, pour m'avoir guidé, encouragé et conseillé durant la thèse. C'est lui qui m'a conduit à lire des documents de géomagnétisme en anglais quand j'étais étudiant à l'Université Nationale de Hanoi, et qui a dirigé mon mémoire de fin d'études. Ensuite, il m'a accueilli au Département de Géomagnétisme de l'Institut de Géophysique de Hanoi, où j'ai travaillé jusqu'à présent. Tout au long de ces onzes années, il a su orienter mes recherches. Pour tout cela, je le remercie vivement.

Je tiens à remercier très chaleureusement Mr Jérôme Dyment de l'Institut de Physique du Globe de Paris et Mr Pascal Tarits de l'Institut Universitaire Européen de la Mer pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail en acceptant d'en être rapporteurs.

Je remercie Mr Hermann Zeyen pour avoir accepté d'être membre de mon jury et pour m'avoir donné son programme MGWIN et m'avoir guidé à utiliser ce programme pour la modélisation gravimétrique.

J'exprime mes plus sincères remerciements à Mme Christine Amory-Mazaudier qui, au-delà de la participation à ce jury de thèse, m'a toujours aidé depuis mon premier séjour en France en 2006. Elle a été disponible pour me donner des conseils pertinents chaque fois que j'en eu besoin. Elle m'a aidé à relire et à corriger le français pour ce mémoire et à corriger l'anglais pour notre article de la dépression de Hanoi. Je la remercie aussi pour m'avoir plusieurs fois invité au restaurant chinois à Saint-Maur pour les "repas-pour le moral", dit elle.

Mes remerciements vont également à Mme Monique Petitdidier qui m'a aidé beaucoup dans mon travail et durant mes séjours de thèse en France. Elle m'a aidé à corriger le français pour ce mémoire, et à corriger l'anglais pour notre article. Je remercie de tout coeur Monique et son mari pour m'avoir invité chez eux dans des occasions sacrées et importantes : fête de nouvel an, fête de Noel, fête d'anniveraires des membres de leur famille.

Cette thèse a été réalisée au CETP jusqu'au 31 décembre 2008 et ensuite au LATMOS depuis le premier janvier 2009. Je tiens à remercier Mme Danièle Hauser qui est la directrice du CETP et du LATMOS de m'avoir accueilli au cours de ces années de thèse. Je remercie Christiane Chevalier, Alain Péan, Xavier Morel et tous les autres collègues qui travaillent à Saint-Maur pour leur sympathie, leurs aides et leurs encouragements.

Je voudrais remercier les professeurs et doctorants au Département des Sciences de la Terre de

l'Université de Paris Sud 11 pour leurs cours de formation complémentaire, leur encouragements, leur sympathie. Je remercie Mme HO Thi Kim Ngan, la secrétaire de l'école doctorale 534, qui s'est occupée de mon dossier administratif. Elle a toujours eu du temps à m'accorder pour résoudre mes soucis administratifs à l'Université de Paris Sud 11.

Je remercie mes collègues de l'Institut de Géophysique de Hanoi qui ont fait les mesures et obtenu les données magnétotelluriques et gravimétriques que j'ai utilisées dans mon étude, et tous les autres membres de l'Institut pour leur soutien et leurs conseils.

Cette thèse a été financée par le Gouvernement vietnamien. Je tiens à remercier le Gouvernement vietnamien, le Ministère de l'Éducation et de la Formation du Vietnam et tous les membres du projet 322.

Enfin, je tiens à exprimer mes profonds remerciements à tous les membres de ma famille : mes parents, mes soeurs, mon épouse et mon fils qui m'ont encouragé et soutenu depuis toujours depuis le lointain Vietnam.

Résumé

Ce travail de thèse est consacré à l'étude de la structure électrique de la croûte terrestre dans deux régions du Vietnam, au Nord dans le delta du Fleuve Rouge et au Sud dans la région de la faille de la Rivière Saigon, et en Afrique de l'Ouest, où les données utilisées sont celles acquises durant l'Année Internationale de l'Electrojet Equatorial (AIEE). La technique utilisée est celle du sondage magnétotellurique. Deux des régions étudiées (le sud du Vietnam et l'Afrique de l'Ouest) sont situées au voisinage de l'équateur magnétique. Du fait de la présence de l'électrojet équatorial, l'hypothèse de l'onde plane, sur laquelle est basée la magnétotellurique, n'y est vérifiée que pour une gamme de périodes limitée. La modélisation de l'induction par un électrojet gaussien nous a permis de caractériser l'effet de source associé à l'électrojet équatorial, et de déterminer pour chacune des zones étudiées les gammes de périodes pour lesquelles cet effet de source est négligeable. Nous avons par ailleurs montré que l'effet de source associé à l'électrojet équatorial dépend des principales caractéristiques de la structure électrique du sous-sol, et de la distance entre le centre de l'électrojet équatorial et la position examinée. Dans le delta du fleuve Rouge, le profil magnétotellurique est orienté SO-NE. Long d'environ 32 km, il recoupe les failles majeures du système de failles du Fleuve Rouge. Les données magnétotelluriques ont été inversées pour obtenir une coupe transversale de résistivité électrique pour les trois premiers kilomètres. Cette coupe de résistivité électrique et une coupe de densité obtenue par modélisation des données gravimétriques acquises le long du même profil, ainsi que des informations déduites de forages effectués au voisinage du profil ont été utilisées pour proposer une coupe géologique de la région étudiée. Dans la région de la faille de la Rivière Saigon, le profil magnétotellurique, long d'environ 15 km, recoupe le trajet supposé de la faille. La structure électrique des premiers kilomètres de la croûte a été déterminée par inversion 2-D des données pour les gammes de périodes qui ne sont pas affectées par l'électrojet équatorial (< 0,7 s). La coupe transversale de résistivité électrique ainsi obtenue nous a permis de proposer une nouvelle localisation de la faille de la Rivière Saigon, à la limite entre un domaine résistant, le bloc de Da Lat au nord-est, et un domaine moins résistant, le bloc de Can Tho au sud-ouest. Cette nouvelle localisation est à environ 2,2 km au sud-ouest de la localisation généralement supposée pour cette faille. En Afrique de l'Ouest, nous avons montré que les données de jour sont affectées par l'électrojet équatorial pour toute la gamme de période étudiée (>120 s) ; ces données n'ont donc pas été utilisées pour déterminer la structure électrique de la croûte et du manteau supérieur. L'inversion 2-D des données de nuit, montre la présence d'une structure subverticale, relativement conductrice, qui sépare le Craton Ouest-africain très résistant des terrains situés sous le bassin du fleuve Sénégal.

Mots clés : magnétotellurique, électrojet équatorial, effet de source, dépression de Hanoi, la faille de la Rivière Saigon, AIEE.

Abstract

This thesis is devoted to the study of the electrical structure of the Earth's crust in two regions of Vietnam (the Red River Delta in the north and the region of the Saigon River fault in the south) and in West Africa. The data were those acquired during the International Year of the Equatorial Electrojet (IYEE). The technique used is the magnetotelluric (MT) sounding method. Two of the regions studied (southern Vietnam and West Africa) are located near the magnetic equator. Due to the presence of the equatorial electrojet in these regions, the assumption of plane wave, on which MT relies, is valid for a limited range of periods. Modeling of the induction by a Gaussian electrojet allowed us to characterize the source effect associated with the equatorial electrojet, and to determine for each studied region the period ranges for which the source effect is negligible. We have also shown that the source effect associated with the equatorial electrojet depends on the main features of the electrical structure of the basement, and the distance between the center of the equatorial electrojet and the location of the considered station. In the Red River Delta at the north, the MT profile is oriented SW-NE. It is about 32 km long, and goes across the major faults of the Red River fault system. MT data were applied 2-D inversion to obtain a electrical cross-section for the first three kilometers of the crust. This electrical cross-section, a density cross-section obtained by modeling of gravity data collected along the same profile, and information derived from holes drilled in the vicinity of the profile, both were used to construct a geological section of the study area. In the region of the Saigon River fault, the magnetotelluric profile is about 15 km long. It goes across the supposed location of the fault. The electrical structure of the first three kilometers of the crust was determined by 2-D inversion of data for periods which are not affected by the equatorial electrojet (< 0.7 s). The electrical cross-section obtained allowed us to propose a new location for the Saigon River fault ; it corresponds to the boundary between a resistant domain, the block of Da Lat in the north-east, and a less resistant domain, the block of Can Tho in the south-west. This new location is about 2.2 km southwest of the location currently assumed for this fault. In West Africa, we have shown that electromagnetic impedances derived using day time data are affected by the equatorial electrojet for the whole range of period studied (> 120 s), so these data have not been used to determine the electrical structure of the crust and the upper mantle. The 2-D inversion of nighttime data shows the presence of a subvertical structure, relatively conductive, which separates the West African Craton which is very resistant from the geological structures beneath the Senegal River basin.

Key words : magnetotelluric, equatorial electrojet, source effect, Hanoi Trough, Saigon River fault, IEEY.

Table des matières

1 Introduction **1**

2 Les variations transitoires du champ magnétique terrestre : sources et principales caractéristiques **5**

2.1 Le Soleil et le rayonnement solaire 5
2.1.1 Les sources solaires 5
2.1.2 Le rayonnement électromagnétique 7
2.1.3 Le vent solaire 9
2.2 L'environnement ionisé de la Terre 10
2.2.1 La magnétosphère 10
2.2.1.1 Portrait de la magnétosphère 10
2.2.1.2 Courants de la magnétosphère 13
2.2.2 L'ionosphère 17
2.2.2.1 La formation de l'ionosphère: modèle de Chapman 19
2.2.2.2 Les régions ionosphériques 20
2.2.2.3 Dynamo ionosphérique 23
2.2.2.4 Les systèmes de courants ionosphériques 25
2.3 Le champ magnétique transitoire 30
2.3.1 La variation diurne 30
2.3.2 L'activité magnétique irrégulière 32
2.3.2.1 Les sous-orages magnétosphériques 32
2.3.2.2 Orages magnétiques 33
2.3.3 Le champ magnétique transitoire au Vietnam 33

3 Le sondage MT **37**

3.1 Bases physiques 37
3.1.1 Les équations de Maxwell - Etats quasi-stationnaires 37
3.1.1.1 Les équations de Maxwell 37
3.1.1.2 Approximation des états quasi-stationnaires 39
3.1.2 Un cas simple: demi-espace conducteur 39

3.1.2.1 Milieu isolant . . . 40
3.1.2.2 Induction pour une source harmonique . . . 41
3.1.3 Influence de la géométrie de la source . . . 42
3.1.3.1 Le cas de l'onde plane : la magnétotellurique (MT) . . . 42
3.1.3.2 Cas général et effets de source . . . 45
3.2 La magnétotellurique (MT) . . . 45
3.2.1 Demi-espace conducteur . . . 45
3.2.2 Cas 1-D . . . 46
3.2.3 Cas 2-D . . . 48
3.2.3.1 Equations . . . 48
3.2.3.2 Détermination de la dimensionnalité . . . 51
3.2.3.3 Détermination de la direction principale . . . 52
3.2.3.4 Un exemple de résolution numérique . . . 54
3.3 Sondages électromagnétiques dans les zones équatoriales . . . 55
3.3.1 Cas d'une distribution de courants gaussienne . . . 56
3.3.2 Conclusion . . . 59
3.4 Les données : acquisition et traitement . . . 60
3.4.1 Équipement . . . 60
3.4.1.1 Capteurs magnétiques . . . 60
3.4.1.2 Capteurs telluriques . . . 60
3.4.1.3 Chaîne d'acquisition des données . . . 61
3.4.2 Acquisition de données . . . 62
3.4.3 Traitement de données . . . 63
3.5 Le problème inverse . . . 65
3.5.1 Cas 1-D . . . 66
3.5.2 Cas 2-D . . . 67

4 Etude du bassin de Ha Noi 71
4.1 Contexte géologique . . . 71
4.1.1 Histoire tectonique de l'Asie du Sud Est . . . 71
4.1.2 La dépression de Ha Noi . . . 72
4.1.2.1 Les campagnes de terrain . . . 73
4.1.2.2 Structure de la dépression de Ha Noi . . . 76
4.2 Le profil MT . . . 77
4.2.1 La campagne de terrain . . . 77
4.2.2 Traitement des données . . . 78
4.2.3 Analyse du tenseur d'impédance . . . 81
4.2.4 Inversion 2-D des données . . . 82

4.2.4.1 L'inversion d'Occam 83
4.2.4.2 L'inversion de RRI 84
4.2.5 Structure électrique des premiers kilomètres 84
4.3 Le profil gravimétrique 92
4.3.1 La campagne de terrain 92
4.3.2 Traitement des données 95
4.3.3 Modèle gravimétrique des premiers kilomètres 97
4.4 Discussion 98

5 Etude de la faille de Saigon 103
5.1 Contexte géologique 103
5.2 Contexte géophysique 104
5.3 Le profil MT 107
5.3.1 La campagne de terrain 107
5.3.2 Traitement des données 108
5.3.3 Les profondeurs de pénétration 115
5.3.4 Analyse du tenseur MT 115
5.3.5 Inversion des données 121
5.3.5.1 Inversion 1-D et Influence de l'électrojet équatorial 121
5.3.5.2 Inversion 2-D 126
5.3.6 Structure électrique des premiers kilomètres 131
5.4 Discussion 132

6 Analyse des données AIEE 137
6.1 L'AIEE 137
6.2 Les mesures électromagnétiques 138
6.2.1 La campagne de terrain 140
6.2.2 Traitement des données 141
6.2.3 Calcul du tenseur MT 145
6.3 Influence de l'électrojet équatorial sur les sondages électromagnétiques 146
6.3.1 Etude aux stations de l'AIEE 152
6.3.2 Etude au centre de l'électrojet équatorial 157
6.3.2.1 Variantes du modèle S (le modèle 1 de Vassal) 157
6.3.2.2 Variantes du modèle N (le modèle 2 de Vassal) 158
6.3.3 Conclusion 159
6.4 Structure électrique de la croûte et du manteau supérieur 160
6.4.1 Inversion 2-D des données 161
6.4.2 Structure électrique de la croûte et du manteau supérieur 162

6.5 Conclusion 163

7 Conclusion générale **165**

Chapitre 1

Introduction

La magnétotellurique est une méthode d'étude de la structure électrique de l'intérieur de la Terre basée sur l'analyse des variations transitoires des composantes magnétiques et électriques enregistrées à la surface du sol selon deux directions orthogonales horizontales. Cette méthode a été proposée par Tikhonov en 1950 et Cagniard en 1953: Tikhonov a montré que pour des périodes inférieures à quelques heures, la dérivée d'une composante horizontale du champ magnétique dans une direction donnée, x, est proportionnelle à la composante du champ électrique selon une direction orthogonale y; Cagniard a développé les relations entre Ex et Hy à la surface d'un milieu où la conductivité électrique dépend uniquement de la profondeur (cas tabulaire, ou 1-D), dans le cas d'une onde incidente plane. Ces premiers travaux de Tikhonov et de Cagniard ont jeté les bases de la magnétotellurique, ou MT. Depuis le début des années cinquante, la MT s'est considérablement développée. De nombreux outils théoriques et numériques permettant l'étude de structures allongées dans une direction (cas 2-D) ou de géométrie quelconque (3-D) ont ainsi été développés, et de nombreux logiciels gratuits et payants, qui permettent de résoudre les problèmes direct et inverse pour des situations 1-D, 2-D et 3-D, sont disponibles en ligne sur Internet.

La MT est une méthode passive, dont les sources sont les variations transitoires du champ électromagnétique. Ces variations transitoires ont des périodes allant d'une fraction de seconde (10^{-3}s, ou moins) jusqu'à plusieurs heures, ou plusieurs jours. Ces variations sont liées à une grande variété de sources : aux périodes plus courtes qu'une seconde, l'activité météorologique (les éclairs durant les orages) ou les ondes radioélectriques liées à l'activité humaine ; aux plus longues périodes, les courants qui circulent dans l'environnement ionisé de la Terre, du fait de l'interaction entre l'environnement terrestre et le rayonnement solaire (vent solaire et rayonnement photonique).

La MT permet d'étudier la structure électrique de la Terre pour des profondeurs allant de quelques mètres à plusieurs centaines de kilomètres. En particulier, puisque la résistivité des roches crustales varie de plusieurs ordres de grandeur, la MT est largement utilisée pour l'étude de la structure électrique de la croûte, ainsi que pour l'exploration pétrolière sur la terre ferme ou en mer.

Au Vietnam, la MT a été appliquée depuis les années 1990 pour l'étude de la structure électrique de la croûte au travers des grandes failles dans le nord du pays et pour chercher l'eau souterrainne dans le sud du pays. Ces travaux ont été effectués par deux géophysiciens français Pham Van Ngoc et Boyer Danièle, en collaboration avec des équipes de géophysiciens vietnamiens. L'instrument utilisé pour ces mesures est celui développé en France par monsieur Pham Van Ngoc et son équipe ; en 2003, cet instrument a été donné par monsieur Pham Van Ngoc au Département de Géomagnétisme de l'Institut de Géophysique de Hanoi.

Depuis 2004, l'équipe du Département de Géomagnétisme a effectué plusieurs campagnes de mesures MT sur la terre ferme pour étudier la structure profonde de la croûte au Vietnam. Parmi ces campagnes de mesures, nous avons étudié dans le cadre de cette thèse deux profils qui ont été effectués dans deux régions ayant des contextes géophysiques et géologiques différents:

- Le premier profil est situé dans le delta du Fleuve Rouge au nord du pays. Il traverse le système des failles du Fleuve Rouge et il a pour but d'étudier la structure électrique des quelques premiers kilomètres de la croûte dans la dépression de Ha Noi. La description de la structure de la dépression que j'ai obtenue peut être utilisée pour évaluer le potentiel en gaz et en hydrocarbure de la région.
- Le deuxième profil est situé dans le sud du pays. Il traverse la localisation supposée de la faille de la Rivière Saigon, qui est une grande faille active pouvant engendrer des séismes forts; ce profil a pour but d'étudier la structure électrique de la croûte dans la région de la faille de la Rivière Saigon et de préciser la localisation de cette faille.

Ma thèse comporte sept chapitres: cinq chapitres principaux, les chapitres 2 à 6, l'introduction dans le chapitre 1, et la conclusion dans le chapitre 7.

Dans le chapitre 2, je présente les éléments nécessaires à une compréhension globale de la connaissance de la variation du champ magnétique terrestre transitoire à l'échelle globale et puis au Vietnam. Les sources permanentes issues du Soleil (le rayonnement électromagnétique et le vent solaire) et leur interaction avec l'environnement ionisé de la Terre (la magnétosphère et de l'ionosphère) sont présentées; les principales caractéristiques des courants électriques ainsi créés dans l'environnement ionisé de la Terre sont décrites. Enfin, les caracteristiques du champ magnétique transitoire à l'échelle globale, et ses propriétés observées au Vietnam, sont brièvement décrites.

Le chapitre 3 rappelle les bases physiques de la MT et les conditions de validité de l'approximation de l'onde plane; ce chapitre présente aussi le principe des méthodes utilisées dans les chapitres suivants: analyse et traitement des enregistrements pour calculer le tenseur MT, algorithmes de résolution des problèmes direct et inverse.

Le chapitre 4 présente l'étude du sondage MT effectué dans le delta du Fleuve Rouge. Le contexte géologique de la région étudiée et les travaux du sondage MT (campagne de terrain, traitement des données, inversion des données) sont présentés. La modélisation des données gravimétriques acquises sur le même profil avec les données MT est également présentée. Les résultats obtenus par

les méthodes MT et gravimétrique ainsi que les informations disponibles des mesures in situ, des forages dans la région, permettent de déduire une coupe géologique des trois premiers kilomètres de la croûte sous-jacente aux profils.

Le chapitre 5 est consacré à l'étude du sondage MT effectué dans le Sud du Vietnam. La région étudiée est située dans la zone qui est affectée par l'électrojet équatorial. L'examen de l'influence de l'électrojet équatorial sur le sondage MT permet de sélectionner une gamme de périodes pour lesquelles l'approximation de l'onde plane s'applique malgré la présence de l'électrojet. L'analyse des données pour cette gamme de périodes permet d'établir une coupe géo-électrique des premiers kilomètres de la croûte dans la région étudiée. Le résultat obtenu nous conduit à proposer une nouvelle localisation de la faille de la Rivière Saigon dans cette région du Vietnam.

Durant ma thèse, j'ai également analysé des données électromagnétiques acquises en Afrique de l'Ouest, une autre région affectée par l'électrojet équatorial. Ces données ont été acquises par des équipes françaises et africaines durant l'Année Internationale de l'Electrojet Equatorial (AIEE), un programme international d'étude de l'électrojet équatorial organisé à l'échelle planétaire sous l'égide de l'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie (AIGA, IAGA en anglais). Le chapitre 6 présente les premiers résultats d'une analyse de ces données acquises durant l'AIEE: étude de l'effet de source associé à l'électrojet équatorial et détermination de la structure électrique de la croûte.

Chapitre 2

Les variations transitoires du champ magnétique terrestre : sources et principales caractéristiques

Ce chapitre bibliographique est basé sur des ouvrages de référence, et notamment sur les livres “Du Soleil à la Terre” publié en 1999 par J. Lilensten et P.-L. Blelly aux Presses Universitaires de Grenoble, et “Sun and Earth” publié en 1986 par H. Friedman, ainsi que sur le chapitre “Physical processes producing magnetospheric substorms and magnetic storms” de L. R. McPherron, dans le livre “Geomagnetism”, Vol. 3, publié en 1988 et le chapitre “Ionospheric Electrodynamics : A Tutorial” de A. D. Richmond et J. P. Thayer dans le livre “Magnetospheric current systems” édité par S. Ohtani et al., Geophysical Monograph 118, Copyright 2000 by the American Geophysical Union.

2.1 Le Soleil et le rayonnement solaire

Le Soleil est une étoile moyenne, de 1 392 000 km de diamètre (109 fois le diamètre de la Terre), située sur la branche principale du diagramme de Hertzprung-Russel; il se présente à nous sous la forme d’un disque blanc-jaune, lisse, seulement parsemé de quelques taches. Il s’agit en fait d’une sphère de plasma, qui se dilue dans l’espace, gouvernée et façonnée par son magnétisme.

2.1.1 Les sources solaires

L’action du Soleil sur la Terre résulte essentiellement de quatre types d’interaction :

– L’interaction gravitationnelle : la masse du Soleil commande le mouvement de la Terre sur son orbite dans l’espace. La présence des autres planètes cause des fluctuations de son orbite et entraîne les fluctuations du flux de rayonnement reçu par la Terre.

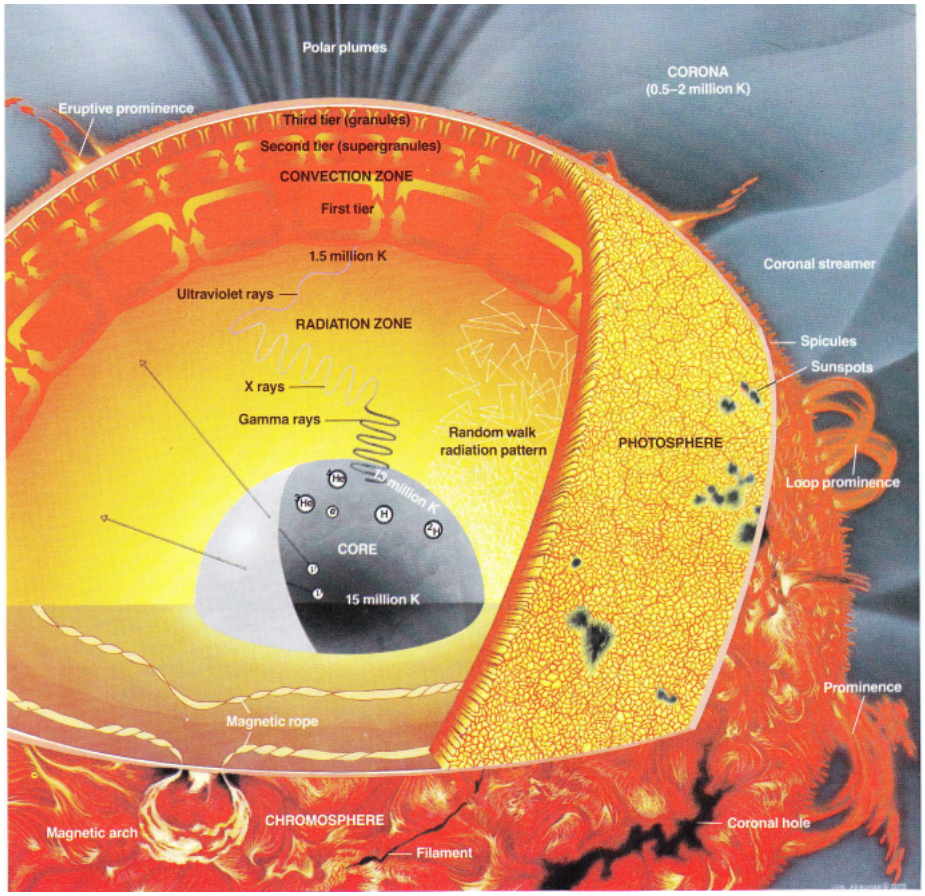


Figure 2.1: *La coupe du Soleil. (Adaptée de Herbert Friedman dans "Sun and Earth", page 17)*

- L'interaction électromagnétique (rayonnement) : le rayonnement du Soleil maintient notre planète à température favorable.
- L'interaction magnétique : le champ magnétique du Soleil s'étend loin dans le système solaire, et interagit fortement avec le champ magnétique terrestre.
- L'interaction particulaire, due au vent solaire.

L'interaction gravitationnelle et le rayonnement visible peuvent être considérés comme "constants" sur les échelles de temps "humaines". Cependant, le rayonnement non-visible (UV, X), le vent solaire, et l'activité magnétique solaire sont très fluctuants.

Dans la partie qui suit, nous insisterons sur le rayonnement électromagnétique et le vent solaire qui sont les sources permanentes issues du Soleil, qui président à la formation de la magnétosphère et de l'ionosphère.

2.1.2 Le rayonnement électromagnétique

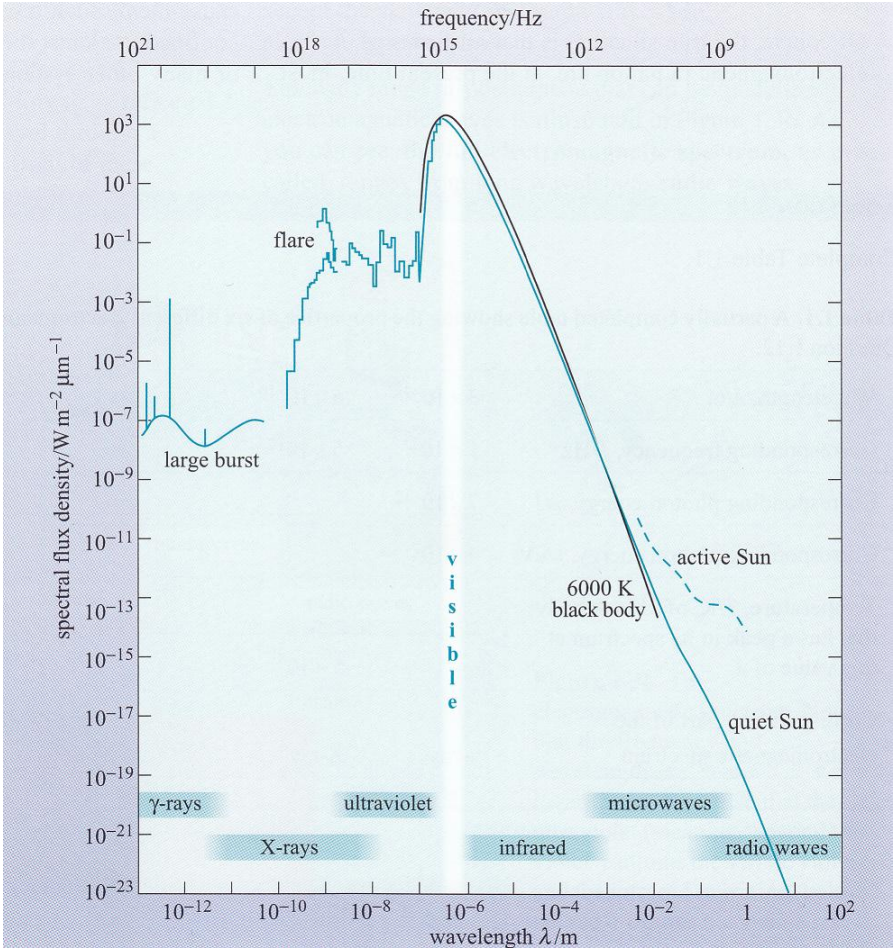


FIGURE 2.2: *Le spectre du Soleil. La courbe noire est la courbe de Planck pour un corps noir à 6000 K. (Adaptée de S. J. B. Burnell et al., dans "An introduction to the Sun and Stars", page 36.*

Le Soleil émet dans l'espace un rayonnement électromagnétique (ondes radio, micro-ondes, infrarouges, lumière visible, ultraviolets, rayons X, rayons gamma) dont les longueurs d'onde sont comprises entre 10^{-13} m et 10 m. 99% du rayonnement total du Soleil est émis par la photosphère, sur la gamme de longueurs d'onde comprise entre 10^{-7} et 10^{-4} m. La photosphère est la "surface" visible du Soleil (voir la figure 2.1). Sa température est à peu près 6000 K. Le spectre de rayonnement de la photosphère est approximativement décrit par celui d'un corps noir à 6000 K (voir la figure 2.2). Le flux total de ces ondes est peu variable dans le temps.

Les longueurs d'onde correspondantes aux extrêmes ultra-violets (EUV), aux rayons X et aux rayons gammas dominent lors de fortes activités solaires, notamment durant les éruptions solaires. Le taux maximum des éruptions solaires intervient au maximum de l'activité solaire du cycle de taches. Au maximum du cycle de tâches il y a 10 fois plus d'éruptions solaires qu'au minimum.

Sous l'effet des rotations différentielles du Soleil, les lignes de champ magnétique se déforment, s'enroulent, se torsadent... "Quand les lignes de champ deviennent très denses, il se produit une sorte de hernie au-delà de la photosphère, provoquant localement des tubes de champs magnétiques intenses, perpendiculaires à la surface. Dans cette zone, la matière se trouve freinée par les lignes de champ (ou organisée par elles), les apports de chaleur par des zones voisines se font mal, le gaz se refroidit, donnant naissance à une tache." (Lilensten et Blelly, 2000). "Les taches solaires, parfois groupées, sont plutôt localisées entre 40° de latitude nord et 40° de latitude sud. Elles semblent plus sombres parce que leur température est plus basse : 4000 degrés environ."(Lilensten et Blelly, 2000).

La couronne solaire s'étend d'environ 15000 km de la photosphère jusqu'à 2 rayons solaires. Elle émet la lumière blanche dans le visible. L'intérieur de la couronne est très chaud (plus chaud que la photosphère) et turbulent. Les éruptions solaires se produisent souvent au sommet des boucles magnétiques coronales qui relient les taches solaires sous-jacentes (voir la figure 2.3 a), mais aussi dans les régions actives où il n'y a pas de taches solaires.

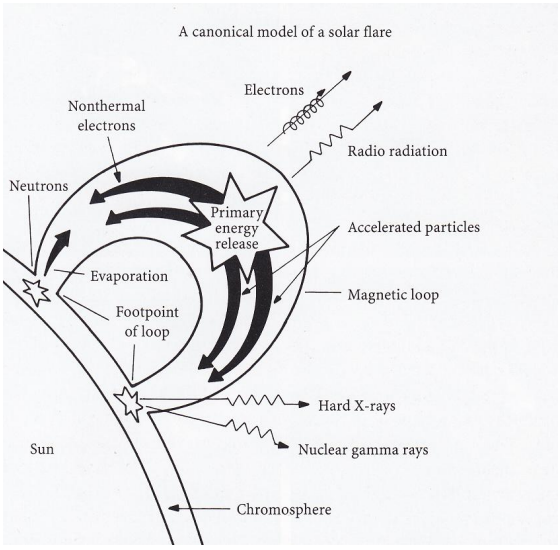
L'éruption solaire se déroule en trois phases : précurseur, impulsive et post-impulsive. La durée d'une éruption solaire peut varier de quelques minutes à quelques dizaines de minutes (voir la figure 2.3 b).

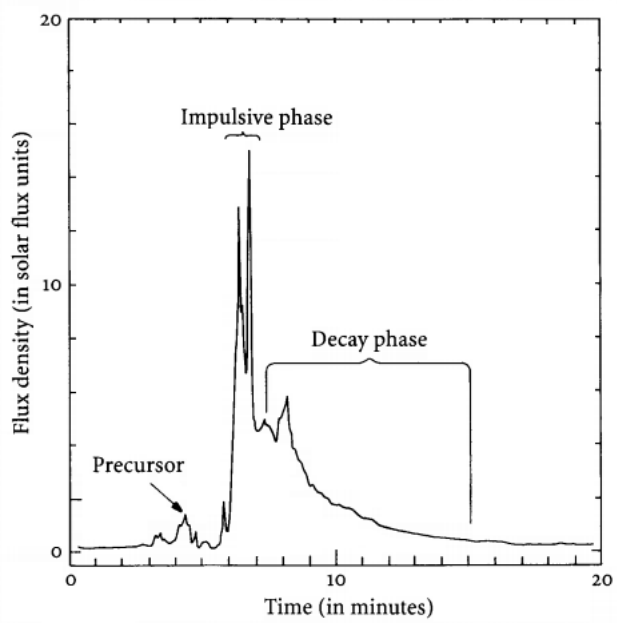
La première phase, ou précurseur, déclenche la libération de l'énergie magnétique, qui a été stockée dans des boucles coronales. Dans cette phase, les émissions sont produites dans l'extrême ultraviolet (les rayons X mous) et dans les ondes radio.

Après au plus quelques minutes, la phase impulsive ayant libéré brutalement l'énergie primaire au sommet de la boucle coronale, les électrons et les protons sont rapidement accélérés (en une seconde ou moins) à des vitesses approchant la vitesse de la lumière, puis ils sont redirigés dans le soleil ou éjectés dans l'espace. Les électrons à haute vitesse émettent un rayonnement radio aux environs de l'apex de la boucle coronale (figure 2.3a). Les électrons non thermiques descendent en spirale le long des canaux magnétiques en générant des émissions radio intenses. L'énergie est transportée vers le bas par les électrons et les protons en suivant l'arche magnétique coronale pour entrer dans la chromosphère sous-jacente plus dense. Ici, le faisceau de particules est ralenti par les collisions (le rayonnement de freinage), émettant des rayons X durs et des rayons gamma aux extrémités de la boucle.

La chromosphère est chauffée très rapidement par les particules accélérées, elle ne peut pas se débarrasser de l'excès d'énergie et elle engendre donc la montée explosive du matériau chauffé (appelée l'évaporation chromosphérique) dans la couronne. Ce matériau chauffé remplit probablement la boucle coronale complètement. La boucle coronale s'assouplit en une configuration plus stable, l'énergie est libérée de façon plus graduelle. Dans cette phase, les rayonnements X mous et EUV augmentent en raison du matériau chauffé dans la boucle.

Il existe une troisième source solaire : les éjections de masse coronale. Leur découverte a été faite en 1973, grâce à des coronographes embarqués sur des satellites dans l'espace. Les éjections de





(a) *Eruption solaire se produisant au sommet des boucles magnétiques.* (b) *Trois phases d'une éruption solaire*

FIGURE 2.3: *Eruption solaire. Adaptée de Kenneth R. Lang, dans le livre "Sun, Earth and Sky", pages 141 (sous-figure b) et 145 (sous-figure a)*

masse coronale sont des changements observables de la structure coronale, qui durent de quelques minutes à quelques heures, elles apparaissent brillantes en lumière visible dans la couronne, et surtout, impliquent une expulsion de plasma et de champ magnétique de la couronne vers l'espace interplanétaire. Les éjections font perdre 10^{12}kg de masse au Soleil par jour. Leurs vitesses sont très variables, allant de 100 à 2000 km/s.

2.1.3 Le vent solaire

Le vent solaire a été découvert dans les années 1950 quand on a remarqué que la queue des comètes pointe toujours dans la direction opposée au Soleil et ceci même lorsque la comète s'éloigne du Soleil. Il y a des mesures du vent solaire faites à bord des satellites depuis 1962.

Une particule échappe à l'attraction gravitationnelle du Soleil lorsque sa vitesse est plus grande que la vitesse d'évasion du Soleil (618 km/s). Dans la couronne solaire (de 15000 km à quelques rayons solaires) où la température atteint un million degrés Kelvin, il y a un grand nombre de particules qui ont des vitesses suffisamment grandes pour échapper au Soleil. Ces particules forment le vent solaire. Le vent solaire est un flux de plasma constitué de protons, de noyaux d'hélium, et d'électrons. Ce flux de plasma emporte avec lui le champ magnétique du soleil. Le vent solaire est donc un plasma magnétisé. Le champ magnétique emporté par le vent solaire est à l'origine de l'existence du champ magnétique interplanétaire (l'IMF - Interplanetary Magnetic Field, en anglais).

Le vent solaire est très peu dense (10 particules par centimètre cube), mais très rapide. On

distingue deux types de vent solaire: le vent solaire rapide et le vent solaire lent. Le vent solaire rapide a des vitesses d'environ 750 km/s au niveau de l'orbitre terrestre. Ce type de vent est émis par les trous coronaux qui sont principalement localisés aux pôles du Soleil. Le vent solaire lent dont la vitesse est d'environ 400 km/s, est éjecté au dessus de la photosphère calme, dans les régions près de l'équateur du Soleil.

Il existe des processus d'accélération du vent solaire qui sont mal connus aujourd'hui. Actuellement une hypothèse pour expliquer cette accélération du vent solaire serait le transfert d'énergie engendrée par la turbulence des grandes échelles, 100km, aux petites échelles, 10km.

Le vent solaire fait perdre 10^{14} kg de masse au Soleil par jour.

La pression du vent solaire crée une « bulle » dans le milieu interstellaire. La limite à laquelle le vent solaire n'est plus capable de repousser le milieu interstellaire est appelée héliopause. Cette limite est souvent considérée comme la « frontière » du système solaire, entre 100 et 150 unités astronomiques (UA).

2.2 L'environnement ionisé de la Terre

2.2.1 La magnétosphère

En passant au voisinage de la Terre, le vent solaire modifie la forme du champ magnétique autour de la Terre et son écoulement est dévié par l'obstacle que constitue le champ magnétique terrestre. La magnétosphère de la Terre est la cavité formée par le champ magnétique terrestre dans le vent solaire.

2.2.1.1 Portrait de la magnétosphère

Dans la magnétosphère, la densité de particules chargées est faible, il y a peu de collisions, le champ magnétique terrestre domine le mouvement des particules chargées.

L'interaction avec le vent solaire déforme le champ magnétique terrestre, qui est fondamentalement un champ dipolaire, en comprimant les lignes de champ sur le côté jour et en les étirant pour former une longue queue sur le côté nuit. Du côté jour, la magnétosphère s'étend jusqu'à une distance d'environ 10 rayons de la terre (R_T), en moyenne, tandis que la queue de la magnétosphère s'étend sur plusieurs centaines de R_T du côté nuit. La limite externe de la magnétosphère, appelée magnétopause, est la région où la pression totale (la somme de la pression dynamique et des pressions thermiques et magnétiques) du vent solaire équilibre précisément toute la pression à l'intérieur de la magnétosphère.

Dans un plan perpendiculaire à la direction Soleil-Terre, la section de la magnétopause a une forme ovale. La magnétosphère s'étire et se distend pour former la queue de la magnétosphère dans la direction opposée au Soleil. Dans la direction verticale, le rayon de la magnétopause est en

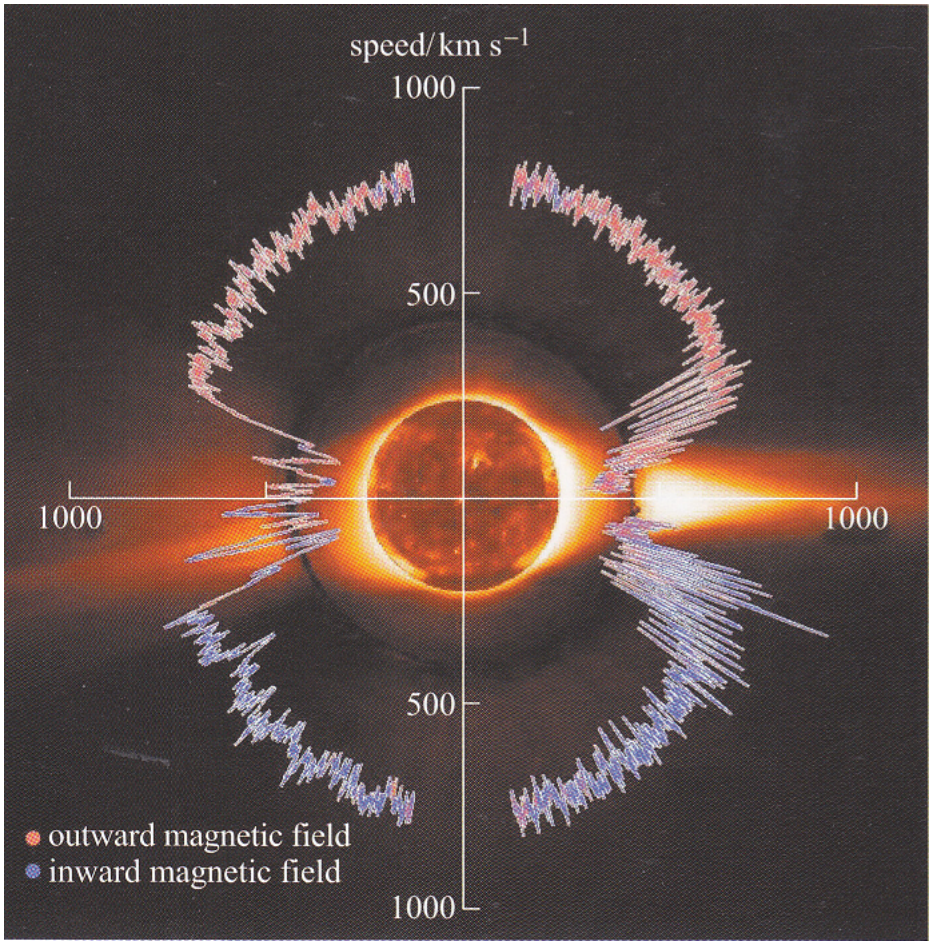


Figure 2.4: *La vitesse du vent solaire en fonction de la latitude héliocentrique mesurée par le vaisseau spatial de Ulysses de 1992 à 1997. (Ulysses (ESA et NASA))*

général de 15 R_T (figure 2.6). Du côté nuit, la magnétosphère se referme à 25-30 R_T.

A l'avant de la magnétopause, du côté jour, à la distance d'environ 12-14 R_T du centre de la Terre, se situe l'onde de choc, où le vent solaire supersonique ralenti par le champ magnétique terrestre devient subsonique (figure 2.6). Cette région est appelée l'onde de choc car elle se forme comme les ondes qui s'empilent devant l'étrave d'un aéronef en mouvement supersonique dans l'atmosphère.

Entre l'onde de choc et la magnétopause, il y a la magnétogaine. C'est une région de transition entre le vent solaire libre et la magnétosphère terrestre. La magnétogaine est remplie d'un plasma provenant directement du vent solaire, pour lequel l'énergie cinétique du mouvement d'ensemble a été en grande partie transformée en énergie cinétique de mouvements aléatoires, ainsi qu'en énergie d'ondes. Cette région est dominée par l'IMF (champ magnétique interplanétaire).

Aux hautes latitudes (>70°), il y a les cornets polaires qui séparent les lignes de champ mag-

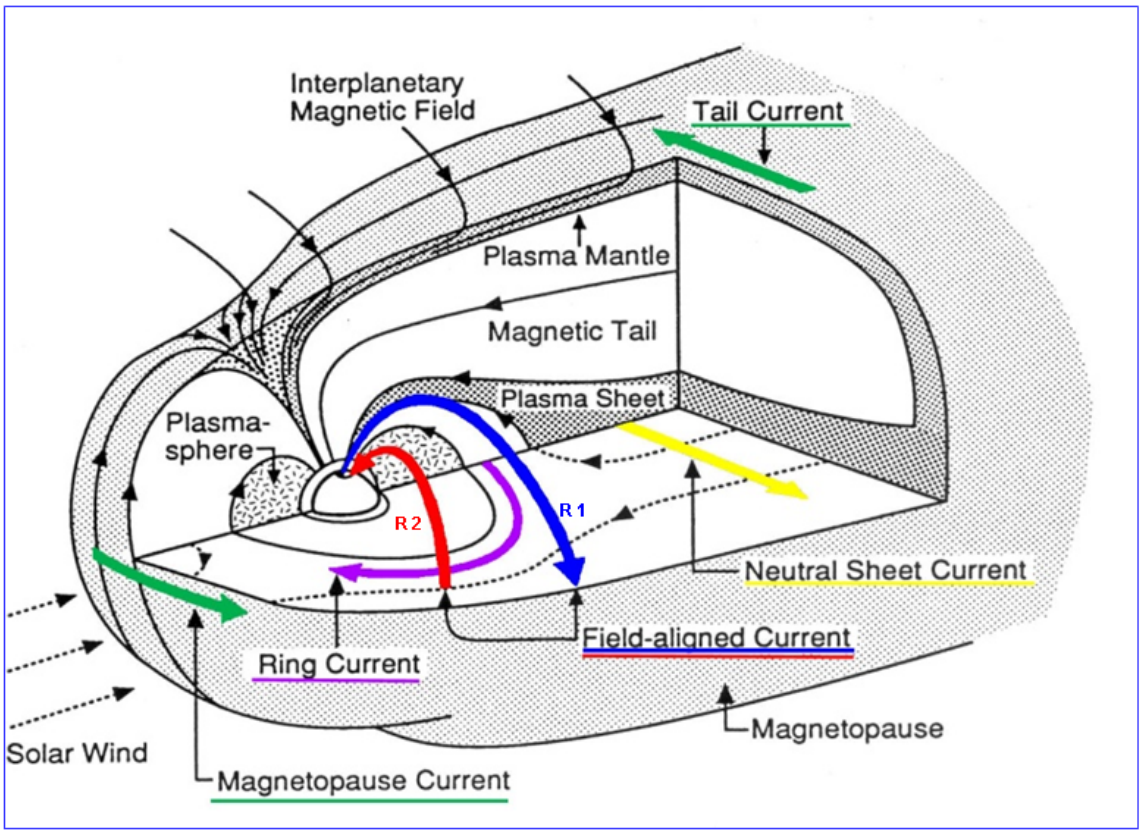


FIGURE 2.5: *La magnétosphère*

nétique terrestre fermées localisées du côté jour des lignes qui s'étirent côté nuit. Là, le champ magnétique terrestre ne se ferme plus sur la Terre: il s'ouvre sur l'espace en deux grandes cornets, l'un au nord, l'autre au sud. Aux cornets polaires, le champ magnétique terrestre est très faible, permettant ainsi un accès direct du vent solaire vers la Terre.

A l'intérieur de la magnétosphère, où les lignes de champ magnétique terrestre sont fermées, on peut distinguer de la magnétopause vers la Terre les régions suivantes:

1. La seconde ceinture de radiation de Van Allen (la ceinture externe), située à une altitude d'environ 3 R_T au-dessus de la surface de la Terre. Elle contient principalement des électrons du vent solaire de haute énergie (quelques MeV) piégés avec un maximum du flux de courant de 3×10^6 particules par seconde traversant une zone sphérique d'un centimètre carré dans toutes les directions, Bothmer (2007).

2. La plasmasphère, qui contient des particules qui tournent avec le globe terrestre. La concentration de particules varie de 10^{10} particules par mètre cube au sommet de l'ionosphère à 10^8 particules par mètre cube à la plasmapause. La plasmapause, limite externe de la plasmasphère, se traduit par une brusque décroissance de la densité de particules, qui passe de 10^8 à 10^6 particules par mètre cube.

3. La première ceinture de radiation de Van Allen (la ceinture interne), située à une altitude

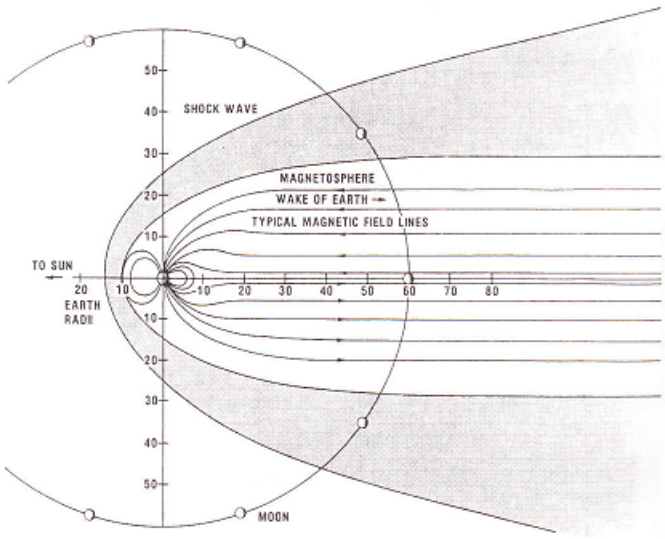


FIGURE 2.6: Une coupe de la magnétosphère montrant sa taille approximative en fonction du rayon de la Terre (Tirée de Tascione, 1988)

d'environ 1,5 R_T au-dessus de la surface de la Terre. Elle est constituée essentiellement de protons de haute énergie (de 10 à 700 MeV) avec un maximum du flux de courant de 2×10^5 particules par seconde traversant une zone sphérique d'un centimètre carré dans toutes les directions.

La queue de la magnétosphère est principalement constituée de deux lobes magnétosphèriques (les lobes nord et sud) et d'un feuillet de plasma. Chaque lobe est l'extension magnétosphérique des lignes du champ magnétique provenant de l'ionosphère polaire. Dans les lobes, le plasma est peu dense (d'environ 10^3 ions par mètre cube). C'est la plus faible concentration de particules de l'environnement terrestre (le meilleur vide disent les physiciens).

Le feuillet de plasma se trouve dans le plan de l'équateur magnétique, il a une grande épaisseur (de 3 à 7 R_T). Il sépare les deux lobes magnétosphèriques nord et sud. Ce feuillet contient le plasma chaud. C'est une région très dynamique. Les changements dans le champ magnétique interplanétaire peuvent déclencher un comportement instable dans cette région (selon un processus connu sous le nom d'orage magnétosphérique). Le feuillet de plasma est situé sur les lignes du champ magnétique qui ont leur point d'ancrage ionosphérique dans l'ovale auroral ; les particules chaudes du feuillet plasmaphérique sont donc responsables de l'apparition des aurores boréales et australes.

2.2.1.2 Courants de la magnétosphère

– Le courant de la magnétopause

Ce courant est appelé aussi courant de Chapman-Ferraro, du nom du physicien anglais Sydney

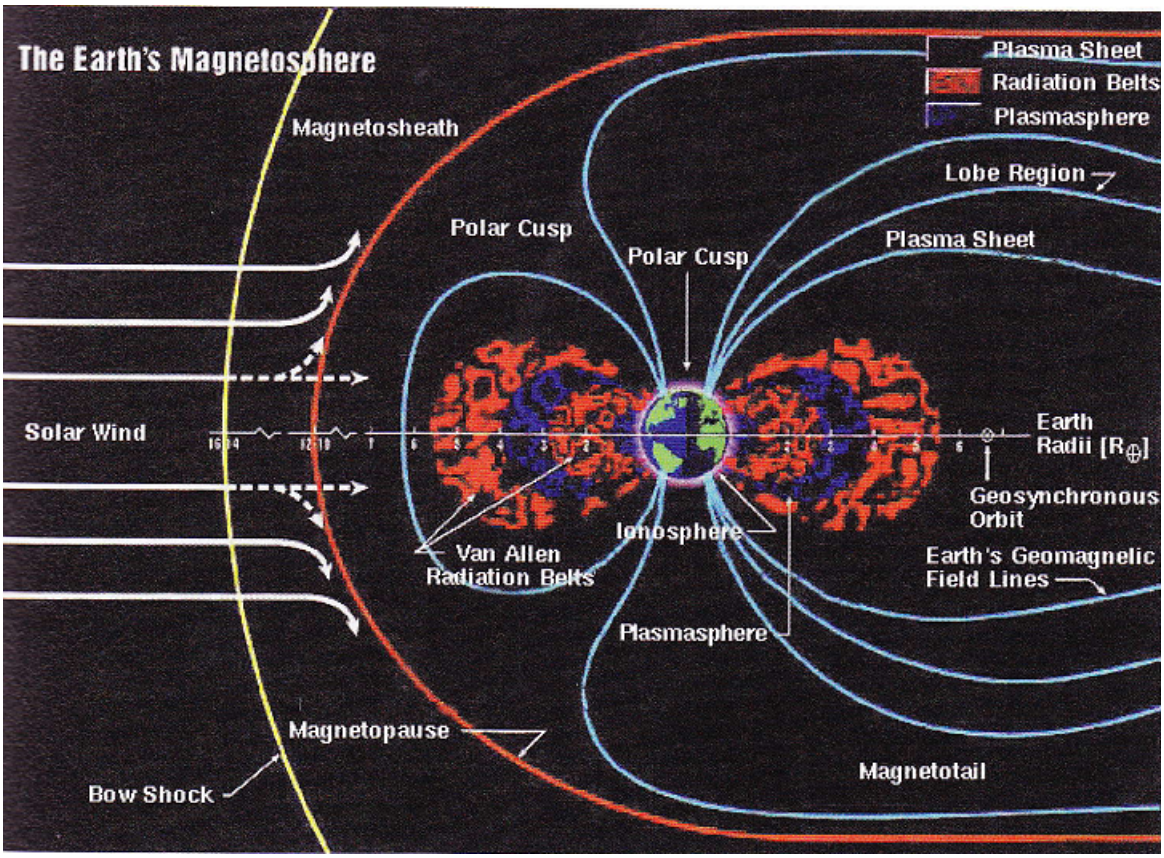


FIGURE 2.7: Illustration schématique de la magnétosphère, avec l'insistance sur les ceinture de radiation de Van Allen et sur la plasmasphère (tirée de Bothmer et Daglis, 2007).

Chapman et de son étudiant Vincent Ferraro, qui les premiers suggérèrent son existence en 1931.

Lorsque des particules du vent solaire rencontrent le champ magnétique terrestre à la magnétopause côté jour, leurs trajectoires sont déviées par la force de Lorentz. La déviation des particules implique un surplus d'électrons du côté matin de la magnétopause et un surplus d'ions du côté soir. Cette séparation de charge s'accompagne par la circulation d'un courant électrique (courant de Chapman- Ferraro) du matin vers le soir et puis du soir vers le matin autour d'un "point neutre" (le champ total est proche de zéro à cet endroit). Ce courant est symétrique par rapport au plan équatorial, il se ferme sur la magnétopause. Dans le nord, il circule dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour du point neutre, pour un observateur à l'extérieur de la magnétosphère- figure 2.8 (McPherron, 2005).

Le champ magnétique du courant de la magnétopause diminue le champ magnétique terrestre du côté du Soleil et augmente le champ magnétique du côté de la Terre au niveau de la magnétopause. Il produit une perturbation positive à la surface de la Terre au niveau de l'équateur.

– Le courant annulaire :

Ce courant électrique est centré dans le plan équatorial et s'étend aux altitudes entre 1 R_T et 8 R_T (V. Bothmer and L. A. Daglis, 2007). Vu du nord, il circule autour de la terre dans le sens des aiguilles d'une montre. Ce courant est un courant permanent en raison des propriétés naturelles des

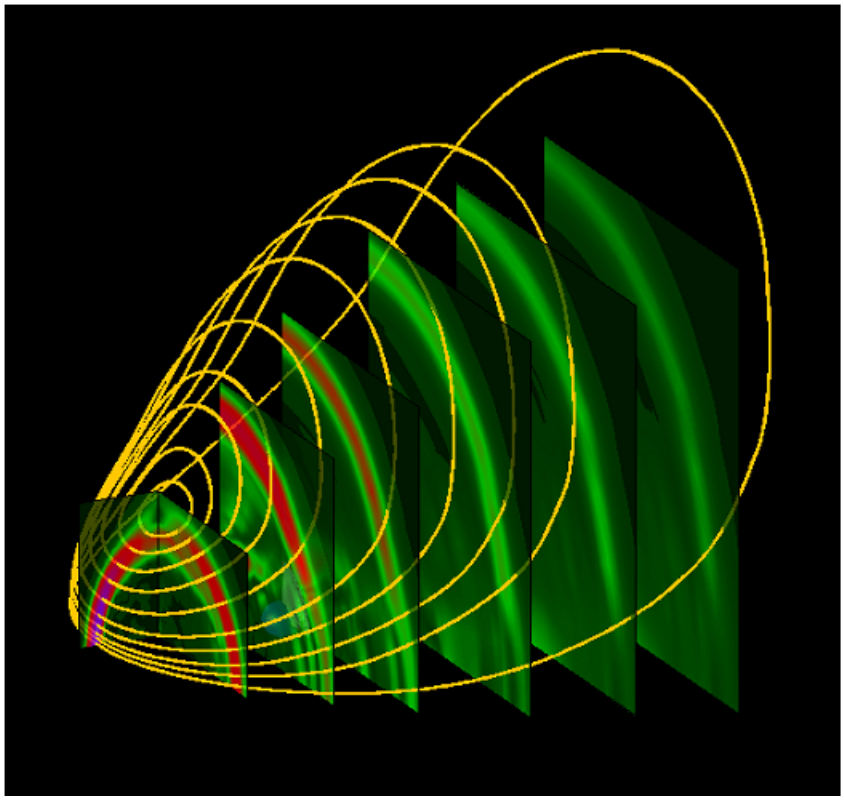


FIGURE 2.8: *Le courant de la magnétopause. Adaptée de L. R. McPherron, dans "Magnetospheric currents at quiet times"*

particules chargées dans l'environnement géospatial. Il est créé par l'interaction entre le vent solaire et l'IMF. Le vent solaire (Vs) interagit avec l'IMF (Bi) et engendre un champ électrique ($V_s \times B_i$) qui traverse la magnetosphère. Ce champ électrique interagit avec le champ magnétique terrestre et engendre une force qui contrôle le mouvement de convection du plasma magnétosphérique. Les particules chargées proches du feuillet plasma dérivent en direction de la Terre autour du plan méridien, et peuvent être capturées par les lignes de champ magnétique terrestre dipolaire de plus basse altitude. Leur mouvement devient un mélange de trois mouvements périodiques simultanés: une giration autour des lignes de champ magnétique, un mouvement de va-et-vient plus lent le long de la ligne de champ, et une lente dérive autour de l'axe magnétique de la terre (azimutal drift, en anglais). Vu du nord, les ions positifs sont déviés autour de la Terre dans le sens des aiguilles d'une montre, tandis que les électrons se dirigent en directions opposées, ceci crée le courant annulaire.

Ce courant est hautement variable et est modulé par l'activité géomagnétique. L'intensité du courant annulaire devient plus forte durant les orages magnétiques. L'augmentation de l'intensité du courant annulaire est responsable de la diminution du champ magnétique terrestre observé à la

surface de la Terre.

– Les courants alignés ou les courants de Birkeland

Les courants alignés sont des courants circulant le long des lignes de champ magnétique. Ces courants sont essentiellement portés par les électrons.

En 1908, Kristian Birkeland, un physicien norvégien, a réalisé une expérience appelée "terrella" pour interpréter les perturbations du champ magnétique terrestre observées à haute latitude. Dans son expérience, il a bombardé une sphère magnétisée dans le vide avec un faisceau d'électrons. Les électrons ont heurté la surface fluorescente de la sphère, et produit une lueur visible dans deux bandes étroites qui entourent les pôles de la sphère aimantée. Le flux d'électrons dans l'expérience de Birkeland constituait un courant électrique parallèle au champ magnétique de la sphère magnétisée à haute latitude. En appliquant les résultats du modèle "terrella" au monde réel, Birkeland a proposé que l'écoulement des électrons provenant du Soleil le long des lignes du champ magnétique terrestre et jusqu'à l'atmosphère dans les deux zones aurorales engendrent des courants se propageant le long des lignes de force du champ magnétique. Dans l'ionosphère, le courant fourni par les courants alignés se ferme suivant les courants horizontaux causant les perturbations du champ magnétique terrestre observées à la surface.

Il existe deux types de courants alignés: les courants alignés de petite échelle (échelle spatiale <50 km) et les courants alignés de grande échelle (échelle spatiale supérieure à 50 km, Potemra, 1987). Les courants alignés de petite échelle sont liés aux phénomènes plasmasphériques très complexes développés dans la magnétosphère. Ils ont été observés et étudiés dans un premier temps par les fusées (Karty, 1983).

La configuration moyenne des courants alignés de grande échelle mesurée par le satellite Triad est montrée sur la figure 2.9. Au centre de ce dessin, il y a le pôle magnétique nord. Les cercles concentriques représentent la latitude magnétique. Le temps magnétique local est indiqué sur le cercle extérieur. Sur cette figure, les zones en vert foncé représentent les courants entrants dans l'ionosphère et les zones en couleur pêche représentent les courants sortant de l'ionosphère. Ce modèle de courants alignés est à basse altitude (400-1000 km) (Guo et al, 2008).

Lorsque les lignes de force du champ magnétique interplanétaire sont dirigées vers le sud, on peut distinguer deux systèmes de courants alignés de grande échelle: les courants alignés de région-1 et les courants alignés de région-2. Il est généralement admis que les courants alignés de région-1 sont générés dans la partie externe de la magnétosphère. Les courants alignés de région-1 pénètrent l'ionosphère à haute latitude côté aube et quittent l'ionosphère à haute latitude côté crépuscule. Les courants alignés de région-2 circulent à plus basse latitude que les courants alignés de région-1, dans la zone de précipitation des électrons du feuillet de plasma. Leur amplitude est environ deux fois plus faible et leur sens de circulation est en opposition par rapport à celui des courants alignés de région-1 (Hurtaud Y., 2007, Thèse de l'Université Toulouse III). Autour de minuit, les courants alignés de région-1 et région-2 se chevauchent sans une séparation claire. Les courants alignés de région-1 et de région-2 sont connectés à haute latitude par des courants qui circulent

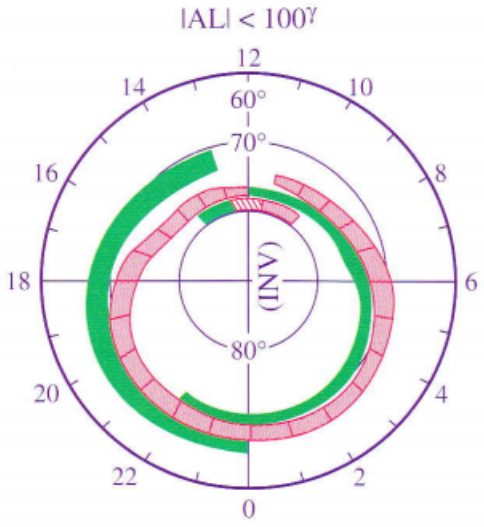


Figure 2.9: *Coutants alignés, d'après Lilensten et Blelly, 1999; la figure originale est de Iijima et Potemra, 1976.*

horizontalement dans l'ionosphère.

Durant les périodes où les lignes du champ magnétique interplanétaire sont dirigées vers le nord, un autre système de courants alignés domine aux très hautes latitudes (à peu près 80 degrés de latitude magnétique), autour de midi. Ils sont nommés les courants NBZ (Northward B_z current, en anglais). Leur direction est opposée par rapport à la direction des courants alignés de région-1 voisine.

Dans les situations magnétiques "calmes", l'amplitude des courants alignés est faible.

2.2.2 L'ionosphère

La figure 2.10 présente l'atmosphère.

L'ionosphere est la région de l'espace où la densité des particules ionisées est la plus élevée. Elle occupe une enveloppe sphérique qui s'étend de 60 km à environ 1000 km au-dessus de la surface de la Terre. Au-dessous de l'ionosphère, l'ionisation est négligeable. Au-dessus de l'ionosphère, c'est la magnétosphère où la densité des particules ionisées et neutres est très faible.

Dès 1882, Balfour Stewart prévoyait l'existence d'une région conductrice dans la haute atmosphère pour expliquer la variation journalière du champ magnétique mesuré à la surface de la Terre.

Vingt ans plus tard, avec l'avènement des techniques de transmission radio, la présence d'une couche (appelée ionosphère) hautement conductrice a été confirmée. Tout d'abord en 1902 par Arthur Kennelly et Oliver Heaviside qui ont repris l'idée de Balfour Stewart pour expliquer la première transmission radio transatlantique (entre l'Europe et l'Amérique) effectuée par Guglielmo

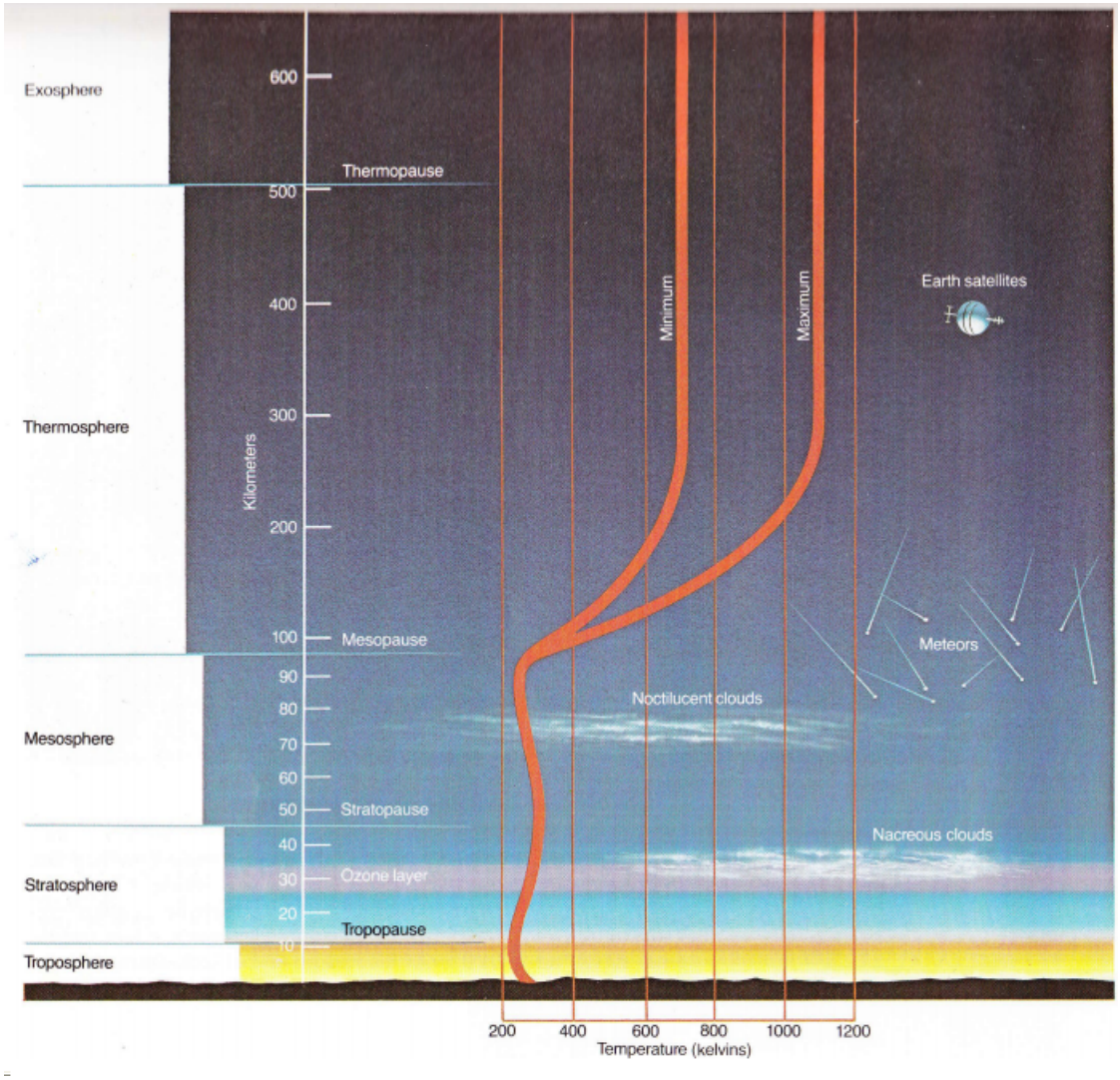


Figure 2.10: *Les couches atmosphériques. (Adaptée de Herbert Friedman dans "Sun and Earth")*

Marconi. Cette couche conductrice joue le rôle de réflecteur pour les ondes radioélectriques et permet la transmission sur de grandes distances malgré la courbure de la Terre. En 1925, Edward Appleton a démontré sa présence en étudiant le temps de propagation d'impulsions radio émises verticalement afin de déduire l'altitude des couches électriquement réfléchissantes. En 1931, Edward Appleton et Douglas Hartree ont proposé la théorie de la propagation des ondes radioélectriques dans un milieu ionisé (plasma). Cette théorie a confirmé l'interprétation de Kennelly et Heaviside.

C'est à Appleton qui a obtenu le prix de Nobel en 1947 que l'on doit aujourd'hui la classification de l'ionosphère en différentes strates : les couches D, E et F, voir la figure 2.12.

2.2.2.1 La formation de l'ionosphère: modèle de Chapman

En 1931, Sidney Chapman proposa une théorie de la formation de l'ionosphère qui, bien que très simplificatrice dans ses hypothèses, permet de comprendre le mécanisme de la formation des couches ionisées. La formule de Chapman donne le taux de production de l'ionisation en fonction de l'altitude.

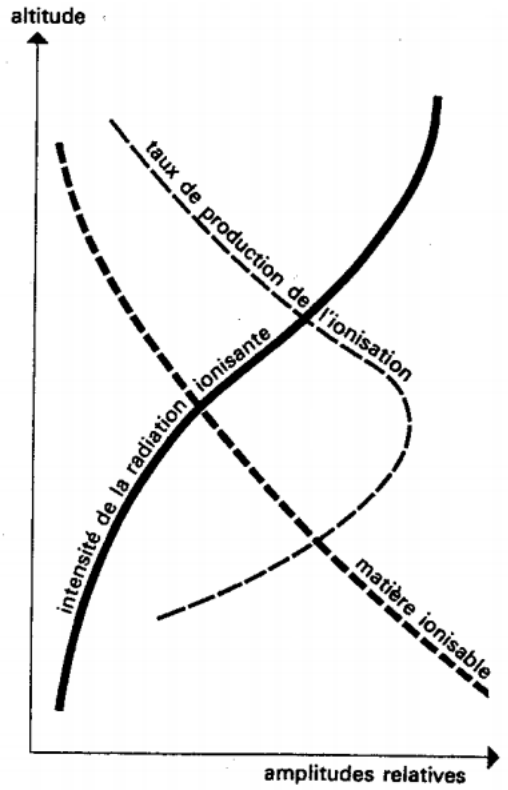


Figure 2.11: *Principe de la formation d'une couche ionisée par interaction entre le rayonnement solaire et l'atmosphère. Le taux de production est proportionnel à I'intensité du rayonnement et à la densité de la matière ionisable. (Adaptée de J. C. Cerisier dans Encyclopedia Universalis)*

Le taux de production de l'ionisation est le nombre d'électrons (ou d'ions) créés par unité de volume et de temps. Il est proportionnel d'une part à l'intensité du rayonnement, d'autre part à la concentration en particules neutres susceptibles d'absorber ce rayonnement. Ces deux facteurs varient en sens inverse avec l'altitude (figure 2.11).

Les radiations ultraviolet (UV), ultraviolet extrême (EUV) et X provenant du Soleil peuvent dissocier et ioniser les molécules de la haute atmosphère lorsque leurs énergies sont supérieures au seuil d'ionisation de la molécule. Plus le rayonnement solaire pénètre dans l'atmosphère, plus il est absorbé: son intensité croît en même temps que l'altitude.

Il est bien connu que l'atmosphère terrestre est un gaz relativement dense au niveau du sol. La densité atmosphérique diminue très rapidement quand l'altitude augmente. A mesure que l'on

s'élève en altitude, ce gaz se raréfie: 99,9% de la masse de l'atmosphère se trouve en dessous de 50 km d'altitude et, à 100 km, la fraction massique de l'atmosphère ne représente plus qu'un millionième.

La combinaison de ces deux facteurs, qui évoluent en sens inverse, fait que le taux de production de l'ionisation maximum est situé à une altitude intermédiaire (100-120 km). Sa position dépend de l'angle zénithal du Soleil qui est l'angle entre la direction du Soleil et la verticale. Lorsque le Soleil se couche, l'angle zénithal s'approche 90°, la production d'ionisation disparaît. En réalité, l'ionosphère peut persister la nuit même en l'absence de production dans la haute atmosphère (> 140 km- couches E et F).

Chapman détermine ensuite la forme de la couche ionisée en écrivant l'égalité entre la fonction de production et une fonction de perte dont l'expression dépend du mécanisme de disparition de l'ionisation considéré: la recombinaison des électrons avec les ions positifs pour donner une particule neutre ou l'attachement des électrons sur une particule neutre pour donner un ion négatif. Il obtient ainsi différents types de couches, appelés respectivement α-Chapman et β-Chapman, dont on trouve des exemples dans l'ionosphère réelle.

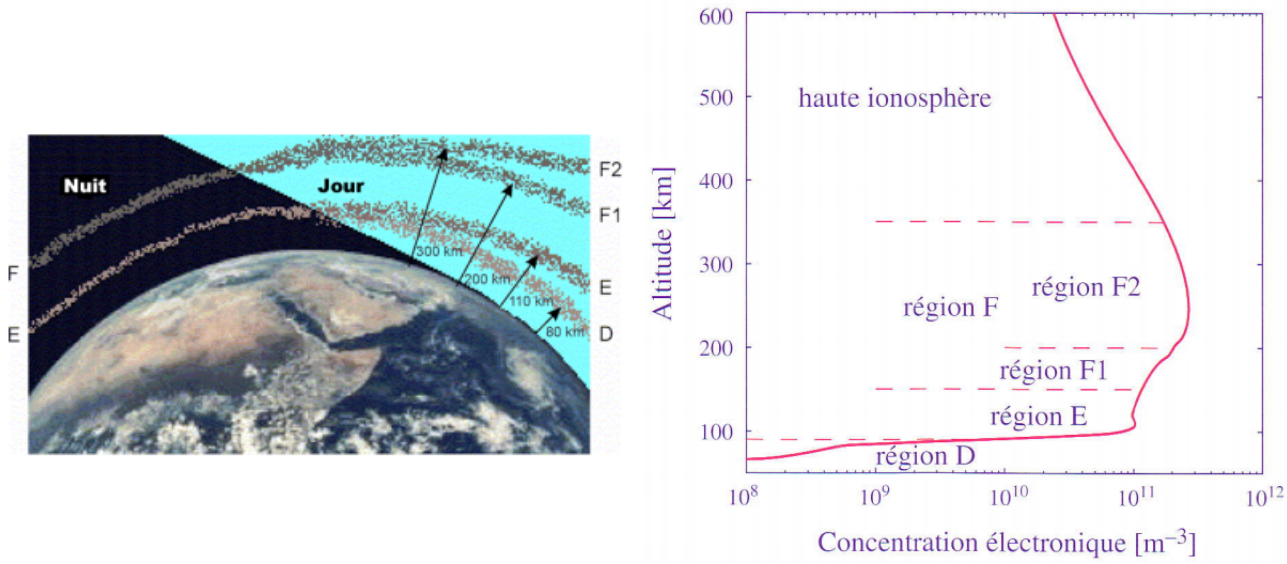
Une modélisation complète de la formation et du comportement des couches ionisées n'est possible que si l'on connaît tous les facteurs intervenant dans les processus de création, de perte et de transport de l'ionisation. Cela implique de connaître la répartition spectrale du rayonnement solaire en fonction du temps, la répartition des composants de l'atmosphère neutre, les sections efficaces, ou probabilités, les réactions d'interaction entre photons et composants de l'atmosphère neutre, la nature et les sections efficaces pour les interactions avec les ions, les mécanismes de perte et, enfin, les processus de transport et de diffusion de l'ionisation.

2.2.2.2 Les régions ionosphériques

L'ionosphère est traditionnellement séparée en plusieurs couches ou strates selon l'altitude. La nomenclature de ces couches ou régions est due à Appleton (1947). Les différentes couches sont illustrées sur la figure 2.10. Elle montre les deux couches principales E et F la nuit (côté gauche) qui se scindent en 4 couches D, E, F1 et F2 sous l'action du rayonnement solaire (côté droit).

– La région D

Cette région est la partie la plus basse de l'ionosphère. Elle s'étend environ de 60 km à 90 km d'altitude, pression 2 Pa, température 197 K (-76°C). Elle agit principalement comme une région d'absorption pour les ondes radio hautes fréquences. Cette région est la moins connue des couches ionosphériques. La population de cette région est essentiellement composée de particules neutres (N_2, NO, O_2). La chimie y est très complexe du fait de la variété des éléments qui y sont présents, notamment les molécules hydratées. L'ionisation y est assez faible car peu de rayonnement solaire pénètre à des altitudes si peu élevées. Les rayonnements qui participent à la production d'ions dans la région D sont le rayonnement ultraviolet solaire, le rayonnement X dur, ainsi que le rayonnement



(a) (b)

Figure 2.12: *L'ionosphère. (a) Topologie des différentes couches ionosphériques et son évolution au cours de la journée. (b) Profil vertical typique de la concentration électronique. Adapté de J. Lilensten et P. L. Blelly dans "Du Soleil à la Terre", page 83*

cosmique galactique.

Cette région où l'air est encore dense est une région très collisionnelle, où les électrons libérés par ionisation (concentration de l'ordre de$10^8 - 10^{10}$ électrons par mètre cube) sont très rapidement captés par attachement électronique pour donner des ions négatifs, prépondérants dans cette région, dans cette couche, les ions négatifs jouent le rôle des électrons. Les ions négatifs peuvent disparaître par recombinaison avec un cation, par collision sur une particule neutre ou par photo-dissociation. En général, la région D ne subsiste pas la nuit lorsque le rayonnement solaire a disparu, car les mécanismes réactionnels de recombinaison, prépondérants dans cette région sont relativement rapides.

– La région E

La région E (ou la région Kennelly-Heaviside) se situe entre 90 km et 150 km, juste au-dessus de la région D, pression 0,01 Pa, température 223 K (-50°C), densité électronique 10^{11} électrons par mètre cube. La couche E se développe peu de temps après le lever du soleil et disparait quelques heures après le coucher.

Les composants de l'atmosphère neutre de cette région sont N_2, O, O_2. Les ions les plus présents sont NO^+et O_2^+ qui sont transformés des ions primaires O^+et N_2^+. Cette région constitue une zone d'équilibre entre la production d'électrons par ionisation et leur perte par recombinaison dissociative. L'ionisation est due aux rayons X de longueur d'onde comprise entre l et l0 nm (X mous) ainsi qu'au rayonnement ultraviolet (raie Lyman β et continuum de Lyman). Le rayonnement X ne joue pas de rôle majeur dans l'ionisation de la région E. Les pertes d'électrons sont dues au processus de recombinaison dissociative des électrons avec les ions moléculaires.

De jour, la région E a généralement un maximum de densité électronique vers midi local, situé vers 110 km d'altitude. Cette couche a également un maximum saisonnier en été.

Des variations ponctuelles et irrégulières de cette région ont des tailles et des densités très variables prenant le nom de "région E sporadiques", Es. Elles apparaissent parfois pendant quelques dizaines de minutes, voire quelques heures au cours de l'été, en moyennes latitudes. De plus elles peuvent apparaître à n'importe quel moment de la journée avec une préférence pour la fin de matinée et le début de soirée.

– La région F

Elle s'étend de 150 km à 600 km d'altitude. Dans cette région la densité des particules ionisées est la plus importante. On y rencontre les mêmes éléments de l'atmosphère neutre qu'en région E (O, N, O_2, N_2) mais l'oxygène atomique O devient prépondérant. La valeur maximale de la densité des particules ionisées est de l'ordre de 10^{11} à 10^{12} électrons par mètre cube pour une altitude comprise entre 250 et 400 km. L'ionisation est créée par l'action du rayonnement ultraviolet lointain (de 80 à 200 nm) sur l'oxygène atomique responsable de la production primaire des ions O^+.

Durant la journée, la région F se divise en deux régions, appelées F1 et F2, dont l'interface est situe autour de 200 km. Cette interface correspond à la zone de transition entre les ions moléculaires O_2^+, N_2^+ qui sont majoritaires au-dessous et les ions atomiques O^+, N^+ qui dominent au-dessus.

La région F1, située entre 150 et 200 km d'altitude, se comporte de façon assez semblable à la région E. Elle apparaît peu après l'aube et atteint un développement maximum peu après midi. Le processus de perte électronique dans cette région a lieu, comme dans la région E, par la recombinaison. D'abord, les ions atomiques O^+ réagissent avec les molécules O_2, N_2 formant les ions moléculaires NO^+ et O_2^+ selon la formule 2.1, puis ces ions moléculaires combinent avec les électrons pour former les atomes N et O selon la formule 2.2:.

$$\begin{cases} O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N \\ O^+ + O_2 \rightarrow O_2^+ + O \end{cases} \tag{2.1}$$

$$\begin{cases} e^- + NO^+ \rightarrow N + O \\ e^- + O_2^+ \rightarrow O + O \end{cases} \tag{2.2}$$

Les ions atomiques O^+ diminuent et ce sont les ions moléculaires NO^+ et O_2^+ qui deviennent les composants majoritaires. Dans cette région, les fréquences de collisions ions-particules neutres sont négligeables devant les fréquences cyclotroniques ioniques dues au champ magnétique terrestre. Les ions sont contraints à s'enrouler en hélice autour des lignes de champ magnétique.

Dans la région F2 située au-dessus de 200 km, les processus de perte électronique sont la recombinaison et l'attachement des électrons qui se fixent sur les molécules neutres. Dans cette région, la concentration des particules neutres est faible. Cette région comporte essentiellement des ions atomiques, et surtout l'ion atomique oxygène O^+. Le pic de concentration de l'ion O^+se situe

vers 250-300 km. Ce pic correspond à un équilibre entre les mécanismes chimiques, qui prévalent en dessous du pic, et la diffusion, qui domine au-dessus du pic. Ce maximum de concentration peut atteindre 2.10^{12} ions par mètre cube en période de forte activité solaire. De nuit il peut décroître en dessous de 10^{11} ions par mètre cube à haute latitude et tendre quasiment vers 0 à basse et moyenne latitude. L'altitude de ce maximum peut descendre vers 220 km lorsque le soleil est au zénith et monter vers 400 km pour un angle solaire zénithal élevé (>80°). Au-dessus du pic, la concentration de l'ion O^+ décroît. Cette décroissance se poursuit loin dans la magnétosphère.

On trouve dans la région F2 des ions minoritaires comme N^+ et He^+ issus de l'ionisation dissociative de N_2 et de l'ionisation de l'hélium He.

La nuit, les deux régions F1 et F2 se fondent en une seule.

Au delà de ces trois couches (D, E, F), on entre dans la haute ionosphère, qui constitue la transition entre les altitudes dominées par O^+ et la protonosphère constituée de H^+ créés par échange de charge de H avec l'ion O^+.

2.2.2.3 Dynamo ionosphérique

La dynamo ionosphérique est produite par le mouvement de particules chargées au travers des lignes du champ magnétique terrestre, sous l'action des vents de la haute atmosphère. Ces vents sont causés par les effets de marée du Soleil et de la Lune (les marées gravitationnelles) et par le chauffage solaire (marées thermiques) (figure 2.13).

Les marées gravitationnelles ont une période semi-diurne de 12h qui résulte de l'attraction solaire et des périodes entre 12h et 4h qui résultent de l'attraction lunaire.

Les marées thermiques, de périodes allant du jour solaire, environ 24h, à des sous-multiples de celui-ci (~12h, 8h et 6h), sont des oscillations atmosphériques, dues à l'absorption des UV par la couche d'ozone et la vapeur d'eau. Les ondes excitées dans la troposphère et la stratosphère peuvent se propager à des altitudes plus élevées, avec une croissance exponentielle en amplitude, et dominent dans la région de la basse thermosphère (90-150 km - approximativement la région E) qui est appelée aussi "région dynamo".

Dans la région dynamo, l'atmosphère neutre, de vitesse $\mathbf{V}_n$, est largement majoritaire. Cette atmosphère neutre entraîne, dans son mouvement à travers les lignes de force du champ magnétique terrestre, une partie du fluide ionisé. Ce mouvement de charges crée une circulation de courant électrique appelé le courant dynamo dont la densité de courant est défini par :

$$\mathbf{j}_d = \overline{\sigma}\,(\mathbf{V}_n \times \mathbf{B}) \tag{2.3}$$

où $\overline{\sigma}$ représente le tenseur de conductivité dans l'ionosphère.

La charge d'espace engendrée par ce courant donne naissance à un champ électrique de polarisation $\mathbf{E}p$ qui tend à créer un courant opposé à celui qui le génère :

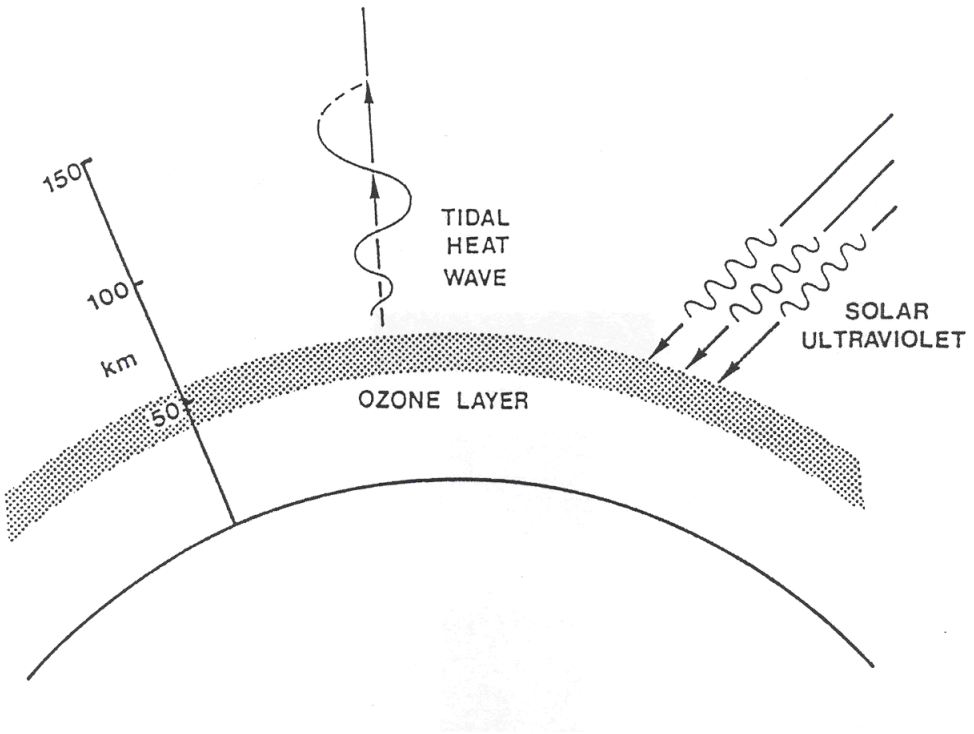


Figure 2.13: *Sources principales des courants électriques dans l'ionosphère : les marées atmosphériques (Evans, 1977)*

$$\mathbf{j}_p = \overline{\sigma}\mathbf{E}_p \tag{2.4}$$

Le courant total s'écrit donc :

$$\mathbf{j} = \overline{\sigma}\,(\mathbf{E}_p + \mathbf{V}_n \times \mathbf{B}) \tag{2.5}$$

Dans un repère cartésien local lié au champ magnétique, l'expression de la densité de courant total est :

$$\mathbf{j} = \sigma_{//}\mathbf{E}_{//} + \sigma_p(\mathbf{E}_\perp + \mathbf{V}_n \times \mathbf{B}) + \sigma_H \frac{\mathbf{B}}{B} \times (\mathbf{E}_\perp + \mathbf{V}_n \times \mathbf{B}) \tag{2.6}$$

où :

$\mathbf{E}_{//}$ et $\mathbf{E}_\perp$ sont les projections du champ électrique de polarisation sur les directions parallèle et perpendiculaire à $\mathbf{B}$ respectivement ; B est le module de $\mathbf{B}$.

$$\sigma_{//} = N_e e^2 (\frac{1}{m_e \nu_e} + \frac{1}{m_i \nu_i}) \tag{2.7}$$

est la conductivité la direction parallèle au champ magnétique $\mathbf{B}$.

$$\sigma_P = \frac{N_e e}{B}\left(\frac{\nu_e \Omega_e}{\nu_e^2 + \Omega_e^2} + \frac{\nu_i \Omega_i}{\nu_i^2 + \Omega_i^2}\right) \tag{2.8}$$

est appelé la conductivité de Pedersen.

$$\sigma_H = \frac{N_e e^2}{B}\left(\frac{\Omega_e^2}{\nu_e^2 + \Omega_e^2} + \frac{\Omega_i^2}{\nu_i^2 + \Omega_i^2}\right) \tag{2.9}$$

est appelé la conductivité de Hall.

$$\Omega_e = \frac{eB}{m_e}$$

et

$$\Omega_i = \frac{eB}{m_i}$$

sont respectivement les gyrofréquences des électrons et des ions.

Dans les formules (2.7-2.9) ci-dessus :

Ne est la concentration des électrons. Dans les régions E et F, elle est sensiblement égale à la concentration des ions positifs ;

e est la charge élémentaire

ν_e et ν_i respectivement les fréquences effectives de collision des électrons et des ions ;

$\nu_e = \nu_{en} + \nu_{ei}$ où ν_{en} : est la fréquence de collision entre électrons et neutres ; ν_{ei} est la fréquence de collision entre électrons et ions ;

$\nu_i = \nu_{in} + \nu_{ie}$ où ν_{in} : est la fréquence de collision entre ions et neutres ; ν_{ie} est la fréquence de collision entre ions et électrons ;

m_e et m_i sont respectivement les masses d'un électron et d'un ion.

La figure 2.14 représente les profils verticaux de $\sigma_{//}$, σ_P et σ_H. On constate que $\sigma_{//}$ est supérieur à σ_P et à σ_H dont les valeurs maximales sont observées dans la couche E (90 et 150km). De jour, la valeur maximale de σ_P se situe autour de 125km et celle de σ_H, entre 105 et 110km (Richmond 1995a). La valeur maximum de σ_H est plus forte que celle de σ_P, mais σ_H décroît plus rapidement en altitude que σ_P.

2.2.2.4 Les systèmes de courants ionosphériques

Le courant total dont la densité est donnée par (2.6) peut être considéré comme la somme de deux composantes dont l'une est parallèle et l'autre perpendiculaire au champ magnétique terrestre.

Le courant parallèle est donnée par:

$$\mathbf{j}_{//} = \sigma_{//} \mathbf{E}_{//} \tag{2.10}$$

Ce courant est créé par le déplacement des électrons le long des lignes de force du champ magné-

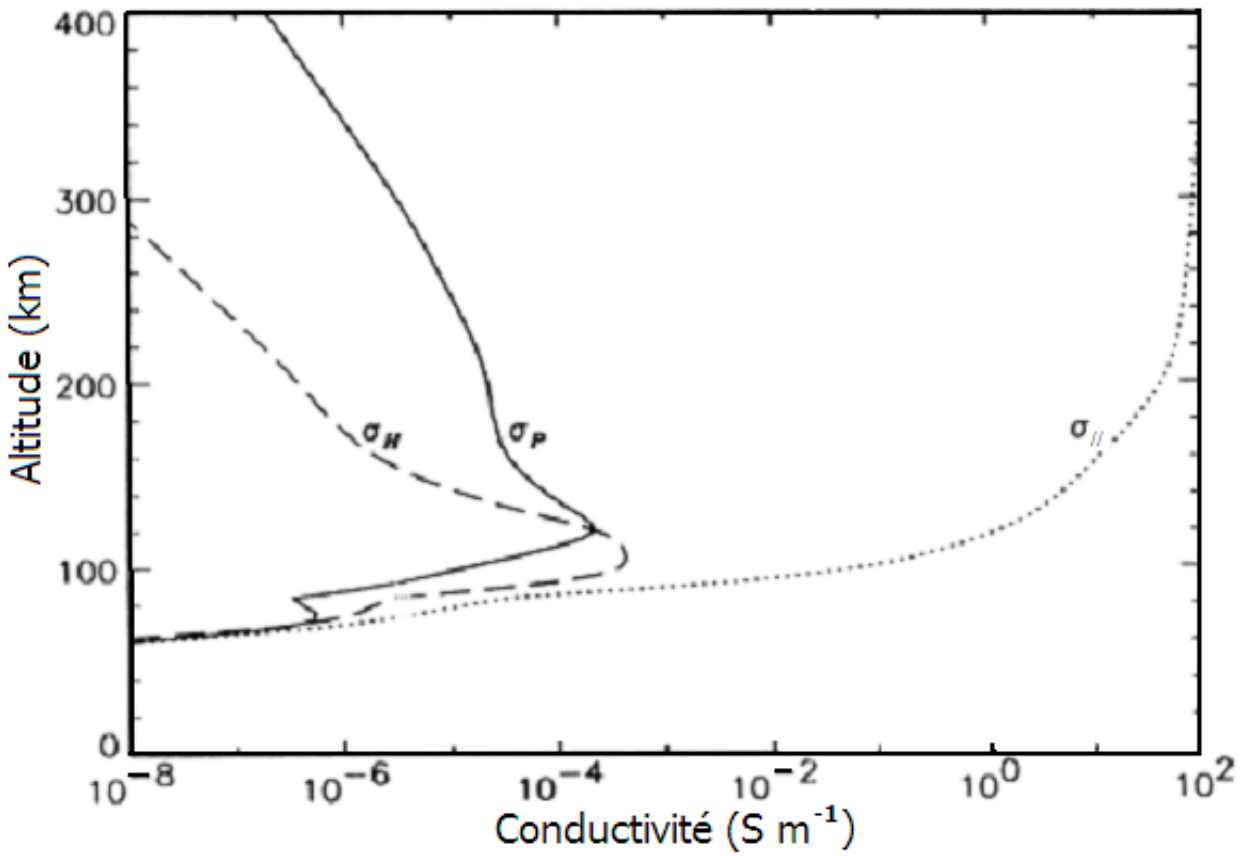


FIGURE 2.14: *Profils verticaux de conductivité parallèle, de Pedersen et de Hall, en moyenne latitude, en équinoxe dans les conditions de minimum solaire. (D'après Richmond, 1995a)*

tique.

Le courant perpendiculaire est composé de deux termes qui sont liés aux conductivités de Pedersen et de Hall, que nous désignerons comme courants de Pedersen et de Hall, respectivement:

$$\mathbf{j}_\perp = \mathbf{j}_P + \mathbf{j}_H \tag{2.11}$$

Le courant de Pedersen

$$\mathbf{j}_P = \sigma_p(\mathbf{E}_\perp + \mathbf{V}_n \times \mathbf{B}) \tag{2.12}$$

est conduit par le champ électrique $\mathbf{E}_\perp$ qui est créé par collision entre les ions avec les neutres au travers du champ magnétique terrestre. Ce courant est perpendiculaire au seul champ magnétique, il domine à 150 km d'altitude.

Le courant de Hall

$$\mathbf{j}_H = \sigma_H \frac{\mathbf{B}}{B} \times (\mathbf{E}_\perp + \mathbf{V}_n \times \mathbf{B}) \tag{2.13}$$

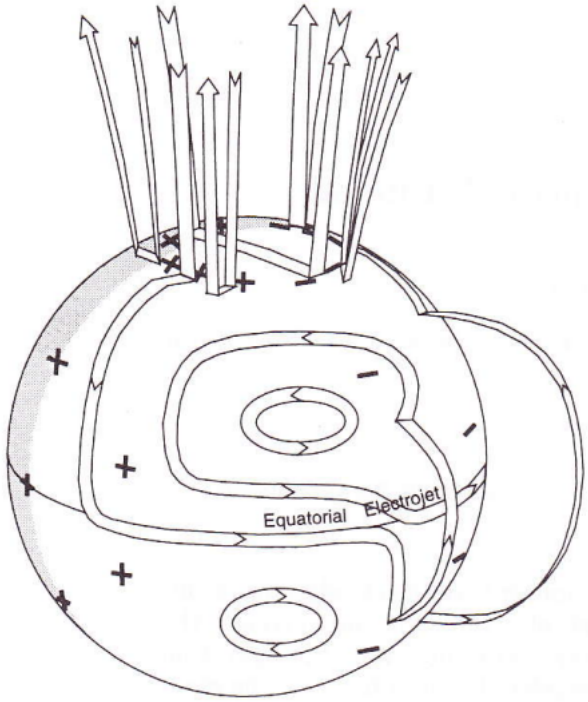


Figure 2.15: *Schéma des courants électriques ionosphériques mondiale (rubans avec des flèches) et les potentiels électriques (+ et -), vu du côté jour de la Terre (figure 1 de Richmond et Thayer, 2000).*

qui est entraîne par la dérive $\mathbf{V}_n \times \mathbf{B}$ des électrons. Ce courant est perpendiculaire à la fois au champ électrique et au champ magnétique, il domine à 110 km d'altitude.

A l'altitude d'environ 125 km, les courants de Pedersen et de Hall sont comparables.

Dans la région F, la conductivité $\sigma_{//}$ est très grande devant les conductivités σ_p et σ_H. La composante perpendiculaire du courant total $\mathbf{j}_\perp$ y est relativement faible de jour, tandis que la composante $\mathbf{j}_{//}$ (courant aligné) représente l'essentiel des courants qui circulent dans la région F.

– Le système de courant ionosphérique Sq

Le système de courants qui est créé par la dynamo ionosphérique est situé côté jour. Il comporte deux vortex de courant, centrés chacun sur un foyer situé au midi local aux moyennes latitudes (environ $\pm 30^0$ latitude magnétique), l'un dans l'hémisphère nord et l'autre dans l'hémisphère sud. Dans l'hémisphère nord, le courant circule dans le sens inverse des aiguilles d'une montre; dans l'hémisphère sud, le courant circule dans le sens des aiguilles d'une montre. Le courant total qui circule dans chaque vortex est de l'ordre de 10^5A. Les hémisphères sont couplés électriquement par des courants qui circulent le long des lignes de force du champ magnétique terrestre chaque fois qu'il y a un déséquilibre dans la dynamo entre les deux hémisphères.

– L'électrojet équatorial

Dans la région équatoriale magnétique, le champ électrique est essentiellement horizontal et dirigé vers l'Est pendant le jour. Ce champ électrique zonal, que nous notons $\mathbf{E}_y$, est perpendiculaire au

champ magnétique $\mathbf{B}$ qui est également horizontal et dirigé vers le Nord. Le champ électrique $\mathbf{E}_y$ conduit un courant horizontal de Pedersen $\mathbf{J}_{P1} = \sigma_p \mathbf{E}_y$ vers l'Est, et en combinaison avec le champ magnétique terrestre, un courant vertical de Hall $\mathbf{J}_{H1} = -\sigma_H(\mathbf{E}_y \times \frac{\mathbf{B}}{B})$ dirigé vers la surface de la Terre. Ce courant de Hall est provoqué par la dérive verticale ($\mathbf{E}_y \times \mathbf{B}$) des électrons car dans la région E les ions sont liés aux neutres par les collisions. La faible conductivité des régions D (au-dessous) et F (au-dessus), entraîne une accumulation de charges positives (ions) en bas et négatives (électrons) en haut, qui occasionne un champ électrique de polarisation verticale $\mathbf{E}_P$ dirigé vers le haut. Ce champ génère à son tour un courant de Pedersen $\mathbf{J}_{P2} = \sigma_p \mathbf{E}_P$ ascendant qui tend à compenser le courant de Hall $\mathbf{J}_{H1}$. Pour compenser entièrement , il faut que le champ électrique de polarisation $\mathbf{E}_P$ soit suffisamment grand pour que le courant vertical $\mathbf{J}_Z$ résultant soit nul:

$$\mathbf{J}_Z = \sigma_p \mathbf{E}_P - \sigma_H(\mathbf{E}_y \times \frac{\mathbf{B}}{B}) = 0 \tag{2.14}$$

On obtient alors :

$$\mathbf{E}_P = \frac{\sigma_H}{\sigma_p}(\mathbf{E}_y \times \frac{\mathbf{B}}{B}) \tag{2.15}$$

Dans la partie basse de la région dynamo, le fait que $\sigma_p < \sigma_H$ implique que champ électrique de polarisation verticale $\mathbf{E}_P$ est très grand devant champ électrique dynamo $\mathbf{E}_y$. Ce champ électrique de polarisation, en présence du champ magnétique crée une dérive ($\mathbf{E}_y \times \mathbf{B}$) Est-ouest des électrons, donnant la naissance d'un courant de Hall qui circule vers l'Est, avec:

$$\mathbf{J}_{H2} = -\sigma_H(\mathbf{E}_P \times \frac{\mathbf{B}}{B}) \tag{2.16}$$

En remplaçant $\mathbf{E}_P$ par son expression (eq. 2.15) dans l'équation 2.16 on obtient :

$$\mathbf{J}_{H2} = \frac{\sigma_H^2}{\sigma_p}\mathbf{E}_y \tag{2.17}$$

Ce courant de Hall de forte intensité constitue la majeure partie de l'électrojet équatorial, auquel s'ajoute le courant de Pedersen dû à la dynamo globale pour donner le courant total à l'équateur magnétique.

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_{P1} + \mathbf{J}_{H2} = (\sigma_p + \frac{\sigma_H^2}{\sigma_p})\mathbf{E}_y = \sigma_c \mathbf{E}_y \tag{2.18}$$

où σ_c est appelé la conductivité de Cowling. La conductivité de Cowling possède un pic étroit vers 100 km. En dessous du pic, elle tend vers zéro en une quinzaine de kilomètres, tandis qu'au dessus, elle décroît lentement jusque vers 160 km d'altitude.

L' electrojet équatorial se déplace le long de l'équateur magnétique.

Les mécanismes physiques qui concourent à la création de l'électrojet équatorial sont illustrés sur la figure 2.16.

– Electrojets auroraux

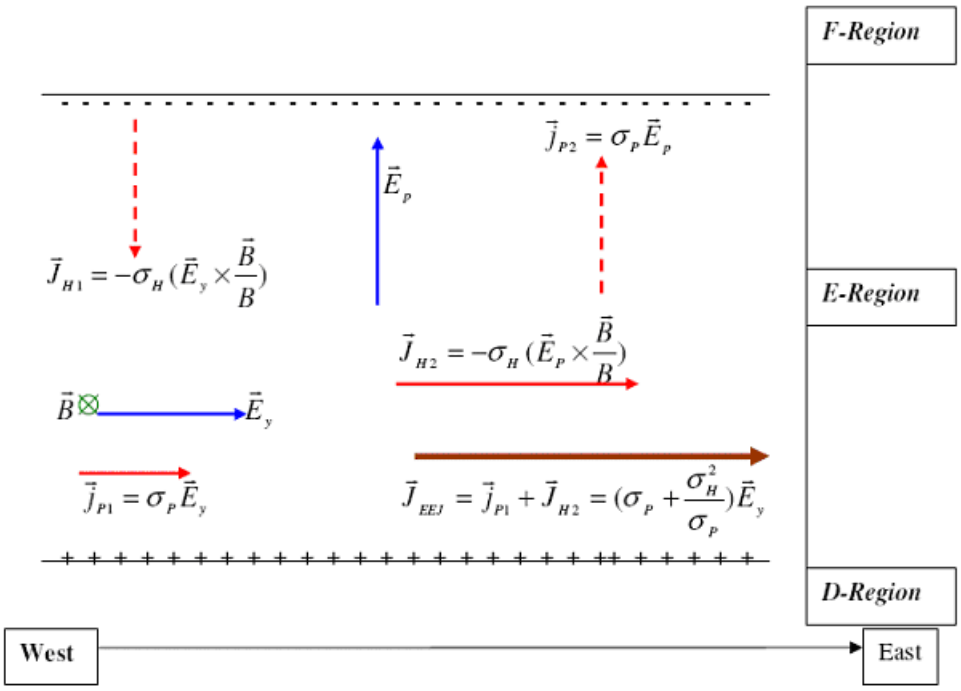


Figure 2.16: *Mécanisme de circulation de l'électrojet équatorial, dans le plan de l'équateur magnétique. D'après Doumbia 2008.*

Le champ électrique généré par l'interaction entre le vent solaire et l'IMF (dynamo vent solaire) contrôle le mouvement de convection du plasma magnétosphérique. Aux hautes latitudes, ce champ électrique est imposé sur l'ionosphère via les courants alignés (où via les lignes de force, considérées comme equi-potentielles) ; aux pieds des lignes de force ouvertes, il en résulte un champ électrique, $\mathbf{E}_{PC}$, pointant dans la direction de l'aube au crépuscule, à travers la calotte polaire. L'existence du champ électrique traversant la calotte polaire implique que la frontière entre les lignes de champ ouvertes et les lignes de champ fermées est chargée ; charges positives du côté aube et charges négatives du côté crépuscule. Ceci induit des champs électriques à proximité des lignes de champ fermées. Leur direction est opposée à celle du champ électrique $\mathbf{E}_{PC}$, vers le pôle du côté aube et vers l'équateur du côté crépuscule. Dans l'ionosphère, le champ électrique $\mathbf{E}_{PC}$ cause un écoulement (la dérive $\mathbf{E}_{PC} \times \mathbf{B}$) du plasma dans le sens anti-solaire, et les champs électriques induits produisent un mouvement de retour (dans la direction solaire) du plasma sur les flancs à plus basses latitudes. Le modèle de la dérive totale, dénommé le cycle de Dungey (Dungey 1961), constitue une convection à deux cellules qui coïncident avec les courants de Hall sur la figure 2.18.

Les courants de Pedersen dans la région aurorale circulent dans la même direction que le champ électrique, ils connectent les courants alignés des régions 1 et 2. Les courants qui constituent les électrojets auroraux sont perpendiculaires au champ électrique. Ce sont des courants de Hall. Il existe l'électrojet Est et l'électrojet Ouest : l'électrojet Est s'écoule dans le secteur après-midi et se termine dans la région de pré-minuit, sur le bord équatorial de l'ovale auroral où il diverge en

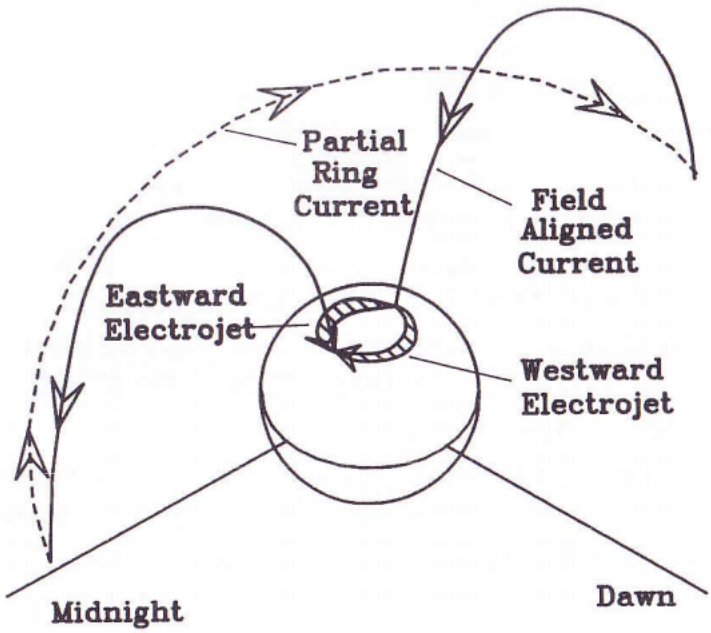


FIGURE 2.17: *Les électrojets auroraux. Adaptée de L. R. McPherron, dans Geomagnetism, Vol. 3*

un courant aligné montant ; l'électrojet Ouest s'écoule dans le secteur matin, vers minuit. Il s'étend jusque dans le secteur de pré-minuit sur le bord polaire de l'ovale auroral, où il diverge en un courant aligné montant.

2.3 Le champ magnétique transitoire

Le champ magnétique transitoire est d'origine externe, et lié à l'activité solaire. Le spectre de ses variations est très large et s'étend de quelques fractions de seconde jusqu'à quelques mois (la variation saisonnière).

2.3.1 La variation diurne

La variation diurne (ou variation journalière) a été découverte en 1722 par Graham en Angleterre. Durant les périodes où l'activité solaire est calme, la variation diurne du champ magnétique terrestre observée à la surface de la Terre, appelée variation Sq (pour solar quiet, en anglais) est dûe aux courants dynamo circulant dans la région E de l'ionosphère. Le système de courant Sq est fixe par rapport au Soleil, et la Terre tourne en dessous. A chaque position à la surface, surtout aux moyennes et basses latitudes, on peut observer une variation de période 24h du champ magnétique causée par le système de courants Sq, la variation diurne.

Les variations diurnes de la composante horizontale H, de la déclinaison D et de la composante verticale Z du champ magnétique terrestre sont présentées figure 2.19. Sur cette figure, on voit

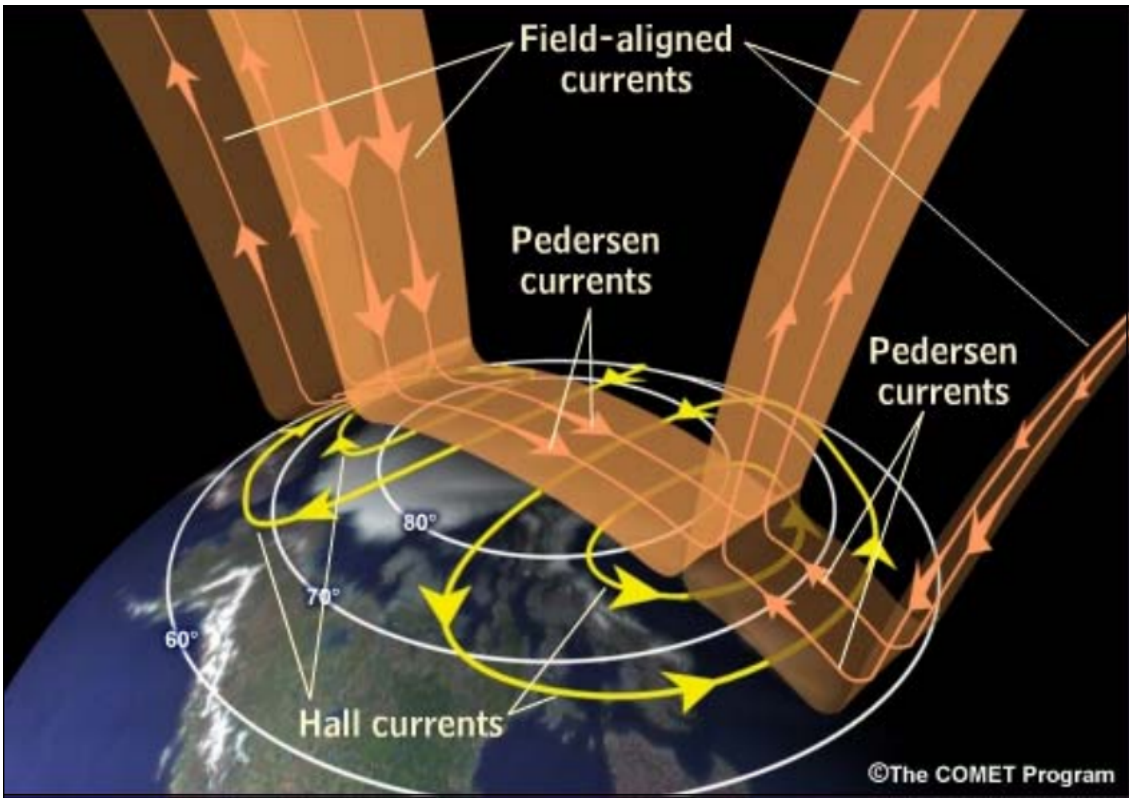


FIGURE 2.18: *Electrojets courants dans les zones polaires et aurorales.*

que la variation diurne de la composante H (Sq(H)) est positive avec un maximum aux environs de 11h aux latitudes situées entre les deux foyers du système de courant Sq. On voit aussi que l'amplitude est de plus en plus grande à l'approche de l'équateur magnétique. Cette intensification de l'amplitude de Sq(H) près de l'équateur magnétique est causée par l'électrojet équatorial.

Aux hautes latitudes, l'évolution dans le temps de cette composante est à l'inverse, avec un minimum au midi local.

L'évolution dans le temps du Sq(D) est positive le matin et négative le soir dans l'hémisphère Nord. Dans l'hémisphère Sud, l'évolution dans le temps du Sq(D) est opposée : négative le matin et positive le soir. Le Sq(Z) évolue positivement dans l'hémisphère Sud et négativement dans l'hémisphère Nord, en s'annulant à l'équateur magnétique.

Aux hautes latitudes, Hasegawa en 1940 a montré que la distribution à la variation diurne à partir des régions polaires est différente à celle du système de courants Sq. Nagata et Kokubun en 1962 ont montré que l'interaction entre la magnétosphère et l'ionosphère aux hautes latitudes produit le système de courants S_q^P (P signifie Polar). En période magnétiquement calme, ces courants sont composés de deux vortex dont les foyers sont respectivement situés côté aube et côté crépuscule.

La variation diurne régulière aux moyennes et basses latitudes est plus intense qu'aux latitudes hautes.

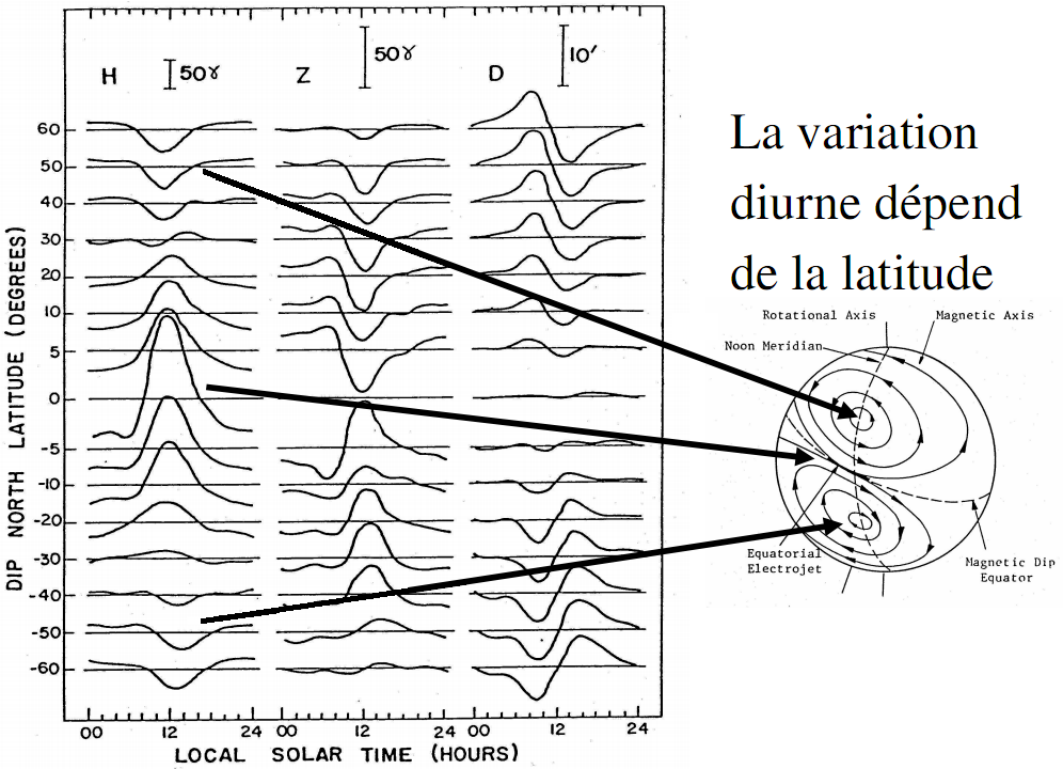


FIGURE 2.19: *Les variations diurnes des composants D, H et Z (d'après Gibert, sur le site http ://volcanum.geosciences.univrennes1.fr).*

2.3.2 L'activité magnétique irrégulière

L'activité magnétique irrégulière est le nom donné à la variation irrégulière dans le temps du champ magnétique observée à la surface de la Terre. Cette variation est la conséquence des fluctuations des courants dans la magnétosphère et dans l'ionosphère liées à l'activité solaire; elle est modulée par les mouvements de la Terre et du Soleil. On distingue trois types de variation irrégulière: les ondes (les fluctuations dont les périodes sont inférieures à 2 s), les pulsations (périodes comprises entre 2s et 600 s) et les perturbations (périodes supérieures à 10 minutes). Les perturbations géomagnétiques peuvent être observées dans le monde entier. Selon leur extension dans l'espace et dans le temps, les perturbations sont appelées sous-orages ou orages magnétiques.

2.3.2.1 Les sous-orages magnétosphériques

Lorsque la reconnexion magnétique a lieu sur le côté jour, l'énergie magnétique emmagasinée dans la queue s'accroît considérablement est très efficacement transportée vers l'ionosphère où elle est dissipée sous forme d'effet Joule dans les courants ionosphériques, et sous forme de précipitations de particules qui engendrent le phénomène des aurores et causent les perturbations géomagnétiques. Côté nuit, l'intensité de l'électrojet Ouest augmente et l'amplitude du champ magnétique terrestre observé à la surface diminue. Cette diminution peut atteindre 2000 nT. L'électrojet Est n'apparaît que dans les sous-orages forts. Les sous-orages forts durent typiquement 3 heures. Les

sous-orages peuvent faire partie d'un orage magnétique.

2.3.2.2 Orages magnétiques

Un orage magnétique se développe lorsque le processus de transfert de matière et d'énergie du vent solaire dans la magnétosphère est fort et dure longtemps.

Durant un orage magnétique, les perturbations magnétiques observées à la surface de la Terre, appelées D, se composent de la manière suivante:

D = DCF +DR + DT + DI + DG (Cole, 1966)

où DCF est associé au courant Chapman Ferraro (courant de la magnétopause), DR au courant annulaire, DT au courant dans la queue de la magnétosphère, DI aux courants ionosphériques, DG aux courants induits dans le sol.

Ces perturbations se superposent aux variations diurnes causées par le système de courant Sq.

Un orage-magnétique typique comporte trois phases : la phase initiale, la phase principale et la phase de recouvrement.

Dans la phase initiale, l'impulsion de pression du vent solaire frappe la magnétosphère. La magnétopause est poussée vers la Terre et le courant Chapman Ferraro augmente. L'augmentation de l'intensité du courant Chapman Ferraro cause une augmentation soudaine de l'intensité du champ magnétique aux basses latitudes. L'augmentation de l'intensité du champ magnétique peut atteindre plusieurs dizaines de nT.

Durant la phase principale, le champ magnétique observé à la surface est diminué car le courant annulaire est intensifié. L'amplitude de perturbations négatives peut atteindre plusieurs centaines de nT.

Dans la phase de recouvrement, l'IMF tourne vers le nord, le processus de transfert de matière et d'énergie du vent solaire dans la magnétosphère diminue et le champ magnétique revient au niveau normal avant l'orage.

On utilise comme indicateur de l'orage magnétique l'indice magnétiques Dst (disturbance storm time, en anglais) pour évaluer la violence des tempêtes magnétiques. Cet indicateur est la moyenne horaire de la composante horizontale du champ magnétique mesurée dans des stations de moyenne et basse latitude.

Pour les orages avec $Dst_{min} < -300\,nT$, la contribution du Dst au courant annulaire est dominante. Pour les orages avec $-200\,nT < Dst_{min} < -100\,nT$, la contribution du Dst au courant annulaire est comparable avec celle du courant de la queue. Les valeurs négatives du Dst indiquent le développement du courant annulaire.

2.3.3 Le champ magnétique transitoire au Vietnam

Il y a 4 observatoires magnétiques au Vietnam; ils sont répartis le long du pays qui s'étend de 8°27´N à 23°23´N:

1. L'observatoire de Sa Pa (Chapa-22°20'N, 103°50'E): Cet observatoire fonctionne depuis 1957.
2. L'observatoire de Phu Thuy (21°02'N, 105°57'E), fonctionne depuis 1964
3. L'observatoire de Da Lat (11°57'N, 108°29'E), fonctionne depuis 1981
4. L'observatoire de Bac Lieu (9°17'N, 105°44'E), fonctionne depuis 1988

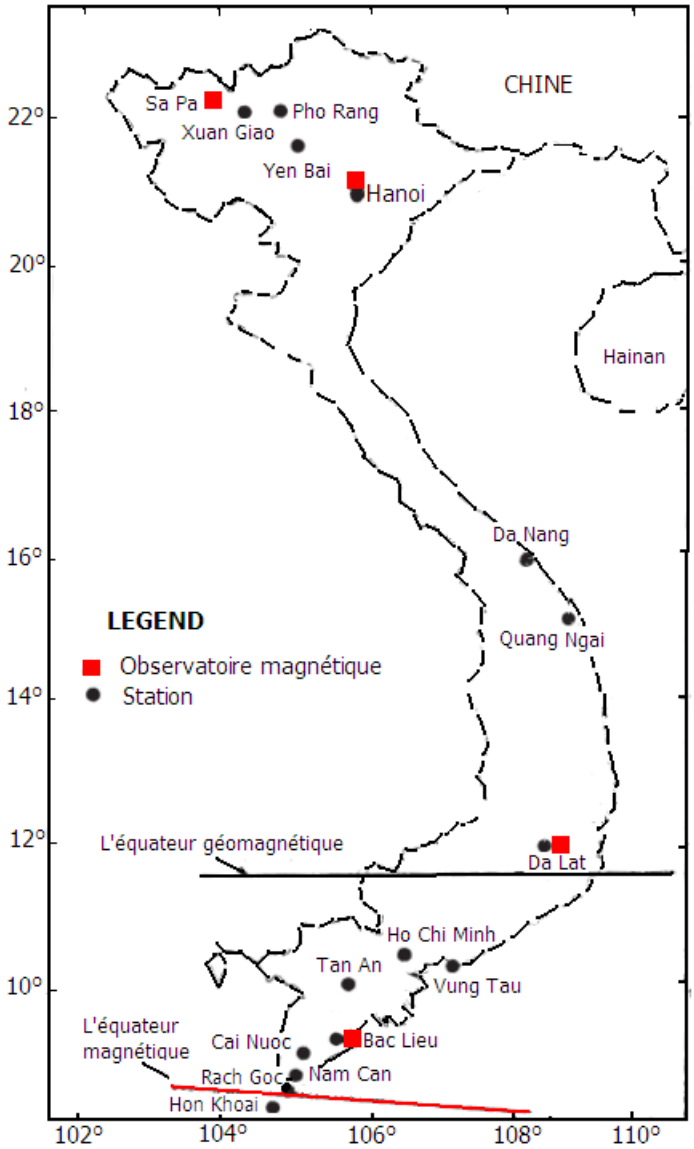


FIGURE 2.20: *Les observatoires magnétiques au Vietnam (présentés par les triangle) et les stations de mesure (présentées par les rondcercles* noires)

De plus, on a installé des stations de mesure qui fontionnent pour des périodes de quelques mois pour étudier le champ magnétique au Vietnam (présentées par les cercle noirs sur la Figure 2.20). Les données obtenues dans les stations au Nord ont été traitées pour étudier la structure géologique de la faille du Fleuve Rouge (méthode de l'induction magnétique). Les stations au Sud ont été instalées pour étudier l'électrojet équatorial dans les années 1985, 1987, 1989 et 1990.

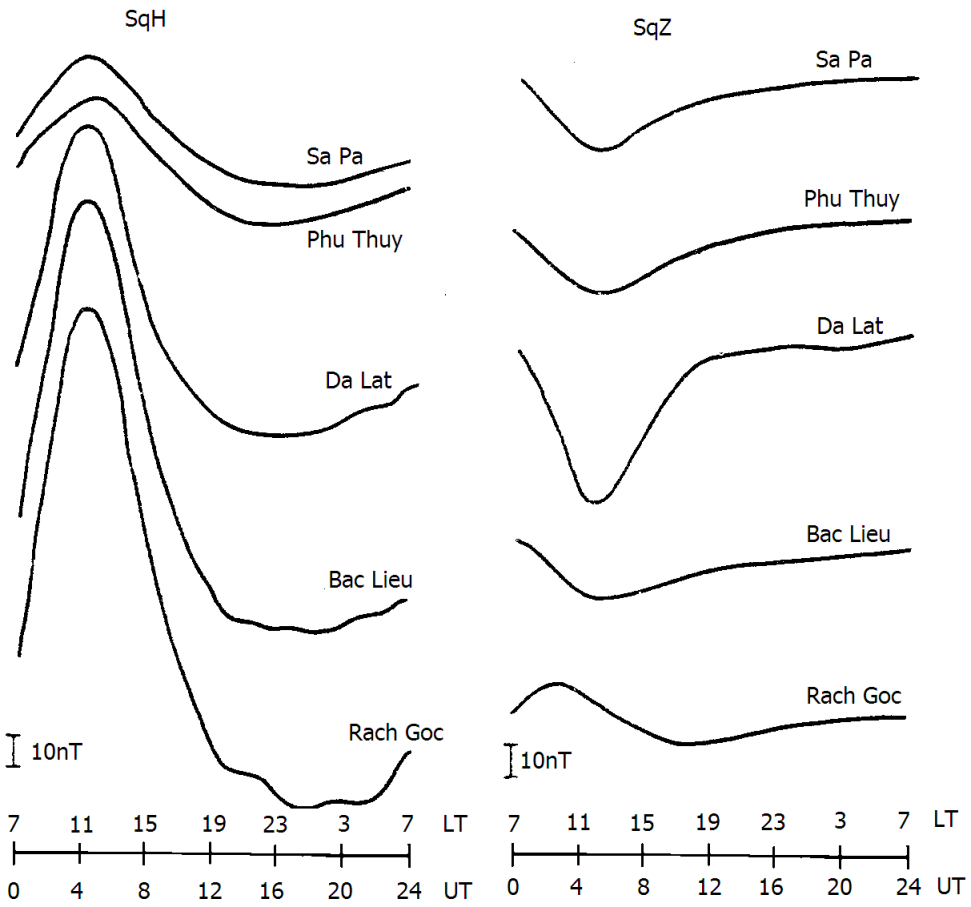


FIGURE 2.21: *Variation diurne de la composante horizontale H (SqH) (à gauche) et de la composante verticale Z (SqZ) (à droite) observe aux observatoires magnétiques et à la station de mesure à Rach Goc (8°36'N, 105°02E) au Vietnam. Ces sont les valeurs moyennes horaires calculées pour deux mois de janvier et de février 1990.*

La variation diurne du champ magnétique transitoire mesurée dans les observatoires et stations de mesure installés le long du Vietnam est présenté sur la figure 2.21. Le champ magnétique au Vietnam est influencé par le système de courant Sq et par l'électrojet équatorial. Le centre de l'électrojet équatorial déterminé en juillet 1978 est à 8°50'N (Lugovenko et al., 1979), et celui déterminé en mars 1989 est à 8°36'N (Rotanova et al., 1991). De 1978 à 1989, le centre de l'électrojet équatorial s'est déplacé sur le territoire du Vietnam vers le Sud à la vitesse de 4 km/an. Ce déplacement du centre de l'électrojet équatorial continue jusqu'à présent (Chau et al., 2010). L'électrojet équatorial influence les variations du champ magnétique terrestre jusqu'à une distance de l'ordre 500km de son centre.

L'influence du Sq se traduit par l'augmentation de la composante horizontale H du champ magnétique terrestre le matin jusqu'à midi suivi par une diminution dans l'après-midi et le soir. Au Sud du pays, aux observaroires de Bac Lieu et de Da Lat, l'augmentation de la composante horizontale H atteint un maximum à environ 11h LT. Au Nord, aux observatoires de Sa Pa et de

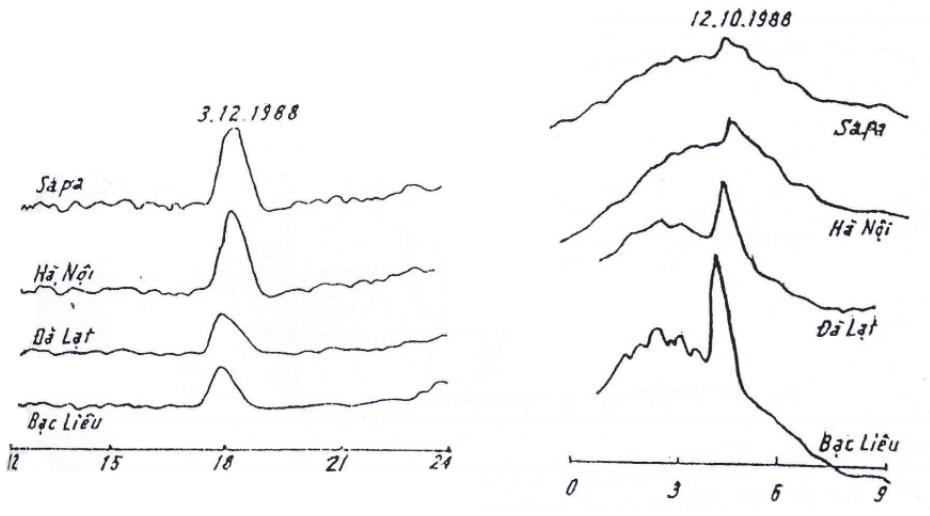


FIGURE 2.22: *Perturbations magnétiques de type "baie" observées aux observatoirs magnétiques au Vietnam. Sur les deux sous-figures, l'axe abscisse présente temps local. A gauche : "baie" de nuit, observée entre 17h et 5h LT, c'est à dire entre 10h et 22h UT. A droite : "baie" de nuit, observée entre 5h et 17h LT, c'est à dire entre 22h et 10h UT. (d'après Chau, 1998)*

Phu Thuy, la composante horizontale H atteint un maximum à environ 12h LT, une heure après les stations du Sud.

L'amplitude des variations Sq(H) augmente en fonction de latitude du Nord au Sud du pays. Le maximum de la valeur moyenne annuelle (1987) calculée sur un intervalle horaire est seulement 15 nT à Sa Pa, mais il atteint 90 nT à Bac Lieu. De Sa Pa à Da Lat, le gradient horizontal moyen du Sq(H) est de 2-4 nT/100 km, et de Da Lat à Bac Lieu, près de l'électrojet équatorial, il est de 10-16 nT/100km.

Au Viet Nam, on observe aussi les perturbations magnétiques de type "baie". Typiquement chaque "baie" dure entre 30 et 120 minutes avec une amplitude comprise entre 20 et 30 nT. Deux types de perturbations magnétiques de type "baie" sont observés : les "baies" de jour et les "baies" de nuit (Figure 2.22). Les "baies" de jour sont liées à l'électrojet équatorial, elles apparaissent entre 5h LT et 17h LT, c'est à dire entre 22h UT et 10h UT. Leurs amplitudes augmentent du Nord au Sud du pays. Les perturbations "bay-like" nuits sont causées par les courants dans l'ionosphère aux latitudes d'environ 70°, elles sont reliées aux électrojets auroraux. Elles apparaissent entre 17h LT et 5h LT, c'est à dire entre 10h UT et 22h UT, et leurs amplitudes diminuent du Nord au Sud.

Chapitre 3

Le sondage MT

Ce chapitre présente la méthode de sondage magnétotellurique (MT) : bases physiques de la méthode, acquisition et traitement des données et inversion des données pour obtenir la structure géoélectrique du sous-sol.

3.1 Bases physiques

3.1.1 Les équations de Maxwell - Etats quasi-stationnaires

3.1.1.1 Les équations de Maxwell

Les phénomènes électromagnétiques sont décrits quantitativement par les équations de Maxwell :

$$\nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} \tag{3.1}$$

$$\nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t} \tag{3.2}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{b} = 0 \tag{3.3}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{d} = q \tag{3.4}$$

avec

$$\mathbf{b} = \mu \mathbf{h} \tag{3.5}$$

$$\mathbf{d} = \varepsilon \mathbf{e} \tag{3.6}$$

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{e} \tag{3.7}$$

où :

e : vecteur champ électrique, en V/m (volt par mètre)

h : vecteur champ magnétique, en A/m (ampère par mètre)

b : vecteur induction magnétique, en Wb/m^2 (weber par mètre carré)

d : vecteur induction électrique, en C/m^2 (coulomb par mètre carré)

j : vecteur densité de courant, en A/m^2 (ampère par mètre carré)

q : densité des charges électriques, en C/m^3 (coulomb par mètre cubé)

ε : permittivité diélectrique, en F/m (farad par mètre) ; ici, $\varepsilon = \varepsilon_0 = \frac{1}{36\pi}.10^{-9} F/m$, avec ε_0, la permittivité dans le vide

μ : perméabilité magnétique, en H/m (henry par mètre) ; ici, $\mu = \mu_0 = 4\pi.10^{-7} H/m$ avec μ_0, la perméabilité dans le vide

σ : conductivité, en S/m (siemens par mètre)

ρ : résistivité, l'inverse de la conductivité, en $\Omega.m$ (Ohm mètre)

Les caractères en gras indiquent des grandeurs vectorielles dans le domaine temporel

La première équation (3.1), équation Maxwell-Faraday, correspond à la loi de Faraday. Elle indique qu'un champ magnétique variable fait apparaître un champ électrique induit, et que la circulation du champ électrique induit le long d'une courbe fermée est proportionnelle à la dérivée par rapport au temps du flux du champ magnétique inducteur au travers d'une surface limitée par cette courbe. Le signe négatif dans l'équation (3.1) signifie que le champ électrique induit s'oppose à la variation du champ magnétique inducteur..

L'équation (3.2), équation de Maxwell-Ampère, provient du théorème d'Ampère. Elle indique qu'un champ magnétique est produit par un courant électrique, et que la circulation de ce champ magnétique le long d'une courbe fermée est égale au flux de $\mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t}$ au travers d'une surface limitée par cette courbe. Cette équation exprime que la densité totale du courant électrique total est la somme de deux termes : **j**, appelé courant de conduction, qui est caractérisé par un flux de charge conservatif, et $\frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t}$, appelé courant de déplacement, qui traduit l'effet d'accumulation de charges en certains points de l'espace.

L'équation (3.3), équation Maxwell-Flux magnétique, correspond à la loi de Gauss. Elle indique que les lignes de champ magnétique sont toujours des courbes fermées.

L'équation (3.4), équation de Maxwell-Gauss, d'après le théorème de Gauss, donne une relation entre le champ électrique et les charges électriques.

Les équations (3.5)-(3.7) sont appelées équations relationnelles. Les équations (3.1) et (3.2) contiennent cinq inconnues **e**, **h**, **b**, **d**, **j**, et les équations relationnelles permettent d'éxprimer les trois quantités **b**, **d** et **j** en fonction du champ électrique et du champ magnétique.

Les équations (3.1)-(3.5) permettent de calculer le champ électromagnétique.

3.1.1.2 Approximation des états quasi-stationnaires

Les courants de conduction correspondent au déplacement des charges en régime permanent, pour lequel le flux des charges est conservatif, alors que les courants de déplacement correspondent aux régimes transitoires. Lorsque la durée caractéristique des phénomènes étudiés est grande devant les constantes de temps caractéristiques des régimes transitoires, les courants de déplacement sont négligeables devant les courants de conduction : cette situation correspond à l'approximation des états quasi-stationnaires.

Pour un champ électromagnétique de pulsation ω, $\dfrac{\partial \mathbf{d}}{\partial t}$ est négligeable devant $\mathbf{j}$ lorsque :

$$\sigma \gg \omega\varepsilon \tag{3.8}$$

La résistivité des roches varie généralement entre $1\,\Omega m$ et $10^5\,\Omega m$, ce qui correspond à des conductivités allant de $1\,S/m$ à $10^{-5}\,S/m$. Avec $\varepsilon = \varepsilon_0 = \dfrac{1}{36\pi}.10^{-9}\,F/m$ et pour une fréquence $f = 10^3\,Hz$, le produit $\omega\varepsilon = 2\pi f\varepsilon \approx 5,6.10^{-8}\,S/m$. Cette valeur est très inférieure à la valeur minimum de la conductivité des matériaux géologiques terrestres (quelques $10^{-5}\,S/m$). Pour la gamme de fréquence utilisée pour effectuer les sondages MT étudiés dans la suite de ce mémoire, les courants de déplacement sont négligeables devant les courants de conduction et le champ électromagnétique peut être décrit dans le cadre de l'approximation des états quasi-stationnaires.

3.1.2 Un cas simple: demi-espace conducteur

Un demi-espace conducteur avec une frontière plane est approprié pour l'étude d'un terrain homogène dont les dimensions à la surface sont très petites devant le rayon de la terre.

A partir des équations de Maxwell, considérons la propagation d'une onde électromagnétique provenant de sources primaires situées dans l'ionosphère et la magnétosphère. On applique d'abord l'opérateur rotationnel à l'équation (3.1) :

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{e}) = \nabla \times (-\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t}) \tag{3.9}$$

Dans un milieu homogène peu conducteur, les charges libres se recombinent très rapidement donc $q = 0$, alors on obtient de (3.4) et de (3.6) :

$$\nabla \cdot \mathbf{e} = 0 \tag{3.10}$$

En appliquant l'identité vectorielle:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{e}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{e}) - \nabla^2 \mathbf{e} \tag{3.11}$$

à l'équation (3.9), elle vient :

$$\nabla(\nabla\cdot\mathbf{e})-\nabla^2\mathbf{e}=\nabla\times(-\frac{\partial\mathbf{b}}{\partial t}) \tag{3.12}$$

étant donnée que $\nabla\cdot\mathbf{e}=0$, on obtient:

$$\nabla^2\mathbf{e}=(\nabla\times\frac{\partial\mathbf{b}}{\partial t}) \tag{3.13}$$

Les transformations simples:

$$\begin{aligned}\nabla^2\mathbf{e}&=(\nabla\times\frac{\partial\mathbf{b}}{\partial t})\\&=\frac{\partial}{\partial t}(\nabla\times\mathbf{b})\\&=\mu\frac{\partial}{\partial t}(\nabla\times\mathbf{h})\\&=\mu\frac{\partial}{\partial t}(\mathbf{j}+\frac{\partial\mathbf{d}}{\partial t})\\&=\mu\frac{\partial}{\partial t}(\sigma\mathbf{e}+\varepsilon\frac{\partial\mathbf{e}}{\partial t})\end{aligned}$$

conduisent à l'équation vérifiée par le champ électrique:

$$\nabla^2\mathbf{e}=\mu\sigma\frac{\partial\mathbf{e}}{\partial t}+\mu\varepsilon\frac{\partial^2\mathbf{e}}{\partial t^2} \tag{3.14}$$

L'équation (3.14) pour le champ magnétique s'obtient en remplaçant **e** par **h**.

Cette équation correspond à la propagation d'une onde dont l'amplitude diminue avec la distance caracteristique $1/\sqrt{\mu\sigma}$.

Lorsque $\sigma\gg\omega\varepsilon$, c'est à dire dans le cas de l'approximation des régimes quasi-stationnaires, le deuxième terme du membre de droite de l'équation (3.14) est négligeable et il vient:

$$\nabla^2\mathbf{e}=\mu\sigma\frac{\partial\mathbf{e}}{\partial t} \tag{3.15}$$

Cette équation est une équation de diffusion. Cela signifie que l'approximation des régimes quasi-stationnaires revient à supposer que le champ électromagnétique s'établit simultanément en tous les points de l'espace, ce qui est cohérent avec le fait que les régimes transitoires sont négligés (le phénomène de propagation est négligeable).

3.1.2.1 Milieu isolant

Dans l'air, où la valeur de la résistivité est extrêmement grande $\rho_{air}\approx 10^9\,\Omega$m (c'est-à-dire $\sigma\to 0$), on peut négliger le premier terme du membre de droite de l'équation (3.14) et il vient:

$$\nabla^2 \mathbf{e} = \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{e}}{\partial t^2} \tag{3.16}$$

L'équation (3.16) est une équation d'onde qui décrit une onde se propageant sans amortissement à la vitesse $1/\sqrt{\mu\varepsilon}$. Ce terme en dérivée seconde est donc un terme de propagation. Il est relié au courant de déplacement. Cette équation de propagation s'applique dans deux cas de figure: soit une conductivité électrique très faible, soit une fréquence très élevée.

3.1.2.2 Induction pour une source harmonique

Considérons une source monochromatique $\mathbf{F} \equiv F(x, y, z, t)\mathbf{u}$ ($|\mathbf{u}| = 1$) dans un système d'axes cartésiens rectangulaires, avec l'axe vertical Oz orienté positivement vers le bas et le plan horizontal Oxy parallèle à la surface. En supposant que la source est harmonique par rapport au temps avec une pulsation ω, on peut écrire:

$$F(x, y, z, t) = F(x, y, z)\, e^{i\omega t} \tag{3.17}$$

En utilisant (3.17), l'équation (3.15) s'écrit ainsi:

$$\frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} = i\omega\mu\sigma F \tag{3.18}$$

On résoud (3.18) en utilisant la méthode de séparation des variables. On recherche des solutions de la forme:

$$F = X(x)\, Y(y)\, Z(z)\, e^{i\omega t} \tag{3.19}$$

Par substitution (3.19) en (3.18) et puis par division par $X(x)\, Y(y)\, Z(z)\, e^{-i\omega t}$, il vient:

$$\frac{X^{"}(x)}{X(x)} + \frac{Y^{"}(y)}{Y(y)} + \frac{Z^{"}(z)}{Z(z)} = i\omega\mu\sigma \tag{3.20}$$

Cette équation se sépare en trois équations différentielles ordinaires:

$$\frac{X^{"}(x)}{X(x)} = -k_x^2 \tag{3.21}$$

et

$$\frac{Y^{"}(y)}{Y(y)} = -k_y^2 \tag{3.22}$$

où $-k_x^2$, $-k_y^2$ sont des constantes d'intégration.

Les solutions des équations (3.21) et (3.22) sont:

$$X(x) = X_{01} e^{ik_x x} + X_{02} e^{-ik_x x} \tag{3.23}$$

$$Y(y) = Y_{01}e^{ik_y y} + Y_{02}e^{-ik_y y} \tag{3.24}$$

L'équation (3.20) s'érit alors sous la forme:

$$\frac{Z^{"}(z)}{Z(z)} = k_x^2 + k_y^2 + i\omega\mu\sigma \tag{3.25}$$

La solution de l'équation (3.25) est:

$$Z(z) = Z_{01}e^{i\left[-(k_x^2+k_y^2+i\omega\mu\sigma)\right]^{1/2}z} + Z_{02}e^{-i\left[-(k_x^2+k_y^2+i\omega\mu\sigma)\right]^{1/2}z} \tag{3.26}$$

Il vient donc:

$$F = F_0\, e^{-i(k_x x+k_y y)}e^{-i\left[-(k_x^2+k_y^2+i\omega\mu\sigma)\right]^{1/2}z}e^{i\omega t} \tag{3.27}$$

La formule (3.27) représente la forme générale du champ électromagnétique dans le milieu conducteur. Dans la section suivante, on examinera la formule (3.27) pour différentes géométries de la source.

3.1.3 Influence de la géométrie de la source

3.1.3.1 Le cas de l'onde plane : la magnétotellurique (MT)

Considérons d'abord le cas où les nombres d'ondes k_x, k_y sont tels que $k_x^2 + k_y^2 + i\omega\mu\sigma \approx i\omega\mu\sigma$.

L'équation (3.25) devient alors :

$$\frac{Z^{"}(z)}{Z(z)} = i\omega\mu\sigma \tag{3.28}$$

On pose $k^2 = -i\omega\mu\sigma$ et donc:

$$k = (1-i)\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \tag{3.29}$$

k est appelé le nombre d'onde complexe.

L'équation (3.26) a pour solution:

$$Z(z) = \alpha e^{ikz} + \beta e^{-ikz} \tag{3.30}$$

Le champ électromagnétique ne peut tendre vers l'infini lorsque la distance entre la source et le point d'observation tend vers l'infini. Dans le cas de la mgnétotellurique, les sources sont situées dans l'ionosphère et le champ électromagnétique ne peut tendre vers l'infini lorsque $z \to \infty$, ce qui impose $\alpha = 0$. Donc l'équation (3.19) devient:

$$F = F_0 e^{-ikz}e^{i\omega t} \tag{3.31}$$

Cette hypothèse corrrespond à la magnétotellurique, méthode de prospection électromagnétique proposée au milieu du vingtième siècle par Tikhonov (1950) et Cagniard (1953).

– LA PROFONDEUR DE PÉNÉTRATION

Remplaçant k par son expression, l'équation (3.31) s'écrit :

$$F = F_0 e^{i\omega t} e^{-i\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} \tag{3.32}$$

Le terme $e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z}$ dans l'équation (3.32) représente la diminution de l'amplitude du champ en fonction de la profondeur z du fait de l'existence d'un champ induit qui s'oppose au champ inducteur.

La profondeur de pénétration δ est déterminée par la profondeur où l'amplitude du champ magnétotellurique est réduite de la constante "e" par rapport à l'amplitude du champ à la surface.

Etant donnée que $e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}\delta} = e^{-1}$, on obtient $\delta = \sqrt{\dfrac{2}{\omega\mu\sigma}}$, ou

$$\delta = \frac{10^3}{2\pi}\sqrt{10\rho T}\ (m) \tag{3.33}$$

avec $\rho = \dfrac{1}{\sigma}\ (\Omega.m)$ et $T = \dfrac{2\pi}{\omega}\ (s)$

La formule (3.33) signifie que la profondeur de pénétration du champ magnétotellurique est d'autant plus grande que la période T est grande et que la résistivité du terrain est grande. Le terme $e^{-i\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z}$ dans l'équation (3.32) signifie que le champ électromagnétique se diffuse en régime harmonique avec la profondeur z. Lorsque la phase du champ diminue de 2π par rapport à celle à la surface, on a $\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z = 2\pi$ ou $z = 2\pi\delta$. Cette profondeur est une mesure de la longueur d'onde du champ diffusé dans le sol. La figure 3.1 illustre la variation du champ magnétotellurique en fonction de la profondeur.

Les équations précédentes montrent que l'hypothèse de l'onde plane correspond au cas où la longueur d'onde spatiale du champ électromagnétique inducteur est très grande devant la profondeur de pénétration :

$$\lambda_s \gg \delta \tag{3.34}$$

– L'IMPÉDANCE ÉLECTROMAGNÉTIQUE

Les variations des champs magnétique et électrique en fonction du temps et de la profondeur s'expriment :

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_0 e^{-ikz} e^{i\omega t} \tag{3.35}$$

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{-ikz} e^{i\omega t} \tag{3.36}$$

En appliquant les équations de Maxwell (3.1) et (3.5) à ces champs, il vient :

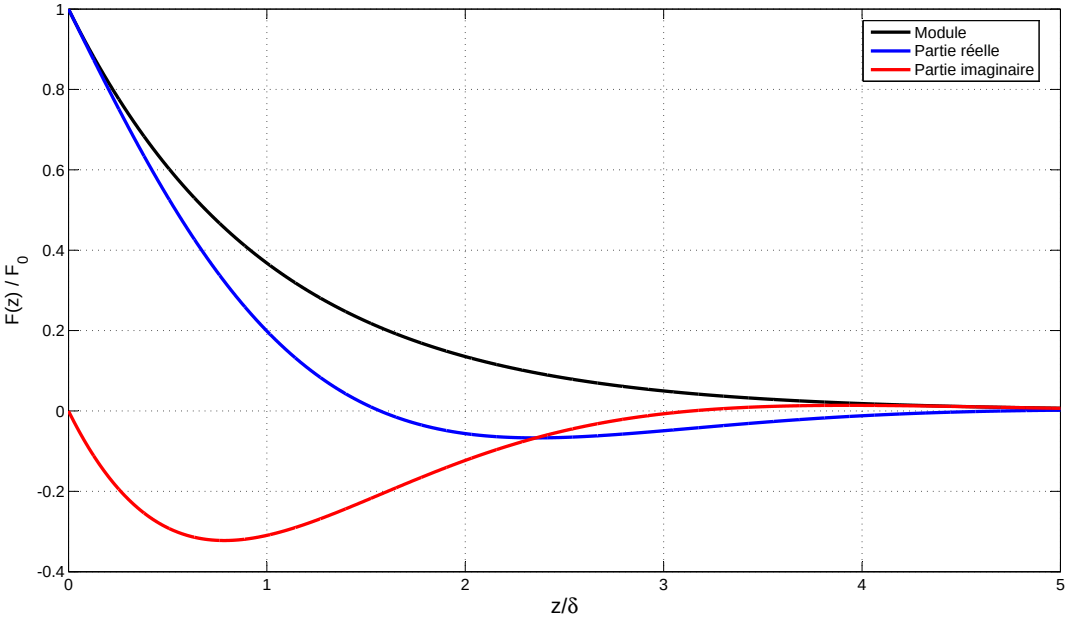


Figure 3.1: *Le comportement du champ magnétotellurique en fonction de la profondeur.*

$$\nabla \times \left(\mathbf{E}_0 e^{i\omega t} e^{-ikz} \right) = -i\omega\mu \mathbf{H}_0 e^{i\omega t} e^{-ikz} \tag{3.37}$$

et donc, en considérant les composantes dans le plan horizontal :

$$\begin{aligned} & \left(\frac{\partial E_{z0} e^{i\omega t} e^{-ikz}}{\partial y} - \frac{\partial E_{y0} e^{i\omega t} e^{-ikz}}{\partial z} \right) \overrightarrow{i} - \left(\frac{\partial E_{z0} e^{i\omega t} e^{-ikz}}{\partial x} - \frac{\partial E_{x0} e^{i\omega t} e^{-ikz}}{\partial z} \right) \overrightarrow{j} \\ = \quad & -i\omega\mu H_{x0} e^{i\omega t} e^{-ikz} \overrightarrow{i} - i\omega\mu H_{y0} e^{i\omega t} e^{-ikz} \overrightarrow{j} \end{aligned} \tag{3.38}$$

Le contraste de conductivité entre l'atmosphère très résistante et les matériaux géologiques est tel que, du fait des conditions aux limites du champ électrique au travers de l'interface entre ces deux milieux (la surface définie par $z = 0$), la composante verticale du champ électrique est nulle en $z = 0$. L'équation (3.36) s'écrit donc :

$$\begin{cases} ikE_{y0} e^{i\omega t} e^{-ikz} = -i\omega\mu H_{x0} e^{i\omega t} e^{-ikz} \\ ikE_{x0} e^{i\omega t} e^{-ikz} = i\omega\mu H_{y0} e^{i\omega t} e^{-ikz} \end{cases} \tag{3.39}$$

et il vient :

$$\begin{cases} kE_{y0} e^{i\omega t} = -\omega\mu H_{x0} e^{i\omega t} \\ kE_{x0} e^{i\omega t} = \omega\mu H_{y0} e^{i\omega t} \end{cases} \tag{3.40}$$

d'où :

$$\begin{cases} E_x = \frac{\omega\mu}{k} H_y \\ E_y = -\frac{\omega\mu}{k} H_x \end{cases} \tag{3.41}$$

ce qui s'écrit sous forme matricielle :

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \tag{3.42}$$

avec :

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} \tag{3.43}$$

Z est appelé impédance scalaire ; elle est déterminée par deux composantes électrique et magnétique orthogonales et elle ne dépend pas de l'orientation des axes du repère Oxy dans le plan horizontal.

3.1.3.2 Cas général et effets de source

Lorsque les nombres d'onde spatiaux k_x, k_y ne sont pas négligeables devant k, ce qui correspond aux cas pour lesquels la relation $k_x^2 + k_y^2 + i\omega\mu\sigma \approx i\omega\mu\sigma$ n'est pas vérifiée, les nombres d'ondes spatiaux k_x et k_y doivent être pris en compte dans l'expression du champ électromagnétique, et:

$$k^2 = -(k_x^2 + k_y^2 + i\omega\mu\sigma) \tag{3.44}$$

En géophysique, de telles situations se rencontrent dans les régions où il y a des forts courants ionosphèriques de faible extension latérale, et notamment dans les régions équatoriales et aurorales.

Le cas particulier de mesures dans la région équatoriale est discuté en sous-section 3.3.

3.2 La magnétotellurique (MT)

Dans cette sous-section, les calculs du champ électromagnétique dans le cas MT sont présentés, pour des terrains 1-D et 2-D. Quelques méthodes d'analyse tensorielle pour déterminer la dimensionalité des structures sont également présentées.

3.2.1 Demi-espace conducteur

A partir de la définition de l'impédance d'un demi-espace conducteur (formule 3.43), le module de l'impédance Z

$$|Z| = \sqrt{\omega\mu\rho} \tag{3.45}$$

et la résistivité du milieu sont reliés par :

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu}|Z|^2 \ (\Omega.m) \tag{3.46}$$

3.2.2 Cas 1-D

Le cas 1-D correspond à un milieu composé de N couches horizontales électriquement homogènes et isotropes. Chaque couche a une épaisseur h_i et une résistivité ρ_i. La couche la plus profonde h_N est supposée d'épaisseur infinie (figure 3.2).

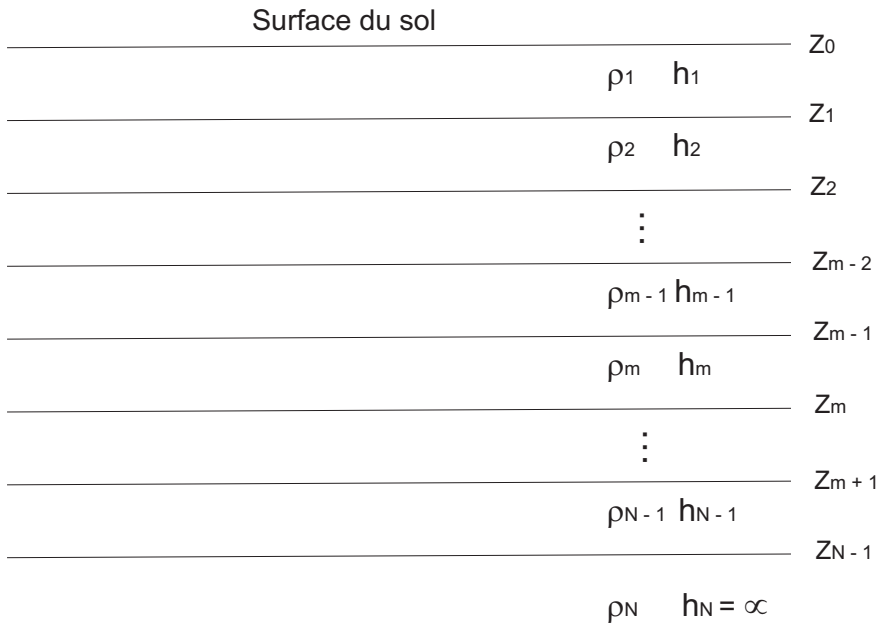


FIGURE 3.2: *Cas 1-D : le sous-sol est composé $N-1$ couches horizontales homogènes et isotropes superposées d'un demi-espace.*

Le modèle du demi-espace conducteur de résistivité ρ représente un cas particulier de structure 1-D.

Dans le cas général, l'impédance et la résistivité apparente sont calculées en utilisant une formule de récurrence. La stratégie est de partir de l'impédance calculée au toit de la couche la plus basse, qui est en fait un demi-espace infini vers le bas, puis de calculer de proche en proche l'impédance au toit de chacune des couches, jusqu'à la surface, en utilisant une formule de récurrence.

Considérons une composante électrique à la profondeur z, $E_y(z)$. La solution générale de l'équation (3.22) est :

$$E_y(z) = A.e^{-kz} + B.e^{kz} \tag{3.47}$$

où A et B sont deux constantes à déterminer.

La composante magnétique s'écrit donc (équation 3.1) :

$$H_x(z) = \frac{k}{i\omega\mu}(A.e^{-kz} + B.e^{kz}) \tag{3.48}$$

et la formule (3.43) conduit à :

$$Z(z) \quad = \quad -\frac{E_y(z)}{H_x(z)} = \left[-\frac{i\omega\mu}{k}\right]\left[\frac{\frac{A}{B}e^{-kz} + e^{kz}}{\frac{A}{B}e^{-kz} - e^{kz}}\right] \tag{3.49}$$

Soit $z = z_m$ la profondeur de la base de la $m^{ième}$ couche (figure 3.2). A cette profondeur, l'impédance scalaire est :

$$Z(z_m) = \left[-\frac{i\omega\mu}{k_m}\right]\left[\frac{\frac{A}{B}e^{-k_m z_m} + e^{k_m z_m}}{\frac{A}{B}e^{-k_m z_m} - e^{k_m z_m}}\right] \tag{3.50}$$

A la profondeur $z = z_{m-1}$ du toit de la $m^{ième}$ couche, l'impédance scalaire est :

$$Z(z_{m-1}) = \left[-\frac{i\omega\mu}{k_m}\right]\left[\frac{\frac{A}{B}e^{-k_m(z_m-h_m)} + e^{k_m(z_m-h_m)}}{\frac{A}{B}e^{-k_m(z_m-h_m)} - e^{k_m(z_m-h_m)}}\right] \tag{3.51}$$

De l'équation (3.50) on déduit :

$$Z(z_m) + \frac{i\omega\mu}{k_m} = -\frac{i\omega\mu}{k_m} \cdot \frac{2e^{k_m z_m}}{\frac{A}{B}e^{-k_m z_m} - e^{k_m z_m}} \qquad (3.50a)$$

$$Z(z_m) - \frac{i\omega\mu}{k_m} = -\frac{i\omega\mu}{k_m} \cdot \frac{2\frac{A}{B}e^{-k_m z_m}}{\frac{A}{B}e^{-k_m z_m} - e^{k_m z_m}} \qquad (3.50b)$$

En divisant les équations (3.50a) et (3.50b) membre à membre, il vient :

$$\frac{Z(z_m) + \frac{i\omega\mu}{k_m}}{Z(z_m) - \frac{i\omega\mu}{k_m}} = \frac{e^{k_m z_m}}{\frac{A}{B}e^{-k_m z_m}} \tag{3.52}$$

Posant :

$$e^{k_m z_m} = Z(z_m) + \frac{i\omega\mu}{k_m} \tag{3.53}$$

$$\frac{A}{B}e^{-k_m z_m} = Z(z_m) - \frac{i\omega\mu}{k_m} \tag{3.54}$$

l'équation (3.51) devient :

$$Z(z_{m-1}) = \left[-\frac{i\omega\mu}{k_m}\right] \left[\frac{\left[Z(z_m) - \frac{i\omega\mu}{k_m}\right] e^{k_m h_m} + \left[Z(z_m) + \frac{i\omega\mu}{k_m}\right] e^{-k_m h_m}}{\left[Z(z_m) - \frac{i\omega\mu}{k_m}\right] e^{k_m h_m} - \left[Z(z_m) + \frac{i\omega\mu}{k_m}\right] e^{-k_m h_m}}\right] \tag{3.55}$$

C'est la formule récurrence permettant de calculer l'impédance scalaire au toit de la $m^{ième}$ couche, connaissant celle de la couche située immédiatement au dessous.

Le calcul de l'impédance à la surface d'un milieu tabulaire comportant N couches est effectué par récurrence, à l'aide de la formule précédente à partir du toit du demi-espace infini sous-jacent jusqu'à la surface du sol.

La grandeur calculée en surface selon la formule (3.46) a la dimension d'une résistivité. Elle est appelée "résistivité apparente" car elle correspond à la résistivité d'un demi-espace homogène qui aurait, pour la fréquence considérée, la même impédance que le milieu tabulaire au dessus duquel sont faites les mesures.

L'impédance Z est une grandeur complexe : sa phase est déterminée par $phase\,(Z)$=$arg\,(Z) = \frac{Imag\,(Z)}{Re\,(Z)}$. De même que la résistivité, la phase est calculée en surface.

La figure 3.3 présente les variations de la résistivité et de la phase de l'impédance MT pour un terrain à 2 couches. Le minimum observé sur la courbe de résistivité apparente pour des périodes comprises entre typiquement 1 et 10 s traduit le fait que la courbe de résistivité apparente converge de façon oscillante vers son asymptote pour les courtes périodes (cf. Kaufman et Keller, 1981)

3.2.3 Cas 2-D

3.2.3.1 Equations

Dans le cas des structures 2-D, la résistivité du sous-sol est invariante par translation dans une direction horizontale donnée, appelée direction principale, (l'axe x sur la figure 3.4). La résistivité change dans la direction verticale z et dans la direction horizontale y.

Dans le cas MT (onde plane), le champ électromagnétique reste inchangé le long de la direction principale, et les dérivées partielles du champ par rapport à x sont nulles.

Les équations de Maxwell (3.1) et (3.2) deviennent :

$$\left(\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z}\right)\vec{i} + \frac{\partial E_x}{\partial z}\vec{j} - \frac{\partial E_x}{\partial y}\vec{k} = -i\omega\mu\left(\frac{\partial H_x}{\partial t}\vec{i} + \frac{\partial H_y}{\partial t}\vec{j} + \frac{\partial H_z}{\partial t}\vec{k}\right) \tag{3.56}$$

$$\left(\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z}\right)\vec{i} + \frac{\partial H_x}{\partial z}\vec{j} - \frac{\partial H_x}{\partial y}\vec{k} = \quad \sigma\left(E_x\vec{i} + E_y\vec{j} + E_z\vec{k}\right) \tag{3.57}$$

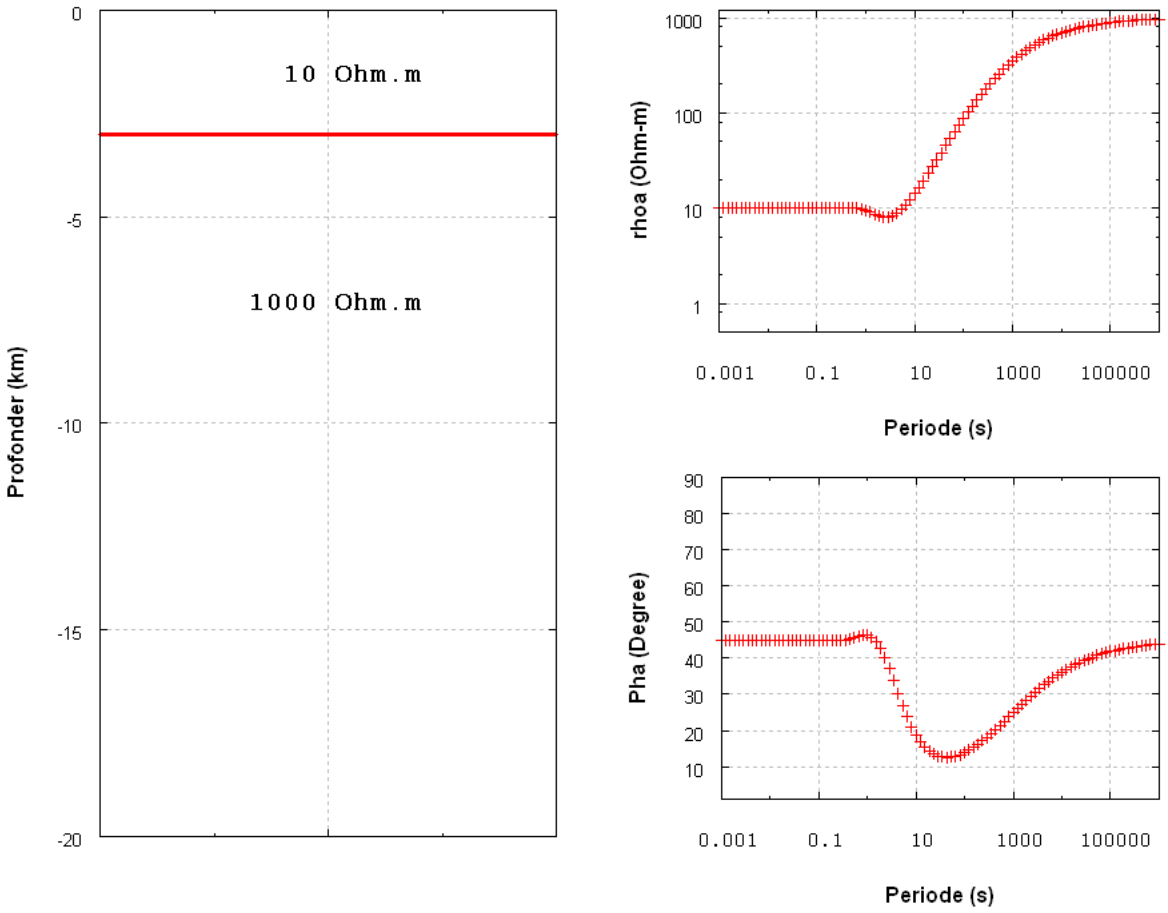


FIGURE 3.3: *Résistivité (a droite, en haut) et phase (a droite, en bas) calculées pour le terrain à 2 couches présenté à gauche*

De plus, dans le cas 2-D, les champs électrique et magnétique sont orthogonaux : un champ électrique parallèle à la direction principale induit dans le plan vertical des champs magnétiques orthogonaux à la direction principale et vice versa. Donc, on peut séparer les équations (3.56) et (3.57) selon deux types de polarisation : l'une est appelée polarisation E (E_x parallèle à la direction principale), et l'autre polarisation H (H_x parallèle à la direction principale).

La polarisation de E (TE mode, en anglais) décrit la composante du champ électrique parallèle à la direction principale, E_x, et les deux composantes H_y et H_z du champ magnétique associé :

$$\left.\begin{aligned} \frac{\partial E_x}{\partial y} &= i\omega\mu H_z \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} &= -i\omega\mu H_y \\ \frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} &= \sigma E_x \end{aligned}\right\} \quad \text{Polarisation E} \tag{3.58}$$

La polarisation H (TM mode, en anglais) décrit la composante du champ magnétique parallèle à la direction principale, H_x, et les deux composantes E_y et E_z du champ électrique associé :

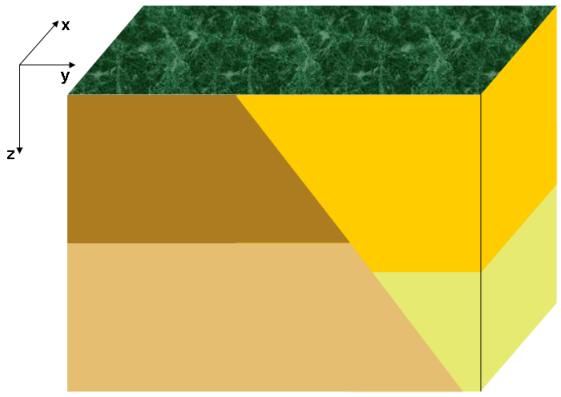


FIGURE 3.4: *Schéma d'une structure 2-D. La résistivité du sous-sol est invariante par translation dans la direction de l'axe x.*

$$\left.\begin{aligned} \frac{\partial H_x}{\partial y} &= -\sigma E_z \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} &= \sigma E_y \\ \frac{\partial E_y}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial y} &= i\omega\mu H_x \end{aligned}\right\} \quad \text{Polarisation H} \tag{3.59}$$

Dans le domaine fréquentiel, les composantes horizontales H_x, H_y, E_x et E_y sont reliées par la matrice :

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \tag{3.60}$$

où :

$$\mathbf{E} = \mathbf{Z} \cdot \mathbf{H} \tag{3.61}$$

avec :

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \tag{3.62}$$

est le tenseur d'impédance qui contient les informations sur la structure du sous-sol.

La formule (3.60) a été proposée par Cantwell en 1960. En supposant que les composantes horizontales électriques soient dûes aux composantes horizontales magnétiques, et en négligeant la contribution du bruit, le système est linéaire.

Z_{xx}, Z_{xy} , Z_{yx}, Z_{yy} sont associés aux couples (E_x, H_x), (E_x, H_y), (E_y, H_x) et (E_y, H_y), respectivement.

Pour la polarisation H, on a $E_x = 0$, $H_x \neq 0$ donc $Z_{xx} = 0$, et pour la polarisation E, on a $E_y = 0$, $H_y \neq 0$ donc $Z_{yy} = 0$; Z_{xx} et Z_{yy} sont nuls.

Considérons deux zones de conductivité différentes séparées par une frontière perpendiculaire à la direction **y**. Du fait des conditions de continuité du champ électromagnétique, E_y est discontinue au travers de cette frontière, alors que E_x, H_x et H_y sont continues. Par conséquent Z_{yx} varie de façon brusque tandis que Z_{xy} varie de façon progressive au travers de cette frontière.

On peut calculer les résistivités apparentes à partir des éléments Z_{mn} :

$$\rho_{a,mn}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{mn}(\omega)|^2 \tag{3.63}$$

$$\phi_{mn}(\omega) = arctan\left(\frac{Imag(Z_{mn}(\omega))}{Re(Z_{mn}(\omega))}\right) \tag{3.64}$$

avec $m \equiv x, y$; $n \equiv y, x$

3.2.3.2 Détermination de la dimensionnalité

Les résultats que nous venons de rappeler montrent que l'analyse du tenseur d'impédance permet de déterminer la "dimensionnalité" (1-D, 2-D, ou 3-D) et la direction des structures dominantes dans le sous-sol de la région étudiée. Il existe des méthodes pour l'analyse du tenseur d'impédance qui sont basées sur l'analyse de l'amplitude, par exemple la méthode proposée Swift (Swift, 1967), sur une approche formelle, par exemple la méthode proposée par Groom et Bailey (Bailey et Groom, 1987), ou sur une détermination des repères sur lesquels le tenseur devient antidiagonal dans le cas général de structures 3-D (Counil et al., 1986).

Nous nous limiterons ici à la présentation d'une méthode simple et couramment utilisée, celle proposée par Swift (1967) , basée sur le calcul du coefficient de dissymétrie SK (Skew en anglais), défini par :

$$SK = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \tag{3.65}$$

Dans le cas de structures 1-D idéales, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, donc $SK = 0$; il en est de même dans le cas de structures 2-D idéales lorsque le tenseur est exprimé sur les directions principales de la structure. En pratique, SK n'est pas exactement nul, et sa valeur indique le degré d'approximation 2-D des structures géologiques. Jones (2004) a montré que la valeur du SK dépend de la structure géologique et dépend fortement de la qualité des données, voir le tableau 3.1.

Structure	SK Donnée sans bruit	SK Donnée avec 10 % du bruit
1-D	0	0,02-0,21
2-D	0	0,02-0,31
3-D	0.35	0,06-0,36

TABLE 3.1: *Dimensionnalité des structures en fonction du coefficient de dissymétrie pour le cas idéal (sans bruit), et avec un bruit de 10% sur les données (d'après Jones, 2004).*

3.2.3.3 Détermination de la direction principale

Dans le cas 2-D, lorsque les directions de mesure correspondent aux directions principales de la structure, le tenseur d'impédance est antidiagonal :

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \tag{3.66}$$

En pratique, les axes de mesure ne sont pas disposés précisément selon les directions parallèle et perpendiculaire à la direction géoélectrique principale, mais ils sont désaxés d'un angle θ. Supposons que les directions parallèle et perpendiculaire à la direction principale de la structure soient x' et y', respectivement ; et que les directions de mesure soient x et y (figure 3.4).

Dans le repère catésien Ox'y', les composantes horizontales électriques $E_x^{'}$, $E_y^{'}$ sont reliées aux composantes E_x, E_y par :

$$\begin{bmatrix} E_x^{'} \\ E_y^{'} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} cos\theta & sin\theta \\ -sin\theta & cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} \tag{3.67}$$

ou bien :

$$\mathbf{E}^{'} = \mathbf{R}.\mathbf{E} \tag{3.68}$$

avec :

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} cos\theta & sin\theta \\ -sin\theta & cos\theta \end{bmatrix} \tag{3.69}$$

De même façon :

$$\mathbf{H}^{'} = \mathbf{R}.\mathbf{H} \tag{3.70}$$

De (3.61), (3.68) et (3.70), il vient :

$$\mathbf{R^{-1}E}^{'} = \mathbf{ZR^{-1}H}^{'} \tag{3.71}$$

et donc :

$$\mathbf{E}^{'} = \mathbf{Z}^{'}\mathbf{H}^{'} \tag{3.72}$$

avec :

$$\mathbf{Z}^{'} = \mathbf{RZR^{-1}} \tag{3.73}$$

L'équation (3.73) permet de calculer les éléments de $\mathbf{Z}^{'}$:

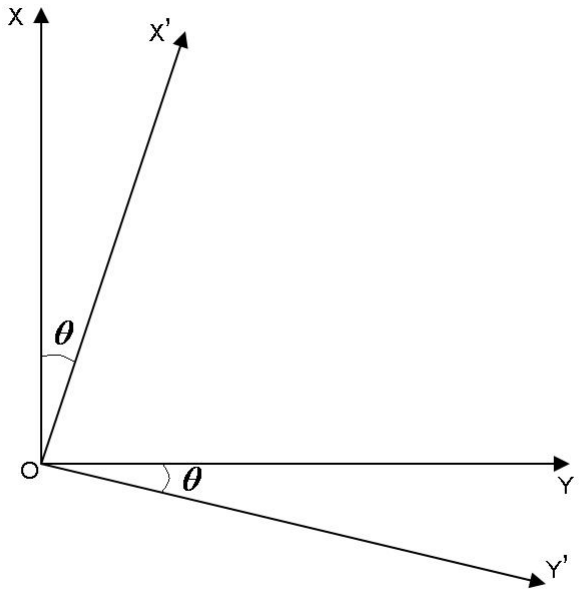


FIGURE 3.5: *Orientation des axes :* (X,Y) *et* $X^{'},Y^{'}$ *sont les axes de mesure et de structure principale, respectivement.*

$$Z^{'}_{xx} = \frac{1}{2}\left[(Z_{xx}+Z_{yy}) + (Z_{xy}+Z_{yx})\,sin\,(2\theta) + (Z_{xx}-Z_{yy})\,cos\,(2\theta)\right] \tag{3.74}$$

$$Z^{'}_{xy} = \frac{1}{2}\left[(Z_{xy}-Z_{yx}) + (Z_{xy}+Z_{yx})\,cos\,(2\theta) - (Z_{xx}-Z_{yy})\,sin\,(2\theta)\right] \tag{3.75}$$

$$Z^{'}_{yx} = \frac{1}{2}\left[-(Z_{xy}-Z_{yx}) + (Z_{xy}+Z_{yx})\,cos\,(2\theta) - (Z_{xx}-Z_{yy})\,sin\,(2\theta)\right] \tag{3.76}$$

$$Z^{'}_{yy} = \frac{1}{2}\left[(Z_{xx}+Z_{yy}) - (Z_{xy}+Z_{yx})\,sin\,(2\theta) - (Z_{xx}-Z_{yy})\,cos\,(2\theta)\right] \tag{3.77}$$

A partir du tenseur d'impédance estimé à partir des données mesurées, et en suposant que la structure soit 2-D, l'angle θ entre l'axe mesuré et la direction de la structure principale peut être déterminé en minimisant la somme $|Z^{'}_{xx}|^2 + |Z^{'}_{yy}|^2$ (Swift, 1967) ou en maximisant la somme $|Z^{'}_{xy}|^2 + |Z^{'}_{yx}|^2$ (Gamble et al, 1979). Dans les deux cas on obtient :

$$\theta = \frac{1}{4} arctg\left(\frac{(Z_{xx}-Z_{yy})(Z_{xy}+Z_{yx}) * + (Z_{xx}+Z_{yy}) * (Z_{xy}+Z_{yx})}{|Z_{xx}-Z_{yy}|^2 - |Z_{xy}+Z_{yx}|^2}\right) \tag{3.78}$$

Connaissant θ les équations (3.74)-(3.77) permettent de calculer les composantes du tenseur d'impédance exprimées selon les directions parallèle et perpendiculaire à la direction principale de la structure.

Il existe une autre technique pour déterminer la direction principale de la structure, basée sur le tracé dans un diagramme polaire des composantes Z_{xx} et Z_{xy} du tenseur d'impédance pour plusieurs

périodes ou fréquences. Dans le cas 2-D, le diagramme polaire de la composante Z_{xy} est une ellipse avec le grand axe orienté le long de la direction principale. Cependant le diagramme polaire de la composante Z_{xx} a la forme d'un trèfle à quatre feuilles avec zéro dans les directions parallèle et perpendiculaire à la direction principale.

L'analyse du tenseur MT permet de déterminer si la région étudiée est 1-D ou 2-D et, dans le cas d'une structure 2-D, d'en déterminer les directions principales. Pour obtenir des information sur la structure géoélectrique, on doit utiliser des méthodes d'inversion 1-D et 2-D, telles que celles qui sont présentées dans les sections suivantes.

3.2.3.4 Un exemple de résolution numérique

La méthode des éléments finis (Cogon, 1971) a été utilisée pour résoudre le problème direct 2-D pour une structure géologique simple, présentée sur la figure 3.6 (en bas). L'approche des éléments finis est basée sur le principe de Hamilton du minimum d'une fonction de l'énergie en mécanique car les champs électromagnétiques se comportent de façon à ce que l'énergie totale soit minimale (Cogon, 1971). Le code utilisé pour calculer le problème direct 2-D est celui développé par Quomarudin (1994).

Le sous-sol (le modèle) est d'abord divisé en éléments triangulaires. Le flux de l'énergie totale du champ électromagnétique à travers la surface de chaque élément triangulaire est représenté par l'integrale du vecteur de Poynting. La méthode des éléments finis consiste à rechercher le minimum du flux de l'énergie pour obtenir le champ électromagnétique. A partir du champ électromagnétique déterminé aux éléments triangulaires à la surface du sous-sol, on peut obtenir l'impédance MT.

Sur la figure 3.6, la sous-figure du bas présente les deux premiers kilomètres d'un modèle avec un domaine de résistivité de 1000 $\Omega.m$ dans un milieu dont la résistivité est de 100 $\Omega.m$. Ces deux blocs s'étendent à l'infini en profondeur. Ce modèle correspond donc au modèle d'une faille verticale. La sous-figure en haut présente le résultat de la modélisation 2-D. Les résistivités sont calculées pour la période de 10 s, pour la polarisation H (en rouge) et pour la polarisation E (en bleu). On constate qu'à la limite entre blocs de résistivités, la variation de la résistivité apparente pour la polarisation E est lisse, alors qu'elle varie brusquement pour la polarisation H.

Notons enfin que l'analyse de fonctions des éléments du tenseur d'impédance qui soient indépendantes de la direction des axes de mesure permet également de caractériser localement la structure électrique moyenne 1-D du milieu. Szarka et Menvielle (1997) ont montré que, parmi toutes les fonctions des éléments du tenseur d'impédance qui sont invariantes par rotation, il est possible d'en trouver au plus sept qui sont indépendantes ; ils ont proposé un ensemble de sept fonctions réelles invariantes par rotation :

1. La partie réelle de$(Z_{xx} + Z_{yy})$
2. La partie imaginaire de$(Z_{xx} + Z_{yy})$
3. La partie réelle de $(Z_{xy} - Z_{yx})$

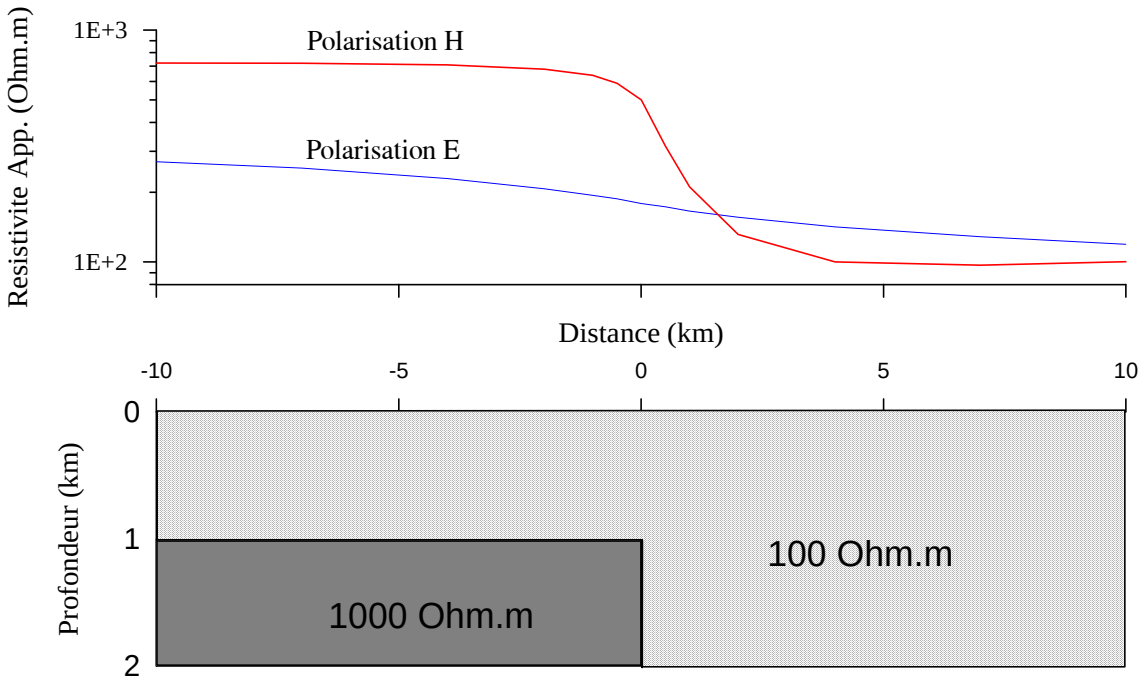


Figure 3.6: *(en bas) Modèle 2-D d'un pas de résistivité de 1000 Ω.m dans un milieu dont la résistivité est de 100 Ω.m .*
(en haut) Résistivités apparentes à la surface de la structure, calculées pour les polarisations H et E à la période de 10 s.

4. La partie imaginaire de $(Z_{xy} - Z_{yx})$

5. Le déterminant de la partie réelle du tenseur d'impédance **Z**

6. Le déterminant de la partie imaginaire du tenseur d'impédance **Z**

7. La partie imaginaire du déterminant du tenseur d'impédance **Z**

3.3 Sondages électromagnétiques dans les zones équatoriales

Dans la sous-section 3.1.3.2 on a parlé d'effets de source : ce sont les cas où les nombres d'onde spatiaux k_x et k_y ne sont pas négligeables devant $k = (-i\omega\mu\sigma)^{1/2}$. Dans cette section on examine en détail l'effet de source sur les sondages électromagnétiques dans les zones équatoriales où le champ magnétique créé par l'électrojet équatorial affecte le champ électromagnétique observé à la surface.

3.3.1 Cas d'une distribution de courants gaussienne

Afin de résoudre complètement le problème de l'induction sous l'électrojet équatorial, Peltier et Hermance (1971) ont proposé de décrire la distribution de courant ionosphérique à l'aide d'une fonction gaussienne centrée sur l'équateur magnétique.

On utilise un système d'axes cartésiens rectangulaires, avec pour plan horizontal Oxy la surface de la terre ; l'axe Oy est orienté positivement vers l'est; et l'axe vertical Oz vers le bas, avec $z = 0$ à la surface.

Dans ce modèle d'électrojet équatorial, le ruban de courants est placé à une altitude de $-h$, et circule vers l'est, avec une intensité au centre égale à I_0 et une déviation standard de la distribution gausienne de courants égale à κ. Le sous-sol est tabulaire, et il est composé au maximum de trois couches horizontales et isotropes. Chaque couche a pour conductivité σ_m ($m = 1,\ 2\ ou\ 3$) et pour épaisseur h_n ($n = 1\ ou\ 2$). L'atmosphère, entre l'altitude du ruban de courant et la surface du sol, est supposée parfaitement isolante : $\sigma_0 = 0$.

Le courant circule dans un ruban infini parallèle à l'axe y, et il ne crée donc qu'une composante électrique E_y parallèle à l'axe y. Les composantes E_x et E_z sont nulles. Ce modèle fournit en particulier une bonne description de la situation sous l'électrojet équatorial au tour du midi local.

L'équation (3.16) qui décrit la propagation d'une onde électromagnétique dans un milieu isolant devient:

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} = i\omega\mu\sigma(z)E_y \tag{3.79}$$

où $\sigma(z)$ indique la distribution de la conductivité avec la profondeur.

En utilisant la méthode de séparation des variables, on recherche des solutions de la forme: $E_y = X(x)\,Z(z)$. L'équation (3.79) a pour solution:

$$E_y = \left\{ \begin{array}{c} e^{kz} \\ e^{-kz} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{c} cos\,k_x x \\ sin\,k_x x \end{array} \right\} \tag{3.80}$$

où k est déterminé par (3.44), k_x est la composante horizontale du nombre d'onde spatiale de la source. On peut éliminer le terme $sin\,k_x x$ dans la formule (3.80) en plaçant l'origine du système de coordonnées à la projection du centre de l'électrojet équatorial sur la surface.

Les composantes électrique E_y et magnétique H_x du champ électromagnétique à la surface sont déterminées par :

$$E_y = \int_0^\infty (1 + B_1)\, c'(k_x)\, cosk_x x\, dk_x \tag{3.81}$$

$$H_x = \frac{-1}{i\omega\mu} \int_0^\infty k_x (1 - B_1)\, c'(k_x)\, cosvx\, dk_x \tag{3.82}$$

avec

$$c'(k_x) = \frac{-I_0 i\omega\mu\kappa}{\sqrt{2\pi}k_x} e^{\left(k_x z_0 - k_x^2\kappa^2/2\right)} \tag{3.83}$$

$$B_1 = \frac{R-1}{R+1} \tag{3.84}$$

$$R = \frac{k_x}{k_2}\frac{(Q-1)}{(Q+1)} \tag{3.85}$$

$$Q = \frac{\left\{(k_2+k_3)+k_2\left(\frac{k_3-k_4}{k_3+k_4}\right)e^{-2k_3h_2}\right\}}{\left\{(k_3-k_2)-k_2\left(\frac{k_3-k_4}{k_3+k_4}\right)e^{-2k_3h_2}\right\}} e^{2k_2h_1} \tag{3.86}$$

$$k_m^2 = k_x^2 + i\omega\mu\sigma_m \tag{3.87}$$

où m=1 correspond à l'air, et m=2, 3 et 4 correspondent à la couches superficielle, la couche intermédiaire et au demi-espace, respectivement.

Les formules (3.81) et (3.82) déterminent les composantes électrique et magnétique à la surface pour les nombres d'onde spatiaux k_x allant de $0 \rightarrow \infty$. Lorsque $|k_x^2|$ est négligeable devant $|i\omega\mu\sigma_m|$, le champ électromagnétique peut être décrit comme une onde plane: les formules (3.81) et (3.82) convergent vers celles obtenues dans le cas de la MT 1-D.

Après avoir calculé E_y et H_x, la résistivité apparente est obtenue en utilisant la formule (3.47) et la phase est déduite de Z selon (3.46).

J'ai développé un modèle numérique permettant de résoudre le problème de l'induction en présence d'une distribution gaussienne de courants ionosphériques, en utilisant le formalisme proposé Peltier et Hermance (1971) que nous venons de rappeler. Le modèle de sous-sol tabulaire comportant trois couches que nous utilisons est celui proposé par Peltier et Hermance (1971). Ce modèle décrit très schématiquement la structure électrique de la surface au manteau supérieur dans une zone de croûte continentale très ancienne. La couche conductrice superficielle correspond au bassin sédimentaire ; la couche intermédiaire, résistante, correspond à la croûte et au manteau résistant. La couche conductrice profonde concerne "la zone de transition" située dans le manteau supérieur, entre 400 km et 800 km . C'est une zone conductrice, qui existe à l'échelle globale (J. F Hermance, 1995). L'électrojet équatorial est situé à une altitude $h = -110$ km, avec $\kappa = 240$ km (voir table 3.2 et figure 3.7).

Les calculs ont été effectués pour des périodes allant de 1 s à 100 000 s, en quatre points situés à la surface du sol et distants de 0 km, 240 km, 480 km et 720 km de la projection à la surface du centre de l'électrojet équatorial. Les résultats sont présentés Figure 3.8.

Les résultats (résistivité apparente et phase) calculés pour les différents points sont représentés par les courbes de couleurs différentes sur la figure 3.8; sur cette figure, les courbes en pointillés noires présentent la résistivité et la phase calculées en utilisant l'hypothèse d'onde plane (le

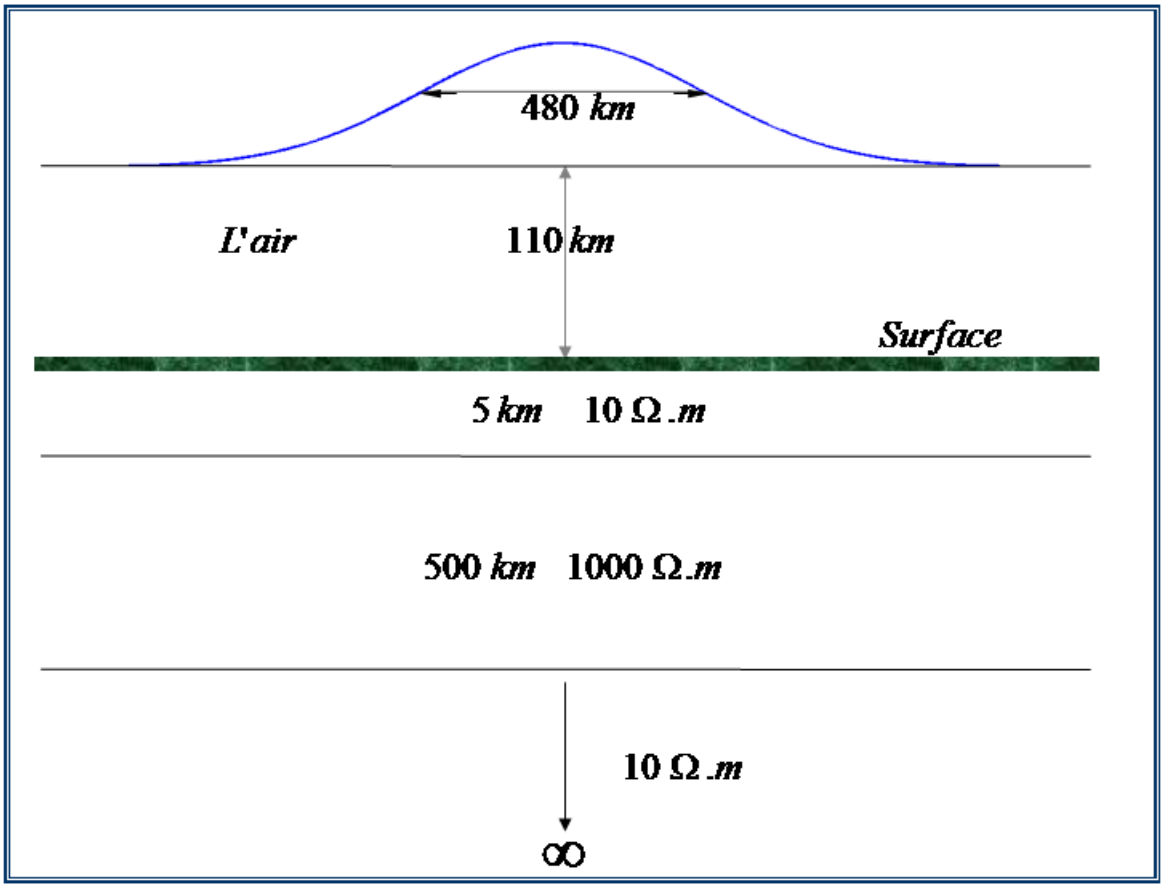


Figure 3.7: *Modèle l'électrojet équatorial dont la distribution de la densité de courants est gausienne avec une déviation standard $\kappa = 240$ km. L'électrojet équatorial est situé sur un terrain de 3 couches, à l'alitude de 110 km. Cette figure est composée à partir de la figure 6 de Peltier et Hermance (1971).*

problème direct MT 1-D normal).

On voit sur la figure 3.8 que l'effet de source lié à l'électrojet équatorial est négligeable dans la gamme de périodes < 400 s pour la résistivité apparente, et dans la gamme de périodes < 80 s pour la phase. Aux périodes plus longues, les résistivités apparentes et les phases calculées avec et sans la présence de l'électrojet équatorial sont différentes. Pour les périodes où l'influence de l'électrojet équatorial n'est pas négligeable, la résistivité apparente est minimum au centre de l'électrojet équatorial. Elle augmente avec la distance entre le centre de l'électrojet équatorial et la position du point où la résistivité est calculée. Au contraire, la phase est maximum au centre de l'électrojet équatorial et elle diminue lorsque la distance au centre augmente.

Lorsque la distance au centre de l'électrojet équatorial est égale à la déviation standard κ (240 km), la résistivité et la phase calculées avec et sans l'électrojet équatorial sont comparables.

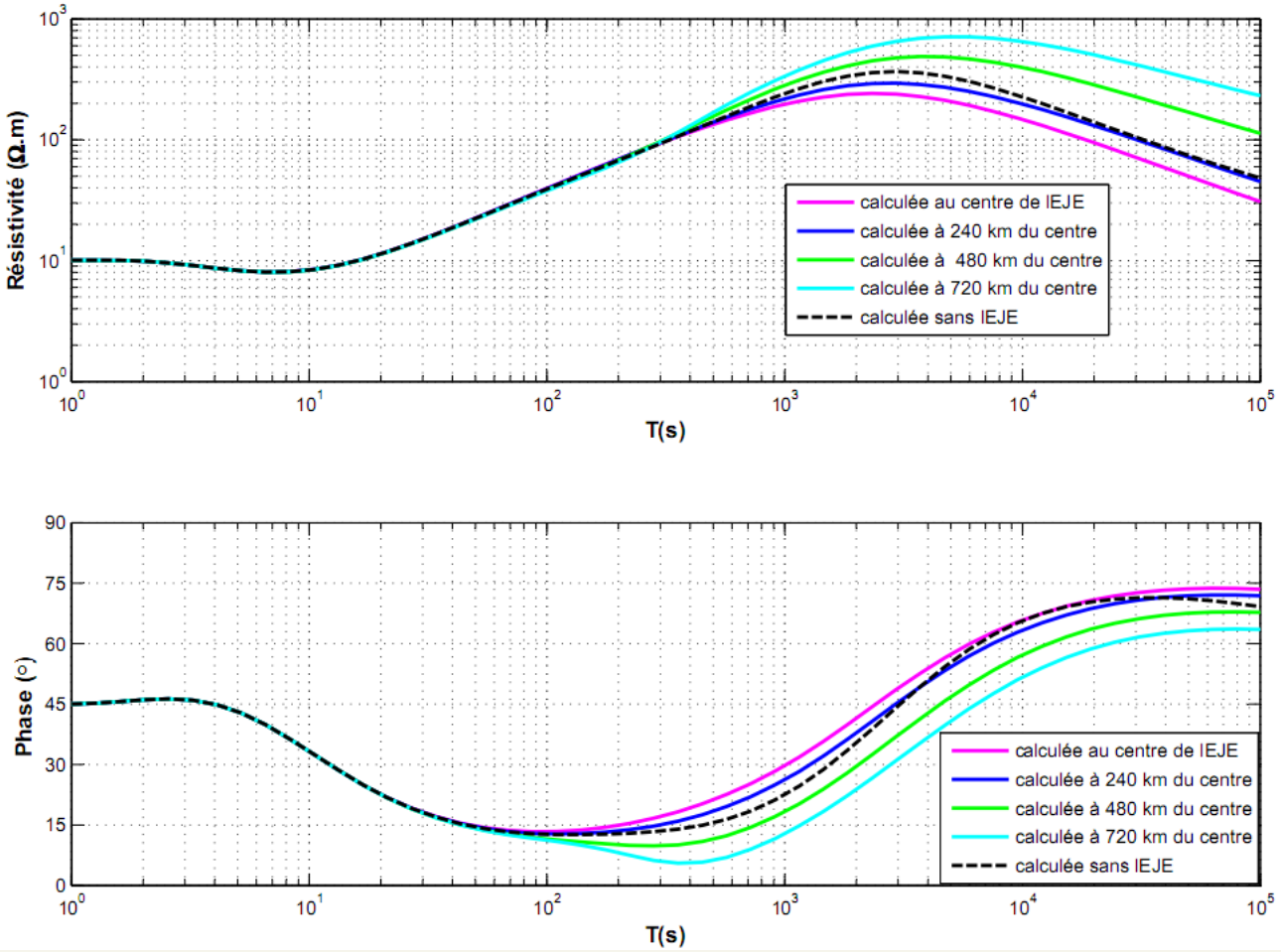


Figure 3.8: *Les résistivités apparentes (en dessus) et les phases (en dessous) calculées pour le modèle de 3 couches (voir figure 3.7) aux positions d'observation surfaciques à 0 km, 240 km, 480 km et 720 km loin de la projection à la surface du centre de l'électrojet équatorial. Les courbes en pointillé noire sont la résistivité et la phase calculées en utilisant l'hypothèse d'onde plane.*

3.3.2 Conclusion

Les observations faites à bord de satellite (Lühr et al., 2004) et au sol (Doumouya et al., 1998) ont montré que la densité de courants ionosphériques associée à l'électrojet équatorial pouvait être décrite par un ruban de courants gaussien. Le calcul effectué avec un modèle à trois couches montre que jusqu'à une période de 400 s pour la résistivité et une période de 100 s pour la phase, les résultats obtenus en utilisant l'hypothèse d'onde plane ne sont pas différents de ceux obtenus en prenant en compte la géométrie de la source (l'électrojet équatorial).

L'analyse de données MT enregistrées dans la région de l'électrojet équatorial au Sud du Vietnam est présentée au chapitre 5; celle des données acquises en Afrique de l'Ouest durant l'AIEE est présentée au chapitre 6.

N°	ρ ($\Omega.m$)	épaisseur (km)
1	10	5
2	1000	500
3	10	-

TABLE 3.2: *Le modèle comportant trois couches utilisé par Peltier et Hermance (1971).*

3.4 Les données : acquisition et traitement

Le chapitre 4 du présent mémoire est consacré à l'analyse et l'interprétation de sondages MT effectués en décembre 2004 et janvier 2005 en 40 stations implantées dans le delta du Fleuve Rouge au Vietnam. Je vais utiliser cet exemple pour présenter ci-dessous l'acquisition et le traitement de données MT.

3.4.1 Équipement

Un équipement MT est composé de capteurs magnétiques, de capteurs telluriques et d'une chaîne d'acquisition des données.

3.4.1.1 Capteurs magnétiques

Dans le but d'étudier la structure géoélectrique du sous-sol pour des profondeurs allant de quelques dizaines de mètres jusqu'à quelques dizaines km, les variations du champ électromagnétique sont enregistrées pour des périodes comprises entre $10^{-3}s$ et $10^{3}s$. Dans cette gamme de période, les capteurs magnétiques utilisés sont le plus souvent des capteurs magnétiques à induction qui fonctionnent bien pour les variations du champ magnétique terrestre entre $10^{-3}s - 3,6 \cdot 10^{3}s$. Cependant, pour les périodes plus longues $(10s - 10^{5}s)$, les variations des composantes du champ magnétique sont enregistrées à l'aide de capteurs magnétiques de type "fluxgates".

Dans notre cas, les capteurs magnétiques utilisés sont des CM216 et CM12 développés au CRG (Centre de Recherches Géophysiques) de Garchy (France) ; les caractéristiques de ces capteurs sont présentés le Tableau 3.3. Ce sont des capteurs cylindriques inductifs à contre réaction de flux. Chaque capteur comprend un noyau de µ-métal, un amplificateur faible bruit et un dispositif à commutation automatique. Le capteur CM216 est utilisé pour enregistrer les variations du champ magnétique dans la gamme de périodes entre $10^{-3}s$ et $10^{0}s$, et l'autre type de capteurs pour les périodes allant de $10^{-1}s$ à $10^{3}s$.

3.4.1.2 Capteurs telluriques

Les capteurs telluriques utilisés en MT sont les électrodes impolarisables qui sont en général composées d'un pot contenant un métal mis au contact avec un sel du même métal (par exemple,

Type de capteur	gamme	sensibilité
CM216	rapide : $4 \cdot 10^{-4}s - 10^{-2}s$ lente : $1,25 \cdot 10^{-3}s - 1s$	100 mV/nT
CM12	$10^{-2}s - 333\,s$	50 mV/nT

TABLE 3.3: *Caractéristiques des capteurs magnétiques utilisés.*

$Cu-CuSO_4, Cd-CdCl_4, Ag-AgCl, Pb-PbCl_2$, ...). Les piquets en acier inoxydable sont souvent utilisés comme électrodes pour les mesures de haute fréquence (audiomagnetotellurique).

Dans notre étude, les électrodes sont composées de métal Pb et d'un mélange de sels $Cl_2Pb + Cl_2Ca$ pour assurer un potentiel de contact faible et stable (Massenet et Pham, 1985).

3.4.1.3 Chaîne d'acquisition des données

Il existe différentes chaînes d'acquisition des données disponibles pour enregistrer les variations du champ électromagnétique. Les caractéristiques d'une chaîne d'acquisition de données sont le taux d'échantillonnage, la résolution numérique du signal et la capacité du stockage de données.

La chaîne utilisée ici a été conçue et réalisée par l'équipe de PHAM Van Ngoc au LAGAS-IPGP dans les années 1990. Elle comporte essentiellement quatre sous-systèmes (figure 3.9) (Quomarudin, 1994) :

1. Le sous-système "analogique", composé de cinq canaux identiques correspondant aux cinq composantes mesurées, et logé dans une caisse étanche pour le transport.
2. Le sous-système "interface", composé essentiellement d'une carte d'acquisition nunérique logée dans un micro-ordinateur. La carte est de marque KEITHLEY, de type DAS1402 dont la résolution numérique est de 12 bits et la vitesse de transfert est de 10^5 Hz.
3. Le sous-système "numérique", composé essentiellement d'un ordinateur qui gère toute l'acquisition des signaux provenants du sous-système analogique par l'intermédiaire du sous-système interface, prenant en compte tous les paramètres d'acquisition nécessaires pour le traitement ultérieur.
4. Le sous-système "alimentation", qui comporte :

– une alimentation en courant continu de 48 V entretenue par un groupe électrogène et connectée à des batteries tampons de 48 V.
– un onduleur alimenté par les batteries tampons de 48 V et produisant le courant alternatif de 220 V nécessaire à l'alimentation du micro-ordinateur.
– des convertisseurs 48 VCC -> 5 VCC, 48 VCC $\rightarrow \pm$15VCC $\rightarrow \pm$12VCC pour alimenter le sous système analogique et les capteurs magnétiques. Grâce aux batteries tampons, toute la chaîne est alimenté en permanence pendant toute la durée de l'acquisition, même si le groupe électrogène s'arrête momentanément.

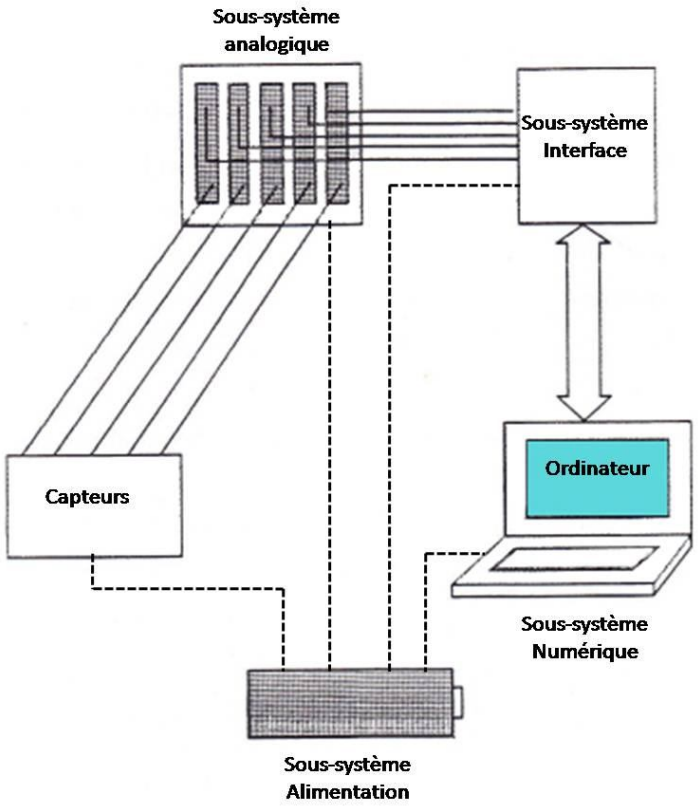


FIGURE 3.9: *Schéma synoptique de le chaîne MT, adapté de Quomarudin (1994).*

3.4.2 Acquisition de données

Le site choisi pour installer une station de mesure doit être le plus proche possible de la position prévue et loin de sources de bruit. Lorsqu'un site apparemment favorable est trouvé, l'installation commence par la détermination de la direction structurale principale selon la carte géologique de la région. Ensuite, les capteurs magnétiques et les capteurs telluriques sont disposés dans les directions parallèle et perpendiculaire à cette direction. On écarte le plus possible les deux électrodes des composantes électriques pour que la différence de potentiel entre elles soit très grande par rapport aux effets électrochimiques toujours possibles.

Les directions parallèle et perpendiculaire à la direction structurale principale sont ci-après désignées en utilisant les indices x et y, respectivement. On fait usage de ces indices pour désigner par H_x et E_x les composantes horizontales magnétique et électrique enregistrées dans la direction parallèle à la direction structurale principale ; et par H_y et E_y les composantes enregistrées dans la direction perpendiculaire à la direction structurale principale.

Les champs magnétiques sont enregistrés en nT ; les champs telluriques sont exprimés en mV/km, et déduits de la différence de potentiel observée entre deux électrodes.

Les données sont enregistrées pour cinq gammes de fréquence notées G1, G2, G3, G5 et G7, ce qui correspond sur le terrain à cinq périodes d'enregistrement différentes. Deux gammes voisines

Gamme	Tmin (s)	Tmax (s)	Période d'échantillonnage (s)
G1	10^{-3}	10^{-1}	$0,2 \cdot 10^{-3}$
G2	10^{-2}	10^{0}	$2 \cdot 10^{-3}$
G3	10^{-1}	10^{1}	$50 \cdot 10^{-3}$
G5	10^{0}	10^{2}	$500 \cdot 10^{-3}$
G7	$3,3 \cdot 10^{1}$	10^{3}	$2500 \cdot 10^{-3}$

TABLE 3.4: *Gammes de période et paramètres utilisés pour enregistrer les données MT.*

se chevauchent de 50% sur une échelle logarithmique.

Pour G1 et G2, H_x et H_y ont été enregistrées en utilisant le capteur CM216, puis le capteur CM12 a été utilisé pour G3, G5 et G7. Les gammes de périodes enregistrées ainsi que leur période d'échantillonnage sont donnés dans le tableau 3.4.

Les signaux provenants des capteurs magnétiques et des électrodes sont d'abord filtrés par une batterie de filtres passe-haut et passe-bas dans le sous-système analogique pour sélectionner les signaux dont les périodes sont comprises entre les périodes Tmin et Tmax pour la gamme enregistrée. Puis ces signaux sont tracés sur l'écran du micro-ordinateur pour qu'on puisse juger préliminairement de leur qualité. S'il y a des problèmes avec les données, on doit vérifier l'installation ou faire des corrections nécessaires. Ensuite, l'opérateur choisit un niveau d'amplification convenable, introduit des paramètres d'acquisition et démarre l'acquisition des données.

Pour chaque gamme de périodes, les données enregistrées sont composées d'un certain nombre de blocs de 128 valeurs : 160 pour les trois gammes G1, G2 et G3, 80 et 40 blocs pour les gammes G5 et G7 respectivement, car les acquisition correspondantes durent longtemps (une heure et demi, trois heures et quart).

3.4.3 Traitement de données

Le but du traitement des données est la détermination du tenseur d'impédance, dont les éléments complexes sont calculés pour 30 à 50 périodes. L'estimation du tenseur est d'autant plus précise que nombre de données utilisées pour l'estimation est grand.

La première étape du traitement de données consiste à transformer les données enregistrées temporelles dans le domaine fréquentiel. Pour une série de N valeurs au pas d'échantillonnage $\triangle t$, le module et la phase des densités spectrales sont calculés dans le domaine fréquentiel pour les fréquences:

$$\frac{1}{N\triangle t}, \frac{2}{N\triangle t}, \frac{3}{N\triangle t}, \cdots, \frac{1}{2\triangle t} = f_{NY} \tag{3.88}$$

où f_{NY} est la fréquence critique de Nyquist. En pratique, le calcul n'est pas effectué pour la fréqence de Nyquist, et on considére les fréquences inférieure à la fréquence $f_{max} = \dfrac{1}{4\triangle t}$.

Les séries de données acquises pour chaque gamme de périodes (échantillon traité) sont découpées en 40 sous-échantillons avec un chevauchement de 50 % entre deux échantillons voisins. Les sous-échantillons comportent 8, 8, 8, 4 et 2 blocs, pour les gammes G1, G2, G3, G5 et G7 respectivement, ce qui permet d'estimer le tenseur d'impédance sur toute la gamme de fréquences considérée. Les données de chaque gamme sont traitées indépendamment, et les chevauchements entre deux gammes consécutives ont été traités au cas par cas.

Dans les sondages électromagnétiques, le tenseur d'impédance Z du sous-sol pour une fréquence peut être obtenu de deux façons différentes :

1. Prendre la moyenne d'estimations faites pour une période donnée avec de nombreux échantillons différents et statistiquement indépendants, puisque la structure électrique du sous-sol reste inchangée dans le temps.

2. Prendre la moyenne d'estimations faites pour des fréquences consécutives autour d'une fréquence choisie, parce que Z change lentement avec la fréquence.

En pratique, ces deux approches sont appliquées simultanément pour estimer le tenseur. Dans notre cas, les estimations dans le domaine fréquentiel sont effectuées, pour chaque période, à partir de 40 valeurs calculées pour des échantillons indépendants. D'abord, on élimine les valeurs aberrantes (outlier, en anglais) en utilisant un programme, basé sur l'approche employé par Egbert et Booker (1986), qui permet une estimation robuste des valeurs de l'impédance pour chacune des fréquences considérées. Pour chaque fréquence choisie, le code original estimate robuste l'emsemble de données sur plusieurs fréquences consécutives autour de la fréquence choisie. J'ai modifié le code pour estimate robuste les données (40 valeurs) à chaque fréquence.

Les valeurs conservées sont ensuite utilisées pour calculer le tenseur d'impédance.

A partir de la formule (3.60) il vient :

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \tag{3.89}$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \tag{3.90}$$

Pour obtenir Z_{xx} et Z_{xy}, on multiplie d'abord les deux membres de l'équation (3.89) par H_x^* et H_y^* (l'astérisque en exposant indiquant le nombre complexe conjugué) :

$$E_xH_x^* = Z_{xx}H_xH_x^* + Z_{xy}H_yH_x^* \tag{3.91}$$

$$E_xH_y^* = Z_{xx}H_xH_y^* + Z_{xy}H_yH_y^* \tag{3.92}$$

puis on multiplie les deux membres de l'équation (3.91) par $(H_yH_y^*)$ et les deux membres de l'équation (3.92) par $(H_x^*H_y)$:

$$(E_xH_x^*)(H_yH_y^*) = Z_{xx}(H_xH_x^*)(H_yH_y^*) + Z_{xy}(H_yH_x^*)(H_yH_y^*) \quad (3.93)$$

$$(E_xH_y^*)(H_x^*H_y) = Z_{xx}(H_xH_y^*)(H_x^*H_y) + Z_{xy}(H_yH_y^*)(H_x^*H_y) \quad (3.94)$$

et, en soustrayant l'équation (3.94) de l'équation (3.93), membre à membre, il vient :

$$Z_{xx} = \frac{(E_xH_x^*)(H_yH_y^*) - (E_xH_y^*)(H_x^*H_y)}{(H_xH_x^*)(H_yH_y^*) - (H_xH_y^*)(H_x^*H_y)} \quad (3.95)$$

De même, en procédant de façon analogue mais en remplaçant $(H_yH_y^*)$ par $(H_xH_y^*)$ et $(H_x^*H_y)$ par $(H_xH_x^*)$, il vient :

$$Z_{xy} = \frac{(E_xH_y^*)(H_xH_x^*) - (E_xH_x^*)(H_xH_y^*)}{(H_xH_x^*)(H_yH_y^*) - (H_xH_y^*)(H_x^*H_y)} \quad (3.96)$$

De même, à partir de l'équation (3.90), on obtient :

$$Z_{yx} = \frac{(E_yH_x^*)(H_yH_y^*) - (E_yH_y^*)(H_x^*H_y)}{(H_xH_x^*)(H_yH_y^*) - (H_xH_y^*)(H_x^*H_y)} \quad (3.97)$$

$$Z_{yy} = \frac{(E_yH_y^*)(H_x^*H_x) - (E_yH_x^*)(H_xH_y^*)}{(H_xH_x^*)(H_yH_y^*) - (H_xH_y^*)(H_x^*H_y)} \quad (3.98)$$

Les déterminations des composantes du tenseur d'impédance calculées selon les formules (3.95)-(3.98) sont moyennées dans une bande étroite de fréquence, centrée sur une fréquence donnée f_c. Les fréquences f_c sont régulièrement distribuées sur une échelle logarithmique, avec 6-10 valeurs par décade (un nombre de f_c par décade inférieur à 6 peut causer du repliement de spectre dans le domaine fréquentiel).

Il existe plusieurs façons de choisir les fréquences f_c : dans cette étude, $f_1 = f_{max} = \frac{1}{4\triangle t}$, $f_k = \frac{f_{max}}{\sqrt{2}^{k-1}}$ avec $k \geq 2$.

Le traitement est d'abord effectué pour chaque gamme de périodes G1, G2, G3, G5 et G7. Les résultats ainsi obtenus permettent ensuite d'obtenir les variations avec la fréquence des éléments du tenseur d'impédance à chaque station. Le chapitre 4 donnera plus détails sur le traitement en appliquant le traitement pour données mesurées.

3.5 Le problème inverse

La résolution du problème inverse dans la méthode MT consiste à retrouver les paramètres géoélectriques et géométriques du sous-sol à partir des données mesurées sur le terrain.

3.5.1 Cas 1-D

Pour obtenir la structure électrique du sous-sol au lieu où la station MT est installée, j'utilise les trois méthodes d'inversion de données suivantes: la méthode AUTOMOD (Weaver et Agarwal, 1993), la méthode Occam (Constable et al., 1987) et la méthode d'inversion Bayésienne (Rakoto et al., 1997 ; Grandis et al, 1999).

– La méthode d'AUTOMOD

A partir des résistivités apparentes et des phases observées, un premier profil de variation de la résistivité en fonction de la profondeur est calculé en utilisant la formule de Niblett (Niblett et Sayn-Wittgenstein, 1960). Ce profil de résistivité sera utilisé pour construire les modèles composés de n couches (n = 2, 3, 4, ..., 10).

Une fois qu'un modèle comportant n couches est construit, une nouvelle couche est ajoutée pour construire un nouveau modèle dont les paramètres sont déterminés à l'aide de la méthode de Fischer & LeQuang (1981). On applique alors un test d'égalité des variances (F-Test) pour déterminer si l'ajout de cette nouvelle couche diminue de manière significative la différence entre les données observées et calculées: le processus est stoppé lorsque l'ajout d'une couche ne se traduit pas par une diminution de cette différence. Le nombre de couches du modèle obtenu est donc le plus petit nombre de couches nécessaires pour construire un modèle qui explique les données.

Cette méthode conduit à des modèles pour lesquels la variation de la résistivité en fonction de la profondeur présente des sauts brusques. Ce type de modèle simple permet d'avoir une vue globale de la structure électrique du sous-sol à la station de mesure. Néanmoins, il semble que des changements brusques décrivent mal la variation de la résistivité en fonction de la profondeur dans les cas réels.

– La méthode d'Occam (Constable et al., 1987)

Cette méthode est nommée selon le nom du philosophe anglais William Of Occam qui a déclaré "It is vain to do with more what can be done with less". Dans l'inversion géophysique, cette philosophie implique que le modèle qui résout un problème devrait être le plus simple possible.

Le problème direct MT non-linéaire est linéarisé en appliquant un développement de Taylor au premier ordre (modèle de départ) et pour fournir une perturbation pour l'itération qui suit. Le niveau de bruit est supposé identique pour toute les données, et il est caractérisé par un paramètre de l'inversion. La rugosité du modèle est déterminée par la dérivation du modèle en profondeur.

La méthode favorise un modèle lisse (minimise la rugosité du modèle) en utilisant la méthode des multiplicateurs de Lagrange. Le modèle déterminé à chaque itération dépend de la valeur du multiplicateur de Lagrange utilisé. En variant ce multiplicateur, par exemple entre 10^{-1} et 10^{8}, on obtient différents modèles parmi lesquels celui qui donne un minimum de khi carré est retenu pour l'itération suivante. Le processus itératif s'arrête quand la somme des carrés des résidus choisie est inférieur à celle désirée ou quand le nombre d'itération franchit un nombre d'itérations donné.

Ici le multiplicateur de Lagrange joue le rôle d'un facteur de lissage : lorsqu'il est grand le modèle est lisse et vice versa. Lorsqu'il y a plusieurs modèles dont la somme des carrés des résidus est inférieur à celle désirée, le modèle qui correspond au multiplicateur de Lagrange le plus grand est choisi. Cette méthode est fiable, stable et convergente typiquement après 5 ou 6 itérations.

Selon certains auteurs (par exemple Berdichevsky et al., 2010) l'utilisation d'algorithmes d'inversion favorisant les modèles lisses est cohérent avec le fait que le champ électromagnétique, de nature diffusive, ne peut fournir qu'une image géoélectrique lisse du milieu. La limite de l'inversion d'Occam apparaît lorsque le nombre de paramètres du modèle est grand : le processus d'inversion devient lent en raison du calcul et du stockage de la matrice Jacobienne.

– La méthode d'inversion Bayésienne (Rakoto et al., 1997 ; Grandis et al., 1999)

Comme l'inversion d'Occam, l'épaisseur de couches du modèle dans l'inversion Bayésienne est fixée. Les paramètres à déterminer sont les valeurs de la résistivité. La résistivité du modèle est discrétisée sur des valeurs (quelques dizaines par décade) distribuées sur une gamme de résistivité possible en géophysique. La méthode d'inversion Bayésienne consiste à déterminer le savoir "a posteriori", c'est à dire l'information disponible après le traitement des données à partir du savoir "a priori", c'est à dire l'information disponible sur le modèle avant le traitement des données, et des informations reçues des données mesurées.

La résolution du problème inverse Bayésien repose sur le calcul de la probabilité "a posteriori". Son estimation fait appel aux principes de méthodes itératives, du type Monte Carlo.

On utilise un facteur de lissage pour contrôler le degré de lissage des paramètres du modèle : plus élevé le facteur de lissage, plus lisse est le modèle.

Le temps de calcul de cette méthode est long, car le calcul teste sur un grand nombre de valeurs possibles du modèle et le processus d'inversion nécessite plusieurs centaines, voire plusieurs milliers d'itérations.

La figure 3.11 présente le résultat de l'inversion 1-D en utilisant les méthode d'Automod, d'Occam et Bayésienne.

3.5.2 Cas 2-D

Dans le cas 2-D, le sous-sol est en général modélisé par un grand nombre de paramètres de résistivité et d'épaisseur, alors que le nombre de mesures à la surface est limité. Le nombre d'inconnues (les paramètres du modèle) est très grand par rapport au nombre d'équations (les observations), donc pour résoudre le problème inverse 2-D on applique un lissage du modèle.

Je présente ici deux types de méthodes utilisées pour régulariser le problème inverse 2-D en MT. Ce sont la méthode d'inversion d'Occam 2-D (deGroot-Hedlin et Constable, 1990) et la méthode RRI (Smith et Booker, 1991). Le code de la méthode d'inversion d'Occam 2-D est disponible sur Internet à l'address http://marineemlab.ucsd.edu, l'autre étant le logiciel payant.

– La méthode d'inversion d'Occam 2-D

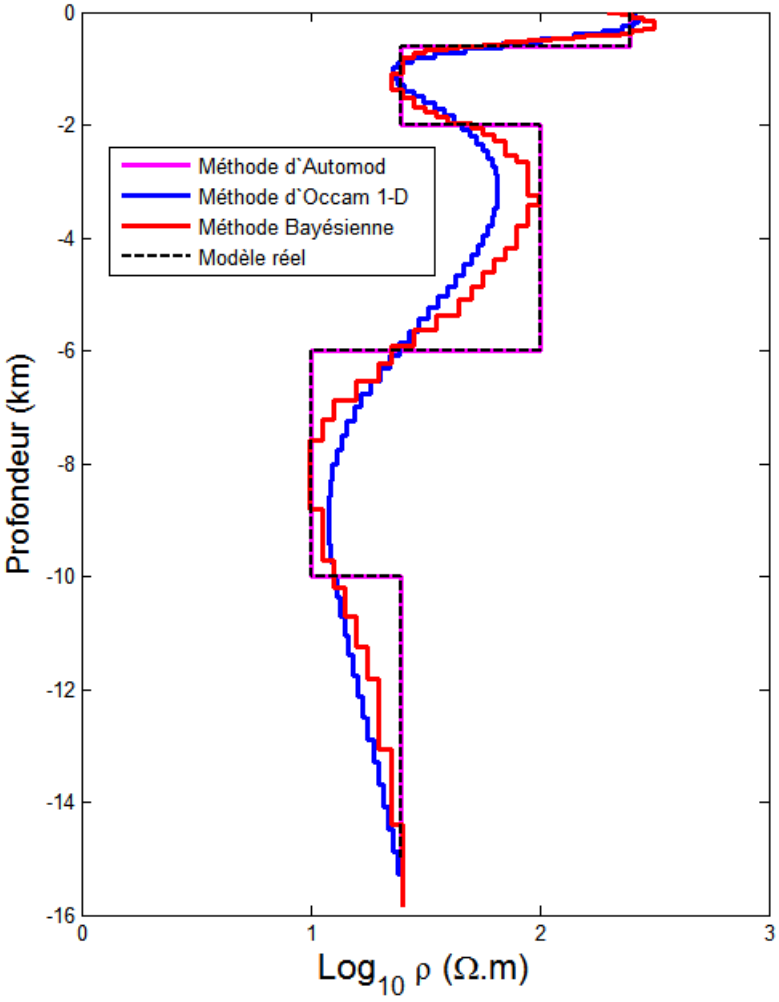


Figure 3.10: *Modèle et résultats obtenus par l'inversion 1-D en utilisant la méthode d'Automod, la méthode d'Occam 1-D et la méthode Bayésienne*.

Cette méthode est une extension de la méthode d'inversion d'Occam 1-D. Dans ce cas, la rugosité du modèle est étendue dans la direction horizontale. Le problème est exécuté comme ce qui est présenté dans la méthode d'inversion d'Occam 1D.

L'imperfection de cette méthode est le temps de calcul long (typiquement une heure pour une inversion).

La figure 3.12 présente le résultat de l'inversion d'Occam 2-D pour le modèle présenté sur la figure 3.10.

– La méthode RRI (Rapid Relaxation Inverse)

Cette méthode a été proposée par Smith et Booker (1991). C'est une méthode d'inversion itérative pour laquelle le sous-sol le long du profil est paramétré au moyen d'une grille de noeuds. La méthode RRI est basée sur l'inversion d'équations intégrales calculées pour chaque station de mesure. Ces équations sont déconnectées si les termes dérivés horizontaux sont approchés par leurs moyennes calculées pour une estimation raisonnable de la distribution de la conductivité.

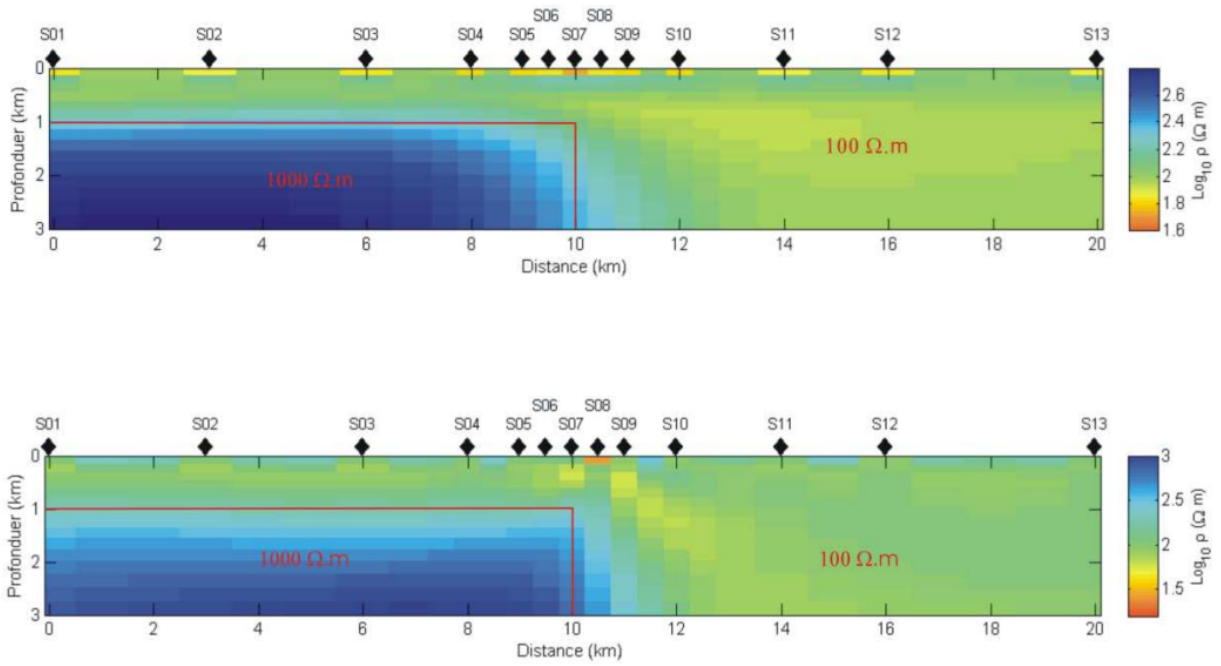


Figure 3.11: *Le résultat de l'inversion d'Occam 2-D pour le modèle présenté sur la figure 3.10 en utilisant des données de résistivité (en haut) et le résultat obtenu en utilisant les données de résistivité et de phase (en bas).*

Une telle approximation peut être faite car les gradients verticaux du champ électromagnétique sont généralement plus grands que les gradients horizontaux en raison de l'effet de peau.

Le processus itératif complet (itération # n) est alors le suivant. Les champs électriques sont calculés à partir de la distribution de conductivité provenant de l'itération # n-1. Ces champs sont utilisés pour estimer les résidus de données et les noyaux des équations intégrales d'inversion pour chaque station de mesure. L'indépendance des équations d'inversion permet de déterminer les profils de conductivité pour chaque station de mesure au moyen d'inversions distinctes réalisées en utilisant un critère de lissage. Les profils résultants sont interpolés pour former le modèle 2-D pour lequel les champs utilisés pour la prochaine itération sont calculés en utilisant un schéma aux différences finies. Cette méthode est la méthode la plus rapide pour l'inversion 2-D de données MT jusqu'à présent.

Chapitre 4

Etude du bassin de Ha Noi

Les sondages magnétotelluriques étudiés dans ce chapitre ont été effectuées afin d'obtenir une description plus complète de la structure géologique du bassin de Ha Noi jusqu'à quelques kilomètres de profondeur, et de mieux comprendre l'impact de l'histoire tectonique sur la structure du bassin.

Les résultats présentés dans ce chapitre font l'objet d'un article :

Magnetotelluric investigation of crustal structure across the Hanoi trough, Vietnam

par Viet-Hung Luu, Michel Menvielle, Minh LeHuy, Van-Ngoc Pham, Daniele Boyer, Thanh-Son Vo, Chien-Thang Nguyen, Guy Marquis and Dinh-Trieu Cao,

soumis au Journal of Asian Earth Sciences, et donné en annexe de ce chapitre.

4.1 Contexte géologique

4.1.1 Histoire tectonique de l'Asie du Sud Est

La collision entre la plaque indienne et la plaque eurasienne, qui s'est produite lors de l'Éocène il y a 40 à 50 Millions d'années (Ma), est un événement majeur de l'histoire tectonique globale de l'Asie. Cette collision a causé le glissement du bloc Indochine vers le sud-est, le long de la zone de faille de la Rivière Rouge qui s'étend sur plus de 1000 km du Tibet jusqu'au golfe du Tonkin et marque la limite entre le bloc Indochine et le bloc Sud-Chine (Tapponnier et al., 1982, 1990). L'extrusion du bloc Indochine le long de la zone de faille de la Rivière Rouge s'est accompagnée d'une rotation horaire d'environ 24°; elle a duré jusqu'au Miocène Inférieur (15 Ma). La phase de rifting et de décrochement sénestre associée a entraîné l'affaissement des anciennes structures géologiques ante-cénozoïques et la formation de grabens et de demi-grabens qui ont été contraints par la faille de la Rivière Rouge (Phach, 1996; Nielsen et al, 1999; Vu et Hung, 2002). Ces grabens et demi-grabens constituent le bassin du Fleuve Rouge, long d'environ 500 km et large de 50-60 km, situé dans le delta du Fleuve Rouge et dans la mer de l'Est du Vietnam (mer de Chine méridionale). Le déplacement du bloc Indochine le long de la zone de faille de la Rivière Rouge a

été estimé à partir de différents marqueurs géologiques à 700±200 km entre 35 et 17 Ma (Leloup et al., 1995). Cette phase tectonique est nommée phase de décrochement senestre et de rifting ou, en bref, première phase tectonique.

Avant le Miocène Moyen, alors que la plaque indienne continuait sa pénétration vers le nord, le bloc Indochine a été bloqué par le bloc Sundaland et son glissement s'est arrêté (Nielsen et al., 1999), alors que le bloc Sud-Chine a continué à se déplacer le long de la zone de faille de la Rivière Rouge. Ceci modifia le déplacement relatif entre les blocs Indochine et Sud-Chine le long de la zone de faille de la Rivière Rouge, le décrochement senestre devenant décrochement dextre; ce changement de mouvement s'est produit durant le Miocène Supérieur (7-8 Ma) (Vu and Hung, 2002; Phach, 1994; Pigott and Ru, 1994; Rangin et al., 1995); la phase de compression dextre a duré jusqu'à la fin du Miocène (5.5 Ma) (Vu and Hung, 2002), ou jusqu'au début du Pliocene (Phach, 1994; Pigott and Ru, 1994; Rangin et al., 1995). Durant cette phase, le changement de régime des contraintes tectoniques a causé l'inversion des failles normales du système de failles de la Rivière Rouge formé pendant la phase de rifting sénestre, et s'est traduit par la formation de structures d'inversion dans la zone de la faille de la Rivière Rouge. Cette phase de décrochement dextre et compressif est appelée, en bref, seconde phase tectonique. Entre ces deux phases tectoniques et depuis la fin de la seconde phase, la faille de la Rivière Rouge est restée inactive (Vu et Hung, 2002)

Après la fin de la phase de compression latérale dextre, la dénudation et les processus de troncature ont érodé les structures créées durant cette phase de compression. Une phase de subsidence s'est ensuite produite, et le dépôt de sédiments a formé la couverture sédimentaire Pliocène-Quaternaire.

4.1.2 La dépression de Ha Noi

Ainsi que nous venons de le rappeler, la dépression de Ha Noi est la partie terrestre du bassin de la Rivière Rouge, située dans le delta du Fleuve Rouge et contiguë au golfe du Tonkin au sud-est. Elle a été formée dans la zone de faille de la Rivière Rouge du fait de l'extrusion du bloc Indochine. Cette dépression est remplie de sédiments déposés entre l'Eocène-Oligocène et le Quaternaire sur un sous-sol qui comprend des schistes Protérozoïques, des gneiss, des roches clastiques Paléozoïques et Mésozoïques, des carbonates et des roches volcaniques (Nielsen et al., 1999).

Dans la dépression de Ha Noi, la zone de faille de la Rivière Rouge se compose d'un système de failles nord-ouest - sud-est, qui sont du sud-ouest au nord-est, la faille de la Rivière Rouge proprement dite, la faille Song-Chay, la faille Thai Binh, la faille Vinh Ninh, et la faille Song Lo (figure 4.1). Ces failles divisent la dépression de Ha Noi en trois parties:

(1) la zone sud-ouest, de soulèvement, limitée par la faille de la Rivière Chay vers le nord-est;

(2) la partie centrale, de subsidence, situé entre les failles de le Rivière Chay et de la Rivière

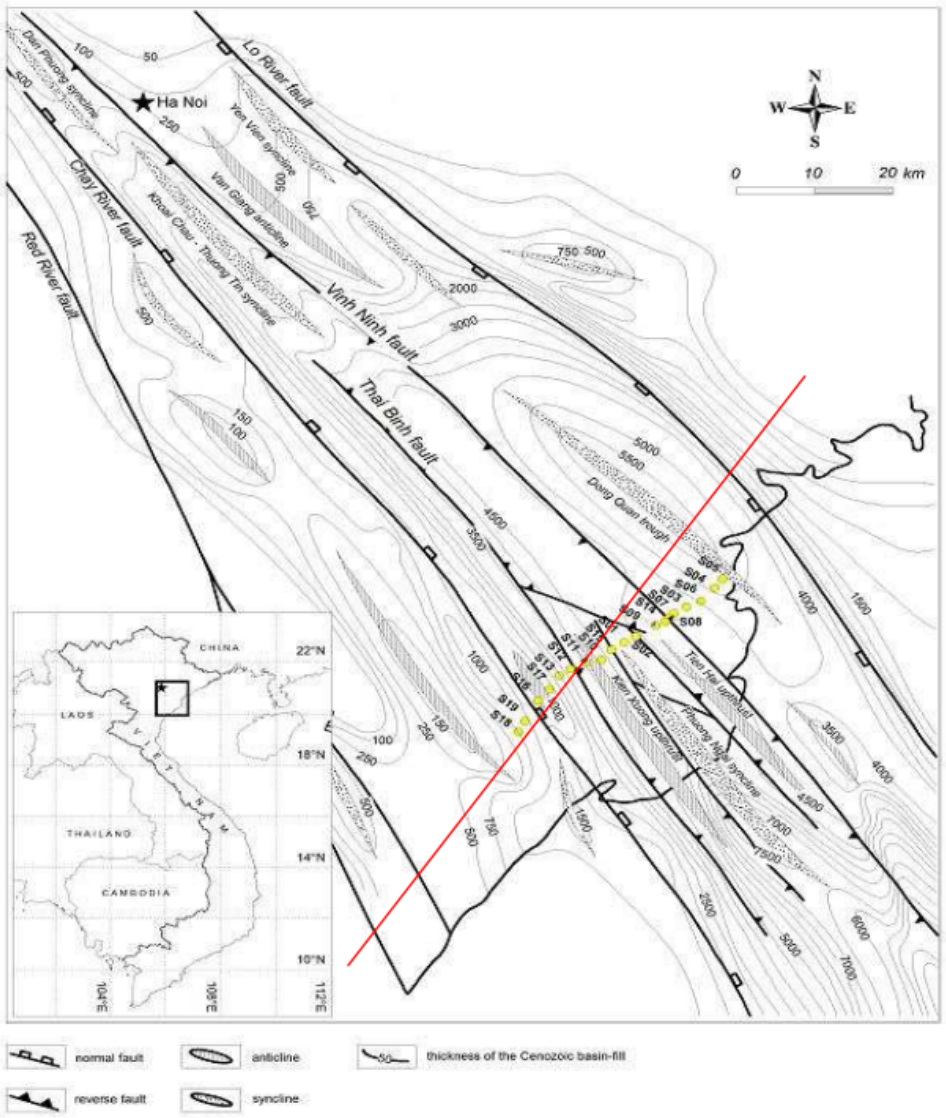


Figure 4.1: *Carte structurale du bassin de la Rivière Rouge (adapté de la figure 3 de Phach, 1996). Les stations MT sont indiquées par des points jaunes et par leur nom. La ligne rouge indique la localisation de la coupe géologique présentée figure 4.3.*

Lo, et divisée en deux parties par la faille Vinh Ninh

(3) la zone nord-est, de soulèvement, limitée vers le sud-ouest par la faille de la Rivière Lo.

4.1.2.1 Les campagnes de terrain

Le forage pétrolier exécuté en 1927 dans le village de My Hoa, district de Ha Dong, Ha Noi peut être considéré comme la première campagne de terrain effectuée dans la dépression. Ce forage, qui va jusqu'à une profondeur de 74 m, a mis en évidence la présence de sédiments néogènes sous les sédiments quatenaires : cette découverte est à l'origine des recherches pétrolières menées dans la région depuis lors.

L'étude systématique de la structure de la dépression a commencé dans les années 1960, à l'aide

de méthodes géophysiques et géologiques.

Des levés aéromagnétiques et gravimétriques ont ainsi été réaliés, entre 1961 et 1963. Les données ont été acquises à 2 km d'intervalle pour toute l'aire de la dépression (12000 km^2) (gravimétrie), et pour tout le territoire du Vietnam Nord (aéromagnétisme). Ensuite, entre 1964 et 1984, des levés gravimétriques plus détaillés ont été réalisés dans la zone située entre la faille de la Rivière Chay et la faille Vinh Ninh, avec une distance entre stations comprise entre 250 et 500 mètres. Néanmoins, les interprétations de ces levés n'ont concerné que les propriétés régionales de la dépression, à cause des performances limitées des techniques de traitement des données qui étaient disponibles à ce moment là.

Entre 1964 et 1969, des sondages géoélectriques profonds ont été réalisés avec un intervalle entre stations de 2 km ; en outre, et notamment dans les régions de Kien Xuong et de Tien Hai, plusieurs sondages électriques et électromagnétiques ont été exécutés avec un intervalle entre stations compris entre 0,25 km et 1 km. Des sondages électriques ont ainsi été réalisés le long de profils dont la longueur cumulée est de 1 532 km. Malheureusement, la mauvaise qualité de la plupart des données électriques et électromagnétiques n'a pas permis d'en déduire des résultats précis et détaillés sur la structure électrique de la région.

Des sondages sismiques ont été exécutés dans plusieurs unités structurales de la partie centrale : le fossé de Dong Quan, l'anticlinal de Kien Xuong, l'anticlinal de Tien Hai et le synclinal de Phuong Ngai (Figure 4.1). Des sondages de sismique réfraction ont d'abord été effectués, entre 1962 et 1973 (232 km de profil), puis ce furent des sondages de sismique réflexion, entre 1973 et 1975 (2 260 km de profil), et enfin des sondages sismique avec points-milieux communs, depuis 1975. L'intervalle entre stations sismiques varie entre 0,25 km et 2 km. Ces sondages sismiques ont permis d'étudier la structure du sous-sol jusqu'à une profondeur d'environ 2,5 km.

Des études géologiques ont été conduites, en utilisant les données de forages effectués sur les marges de la dépression. Des forages structuraux (jusqu'à des profondeurs allant de 150 m à 1 200 m) ont été exécutés à partir de 1962, avec une longueur totale cumulée d'environ 20 000 m ; entre 1970 et 1985, 42 forages profonds (0,6 km à 4,25 km) ont été exécutés dans la dépression. Les mesures éffectuées avant 1988 avec l'aide de l'Union Soviétique ont permis de déterminer le cadre structural de la dépression, de mettre en évidence les structures de Phu Cu, Tien Hung et Tien Hai, et de découvrir le bec à gaz de Tien Hai (Figure 4.1). De nombreuses études (pétrographie, sédimentologie, micropaléontologie, spores, pollen ...) ont permis de caractériser les conditions de formation des sédiments Néogène-Quaternaire de la dépression

Des campagnes de prospection pétrolière ont par ailleurs été conduites. Entre 1994 et 1997, la compagnie Anzoil (Australie) a exécuté trois campagnes de sismique 2-D (2 214 km de profil) et appliqué de nouvelles techniques à l'étude des sédiments de la dépression ; entre 1996 et 1999, Anzoil a effectué 8 nouveaux forages pétroliers. Ces travaux ont permis de préciser la description des structures mises en évidence auparavant, et de trouver de nouvelles structures. En 2002, Anzoil a été remplacée par la compagnie Maurel&Prom (France), qui a effectué 4 nouveaux forages

pétroliers dans la dépression.

L'ensemble des mesures géophysiques en forage a fourni des informations importantes sur la structure de la dépression. La Figure 4.2 présente la stratigraphie et la variation des paramètres physiques du sous-sol observés pour l'un des forages.

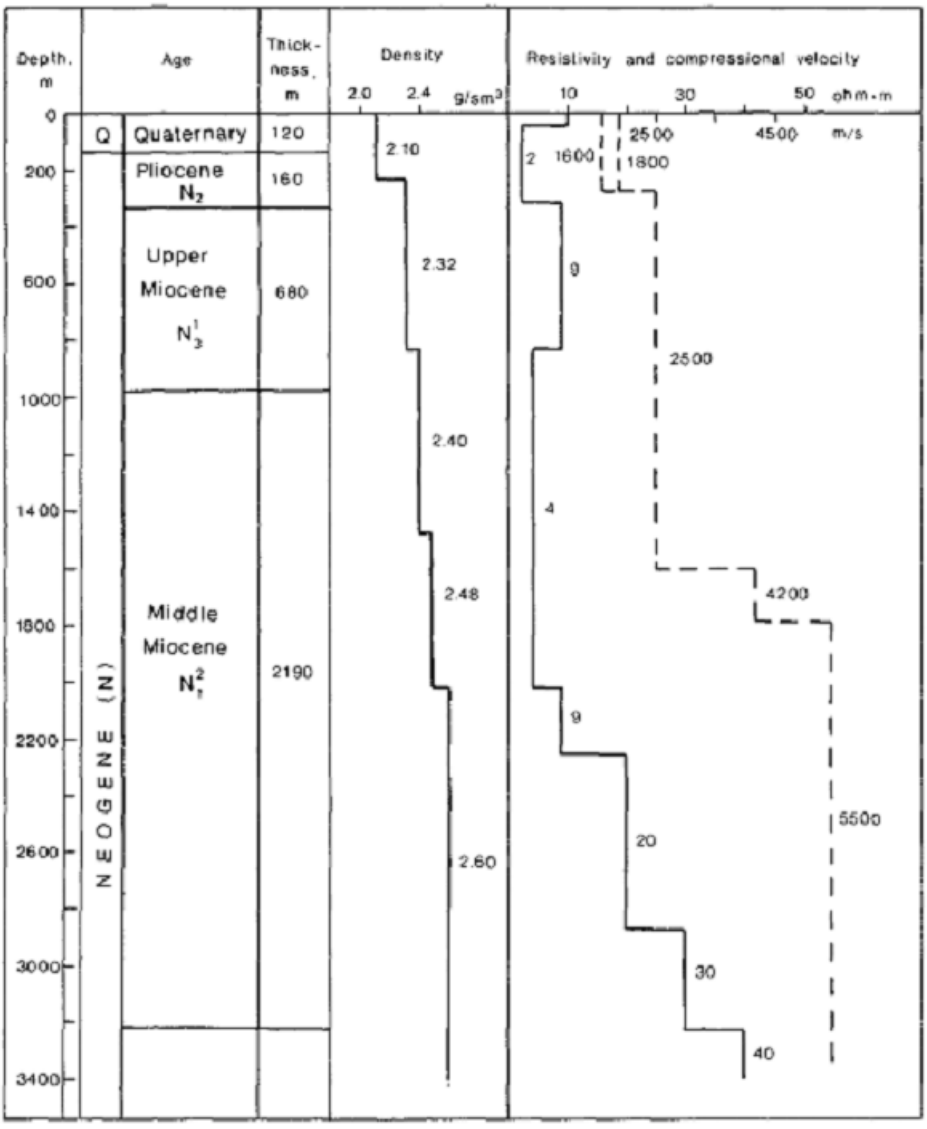


FIGURE 4.2: *Stratigraphie et paramètres physiques du sous-sol en fonction de la profondeur pour un forage exécuté dans la dépression de Ha Noi, tiré de Ha Liong Tin et Litvinenko (1986).*

4.1.2.2 Structure de la dépression de Ha Noi

Les zones sud-ouest et nord-est ont une structure géologique relativement simple et stable. Elles sont principalement composées de monoclines ainsi que d'autres structures héritées d'épisodes tectoniques antérieurs et recouvertes d'une couche mince de sédiments Pliocène-Quaternaires (Phach, 1996). Au contraire, la structure géologique de la zone de subsidence, au centre, est complexe parce que l'activité tectonique liée à la faille de la Rivière Rouge a principalement eu lieu dans cette zone (Phach, 1996 ; Vu et Hung, 2002).

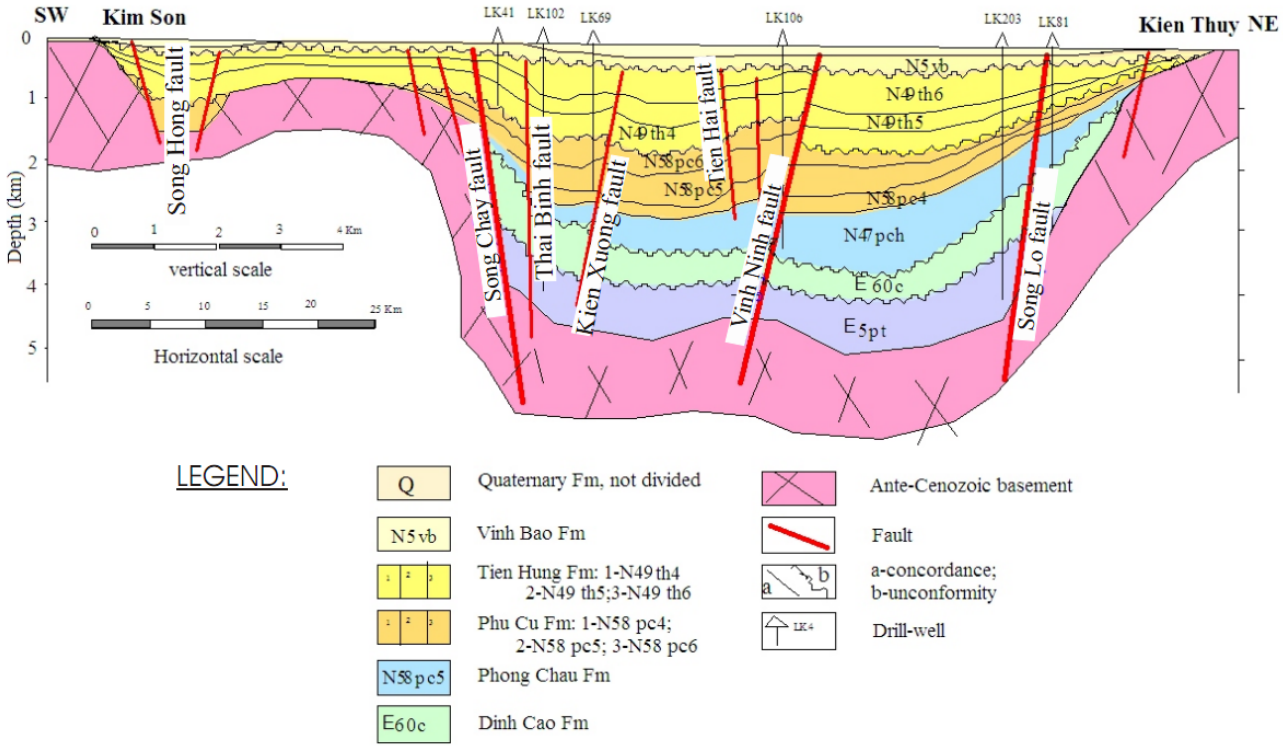


Figure 4.3: *Coupe géologique de la dépression dans la direction SO-NE (adaptée de Thang et al., 2009).*

La figure 4.3 présente une coupe géologique nord-est - sud-ouest de la dépression de Ha Noi. Cette coupe, dont l'emplacement est indiqué par la ligne rouge figure 4.1, a été établie pour la première fois dans les années 1980, à partir des données géophysiques et géologiques disponibles ; elle a été corrigé par le Dr Tran Van Thang en intégrant les données géophysiques et géologiques recueillies ultérieurement, et en particulier les données observées au niveau des puits situés autour de la section transversale (Thang et al., 2009). Dans cette figure, les sédiments sont divisés en formations : Quaternaire (sans distinction), Vinh Bao, Tien Hung, Phong Chau et Phu Cu. Au sud-ouest, la coupe présentée figure 4.3 commence à l'extérieur de la dépression de Ha Noi ; elle recoupe du sud-ouest au nord-est toutes les failles majeures de la zone de faille de la Rivière Rouge. Cette coupe montre que, sur le soulèvement de Nam Dinh, entre la faille de la Rivière Hong et la faille de la Rivière Chay, il n'y a pas de sédiments antérieurs au Miocène supérieur et que le

substratum est remonté jusqu'à une profondeur de 700 m environ. Au contraire, dans la zone de subsidence, au centre de la dépression, la profondeur du substratum est supérieure à 4 km. Les sédiments des formations de Tien Hung (Miocène supérieur), Phu Cu (Miocène moyen) et Phong Chau (Miocène inférieur), situés au sud-ouest de la faille Vinh Ninh (dans l'anticlinal de Tien Hai) sont à une profondeur plus faible que ceux situés au nord-est de la faille ; de même, la profondeur de ces sédiments est plus faible au sud-ouest de la faille Kien Xuong (dans l'anticlinal de Kien Xuong) qu'au nord-est de cette faille. Au contraire, ces sédiments sont déformés vers de plus grandes profondeurs entre les failles Kien Xuong et Tien Hai. La géométrie de ces sédiments résulte des forces de compression nord-est - sud-ouest qui se sont exercées durant la phase de compression décrochante (transpression) dextre.

4.2 Le profil MT

4.2.1 La campagne de terrain

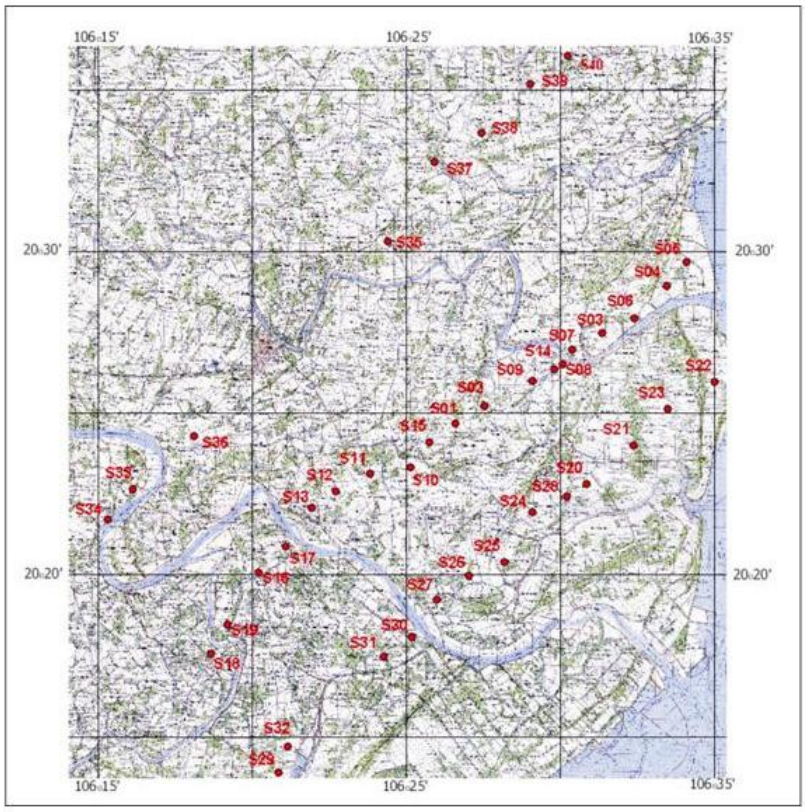


FIGURE 4.4: *Positions et noms des stations MT des trois profils MT-2 (nord), MT-3 (centre) et MT-4 (sud).*

De novembre 2004 à janvier 2005, 40 sondages MT sont été réalisés dans la dépression de Ha Noi, à des stations implantées le long de trois profils orientés quasi perpendiculairement aux failles

majeures de la dépression. Les profils sont nommés, du sud-est au nord-ouest : MT-2, MT-3, et MT-4. Le profil MT-2 s'étend sur environ 37 km, et il comporte 13 stations ; le profil MT-3 s'étend sur 35,5 km, et il comporte 19 stations ; le profil MT-4 s'étend sur environ 39 km, et il comporte 8 stations (figure 4.4).

Les stations MT ont été installées sur les terrains plats et secs, dans des champs de riz récoltés situés loin des agglomération et des lignes à haute-tension. Les variations du champ magnétique ont été enregistrées à l'aie de capteurs magnétiques CM216 et CM12, et celles des potentiel telluriques à l'aide d'électrodes $Pb/Cl_2Pb + Cl_2Ca$. Les caractéristiques de ces capteurs et électrodes sont présentées au chapitre 3. Les capteurs magnétiques sont usuellement disposés à environ 50 m du module d'acquisition, et ils sont recouverts par des caisses en bois afin de minimiser l'influence du vent et du soleil. Les électrodes sont installées dans des trous profond de 0,3 m ; avant d'y enterrer les électrodes, ces trous ont été arrosés, puis doublés de pâte de bentonite afin d'assurer un bon contact avec le sol. Les électrodes sont enterrées, et leurs sites d'installation sont protégés du vent, du soleil, de la pluie et des animaux par des bâches. La distance entre deux électrodes qui constituent une ligne tellurique varie entre 160 m et 180 m. Des objets lourds sont posés sur les fils reliant les électrodes au module d'acquisition, afin de minimiser les effets du vent. À chaque station, les champs magnétiques et électriques ont été mesurés dans les directions parallèle et perpendiculaire à la direction structurale principale (N150°). Les données ont été enregistrées pour les cinq gammes de périodes G1, G2, G3, G5 et G7 (voir tableau 3.1).

Dans cette étude, nous utilisons les données du profil MT 3 pour étudier la structure géoélectrique 2-D de la dépression. Ce profil comporte 19 stations, l'intervalle entre deux stations consécutives variant entre 0,7 et 3 km. Les stations ont été nommées en fonction de leur ordre d'occupation de S01 a S19 (cf. figure 4.4). Les données de la station S05 ne sont pas utilisées dans cette étude en raison de leur mauvaise qualité.

4.2.2 Traitement des données

Le traitement des données est décrit dans la chapitre 3; nous précisons dans cette section les paramètres utilisés pour le traitement des données du profil MT 3.

A chaque station, les enregistrements comportent 160 blocs consécutifs de 128 valeurs pour les gammes G1, G2 et G3, 80 et 40 blocs pour les gammes G5 et G7, respectivement. Les données sont d'abord tracées et leur qualité est estimée visuellement. Les blocs contenant des données de mauvaise qualité sont alors éliminés. La liste des blocs éliminés est donnée dans le tableau 4.1.

Après élimination des blocs de mauvaise qualité, l'échantillon traité est découpé en sous-échantillons, avec un chevauchement de 50 % entre deux sous-échantillons voisins. Chaque sous-échantillon de G1, G2, G3, G5 et G7 contient 8, 8, 8, 4 et 2 blocs, respectivement. La table 4.2 donne les périodes pour lesquelles le tenseur d'impédance a été calculé. Le traitement de données sera illustré en utilisant les données de la station S15.

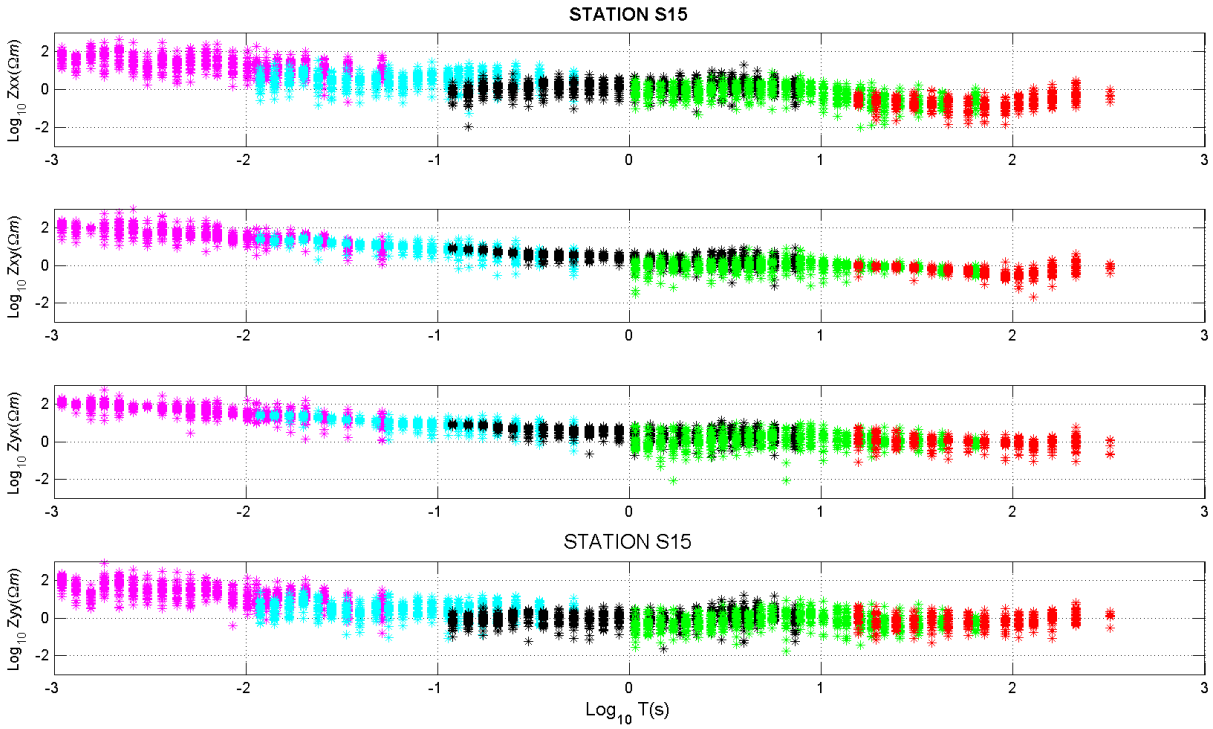


FIGURE 4.5: *Toutes les valeurs de module des composantes du tenseur d'impédance Z estimées aux périodes données dans le tableau 4.2.*

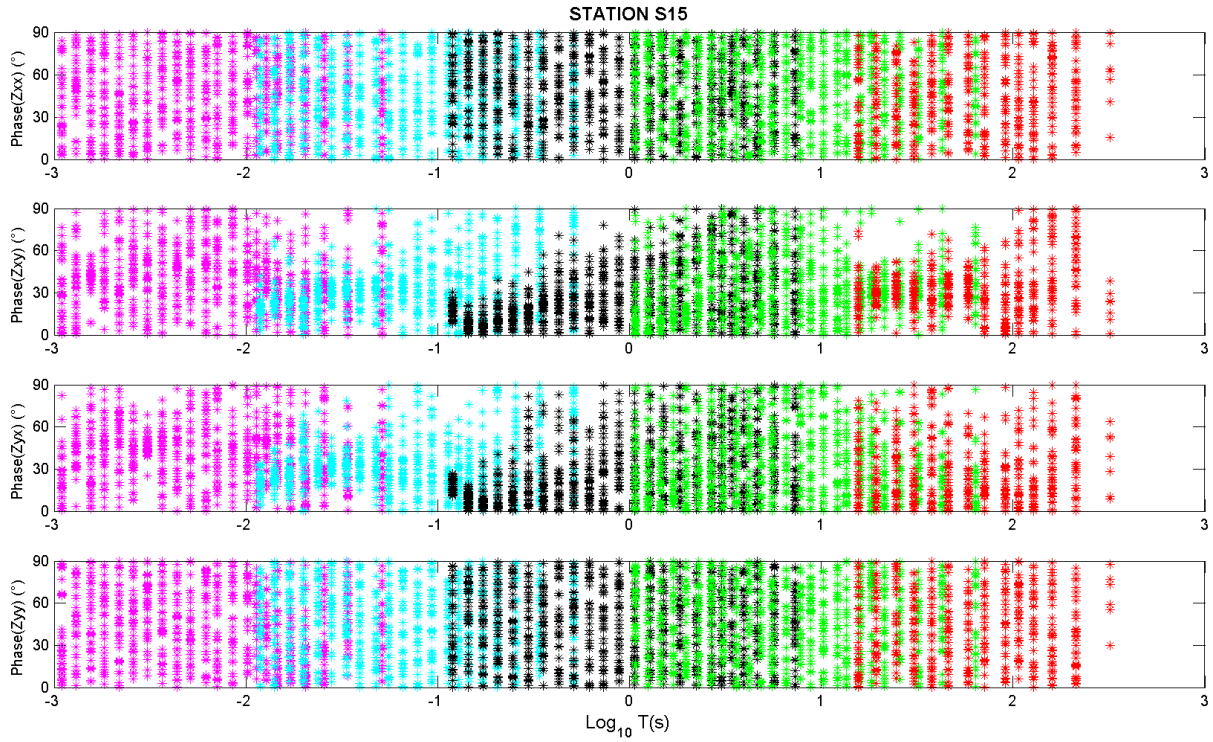


FIGURE 4.6: *Toutes les valeurs de phase des composantes du tenseur d'impédance Z estimées aux périodes données dans le tableau 4.2.*

Station	G1	G2	G3	G5	G7
S01	32, 126, 132	—	—	—	—
S02	—	—	—	—	—
S03	—	—	—	—	—
S04	—	143, 144, 153	117, 118, de 121 à 124, 127	—	—
S05	Tous les blocs	Tous les blocs	Tous les blocs	Tous les blocs	Tous les blocs
S06	de 9 à 12, 111	—	—	17, 63	—
S07	—	8	—	—	—
S08	—	—	—	—	—
S09	—	—	—	77, 78	—
S10	41, 42	de 106 à 110	—	—	27
S11	—	—	—	—	—
S12	79	—	—	—	—
S13	—	—	104	—	—
S14	—	—	—	de 1 à 12, 21	—
S15	—	—	—	—	—
S16	—	—	—	—	—
S17	—	—	—	40	—
S18	—	—	—	—	—
S19	—	—	—	—	—

Table 4.1: *Liste des blocs éliminés pour chaque gamme de période et pour toutes les stations du profil analysé.*

Les figures 4.5 et 4.6 présentent les module et phase des éléments du tenseur d'impédance Z, estimés selon la procédure décrite en section 3. Les résultats obtenus sont présentés sur la figure 4.7. La dispersion observée sur les déterminations des phases est trop importante pour qu'elle soit possible de les estimer avec précision. Donc, nous n'utilisons que les modules des éléments du tenseur d'impédance.

Pour les périodes où deux gammes consécutives se chevauchent, nous disposons de deux déterminations indépendantes des élements du tenseur. La figure 4.5 montre que pour les intervalles de chevauchement entre G1 et G2 d'une part, et entre G2 et G3 d'autre part, les déterminations de Z_{xy} et Z_{yx} obtenues pour les deux gammes sont quasi identiques, alors que celles obtenues pour les éléments Z_{xx} et Z_{yy} diffèrent d'une gamme à l'autre ; pour chacun des quatre éléments, les déterminations obtenues diffèrent peu d'une gamme à l'autre pour l'intervalle de chevauchement entre les gammes G3 et G5, et elles sont en bon accord pour l'intervalle de chevauchement entre les gammes G5 et G7.

L'estimation des éléments du tenseur d'impédance dans les intervalles de chevauchement est effectuée en deux temps : les "outliers"sont d'abord éliminés par inspection visuelle des résultats puis, pour chaque période, la valeur retenue est la moyenne des estimations ainsi conservées (les points bleus sur la figure 4.8). La figure 4.9 présente les variations avec la période ainsi obtenues pour les quatre élements du tenseur d'impédance.

Gamme	Périodes (s)
G1	10^{-3}.(1,1 1,3 1,6 1,8 2,2 2,6 3,1 3,7 4,4 5,1 6,2 7,1 8,5 10,2 11,4 12,8 14,6 17,1 20,5 25,6 34,1 51,2)
G2	10^{-2}.(1,19 1,41 1,68 1,99 2,38 2,81 3,36 3,94 4,76 5,54 6,61 7,88 9,31 11,38 12,8 14,63 17,07 20,48 25,60 34,13 51,20)
G3	10^{-1}.(1,20 1,44 1,72, 2,07 2,47 2,98, 3,56 4,27 5,12 6,20 7,31 8,83 10,67 12,80 15,06 18,29 22,26 26,95 30,12 34,13 39,39 46,55 56,89 73,14)
G5	1,08 1,25 1,45 1,69 1,97 2,29 2,67 3,08 3,61 4,19 4,83 5,56 6,56 7,76 8,83 10,24 12,19 13,47 16 18,29 21,33 25,60 32 42,67 64
G7	15,61 19,39 24,62 30,48 37,65 45,71 58,18 71,11 91,43 106,67 128 160 213,33 320

TABLE 4.2: *Périodes discrètes choisies pour calculer l'impédance à chaque gamme.*

Enfin, les composantes du tenseur d'impédance sont calculées pour 35 périodes distribuées régulièrement sur une échelle logarithmique, en effectuant la moyenne arithmétique des déterminations effectuées sur un intervalle de période centré sur la période choisie. En pratique, chaque détermination est la moyenne d'environ quatre valeurs consécutives.

Les variations avec la période du module des quatre éléments du tenseur d'impédance pour chacune des stations du profil sont présentées en figures 4.10, 4.11 et 4.12 ; pour chaque estimation, la barre verticale correspond à $\pm$ l'écart type. Les figures 4.10-4.12 montrent que, dans la plupart des cas, pour les périodes allant de 10^{-2}s à quelques secondes, le module des éléments antidiagonaux est supérieur à celui des éléments diagonaux, et que les écart-types sont plus faibles pour les éléments antidiagonaux que pour les éléments diagonaux.

4.2.3 Analyse du tenseur d'impédance

L'analyse du tenseur d'impédance a été conduite selon la méthode décrite au chapitre 3. Les valeurs du "skew" (SK) et de l'angle θ sont d'abord calculées pour chaque période. La figure 4.13 présente les résultats obtenus pour la station S15 à partir des tenseurs d'impédance présentés figure 4.5 (module) et figure 4.6 (phase). L'analyse des déterminations obtenues pour les intervalles de chevauchement est ensuite conduite de la même façon que pour les éléments du tenseur. La figure 4.14 présente les résultats ainsi obtenus pour la station S15. Enfin, les valeurs de SK et de θ sont estimées aux 35 périodes pour lesquelles le tenseur d'impédance a été estimé. Les résultats obtenus pour toutes les stations du profil sont présentés figure 4.15.

La figure 4.15 montre que les valeurs de θ restent faibles en toutes les stations, avec maximum environ 15°, pour des périodes allant de 10^{-3}s à 10 secondes. Pour les périodes supérieures à 10

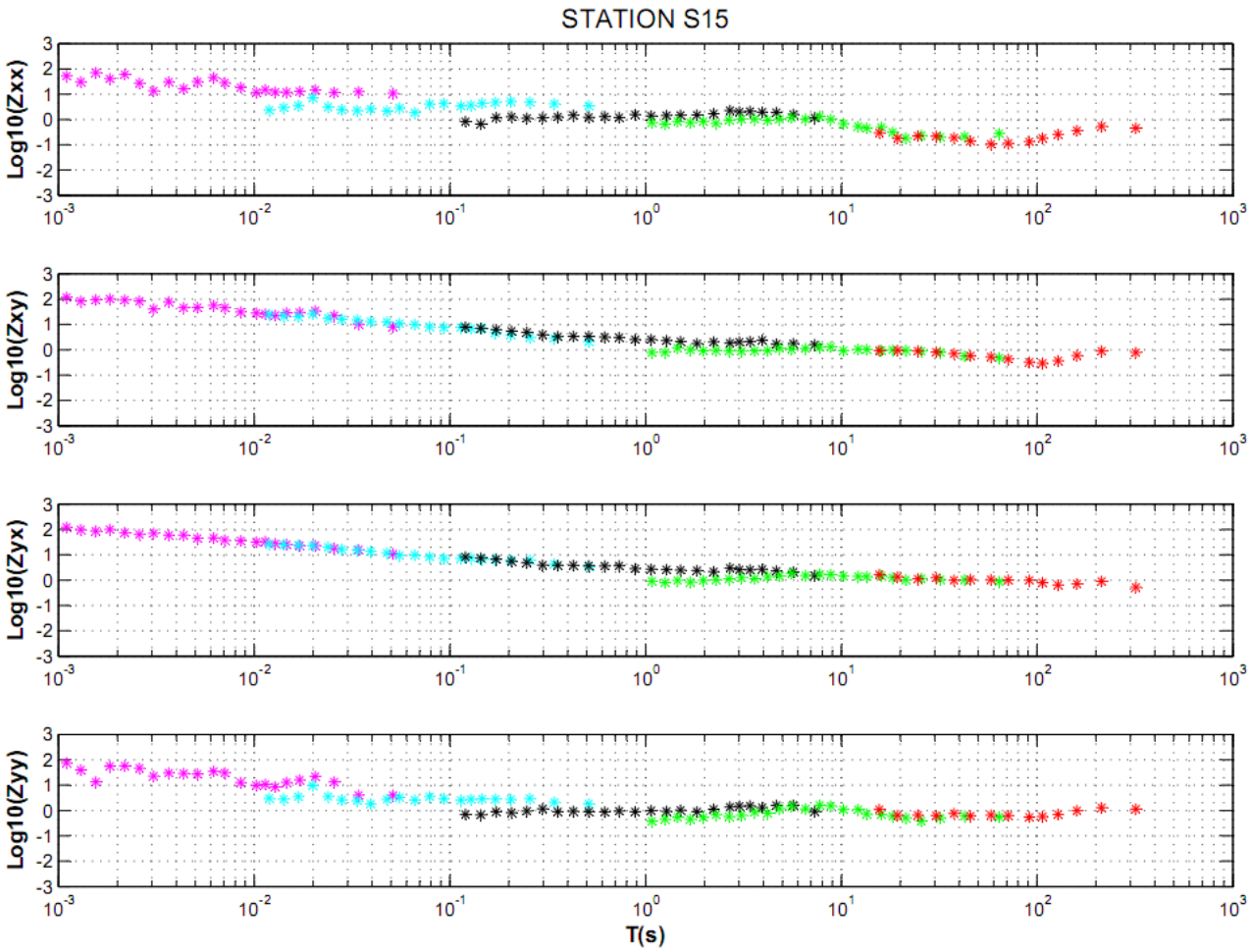


FIGURE 4.7: *Valeurs moyennes des modules des composantes du tenseur d'impédance Z aux périodes données dans le tableau 4.2.*

s, les valeurs de θ peuvent devenir plus importantes en valeur absolue, et atteindre environ -30° aux stations S19 et S16. Cette figure montre également que les valeurs de SK restent faibles en toutes les stations, pour des périodes allant de 0,01 s à quelques secondes : cela signifie que la structure du sous-sol peut être décrite à l'aide d'un modèle 2-D. Dans cette gamme de périodes, la moyenne des valeurs de θ observées pour toutes les stations du profil est de 3.6°. Cette faible valeur indique les directions de mesure sont très proches de celles des directions principales des structures géologiques. Cette valeur moyenne a été utilisée pour exprimer le tenseur d'impédance dans le repère correspondant aux directions principales des structures géologiques.

4.2.4 Inversion 2-D des données

Les données utilisées pour l'inversion 2-D sont les résistivités apparentes pour les polarisations E et H calculées aux 18 périodes entre 0,01 s et 5 s pour lesquelles le tenseur d'impédance a été estimé; les positions de toutes les stations MT ont été projetées sur un profil moyen qui est obtenu par une droite de régression au travers des positions effectives des stations MT. Deux inversions

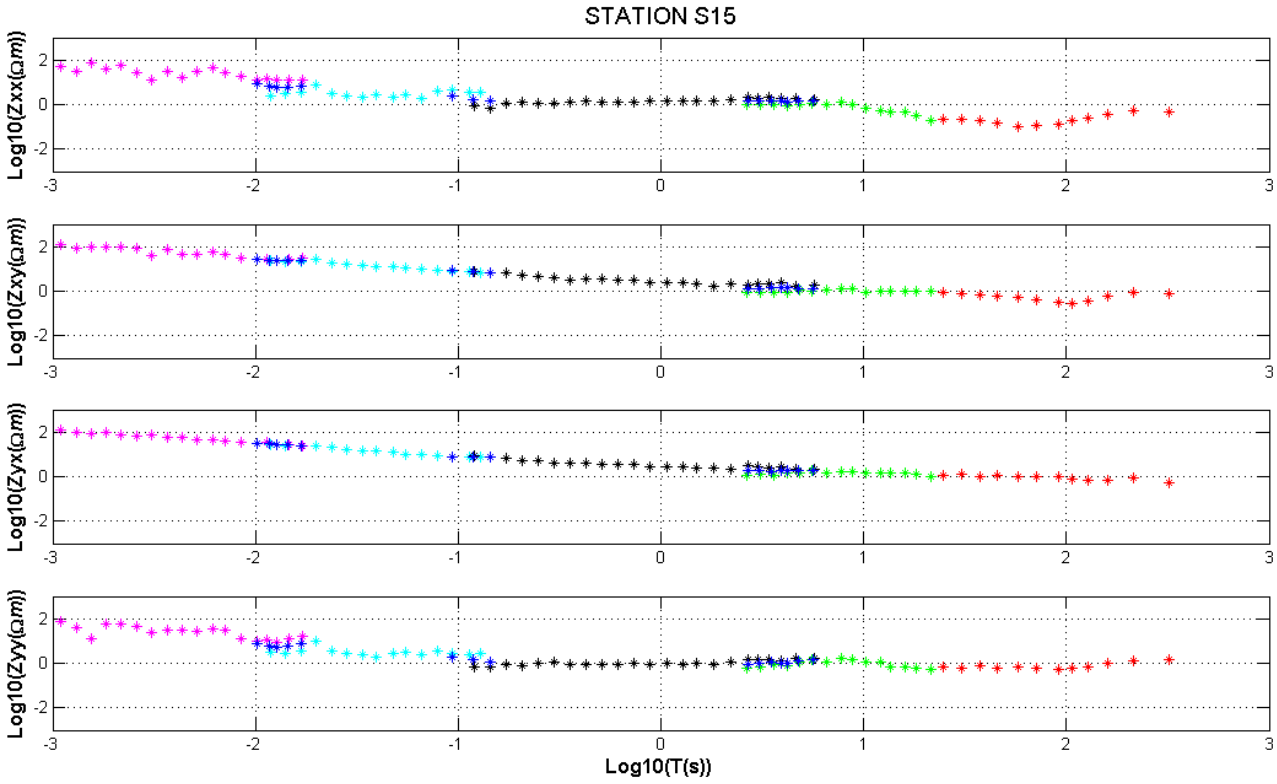


FIGURE 4.8: *Traitement des chevauchements entre deux gammes consécutives : les valeurs des modules des composantes du tenseur d'impédance Z (les astérisques bleus) sont la moyenne des valeurs conservées après élimination des "outliers".*

2-D sont effectuées, l'une en utilisant l'algorithme d'Occam 2-D (deGroot-Hedlin and Constable, 1990) et l'autre en utilisant l'algorithme RRI (Rapid Relaxation Inversion) proposé par Smith et Booker (1991).

4.2.4.1 L'inversion d'Occam

Les résistivités apparentes ont été inversées en utilisant l'algorithme Occam-2D, pour plusieurs modèles de terrain et plusieurs niveaux de bruit. Les différents modèles correspondent à l'analyse détaillée des 3, 4, 5 et 6 premiers kilomètres, respectivement. Au-dessous de ces profondeurs, l'épaisseur des couches est très grande devant celle des couches composant le terrain étudié. La comparaison des résultats des inversions pour un niveau de bruit de 20% est présenté figure 4.16. Cette comparaiso montre que la profondeur jusqu'à laquelle les propriétés électriques obtenues restent stables est de 3 km. En d'autres termes, l'ensemble de données founit des informations convaincantes pour les trois premiers kilomètres de la croûte.

Chaque modèle est inversé avec trois valeurs différentes (5%, 10% et 20%) pour le paramètre caractérisant le niveau de bruit sur les données (cf sections 3.5.1 et 3.5.2). Les résultats des inversions sont montrés sur les figures 4.17 à 4.20.

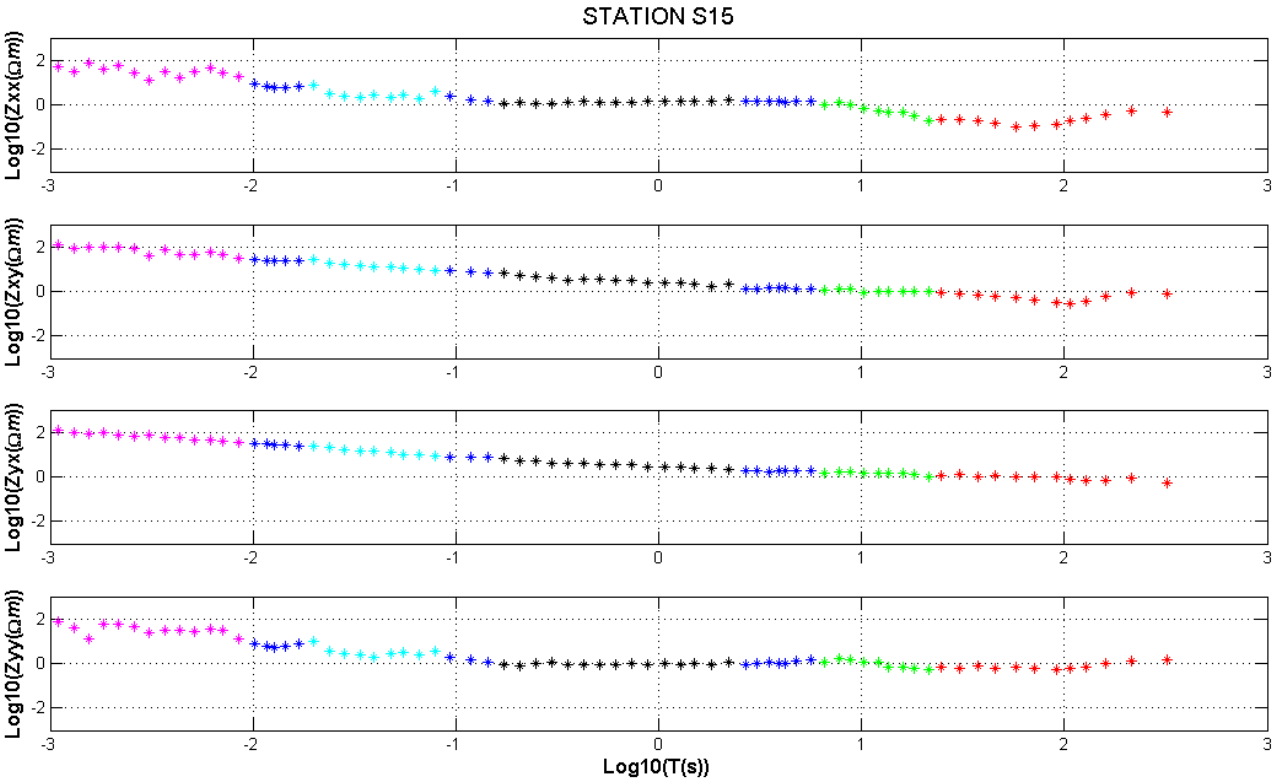


FIGURE 4.9: *Modules des composantes du tenseur d'impédance après traitement des chevauchements entre gammes.*

Le résultat de l'inversion du modèle 6 km avec un niveau de bruit de 20% a été choisi. Le résultat, présenté en figure 4.20c, a été obtenu avec 25 itérations. La figure 4.21a présente un agrandissement de la coupe géoélectrique des trois premiers kilomètres de la croûte obtenue avec ce modèle, ainsi que les failles et les positions des anticlinaux et synclinaux (d'après Phach, 1996; Chuong, 1991).

4.2.4.2 L'inversion de RRI

Les résistivités apparentes ont également été inversées en utilisant l'algorithme RRI du logiciel industriel Geotools-MT. Le résultat présenté figure 4.21b a été obtenu après 48 itérations et pour un niveau de bruit de 20% ; l'écart type entre les données mesurées et les données calculées est de 1.4. Les failles ont également été reportées sur la figure 4.21b.

4.2.5 Structure électrique des premiers kilomètres

La comparaison entre les figures 4.21a et 4.21b montre que les coupes électriques obtenues au moyen des deux méthodes d'inversion ont les mêmes caractéristiques. L'allongement plus prononcé dans le sens sud-ouest - nord-est des structures observées pour la coupe obtenue en

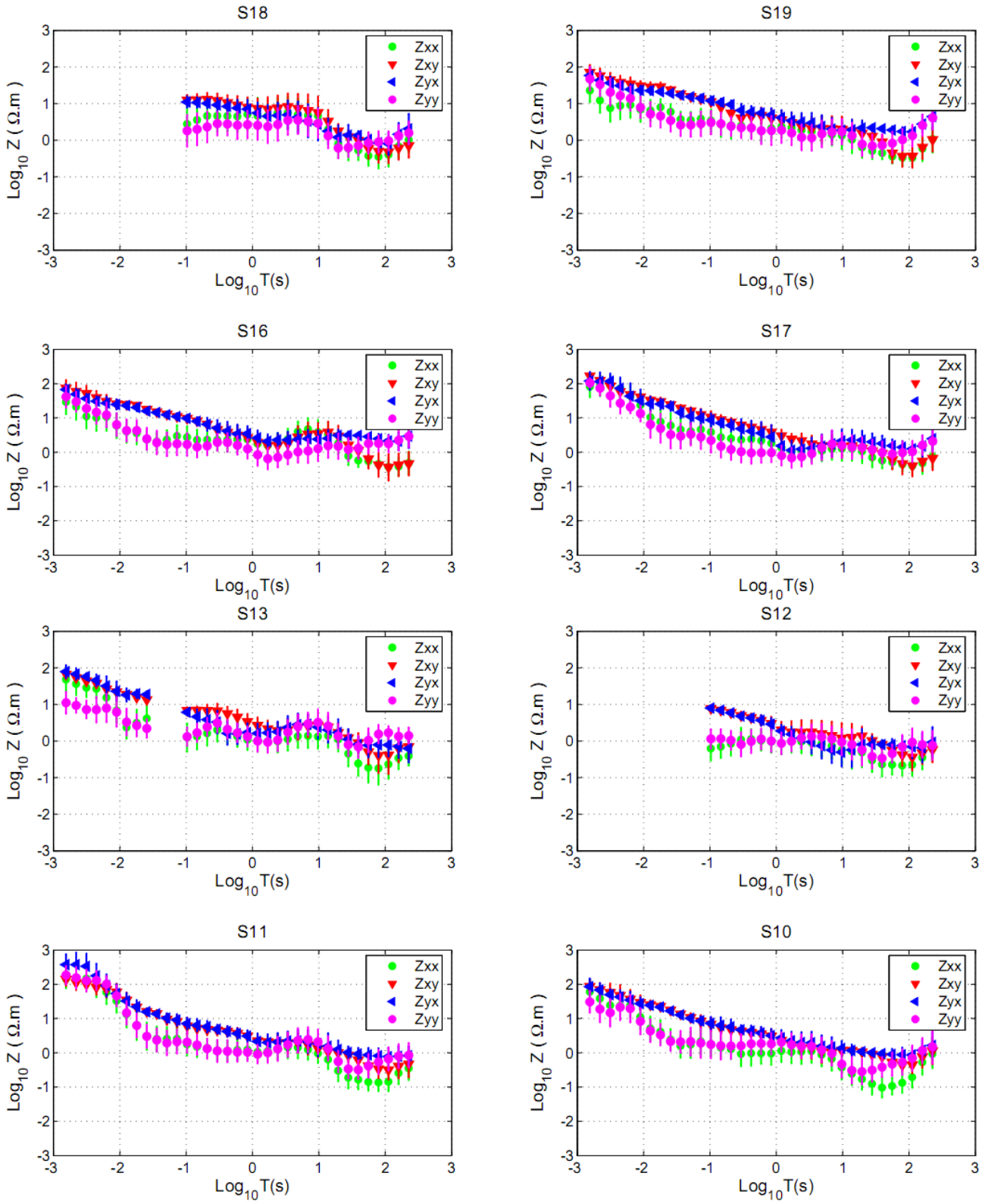


FIGURE 4.10: *Modules des composantes du Z de toutes les stations du profil en 35 périodes régulièrement distribuées sur une échelle logarithmique. Chaque valeur est la moyenne arithmétique d'environ quatre valeurs consécutives des modules présentés sur la figure 4.9.*

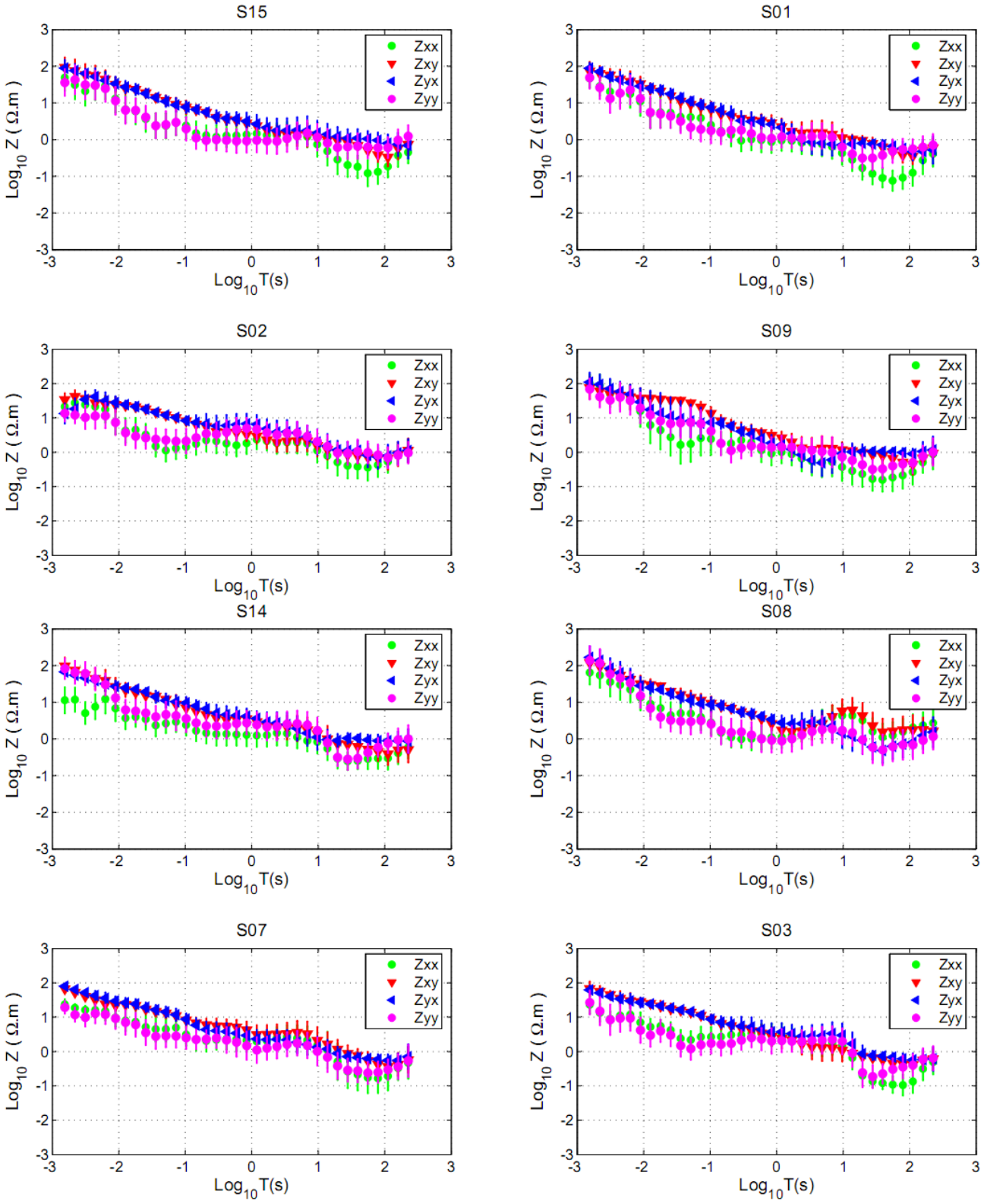


FIGURE 4.11: *Suite de la figure 4.10.*

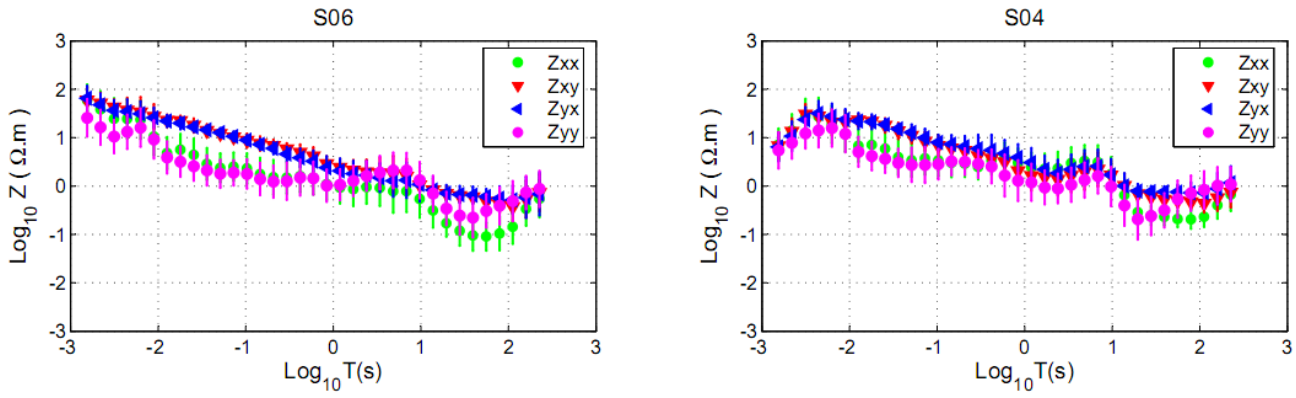


FIGURE 4.12: *Suite de la figure 4.10.*

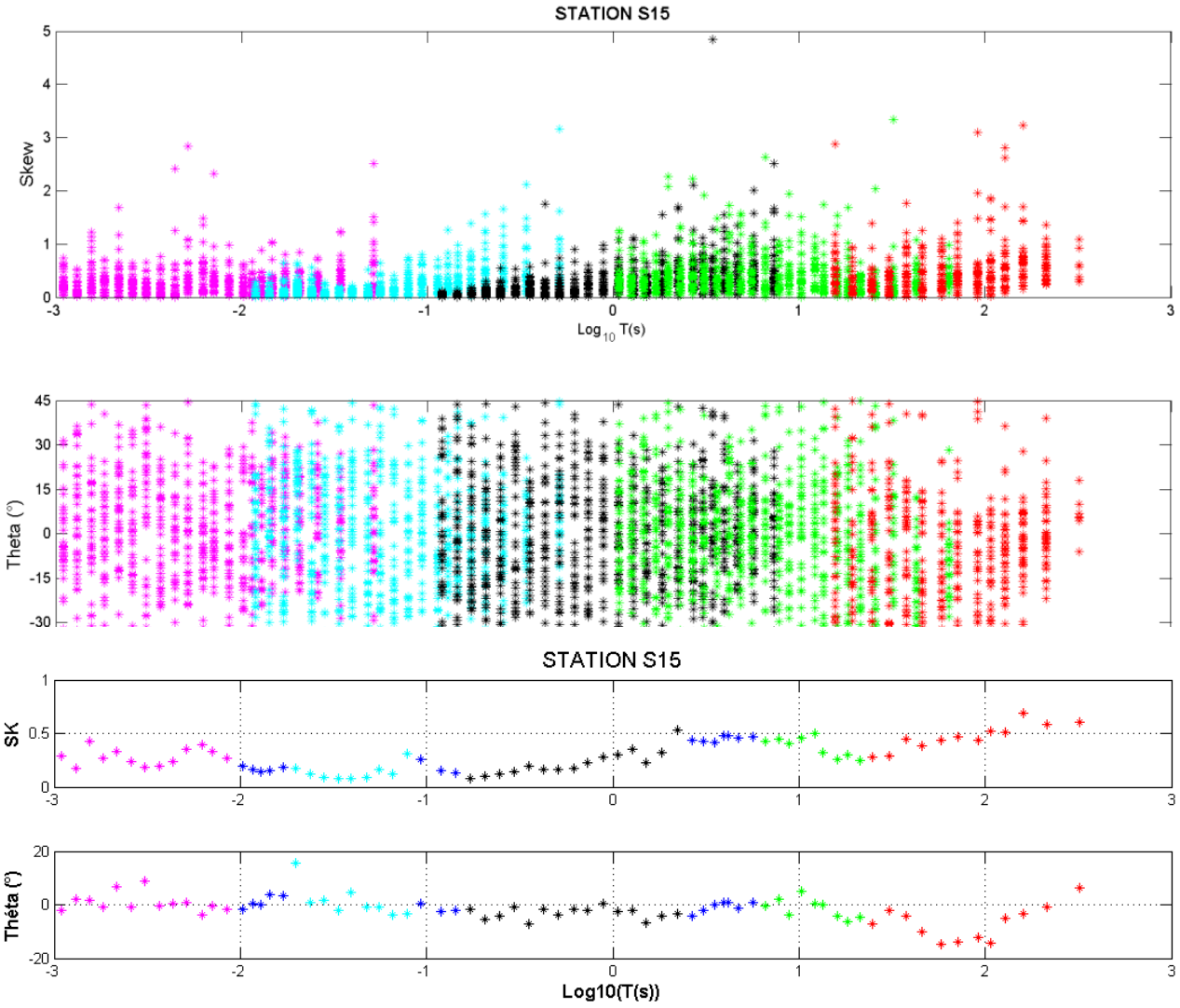


FIGURE 4.14: *Courbes des valeurs de Skew (en haut) et de Thêta (en bas) après avoir traité des chevauchements entre les gammes.*

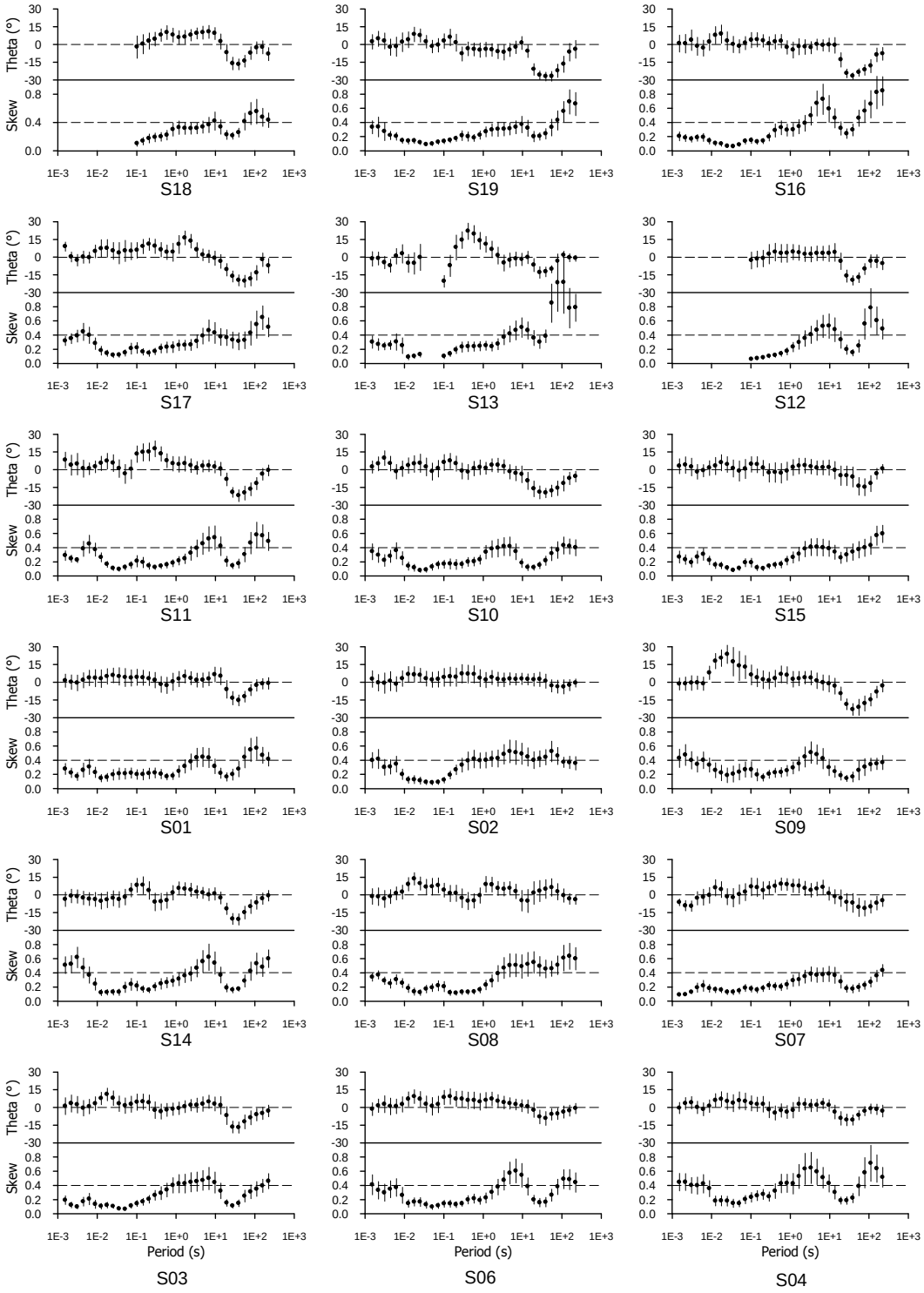


FIGURE 4.15: *Courbes des valeurs de Skew et Thêta aux 35 périodes régulièrement réparties sur une échelle logarithmique, pour toutes les stations du profil.*

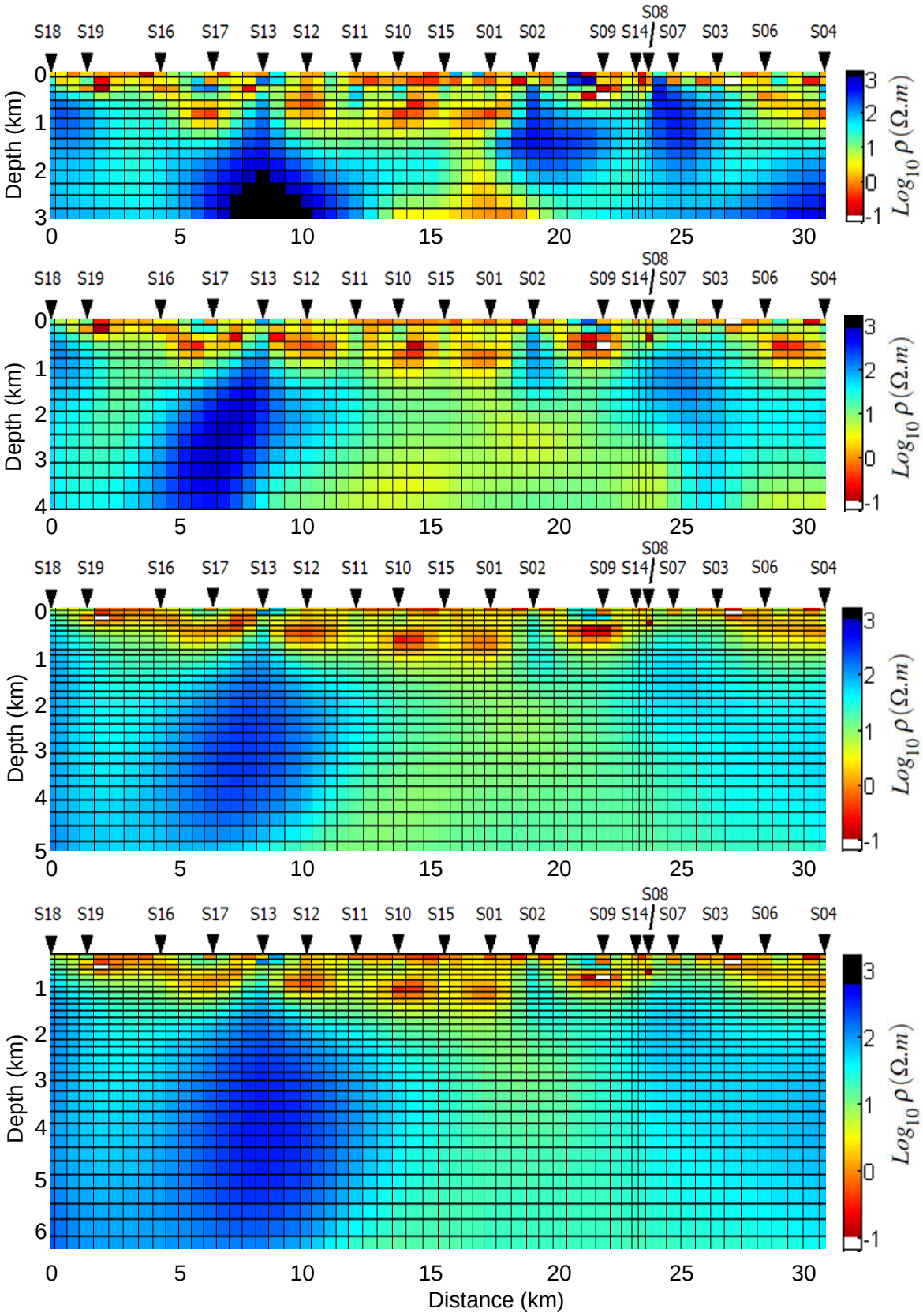


Figure 4.16: La comparaison des résultats des inversions pour un niveau de bruit de 20% des différents modèles correspondent à l'analyse détaillée des 3, 4, 5 et 6 premiers kilomètres.

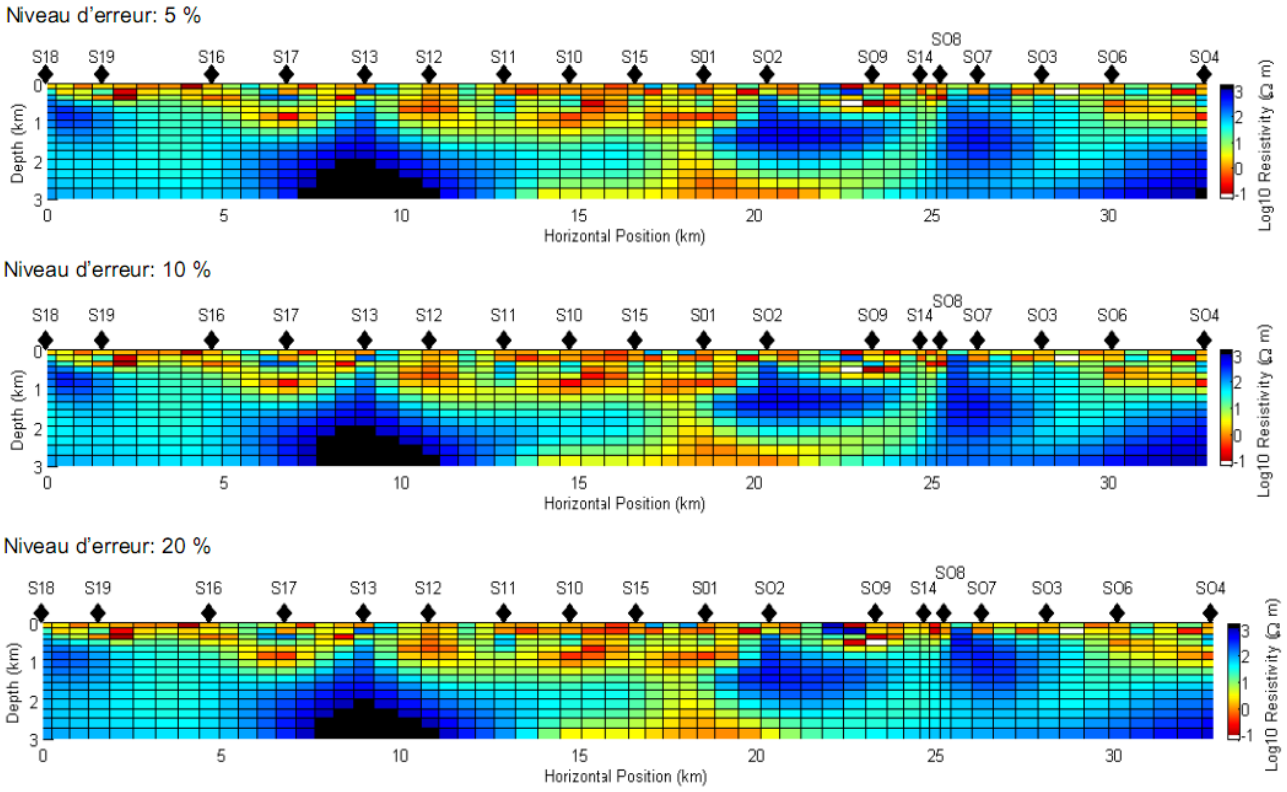


Figure 4.17: *Résultats de l'inversion d'Occam 2-D pour le modèle permettant l'analyse détaillée des trois premiers kilomètres de la croûte. Les inversions sont effectuées pour les données avec 5 % d'erreurs (figure 4.17a - panneau du haut), 10 % d'erreurs (figure 4.17b - panneau du milieu) et 20 % d'erreurs (figure 4.17c - panneau du bas).*

utilisant le logiciel Geotools-MT est peut être une conséquence directe de l'algorithme RRI qui contient une interpolation entre profils de résistivité déterminés en dessous de chacune des stations. Nous interprétons la similitude entre les deux coupes géoélectriques obtenues comme une indication claire que leurs caractéristiques principales sont représentatives de la structure de la croûte supérieure dans la dépression de Ha Noi.

Dans ce qui suit, nous allons nous concentrer sur le résultat de l'inversion effectuée à l'aide de l'algorithme Occam-2D (figure 4.21a).

Cette coupe géoélectrique montre l'existence d'une structure superficielle conductrice recouvrant un milieu plus résistant. La structure superficielle conductrice est caractérisée par une distribution assez complexe de la conductivité électrique. Cette distribution peut être décrite en termes de trois couches de conductivité différente:

- une couche superficielle d'extrèmement faible résistivité ($< 5\ \Omega.m$) est observée en dessous de toutes les stations: elle correspond à des sédiments du Quaternaire et du Pliocène déposés dans la dépression. Entre les stations, les caractéristiques de cette couche très superficielle ne sont pas bien contraintes par les données et les résistivités élevées observées entre certaines stations pourraient correspondre à des artefacts d'inversion. L'épaisseur de cette couche est d'environ 100 m dans la

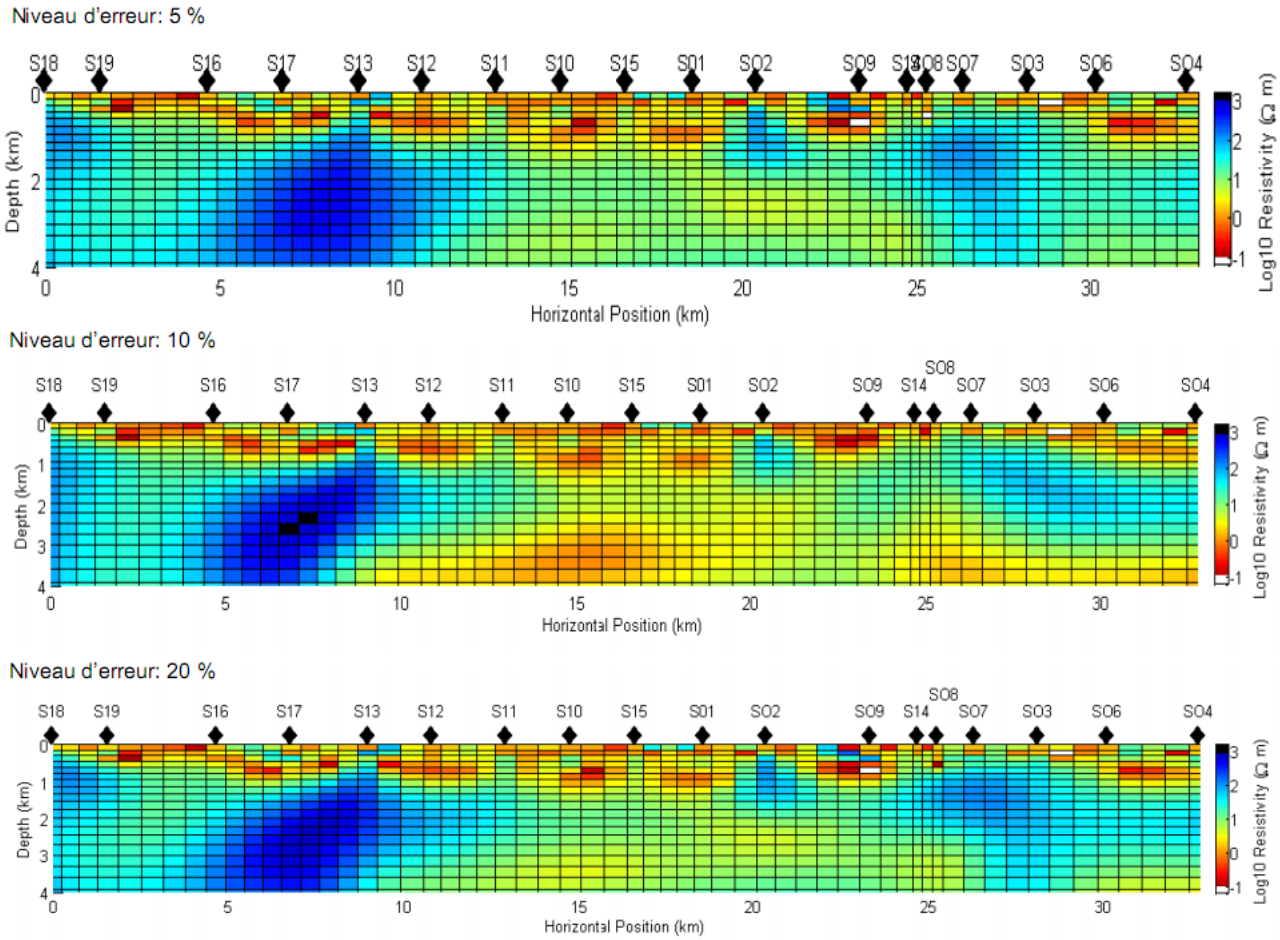


FIGURE 4.18: *Résultats de l'inversion d'Occam 2-D pour le modèle permettant l'analyse détaillée des quatre premiers kilomètres de la croûte. Les inversions sont effectuées pour les données avec 5 % d'erreurs (figure 4.18a - panneau du haut), 10 % d'erreurs (figure 4.18b - panneau du milieu) et 20 % d'erreurs (figure 4.18c - panneau du bas).*

zone sud-ouest, limitée par la faille de la rivière Chay vers le Nord, et elle atteint 300 m dans la zone centrale de la dépression;

- une couche intermédiaire plus résistante mais toujours très condutrice dont l'épaisseur varie également le long du profil. Elle est plus épaisse entre la faille de la rivière Chay et la faille Tien Hai, à l'exception de la zone autour de la station S13 où son épaisseur diminue localement jusqu'à environ 200 mètres;

- une couche inférieure, conductrice, dont l'épaisseur est généralement plus grande que celle de la couche conductrice superficielle. L'épaisseur typique de cette couche entre le début du profil et la faille Tien Hai est d'environ 500 m; elle est plus mince à la fin du profil, et elle disparaît sous les stations S02 , S07 et S03.

La structure électrique du milieu résistant sous-jacent varie le long du profil. Elle est clairement liée à des failles tectoniques majeures, et comporte, du nord-est au sud-ouest:

- un bloc homogène résistant entre l'extrémité nord-est du profil et la faille Vinh Ninh,

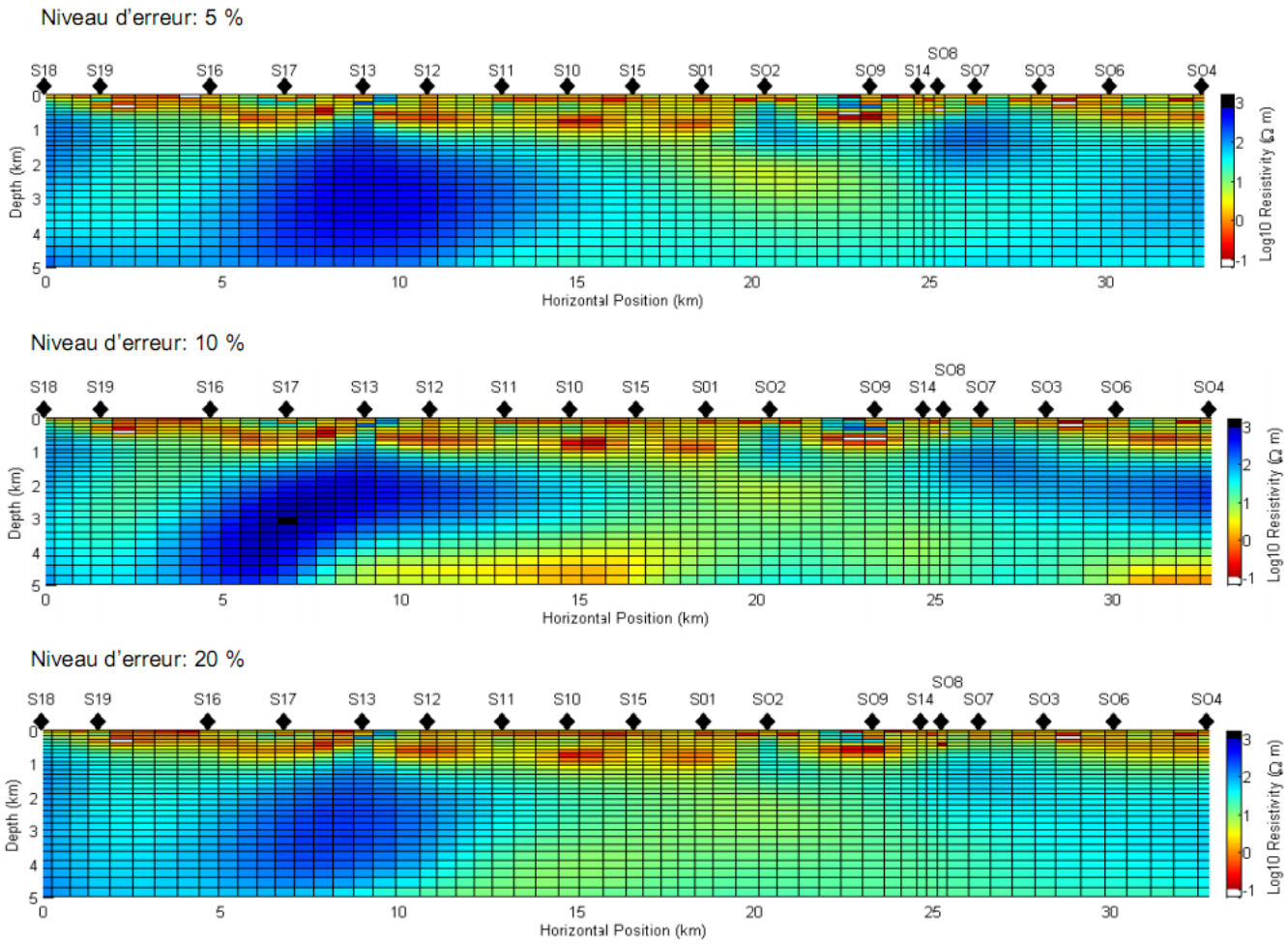


FIGURE 4.19: *Résultats de l'inversion d'Occam 2-D pour le modèle permettant l'analyse détaillée des cinq premiers kilomètres de la croûte. Les inversions sont effectuées pour les données avec 5 % d'erreurs (figure 4.19a - panneau du haut), 10 % d'erreurs (figure 4.19b - panneau du milieu) et 20 % d'erreurs (figure 4.19c - panneau du bas).*

- entre la faille Vinh Ninh et la faille Thai Binh, un domaine moins résistant,
- un milieu très résistant entre la faille Thai Binh et la faille de la rivière Chay, puis
- un bloc moins résistant entre la faille de la rivière Chay et la faille Hung Yen, et enfin
- un milieu très résistant au sud-ouest de la faille Hung Yen .

4.3 Le profil gravimétrique

4.3.1 La campagne de terrain

Cinq profils gravimétriques ont été réalisés dans la dépression de Ha Noi fin 2004 - début 2005 par l'équipe du Département de Géodynamique de l'Institut de Géophysique de Ha Noi. Les profils gravimétriques sont orientés sud-ouest - nord-est, et ils recoupent les principales structures tectoniques de la région étudiée. Les trois profils GR 2, 3 et 4 coïncident avec les profils MT 2, MT

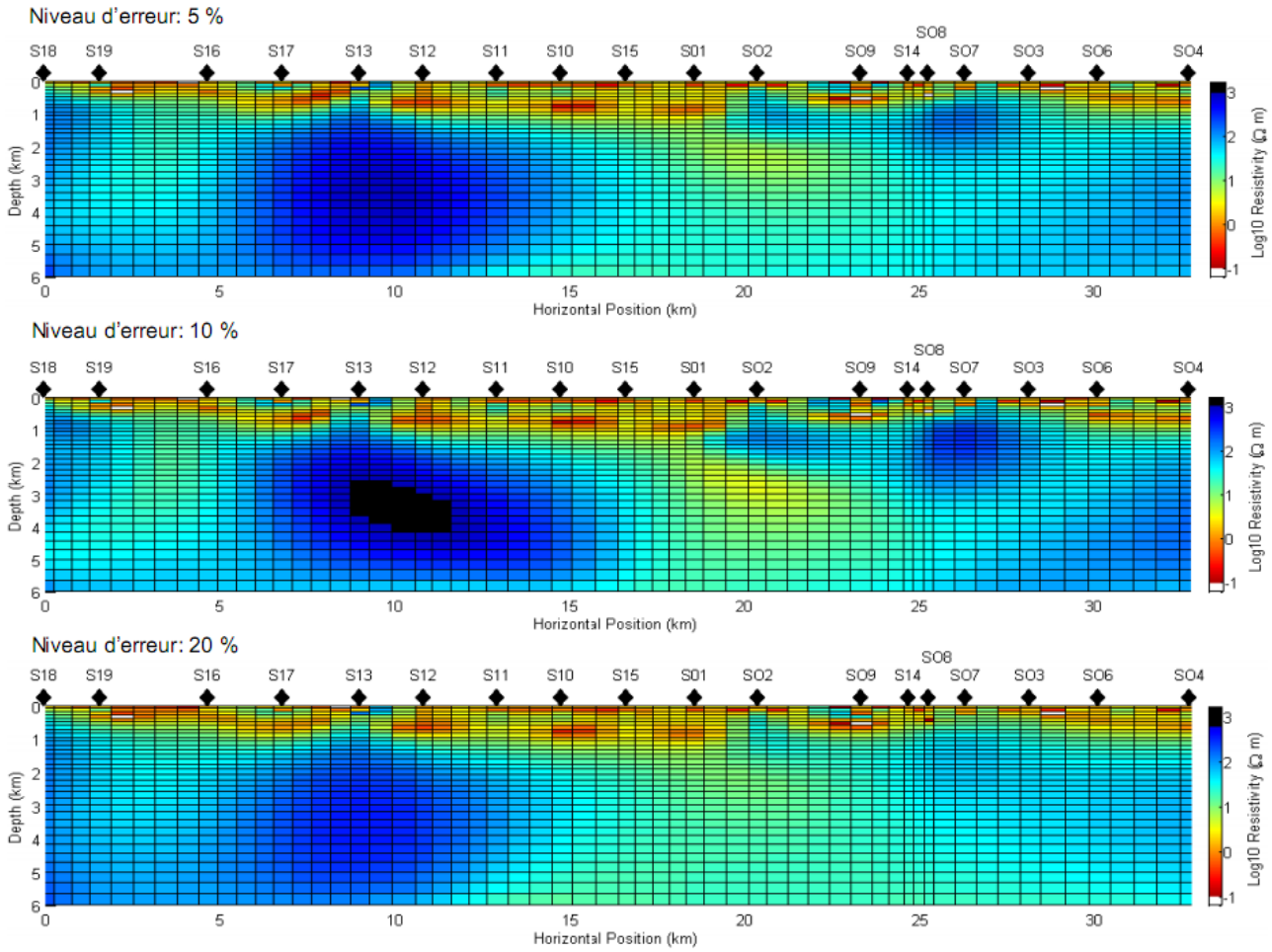


FIGURE 4.20: *Résultats de l'inversion d'Occam 2-D pour le modèle permettant l'analyse détaillée des six premiers kilomètres de la croûte. Les inversions sont effectuées pour les données avec 5 % d'erreurs (figure 4.20a - panneau du haut), 10 % d'erreurs (figure 4.20b - panneau du milieu) et 20 % d'erreurs (figure 4.20c - panneau du bas).*

3 et MT 4, respectivement.

Durant la campagne de mesure gravimétrique, 1 824 stations plus 195 stations de contrôle (environ 10% des stations) ont été occupées. L'espacement entre deux stations consécutives sur un profil est de 100 mètres, sauf en présence de rivières ou de lacs. Un réseau de stations de base, composé de 22 stations distribuées sur les cinq profils, ainsi qu'une station du réseau national vietnamien de normalisation gravimétrique de 1975, située dans la ville de Nam Dinh, ont été utilisées pour contrôler le processus d'acquisition des données. Chaque série de mesures commence à une station de base et se termine à une station de base, la station de fin de série n'étant pas nécessairement différente de la station de débute de série.

Nous avons étudié ici les mesures effectuées le long du profil GR 3, qui coïncide avec le profil MT 3 que nous venons d'étudier (figure 4.22). Ce profil gravimétrique se compose de 355 stations espacées de 100 m, sauf en quatre endroits où les mesures n'ont pas pu être faites à cause de la présence de rivières. L'emplacement et l'altitude des stations mesurées ont été déterminés par des

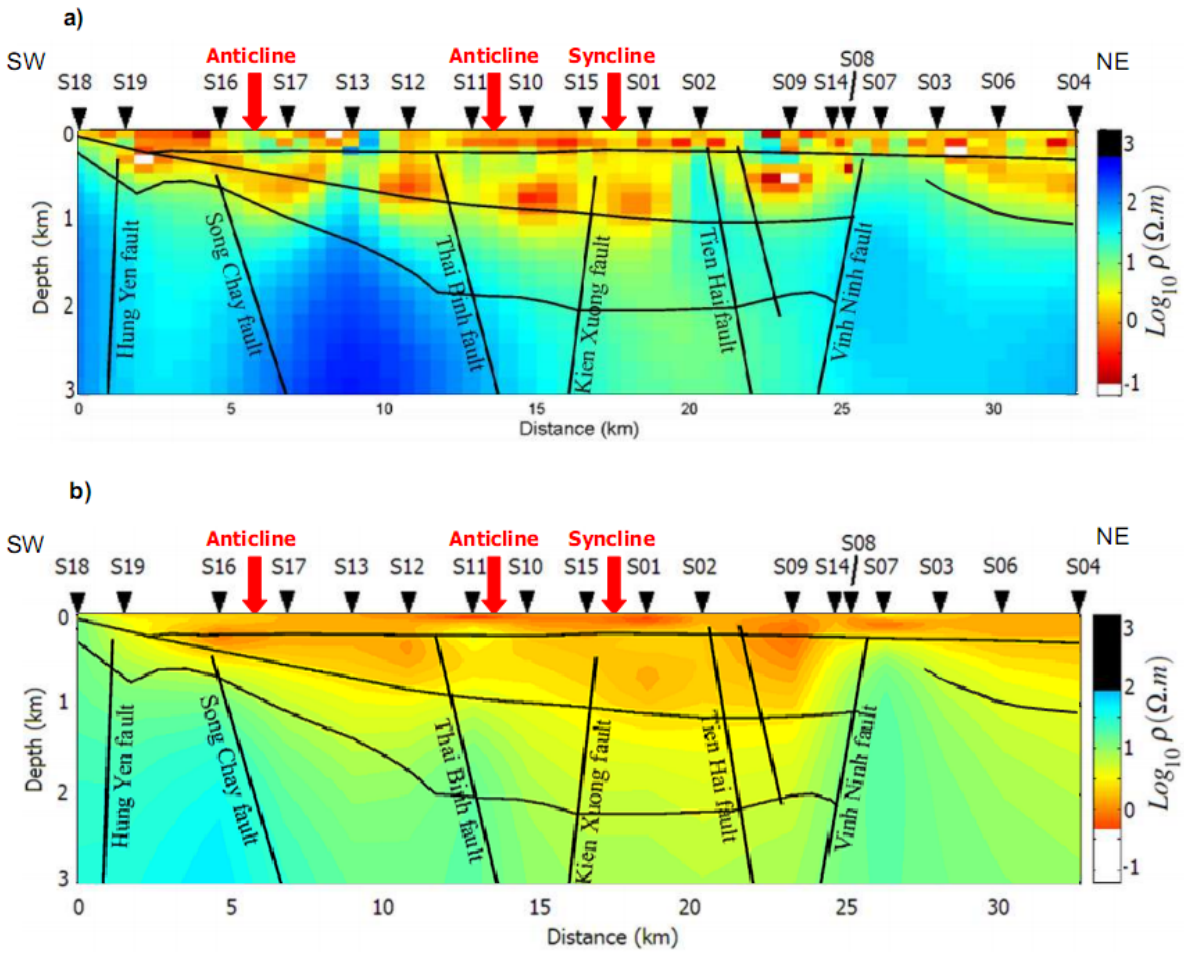


FIGURE 4.21: *Agrandissement de la coupe géoélectrique des trois premiers kilomètres de la croûte retenue dans le cas de l'inversion d'Occam (figure 4.21a - panneau du haut) et dans le cas de l'inversion RRI (figure 4.21b - panneau du bas). Sur ces figures, les positions des anticlinaux, synclinaux et des failles (sauf la faille de Hung Yen) sont déduites de la carte structurale du bassin de la Rivière Rouge (figure 4.1), et la position de la faille de Hung Yen est déduite du travail de Van Duc Chuong (1991).*

mesures géodésiques, avec des erreurs de 0,1 m et 1 m sur la détermination de l'altitude et des coordonnées horizontales, respectivement.

Les données gravimétriques ont été mesurées en utilisant un gravimètre Scintrex CG-3, dont la précision est de 0,01 mGal. Avant la campagne de terrain, la stabilité du gravimètre a été vérifiée en enregistrant en continu les valeurs du champ gravimétrique en une station fixe. La figure 4.23 présente la dérive instrumentale du gravimètre CG3 enregistrée à l'Institut de Géophysique, à Ha Noi le 16 novembre 2004. Les données montrent une dérive de 0,96 mGal pour une durée de 15 heures. Cette valeur illustre la stabilité du gravimètre qui permet, en pratique, d'estimer que la dérive instrumentale reste linéaire durant une série de mesures.

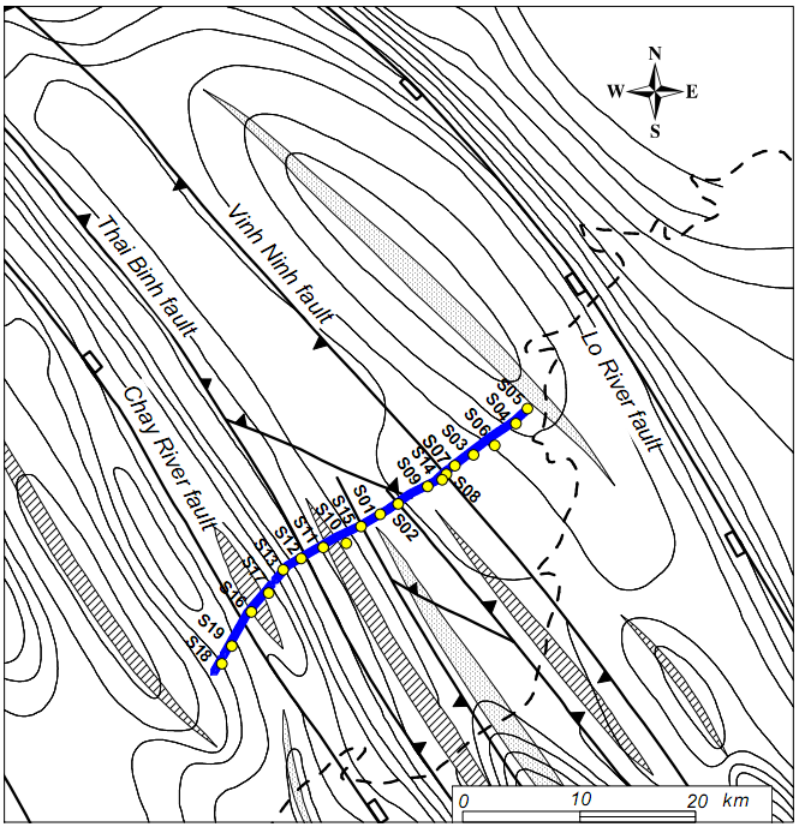


Figure 4.22: *Positions des stations gravimétriques (en bleu) et des stations MT (les ronds jaunes).*

4.3.2 Traitement des données

L'anomalie de Bouguer $\triangle g$ a été calculée par:

$$\triangle g = g_{obs} - g_{th} + \triangle_g^{'} + \delta\Delta g \tag{4.1}$$

où:

g_{obs} est la valeur observée de la gravité, en mGal;

g_{th} est la valeur théorique de la gravité, en mGal, déterminée en utilisant la formule de Gelmert:

$$g_{th} = 978.030(1 + 0,005302\, sin2\varphi - 0,000007\, sin^2 2\varphi) \tag{4.2}$$

où φ est latitude, en degré, de la station.

$\triangle_g^{'}$ est la valeur de la correction de Bouguer, en mGal; elle est déterminée par

$$\triangle_g^{'} = (0,3086 - 0,0419\,\rho_B)\, h \tag{4.3}$$

où ρ_B est densité (ici $\rho_B = 2,670\, g/cm^3$), et h est l'altitude (en m) du point mesuré au dessus du niveau moyen de la mer. $\delta\Delta g$ représente la somme des corrections de terrain, des coordonnées et d'altitude.

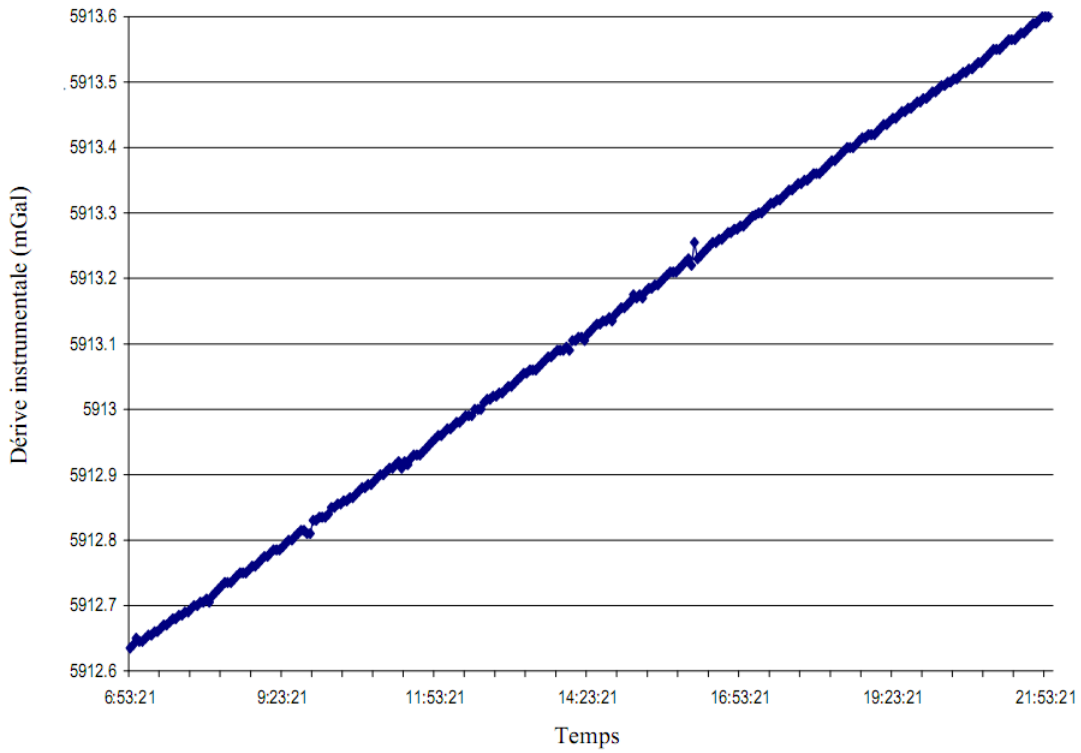


Figure 4.23: *Dérive instrumentale du gravimètre CG3 le 16 novembre 2004 à l'Institut de Géophysique, Ha Noi.*

Les positions de toutes les stations gravimétriques ont été projetées sur un profil moyen qui est obtenu par une droite de régression au travers des positions effectives des stations gravimétriques.

L'anomalie de Bouguer est représentée par la courbe noire sur la figure 4.24a. Elle est négative, avec une valeur minimale de -42 mGal près de l'extrémité nord-est du profil; la valeur maximale, d'environ -9 mGal, est observée entre la faille Hung Yen et la faille de la Rivière Chay. Au sud-ouest de ce maximum, l'anomalie passe par un faible minimum relatif, centré sur la faille Hung Yen; au nord-est de ce maximum, l'anomalie de Bouguer décroît régulièrement, puis devient relativement constante entre les kilomètres 12 (faille Thai Binh) et 14. Ensuite, entre les failles Kien Xuong et Vinh Ninh, l'anomalie présente un minimum de faible amplitude suivi d'un maximum relatif également de faible amplitude; enfin, au nord-est de la faille Vinh Ninh, l'anomalie gravimétrique décroît très lentement.

Selon Blakely (1995), les maximum locaux du module du gradient horizontal coïncident à peu près avec les limites horizontales de domaines homogènes présents dans le sous-sol de la zoné étudiée. L'emplacement de ces maximum constituent donc des contraintes importantes pour la modélisation de la distribution de densité. La figure 4.24b présente les variations du module du gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer le long du profil,

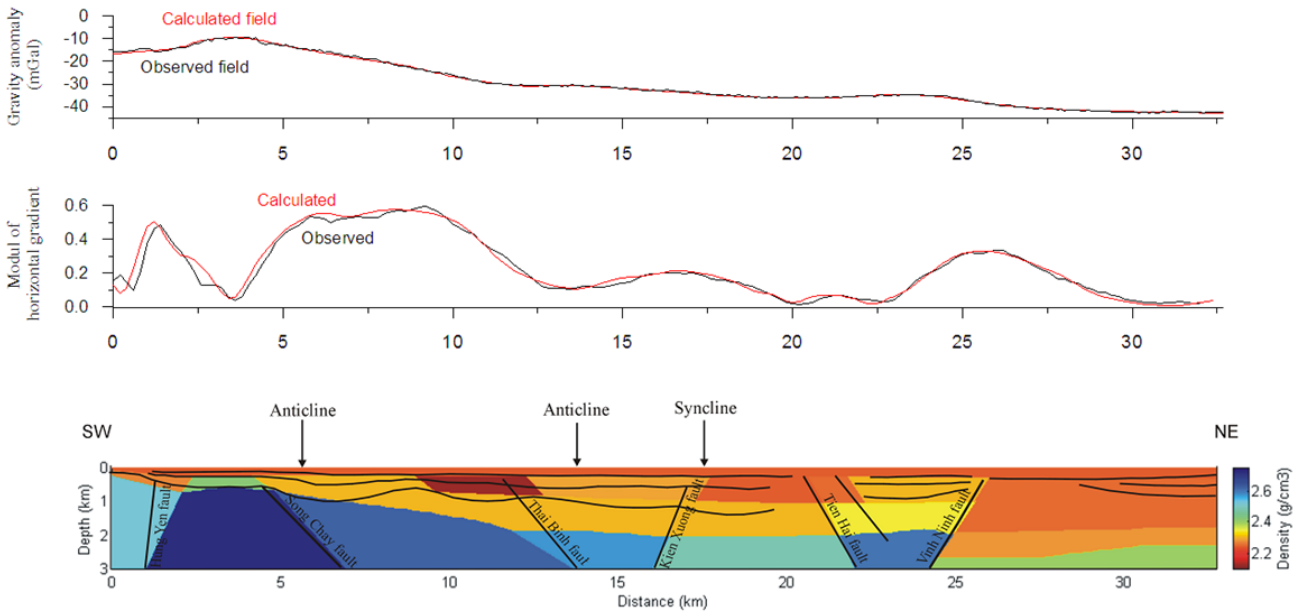


Figure 4.24: *a (panneau du haut) : Anomalies gravimétriques observée (courbe noire) et calculée du modèle (courbe rouge).*
b (panneau du milieu): Module du gradient horizontal du champ anomalie
c (panneau du bas): Coupe de densité obtenue par inversion de l'anomalie gravimétrique observée.

4.3.3 Modèle gravimétrique des premiers kilomètres

Le programme MGWIN (Hermann Zeyen, communication personnelle) a été utilisé pour calculer l'anomalie de Bouguer associée à des corps allongés, en supposant que l'hypothèse 2-D peut être également utilisée ici pour interpréter les mesures gravimétriques. Ce programme possède une interface graphique qui en rend l'utilisation facile pour une inversion par essais et erreurs, que nous avons utilisée pour interpréter les données gravimétriques.

Le modèle utilisé ici est composé d'un nombre limité de blocs homogènes, sans aucun lissage. La définition du modèle initial (positions, géométries et densités des différents blocs) a été faite à partir des informations disponibles : position des maximum du gradient horizontal, distribution de la résistivité électrique dans la coupe géoélectrique, localisation des failles, et informations sur la profondeur des différentes formations géologiques déduites de forages effectués au voisinage du profil.

La coupe de densité obtenue par inversion des mesures gravimétriques est présenté en figure 4.24c; l'anomalie de Bouguer correspondante, ainsi que son gradient horizontal sont présentées en figures 4.24a et 4.24b.

Cette coupe de densité présente une couche superficielle de faible densité, dont l'épaisseur est comprise entre 200 m et 300 m: elle correspond à l couverture sédimentaire pliocène et quaternaire. Sous cette couche superficielle, les résultats obtenus montrent clairement l'existence, du sud-ouest au nord-est, de sept domaines dont les limites correspondent aux failles majeures. Contrairement

à ce qui est observé pour la résistivité électrique, les failles Kien Xuong et Tien Hai correspondent clairement à des limites entre blocs où les densités et leurs variations avec la profondeur sont très différentes. Les résultats de l'inversion montrent également que la densité augmente partout avec la profondeur, ce qui est en accord avec les mesures en forage disponibles. La variation de la densité avec la profondeur est cependant différente d'un bloc à l'autre, et la profondeur du toit du bloc profond plus dense augmente du sud-ouest vers le nord-est.

La corrélation entre les limites en profondeur des différentes unités géologiques et celles des différents blocs homogènes de densité différente n'est cependant pas aussi claire que celles observées pour la coupe géoélectrique. Cette relative absence de corrélation résulte probablement de la faible résolution des données gravimétriques en ce qui concerne les variations de la densité avec la profondeur, et du fait que le contraste de densité entre les différentes formations géologiques reste relativement faible.

4.4 Discussion

Nous avons utilisé les coupes transversales de résistivité électrique et de densité obtenues dans cette étude, ainsi que des informations sur la profondeur des différentes formations géologiques déduites de données géologiques et géophysiques (notamment pour des forages effectués au voisinage du profil) auxquelles j'ai eu accès mais qui ne sont pas publiables, pour définir des blocs homogènes en ce qui concerne la résistivité électrique et la densité. Les blocs ainsi obtenus sont présentés sur les coupes de résistivité électrique et de densité (figures 4.25a et 4.25b, respectivement). Dans certains cas, de légères discordances existent entre la profondeur de limites entre blocs déduites de la coupe électrique et celles déduites de la coupe de densité. Ces écarts sont interprétés en termes d'incertitudes sur les modèles, et les limites entre blocs déduites de la coupe électrique sont choisies parce que les contrastes de résistivité électrique sont plus importants que ceux de densité.

Nous avons comparé les limites de blocs déduites de l'inversion des données MT et gravimétriques avec celles déduites des observations géologiques en forage qui sont disponibles au voisinage du profil MT. Cette comparaison montre qu'il y a une bonne concordance entre l'information géologique déduite des forages et la définition des blocs déduite des coupes électrique et de densité. Il a été ainsi possible de définir un âge géologique pour les blocs recoupés par les forages, et d'extrapoler ensuite ces datations à l'ensemble de la coupe. La figure 4.25c présente la coupe géologique ainsi obtenue ; la nomenclature des blocs est décrite dans le Tableau 4.3.

La coupe transversale géologique et géophysique présentée en figure 4.25c montre la structure de la Zone Sud-Ouest de soulèvement et de la Zone Centre de subsidence, jusqu'à une profondeur de 3 km. Bien que cette limitation de profondeur ne nous permette pas d'atteindre la limite entre la couverture sédimentaire et le socle Cénozoïque, cette coupe transversale montre clairement les

principales caractéristiques de la structure tectonique de la dépression de Ha Noi :

• Le zonage et la distribution de petites structures dans chaque zone

• L'épaisseur des unités stratigraphiques et la variation de cette épaisseur du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

• La discordance angulaire et la concordance observées entre les différentes unités stratigraphiques permettent de diviser la section en deux structures tectoniques séparées par la limite entre les formations Miocène et Pliocène.

• Le pendage des failles et de leur déplacement vertical, en particulier dans le cas de la faille inverse Ninh Vinh.

• La pénétration des failles dans les différentes couches sédimentaires.

Les caractéristiques mentionnées ci-dessus nous permettent de reconstituer l'évolution au cours du Cénozoïque de la zone étudiée, et de contribuer ainsi à la compréhension du développement du bassin de la rivière Rouge. La coupe présentée figure 4.25c, complétée par les données géologiques existantes, nous permet ainsi de résumer l'évolution de la zone étudiée et d'en décrire les principales étapes (voir tableau 4.4).

La coupe présentée en figure 4.25c fournit également des informations utiles sur la présence d'éventuelles réserves en gaz et/ou hydrocarbures dans la région. Les résultats de précédentes campagnes d'exploration pétrolière conduites dans la région montrent que les réserves actuelles en hydrocarbures résultent de l'accumulation de matières organiques déposées durant le Miocène et l'Oligocène-Moyen. Une fois formés, les hydrocarbures percolent le long des failles vers les couches supérieures, et s'accumulent dans des structures favorables, les pièges à hydrocarbures. Au sud-ouest de la faille inverse Ninh Vinh, les structures géologiques présentent des caractéristiques qui favorisent la présence de pièges à hydrocarbures parce que, durant la phase de compression, la contrainte Nord-Est - Sud-Ouest s'est traduite par la formation de dômes structuraux le long de la faille, créant ainsi des pièges à hydrocarbures. Le champ de gaz de Tien Hai a été découvert dans cette région en 1975. Ce champ de gaz est situé dans le bloc EM-OL_5. La figure 4.25c montre que les blocs l'EM-OL_3 et EM-OL_5 ont des densités et des résistivités électriques similaires ; cette figure montre aussi qu'ils sont tous deux situés à proximité des failles inverses et à la même profondeur. Ces similitudes suggèrent que le bloc EM-OL_3 est potentiellement riche en hydrocarbures et/ou en gaz.

Enfin, la figure 4.25c confirme que les recherches de pétrole et de gaz conduites ces dernières années dans les anticlinaux Tien Hai et Kien Xuong sont tout à fait fondées.

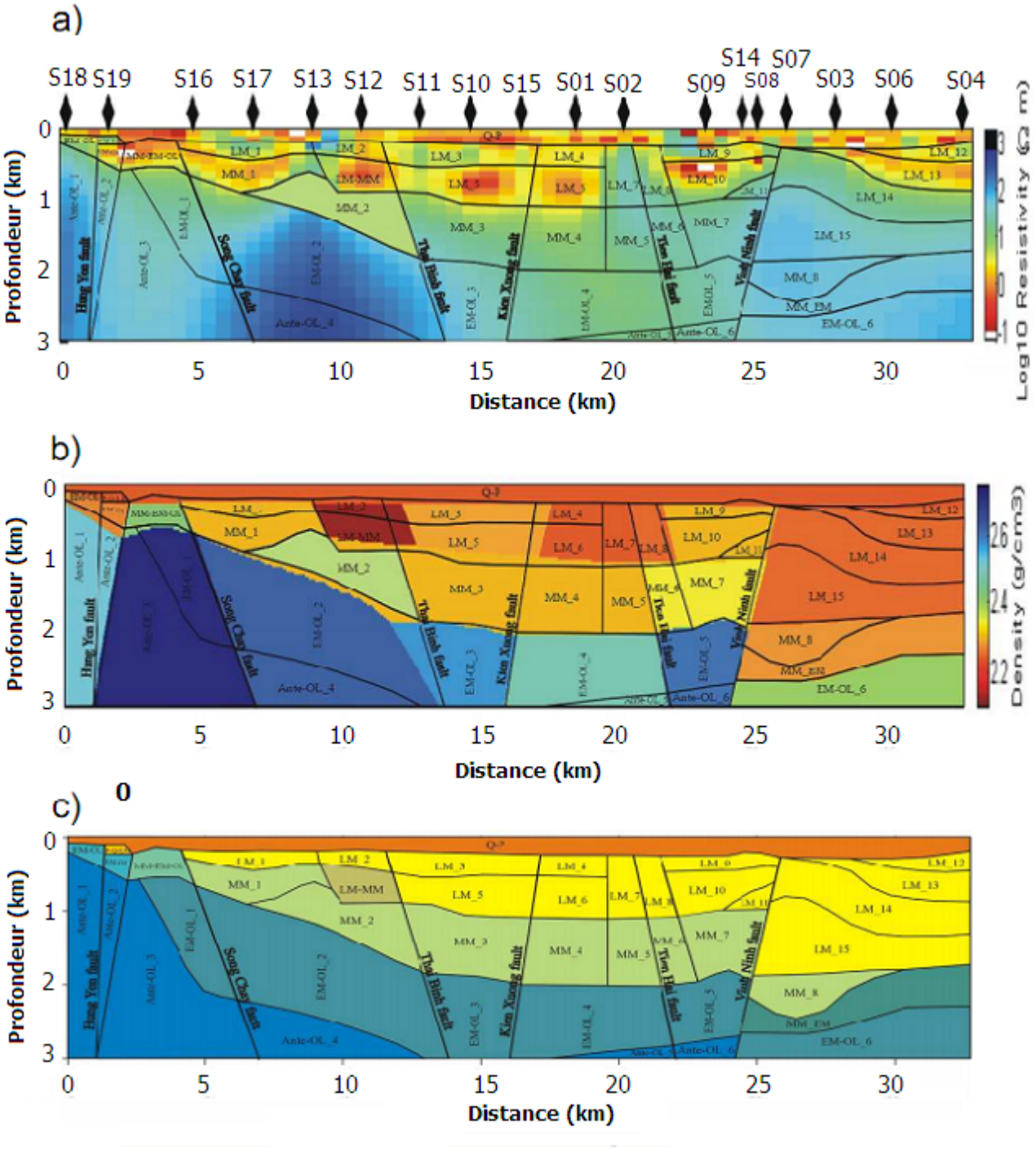


FIGURE 4.25: *(a) Résultat de l'inversion Occam 2D avec indication de la localisation des failles majeures et des limites des unités structurales, (b) Résultat de l'inversion des données de gravité avec indication de la localisation des failles majeures et des limites des unités structurales, (c) Coupe géologique et géophysique sud-ouest - nord-est construite à partir des données MT et gravimétriques, et des observations in situ aux forages de la dépression de Hanoi.*

Nom du bloc	Age géologique	Formation	Résistivité ($\Omega.m$)	Densité (g/cm^3)
Q-P	Quaternary, Pliocene	KX, HD, Vinh Bao	0,5-4	2,24
EM-OL	Early Miocene, Oligocene	Phong Chau	10	2,27
Q-P-LM	Quaternary, Pliocene, Late Miocene	Vinh Bao, Tien Hung	12	2,24
EM-OL	Early Miocene, Oligocene	Phong Chau	5	2,3
MM-EM-OL	Middle-Early Miocene, Oligocene	Phu Cu, Phong Chau	1-6	2,42
LM1	Late Miocene	Tien Hung	3-15	2,29
LM2	Late Miocene	Tien Hung	3-15	2,12
LM3	Late Miocene	Tien Hung	3-15	2,29
LM4	Late Miocene	Tien Hung	3-5	2,24
LM5	Late Miocene	Tien Hung	3-15	2,29
LM6	Late Miocene	Tien Hung	3-15	2,24
LM7	Late Miocene	Tien Hung	10-100	2,24
LM8	Late Miocene	Tien Hung	6-90	2,25
LM9	Late Miocene	Tien Hung	3-15	2,3
LM10	Late Miocene	Tien Hung	0,5-5	2,3
LM11	Late Miocene	Tien Hung	10-100	2,3
LM12	Late Miocene	Tien Hung	3-15	2,25
LM13	Late Miocene	Tien Hung	1-6	2,25
LM14	Late Miocene	Tien Hung	10-60	2,25
LM15	Late Miocene	Tien Hung	50-100	2,25
LM-MM	Late-Middle Miocene	Tien Hung, Phu Cu	0,5-5	2,2
MM1	Middle Miocene	Phu Cu	1-10	2,34
MM2	Middle Miocene	Phu Cu	10-100	2,34
MM3	Middle Miocene	Phu Cu	8-50	2,34
MM4	Middle Miocene	Phu Cu	5-20	2,34
MM5	Middle Miocene	Phu Cu	10-60	2,34
MM6	Middle Miocene	Phu Cu	10-60	2,34
MM7	Middle Miocene	Phu Cu	10-60	2,34
MM8	Middle Miocene	Phu Cu	50-100	2,28
EM-OL_1	Early Miocene, Oligocene	Phong Chau, Dinh Cao	10-200	2,72
EM-OL_2	Early Miocene, Oligocene	Phong Chau, Dinh Cao	10-300	2,62
EM-OL_3	Early Miocene, Oligocene	Phong Chau, Dinh Cao	50-100	2,57
EM-OL_4	Early Miocene, Oligocene	Phong Chau, Dinh Cao	20-80	2,48
MM-EM	Middle - Early Miocene	Phu Cu, Phong Chau	50-100	2,28
EM-OL_5	Early Miocene, Oligocene	Phong Chau, Dinh Cao	20-100	2,6
EM-OL_6	Early Miocene, Oligocene	Phong Chau, Dinh Cao	50-100	2,4
Ante-OL1	Ante-Oligocene	Phu Tien, Substratum	20-300	2,52
Ante-OL2	Ante-Oligocene	Phu Tien, Substratum	10-100	2,52
Ante-OL3	Ante-Oligocene	Phu Tien, Substratum	10-200	2,72
Ante-OL4	Ante-Oligocene	Phu Tien, Substratum	100-300	2,62
Ante-OL5	Ante-Oligocene	Phu Tien, Substratum	20-80	2,48
Ante-OL6	Ante-Oligocene	Phu Tien, Substratum	20-100	2,6

TABLE 4.3: *Synthèse des propriétés géologique et géophysique du sous-sol au-dessous les profils. Les mots abrégés : KX pour Kien Xuong ; HD pour Hai Duong ; VB pour Vinh Bao.*

N°	Caractéristique	Temps (Ma)
5	Dépôt des sédiments du Pliocène et du Quaternaire. L'épaisseur de ces sédiments est typiquement d'environ 300 m et varie légèrement dans le sens horizontal. Ils recouvrent en discordance les sédiments plus anciens.	5 jusqu'à maintenant
4	L'érosion et la troncature des structures d'inversion.	5,5 - 5
3	Le mouvement dextre le long de la zone de faille de la Rivière Rouge. Inversion tectonique provoquant par la compression NE-SO a formé les anticlinaux Kien Xuong et Tien Hai, le synclinal Phuong Ngai, et la faille inverse Vinh Ninh.	7 (ou 8) - 5,5
2	Mouvement senestre le long de la zone de faille de la Rivière Rouge continue faiblement.	15 - 7 (ou 8)
1	Mouvement senestre le long de la zone de faille de la Rivière Rouge accompagné par la rotation dans le sens des aiguilles d'une montre du bloc Indochine entraîne la subsidence des structures anciennes, formant le bassin de Hanoi.	38 - 15

TABLE 4.4: *Evénements marquant les principales étapes de l'évolution du bassin de Ha Noi. Ce synthèse est basée sur les travaux de Phach (1996); Nielsen et al. (1999); Vu et Hung (2002).*

Chapter 5

Etude de la faille de Saigon

Les sondages magnétotelluriques étudiés dans ce chapitre ont été effectuées afin d'obtenir une description de la structure géoélectrique de la croûte dans la région de la faille de la Rivière Saigon jusqu'à quelques kilomètres de profondeur, et de localiser la faille de la Rivière Saigon.

Les résultats présentés dans ce chapitre font l'objet d'un article :

"Etude de la structure de la croûte dans la région de la faille de la Rivière Saigon par la méthode magnétotellurique" (Nghien cuu cau truc vo Trai Đat ngang qua đut gay Song Saigon bang phuong phap tu tellua, en Vietnamien)

par Viet-Hung Luu, Michel Menvielle, Minh LeHuy, Thanh-Son Vo, Chien-Thang Nguyen, Guy Marquis and Dinh-Trieu Cao,

soumis au Journal des Sciences de la Terre (Tap chi cac Khoa học ve Trai Đat).

5.1 Contexte géologique

Le bloc Indochine est contigu au bloc Sud-Chine au nord-est, à la mer l'Est à l'est et au bloc Sundaland au sud-ouest. L'individualisation du bloc Indochine a commencé au Néoprotérozoïque (1000-650 Ma) et ce bloc était encore une région de socle stable au Dévonien (400 Ma), (Pham Van Quang, 1985). Durant l'Eocène, la collision entre la plaque indienne et la plaque eurasienne a causé le glissement du bloc Indochine vers le sud-est le long de la zone de faille de la Rivière Rouge (principale) et le long de la zone de faille de Three Pagodas-Mae Ping (en Thaïlande et en Birmanie). Cette collision a également causé des déformations dans la structure du bloc Indochine.

Dans la partie est-sud-est du bloc Indochine, l'activité tectonique engendrée par la collision a détruit les structures ante-cénozoïques et créé la zone basse de Can Tho et la zone élevée de Da Lat:

– la zone basse de Can Tho est un fossé constitué entièrement 1) de sédiments cènozoïques de l'Eocène au Quaternaire classés en six formations: Cu Lao Dung (Eocène), Tra Cu (Oligocène), Phung Hiep (Miocène), Can Tho (Pliocène), Ba Mieu (Pliocène supérieur-

Pleistocène inférieur), Cu Chi (Pleistocène moyen et supérieur) et 2) de sédiments de l'Holocène. Les sédiments cènozoïques dont l'épaisseur maximale est de 2100 m (Cat Nguyen Hung et al., 2009) recouvrent des roches éruptives du Crétacé;

– la zone élevée de Da Lat est composée des sédiments de la formation de Di Linh et de croûte d'altération recouvrant d'anciennes roches (Tran Duc Luong, 2006). Les sédiments de la formation de Di Linh sont des sédiments du Miocène et du Pliocène; cette formation est appelée système néogène non divisé. La croûte d'altération date du Quaternaire et comporte des produits d'altération des roches basaltiques du Pliocène-Pleistocène. Dans cette zone, il n'y a pas de sédiments de l'Oligocène et de l'Eocène en raison de la tectonique de surrection durant le Cénozoïque.

Entre les zones de Can Tho et Da Lat, il y a une zone de transition, située vers la région de Ho Chi Minh Ville. Une section géologique de cette zone de transition, orientée sud-ouest - nord-est et traversant Ho Chi Minh Ville est présentée sur la figure 5.2. Le début du profil est vers la zone basse de Can Tho, et la fin du profil vers la zone élevée de Da Lat. Cette figure montre que:

- le substratum est composé des roches du Jurassique et du Crétacé. La profondeur au substratum est de 340 m au début du profil. Le substratum est soulevé le long de la section géologique et il émerge à la surface à une altitude de 40 m à la fin du profil;

- le substratum est recouvert par des sédiments du Néogène et du Quaternaire. Il n'y pas de sédiments du Paléogène dans la structure de la couverture sédimentaire.

- l'épaisseur de la couverture sédimentaire diminue vers le nord-est.

On constate que la structure géologique de cette zone de transition traduit à la fois les propriétés structurales de la zone basse de Can Tho et de la zone élevée de Da Lat. Les deux zones de Can Tho et de Da Lat sont séparées par la faille de Saigon (voir figure 5.1). Cette faille charnière orientée dans la direction nord-ouest - sud-est, s'étend du Cambodge à la Mer de l'Est du Viet Nam, le long de la limite nord-ouest - sud-est de Ho Chi Minh Ville. Dans le cadre des activités sismiques de la région, elle est classée en deuxième grade, qui est le grade des failles de Binh Long-Binh Chau, de la Rivière Vam Co Dong, de la Rivière Hau... Les failles classées en premier grade sont la faille de Thuan Hai-Minh Hai, la faille de Ba Thap...

Les données géologiques des forages LK816 et LK817 situés au voisinage de la localisation supposée de la faille de Sai Gon (indiquée par F1 sur la figure 5.2) montrent des variations importantes de la profondeur du substratum et de celle des composantes de la couverture sédimentaire entre ces deux forages.

5.2 Contexte géophysique

Plusieurs campagnes de mesures géophysiques ont été effectuées dans le passé afin d'étudier la structure géologique du sud du Viet Nam en général, et celle de la région de Ho Chi Minh Ville

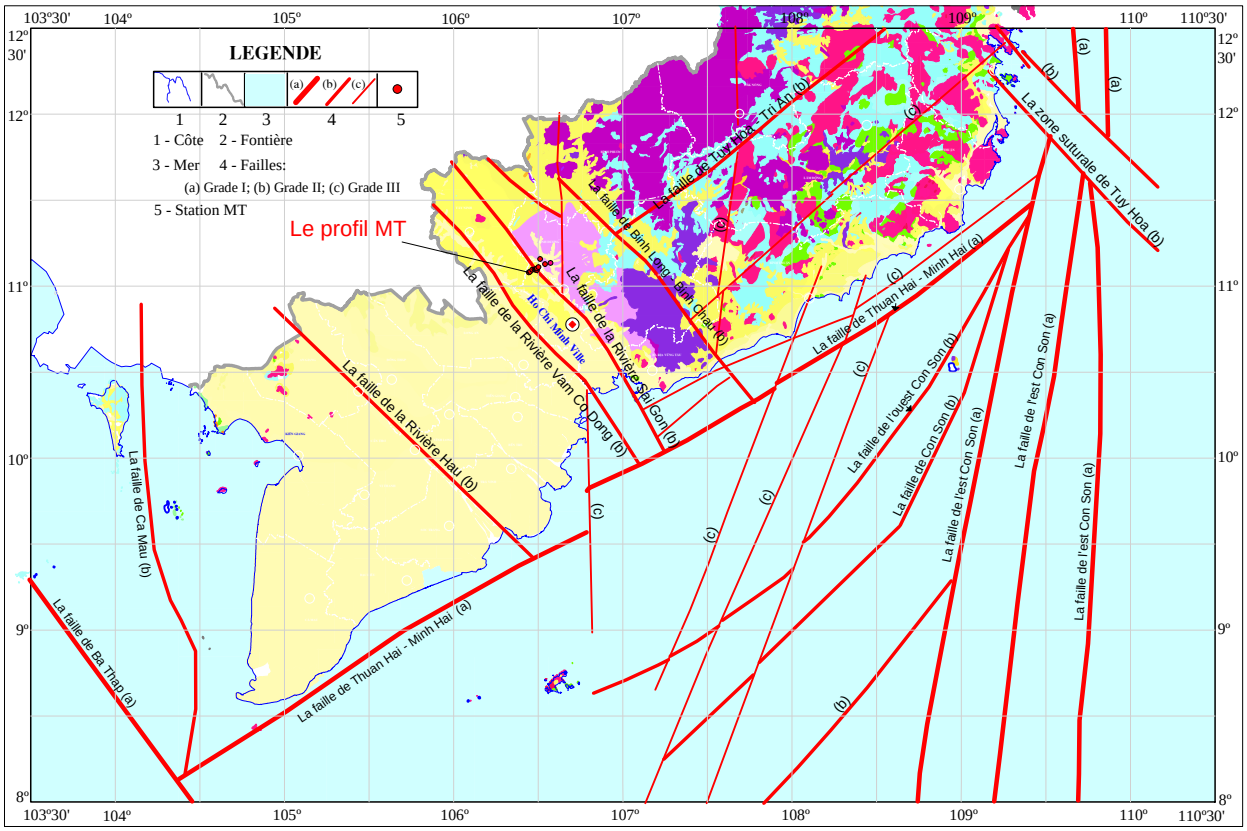


Figure 5.1: *Carte géologique du sud Viet Nam et des grandes failles qui peuvent provoquer des séismes dans cette région (après Cat Nguyen Hung et al., 2009). Les stations du profil MT recoupant la faille de la Rivière Sai Gon sont indiquées par les points ronds rouges.*

en particulier. Les premières données géophysiques sont les données aéromagnétiques acquises par l'armée américaine dans les années 1967-1968 au sud du Viet Nam. Ces données ont été analysées par Bossum W., Kind E. G. et Ho Manh Trung en 1971 pour déterminer la profondeur du substratum dans la région de Nam Bo (approximativement, la zone de Can Tho) et ses caractéristiques tectoniques.

La fédération de physique et de géologie Vietnamienne a collecté, dans la partie sud du pays, des données gravimétriques et radioactives (1976 - 1985), ainsi que des données aéromagnétiques (1987 - 2000). Ces données sont échantillonnées aux noeuds d'un réseau avec des mailles de 5 km x 5 km.

Dans la partie de la zone basse de Can Tho limitée vers le nord-est par la faille de la Rivière Vam Co Dong, des données gravimétriques ont par ailleurs été acquises entre 1981 et 1987, dans le cadre de prospections pétrolières, avec une station de mesure tous les kilomètres ou tous les 500 m.

Un sondage géoélectrique profond a été réalisé dans la région de Ho Chi Minh Ville par Nguyen

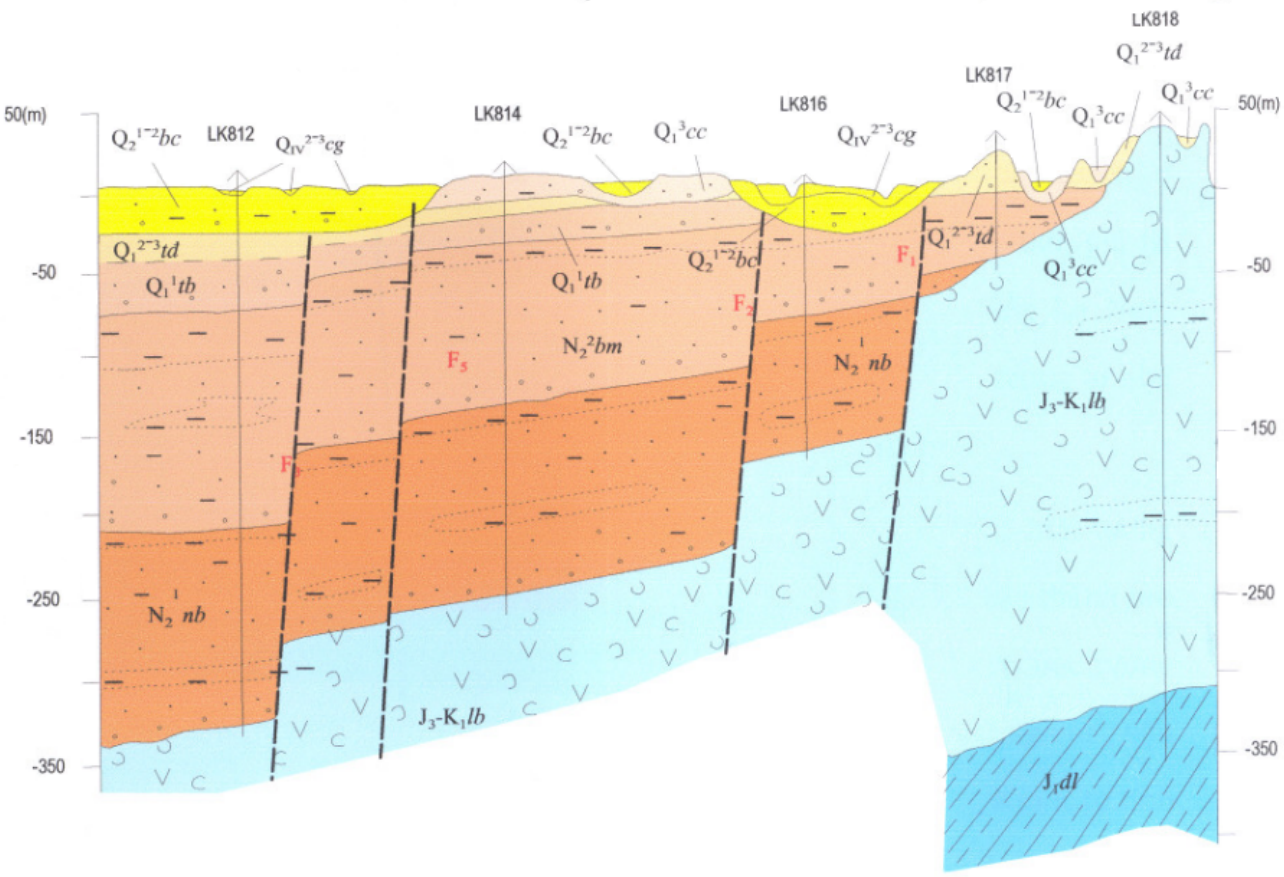


Figure 5.2: *Coupe géologique au travers de la Ville Ho Chi Minh, du sud-ouest vers le nord-est (tirée de Nguyen Ngoc Thu, 2004)*

Ngoc Thu, en 1985-1986, pour établir la carte géologique de la ville. Près de 400 stations de mesure ont été occupées durant cette campagne. Elles sont disposées aux noeuds d'un réseau avec des mailles de 1,5 km x 4 km, avec une distance maximale de 3-4 km entre les électrodes A et B. Depuis 1987, plusieurs campagnes de sondage géoélectrique profond ont été effectuées dans le cadre de missions de recherche de l'eau souterraine pour la ville. Ces sondages géoélectriques ont permis d'étudier la structure électrique des sédiments cénozoïques de la région sondée.

Des forages géophysiques ont été réalisés dans le cadre de recherches d'eau souterraine et de l'établissement de la carte géologique au 1/50 000 de la ville. Les données ainsi mesurées en forage sont la résistivité, le potentiel électrique et les rayons gamma. Elles aident à déterminer les frontières des couches sédimentaires.

Dans le cadre du projet "Microzonage séismique pour le territoire de Ho Chi Minh Ville" dirigé par Cat Nguyen Hung (2009), un grand nombre de données géophysiques a été acquis à l'aide de méthodes diverses :

- l'équipe des scientifiques du laboratoire de géodynamique de l'Institut de Géophysique de Hanoi a utilisé 4 846 stations gravimétriques sur le territoire de la ville pour établir la carte gravimétrique au 1/250 000, et effectué des mesures dans 6 448 stations le long de profils pour établir

la carte gravimétrique au 1/50 000. Ces données ont été utilisées pour interpréter la structure du substratum ante-cènozoïque de la région;

- des mesures sismiques ont été effectuées, entre novembre 2006 et novembre 2008, aux quatre observatoires séismiques de La Nga, Dau Tieng, Chau Thanh, Ba Ria Vung Tau installés dans les provinces autour de Ho Chi Minh Ville. Ces données ont permis de déterminer les localisations et les magnitudes des séismes qui se sont produits durant cette période: les localisations sont concentrées près des failles et les magnitudes indiquent le niveau d'activité des failles;

- des campagnes de mesure sismiques de la réfraction ont été effectuées: 1 285 stations ont été utilisés le long de profils pour 1) déterminer l'épaisseur des couches sédimentaires, 2) déterminer le déplacement vertical causé par les failles, et 3) en déduire l'activité des failles;

- cent quatre vingt stations de microsismique ont été utilisées sur 5 faciès géologiques différents dans la ville, afin de déterminer leurs facteurs d'amplification des oscillations lorsqu'un séisme se produit;

- six stations GPS ont été installées pour surveiller le déplacement relatif de part et d'autre des failles. Ces mesures ont montré que la faille de la Rivière de Sai Gon est en déplacement dextre avec une vitesse de 2 mm par an;

- le profil MT analysé dans ce chapitre a été réalisé dans le cadre du projet de microzonage séismique de la ville.

5.3 Le profil MT

5.3.1 La campagne de terrain

En avril-mai 2007, un profil MT comportant 15 stations nommées de C01 à C15 a été effectué pour étudier la faille de Rivière de Sai Gon. Ce profil est perpendiculaire à la faille, depuis le district de Cu Chi, Ho Chi Minh Ville, au sud-ouest jusqu'au district de Ben Cat, Binh Duong, au nord-est; il s'étend sur une distance de 15,5 km (figure 5.1). Le caractère C dans le nom des stations veut dire "Cu Chi" et le numéro indique l'ordre d'occupation de la station durant la campagne de mesure. La position des stations (sauf C03, C10 et C15) du profil est présentée sur le Tableau 5.1.

Dans cette région, la densité de population est moins forte que dans la région du delta du Fleuve Rouge : la recherche de sites pour installer les stations de mesure a donc été facile et rapide. Les stations MT ont été installées dans des herbages de la société laitière de Ho Chi Minh Ville, dans les forêts d'hévéas du territoire de la province Binh Duong ou dans des champs de riz récoltés.

Les opérations sur le terrain ont été conduites comme pour le profil dans la dépression de Ha Noi (cf. chapitre 4). Les données ont été enregistrées sur les mêmes cinq gammes de périodes : G1, G2, G3, G5 et G7.

En enregistrant les données, on a constaté que les varaitions du champ électromagnétique observées dans cette région sont plus fortes que celles observées dans le nord. Les facteurs d'amplifi-

Station	Latitude	Longitude	Altitude
C06	11°4.788'	106°26.652'	37m
C08	11°5.003'	106°27.045'	15m
C04	11°5.729'	106°27.841'	23m
C09	11°5.882'	106°28.638'	23m
C12	11°5.728'	106°28.961'	22m
C05	11°5.857'	106°29.184'	15m
C13	11°5.629'	106°29.503'	20m
C07	11°6.188'	106°29.492'	37m
C01	11°6.645'	106°30.063'	22m
C14	11°9.478'	106°30.669'	45m
C02	11°7.742'	106°32.379'	50m
C11	11°8.087'	106°34.375'	15m

Table 5.1: Position des stations MT du profil Cu Chi - Ben Cat.

cation utilisés ici lors de l'enregistrement des signaux sont donc dix fois plus faibles ici que ceux utilisés dans le Nord du Vietnam.

5.3.2 Traitement des données

Les données enregistrées le long de ce profil ont été traitées de façon analogue à celles enregistrées le long du profil Nord, qui traverse le bassin de Ha Noi (cf. chapitre 4). Seules les informations spécifiques à ce profil et les résultats obtenus seront présentés dans ce qui suit.

Elimination des données de mauvaise qualité

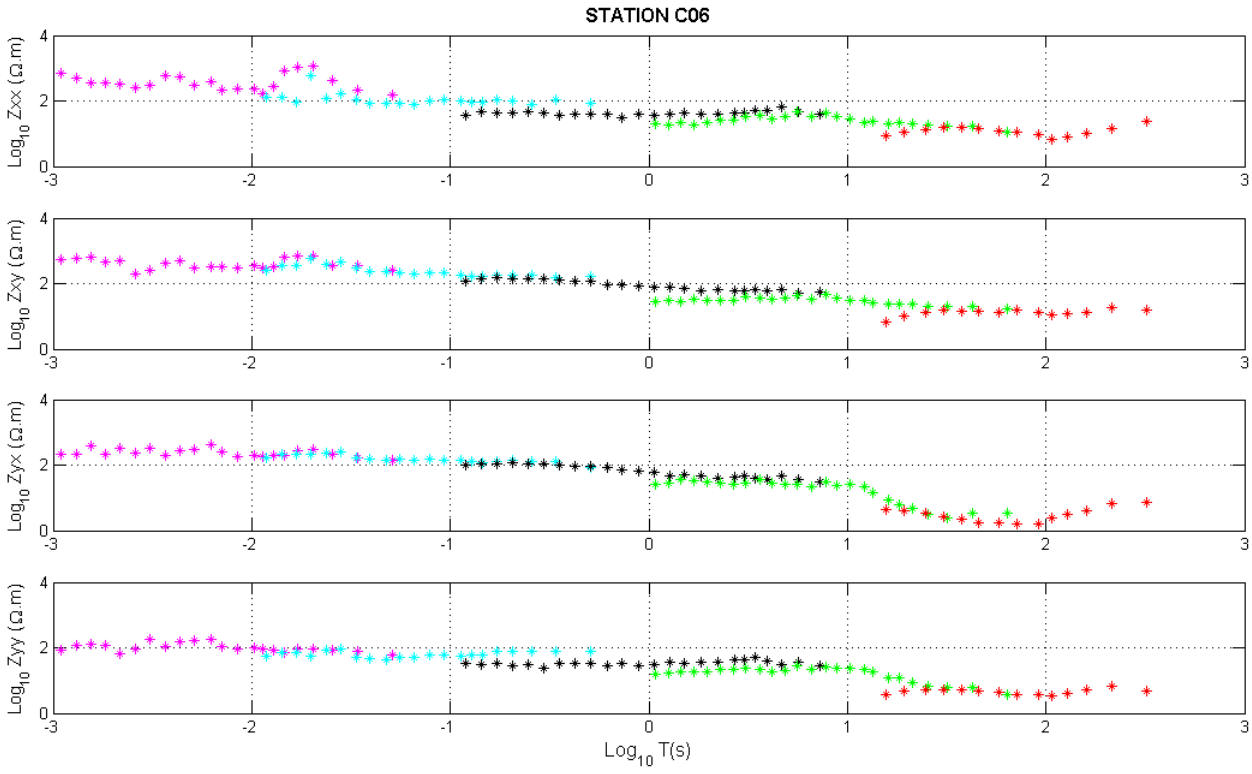
L'examen visuel du tracé des données enregistrées en chaque station du profil montre qu'il y a trois stations C03, C10 et C15 dont la qualité des données est mauvaise. Les données de ces trois stations sont éliminées du traitement et le profil comporte désormais 12 stations.

Pour chaque station restante, l'examen visuel du tracé des données ne montre aucun bloc de mauvaise qualité à éliminer lors du traitement.

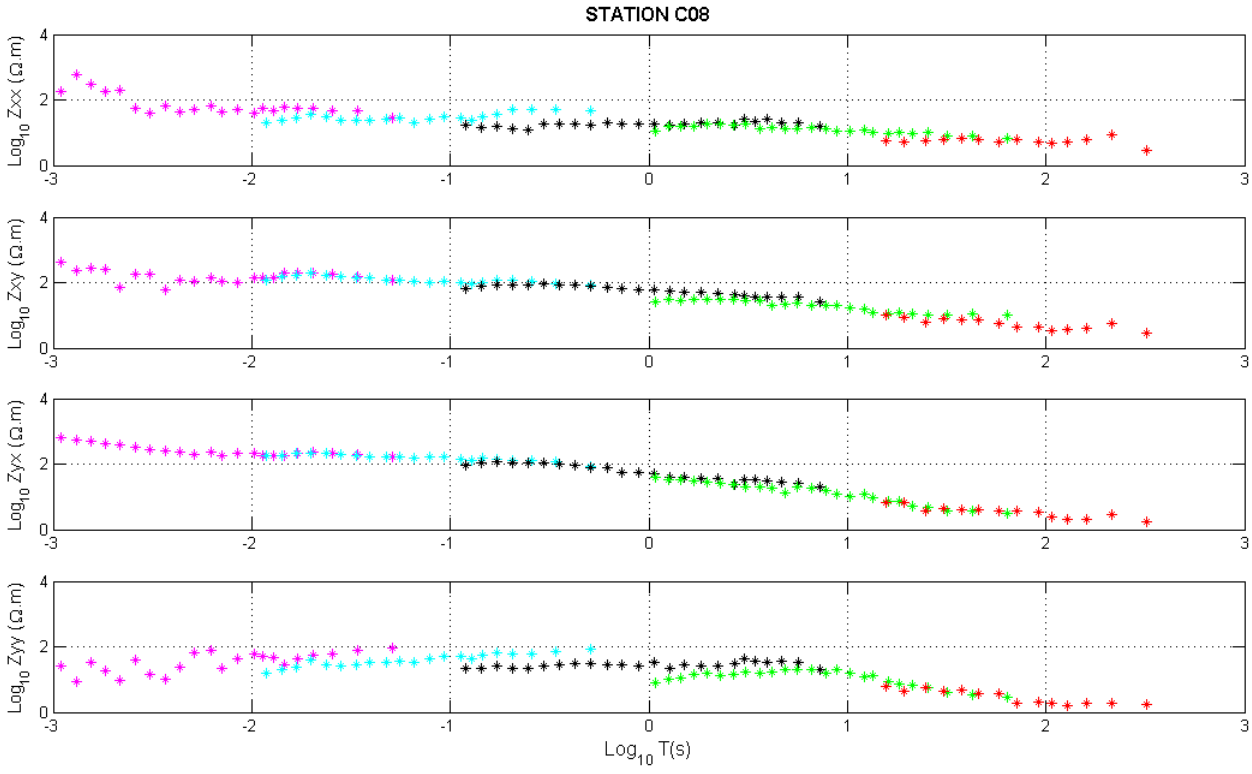
Calcul du tenseur d'impédance :

A chaque station du profil, les composantes du tenseur d'impédance ont été estimées indépendamment pour chaque gamme de période. Les résultats ainsi obtenus pour les cinq gammes de périodes et pour toutes les stations du profil sont présentés figures 5.3, 5.4, 5.5, 5.6, 5.7 et 5.8 en suivant l'ordre des positions des stations sur le profil du sud-ouest au nord-est. Ces figures montrent que, dans la plupart des cas, les composantes des tenseurs d'impédance se raccordent bien d'une gamme à l'autre.

Pour les stations C01 et C02 cependant, les éléments Z_{xy} et Z_{yy} ne se raccordent pas entre les gammes G2 et G3: ces éléments présentent une tendance croissante pour les gammes G1 et G2, alors qu'elles présentent une tendance décroissante pour la gamme G3. Le comportement des éléments du tenseur aux autres stations pour ces deux gammes suggère que ce sont les déterminations

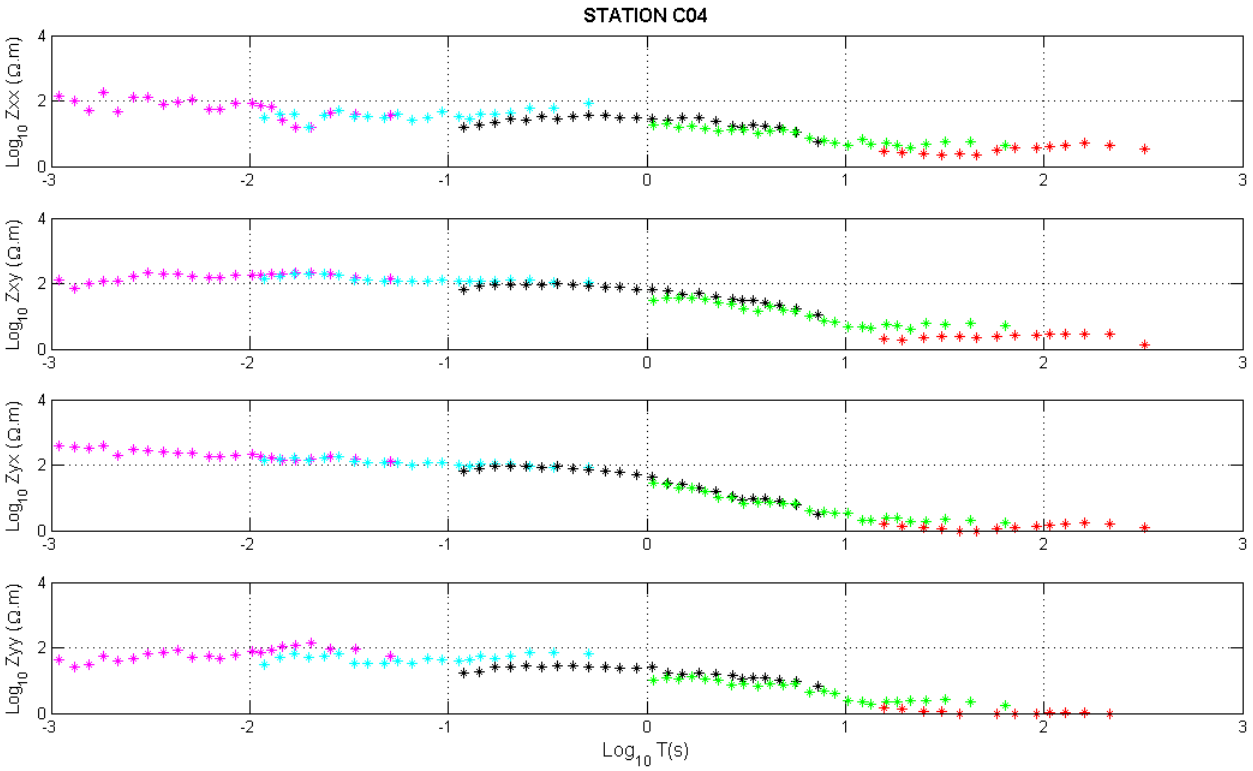


(a)

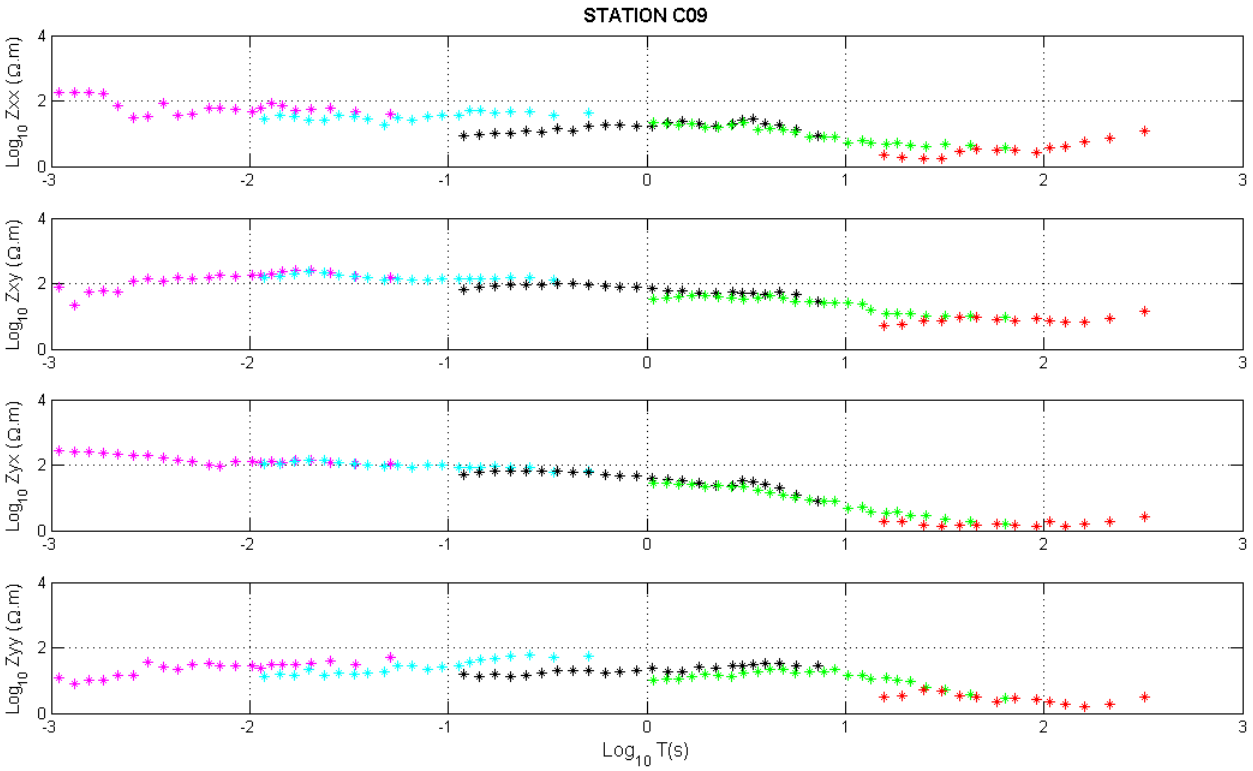


(b)

Figure 5.3: *Valeurs des éléments du tenseur d'impédance calculés à partir des données enregistrées pour les gammes de période G1 (en magenta), G2 (en cyan), G3 (en noir), G5 (en vert) et G7 (en rouge)*

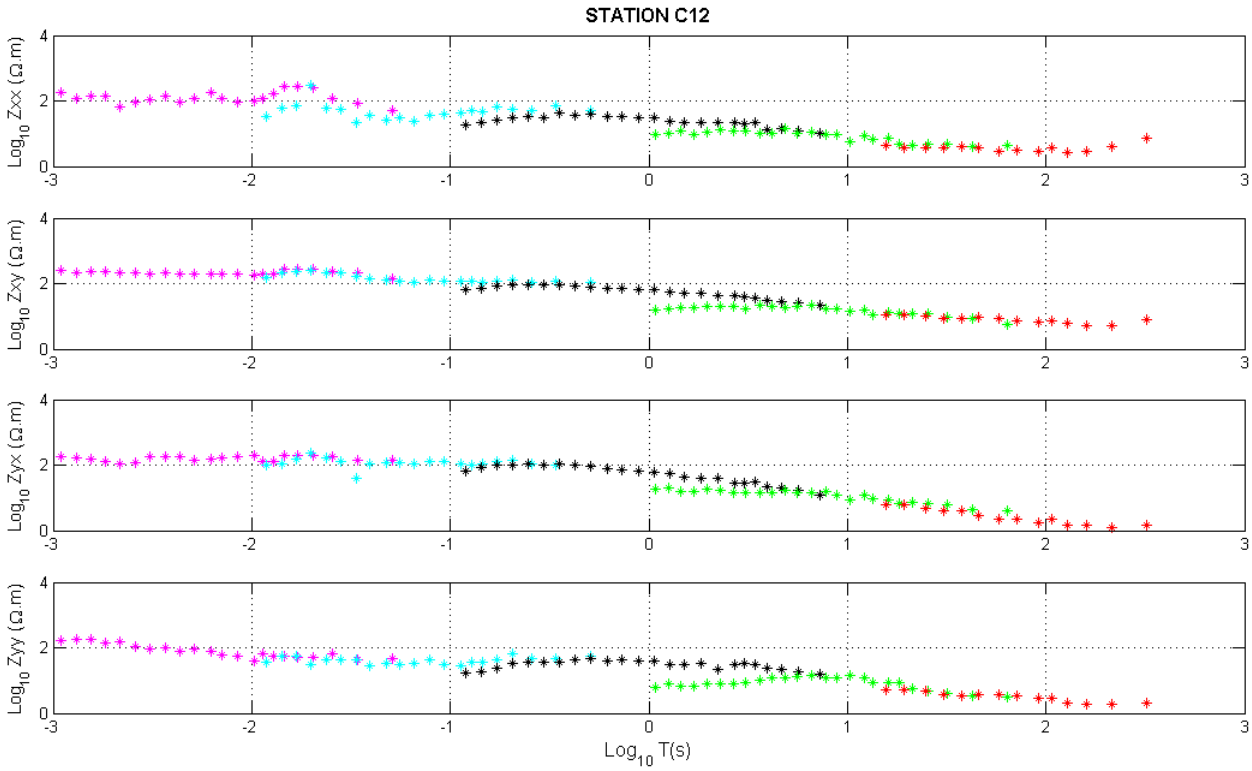


(a)

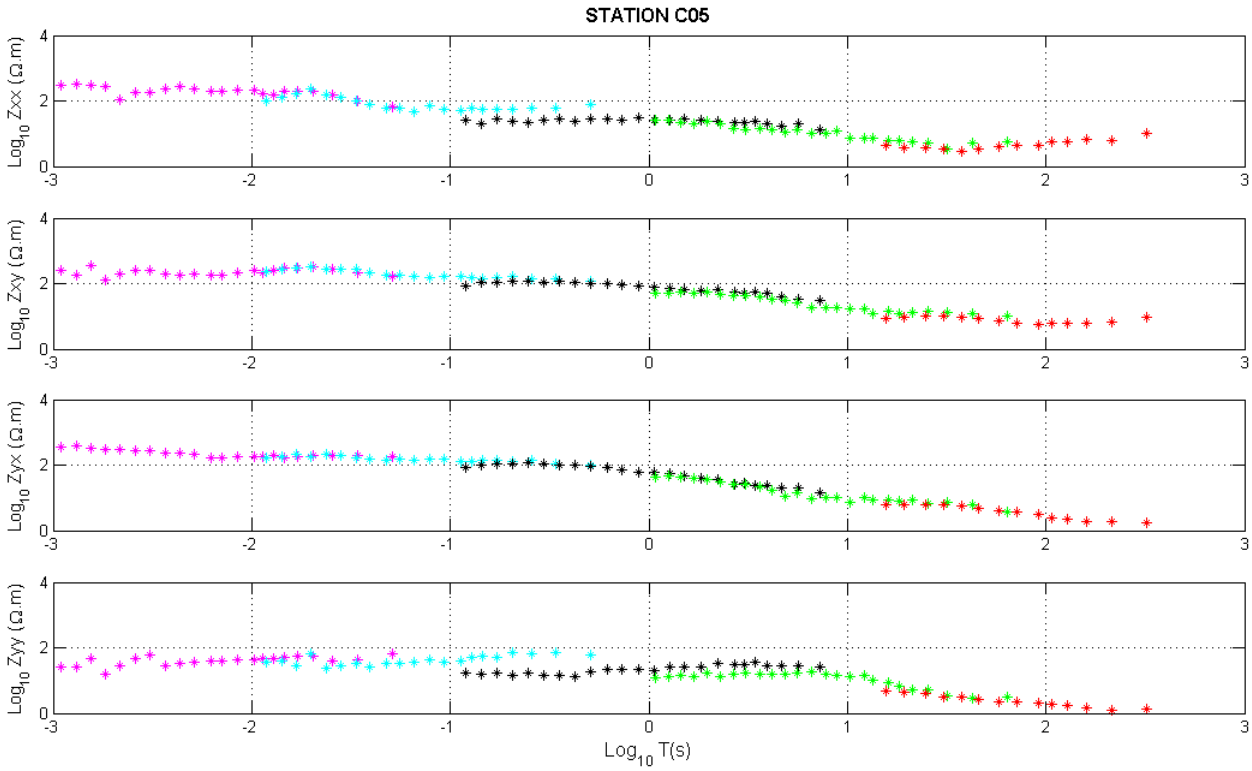


(b)

Figure 5.4: *Suite de la figure 5.3*

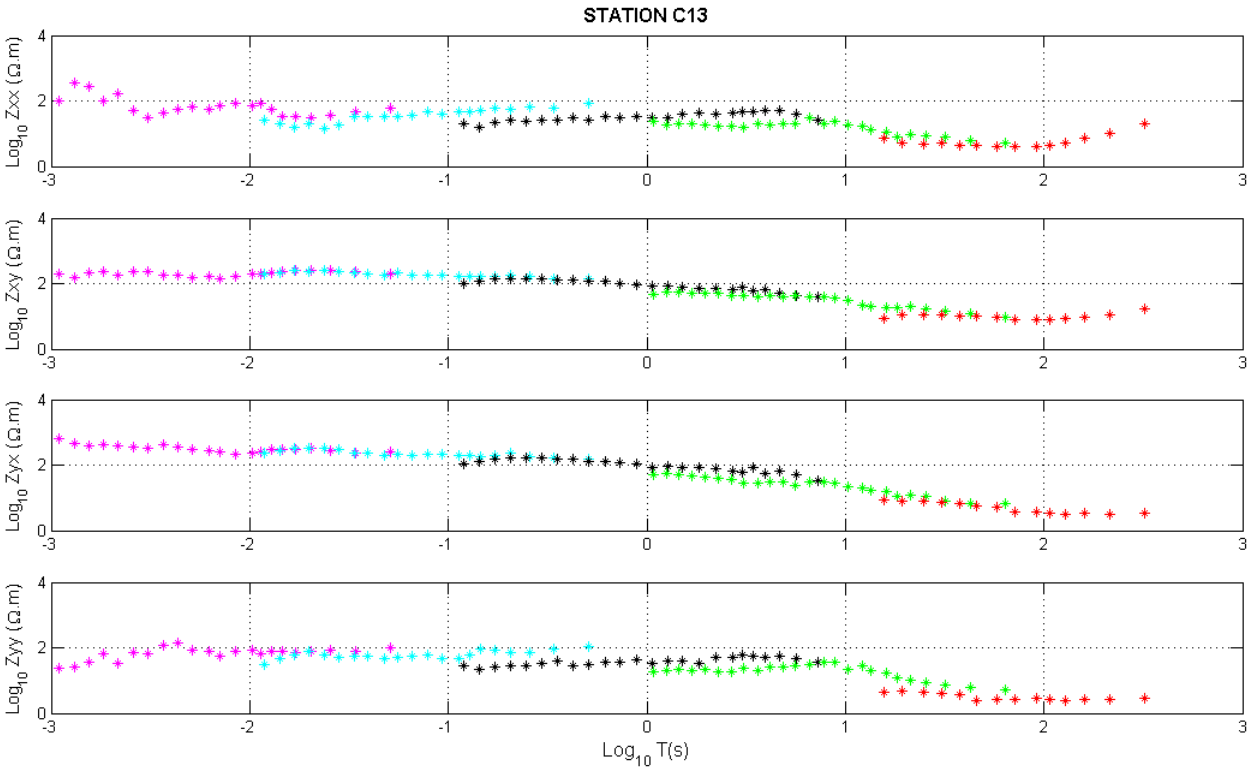


(a)

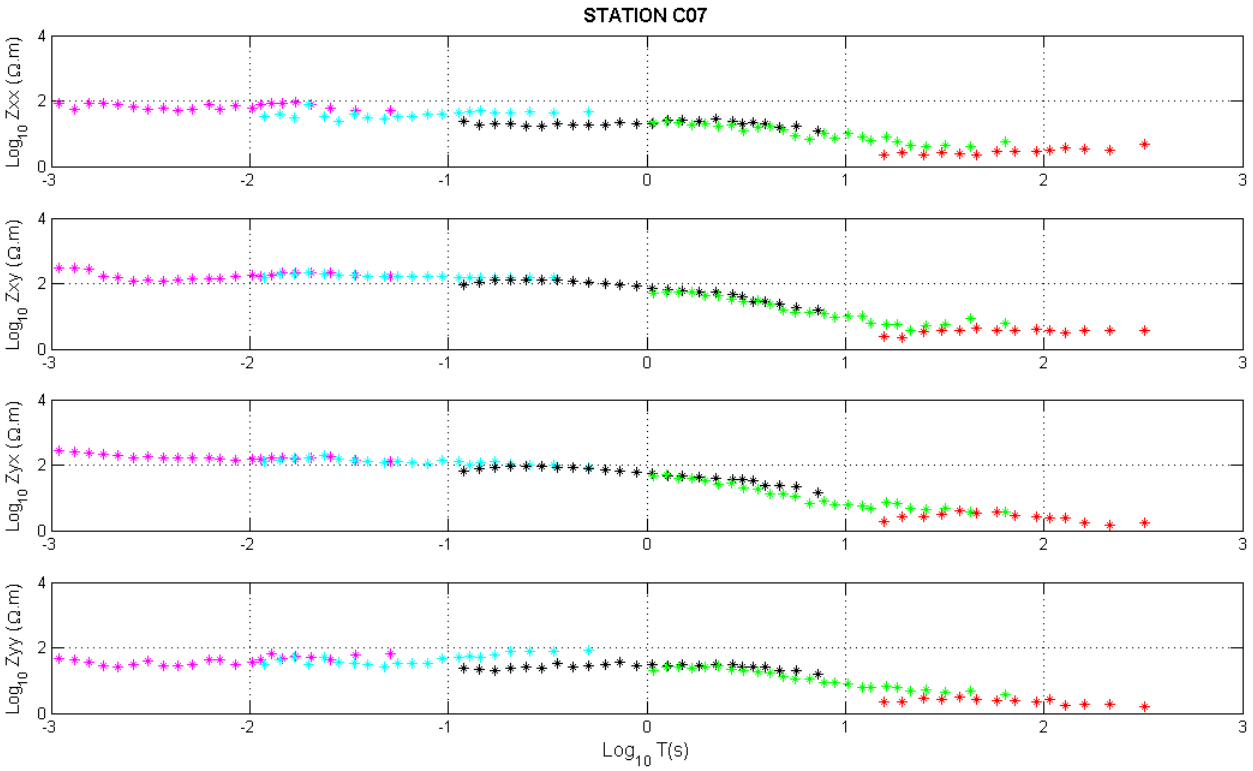


(b)

Figure 5.5: *Suite de la figure 5.3*

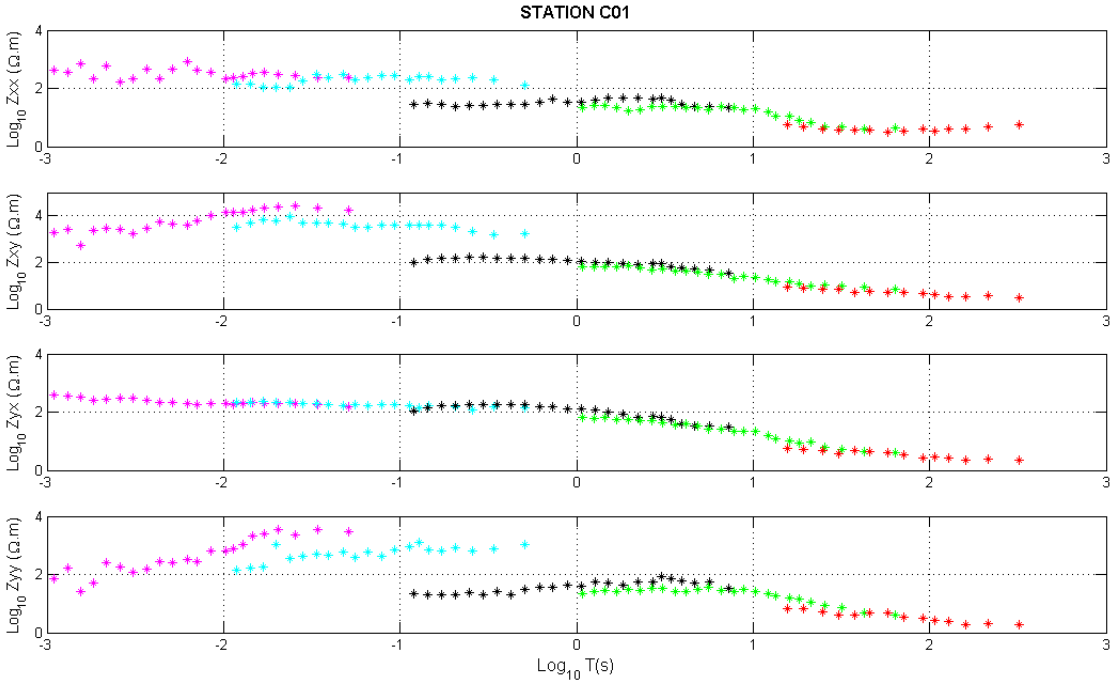


(a)

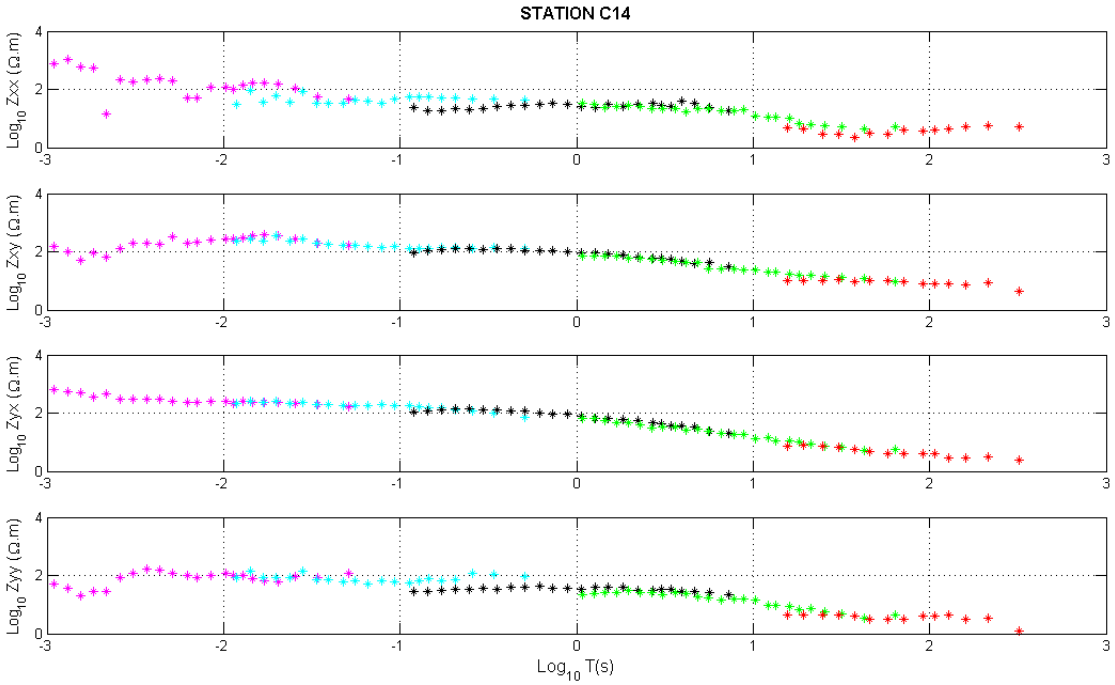


(b)

FIGURE 5.6: *Suite de la figure 5.3*

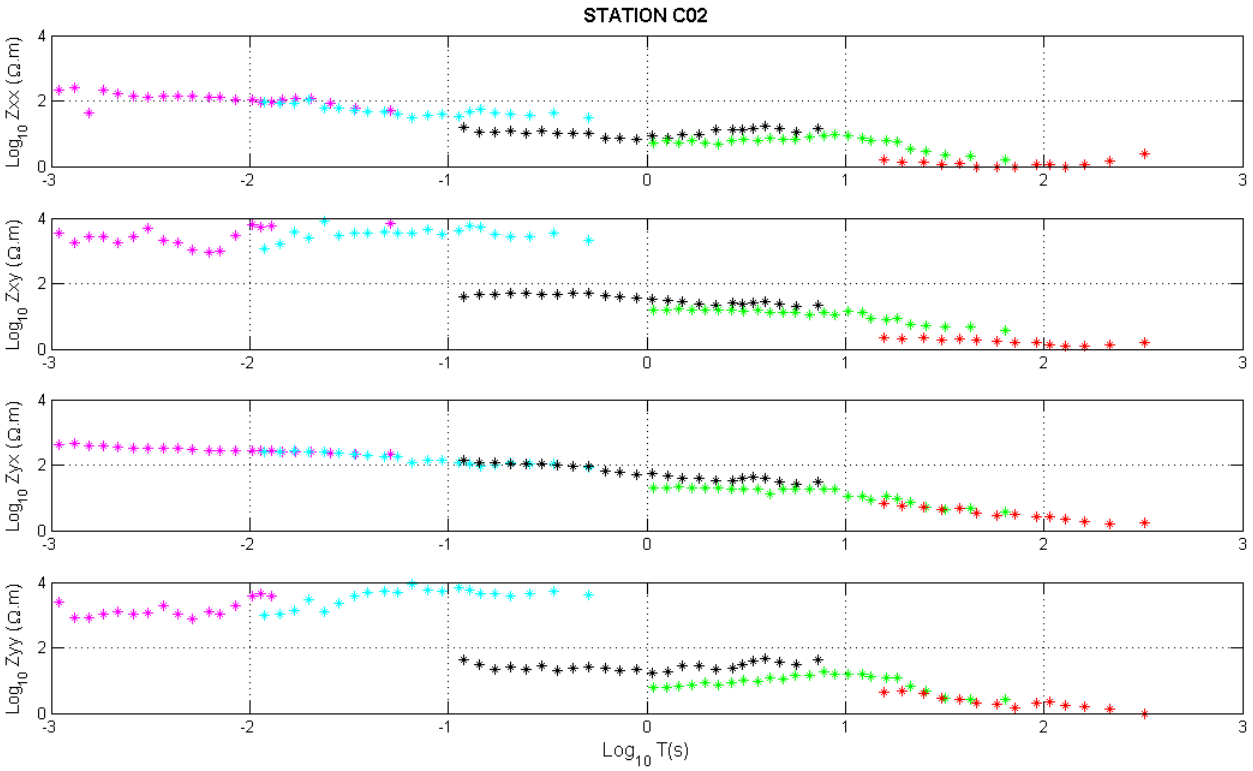


(a)

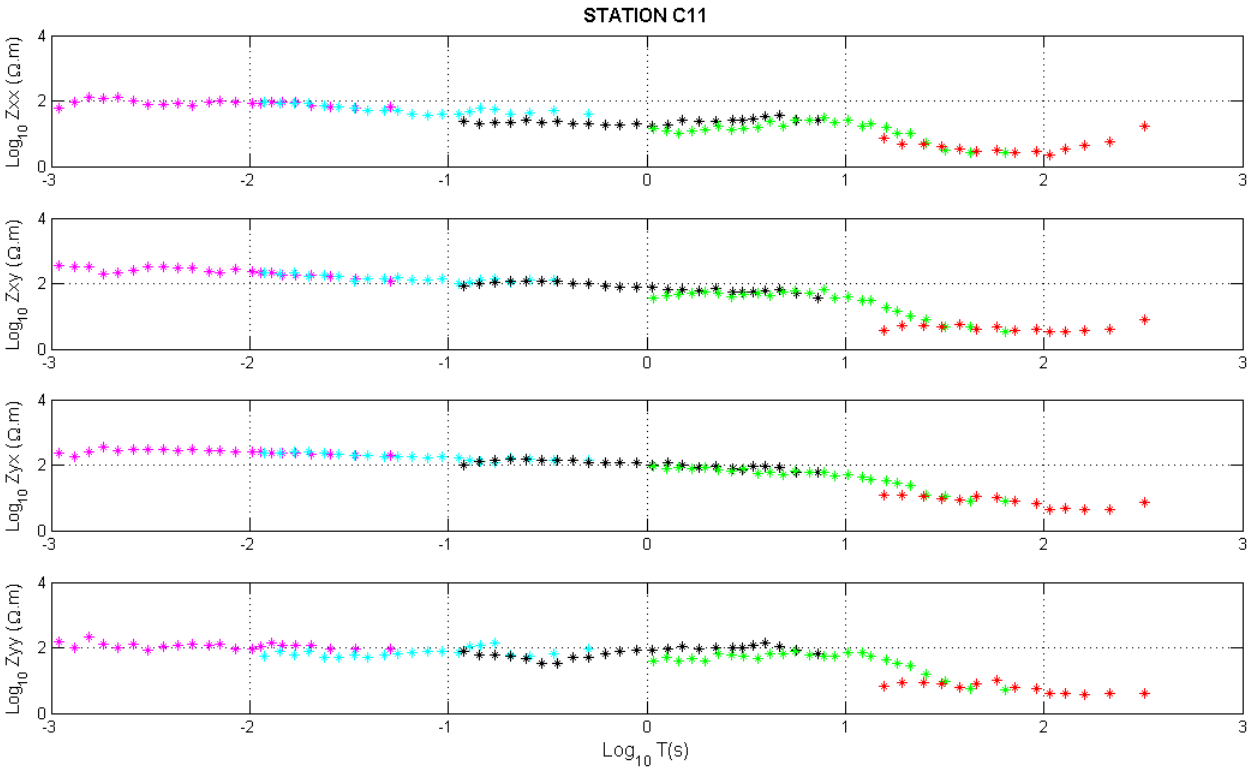


(b)

FIGURE 5.7: *Suite de la figure 5.3*



(a)



(b)

FIGURE 5.8: *Suite de la figure 5.3*

des éléments Z_{xy} et Z_{yy} pour les gammes G1 et G2 aux stations C01 et C02 qui posent problème. Ce problème pourrait provenir d'un disfonctionnment, pour ces deux stations, du capteur CM216 utilisé pour enregistrer les données magnétiques Hy. Pour les gammes G3, G5 et G7, les données magnétiques sont enregistrées par le capteur magnétique CM12 et il n'y a plus de problème. Les données des gammes G1 et G2 ne sont donc pas prises en compte pour les stations C01 et C02.

Les chevauchements entre gammes consécutives sont ensuite traités comme précédemment: élimination des points qui ne s'accordent pas avec la tendance générale, puis calcul pour chaque période des moyennes des valeurs conservées. La figure 5.9 présente les variations avec la période des élémentss Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx} et Z_{yy}, pour chacune des stations du profil.

Enfin, nous faisons une moyenne glissante sur quatre valeurs consécutives pour obtenir les courbes plus lisses. A la fin de ce traitement les courbes comprennent les valeurs pour 35 périodes distribuées régulièrement sur une échelle logarithmique (figure 5.10).

5.3.3 Les profondeurs de pénétration

Pour avoir une première estimation des profondeurs auxquelles on peut étudier la structure géo-électrique du sous-sol aux stations du profil, on a calculé les profondeurs de pénétration du champ magnétotellurique pour différentes périodes selon la formule 3.31. Dans cette formule, la valeur de la résistivité est la valeur moyenne géométrique des résistivités apparentes pour les polarisations H et E, déterminé par $\rho = \sqrt{\rho_{xy} \times \rho_{yx}}$.

Les résultats (table 5.2) montrent que les profondeurs de pénétration varient de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de kilomètres. Pour localiser la faille de Rivière de Sai Gon, il est uniquement nécessaire de sonder les premiers kilomètres. Le champ magnétotellurique peut atteindre ces profondeurs avec des périodes de quelques secondes.

5.3.4 Analyse du tenseur MT

Le calcul du Skew (SK) et de l'angle θ sont effectués de la même façon que pour le profil exécuté dans la dépression de Ha Noi. On présente ici les résultats.

Les variations avec la période du SK sont présentés en figure 5.11. La figure 5.11a présente les valeurs du SK avant traitement des chevauchements entre gammes ; la figure 5.11b présente ces valeurs après traitement des chevauchements et calcul des moyennes mobiles sur quatre valeurs consécutives. La figure 5.11b montre que, pour les stations C04, C07, C12 et C11 et pour des périodes inférieures à quelques secondes, les valeurs du SK sont faibles.

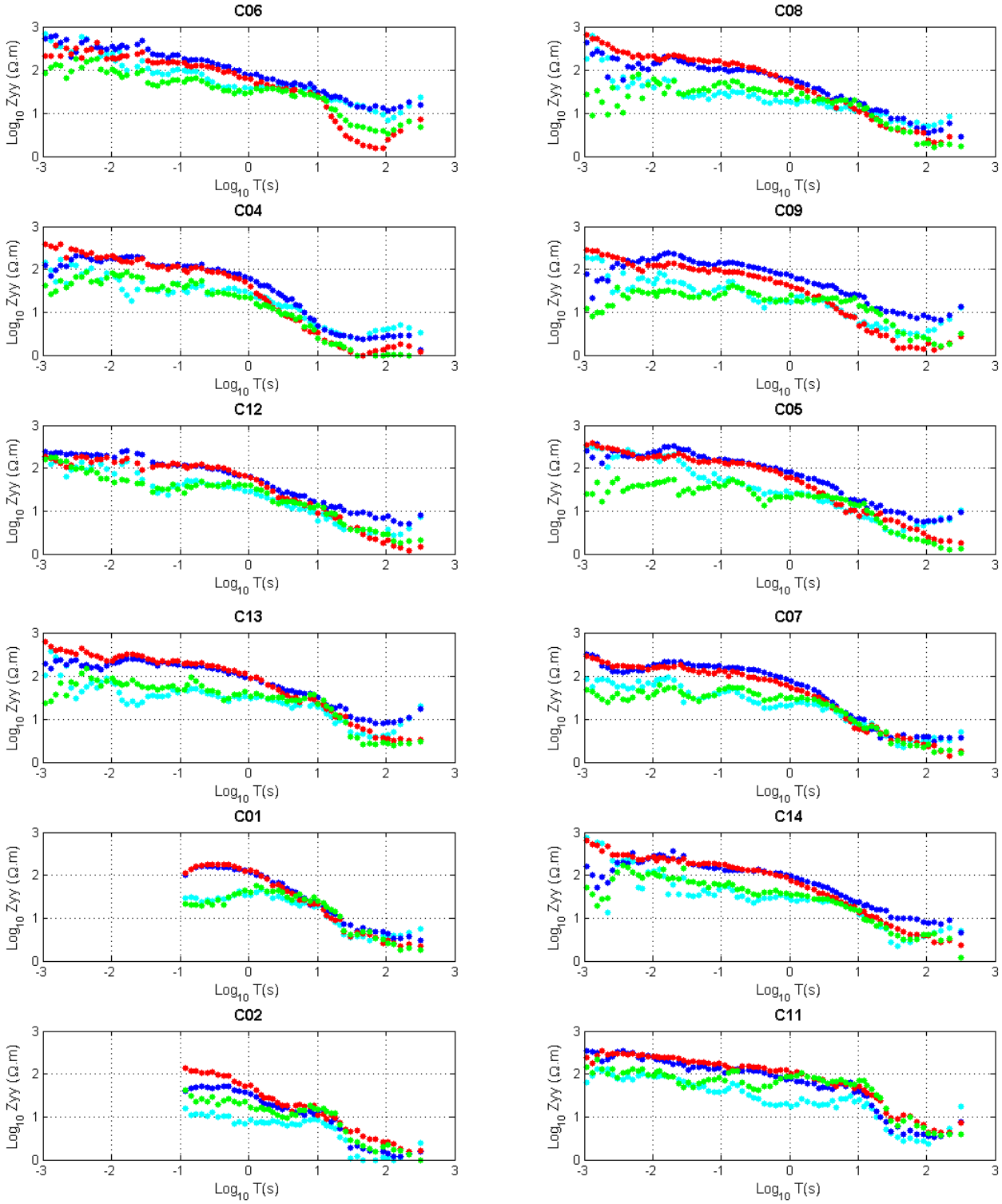


FIGURE 5.9: *Toutes les valeurs des éléments (Z_{xx} : cyan ; Z_{xy} : bleu ; Z_{yx} : rouge ; Z_{yy} : vert) du tenseur d'impédance après avoir éliminé les valeurs qui ne sont pas concordantes avec les tendances générales aux stations, et traité les chevauchements entre les gammes de période.*

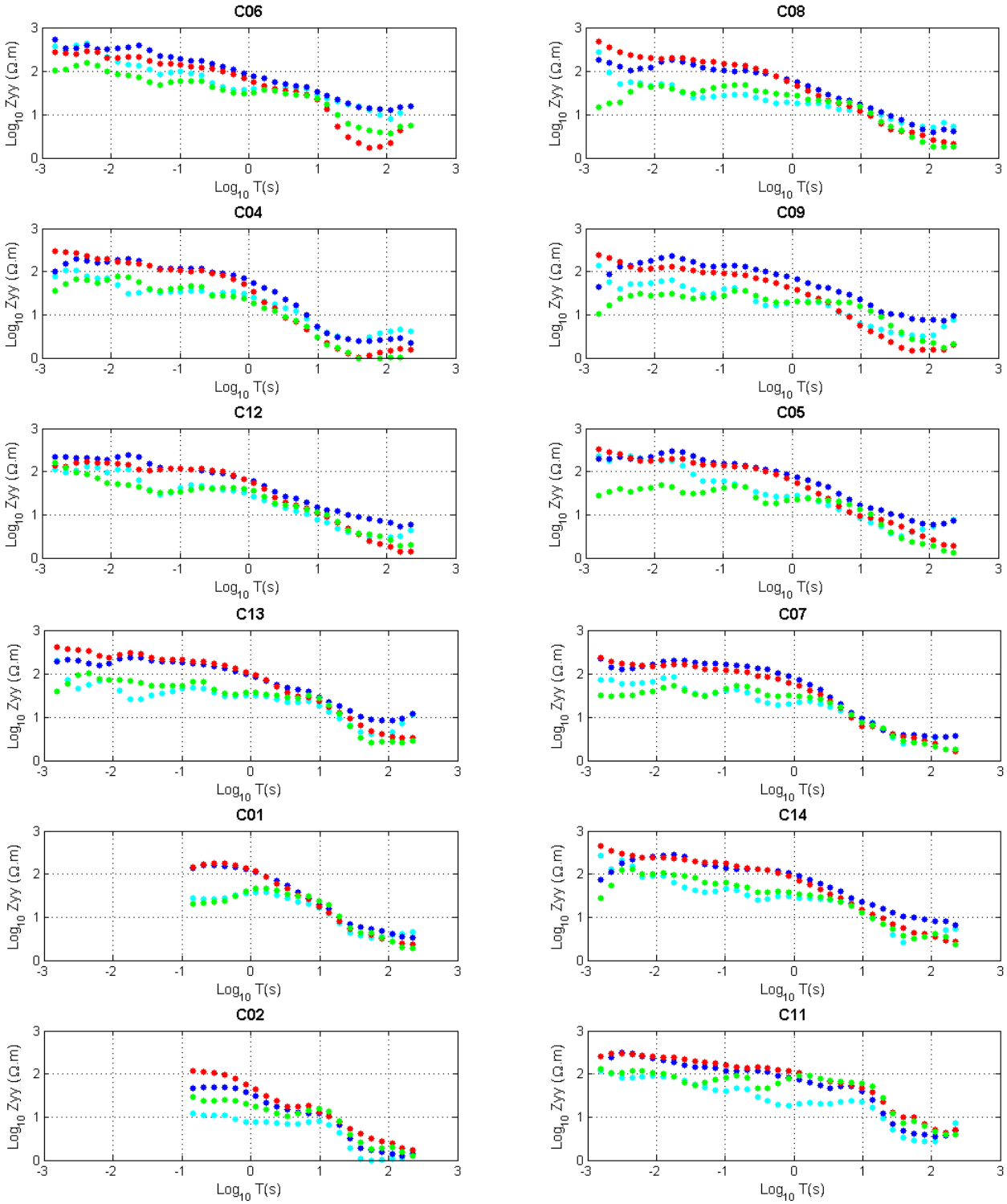
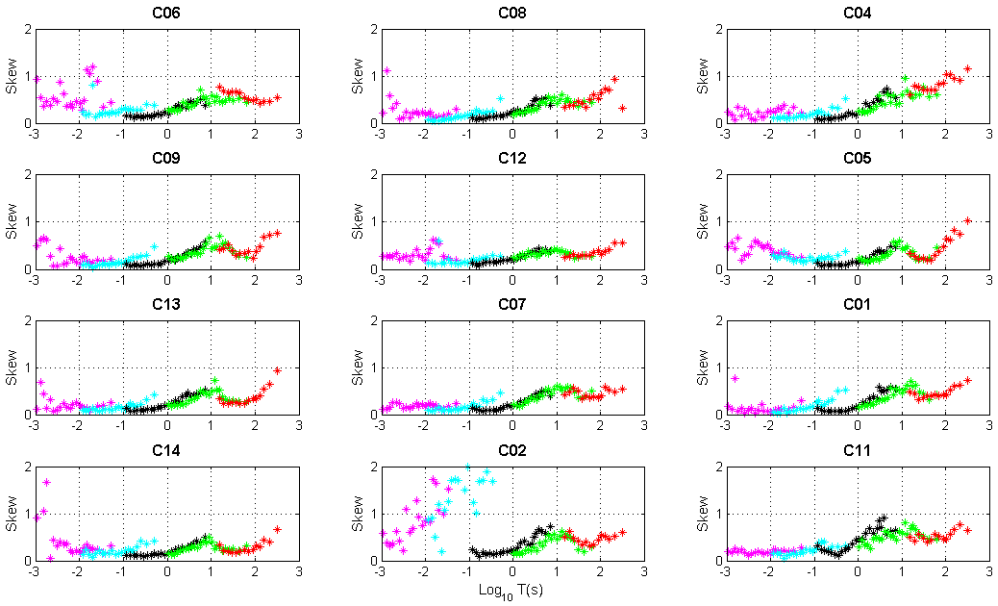


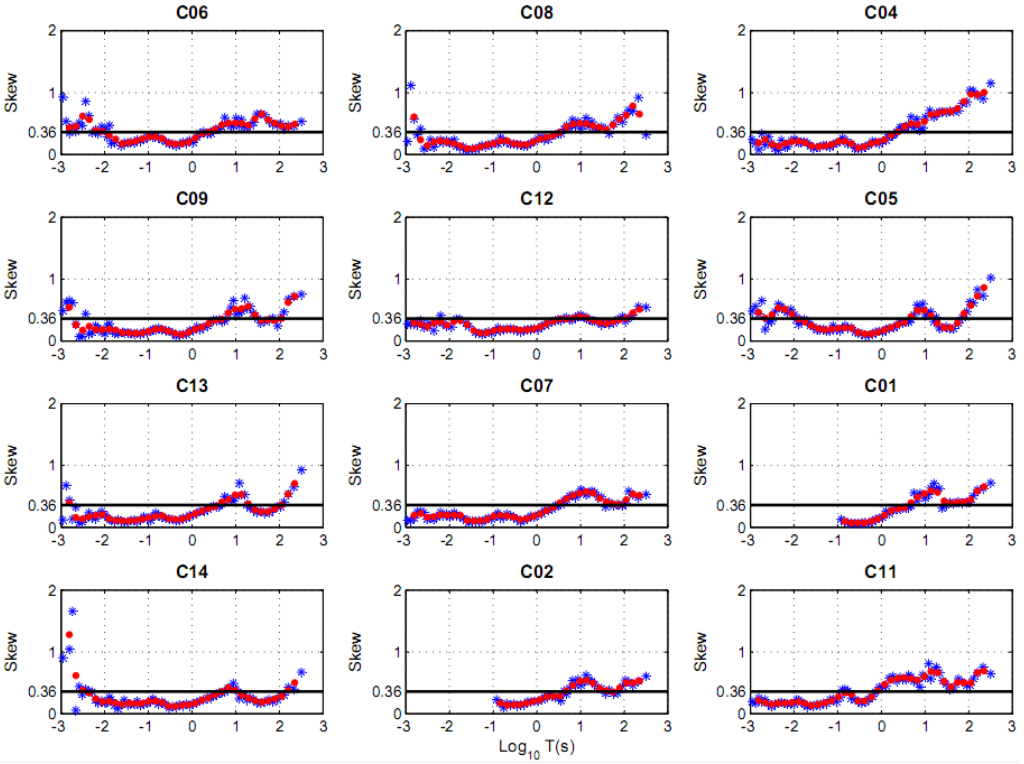
FIGURE 5.10: *Valeurs des éléments (Z_{xx} : cyan ; Z_{xy} : bleu ; Z_{yx} : rouge ; Z_{yy} : vert) du tenseur d'impédance après avoir calculé les moyennes mobiles sur quatre valeurs consécutives des séries présentées figures 5.3-5.8.*

Péri\St	C01	C02	C04	C05	C06	C07	C08	C09	C11	C12	C13	C14
0.0016	0,104	0,135	0,106	0,088	0,131	0,077	0,099	0,033	0,090	0,060	0,096	0,059
0.0022	0,145	0,175	0,154	0,118	0,145	0,080	0,113	0,064	0,135	0,083	0,136	0,093
0.0031	0,188	0,238	0,208	0,166	0,200	0,100	0,126	0,105	0,210	0,129	0,186	0,159
0.0044	0,226	0,306	0,257	0,201	0,332	0,146	0,150	0,135	0,289	0,182	0,234	0,243
0.0063	0,283	0,402	0,366	0,268	0,418	0,211	0,216	0,186	0,374	0,249	0,286	0,338
0.0089	0,384	0,556	0,505	0,397	0,505	0,313	0,309	0,284	0,494	0,346	0,409	0,491
0.0127	0,567	0,749	0,706	0,630	0,727	0,489	0,502	0,456	0,647	0,519	0,686	0,731
0.0179	0,810	1,019	0,944	0,964	1,098	0,726	0,768	0,688	0,856	0,756	1,071	1,034
0.0255	1,169	1,335	1,108	1,353	1,623	1,016	1,046	0,874	1,053	0,868	1,473	1,367
0.0361	1,522	1,644	1,337	1,588	1,818	1,316	1,270	1,093	1,351	1,018	1,776	1,622
0.0512	2,028	1,876	1,916	1,890	2,058	1,663	1,608	1,322	1,866	1,361	2,321	2,009
0.0727	2,937	2,310	2,594	2,528	2,892	2,342	2,149	1,837	2,546	1,963	3,286	2,754
0.1031	3,837	2,941	3,636	3,402	3,841	3,155	2,835	2,602	3,236	2,721	4,420	3,650
0.1462	4,606	3,546	5,092	4,584	4,839	4,317	3,839	3,540	4,244	3,730	5,926	4,636
0.2074	7,667	4,844	6,109	6,300	6,637	5,961	5,377	4,789	6,115	5,233	8,166	6,288
0.2942	11,12	6,896	8,094	7,924	8,430	7,278	6,742	5,876	8,722	6,644	10,42	8,616
0.4173	15,47	9,137	9,917	10,17	10,56	9,5141	8,573	7,597	11,35	8,812	13,37	11,61
0.5919	20,34	10,15	11,43	12,54	12,47	11,723	9,980	9,149	14,17	10,66	16,46	14,82
0.8397	25,26	10,95	11,46	14,81	14,58	13,881	11,65	11,06	18,13	12,84	19,67	18,33
1.1911	30,52	12,73	10,57	17,04	17,38	16,056	13,57	13,40	23,58	15,32	23,53	21,53
1.6895	32,89	11,27	11,49	19,32	21,11	18,253	15,40	15,14	29,10	16,26	26,69	24,39
2.3965	35,27	13,89	10,28	21,38	25,40	20,173	17,11	17,56	34,71	15,78	28,82	27,79
3.3995	38,55	14,57	10,92	24,53	32,00	19,579	18,55	21,16	42,99	17,05	32,56	31,10
4.8221	38,21	16,30	10,20	23,33	41,96	19,552	21,68	21,25	60,02	21,61	38,19	35,42
6.8401	41,62	22,84	8,756	24,45	53,70	16,882	27,74	23,46	83,25	25,37	51,47	36,98
9.7026	41,09	27,23	8,692	26,56	59,94	16,413	30,64	22,57	92,93	27,96	56,73	39,70
13.7631	44,16	31,72	9,372	33,80	56,95	20,422	34,44	23,04	94,29	33,16	59,46	46,16
19.5228	39,91	31,56	10,25	43,10	42,54	23,151	35,51	23,74	70,92	38,75	65,82	52,40
27.6929	37,73	25,33	10,81	51,56	36,92	24,873	38,83	25,16	56,49	42,40	69,06	57,03
39.2820	43,57	23,52	10,81	61,87	37,43	32,756	47,97	26,40	58,37	47,45	71,96	65,44
55.7211	56,81	27,14	17,21	66,42	40,20	45,054	58,13	31,32	76,27	49,34	80,61	78,25
79.0398	68,64	34,38	29,62	76,96	59,32	57,300	67,41	46,24	91,94	60,29	98,87	101,1
112.117	82,28	43,06	46,77	91,51	105,1	73,021	79,20	63,10	106,95	72,93	126,5	126,8
159.036	102,0	52,93	73,63	112,5	258,6	85,46	109,78	93,38	143,63	74,36	182,3	158,4
225.592	138,8	77,04	90,67	157,6	451,9	113,9	142,68	175,60	253,21	107,4	285,6	201,0

TABLE 5.3: *Profondeurs de pénétration (en km) en fonction de période en chacune des stations du profil de Cu Chi - Ben Cat.*

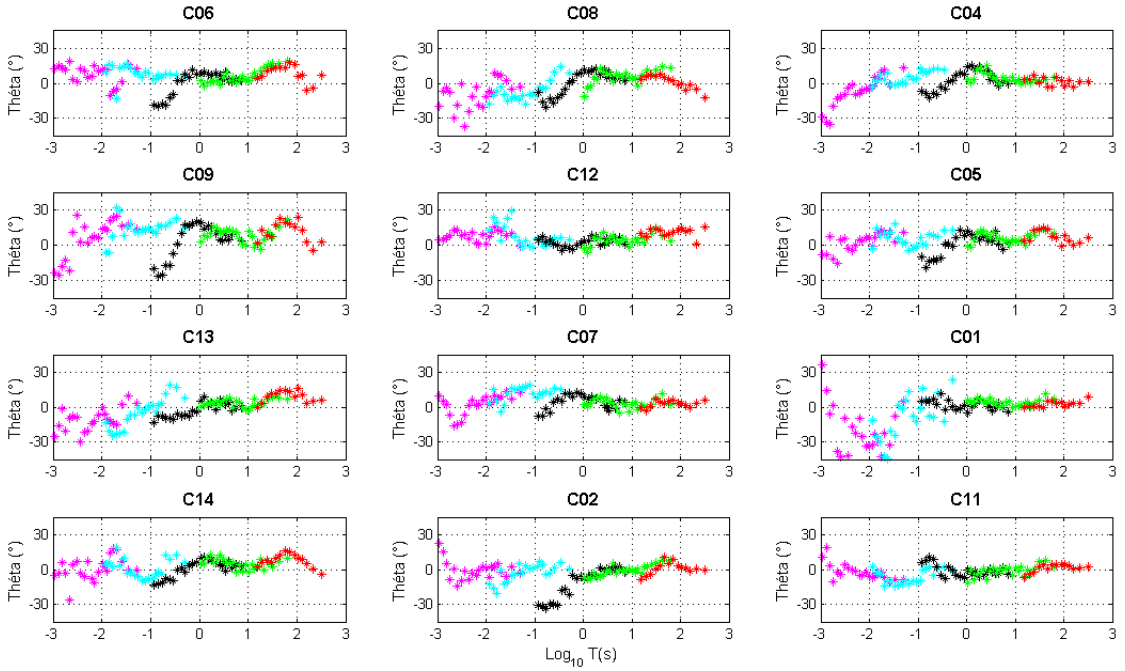


(a)

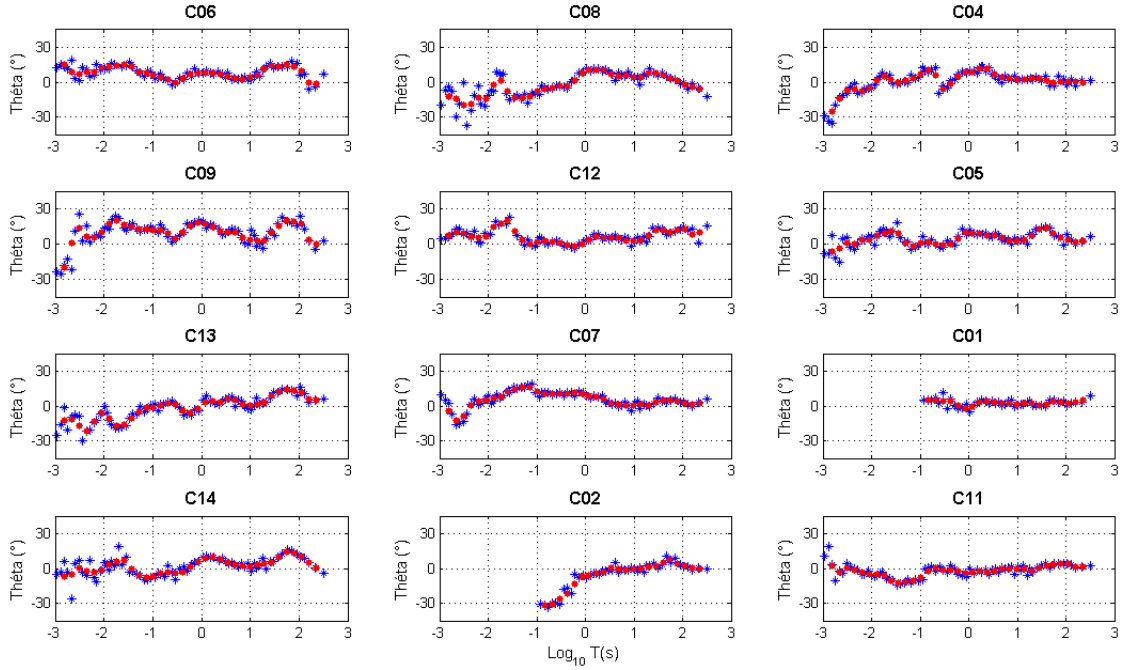


(b)

Figure 5.11: *(a) Valeurs du coefficient de disymétrie (Skew) aux périodes calculées des gammes de période de toutes les stations du profil.*
(b) Les valeurs du coefficient de dissymétrie de la sous-figure (a) après avoir traitées les chevauchements entre les gammes (les astérisque bleus), puis appliquées les moyennes mobiles sur quatre valeurs consécutives (les points ronds rouges).



(a)



(b)

FIGURE 5.12: *(a) Valeurs des angles Théta aux périodes calculées des gammes de période de toutes les stations du profil.*
(b) Valeurs des angles Théta sur la sous-figure (a) après avoir traité les chevauchements entre les gammes (astérisques bleus), puis appliqué les moyennes mobiles sur quatre valeurs consécutives (points ronds rouges).

5.3.5 Inversion des données

Afin de déterminer un modèle préliminaire géoélectrique de la région étudiée, qui soit suffisamment simple et réaliste pour permettre de déterminer le domaine fréquentiel pour lequel l'hypothèse de l'onde plane reste appliquable malgré la présence de l'électrojet équatorial, une première inversion 1-D a été effectuée pour une station représentative de l'ensemble de la zone étudiée. Puis l'impédance électromagnétique a été calculée pour le modèle ainsi obtenu, avec et sans électrojet équatorial. La comparaison entre ces deux résultats permet de déterminer la gamme de périodes pour laquelle l'hypothèse de l'onde plane reste appliquable. Les périodes qui ne sont pas influencées par l'électrojet équatorial ont été utilisées pour l'inversion 2-D, qui a permis d'obtenir la section géoélectrique de la région étudiée.

5.3.5.1 Inversion 1-D et Influence de l'électrojet équatorial

- Inversion 1-D

La station C12 se trouve au milieu du profil, et les valeurs de SK y sont inférieures à 0,36 pour la gamme de périodes comprise entre 0,0127 et 4,8 s. L'inversion 1-D a été effectuée pour la station C12, en utilisant les données pour cette gamme de périodes. Les données sont les modules et phases des valeurs moyennes géométriques des composantes Z_{xy} et Z_{yx}, respectivement nommées module(Z_{det}) et phase(Z_{det}) et présentées par les points rouges sur la figure 5.13.

Trois algorithmes d'inversion 1-D ont été utilisés : l'algorithme Automod (Weaver et Agarwal, 1993), l'algorithme Occam 1-D (Constable et al., 1987) et l'algorithme Bayésien (Rakoto et al., 1997 ; Grandis et al, 1999).

L'algorithme Automod requiert d'utiliser les modules et les phases des impédances. En revanche, l'algorithme Occam 1-D et l'algorithme Bayésien permettent de choisir les données utilisées lors de l'inversion : modules et phases, ou modules seulement.

Les résultats obtenus par l'inversion Bayésienne sont présentés en figure 5.14. Les deux sous-figures du haut représentent les résultats de l'inversion de l'ensemble des données modules et phases, en utilisant un facteur de lissage égal à 1 (sous-figure gauche) et un facteur de lissage égal à 2,5 (sous-figure droite) ; les deux sous-figures du bas représentent les résultats de l'inversion des seules données modules, en utilisant un facteur de lissage égal à 1 (sous-figure gauche) et un facteur de lissage égal à 2,5 (sous-figure droite). On constate que dans le cas de l'inversion jointe des modules et des phases, la résistivité apparente ne varie pas beaucoup avec la profondeur, et reste proche de typiquement 1000 $\Omega.m$; par ailleurs, la valeur la plus probable (en rouge) diffère significativement de la valeur moyenne (en bleu). Cela suggère que ces résultats ne sont pas acceptables, ce qui est confirmé par la comparaison entre les valeurs mesurées de l'impédance et celles calculées pour les modèles déduits de l'inversion présentée figure 5.15 (quatre sous-figures du haut) : les résistivités apparentes calculées pour les modèles déduits de l'inversion augmentent de façon monotone avec la période.

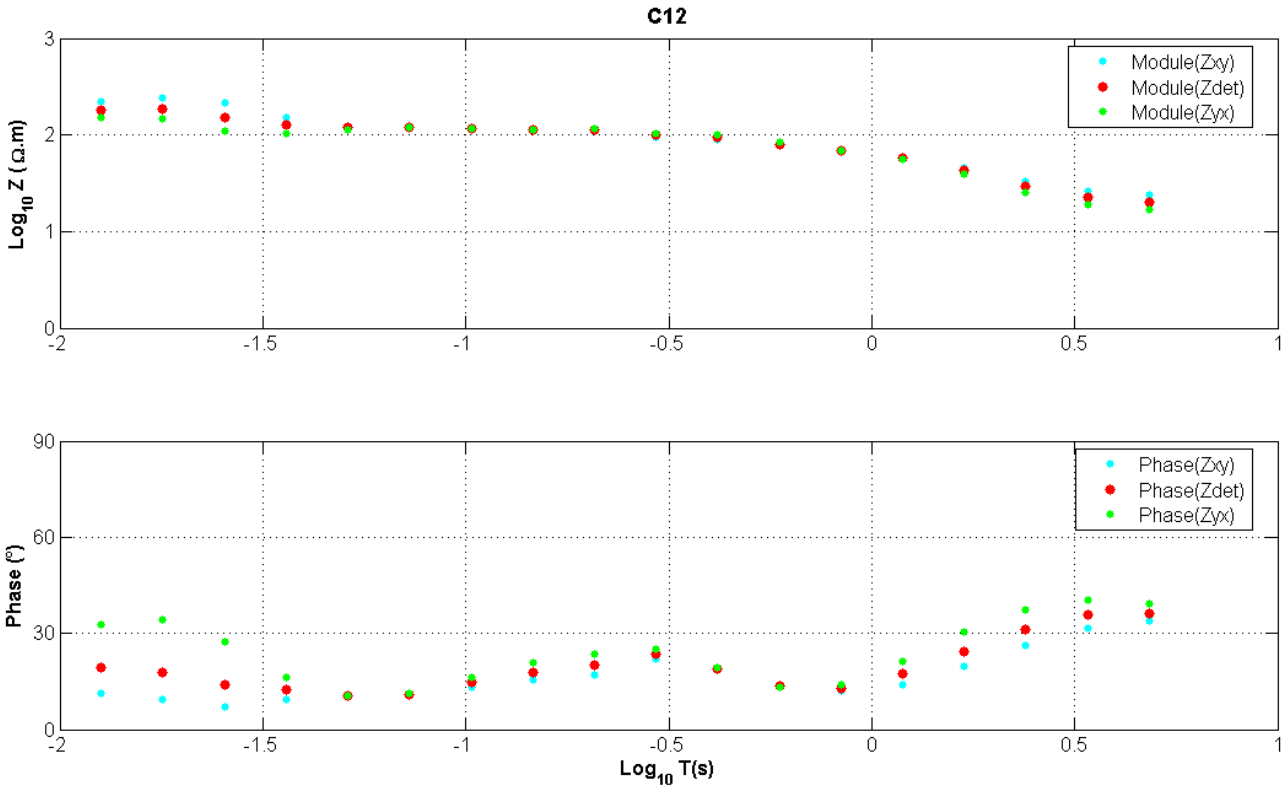


Figure 5.13: *Valeurs du module (en haut) et de la phase (en bas) des composantes Zxy et Zyx du tenseur d'impédance dans la gamme de période utilisée pour les inversions 1-D et 2-D. Les points rouges représentent les moyennes géométriques des valeurs des modes TE et TM.*

La figure 5.14 présente également les résultats de l'inversion des seuls modules (sous-figures du bas). Dans ce cas, la résistivité apparente varie significativement avec la profondeur, et les valeurs les plus probables restent très proches des valeurs moyennes, surtout lorsque le facteur de lissage est égal à 2,5 (sous-figure droite). La comparaison entre les valeurs mesurées de l'impédance et celles calculées pour les modèles déduits de l'inversion (figure 5.15, sous-figures du bas) confirme que ces modèles sont acceptables. Ces résultats montrent que, dans ce cas également, les phases ne sont pas déterminées avec une précision suffisante. Nous retiendrons donc le modèle obtenu par inversion des seuls modules, avec un facteur de lissage égal 2,5 (figure 5.14, sous-figure en bas droite, courbe rouge). Ce résultat confirme la mauvaise qualité des déterminations des phases, que nous avons déjà notée au chapitre 4.

Les résultats obtenus par inversion des résistivités apparentes à l'aide de l'algorithme Occam 1D (avec un niveau de bruit de 12%) sont présentés figure 5.16 (sous-figure gauche, courbe bleue). L'inversion des données de résistivité apparente et de phase à l'aide de l'algorithme Automod conduit à un modèle à 3 couches : une couche superficielle épaisse de 760 m et de résistivité 120 $\Omega.m$, une seconde couche d'épaisseur 10 km et de résistivité 4350 $\Omega.m$, au dessus d'un demi-espace de résistivité de 40 $\Omega.m$ (figure 5.16, sous-figure gauche, courbe rouge). La résistivité et la phase calculées à partir des modèles déduits de l'inversion et celles observées sont présentées sur la figure

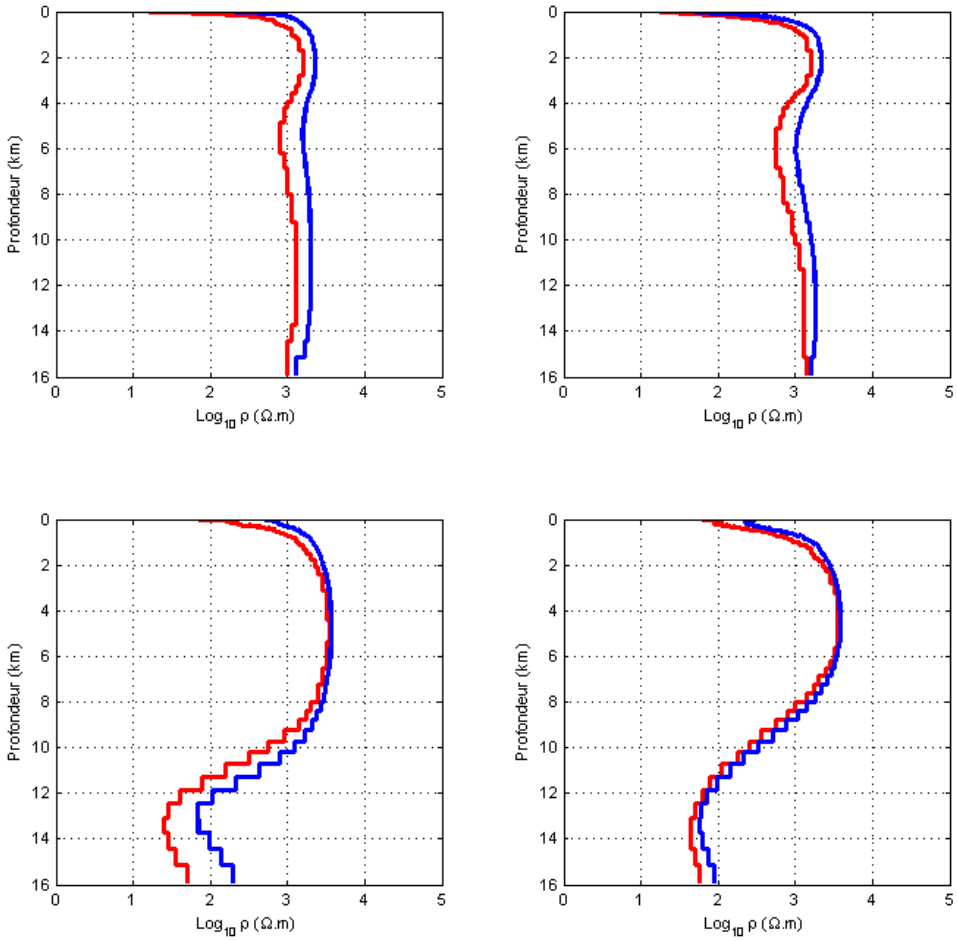


FIGURE 5.14: *Résultats de l'inversion 1-D en utilisant l'algorithme Bayésien.*
En haut : résultats de l'inversion des résistivités et des phases, avec un facteur de lissage égal à 1 (à gauche) et à 2,5 (à droite).
En bas : résultats de l'inversion des résistivités seulement, avec un facteur de lissage égal à 1 (à gauche) et à 2,5 (à droite).
Courbes rouges : valeur de la résistivité la plus probable ; courbes bleues : valeur moyenne (espérance mathématique) de la résistivité.

5.16 (sous-figures au milieu et à droite).

La figure 5.16 (sous-figure gauche) montre que les résultats obtenus par les méthodes Occam 1D et Bayésienne, qui favorisent les modèles lisses, s'accordent bien. Ils montrent que la résistivité du sous-sol augmente de la surface jusqu'à une profondeur d'environ 5 km, puis décroit jusqu'à 13,5 km avant d'augmenter de nouveau légèrement avec la profondeur. Le modèle obtenu à l'aide de l'algorithme Automod est en bon accord avec ceux obtenus à l'aide des deux autres algorithmes utilisés. Ce modèle à 3 couches fournit une description simple de la structure géoélectrique du sous-sol sous la station C12 ; c'est celui qui sera utilisé pour étudier l'influence de l'électrojet équatorial sur les sondages MT effectués dans la région.

- Influence de l'électrojet équatorial

Au Vietnam, la position du centre de l'électrojet équatorial déterminée par Hao T. Q. (1997) est

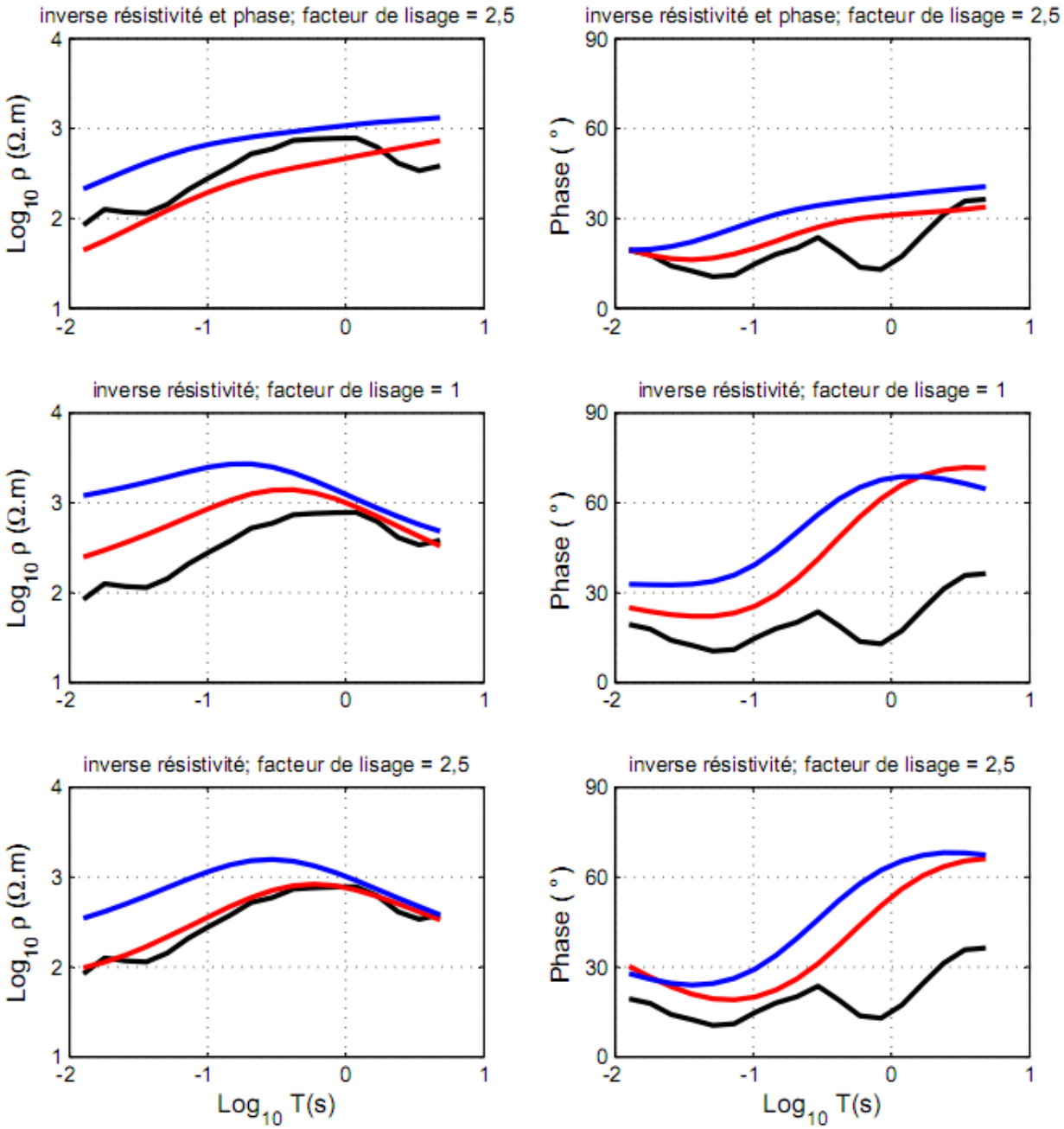


FIGURE 5.15: *La comparaison entre la résistivité et la phase mesurées et celles calculées pour les modèles déduits de l'inversion Bayésienne. Les courbes noires présentent les données observées. Les courbes rouges présentent les données calculées pour les modèles les plus probables de l'inversion Bayésienne. Les courbes bleues présentent les données calculées pour les modèles moyennes de l'inversion Bayésienne.*

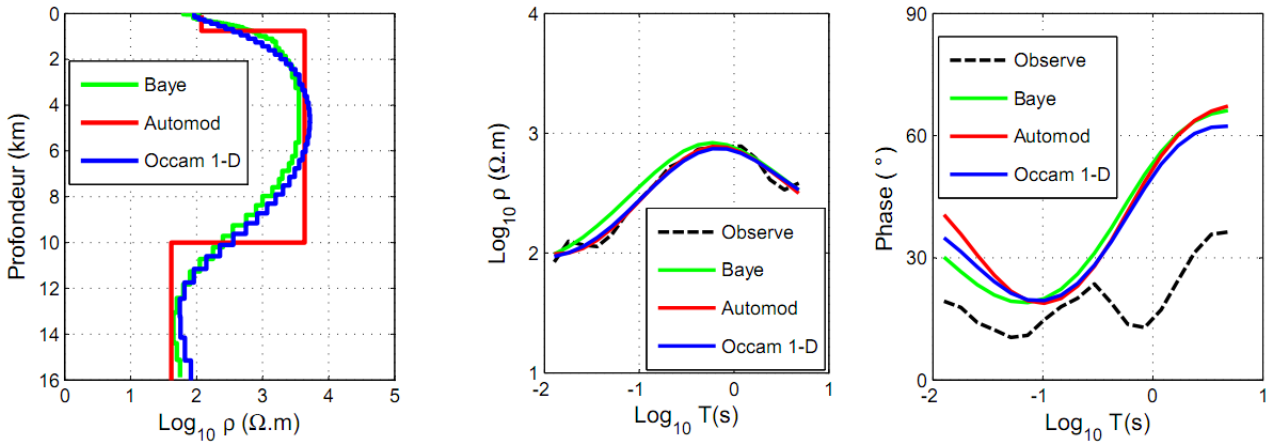


FIGURE 5.16: *A gauche : Résultats de l'inversion 1-D des données de la station C12 en utilisant trois algorithmes différents : Bayésien, Automod et Occam.*
Au milieu : Comparaison entre les résistivités apparentes calculées à partir des modèles déduits de l'inversion 1-D et celles observées pour la station C12.
A droite : Comparaison entre les phases calculées à partir des modèles déduits de l'inversion 1-D et celles observées pour la station C12.

de 8°36'N; Hao T. Q. et Truong L. V. (2004) a montré que les variations du champ magnétique terrestre sont influencées par l'électrojet équatorial au sud de Da Lat (12°N). Le profil MT de Cu Chi-Ben Cat s'étend de 11°5'N à 11°8'N: il est donc implanté dans la région influencée par l'électrojet équatorial, et sa latitude médiane (11°6,5'N) est située à une distance d'environ 350 km de la projection du centre de l'électrojet équatorial sur la surface. L'influence de l'électrojet équatorial sur l'impédance a été étudiée pour la latitude médiane.

Le modèle d'électrojet équatorial utilisé ici est un ruban de courant dont l'intensité est gausienne, centrée sur l'équateur magnétique avec une déviation standard de 240 km. Ce ruban de courant est placé à l'altitude de 110 km. Le calcul de la résistivité apparente et de la phase à la surface du sol en présence de l'électrojet équatorial est présenté en section 3.3.2. Les résultats obtenus pour la structure géoélectrique retenue sont présentés par les courbes rouges sur la figure 5.17. La résistivité apparente et la phase à la surface en l'absence d'électrojet équatorial (courbes noires sur la figure 5.17) sont calculées en utilisant la méthode de résolution du problème direct 1-D "normal", présentée en section 3.2.2 du chapitre 3.

Les résultats obtenus avec et sans électrojet équatorial ne sont pas significativement différents pour les périodes inférieures à 0,7 s en ce qui concerne la résistivité apparente, et pour les périodes inférieures à 0,2 s, pour la phase. Pour ces périodes, la présence de l'électrojet équatorial ne modifie pas l'impédance du sous-sol : l'approximation de l'onde plane s'applique donc : seules ces données seront utilisées pour l'inversion 2-D présentée dans la section suivante.

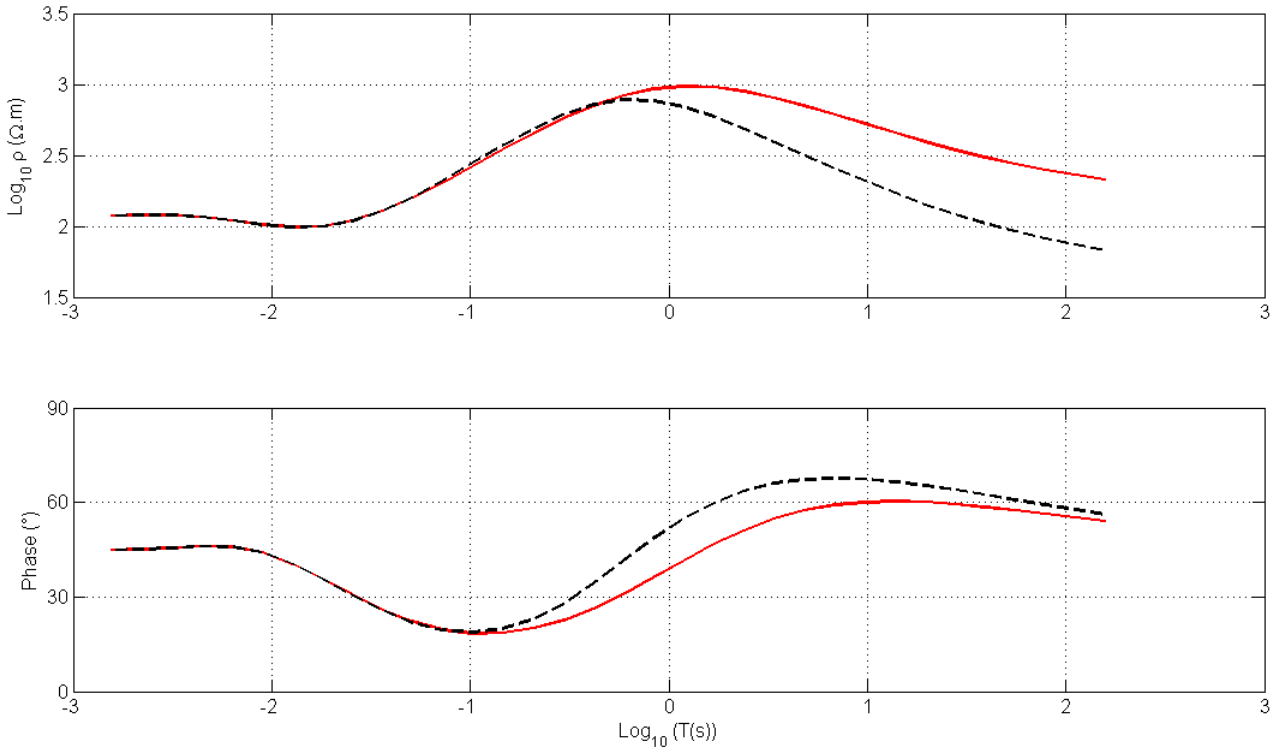


FIGURE 5.17: *Résistivité (en haut) et phase (en bas) calculées à la surface du modèle obtenu par l'inversion d'Automod. Les courbes rouges sont la résistivité et la phase calculées du modèle avec la présence d'électrojet équatorial. Les courbes noires sont la résistivité et la phase calculées à partir du problème direct 1-D normal (sans électrojet équatorial).*

5.3.5.2 Inversion 2-D

Les données utilisées pour l'inversion 2-D sont les résistivités apparentes pour 12 périodes, entre 0,0127 s et 0,5919 s (voir tableau 5.2, première colonne), l'approximation de l'onde plane s'applique (section 5.3.5.1). Pour toutes les stations du profil, le SK est inférieur à 0,36 sur la gamme de périodes comprise entre 0,0127 s et 0,5919 s (figure 5.11 b).

L'examen des figures 5.7 et 5.8 montre que les déterminations de Z_{yx} aux stations C01 et C02 sont de bonne qualité pour les gammes G1 et G2. Les valeurs correspondantes des résistivités apparentes ρ_{yx} pour les 6 périodes correspondantes (entre 0,0127 s et 0,0727 s) ont été prises en considération pour l'inversion, afin d'avoir plus d'information sur la structure géoélectrique du sous-sol au-dessous de ces deux stations. 264 valeurs des ρ_{xy} et ρ_{yx}, avec un niveau de bruits de 20%, ont donc été utilisées pour l'inversion 2-D.

L'inversion a été faite en utilisant l'algorithme Occam 2-D, présenté en section 3.3.2. Le tableau 5.2 montre que, pour la gramme de périodes choisie pour l'inversion 2-D, les profondeurs de pénétration du champ magnétotellurique varient entre 0,45 km et 0,75 km pour la période la plus courte (0,0127 s), et entre 9,15 km et 20,34 km pour la période la plus longue (0,5919 s). Plusieurs modèles ont donc été considérés ; ils correspondent a une analyse détaillée des 3, 5, 8, 10, 15 et

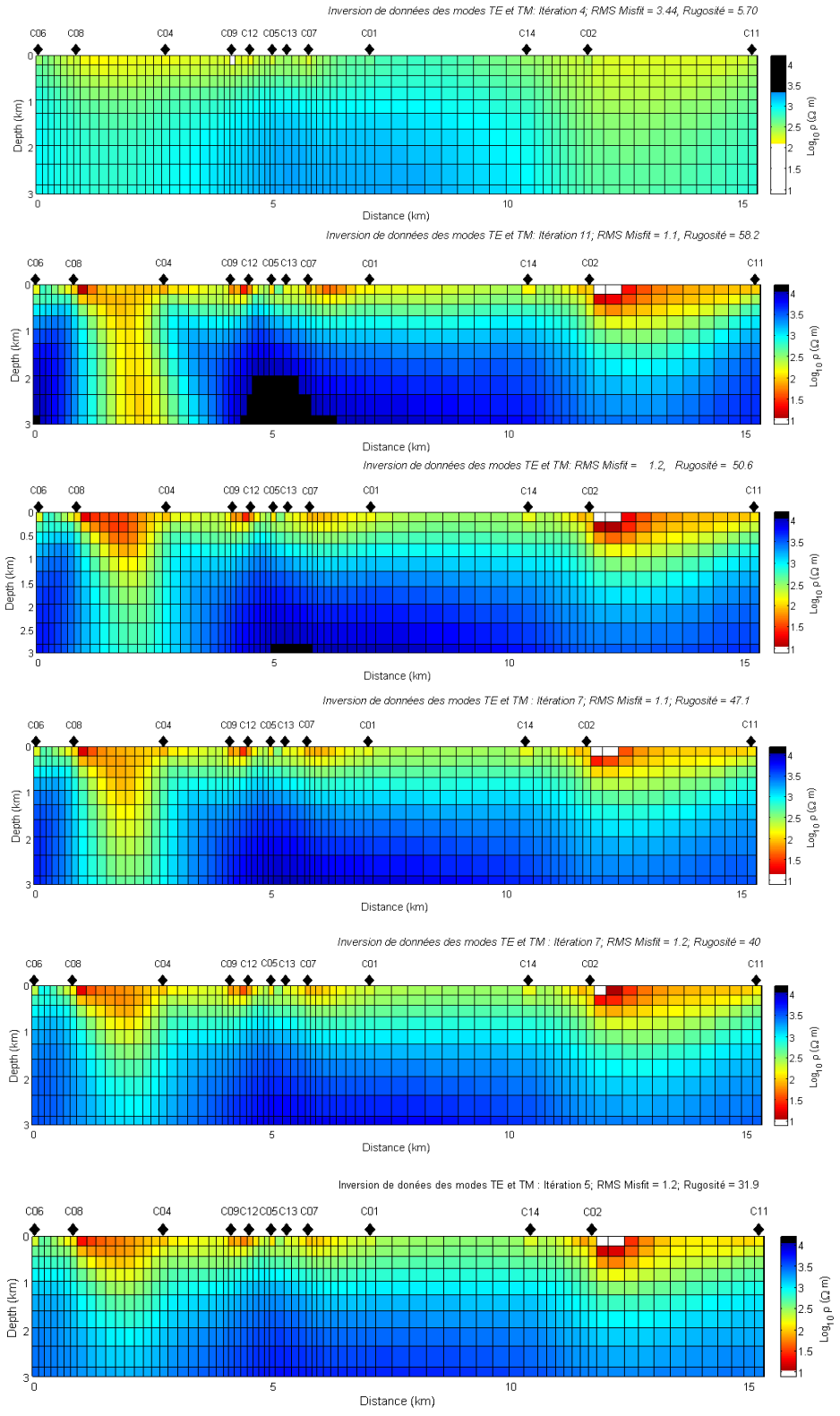


FIGURE 5.18: *Pseudo-sections électriques des trois premiers kilomètres obtenues par l'inversion d'Occam 2-D des données des modes TE et TM. De haut en bas : l'inversion a été effectuées avec un substratum à une profondeur de 3 km, 5 km, 8 km, 10 km , 15 km et 20 km.*

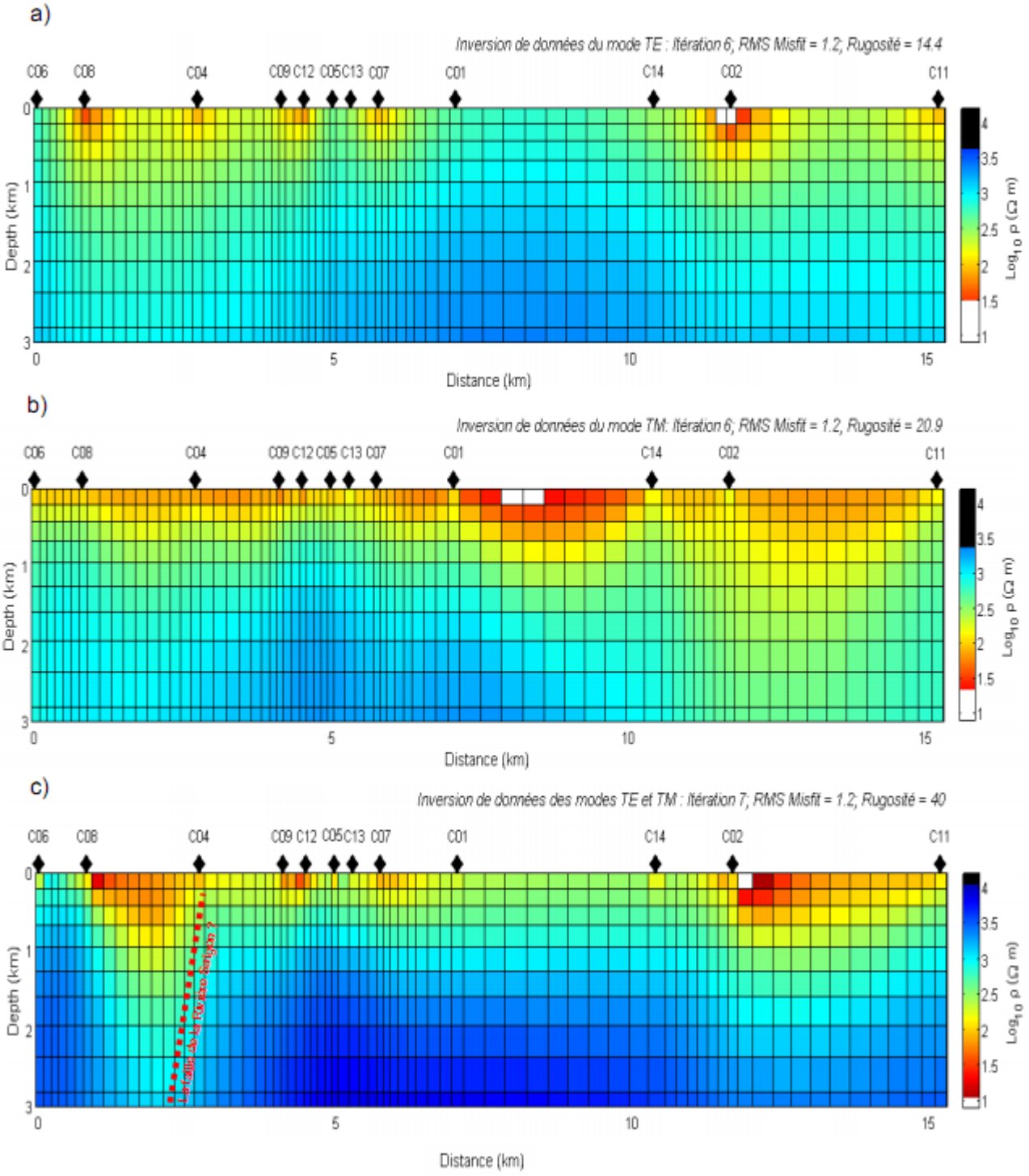


FIGURE 5.19: *Résultat de l'inversion d'Occam 2-D des données du mode TE seul (en haut), du mode TM seul (au milieu), et des modes TE et TM ensemble. La ligne tiretée rouge représente la faille de la Rivière Saïgon.*

20 premiers kilomètres respectivement (cf. section 4.2.4.1). Dans la direction horizontale, la distance entre les noeuds du modèle est petite là où les distances entre stations sont courtes ; elle est plus grande là où la distance entre station est plus grande. Les épaisseurs des couches augmentent régulièrement avec la profondeur, avec un facteur multiplicatif de 1,05.

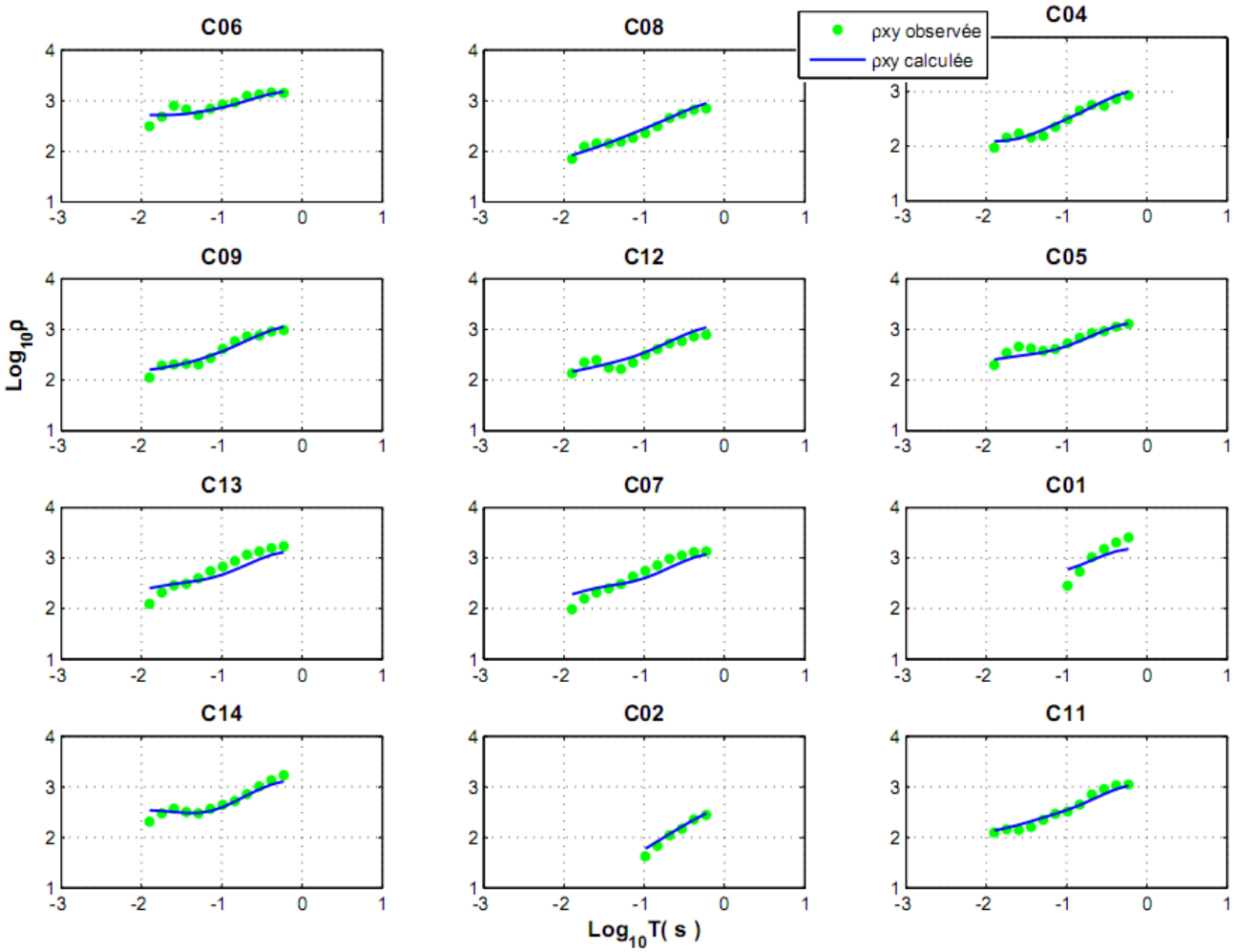


FIGURE 5.20: *Les résistivités observées et calculées à partir du modèle obtenu par l'inversion 2-D du mode TE, chaque sous-figure pour chaque station de mesure. Les cercles verts sont les résistivités observées de* ρ_{xy}*. Les courbes bleues sont les résistivités calculées à partie du modèle obtenu après 6 itérations.*

Les résultats de l'inversion présentés en figure 5.18, sous-figure du haut, correspondent au modèle analysant de façon détaillée les 3 premiers kilomètres ; l'inversion s'est terminée après 4 itérations, et l'écart quadratique moyen (EQM) entre les résistivités apparentes mesurées et celles calculées par le modèle est de 3,44. Cet EQM est supérieur à celui proposé par deGroot-Hedlin et Constable (1990) pour 210-300 données (1,2 au plus), donc le résultat ne peut être accepté.

Pour les trois modèles analysant de façon détaillée les 5, 8 et 10 premiers kilomètres, les EQM sont suffisamment faibles pour que ces modèles soient acceptables, mais les distributions de résistivité dans les premiers kilomètres varient considérablement d'un modèle à l'autre, ce qui signifie

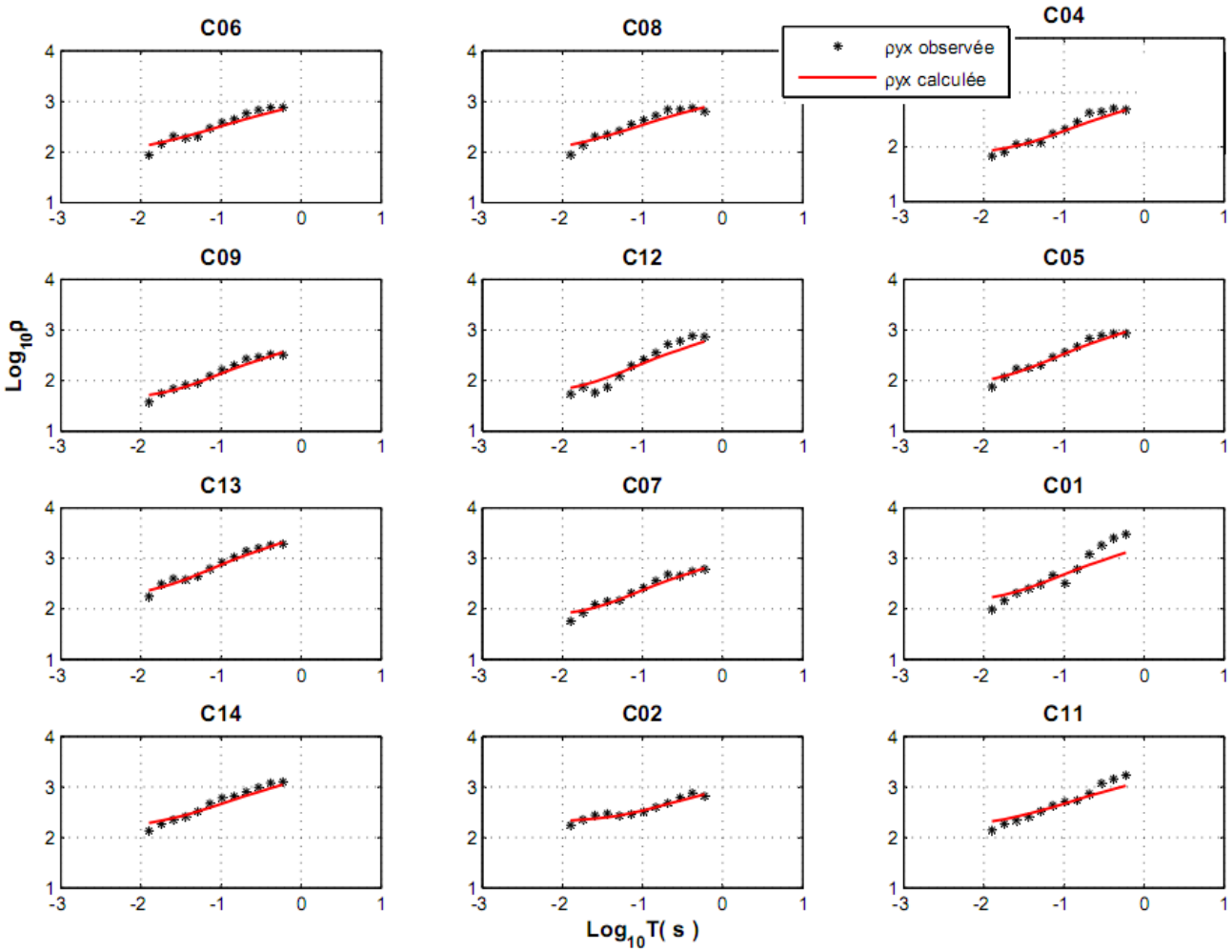


FIGURE 5.21: *Les résistivités observées et calculées à partir du modèle obtenu par l'inversion 2-D du mode TM, chaque sous-figure pour chaque station de mesure. Les astérisques noirs sont les résistivités observées de ρ_{yx}. Les courbes en rouge sont les résistivités calculées à partie du modèle obtenu après 6 itérations.*

que l'inversion n'est pas encore stable.

Les distributions de résistivité dans les trois premiers kilomètres, obtenues pour les modèles analysant de façon détaillée les 15 et 20 premiers kilomètres, ne sont pas significativement différents : l'inversion ne dépend plus du choix du modèle. On utilise donc le résultat de l'inversion des modes TE et TM pour le modèle analysant de façon détaillée les 15 premiers kilomètres.

L'inversion d'Occam 2-D a été ensuite effectuée séparément pour le mode TE (ρ_{xy}) et le mode TM (ρ_{yx}) pour le modèle analysant de façon détaillée les 15 premiers kilomètres. Dans les deux cas, le résultat a été obtenu après six itérations, avec un EQM de 0,12. La figure 5.15 présente les résultats de l'inversion pour les trois premiers kilomètres.

Les résistivités apparentes mesurées et celles calculées pour les modèles obtenus pour les trois types d'inversion sont présentées en figures 5.20, 5.21 et 5.22. On constate que dans la plupart des cas, les courbes des données recalculées des modèles obtenus par l'inversion 2-D sont en bon

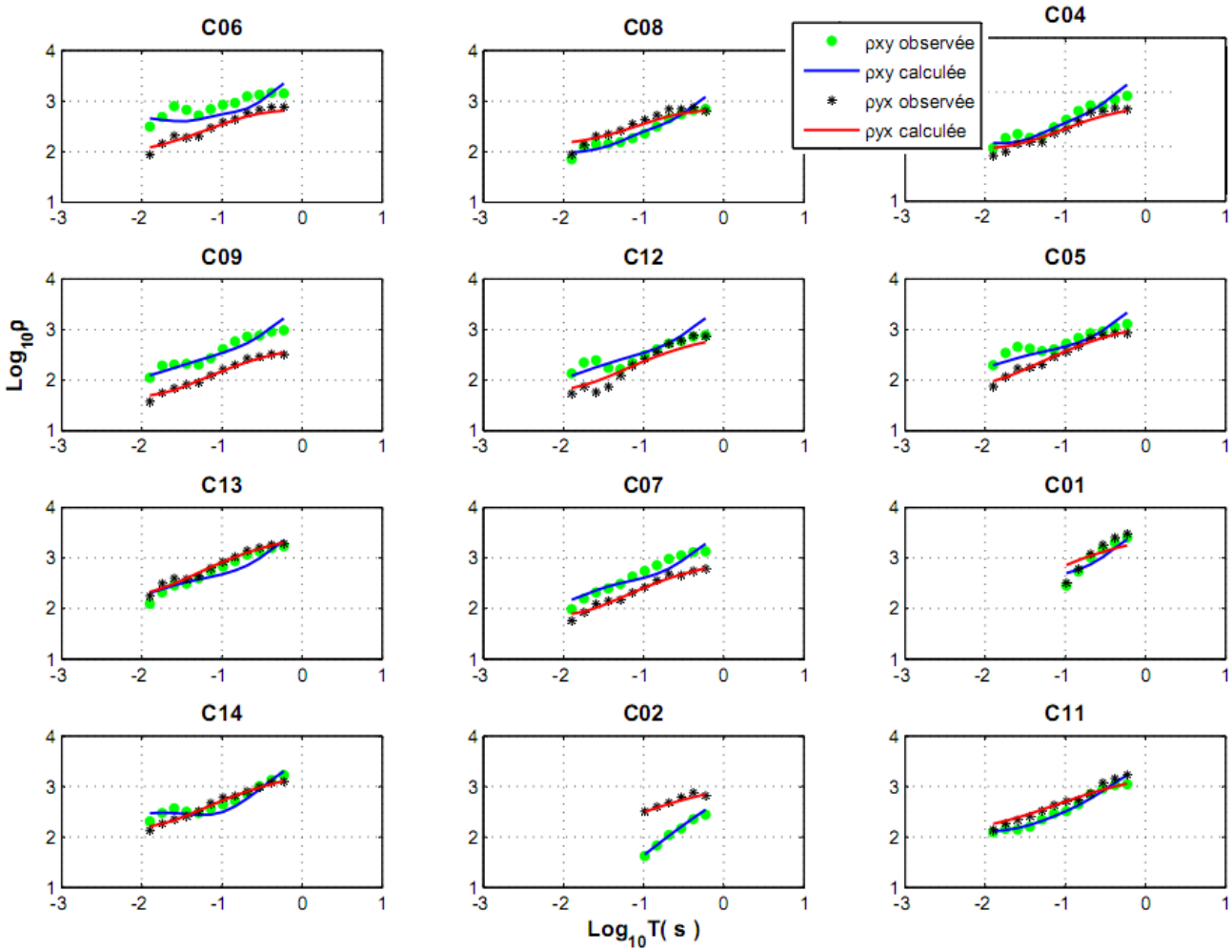


FIGURE 5.22: *Résistivités apparentes observées et calculées à partir du modèle obtenu par l'inversion 2-D des modes TE et TM. Sur chaque sous-figure, les cercles verts et les astérisques noirs correspondent aux résistivités apparentes observées ρ_{xy} et ρ_{yx}, respectivement, et les courbes bleue et rouge correspondent respectivement aux résistivités apparentes ρ_{xy} et ρ_{yx} calculées à partir du modèle obtenu après 7 itérations.*

accord avec les données mesurées.

5.3.6 Structure électrique des premiers kilomètres

La pseudo-section électrique obtenue de l'inversion des données des modes TE et TM montre l'existence d'une structure conductrice superficielle recouvrant des matériaux résistants. L'épaisseur de cette structure conductrice superficielle varie en général entre 0,2 et 0,5 km, avec un maximum de environ 1 km à la station C02. Sous cette structure conductrice superficielle, la structure géoélectrique est assez complexe: elle varie dans les deux directions, verticale et horizontale. Il existe deux zones conductrices, l'une située entre les stations C08 et C04, l'autre située entre les stations C02 et C11. La première zone se développe jusqu'à 2,5 km de profondeur, tandis que la deuxième zone se développe jusqu'à environ 1,5 km de profondeur. Le développement en profondeur et l'étroitesse en largeur de la première zone suggèrent que la limite entre cette zone et la zone résistante au nord-est pourrait être une faille (la faille de la Rivière de Saïgon ?). Une structure résistante, située

entre 1 km à 3 km de profondeur, est présente entre la station C04 à la fin du profil. Cette structure résistante pourrait correspondre à la structure du socle stable de la zone élevée de Da Lat.

La présence de régions très conductrices entre les stations C02 et C11 pourrait correspondre à des artefacts d'inversion car ces régions ne sont pas directement contraintes par des mesures faites au dessus d'elles. De même, la zone très résistante observée à l'extrémité sud-ouest du profil est vraissemblablement liée à des artefacts d'inversion car elle n'apparaît pas clairement sur les résultats des inversions des modes TE et TM séparément (figures 5.19, sous-figures en haut et au milieu), et la figure 5.22 montre que, dans cette région du profil, les résistivités ρ_{xy} calculées ne sont pas en bon accord avec celles observées.

5.4 Discussion

Cat Nguyen Hung et al. (2009) ont proposé que la faille de la Rivière Saïgon recoupe le profil MT près de la station C05. Sur la pseudo-section électrique cette zone est une zone résistante, avec une structure électrique homogène.

Les figures 5.23 présentent les données gravimétriques disponibles pour cette région (Nguyen Ngoc Thu, 2004). Sur cette figure, les stations de mesure sont représentées par le points verts et les données sont présentées par iso-contours. La figure 5.24 présente la carte des données aéromagnétiques réduites au pôle (document original à l'échelle 1/200 000).

A l'extrémité nord-est du profil (stations C02 et C11), l'anomalie gravimétrique (1 mGal environ) est plus faible que sous la partie sud-ouest du profil. La comparaison entre la carte de l'anomalie gravimétrique et la pseudo-section électrique suggère que la diminution du champ gravimétrique est liée à la variation d'épaisseur de la zone conductrice superficielle sous les stations C02 et C11.

La figure 5.23 montre que la courbe correspondant à l'iso-contour 2 mGal passe le long du profil entre la première station (C06) et la neuvième station (C01). La figure 5.24 montre que, pour les données magnétiques également, une courbe d'iso-anomalie (50 nT en l'occurrence) est parallèle au profil MT, notamment au voisinage de la station C05. Dans le cas de données de champs potentiels (champs gravimétrique et magnétique), les contours d'anomalies sont parallèles à la limite entre les blocs de densités ou de susceptibilités différentes : ils ne recoupent donc pas les failles. Ainsi aucune indication de la présence de la faille de la Rivière Saïgon au voisinage de la station C05 n'est présente sur les données gravimétriques et aéromagnétiques.

Sur les figures 5.23 et 5.24, les mesures effectuées en trois profils gravimétriques qui recoupent la faille de la Rivière Saïgon à environ 40 km au sud-est du profil MT sont présentés. Ces profils gravimétriques sont notées par (1), (2), (3) et les stations de mesure sont figurées par les points magenta, jaune et vert clair, respectivement. Les anomalies mesurées en ces 3 profils sont tracées sur la figure 5.25. La position supposée de la faille, indiquée par les rectangles gris foncés, correspond aux stations (43-44-45), (45-46) et (44-45) sur les profils (1), (2) et (3), respectivement. La figure

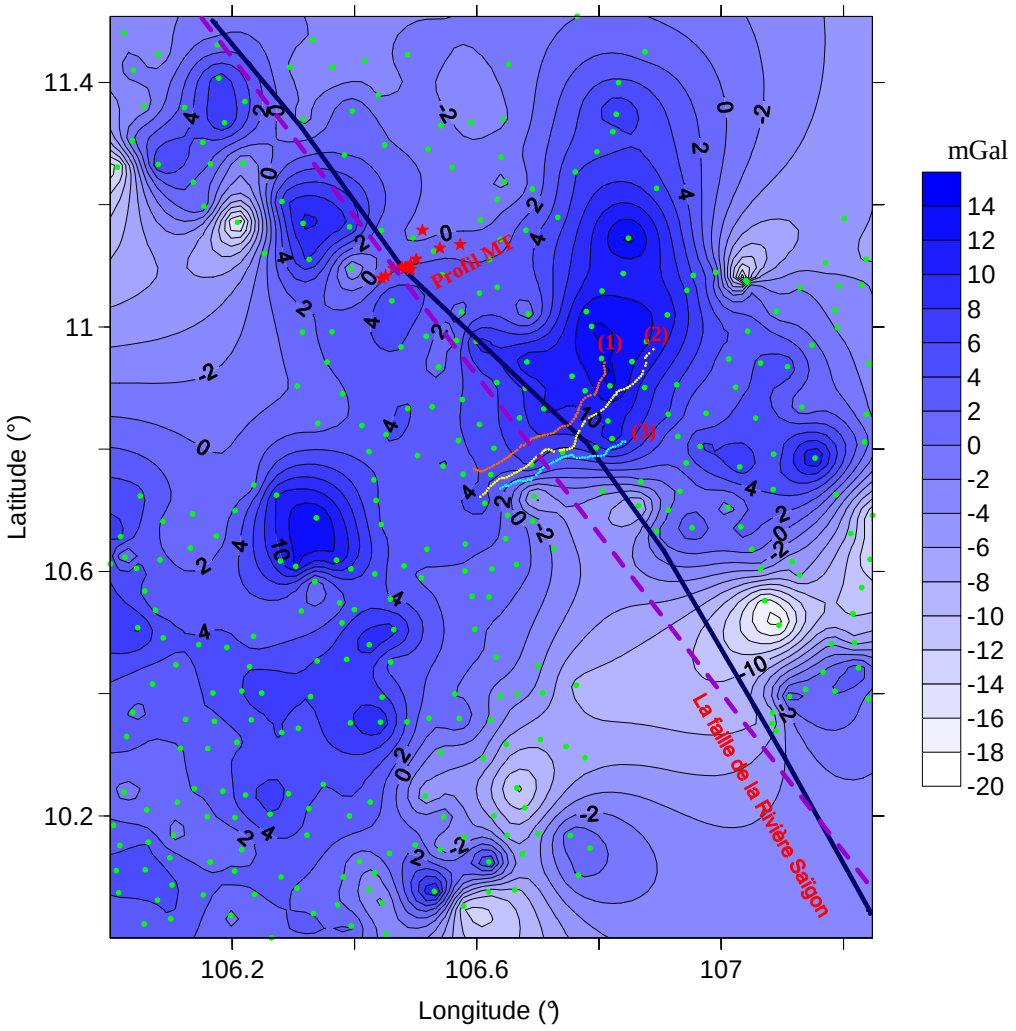


Figure 5.23: *Profils gravimétriques (1), (2) et (3) réalisés dans la région étudiée ; les cercles verts correspondent aux stations occupées sur ces profils. Les contours sont les isovaleurs des anomalies gravimétriques déduites des mesures ainsi effectuées. Le profil MT a également été reporté : les étoiles rouges sont les positions des stations MT. Les trois profils gravimétriques et le profil MT recoupent la faille de la rivière Saigon*

5.25 montre qu'aucune anomalie gravimétrique n'est observée au dessus de la faille. L'analyse des données électromagnétiques, gravimétriques et aéromagnétiques nous conduit donc à mettre en question la localisation de la faille au voisinage du profil MT (proposée par Cat Nguyen Hung et al., 2009) et son itinéraire.

La section géo-électrique déduite de l'inversion des données MT suggère que la faille de la Rivière Saïgon passe au-dessous de C04, et qu'elle correspond à la limite entre un bloc résistant au nord-est et un bloc relativement conducteur au sud-ouest. Le bloc résistant correspond à l'extrémité sud-ouest de la zone élevée de Da Lat, situé au nord-est de la faille, alors que le bloc plus conducteur correspond à l'extrémité nord-est de la zone basse de Can Tho, située au sud-ouest de la faille.

La détermination et la précision de l'itinéraire de cette faille dans les distances de dizaines de kilomètres loins du profil MT est nécessaire. L'analyse de la variation des données gravimé-

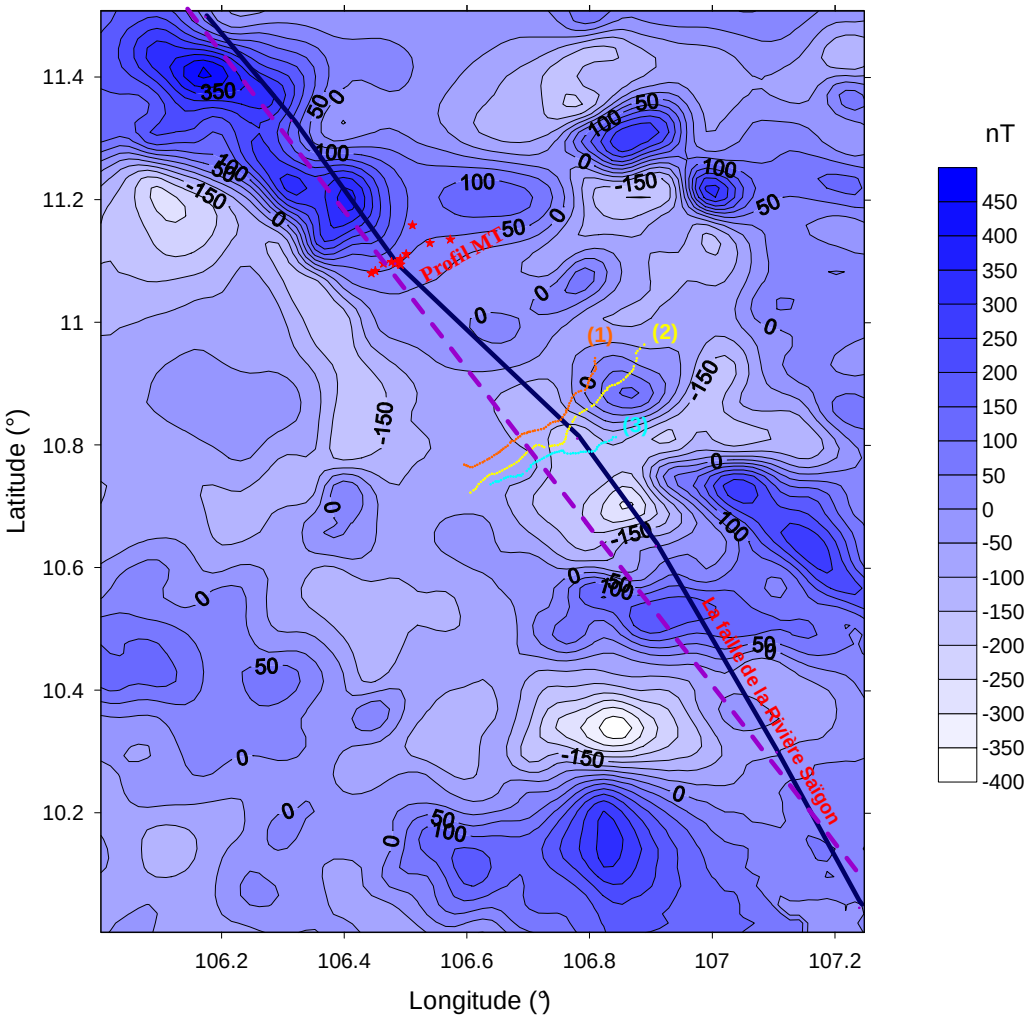


FIGURE 5.24: *Isocontours des anomalies aéromagnétiques réduites au pôle et prolongées à une altitude de 2,5 km. Les stations MT (étoiles rouges) et les trois profils gravimétriques (1), (2) et (3) sont représentés sur cette figure.*

triques acquises sur les trois profils (figure 5.25) montre l'existence d'une anomalie négative entre les stations (20-30) de chaque profil. La ligne hachuré en violet relie, sur les figures 5.23 et 5.24, la position de la faille déduite de l'inversion des données MT, au voisinage de la station C04, et celle de ces anomalies négatives. L'intersection de cette ligne avec chaque profil gravimétrique est présentée par une rectangle en gris clair sur la figure 5.25 : ces rectangles sont situés au-dessous les anomalies négatives. De plus ; la figure 5.23 montre que, vers le nord-ouest du profil (3), cette ligne est parallèle aux iso-contours gravimétriques. Cela signifie que, au nord-ouest du profil gravimétrique (3), cette ligne peut correspondre à l'itinéaire réel de la faille. Au sud-est du profil (3), cette ligne perpendiculaire aux iso-contours gravimétriques, et il ne correspond donc probablement pas à l'itinéaire réel de la faille. Dans cette région, l'itinéaire réel de la faille pourrait être celui qui a été proposé par Cat Nguyen Hung (la ligne bleue sur figrure 5.23). L'analyse des données magnétiques (figure 5.24) conduit à des résultats analogues, qui confirment ces conclusions.

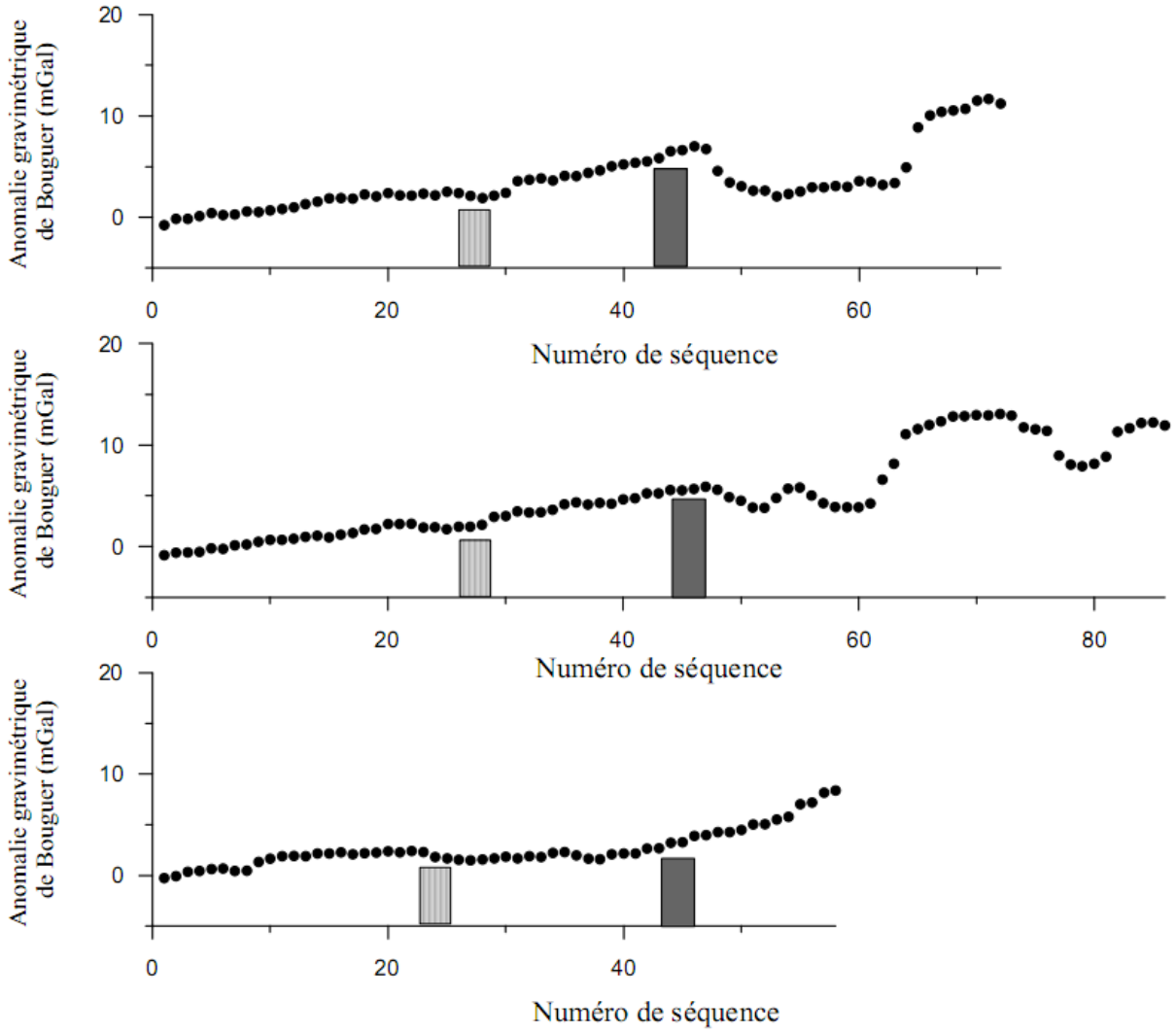


FIGURE 5.25: *Données gravimétriques acquises le long des trois profils (1), (2) et (3) recoupants la faille de la Rivière Saïgon. Les numéros des stations sur les profils (du sud-ouest au nord-est) sont reportés le long des axes des abscisses. Sur chaque profil, les rectangles gris foncés indiquent la position de la faille donnée par Cat Nguyen Hung et al. (2009), et les rectangles gris clairs indiquent la position proposée pour cette faille dans la présente étude.*

En conclusion, l'étude présentée dans ce chapitre nous conduit à proposer un nouveau tracé pour la faille de la Rivière de Saïgon: elle passe au voisinage de la station MT C04, puis, vers le sud-est, elle recoupe les trois profils gravimétriques (1) , (2) et (3) aux stations (26-27-28), (26-27-28), (23-24-25) respectivement.

Chapitre 6

Analyse des données AIEE

6.1 L'AIEE

Durant la 19ème assemblée générale de l'IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) organisé à Vancouver (British Columbia, Canada) en 1987, l'IDCDC (InterDivisionnal Commission for Developping Countries) a proposé à la communauté scientifique internationale d'intensifier l'étude de l'électrojet équatorial dans le cadre d'un projet international : l'AIEE (Année Internationale de l'Electrojet Equatorial), IEEY (International Equatorial Electrojet Year) en anglais. Ce projet a été organisé à l'échelle planétaire, et de nombreux pays y ont participé en effectuant des observations dans trois secteurs de longitude :

- Afrique (330°E-60°E) ; équipes scientifiques venant des pays africains (Algérie, Sénégal, Côte d'Ivoire, Nigeria, Mali, Burkina Faso), des pays européens (France, Espagne, Allemagne et Angleterre), d'Amérique du Nord et de Chine.
- Amérique (190°E-330°E) ; équipes scientifiques venant du Brésil, du Pérou et de l'Argentine.
- Asie (60°E-190°E) : équipes scientifiques venant d'Inde, de Chine, du Vietnam, du Japon, et de Taiwan.

Ces équipes ont participé à l'AIEE soit au travers des campagnes de mesures, soit par un effort accru de modélisation et d'analyse de l'électrojet équatorial. La liste des instruments qui ont été mis en oeuvre durant l'AIEE dans le monde entier est présentée sur la figure 6.1 (C. Amory-Mazaudier et al., 1993, thèse de E. Sambou, 1993).

Dans le secteur africain, les données magnétiques et telluriques ont été enregistrées à l'aide de magnétomètres tri-composantes et de lignes telluriques avec un pas d'échantillonnage d'une minute, et les ionosondes/digisondes ont produit un sondage vertical toutes les 15 minutes durant les phases de mesures en routine et produit un sondage vertical toutes les 5 minutes durant les phases intensives d'observation. Le groupe de base de données est coordonné par C. Amory-Mazaudier. Dans chaque secteur, un catalogue des données enregistrées a été édité tous les trois mois et distribué à tous les participants. Les données magnétiques acquises dans le secteur africain ont permis

Instruments EITS	Afrique / secteur		Inde-Asie / secteur				Autres Japon	Pacifique secteur	Amériques/secteur		
	W. Afrique	Nigéria	Indes	Chine	Taiwan	Vietnam			Brésil	Pérou	Argentine
Magnétomètres	11*, 3	9*	18*	2	1	4*	5	1	14*	11*	3
Ionosondes	4	1*	4	1	1		5		2	1	1
Digisondes	1*		3	1			1	1			
VHF radar			1				1		1		
Incoherent radars							1	1		1	
HF radar	1*,1		6		1		1				
Scintillations.rxs.			18*								
TEC Polarimètres					3				3		
optical meas.	1*		4					4			
Micropulsation			3		1	1*					
Ionospheric drift			3						1		
Geodetic doppler				1							
Meteor. radar			1						1?		
Partial Refl. radar			1								

*** Instruments fonctionnant pour l'AIEE de Septembre 1992 à Mars 1993**

FIGURE 6.1: *Réseau mondial d'instruments mis en place pour l'AIEE (adaptée de figure V-2, thèse de E. SAMBOU)*

d'y déterminer la position de l'électrojet équatorial en 1993 : à la longitude de 5°O, il passe à 11,2°N.

6.2 Les mesures électromagnétiques

Dans le cadre de l'AIEE, de novembre 1992 à octobre 1994, un réseau de 10 stations magnétotelluriques a été installé et mis en oeuvre dans le secteur africain par le laboratoire de géophysique de l'IRD (anciennement ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération). Ces stations étaient disposées le long d'un profil qui s'étend sur 1200 km du nord au sud à une longitude moyenne de 5° O, entre Tombouctou au Mali et Lamto en Côte d'Ivoire, et recoupe l'électrojet équatorial (figure 6.2). Les stations sont numérotées à partir du site 1 (Tombouctou) vers le nord, avec environ 150 km entre deux stations consécutives. Les informations des stations (le nom, le code, la position…) sont présentées sur le Tableau 6.1.

Station	Code	Latitude	Longitude	Altitude	Latitude géomagnétique
Tombouctou	TOM	16.733°	-3.000°	260m	6.90°
Mopti	MOP	14.508°	-4.087°	270m	4.03°
San	SAN	13.237°	-4.879°	300m	2.50°
Koutiala	KOU	12.356°	-5.448°	380m	1.41°
Sikasso	SIK	11.344°	-5.706°	360m	0.12°
Nielle	NIE	10.203°	-5.636°	350m	-1.20°
Korhogo	KOR	9.336°	-5.427°	380m	-2.30°
Katiola	KAT	8.183°	-5.044°	400m	-3.82°
Tiebissou	TIE	7.218°	-5.241°	200m	-4.99°
Lamto	LAM	6.232°	-5.017°	150m	-6.27°

TABLE 6.1: *Nom, code, position géographique et latitude géomagnétique des stations électromagnétiques de l'AIEE (adaptés de Vassal et al., 1998).*

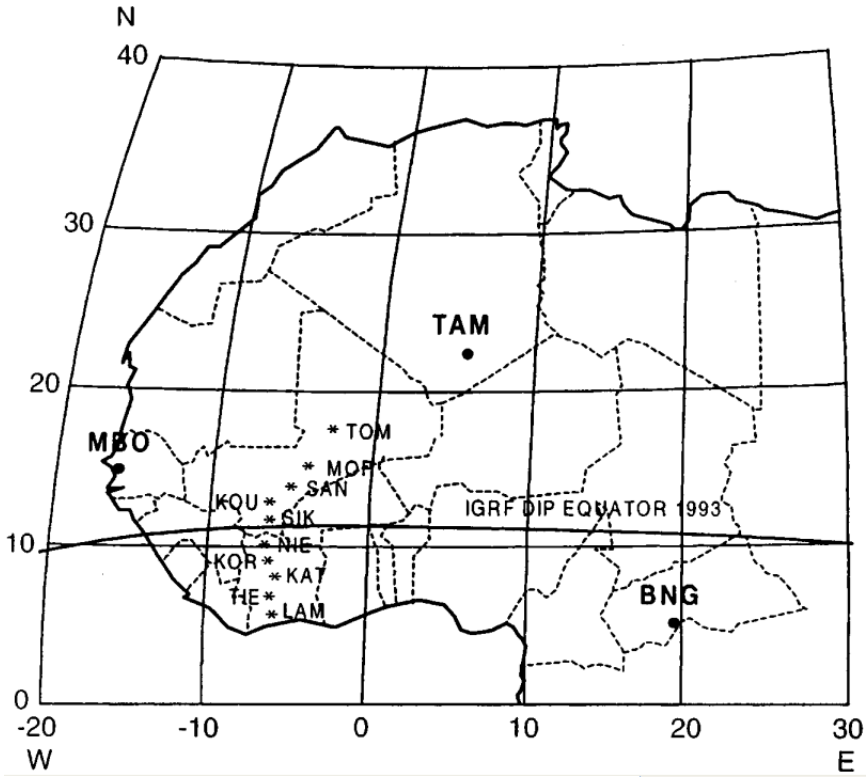


FIGURE 6.2: *Observatoires magnétiques et stations électromagnétiques de l'AIEE dans le secteur afrique. Les stations électromagnétiques sont indiquées par les astérisques.*

6.2.1 La campagne de terrain

Les capteurs magnétiques horizontaux sont des variomètres du type Mosnier, avec un aimant suspendu contrôlé par un système de capacité et sysème de compensation automatique. Ils mesurent les variations des composantes horizontales du champ magnétique transitoire dans la direction nord-sud magnétique (composante H, positive vers le nord) et est-ouest magnétique (composante D, positive vers l'est). Ces variomètres ont une sortie analogique dans la gamme ± 2 volts avec une sensibilité de 10 mV / nT et une précision meilleure que 0,02 nT ; leur stabilité thermique est d'environ 0,02 nT/C. Les capteurs magnétiques verticaux ont été développés par les équipes de l'EOPGS (Ecole Institut de Physique du Globe de Strasbourg, France) et de la DT / INSU (Centre de Recherches Géophysiques, Garchy, France) : il sont constitués d'une sonde linéaire courte du type Thomson-Sintra (L = 85 mm, d = 18,5 mm), avec une sortie analogique dans la gamme de ± 2 Volts et une sensibilité de 10 mV / nT. Le bruit total de variomètre est inférieure à 0,1 nT p-p dans la gamme de 0,2 à 2 Hz.

Afin de minimiser la dérive thermique générée par les variations diurne et saisonnière de température, les capteurs magnétiques ont été enterrés à 1 mètre de profondeur.

Les électrodes utilisées pour enregistrer les variations des potentiels telluriques sont des électrodes au plomb. Ces électrodes ont un bruit significatif (100 micro-V après 24 h.) et elles prennent beaucoup de temps pour devenir stables. Cependant, ces électrodes, simples et robustes, peuvent être fabriquées localement à partir des batteries au plomb de voiture : elles sont ainsi bien adaptées aux conditions de terrain en Afrique, et c'est pour cette raison qu'elles ont été utilisées. Chaque électrode est constituée de cinq minces feuilles de plomb métallique (20 cm x 10 cm). Ces électrodes sont disposées dans les directions magnétiques NS (composante électrique E_x, positive vers le nord magnétique) et OE (composante électrique E_y, positive vers l'est magnétique). Chaque paire d'électrodes est écartée de 200 m et enterrée à 50 cm de profondeur. Les mesures in situ ont montré que les variations de la température différentielle entre deux électrodes enterrée à 50 cm de profondeur sont d'environ 0,2 ° C pour une variation diurne de température d'environ 15 ° C à la surface, impliquant donc une dérive thermique négligeable de 5-10 micro-V. Le signal électrique mesuré est amplifié et la sortie est dans la gamme de ± 250 mV / km avec une sensibilité de 0,13 mV / km.

Les systèmes d'acquisition numérique sont de type Mosnier ; ils ont été développés par le CRG (Centre de Recherches Géophysiques, Garchy, France). Les sorties analogiques des différents capteurs sont filtrées passe-bas avec une fréquence de coupure de 0,0083 Hz (120 secondes), en utilisant un filtre analogique antialiasing. Le signal est ensuite numérisé grâce à un Convertisseur A/D 12 bits. La procédure d'acquisition de données est contrôlée par un ordinateur, qui permet de sélectionner le pas d'échantillonnage. Un pas d'échantillonnage d'une minute a été utilisé pour l'enregistrement des données. Les données sont stockées dans une carte mémoire de 1 Mb qui permet d'enregistrer 66 jours de données.

Afin d'éviter les problèmes liés aux difficiles conditions climatiques, le système d'acquisition

et les équipements électroniques ont été installés dans les boîtes isothermiques.

La consommation électrique de chaque station est d'environ 5 W (12 V, 420 mA). L'instrumentation est alimentée par une batterie (12 V, 45 Ah) qui est chargée par les panneaux solaires grâce à un régulateur de courant. Chaque station est équipée d'une balise ARGOS qui envoie tous les 200 secondes un message de 32 octets donnant le statut opérationnel de la station : charge de la batterie, jour, heure, taux de remplissage de carte mémoire et 2 données par canal. La surveillance journalière permettait ainsi de connaître l'état des stations en temps quasi-réel, permettant d'intervenir rapidement en cas urgence. Les magnétomètres utilisés pour ce réseau ont été étalonnés sur le site de l'observatoire de M'Bour, par comparaison durant deux mois entre leurs enregistrements et ceux de l'observatoire de Mbour. Les différences entre eux restent inférieures à $\pm$1,5 nT.

A chaque station, les trois composantes (deux composantes horizontales et une composante verticale) du champ magnétique et les deux composantes horizontales du champ tellurique ont été enregistrées. Les données magnétiques ont été enregistrées continuellement de novembre 1992 à novembre 1994, mais les enregistrements telluriques ont été arrêtés pendant la saison des pluies, à partir du mois de mai 1993. La qualité de données n'est pas parfaite, il existe des périodes où une ou plusieurs composantes du champ électromagnétique manque(nt).

La figure 6.3 présente les données magnétiques et telluriques observées aux 9 stations (il manque les données de la station de Tombouctou) durant 5 jours consécutifs.

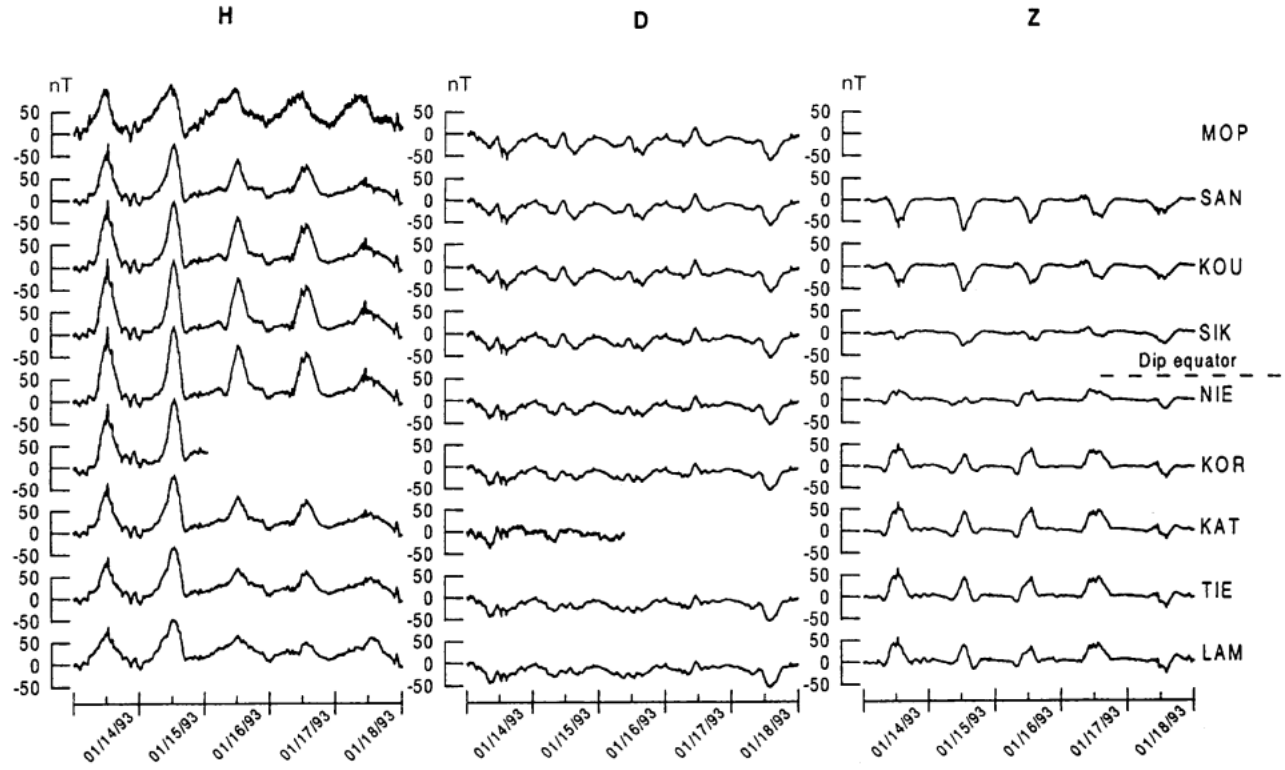
On voit sur cette figure que les variations des composantes magnétiques sont simples et qu'elles montrent clairement la variation diurne du champ magnétique terrestre. Les amplitudes des variations magnétiques sont comparables en toutes les stations. Cependant, les variations des composantes telluriques sont plus compliquées, et elles varient largement avec la position de la station.

La description technique de l'expérience électromagnétique de l'AIEE et la base de données (les valeurs enregistrées à chaque minute et les valeurs moyennes horaires) sont stockées dans un CD-ROM qui s'appelle "IEEY Electromagnetic Data Base/African Sector". Ce CD-ROM est disponible sur demande au centre de l'IRD, à Bondy.

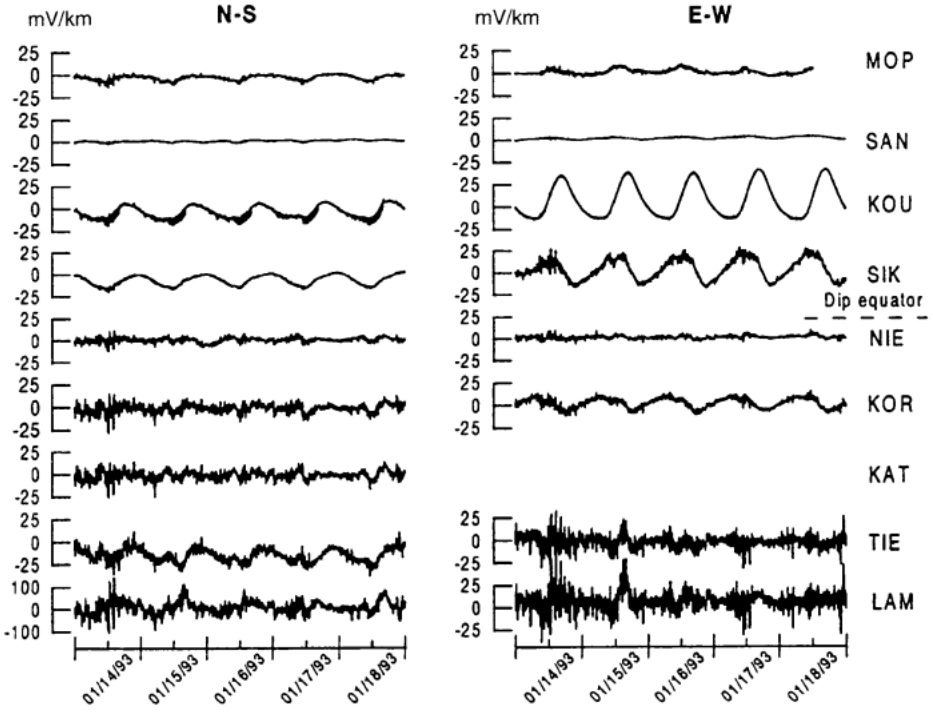
6.2.2 Traitement des données

Durant les périodes magnétiquement calmes, l'intensité des variations irrégulières du champ électromagnétiques est faible, ce qui rend plus difficile le calcul des éléments du tenseur d'impédance. L'activité magnétique entre novembre 1992 et novembre 1994 est donnée en figure 6.4. Dans cette figure, les jours TU vraiment calmes ou très calmes, ainsi que les intervalles de 48 heures qui sont vraiment calmes ou très calmes sont notés par C, C*, CC et CC* respectivement (cf. Menvielle et Berthelier, 1991 ou Vassal et al., 1998). Les données enregistrées durant ces jours ne sont pas utilisées pour l'estimation du tenseur d'impédance.

Par ailleurs, l'augmentation côté jour de la conductivité ionosphérique se traduit par une amplification locale des variations irrégulières du champ magnétiques, et l'hypothèse de l'onde plane ne



(a)



(b)

FIGURE 6.3: *Variation du champ électromagnétique durant 5 jours consécutifs. Sous-figure a : La variation du champ magnétique. Sous-figure b : La variation du champ électrique. Cette figure est extraite de l'article de Vassal et al., 1998.*

s'applique plus pour des fréquences suffisamment basses. Nous avons donc considéré séparément les enregistrements de jour et ceux de nuit, et nous avons constitué des échantillons de jour (entre 07h45 et 16h16 - 512 minutes) et de nuit (entre 19h 45 et 04h16 - 512 minutes).

– La station de Tombouctou (TOM)

A cette station, les données magnétiques et telluriques ont été simultanément enregistrées du 7 février 1993 au 28 avril 1993. Dans un premier temps, jusqu'au 23 mars 1993, la qualité des données est bonne. Ces données sont stockées dans le fichier Tom9303.min. Ensuite, du 23 mars au 28 avril, les données de la composante magnétique horizontale H sont incertaines (dans le fichier Tom9305.min : les amplitudes des variations de la composante H sont souvent inférieures à 0,1 nT). Les enregistrements telluriques ont été arrêtés le 23 mai 1993 ; entre cette date et le 19 novembre 1994, seules les composantes magnétiques ont été enregistrées. Après élimination des périodes magnétiquement calmes, 41 échantillons de nuit et 58 échantillons du jour ont été créés et utilisés pour calculer le tenseur d'impédance.

– La station de Mopti (MOP)

Cette station a fonctionné du 23 novembre 1992 au 18 janvier 1994. Jusqu'au 1 juillet 1993, les données magnétiques et telluriques ont été simultanément enregistrées, mais, à cause de problèmes techniques, les cinq composantes ne sont intégralement sauvegardées que pour la période allant du 23 novembre 1992 au 2 décembre 1992 (stockées dans le fichier MOP9212.min), et pour celle allant du 6 mars 1993 au 2 mai 1993 (données du 6 mars au 3 avril stockées dans le fichier MOP9303.min ; données du 3 avril au 2 mai stockées dans le fichier MOP9305.min). Pour cette station, le tenseur d'impédance a été calculé à partir de 59 échantillons de nuit et de 55 échantillons de jour.

– La station de San (SAN)

Cette station a fonctionné du 21 novembre 1992 au 21 août 1994. Jusqu'au 26 mai 1993, les données magnétiques et telluriques ont été simultanément enregistrées mais, à cause de problèmes techniques, la composante tellurique EO est perdue entre 31 janvier et le 5 février 1993. Les données magnétiques et telluriques enregistrées à cette station sont les plus abondantes qu'à n'importe quelle autre station du réseau. Pour cette station, le tenseur d'impédance a été calculé à partir de 153 échantillons de nuit et de 131 échantillons de jour.

– La station de Koutiala (KOU)

Cette station a fonctionné du 25 novembre 1992 au 13 septembre 1994. Les données magnétiques et telluriques ont été simultanément enregistrées du 25 novembre 1992 au 29 avril 1993 et stockées dans les fichiers KOU9211.min, KOU9301.min, KOU9303.min et KOU9305.min. Pour cette station, le tenseur d'impédance a été calculé à partir de 107 échantillons de nuit et de 94 échantillons de jour.

– La station de Sikasso (SIK)

Cette station a fonctionné du 25 novembre 1992 au 26 août 1994. Les données magnétiques et telluriques ont été simultanément enregistrées jusqu'au 23 février 1993 et stockées dans les fichiers SIK9211.min, SIK9301.min et SIK9302.min. Pour cette station, le tenseur d'impédance a été

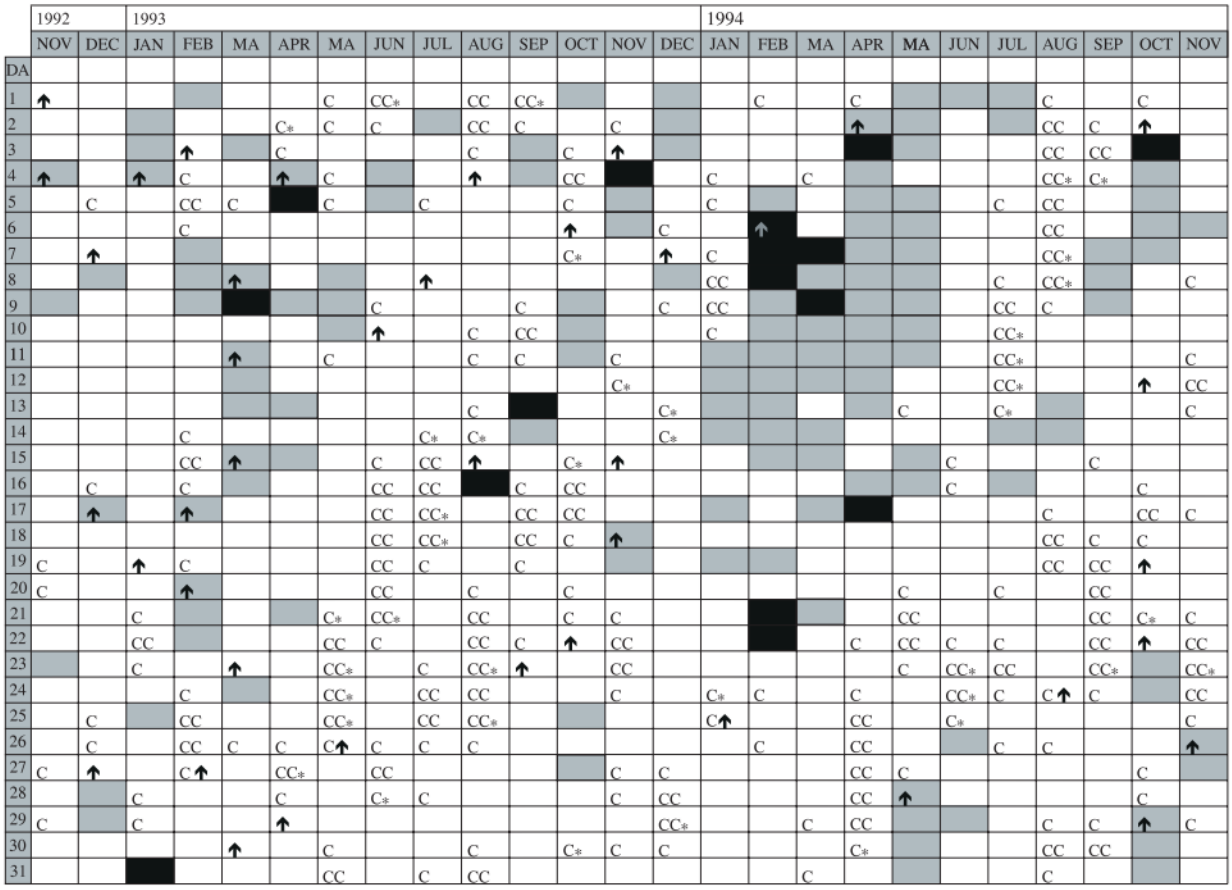


Figure 6.4: *Distribution des jours calmes et perturbés de Novembre 1992 à Novembre 1994. (Tirée de Vassal et al., 1998)*

calculé à partir de 33 échantillons de nuit et de 25 échantillons de jour.

– La station de Nielle (NIE)

Cette station a fonctionné du 29 novembre 1992 au 16 septembre 1994. Les données magnétiques et telluriques ont été simultanément enregistrées jusqu'au 7 juin 1993 et stockées dans les fichiers NIE9211.min, NIE9301.min, NIE9303.min et NIE9305.min. Pour cette station, le tenseur d'impédance a été calculé à partir de 125 échantillons de nuit et de 107 échantillons de jour.

– La station de Korhogo (KOR)

Cette station a fonctionné du 30 novembre 1992 au 7 novembre 1994. Les données magnétiques et telluriques ont été simultanément enregistrées jusqu'au 10 juin 1993 et stockées dans les fichiers KOR9211.min, KOR9301.min, KOR9303.min, KOR9304.min, KOR930A.min et KOR9305.min. Pour cette station, le tenseur d'impédance a été calculé à partir de 45 échantillons de nuit et de 35 échantillons de jour.

– La station de Katiola (KAT)

Cette station a fonctionné du 2 décembre 1992 au 8 novembre 1994. Les données magnétiques et telluriques ont été simultanément enregistrées du 17 février au 9 juin 1993 et stockées dans les

fichiers KAT9303.min et KAT9305.min. Dans le fichier KAT9305.min, les données magnétiques de la composante horizontale D sont perdues. Pour cette station, le tenseur d'impédance a été calculé à partir de 10 échantillons de nuit et de 10 échantillons de jour. Cette station est celle pour laquelle nous disposons du plus petit ensemble de données.

– La station de Tiebessou (TIE)

Cette station a fonctionné du 8 janvier 1993 au 15 juillet 1994. Les données magnétiques et telluriques ont été simultanément enregistrées jusqu'au 9 juin 1993 et stockées dans les fichiers TIE9301.min, TIE9303.min et TIE9305.min. Dans le fichier TIE9305.min, les données magnétiques de la composante horizontale D sont perdues. Pour cette station, le tenseur d'impédance a été calculé à partir de 42 échantillons de nuit et de 38 échantillons de jour.

– La station de Lamto (LAM)

Cette station a fonctionné du 7 janvier 1993 au 3 septembre 1994. Les données magnétiques et telluriques ont été simultanément enregistrées jusqu'au 3 mai 1993 et stockées dans les fichiers LAM9301.min, LAM9303.min et LAM9304.min. Dans le fichier TIE9304.min, les données magnétiques de la composante horizontale H sont perdues. Pour cette station, le tenseur d'impédance a été calculé à partir de 58 échantillons de nuit et de 50 échantillons de jour.

6.2.3 Calcul du tenseur MT

A chaque station, le calcul du tenseur d'impédance a été conduit en utilisant la méthode décrite au chapitre 3. Ce calcul a été effectué en considérant séparément les données enregistrées de nuit et celles enregistrées de jour. Les périodes discrètes choisies pour calculer l'impédance sont 120 s, 183 s, 281 s, 431 s, 660 s, 1012 s, 1551 s, 2376 s, 3640 s, 5577 s, 8544 s, 13089 s, 20052 s et 30720 s. Ces valeurs sont séparées par un intervalle quasi-constant sur une échelle logarithmique, avec six valeurs par décade. La figure 6.5 présente toutes les périodes discrètes de la transformation de Fourier d'un échantillon de données qui comporte 512 valeurs avec un pas d'échantillonnage d'une minute. On constate que pour les périodes supérieures à 6000 s, ces périodes sont clairsemées, et chaque période de calcul (13089 s, 20052 s et 30720 s) est située entre deux ou trois d'entre elles. Pour ces périodes, l'estimation du tenseur est basée sur une statistique pauvre.

A chaque station, et pour chaque ensemble de données (de nuit et de jour), le même estimateur robuste que celui utilisé aux chapitres 4 et 5 a ensuite été appliqué dans le domaine fréquentiel pour éliminer ou diminuer l'effet des valeurs avec de larges déviations. Les composantes du tenseur d'impédance ont été estimées pour chacune des périodes choisies, puis le coefficient de dissymétrie SK et l'angle Thêta ont été estimés. Les résultats sont présentés sur les figures de 6.6 à 6.12.

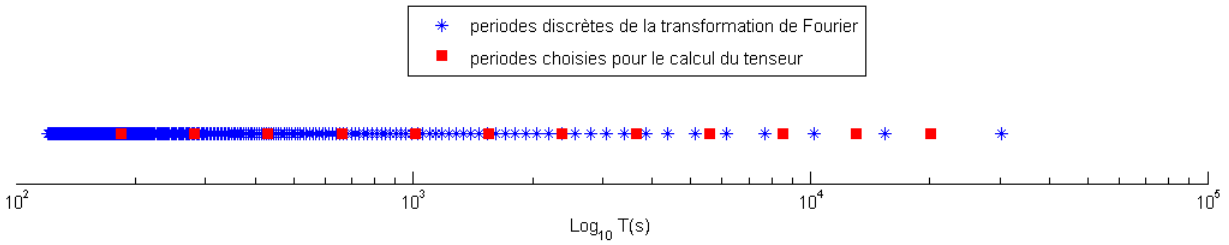


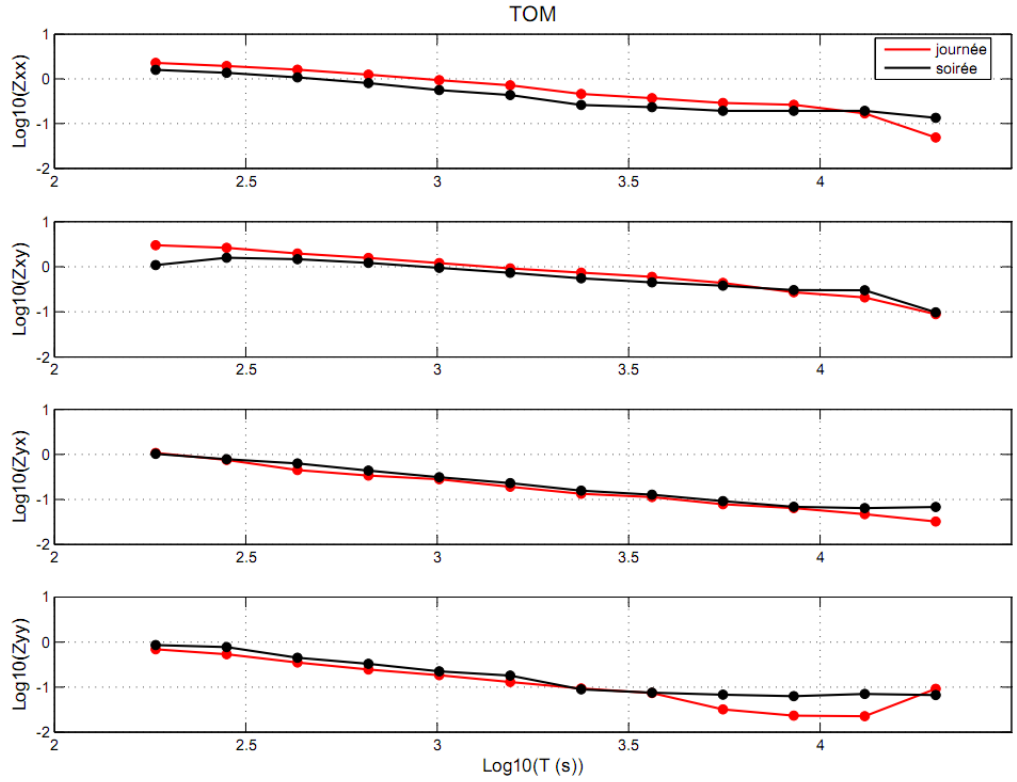
Figure 6.5: *Distribution sur une échelle logarithmique des périodes discrètes de la transformation de Fourier et des périodes choisies pour le calcul du tenseur MT.*

Péri\St	TOM	MOP	SAN	KOU	SIK	NIE	KOR	KAT	TIE	LAM
184	49,9	13,3	7,5	13,1	42,4	26,1	83,5	224,6	250,7	560,0
282	44,6	24,3	11,6	16,9	83,2	44,0	143,8	318,7	458,8	860,0
431	64,5	37,9	14,5	21,4	111,4	61,4	167,6	354,1	609,3	1028,1
661	67,1	49,5	15,2	19,7	106,9	78,8	198,9	408,5	736,9	1210,4
1013	72,5	71,4	17,6	20,9	123,6	94,7	228,8	488,5	856,7	1344,3
1551	80,8	104,5	18,5	21,9	106,0	115,4	255,0	564,0	9251	1498,2
2376	80,2	122,8	19,8	25,8	100,3	123,1	244,8	581,3	936,1	1559,6
3641	96,0	142,0	25,6	34,3	132,1	137,9	256,3	725,7	989,7	1673,5
5577	108,0	151,6	31,0	91,6	162,6	149,2	255,1	555,0	998,8	1723,4
8544	122,3	239,5	104,6	615,6	527,8	216,0	401,9	665,5	1127,4	1969,8
13089	157,3	330,8	258,3	1594,9	1363,3	374,3	706,6	511,0	1473,2	2498,1
20053	243,3	670,1	474,1	2215,7	2511,4	873,7	2442,0	993,2	1820,6	2495,4

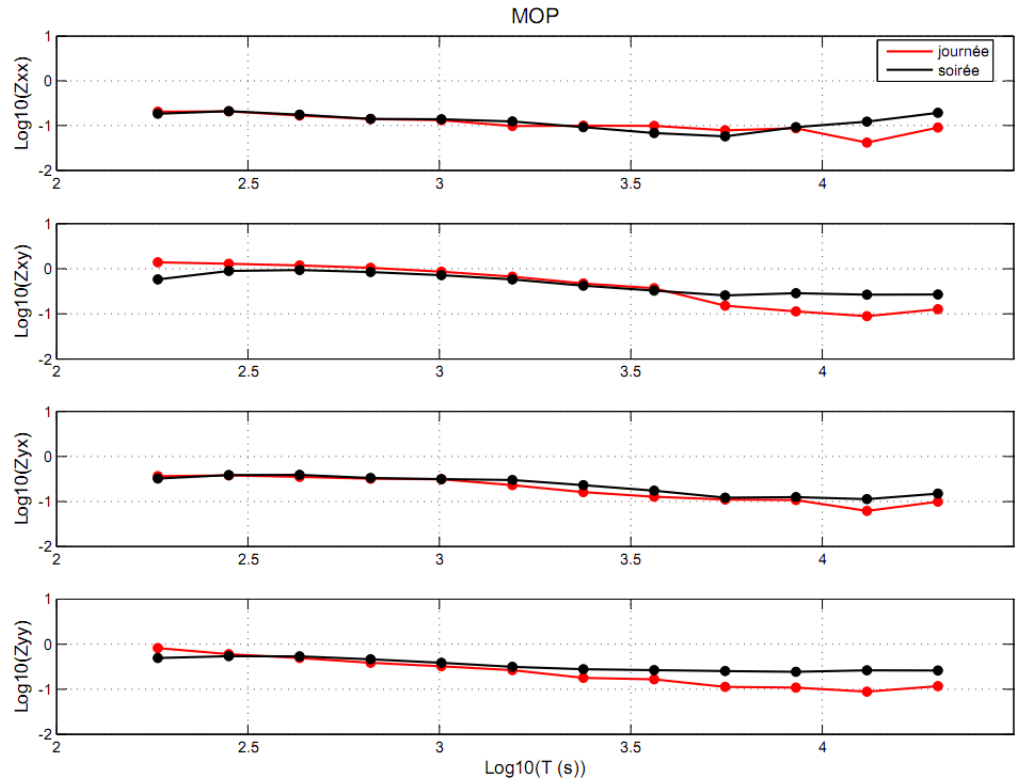
TABLE 6.2: *Profondeur de pénétration du champ électromagnétique sur la gamme de période de 184 s à 20053 s aux stations de l'AIEE.*

6.3 Influence de l'électrojet équatorial sur les sondages électromagnétiques

L'augmentation côté jour de la conductivité ionosphérique au voisinage de l'équateur se traduit - entre autres - par une variation importante de l'intensité des variations irrégulières du champ magnétique sur des distances de quelques centaines de kilomètres de part et d'autres de l'équateur magnétique. L'hypothèse de l'onde plane, sur laquelle repose la MT, s'applique lorsque la profondeur de pénétration du champ électromagnétique dans le sous-sol conducteur est petite devant la longueur d'onde du champ magnétique d'origine externe. La profondeur de pénétration augmente avec la période du champ électromagnétique : au voisinage de l'équateur magnétique, il existe donc une période limite, au dessus de laquelle l'hypothèse de l'onde plane ne s'applique

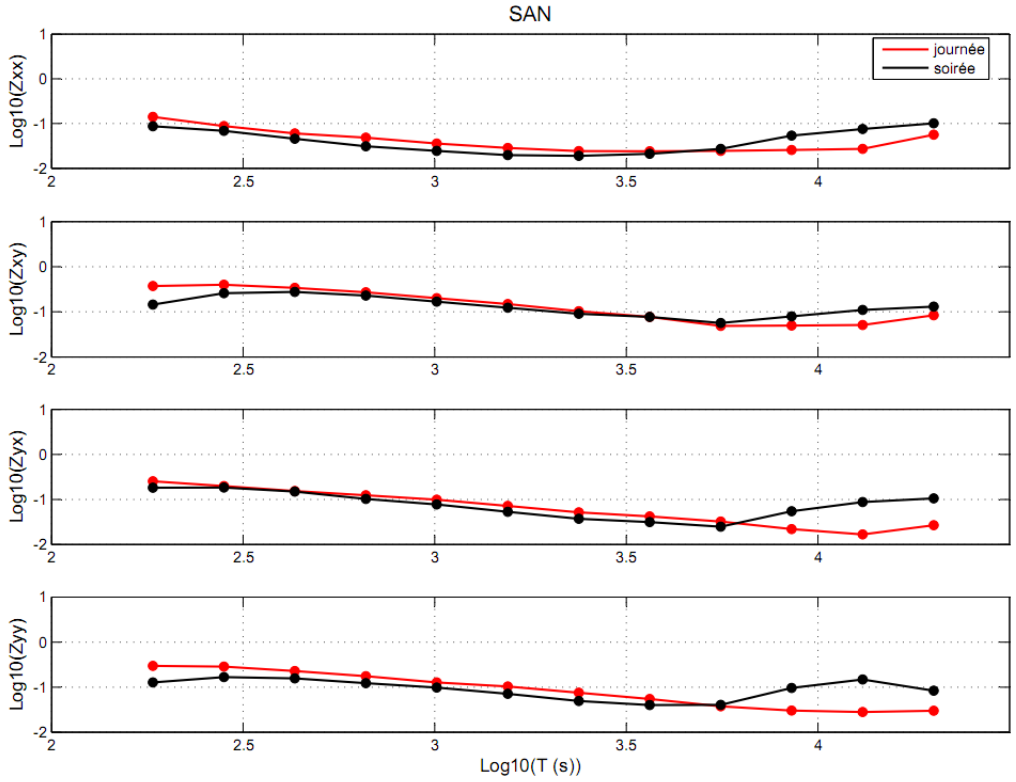


(a)

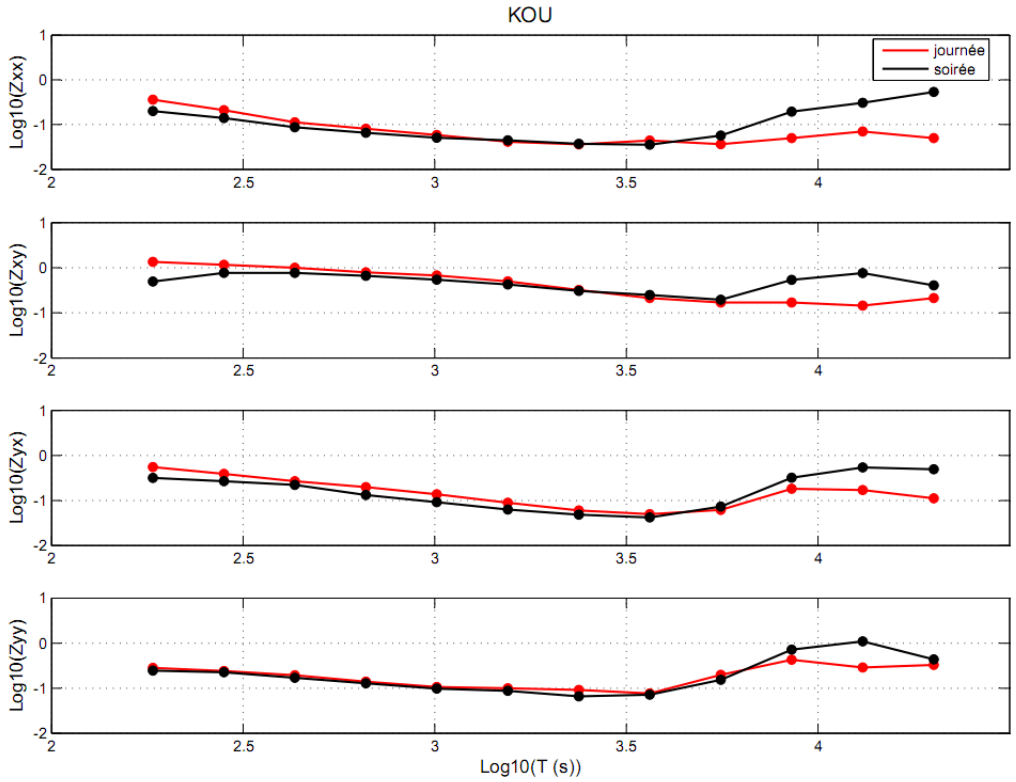


(b)

Figure 6.6: *Composantes du tenseur MT calculées aux stations de l'AIEE. Les courbes en noir et en rouge sont calculées pour les données enregistrées en soirée et en journée, respectivement.*

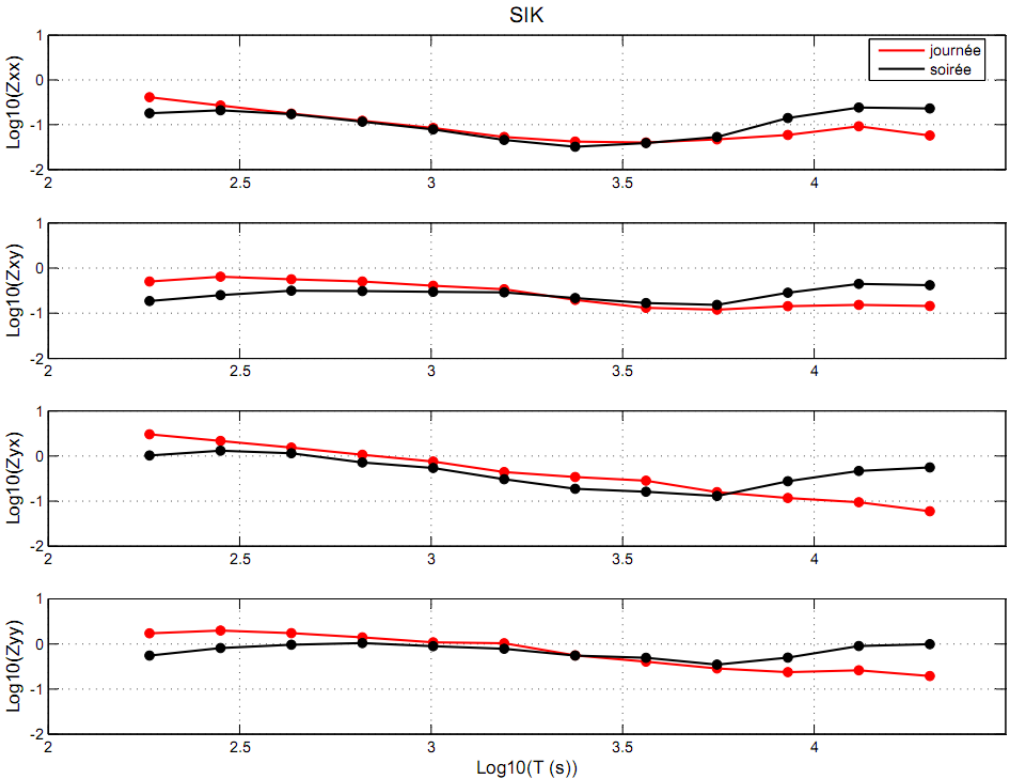


(a)

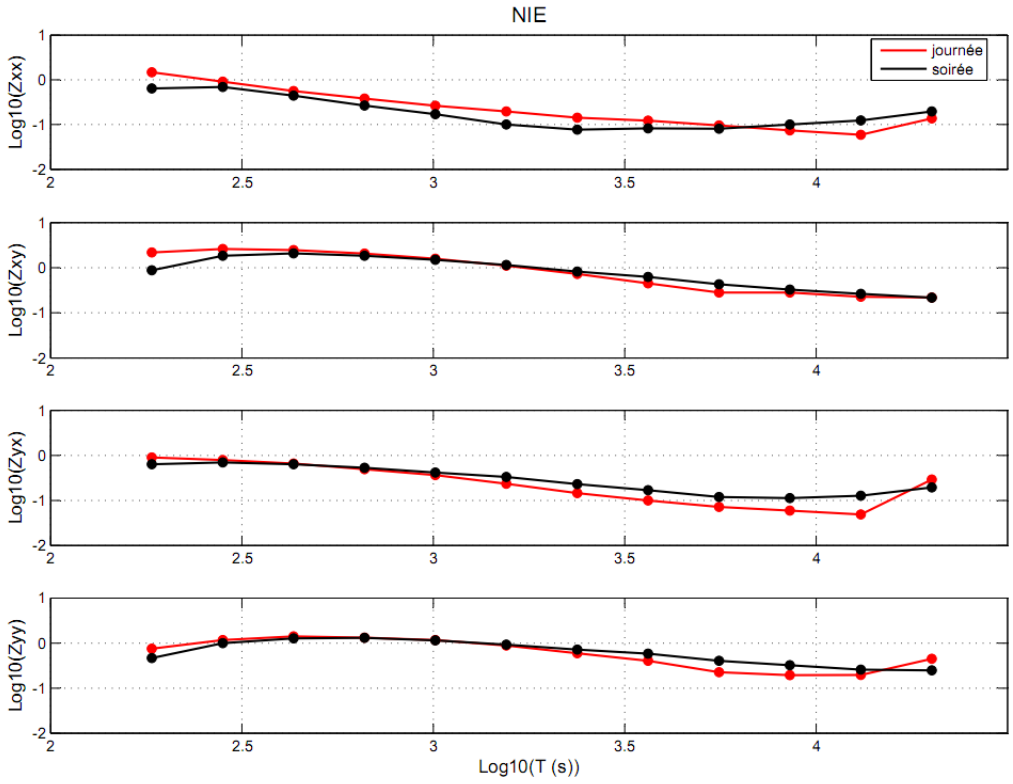


(b)

Figure 6.7: *Composantes du tenseur MT calculées aux stations de l'AIEE. Les courbes en noir et en rouge sont calculées pour les données enregistrées en soirée et en journée, respectivement.*

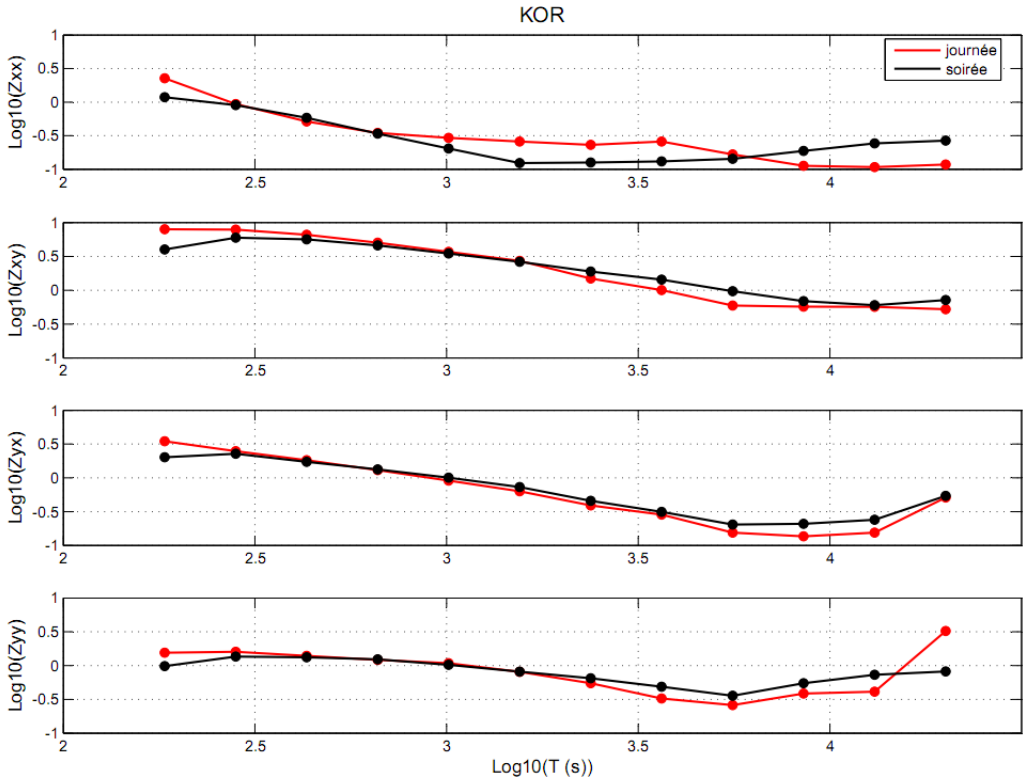


(a)

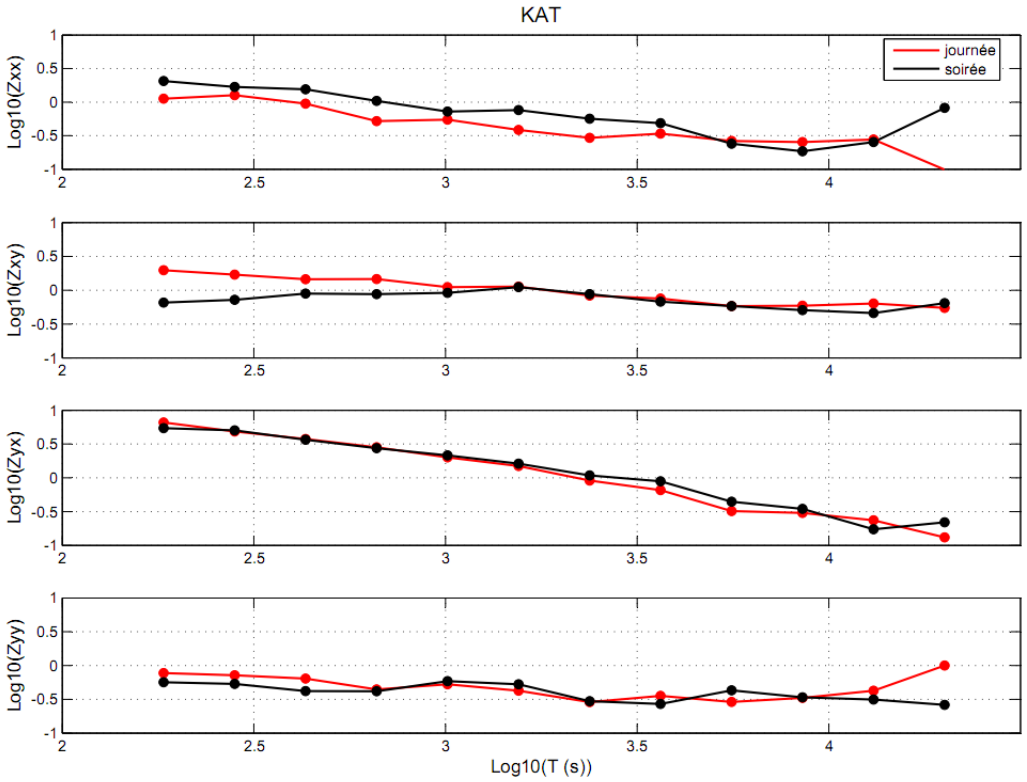


(b)

Figure 6.8: *Composantes du tenseur MT calculées aux stations de l'AIEE. Les courbes en noir et en rouge sont calculées pour les données enregistrées en soirée et en journée, respectivement.*

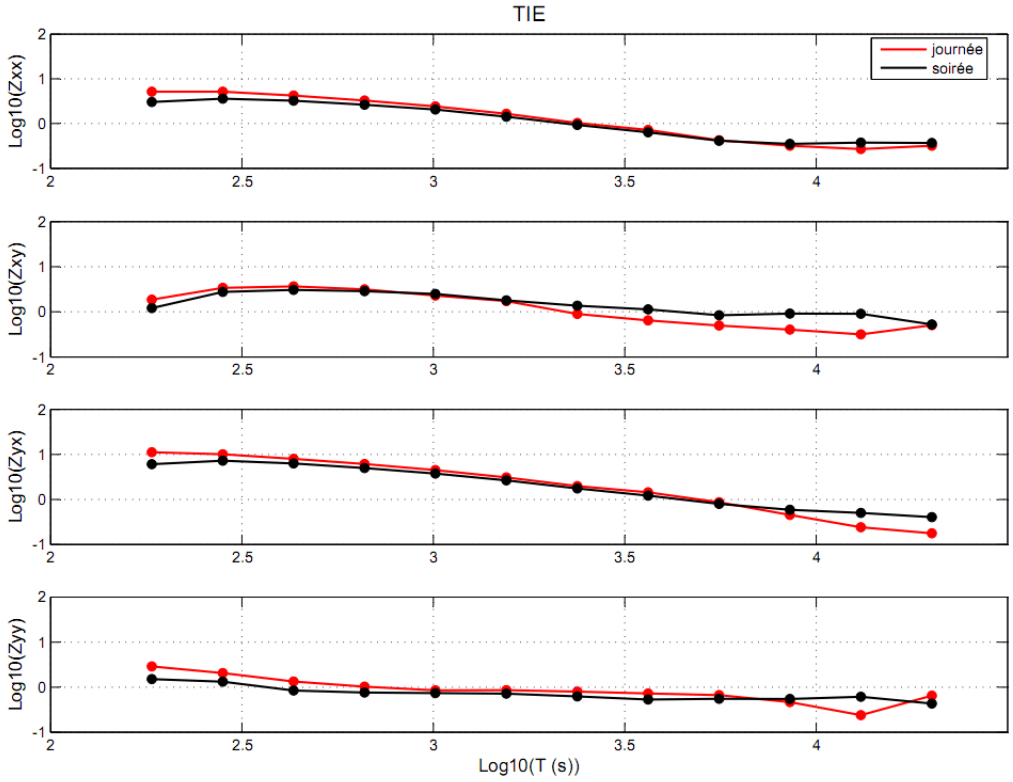


(a)

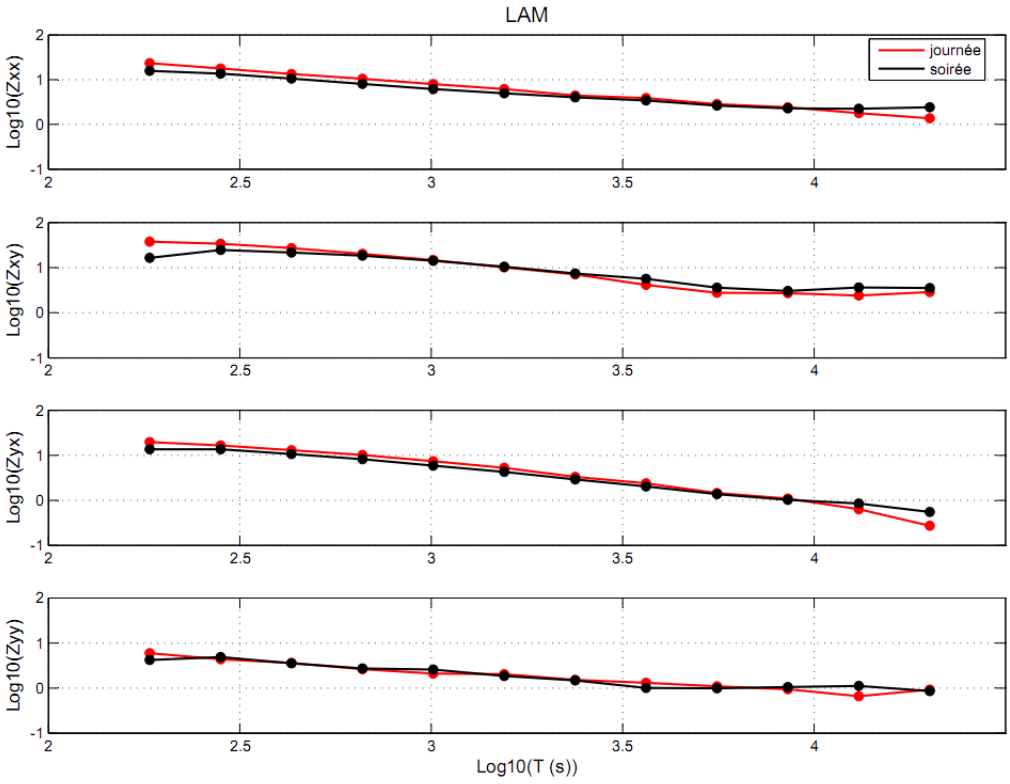


(b)

FIGURE 6.9: *Composantes du tenseur MT calculées aux stations de l'AIEE. Les courbes en noir et en rouge sont calculées pour les données enregistrées en soirée et en journée, respectivement.*



(a)



(b)

FIGURE 6.10: *Composantes du tenseur MT calculées aux stations de l'AIEE. Les courbes en noir et en rouge sont calculées pour les données enregistrées en soirée et en journée, respectivement.*

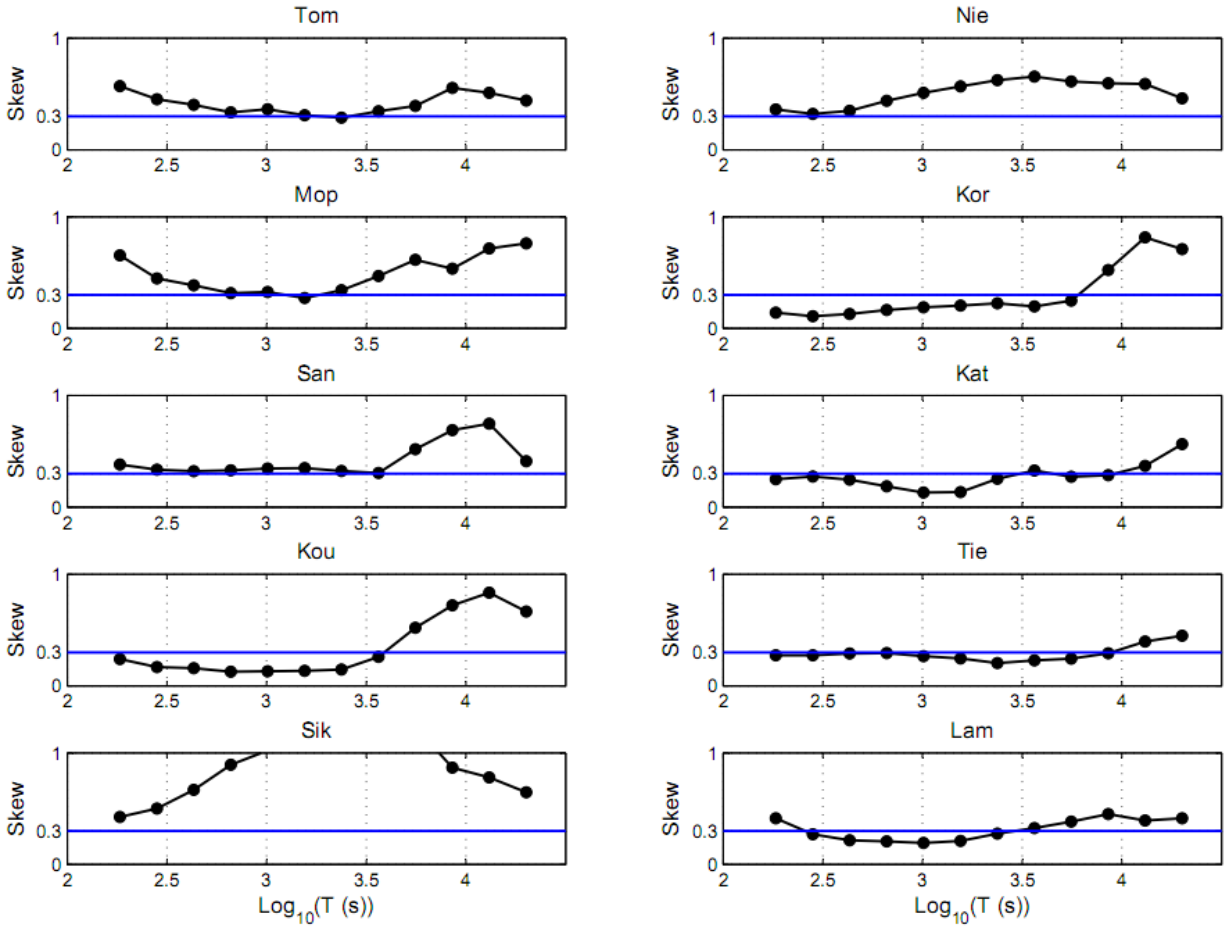


FIGURE 6.11: *Variations du coefficient de dissymétrie (SK) pour chaque station (données de nuit).*

plus.

6.3.1 Etude aux stations de l'AIEE

Une première analyse de l'influence de l'électrojet équatorial sur les sondages électromagnétiques aux stations de l'AIEE est faite en utilisant les deux modèles de terrain proposés par Vassal et al. (1998). Ces modèles ont été déduits de résultats de sondages magnétotelluriques et géomagnétiques effectués auparavant en Afrique de l'Ouest. Le modèle 1 décrit la structure géoélectrique du Craton Ouest-africain et le modèle 2 décrit la structure géoélectrique du bassin du fleuve Sénégal ; les paramètres de ces deux modèles sont donnés au Tableau 6.2.

La limite entre le Craton Ouest-africain au sud et le bassin du fleuve Sénégal au nord est située au voisinage de l'équateur magnétique (Vassal et al., 1998).

Vassal et al. (1998) ont séparément examiné l'influence de l'électrojet équatorial sur le champ magnétique et sur le champ électrique. Ils ont calculé les champs magnétique et électrique aux stations de l'AIEE et au centre de l'électrojet équatorial, et ils ont montré que, pour des périodes comprises entre 10^2s et 10^5s, les intensités des composantes horizontales magnétique et électrique

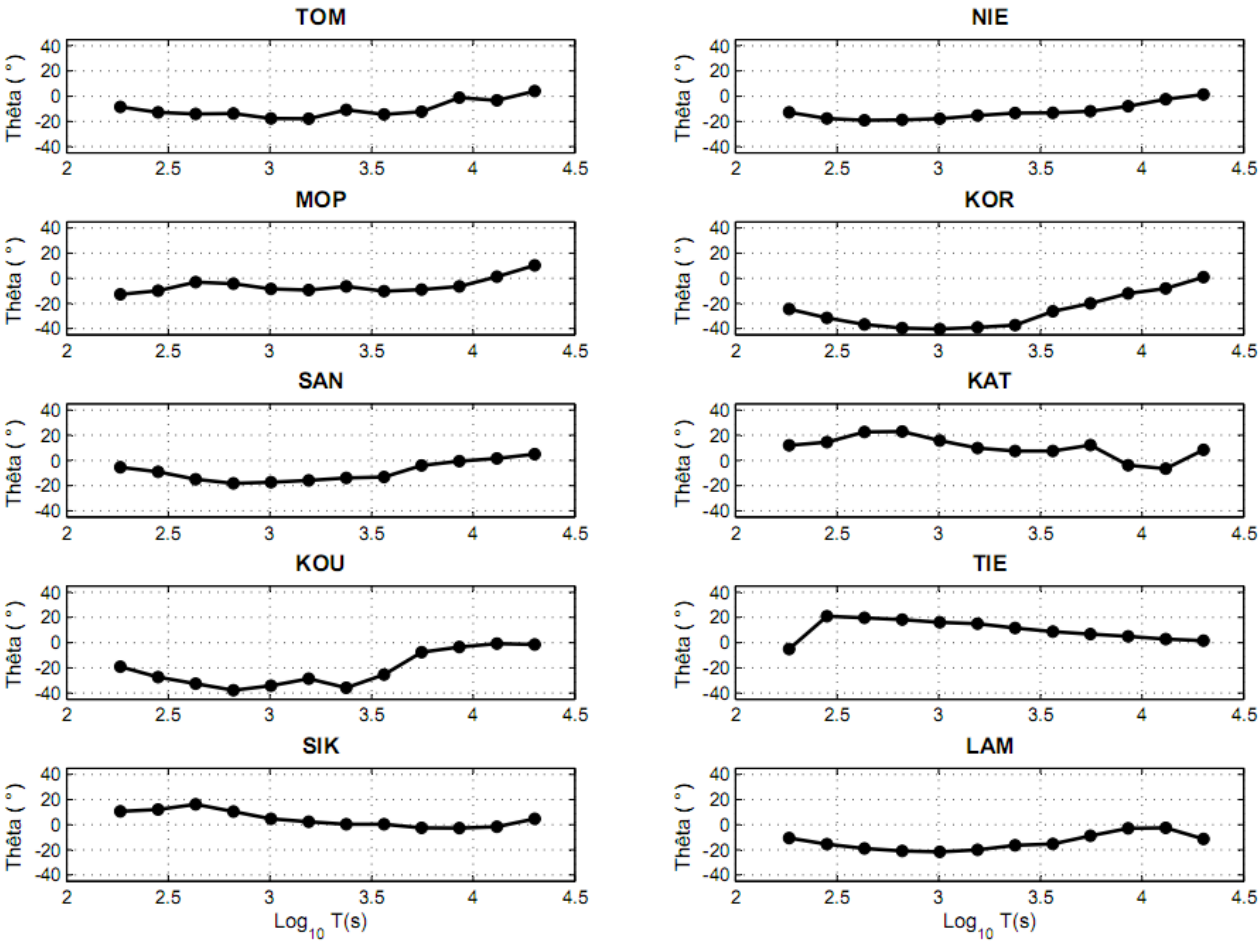


FIGURE 6.12: *Variations de Thêta pour chaque station (données de nuit).*

n'ont pas le même comportement. L'intensité de la composante horizontale magnétique diminue rapidement avec la distance au centre de l'électrojet équatorial, et la variation relative (le champ magnétique aux stations de l'AIEE normalisé par celui au centre de l'électrojet équatorial) de cette composante ne dépend de manière significative ni de la structure géo-électrique, ni de la période. Le champ électrique diminue également avec la distance au centre de l'électrojet équatorial, mais sa variation relative dépend à la fois de la structure géo-électrique et de la période: pour les périodes courtes, la décroissance du champ électrique dépend principalement de la structure géo-électrique, alors que pour les longues périodes, la rapidité de cette décroissance dépend principalement de la période.

Ici, j'examine l'influence de l'électrojet équatorial sur les sondages électromagnétiques en comparant la résistivité et la phase calculées du problème direct 1-D pour les deux modèles présentés au tableau 6.3, en l'absence et en présence de l'électrojet équatorial. A chaque position considérée, l'impédance a été calculée avec et sans électrojet équatorial, ce qui correspond aux situations de jour et de nuit respectivement. L'électrojet équatorial est décrit à l'aide d'un ruban de courants ionosphériques, circulant à 110 km d'altitude, avec une densité qui suit une distribution gaussienne

centrée sur l'équateur et ayant un écart type de 140 km.

Le modèle N correspond à la partie nord du profil. Pour ce modèle, le problème direct est calculé aux distances 38 km, 150 km, 248 km, 390 km, 640 km et 1000 km de la projection à la surface du centre de l'électrojet équatorial. Les cinq premières distances correspondent aux positions des stations Sikasso, Koutiala, San, Mopti et Tombouctou, respectivement. La distance 1000 km a été utilisée dans le calcul du modèle pour connaître le comportement de l'électrojet équatorial à distance plus lointaine.

Modèle 1 (Modelèl S)		Modèle 2 (Modelèl N)	
Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (km)	Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (km)
10000	150	10	5
1000	350	1000	150
10	-	10	-

Table 6.3: *Deux modèle de structure de la croûte et du manteau supérieur dans la région traversée par le profil électromagnétique de l'AIEE (d'après Vassal et al., 1998).*

Les résistivités apparentes et les phases calculées pour ces positions en présence et en l'absence d'électrojet sont présentées sur la figure 6.13; les résistivités apparentes et les périodes sont en échelle logarithmique. Cette figure montre que, pour chaque position considérée, il existe une gamme de périodes pour laquelle les résistivités apparentes et les phases calculées en présence et en l'absence d'électrojet ne sont pas significativement différentes: pour cette gamme de périodes, l'électrojet équatorial n'affecte pas les sondages électromagnétiques. Une définition très prudente de ces gammes de périodes est obtenue en prenant un seuil relatif de 10% pour la différence entre les résistivités apparentes et les phases calculées avec et sans l'électrojet équatorial pour définir cette gamme. Pour la résistivité apparente et pour les points de calcul, du sud vers le nord, nos résultats permettent d'estimer la limite supérieure de cette gamme à environ: 1400 s, 900 s, 550 s, 350 s, 450 s et 700 s arrondir ces valeur aux 50s les plus proches. Alors, la période la plus courte pour laquelle l'électrojet équatorial affecte les sondages électromagnétiques est de 350 s, à la distance de 390 km (station de Mopti). Pour les périodes supérieures à ces limites, l'effet de l'électrojet équatorial sur les résistivités apparentes se traduit par une augmentation en fonction de la distance du centre de l'électrojet équatorial. Pour la phase, la limite supérieure de cette gamme est environ de: 700 s, 350 s, 150 s, 100 s, 150 s et 200 s. La période la plus courte pour laquelle les sondages électromagnétiques sont affectés par l'électrojet équatorial est aussi observée à la station de Mopti. Pour les périodes supérieures à ces limites, l'effet de l'électrojet équatorial sur les phases se traduit par une diminution en fonction de la distance du centre de l'électrojet équatorial.

Le modèle S correspond à la partie sud du profil. Pour ce modèle, le problème direct est calculé aux distances 88 km, 185 km, 313 km, 420 km, 530 km et 1000 km de la projection à la surface du centre de l'électrojet équatorial. Les cinq premières distances correspondent aux positions des stations de Nielle, de Korhogo, de Katiola, de Tiebisso et de Lamto, respectivement.

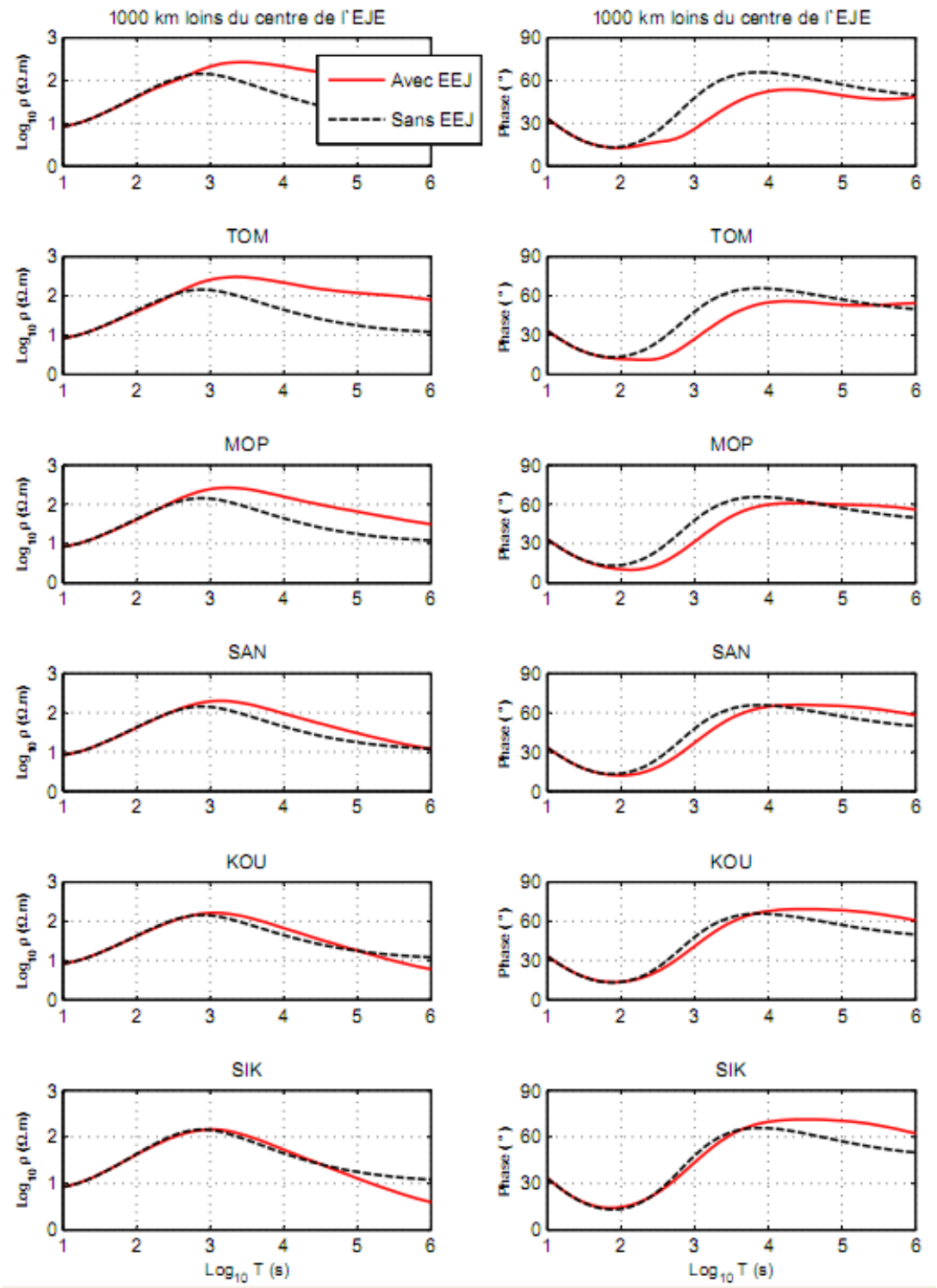


Figure 6.13: *Résistivités et phases calculées aux cinq stations électromagnétiques au sud de l'électrojet équatorial, à la surface du milieu tabulaire à trois couches corespondant au modèle 2 de Vassal et al. (1998), décrit table 6.3. Les courbes rouges sont calculées en présence de l'électrojet équatorial (11,224°N, -5°E, 110 km d'altitude). Les courbes noires sont calculées en absence de l'électrojet équatorial.*

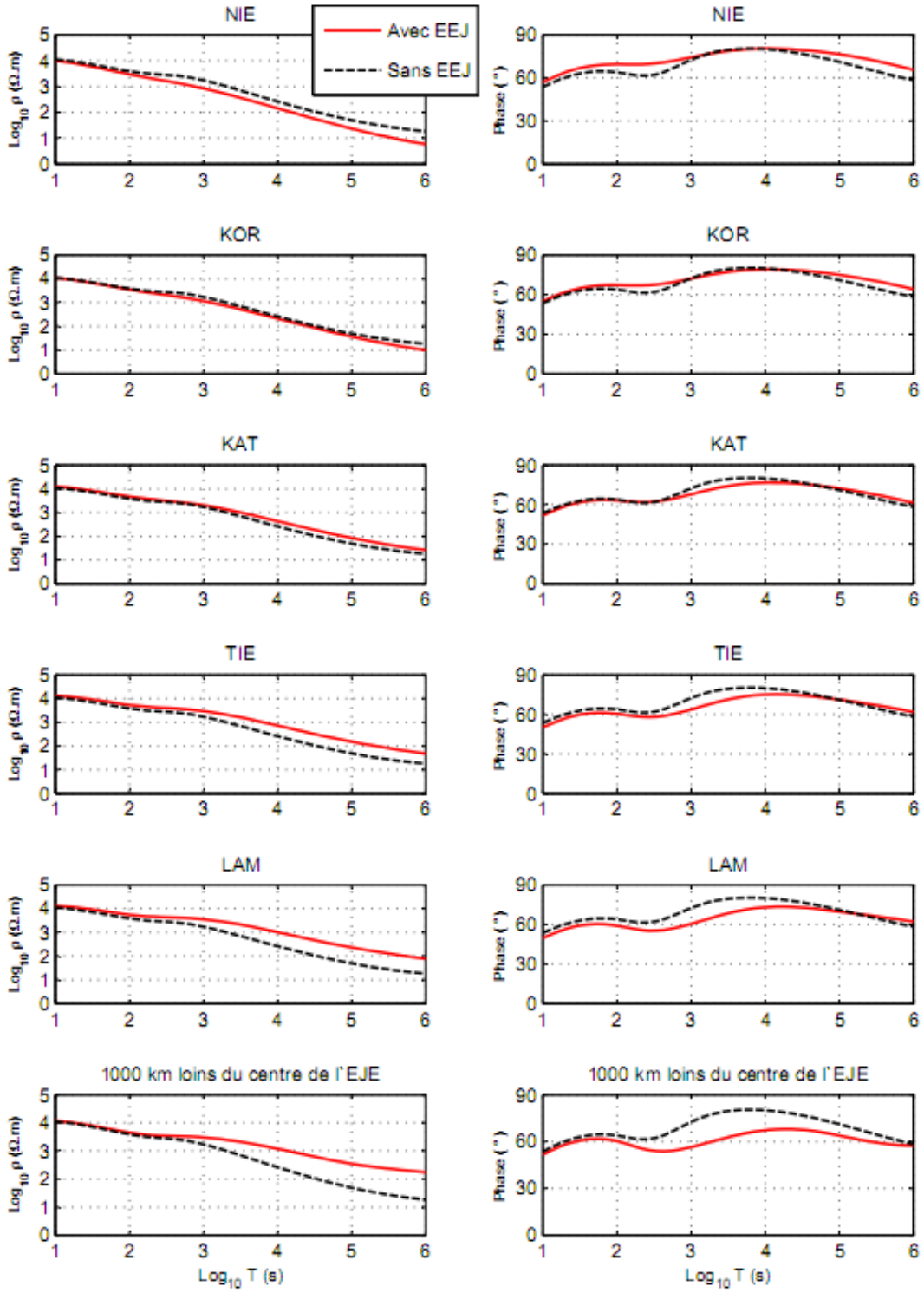


Figure 6.14: *Résistivités et phases calculées aux cinq stations électromagnétiques au nord de l'électrojet équatorial, à la surface du milieu tabulaire à trois couches corespondant au modèle 1 de Vassal et al. (1998), décrit table 6.3. Les courbes rouges sont calculées en présence de l'électrojet équatorial (11,224°N, -5°E, 110 km d'altitude). Les courbes noires sont calculées en absence de l'électrojet équatorial.*

Les résultats sont présentés sur la figure 6.14. Cette figure montre que l'électrojet équatorial augmente la résistivité apparente et diminue la phase peu à peu de Nielle à Lamto. Ensuite, entre Lamto et une distance de 1000 km, pour les périodes plus courtes que 500 s, la tendance est contraire. En utilisant des seuils respectivement des 1,5% et 3% pour déterminer la gamme de périodes pour laquelle l'électrojet équatorial n'affecte pas les sondages électromagnétiques, la limite supérieure de cette gamme est environ de: 3 s, 8 s, 1 s, 1 s, 2 s et 5 s. La période la plus courte pour laquelle l'électrojet équatorial affecte les sondages électromagnétiques est observée aux stations de Katiola et de Tiebissou. Pour la phase, le processus est contraire. La phase calculée avec l'électrojet équatorial est plus grande que la phase calculée sans l'électrojet équatorial à Nielle, ensuite elle décroit vers le sud, jusqu'à la station de Lamto. A la distance de 1000 km du centre de l'électrojet équatorial, aux périodes plus courtes que 100 s, la phase augmente légèrement.

Après avoir examiné l'influence de l'électrojet équatorial sur les sondages électromagnétiques en utilisant deux modèles 1-D proposés par Vassal, on constate que:

1. L'influence de l'électrojet équatorial sur les sondages électromagnétiques dépend de la structure électrique du sous-sol;
2. L'influence de l'électrojet équatorial sur les sondages électromagnétiques dépend de la distance entre le centre de l'électrojet équatorial et lieu de sondage: elle est la plus forte dans une bande de 3° à 5° de part et d'autres de l'équateur magnétique.

6.3.2 Etude au centre de l'électrojet équatorial

Pour examiner de façon plus approfondie des modèles de la structure donnés par Vassal (Vassal et al., 1998), j'ai considéré plusieurs variantes des modèles N et S, obtenues en faisant varier séparément chacune des résistivités des deux premières couches. Pour chaque modèle, les courbes de résistivité apparente et de phase ont été calculées à la surface, au centre de l'électrojet équatorial.

6.3.2.1 Variantes du modèle S (le modèle 1 de Vassal)

La structure géoélectrique du Craton Ouest-africain peut être schématiquement décrite à l'aide d'un modèle à 3 couches: une couche très résistante (5000-10000 $\Omega.m$) de 150 km d'épaisseur, au dessus d'une couche moins résistante (500 - 1000 $\Omega.m$) avec une épaisseur de 250 à 400 km et d'un substratum très conducteur (10 $\Omega.m$) (cf. Vassal et al., 1998 et références incluses).

J'ai défini des variantes du modèle S en prenant trois valeurs pour la résistivité de la couche superficielle (5000, 7500 et 10000 $\Omega.m$), trois valeurs pour la résistivité de la couche intermédiaire (500, 750 et 1000 $\Omega.m$); l'épaisseur de chaque couche et la résistivité du substratum sont restées inchangées (comme dans le modèle 1 de Vassal et al.). La combinaison de ces paramètres conduit à neuf modèles, pour lesquels j'ai calculé les impédances électromagnétiques à la surface, sous le centre de l'électrojet équatorial. Les résultats sont présentés sur la figure 6.15. Cette figure montre

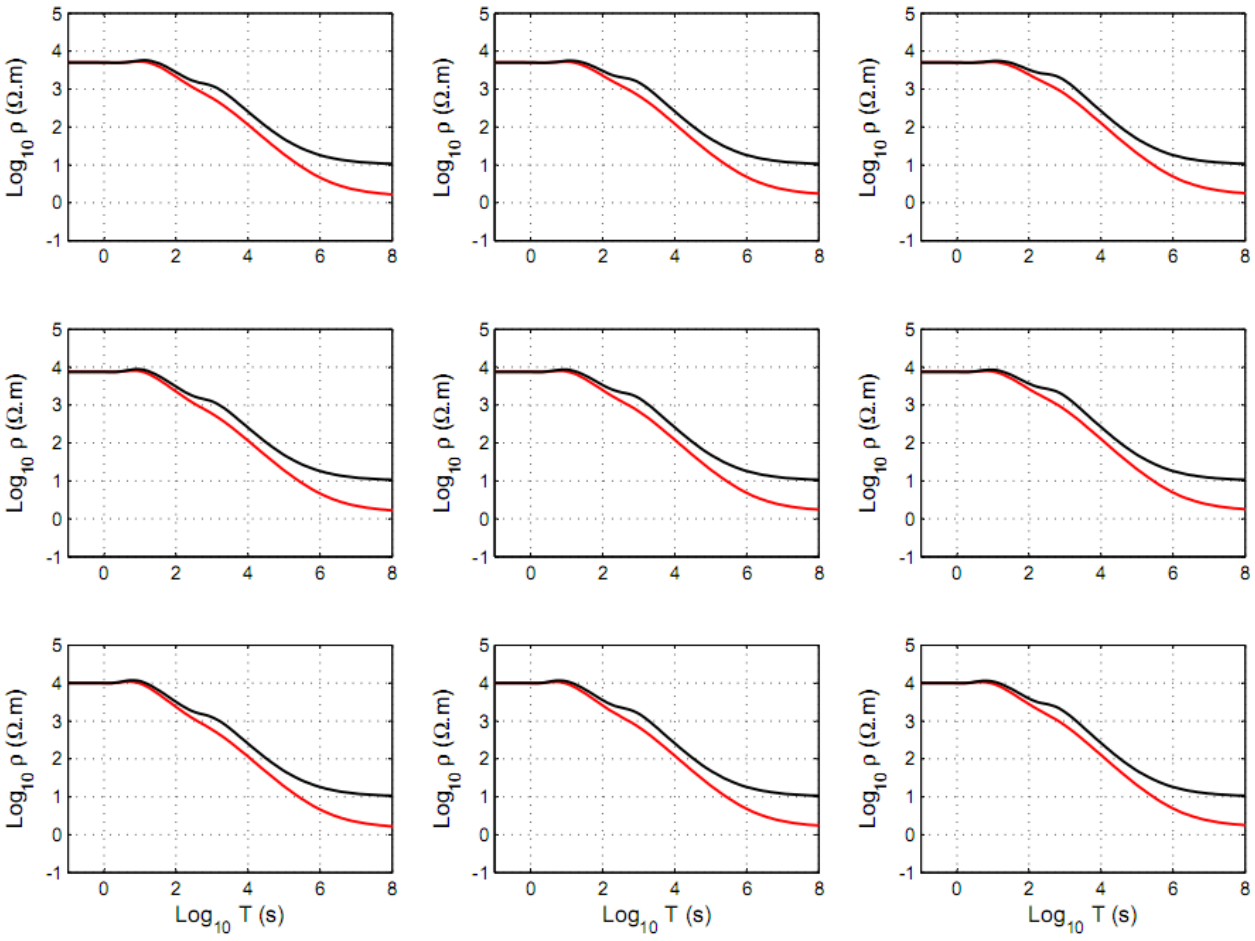


Figure 6.15: *Résistivités apparentes calculées pour les variantes du modèle S (modèle 1 de Vassal et al.) en présence (courbes rouges) et en absence (courbes noires) de l'électrojet équatorial. De haut en bas, la résitivité de la couche supérieure est 5000 Ω.m, 7500 Ω.m et 10000 Ω.m, respectivement. De gauche à droite, la résistivité de la deuxième couche est 500 Ω.m, 750 Ω.m et 1000 Ω.m, respectivement. Dans tous les cas, la résistivité du demi-espace est 10 Ω.m.*

que, dans tous les cas, l'influence de l'électrojet équatorial apparaît à partir de 10 s. Entre 10 s et 10^2 s, cette influence est négligeable. Aux périodes plus grandes que 10^2 s, l'influence de l'électrojet équatorial devient très grande, et l'hypothèse de l'onde plane n'est plus appliquable.

6.3.2.2 Variantes du modèle N (le modèle 2 de Vassal)

La structure géoélectrique du bassin du fleuve Sénégal peut aussi être schématiquement décrite à l'aide d'un modèle à 3 couches: une couche conductrice (<50 Ω.*m*) dont l'épaisseur est de 5 km, au dessus d'une couche résistante (1000 Ω.*m*) de 150 km d'épaisseur et d'un substratum très conducteur (10 Ω.*m*) (cf. Vassal et al., 1998 et références incluses).

J'ai défini des variantes du modèle N en prenant trois valeurs pour la résistivité de la couche superficielle (10, 30 et 50 Ω.*m*), trois valeurs pour la résistivité de la couche intermédiaire (500, 1000 et 2000 Ω.*m*); l'épaisseur de chaque couche et la résistivité du substratum sont restées in-

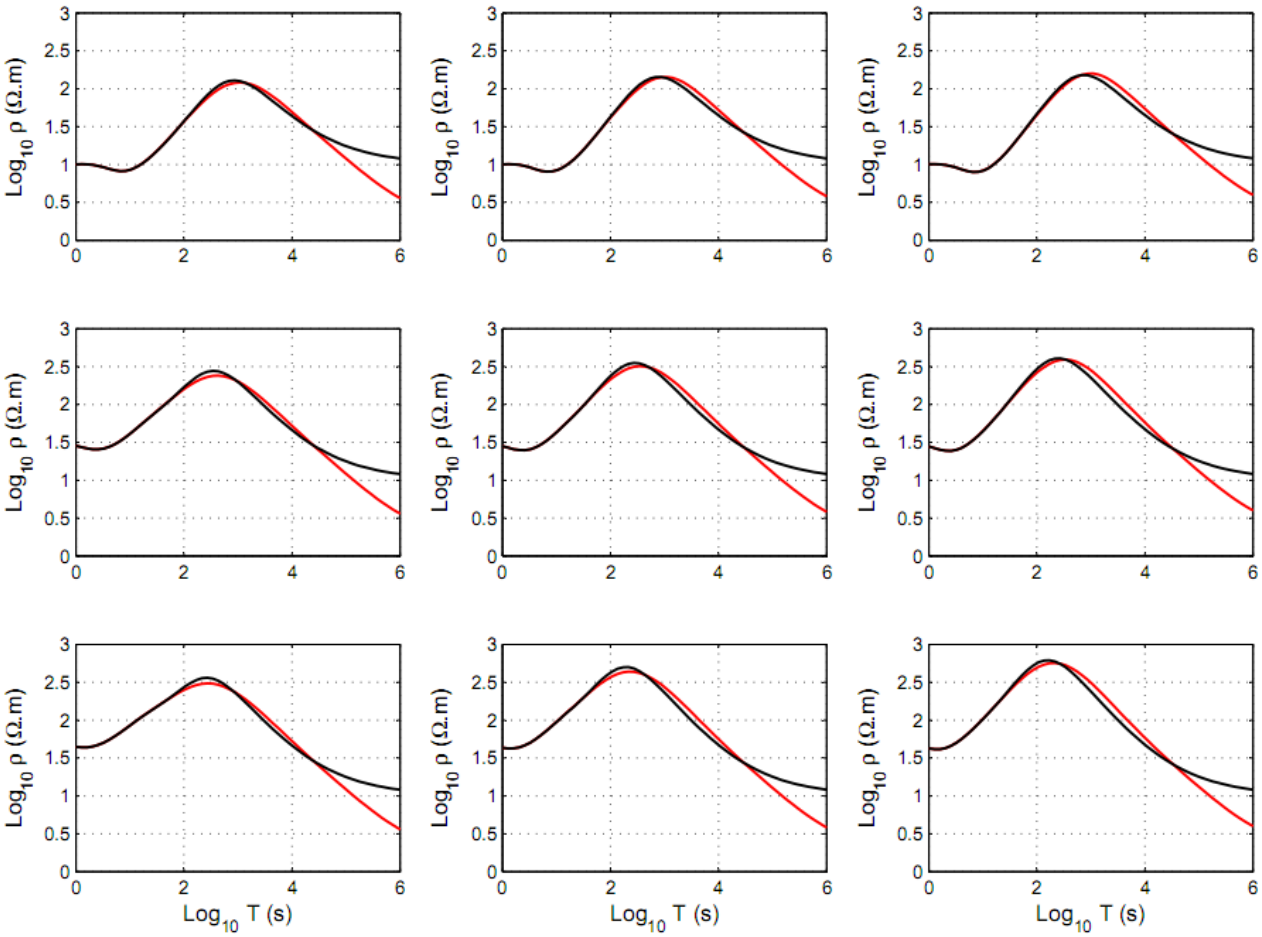


Figure 6.16: *Résistivités apparentes calculées pour les variantes du modèle N (modèle 2 de Vassal et al.) en présence (courbes rouges) et en absence (courbes noires) de l'électrojet équatorial. De haut en bas, la résitivité de la couche supérieure est 10 Ω.m, 30 Ω.m et 50 Ω.m, respectivement. De gauche à droite, la résistivité de la deuxième couche est 500 Ω.m, 1000 Ω.m et 2000 Ω.m, respectivement. Dans tous les cas, la résistivité du demi-espace est 10 Ω.m.*

changées (comme dans le modèle 2 de Vassal et al.). La combinaison de ces paramètres conduit à neuf modèles, pour lesquels j'ai calculé les impédances électromagnétiques à la surface, sous le centre de l'électrojet équatorial. Les résultats sont présentés sur la figure 6.16. Cette figure montre que, dans tous les cas, l'influence de l'électrojet équatorial apparaît à partir de période d'environ 10^2 s. De 10^2s à 2.10^4s, cette influence est négligeable. Aux périodes plus grandes que 2.10^4 s, l'influence de l'électrojet équatorial devient très grande, et l'hypothèse de l'onde plane n'est plus appliquable.

6.3.3 Conclusion

Les résultats présentés dans cette section illustrent le fait que, en présence de l'électrojet équatorial, l'hypothèse de l'onde plane n'est appliquable que pour une gamme de périodes limitée. Cette gamme de périodes varie en fonction de la distance au centre de l'électrojet équatorial. Elle dépend

également de la structure électrique du sous-sol: pour une distance au centre de l'électrojet équatorial donnée, la gamme de périodes observée pour le modèle N est différente de celle observée pour le modèle S. En revanche, l'étude des variantes des modèles N et S montre que, pour chacun des modèles, la gamme de périodes pour laquelle l'hypothèse de l'onde plane s'applique ne varie pas significativement d'une variante à l'autre. Cela montre qu'une connaissance très précise de la structure électrique du sous-sol n'est pas indispensable pour déterminer la gamme de périodes pour laquelle il est possible d'utiliser la MT en présence d'une source externe de faible extension horizontale, telle que l'électrojet équatorial.

6.4 Structure électrique de la croûte et du manteau supérieur

Dans cette section, je présente les résultats de l'inversion 2-D des données électromagnétiques acquises le long du profil moyen des stations de l'AIEE. Ce profil moyen est obtenu par la régression linéaire des positions des stations. Les positions des stations de l'AIEE (sauf la station de Sikasso) sont ensuite projetées sur cette droite (figure 6.17).

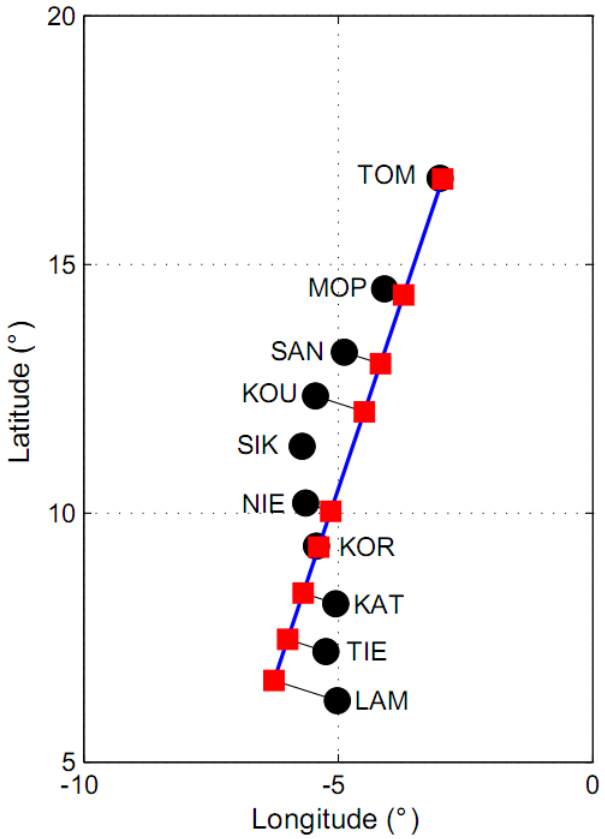


Figure 6.17: *Profil utilisé pour l'inversion 2-D des mesures électromagnétiques. Les ronds noirs correspondent aux stations de l'AIEE, et le trait bleu présente le profil moyen des stations, obtenu par la régression linéaire des positions des stations. Les carrés rouges présentent la projection des positions des stations sur le profil moyen.*

6.4.1 Inversion 2-D des données

Pour éviter les biais liés aux effets de source associés à l'électrojet, seuls les tenseurs électromagnétiques estimés à partir des données de nuit ont été inversés. Le tenseur électromagnétique de chaque station est exprimé sur le repère qui correspond aux directions principales de la structure ; ce repère est déduit du repère géographique utilisé pour les mesures par rotation d'un angle qui est la valeur moyenne des angles θ sur la gamme de périodes entre 183 s et 3640 s, où l'estimation du tenseur est basée sur une statistique abondante. Le coefficient de dissymétrie SK a été estimé pour chaque station à partir du tenseur électromagnétique exprimé sur les directions principales, et il est présenté en figure 6.18. On voit sur cette figure que le coefficient de dissymétrie SK estimé après rotation sur les directions principales est beaucoup plus faible que celui présente en la figure 6.11.

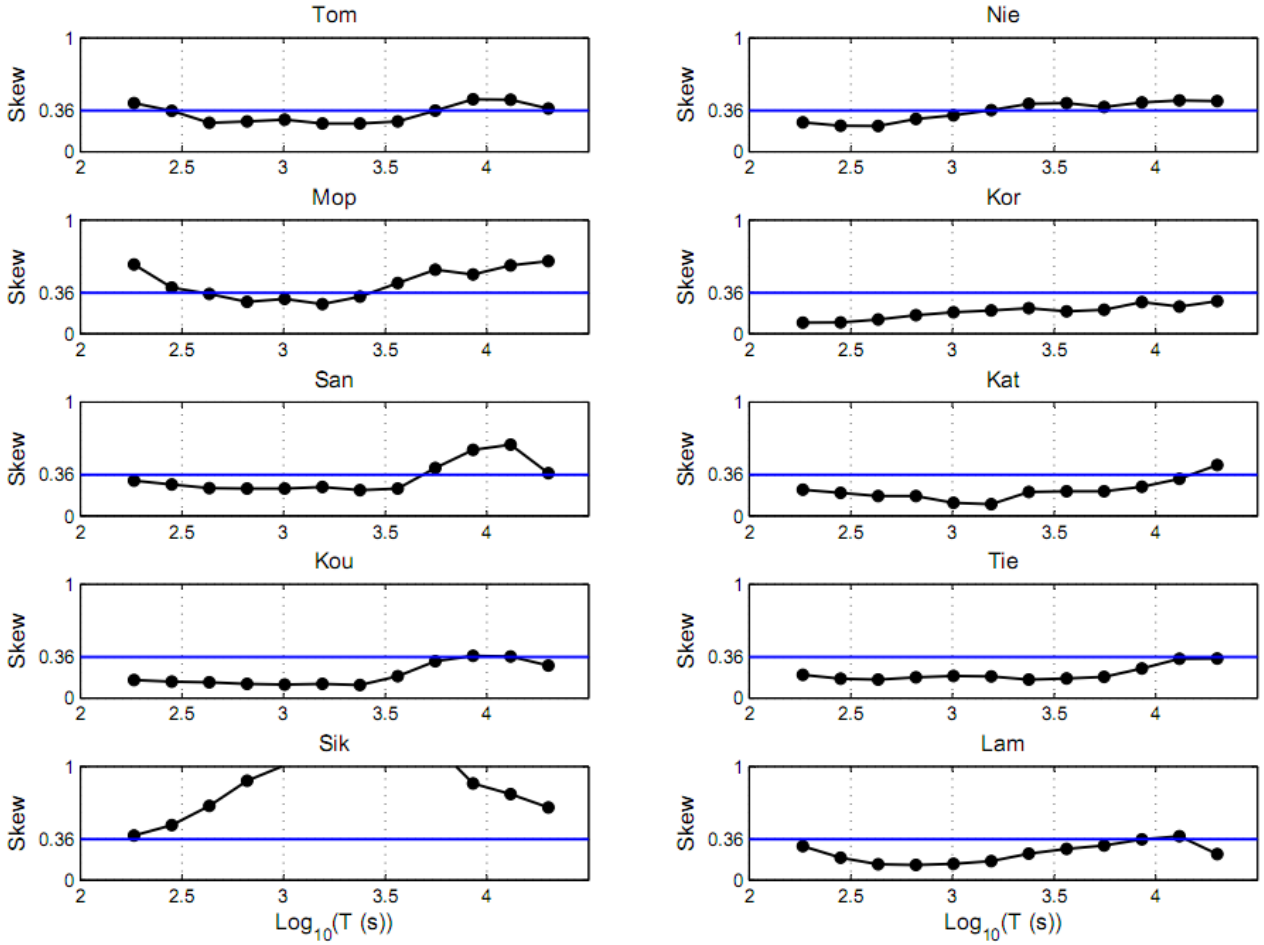


Figure 6.18: *Variations du coefficient de dissymétrie (SK) pour chaque station (données de nuit) après avoir appliqué la rotation d'un angle Thêta.*

Les résistivités apparentes ρ_{xy} *et* ρ_{yx} utilisées pour l'inversion sont calculées à partir des composantes anti-diagonales du tenseur électromagnétique exprimé sur les directions principales. Nous avons utilisé pour l'inversion 2-D les valeurs correspondant aux gammes de périodes pour lesquelles le coefficient de dissymétrie SK est inférieur à 0,36. 132 valeurs des ρ_{xy} et ρ_{yx}, avec un niveau de

bruits de 10%, ont donc été utilisées pour l'inversion d'Occam 2-D des modes TE et TM.

Le résultat de l'inversion pour les deux cent premiers kilomètres est présenté figure 6.19. L'inversion s'est terminée après 50 itérations, et l'écart quadratique moyen (EQM) entre les résistivités apparentes mesurées et celles calculées pour le modèle est alors de 2,43.

Les résistivités apparentes mesurées et celles calculées pour le modèle obtenu sont présentées figures 6.20. Cette figure montre que dans la plupart des cas, les courbes des données recalculées des modèles obtenus par l'inversion 2-D sont en bon accord avec les données mesurées.

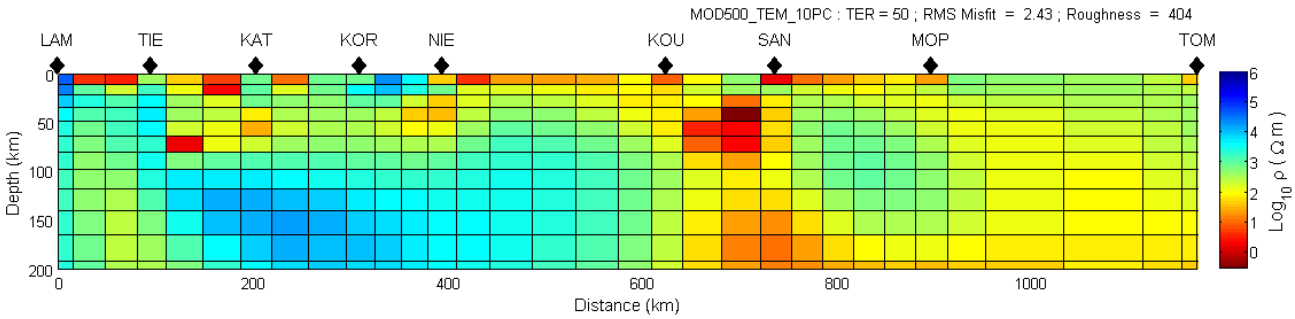


FIGURE 6.19: *Résultat de l'inversion jointe (Occam 2-D) des données des modes TE et TM.*

6.4.2 Structure électrique de la croûte et du manteau supérieur

La pseudo-section électrique figure 6.19 montre l'existence de deux régions de structure électrique différente, dont la limite est approximativement située sous la station de Koutiala (KOU).

Le contraste entre ces deux régions est particulièrement clair pour les terrains situés au delà de quelques dizaines km de profondeur: au Sud de cette station, la résistivité du substratum varie peu et elle est très élevée (quelques milliers d'$\Omega.m$); au Nord de la station de San (SAN), le substratum est moins résistant (quelques centaines d'$\Omega.m$). Entre Koutiala et San, une structure relativement conductrice (quelques dizaines d'$\Omega.m$ typiquement) sépare ces deux domaines qui correspondent respectivement au craton ancien (au Sud) et au bassin du fleuve Sénégal (au Nord).

Au Sud, entre les stations de Koutiala (KOU) et Tiebissou (TIE), une couche plus hétérogène, dont la résistivité varie entre quelques dizaines à quelques centaines d'$\Omega.m$ typiquement est présente au dessus du substratum très résistant. L'épaisseur de cette couche est de typiquement 80 kilomètres au Sud de Nielle, entre cette station et Tiebessou (TIE); cette épaisseur est plus faible au Nord de Nielle, entre cette station et Koutiala (KOU), où elle est d'une cinquantaine de kilomètres. Cette variation d'épaisseur est peut être un artéfact de l'inversion, parce qu'elle est observée dans une région où il n'y a pas de données, puisque la station de Sikasso (SIK) n'est pas utilisée pour l'inversion du fait des valeurs trop élevées du SK observées pour cette station.

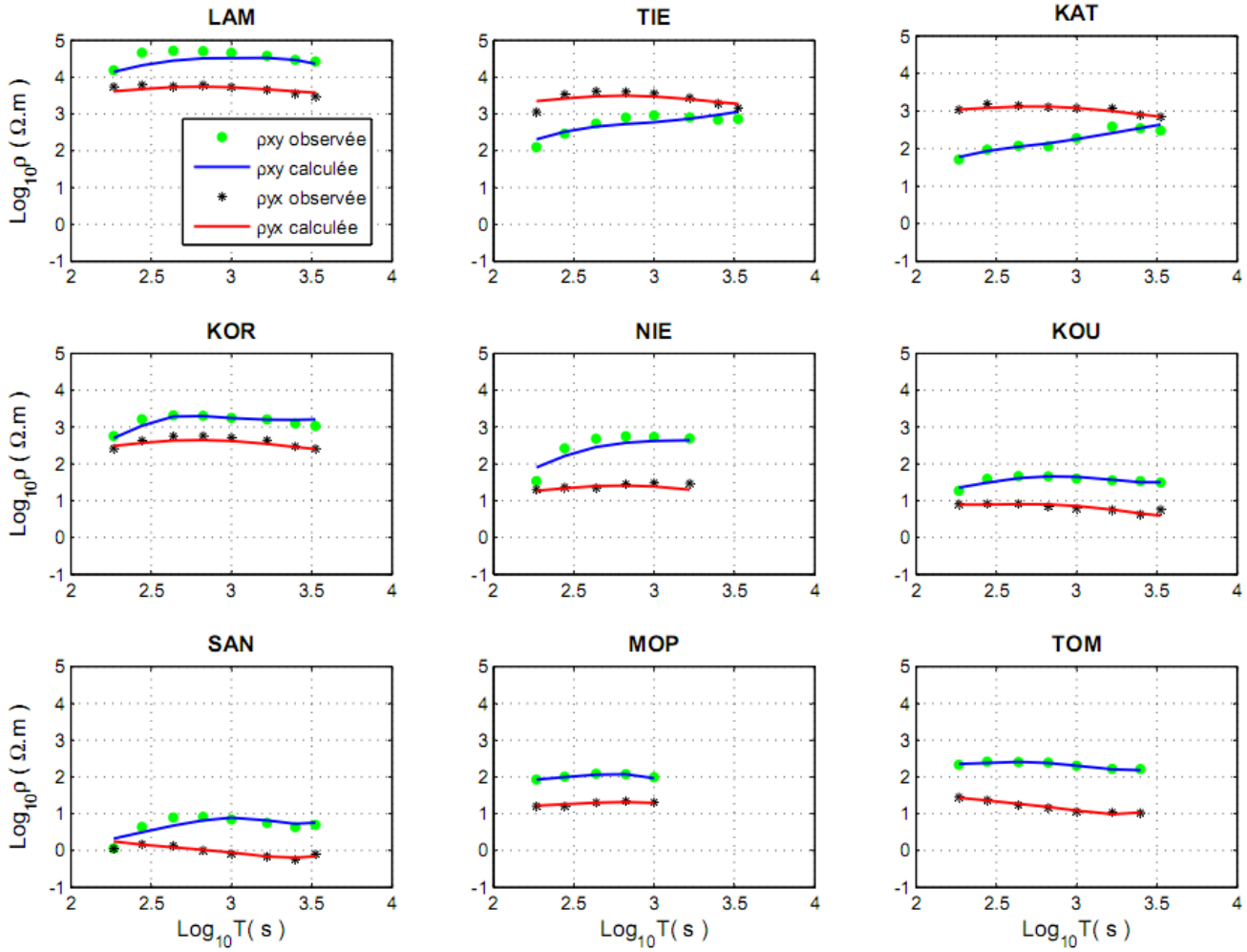


FIGURE 6.20: *Résistivités apparentes observées et calculées à partir du modèle obtenu par inversion jointe des modes TE et TM (figure 6.16). Sur chaque sous-figure, les cercles verts et les astérisques noirs correspondent aux résistivités apparentes observées ρ_{xy} et ρ_{yx}, respectivement, et les courbes bleues et rouges correspondent respectivement aux résistivités apparentes ρ_{xy} et ρ_{yx} calculées à partir du modèle obtenu après 50 itérations.*

Au Nord, une couche profonde peu résistante (quelques dizaines d'$\Omega.m$ typiquement) est présentée sous le domaine résistant, au delà de 200 kilomètres de profondeur.

La structure électrique des dix premiers kilomètres est très mal déterminée par les données, du fait de la distance importante entre stations. Les résultats de l'inversion suggèrent cependant la présence d'une couche superficielle relativement conductrice entre les stations de Nielle (NIE) et Mopti (MOP).

6.5 Conclusion

Ce chapitre présente les résultats que j'ai obtenus à partir des données électromagnétiques acquises en Afrique de l'Ouest durant l'AIEE.

J'ai d'abord étudié numériquement l'influence de l'électrojet équatorial sur le tenseur électromagnétique, en fonction de la distance au centre de l'électrojet équatorial pour deux modèles électriques simples qui caractérisent la structure électrique de la croûte et du manteau supérieur

dans les deux domaines tectoniques traversés par le profil de stations implanté durant l'AIEE: le craton ancien au Sud, et le bassin du fleuve Sénégal au Nord. Les résultats obtenus montrent que l'influence de l'électrojet équatorial dépend de la structure électrique du modèle et de la distance entre le lieu examiné et le centre de l'électrojet équatorial; cette influence de l'électrojet équatorial est la plus forte à 3-5° latitude de distance de son centre. Une connaissance très précise de la structure électrique du sous-sol n'est pas indispensable pour pouvoir caractériser cette influence.

Les résultats de cette étude de l'effet de l'électrojet équatorial montrent que le pas d'échantillonnage utilisé durant l'AIEE (1 minute) ne permet pas, en pratique, d'utiliser les données de jour pour effectuer un sondage MT.

J'ai donc inversé les tenseurs électromagnétiques calculés à partir des mesures de nuit, en l'absence d'électrojet équatorial. Les données de la station de Sikasso (SIK) n'ont pas été utilisées pour cette inversion, parce que les valeurs importantes du paramètre SK montrent une structure électrique 3-D pour cette station. La coupe électrique obtenue par inversion 2-D montre que la limite Nord du craton se situe sous la station de Koutiala (KOU). Cette coupe électrique montre également la présence, entre les stations de Koutiala et San (SAN), d'une structure subverticale, relativement conductrice qui sépare le craton très résistant des terrains situés sous le bassin du fleuve Sénégal.

Chapitre 7

Conclusion générale

La magnétotellurique (MT) correspond au cas limite où la longueur d'onde spatiale du champ électromagnétique est très grande devant sa profondeur de pénétration dans la planète conductrice. Dans une bande de latitude de part et d'autre de l'équateur magnétique, la longueur d'onde spatiale du champ électromagnétique associé à la présence dans la journée de l'électrojet équatorial est telle que le formalisme de la MT ne s'applique plus : il faut prendre en compte les caractéristiques spatiales de la source externe dans le calcul du tenseur d'impédance, et l'effet associé est généralement appelé "effet de source".

Du fait de la localisation de l'équateur magnétique aux longitudes Vietnamiennes, l'interprétation de sondages MT effectués au Sud du Vietnam nécessite de prendre en compte la présence de l'électrojet équatorial. Afin de caractériser l'effet de source qui lui est associé, j'ai développé un programme, basé sur le formalisme proposé par Peltier et Hermance (1971). Ce programme calcule la réponse électromagnétique d'une structure tabulaire comportant trois couches au maximum, en présence d'un électrojet équatorial avec une variation gaussiene de l'intensité en fonction de la distance au centre de l'électrojet.

J'ai appliqué ce programme à l'étude de l'effet de source en prenant l'exemple de l'Afrique de l'Ouest, où des données électromagnétiques ont été acquises durant l'AIEE. J'ai montré que cet effet dépend des principales caractéristiques de la structure électrique du sous-sol, et de la distance entre le centre de l'électrojet équatorial et la position examinée: il est maximum pour des distances en latitude comprises entre 3 et 5°. J'ai par ailleurs montré que, pour les périodes supérieures à 100 s, l'effet de source devient significatif : le formalisme de la MT n'est plus appliquable. J'ai donc utilisé les tenseurs d'impédance estimés à partir des données de nuit - qui ne sont donc pas affectées par l'électrojet équatorial - pour étudier la structure électrique de la croûte et du manteau supérieur.

La coupe électrique de la croûte et du manteau supérieur jusqu'aux profondeurs de 200 km obtenue par inversion 2-D des données ainsi sélectionnées montre que la limite Nord du craton se situe sous la station de Koutiala (KOU). Cette coupe électrique montre également la présence d'une

structure subverticale, relativement conductrice, qui sépare le Craton Ouest-africain très résistant des terrains situés sous le bassin du fleuve Sénégal.

Dans le Sud du Vietnam, j'ai étudié l'effet de source en utilisant un modèle tabulaire obtenu par inversion des données enregistrées en une station pour laquelle les observations peuvent être raisonnablement interprétées à l'aide d'une structure tabulaire. Le modèle d'électrojet équatorial utilisé est un ruban de courant situé à 110 km altitude, avec une intensité de courants ionosphériques gausienne d'écart-type 240 km (la valeur utilisée par Peltier et Hermance, 1971) ; la position du centre de l'électrojet est 8°36'N (déterminée par Truong Quang Hao en 1997), c'est à dire que la distance entre le centre de l'électrojet et le profil MT est 370 km. J'ai ainsi montré que l'effet de source est négligeable pour les périodes inférieures à 0,7 s. Cette limite a été utilisée pour sélectionner les données du tenseur d'impédance qui ont été inversées en utilisant le formalisme de la MT.

L'inversion 2-D de ces données nous a permis d'obtenir une coupe géoélectrique des trois premiers kilomètres de la croûte, le long d'un profil qui recoupe le trajet supposé de la faille de la Rivière Saigon. A partir de cette coupe géoélectrique, nous proposons de localiser la faille de la Rivière Saigon à la limite entre un domaine résistant, le bloc de Da Lat au nord-est, et un domaine moins résistant, le bloc de Can Tho au sud-ouest. La localisation que nous proposons ainsi est nouvelle : elle est à environ 2,2 km au sud-ouest de la localisation généralement supposée pour cette faille. Cette nouvelle localisation est confirmée par les données gravimétriques disponibles dans la région : le tracé de la faille que nous proposons passe par des anomalies gravimétriques négatives observées sur les trois profils gravimétriques effectués à environ 40 km au sud-est du profil MT.

J'ai analysé et interprété les données MT et les données gravimétriques enregistrées le long d'un profil dans le bassin de Ha Noi, au Nord du Vietnam. Dans cette région, les variations transitoires du champ électromagnétique ne sont pas affectées par l'électrojet équatorial. En raison de la complexité de la croûte (3-D) aux profondeurs importantes, les données ne permettent d'étudier que la structure électrique des trois premiers kilomètres. J'ai utilisé les coupes transversales de résistivité électrique et de densité obtenus dans cette étude, ainsi que des informations sur la profondeur des différentes formations géologiques déduites de forages profonds effectués au voisinage du profil, pour proposer une coupe géologique de la région étudiée. La coupe géologique que nous proposons est beaucoup plus détaillée que la coupe géologique de la région qui a été récemment corrigé par Dr Tran Van Thang (Thang et al., 2009), notre coupe montre clairement les principales caractéristiques de la structure tectonique de la dépression de Ha Noi et l'effet des phases tectoniques majeures de la région. Elle fournit également des informations utiles pour discuter de la présence d'éventuelles réserves en gaz et/ou hydrocarbures dans la région.

Les résultats présentés dans ce mémoire démontrent que l'utilisation de la MT au Vietnam permet d'acquérir des résultats importants pour l'étude de la structure électrique de la croûte, ainsi que pour l'exploration pétrolière.

Perspectives

Je me propose de poursuivre ce travail en abordant les problèmes suivants :

• Dans le domaine instrumental, le perfectionnement de la chaîne d'acquisition de données MT afin de faciliter l'enregistrement des données et leur traitement en temps quasi-réel.

• Dans le domaine méthodologique, l'utilisation d'autres algorithmes d'inversion 1-D et 2-D afin de comparer les résultats et de voir les limites de chacune des méthodes.

• Pour le profil du Nord, l'utilisation de méthodes d'analyse du tenseur MT prenant en compte les effets tridimensionnels, afin de caractériser la structure électrique du substratum.

• Pour le profil du Sud, la compilation et l'analyse d'autres données géophysiques obtenues dans la région du profil MT, de manière à valider nos résultats concernant la position de la faille de la Rivière Saigon.

Bibliographie

[1]

Amory-Mazaudier, C., P. Vila, J. Achache, A. Achy-Séka, Y. Albouy, E. Blanc, K. Boka, Jacques Bouvet, Y. Cohen, Michel Dukhan, V. Doumouya, Ousseini Fambitakoye, R. Gendrin, C. Goutelard, M. Hamoudi, R. Hanbaba, E. Hougninou, C. Huc, K. Kakou, A. Kobea Toka, P. Lassudrie-Duchesne, E. Mbipom, M. Menvielle, S.O. Ogunade, C.A. Onwumechili, J.O. Oyinloye, D. Rees, A. Richmond, E. Sambou, E. Schmucker, J.L. Tireford et J. Vassal, 1993. International equatorial electrojet year : the African sector, *Revista Brasileira de Geofisica*, 11 (3 especial), 303-317.

Bailey R. C., et R. W. Groom, 1987. Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor which is useful in the presence of channeling, paper presented at 57th annual international Society of Exploration Geophysicists meeting and exposition, Tulsa, OK USA.

Berdichevsky M. N., E. B. Fainberg et B. Sh. Singer, 2010. Possibilities and limitations of the dynamic correction methode in MT soundings, *Electromagnetic soundings : theory and applications, proceedings of the International Workshop*, Moscow-Zvenigorod, June 10-13, 2010.

Blakely R. J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications, *Cambridge University Press*, Cambridge (UK), 464p.

Bosum, W., E. G. Kind et Ho Manh Trung, 1971. Interpretation of the Aeromagnetic Map Covering the Mekong Delta, *CCOP Tech. Bull.*, 4, 93-102. United Nations ECAFE.

Bothmer, V. et I. A. Daglis, 2007. Space Weather Physics and Effects, *Springer*, 438p.

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

Cantwell, T., 1960. Detection and annlysis of low frequency magnetotelluric signals, *Ph.D thesis*, Geology and Geopliysics, M.I.T., 170p.

Cerisier, J.-C., Ionosphère, dans Encyclopedia Universalis, 886-889.

Chuong, V. D, 1991. PreCenozoic fundament structure of Hanoi depression, *Journal of Geology Series A*, 203, 11-16 (in Vietnamese).

Chau, H. D., L. T.Thanh et N. T. Dung, 2010. Some results on the geomagnetism-aeronomy investigation and study in Vietnam, *Proceedings from the Conference of the Vietnam Academy of Science and Technology 35 years Formation and Development*, 286-294 (in Vietnamese).

Coggon, J. H., 1971. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method, *Geophysics*, 36, 132-155.

Cole, K. D., 1966. Magnetic storms and associated phenomena, *Space Sci. Rev.*, 5, 699-770.

Constable, S. C., R. L. Parker et C. G. Constable, 1987. Occam' s inversion : A practical algorithm for generating smooth models from EM sounding data, *Geophysics*, 52, 289-300.

Counil J. L., J.-L. LeMouel et Menvielle M., 1986. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics : *Ann. Geo- phys.*, B4, 115-130.

deGroot-Hedlin, C., et S. Constable, 1990. Occam's inversion to to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, 55, 1613-1624.

deGroot-Hedlin, C., et S. Constable, 1993. Occam's inversion and the North American Central Plains Electrical Anomaly, *J. Geomag. Geoelectr*, 45, 985-999.

deGroot-Hedlin, C., et S. Constable, 2004. Inversion of magnetotelluric data for 2D structure with sharp resistivity contrasts, *Geophysics*, 69, 78-86.

Doumouya, V., J. Vassal, Y. Cohen, O. Fambitakoye et M. Menvielle, 1998. Equatorial electrojet at African longitudes : First results from magnetic measurements, *Ann. Geophysicae*, 16, 658-676.

Doumouya, V., 2008. Etude des effets magnétiques de l'électrojet équatorial : de la parametrisation à la modélisation physique de l'électrojet équatorial, *Thèse de doctorat*, 270p.

Dungey, T. W., 1961. Interplanetary magnetic field and the auroral zones, Phys. Res. Lett., 6, 47.

Egbert, G. D., et J. R. Booker, 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer functions, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, 173-194.

Egbert, G. D., 1997. Robust multiple station magnetotelluric data processing, *Geophys. J. Int.*, 130, 475-496.

Egbert, G. D., 2002. Processing and interpretation of electromagnetic introduction array data, *Serveys in Geophysics.*, 23, 207-249.

Fischer, G. et B. V. Le Quang, 1981. Topography and minimization of the standard deviation in one-dimensional magnetotelluric modelling, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 67, 279-292.

Friedman, H., 1986. Sun and Earth, *SCIENTIFIC AMERICAN LIBRARY An imprint of Scientific American Books*, lnc., 251p.

Gamble, T. D., W. M. Goubau et J. Clarke, 1979. Error Analysis for Remote Reference Magneto tellurics, *Geophysics*, 44, 959-968.

Guo, X. C., C. Wang, Y. Q. Hu et J. R. Kan, 2008. Bow shock contributions to region 1 field-aligned current : A new result from global MHD simulations, *Geophysical research letters*, 35, L03108, doi :10.1029/2007GL032713.

Grandis H., M. Menvielle et M. Roussignol, 1999. Bayesian inversion with Markovchains-I. Themagnetotelluric one-dimensional case, *Geophys. J. Int.*, 138, 757–768.

Green, S. F., et M. H. Jones, Eds., 2004. An Introduction to the Sun and Stars (Cambridge, UK : Cambridge Univ. Press).

Ha, L. T. et O. K. Litvinenko, 1986. The structure of the Earth‘s crust of the Hanoi tectonic trough according to geophysical data and the problem of its riftogenesis, *Journal of Geodynamics*, 5, 179-203.

Hao, T. Q. et L. H. Minh, 1987. Quelques caracteristiques de la variation du champ magnétique terrestre au Vietnam, *Journal des Sciences de la Terre*, Hanoi, 9, 7-13 (in Vietnamese).

Hao, T. Q., 1997. Etude de la variation du champ magnétique terrestre au Vietnam, Résultats des études de la physique du Globe des années 1987-1997 au Vietnam, *Maison d'édition scientifique et technique*, 202-236 (in Vietnamese).

Hao, T. Q. et L. V. Truong, 2004. Characteristics of the equatorial electrojet determined from an array of magnetometers in Vietnam, *Proceedings of the 4th national conference on geophysical science and technology of Vietnam*, 47-68.

Hermance, J. F. et W. R. Peltier, 1970. Magnetotelluric fields of a line current, *Journal of geophysical research*, Vol. 75, No. 17, 3351-3356.

Hermance, J. F., 1995. Electrical conductivity models of the crust and mantle, in *Global Earth Physics, an Handbook of Physical Constants* (Am. Geophys. Un. Shelf 1), 190-205.

Hung, C. N., D. V. Linh, N. D. Xuyen, C. D. Trieu, L. H. Minh., T. D. To et N. N. Thu, 2009. Microzonage sismique pour le territoire de la Ville d'Ho Chi Minh, *Rapport final de projet*, Le comité du peuple de la Ville d'Ho Chi Minh (in Vietnamese).

Hurtaud, Y., 2007. Modélisation de la dynamique couplée des plasmas magnétosphérique et ionosphérique, *Thèse*, Université Toulouse III - Paul SABATIER, 172p.

Iijima, T. et T. A. Potemra, 1976. The amplitude distribution of field-aligned currents at northern high latitudes observed by Triad, *Journal Of Geophysical Research,* 81(A13) : doi : 10.1029/0JGREA000081000A13002165000001.

Jones, A., 2004. Magnetotelluric Tensor Impedance Analysis, Presented to SAMTEX Group De Beers Geoscience Centre on Friday 16 July 2004.

Karty, J. L., 1983. High latitude field aligned currents, *PhD thesis*, Rice University, 167p.

Kaufman, A. A. et Keller, G. V., 1981. The magnetotelluric sounding method, *Methods in geochemistry and geophysics, 15*, Elsevier scientific publishing company.

Lang, K. R., 1997. Sun, Earth and Sky, *Springer*, 282p.

Leloup, P. H., R. Lacassin, P. Tapponnier, U. Schärer, D. Zhong, X. Liu, L. Zhang, S. Ji et P. T. Trinh, 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina, *Tectonophysics*, 251, 2-84.

Lilensten, J., et P.-L. Blelly, 1999. Du Soleil à la Terre, *Presses Universitaires de Grenoble*, 413p.

Lilley, F. E. M., 1998. Magnetotelluric tensor decomposition : Part I, Theory for a basic procedure, *Geophysics*, 63, 1885-1897.

Lilley, F. E. M., 1998. Magnetotelluric tensor decomposition : Part II, Examples of a basic procedure, *Geophysics*, 63, 1898-1907.

Lugovenko, V. N., Uy. P. Sizov, T. Q. Hao , 1979. Magnetic measurements in Vietnam, *Geomagnetism and Aeronomy*, 19, 730-732.

Luhr, H., S. Maus et M. Rother, 2004. Noon-time equatorial electrojet : Its spatial features as determined by the CHAMP satellite, *Journal of Geophysics rsearch*, 109, A01306, doi :10.1029/2002JA009656.

Luong, T. D., 2006. Geology of Vietnam : Volume 1 - Stratigraphy, published by the Department of Geology and Minerals of Vietnam, 378p.

McPherron, L. R., 1988. Physical processes producing magnetospheric substorms and magnetic storms, *Geomagnetism*, Vol. 4, 593-739, edit by Jacobs, ISBN 0-12-378674-6, Copyright 1991 by the Academy Press Limited.

McPherron, L. R., 2005. Magnetospheric Currents at Quiet Times, *Invited paper presented at AGU 2005 Fall Meeting*.

Menvielle, M., 1988. Effects of crustal conductivity heterogeneities on the electromagnetic field, *Surveys in Geophysics*, 9, 319-348.

Minh, L. H., V. T. Son, N. C. Thang, L. V. Hung, P. V. Ngoc, D. Boyer, G. Marquis , 2005. Report on the results of the investigation of the Hanoi Trough by magnetotelluric method.

Nagata, T. et S. Kokubun, 1962. An additional geomagnetic daily variation (Sp q field) in the polar regions on geomagnetically quiet day, *Rept. Ionosphere Res. Japan*, 16, 256–274.

Nghi, T., C. V. Ngoi, D. T. Thanh et N. D. Nguyen, 2000. Cenozoic sedimentary evolution of the Red river basin in relation with tectonic activities, *Journal of Sciences of the Earth*, 22, 290-305 (in Vietnamese).

Niblett, E. R. et C. Sayn-Wittgenstein, 1960. Variation of electrical conductivity with depth by the magnetotelluric method, *Geophysics*, 25, 998-1008.

Nielsen, L.H., A. Mathiesen, T. Bidstrup, O. V. Vejbek, P. T. Dien et P. V. Tiem , 1999. Modelling of hydrocarbon generation in the Cenozoic Song Hong Basin, Vietnam : a highly prospective basin, *Journal of Asian Earth Sciences*, 17, 269-294.

Ogawa, Y., 2002. On two-dimensional modeling of magnetotelluric field data, *Surveys in Geophysics*, 23, 251-272.

Patella, D., 1976. Interpretation of magnetotelluric resistivity and phase soundings over horizontal layers, *Geophysics*, 41, 96-105.

Pedersen, L. B., et M. Engels, 2005. Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor, *Geophysics*, 70, 33-41.

Peltier, W. R., et J. F. Hermance, 1971. Magnetotelluric fields of a gaussian electrojet, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 338-346.

Phach, P. V., 1994. Historical evolution of the Red River Cenozoic Basin in Neogene and Quaternary periods. In : *International Symposium/Workshop on*

Geology, Exploration and Development Potential of Energy and Mineral Resources of Vietnam and Adjoining Regions, Hanoi, Abstracts, Vietnam.

Phach, P. V., 1996. Geodynamic conditions of the formation and development of the Red River Cenozoic basin, *Journal of Sciences of the Earth*, 8, 265-275.

Pham,V. N., D. Boyer, N. V. Giang et N. T. K. Thoa, 1995. Propriétés électriques et structure profonde de la zone de faille du Fleuve Rouge au Nord Vietnam d'après les résultats de sondage magnétotellurique, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320, série IIa, 181-187.

Pham, V. N., D. Boyer, J.-L. Le Mouel et N. T. K. Thoa, **2002**. Hydrogeological investigation in the Mekong Delta around Ho Chi minh City (South Vietnam) by electric tomography, *Comptes rendus. Géoscience,* 334, N°10,733-740.

Pigott, J. D. et K. Ru, 1994. Basin superposition on the northern margin of the South China Sea, *Tectonophysics*, 235, 27-50.

Potemra, T. A., 1987. Birkeland currents in the Earth's magnetosphere, *Astrophysics and Space Science*, 144, 155-169.

Quang, P. V., 1985. The Indochine central block, *Journal of Geology Series A*, 169, 1-6 (in Vietnamese).

Quomarudin, M., 1994. Propriétés électriques et structure de la croûte en France (programmes ECORS, GPF) d'après les résultats de sondage magnétotellurique, *Thèse de doctorat*, L'Université Paris 7, 278p.

Rakoto, H., F. Ranaivo-Nomenjanahary, J. B. Ratsimbazafy, Y. Albouy, J.-J. Schott et M. Menvielle, 1997. Réinterprétation par inversion bayésienne des sondages électriques sur le lac Tritrivakely (Madagascar), *Colloque géophysique des sols et des formations superficielles*, 11-12 septembre 1997, Bondy.

Rangin, C., M. Klein, D. Roques, X. Le Pichon et L. V. Trong, 1995. The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam, *Tectonophysics*, 243, 209-222.

Richmond, A. D. et J. P. Thayer, 2000. Ionospheric Electrodynamics : A Tutorial, in the book "Magnetospheric current systems", 131-146, edited by S. Ohtani et al., *Geophysical Monograph 118*, Copyright 2000 by the American Geophysical Union.

Ritz, M., 1982. Étude régionale magnéto-tellurique des structures de la conductivité électrique sur la bordure occidentale du craton ouest africain en République du Sénégal, *Can. J. Earth Sci.*, 19, 1408-1416.

Ritz, M., 1983. Use of the magnetotelluric method for a better understanding of the west african shield, *Journal of geophysical research*, 88, N°. B12, 625-633.

Rodi, W., et R. Mackie, 2001. Nonlinear conjugate gradient algorithm for two-dimensional magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, 174-187.

Rotanova, N. M., Yu. P. Tsvetkov, N. T. K. Thoa et H. T. Ly, 1991. Magnetic diurnal variation, the dip equator, and the centre of the equatorial electrojet observed in Vietnam, *IZMIRAN*, 13 (960) (en Russie).

Rowley, D. B., 1996. Age of initiation of collision between India and Asia : A review of stratigraphic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 145, 1-13.

Sambou, E., 1993. Contribution à l'étude de l'ionosphère équatoriale : variation du maximum d'ionisation de la région F2 en fonction des processus électrodynamiques agissant à grande échelle, *Thèse de doctorat*, l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar.

Simpson, F., et K. Bahr, 2005. Practical magnetotellurics, *Cambridge University Press*, 270p.

Siripunvaraporn, W. et G. Egbert, 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data, *Geophysics*, 65, 791–803.

Smith, J.T., et J. R. Booker, 1991. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data, *Journal of Geophysical Research*, 96, 3905–3922.

Son, V. T., L. H. Minh et L. V. Hung, 2005. Determination of the horizontal position and depth of the density discontinuties in the Red River Delta by using the vertical derivative and Euler deconvolution for the gravity anomaly data, *Journal of Geology Series A*, 287, 39-52 (in Vietnamese).

Son, V. T., 2006. The extended Euler deconvolution method and its application to the interpretation of magnetic anomaly profiles, *Journal of Geology Series A*, 294, 56-65 (in Vietnamese).

Swift, C. M., 1967. A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity Anomaly in the Southwestern united States, *PhD Thesis*, Massachusetts institute of technology.

Szarka, L. et M. Menvielle, 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor, *Geophys J. Int*, 129, 133-142.

Tapponier, P., G. Peltzer, A. Y. Le Dain, R. Armijo et P. Cobbold, 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with Plasticine, *Geology*, 10, 611-616.

Tapponier, P., R. Lacassin, P. H. Leloup, U. Schärer, Zhong Dalai, Wu Haiwei, Liu Xiaohan, Ji Shaocheng, Zhang Lianshang et Zhong Jiayou , 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt : Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China, *Nature,* 343, 431-437.

Tascione, T. F., 1988. Introduction to the space environment, *Orbit book company*, 116p.

Thang, T. V., V. D. Tung, V. V. Chinh, P. T. Xuan, P. Q. Son, L. T. Viet, N. V. Vuong, L. V. Dung, N. T. T. Huong, P. D. Linh et D. H. Nam, 2009. Summary report of the project "Investigation of characteristics of modern geodynamic and geological-environmental hazards in the Red River Delta region and their impact to the infrastructure", The Vietnam Union of Science and Technology Associations (in Vietnamese).

Thu, N. N., 2004. Traitement des données géophysiques de la région de Ville d'Ho Chi Minh, *Thèse de doctorat en physique*.

Tikhonov, A. N., 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust, *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.S*, 73, 295-297.

Trieu, C. D., L. V. Dung, N. H. Tuyen, P. N. Hung, X. Bach et T. A. Tuan, 2005. Report on the results of the investigation of the Hanoi Trough by gravity method (in Vietnamese).

Trieu, C. D., et P. N. Hung, 2008. Some cenozoic geostructural features of the south-western Hanoi basin on the base of Bouguer gravity anomalies analysis with combination of the other geological-geophysical data, *Journal of Geology Series A*, 305, 24-33 (in Vietnamese).

Tuong, D. N. et P. N. Vu, 2000. The deep structure of the Red River fault zone based on results of seismic and gravity data interpretation, *Journal of Sciences of the Earth*, 24, 380-387 (in Vietnamese).

Van, P. T. K., 2003. Magnetic data processing for the purpose of hydrocarbon exploration, *Journal of Geology, Series B*, 22.

Vassal, J., M. Menvielle, Y. Cohen, M. Dukhan, V. Doumouya, K. Boka et O. Fambitakoye, 1998. A study of transient variations in the Earth's electromagnetic field at equatorial electrojet latitudes in western Africa (Mali and the Ivory Coast), *Ann. Geophysicae*, 16, 677-697.

Viet, L. T., 2001. Development of the tectonic structure of the Hanoi basin in Cenozoi, *Journal of Sciences of the Earth,* 23, 225-230 (in Vietnamese).

Vu, P. N., et D. T. Hung, 2002. The tectonic activity of the Red River fault zone in Cenozoi, *Journal of Geology Series A*, 268, 15-21 (in Vietnamese).

Vu, P. N., , 2003. The tectonic activity of the Red River fault zone in Pliocene-Quaternary, *Journal of Sciences of the Earth*, 25, 15-21 (in Vietnamese).

Wait, J. R., 1954. On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field, *Geophysics*, 19, 281-289.

Wannamaker, P. E. et J. A. Stodt, 1987. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modelling, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 277-296.

Weaver, J. T., et A. K. Agarwal, 1993. Automatic 1-D inversion of magnetotelluric data by the method of modeling, *Geophys. J. Int*, 112, 115-123.

Wysocka, A. et A. Swierczewska, 2005. Tectonically-controlled sedimentation of Cenozoic deposits from selected basins along the Vietnamese segment of the Red River Fault Zone, *Acta geol. Pol. (2)*, 131-145.