

THESE

présentée
A L'UNIVERSITE PARIS VI

pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES-SCIENCES

par

MICHEL RITZ

SUJET

LA DISTRIBUTION DE LA RESISTIVITE ELECTRIQUE
DANS LA LITHOSPHERE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST
SUIVANT UN PROFIL OUEST-EST. IMPLICATIONS
GEODYNAMIQUES

Soutenue le 21 juin 1985 devant la Commission d'Examen:

MM.	P.	MECHLER	Président
	J.	MOSNIER	Rapporteurs
	J.	SOUGY	
	J.-L.	BUREAU	Examineurs
	R.	DARS	
	M.	GARNIER	

ORSTOM Fonds Documentaire
N° : 36.848 ex 2

19 FEV. 1993

Cote : A

TDM 21

ORSTOM

Editions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection :

Travaux et documents microédités

PARIS 1986

ISBN · 2-7099-0796-8

©ORSTOM

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'art
« 41, d'une part, « que les «copies ou reproductions strictement réservées
« l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre
« part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illu-
« tration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite
« sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite
« (alinéa 1er de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit,
« constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants
« du Code Pénal».

F4

AVANT-PROPOS

Ce mémoire ne représente pas une partie isolée d'un programme de recherches, mais rentre dans un contexte plus général d'études géophysiques des grandes structures géologiques de l'Afrique de l'Ouest. L'acquisition et l'interprétation des données électromagnétiques représentent un nouveau stade dans l'élaboration d'un schéma géodynamique compatible avec les diverses contraintes géologiques et géophysiques et je tiens à remercier les personnes qui y ont été impliquées.

Qu'il me soit permis de remercier Monsieur le Professeur P. MECHLER qui dirige le Laboratoire de Géophysique Appliquée de l'Université de Paris VI et qui m'a témoigné sa confiance en acceptant de présider le Jury de ma Thèse.

Je dirai ma reconnaissance envers Monsieur J. MOSNIER qui dirige le Laboratoire de Géomagnétisme du C.N.R.S. à Orléans et qui s'est donné beaucoup de peine tout au long de l'avancement de ces travaux.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Monsieur le Professeur J. SOUGY responsable du Laboratoire de Géologie Dynamique à la Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme, qui a accepté d'apporter sa connaissance de la géologie africaine à la critique de mon travail et de participer au Jury.

Monsieur J.-L. BUREAU, Maître-Assistant au Laboratoire de Géophysique Appliquée, m'a souvent encouragé et a bien voulu mettre son expérience des méthodes électromagnétiques à la résolution de divers problèmes que je rencontrais. Je lui en suis très reconnaissant.

Je remercie Monsieur le Doyen R. DARS, Professeur de géolo-

gie à l'Université de Nice qui a accepté de critiquer la partie géologique de ce travail et de participer au Jury.

J'exprime ma respectueuse gratitude à Monsieur l'Ingénieur Général J. GOGUEL qui a suivi et encouragé mes travaux sur le sondage magnétotellurique.

Je remercie mes collègues géologues et géophysiciens qui, à des titres divers, m'ont permis de mener à bien la partie géologique de ce travail et en particulier, Messieurs B. DALMAYRAC, R. FLICOTEAUX et J. ROUSSEL.

Je remercie particulièrement Monsieur B. ROBINEAU, géologue à la Faculté de Dakar qui m'a fait profiter de sa grande compétence sur la géologie de l'Afrique de l'Ouest.

Je sais gré à mes collègues de l'Office qui ont contribué sur le terrain, parfois dans des conditions très difficiles, à la maintenance des stations de mesure et à l'acquisition des données. Je citerai Messieurs J.-P. CHABRAT, M. CHAUVIN, R. FOY, L. MOLLARD et J. VASSAL.

Je tiens à remercier les agents du Laboratoire de Bondy qui ont été chargés du travail de numérisation. Je remercie enfin Messieurs R. GODIVIER et P. PERICHON qui m'ont aidé à l'élaboration de programmes de calcul.

SOMMAIRE

	page
RESUME	
CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE	1
A- But de la recherche	2
B- Historique de la méthode magnéto-tellurique	4
Bibliographie	7
CHAPITRE II : TRAITEMENT DES DONNEES ELECTRO- MAGNETIQUES	10
I- Analyse spectrale (MT)	12
II- Analyse des signaux	14
A) Calcul des éléments de la matrice d'impédance	15
B) Calcul des paramètres de polarisation	19
III- Champ magnétique horizontal anormal (SGD)	20
IV- Principe de la méthode de sondage tellurique (ST)	23
Bibliographie	27
CHAPITRE III : RESULTATS DES SONDAGES ELECTRO- MAGNETIQUES SUR LE BOUCLIER OUEST- AFRICAIN	29
A- Sondage magnéto-tellurique profond sur le craton Ouest-africain (République de Haute-Volta). Esquisse de modèles pour le craton Ouest-africain.	30
B- The distribution of electric conductivity on the eastern border of the West African craton (Republic of Niger).	37
C- Use of the magnetotelluric method for a better under- standing of the West African shield.	52
D- Geomagnetic anomalies across the onshore Mesozoic- Tertiary Senegal basin.	62
E- Electrical resistivity structure of the Senegal basin as determined from magnetotelluric and differential geomagnetic soundings.	71
F- Inhomogeneous structure of the Senegal lithosphere from deep magnetotelluric soundings.	87
G- A high conductivity anomaly on the West African craton (Mali).	103
H- Interprétation d'une prospection tellurique effectuée sur un profil Est-Ouest à travers le bassin méso- cénozoïque sénégalais.	107

CHAPITRE IV : APPORT DES RESULTATS DE SONDAGE ELEC- TROMAGNETIQUE A LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE DE L'OUEST-AFRICAIN	132
I- Situation géologique	133
II- Relations entre les résultats de sondage électro- magnétique et la géologie de l'Ouest-africain	135
A) Le craton	135
1- La boutonnière du Sénégal oriental	136
1.1 Géologie	136
1.2 Modèle géoélectrique	136
2- Le domaine Baoulé-Mossi	136
2.1 Géologie	136
2.2 Modèle de distribution du paramètre de résistivité électrique	140
B) Les zones mobiles	140
1- La zone plissée des Mauritanides (tronçon Sud-Est sénégalais)	140
1.1 Etude du modèle géoélectrique	144
2- Les chaînes panafricaines orientales	145
C) Le bassin côtier sénégal-mauritanien	146
1- Géologie	146
2- Interprétation du modèle géoélectrique	148
III- Signification des variations du paramètre de résistivité électrique dans la lithosphère	151
A) Croûte	151
1- L'anomalie de Kédougou	151
2- Les zones conductrices de la partie inférieure de la croûte	154
B) Manteau supérieur	155
C) Epaisseur de la lithosphère	156
IV- Comparaison du modèle de structure électrique aux modèles géodynamiques de la chaîne des Mauritanides	159
V- Conclusions sur la chaîne panafricaine des Mauritanides	162
VI- Conclusion générale	167
Bibliographie	168

ANNEXES

Annexe I: THEORIE DE LA METHODE MAGNETO- TELLURIQUE	175
Annexe II: APPAREILLAGE	194

RESUME

L'utilisation des méthodes électromagnétiques pour une gamme de périodes de 10 à 10 000 secondes a conduit à la découverte et à la délimitation de plusieurs grandes structures très conductrices dans la croûte et le manteau supérieur du bouclier Ouest-africain. Ce mémoire étudie le problème de la localisation et de la signification des zones de haute conductivité qu'on semble déceler dans la lithosphère, ainsi que la corrélation qui peut exister entre ces zones conductrices et les différents événements géologiques et tectoniques ayant eu lieu en Afrique de l'Ouest.

L'interprétation des mesures électromagnétiques sur le bassin côtier sénégal-mauritanien montre la présence d'une zone anormalement conductrice, de direction N-S, dans la croûte inférieure autour de la ligne Podor-Kolda (méridien 15° W). Cette anomalie est interprétée comme un fossé d'effondrement rempli d'épaisses couches sédimentaires (20-30 ohm-m) jusqu'à des profondeurs de 5-10 km et s'étendant sur environ 100 km de part et d'autre de la ligne Podor-Kolda. On ne peut pas préciser, à partir de ces seules données, l'origine de cette anomalie, néanmoins on trouve sur la marge Est-américaine des grabens du Paléozoïque supérieur. Sous la partie affleurante de la chaîne des Mauritanides, on observe un épaississement de la croûte par rapport au bassin côtier sénégal-mauritanien, dans cette région la base de la croûte est marquée par la présence d'une structure conductrice. En contraste sous le craton, aucune zone conductrice à l'interface croûte/manteau supérieur n'a été mise en évidence, on explique cette observation par une complète déshydratation de la croûte du craton Ouest-africain. Le modèle de structure

électrique de cette région montre vers 300 et 460 km de profondeur une discontinuité majeure qui plonge vers l'Est et située à environ 120 km à l'Ouest de la bordure du craton. Cette discontinuité profonde sépare deux blocs structuraux d'épaisseur différente. Le bloc occidental à la verticale du bassin côtier serait plus jeune avec une asthénosphère "bien développée". En contraste pour le bloc oriental (craton Ouest-africain), l'asthénosphère serait absente ou très mince et la lithosphère très épaisse. Au stade actuel, le problème de la définition de la base de la lithosphère en Afrique de l'Ouest n'est pas entièrement résolu: plaque mobile ou ancrage de la plaque africaine par refroidissement de l'asthénosphère.

Sur la bordure orientale du craton, on constate que les modèles de la conductivité électrique sont pratiquement identiques et symétriques à ceux de la bordure occidentale. Néanmoins, aucune variation de la profondeur du Moho qui pourrait marquer la zone mobile orientale n'est observée sous le bassin des Iullemmeden au Niger.

Mots clés : Afrique de l'Ouest, Bassins sédimentaires, Chaînes panafricaines, Craton ouest-africain, Sondage magnétotellurique, Sondage géomagnétique différentiel, Prospection tellurique, Champ électromagnétique, Lithosphère, Asthénosphère, Résistivité électrique, Hétérogénéités, Modèles 2 dimensions, Géodynamique.

CHAPITRE I

INTRODUCTION GENERALE

A - BUT DE LA RECHERCHE

Un programme de recherche électromagnétique a été mené en Afrique de l'Ouest en mesurant les composantes du champ électrique et du champ magnétique à la surface de la Terre. Ce programme débuté en 1972, se poursuit toujours, il a pour but principal de déterminer les propriétés électriques de la croûte et du manteau supérieur et d'apporter une meilleure connaissance à l'étude structurale du bouclier ouest-africain.

Dans ce manuscrit, le programme d'étude est en rapport avec les mesures exécutées dans les Républiques suivantes: Sénégal- Mali- Haute-Volta et Niger, soit sur une distance de plus de 2 000 km. Ce profil traverse plusieurs régions géologiques bien déterminées (Chapitre IV):

- le bassin côtier sénégalais (méso-cénozoïque)
- la zone mobile de l'Afrique de l'Ouest (panafricaine à hercynienne)
- le craton ouest-africain (précambrien)
- la zone mobile à l'Est du craton ouest-africain (panafricaine)
- le bassin sédimentaire des Iullemeden (mio-pliocène)

Pour l'étude de ces différentes structures à l'intérieur de la Terre, il est nécessaire d'utiliser des méthodes indirectes d'observation: prospection sismique, méthode gravimétrique, mesures électromagnétiques... Pour définir la structure profonde du bâti ouest-africain, nous avons utilisé les méthodes de prospection électromagnétique (EM). La première méthode utilisée est la méthode magnétotellurique (MT) qui s'est révélée être un outil utile pour la détermination régionale des structures de la résistivité électrique du sous-sol. Elle possède un pouvoir de résolution intéressant. La profondeur d'investigation dépend à la fois de la période des variations MT et de la résistivité du sol. Pour les

roches couramment rencontrées, la résistivité varie entre 1 et 3 000 ohm-m. La profondeur d'investigation peut donc varier entre quelques milliers de mètres et plusieurs centaines de kilomètres pour des périodes variant de 10 à 10 000 secondes. Cette méthode a été utilisée principalement au Sénégal, en Haute-Volta et au Niger.

La deuxième méthode utilisée est celle du sondage géomagnétique différentiel (SGD) qui nécessite l'enregistrement simultané des composantes horizontales magnétiques H et D à une station de référence et à une station mobile (Babour et Mosnier, 1977). La méthode SGD offre une excellente résolution horizontale (les discontinuités latérales de la conductivité peuvent être localisées avec précision). Une anomalie de conductivité peut-être reconnue par les grandes perturbations du champ géomagnétique normal qui sont causées par des systèmes de courants telluriques non-uniformes, circulant parallèlement à la direction de la structure. Nous avons appliqué cette méthode au Sénégal.

Enfin pour l'étude des structures du bassin sédimentaire méso-cénozoïque sénégalais, nous avons utilisé la méthode tellurique (ST), basée sur l'enregistrement simultané des composantes du champ électrique à une base et à une station mobile. Cette méthode, d'emploi facile, donne rapidement une idée de la puissance des séries sédimentaires. Antérieurement à notre travail, certaines études géophysiques ont été effectuées dans la région. Nous pouvons citer les études gravimétriques effectuées par Crenn et Rechenmann (1965), Liger et Roussel (1979), Liger (1980), Guétat (1981), Lécorché et al. (1983), Roussel et Liger (1983), Ponsard (1984) pour l'étude de la structure profonde sous le bassin sédimentaire méso-cénozoïque sénégal-mauritanien. On peut également citer un sondage profond MT entrepris à l'Observatoire de

Mbour par Fournier et Metzger (1969). Récemment un profil de sondage géomagnétique profond a été réalisé par Albouy et al. (1981) à travers le Sénégal. Une carte de profils aéromagnétiques a été réalisée en 1960 par la Société Aérienne de Recherches Minières, elle couvre l'ensemble du Sénégal. Nous pouvons citer également quelques sondages électriques effectués au Sénégal et au Niger sur les bassins sédimentaires par la Compagnie Générale de Géophysique (1959). Il est bien évident que les résultats de l'ensemble de ces travaux, ont été utilisés dans l'approche de modèles de départ pour les données électromagnétiques.

B- HISTORIQUE DE LA METHODE MAGNETOTELLURIQUE

La méthode MT utilise les ondes électromagnétiques naturelles comme source d'énergie. Ces ondes sont générées par des phénomènes complexes se produisant dans l'ionosphère et la magnétosphère terrestre. Ces ondes, assimilées à des ondes planes, induisent dans le sol des nappes de courant qui restent en surface pour les hautes fréquences mais qui peuvent pénétrer à plusieurs centaines de kilomètres à l'intérieur de la Terre pour des périodes de plusieurs heures. C'est l'effet de peau. Les composantes horizontales des champs électrique et magnétique ainsi que la composante verticale du champ magnétique qui en résultent sont mesurées à la surface de la Terre. On cherche à retrouver ces résultats en donnant aux équations de Maxwell des conditions aux limites qui correspondent aux variations de résistivité dans le sol. Les études théoriques concernant les ondes électromagnétiques sont anciennes et ce n'est qu'en 1940 que la méthode magnétotellurique a été mise au point en France.

Tikhonov (1950) montre la possibilité d'utiliser le champ électromagnétique naturel pour les sondages de la croûte et du manteau

supérieur de la Terre. En 1953, Cagniard publie son article sur la théorie et l'interprétation des relations entre les champs électrique et magnétique. Cette théorie est basée sur les hypothèses d'ondes électromagnétiques planes pénétrant à l'intérieur d'un milieu stratifié horizontalement. Développant la notion de résistivité apparente, l'auteur en déduit les résistivités et les épaisseurs des différentes couches.

Wait (1959) et plus tard Price (1962) émettent quelques doutes sur la validité d'une interprétation MT et sur l'identification du modèle mathématique d'ondes planes horizontales avec les ondes produites par les sources ionosphériques. Cependant, Madden et Nelson (1964) montrent qu'on ne doit pas retenir ces objections dans la gamme de fréquences normalement utilisées par la méthode MT par suite de l'effet de peau dans un terrain tabulaire conducteur.

La méthode MT s'est développée pour permettre l'interprétation de structures géologiques compliquées. Cantwell (1960) et Bostick et Smith (1962) proposent des méthodes pour obtenir les directions des axes principaux de conductivité. Madden et Nelson (1964), Swift (1967), Morrisson et al. (1968), Sims et Bostick (1971) et Vozoff (1972) présentent des méthodes pour calculer les éléments du tenseur d'impédance en utilisant des techniques d'analyse spectrale. De leur côté, les élèves de Cagniard à Garchy développent la méthode pour la prospection. On peut citer Benderitter (1968) et Dupis (1970). Bureau étudie la dispersion, il propose une méthode utilisant la composante verticale du champ magnétique et l'enregistrement de stations simultanées (1972). Dyck et Garland (1969) montrent que les résultats MT sont très sensibles à la proximité d'accidents de terrain. En général, les

champs électriques observés sont fortement polarisés et peuvent montrer des variations importantes sur des courtes distances à cause des inhomogénéités dans la conductivité de la Terre. Actuellement, des modèles de calcul sont disponibles pour déterminer les effets des structures à deux dimensions (Vozoff et Swift, 1968; Wright, 1970; Jones et Pascoe, 1971; Jupp et Vozoff, 1976; Stodt, 1978). Récemment des modèles pour l'étude des structures à trois dimensions ont été déterminés (Ting et Hohmann, 1978).

Un sondage EM a pour but de donner des renseignements sur la répartition de la conductivité électrique de la croûte et du manteau supérieur. Ceci est fait en enregistrant deux composantes horizontales et orthogonales du champ magnétique et deux composantes similaires du champ électrique de la Terre, ainsi que la composante verticale du champ magnétique. Ces cinq composantes sont analysées par la transformée de Fourier et à l'aide des équations de Maxwell. On en déduit la conductivité apparente en fonction de la fréquence. A l'heure actuelle, les programmes de problème direct à deux ou trois dimensions demandent énormément de mémoires et de temps calculs; ils reviennent donc très chers. En conséquence, j'ai construit des modèles basés sur des informations d'ordre géologique et géophysique. On compare alors les courbes du modèle avec celles obtenues par l'expérience.

Dans l'annexe I, nous avons fait un résumé de la théorie de la méthode MT pour permettre de suivre la discussion des résultats et le calcul qui a permis de les obtenir. Pour un développement plus complet de la méthode se référer aux auteurs cités à la suite du chapitre I.

BIBLIOGRAPHIE

- ALBOUY Y., BARSCZUS H.G. et CANER B. (1981).- Sondages géomagnétiques préliminaires dans l'Ouest africain. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys., Paris, 16, p. 3-25.
- BABOUR K. et MOSNIER J. (1977).- Differential geomagnetic soundings. Geophysics, Tulsa, USA, 42, p. 66-76.
- BENDERITTER Y. (1968).- Enregistrement des phénomènes magnétotelluriques pour la prospection géophysique. Thèse, Univ. Paris VI, 100 p.
- BOSTICK F.X. et SMITH H.W. (1962).- Investigation of large scale inhomogeneities in Earth by the magnetotelluric method. Proc. Inst. Radio Engineers, Tulsa, USA, vol. 50, n°11, p. 2339-2346.
- BUREAU J.-L. (1972).- Problèmes d'interprétation magnétotellurique. Thèse, Univ. Paris, 93 p.
- CAGNIARD L. (1953).- Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics, Tulsa, USA, 18, p. 605-635.
- CANTWELL T. (1960).- Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Ph.D. thesis, Cambridge, USA, 226 p.
- Compagnie Générale de Géophysique (1957).- Reconnaissances hydrologiques et structurales par sondages électriques au Sénégal, en Mauritanie et en Casamance. Paris, 47 p.
- CRENN Y. et RECHENMANN J. (1965).- Mesures gravimétriques et magnétiques au Sénégal et en Mauritanie occidentale. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys., Paris, 6, 59 p.
- DUPIS A. (1970).- Premières applications de la magnétotellurique à la prospection pétrolière, géologique ou minière de diverses régions métropolitaines. Thèse, Univ. Paris, 115 p.
- DYCK A.V. et GARLAND G.D. (1969).- A conductivity model for certain features of the Alert anomaly in geomagnetic variations. Can. J. Earth Sci., Ottawa, 6, p. 513-516.
- FOURNIER H.G. et METZGER J. (1969).- Sondage magnétotellurique directionnel à la station magnétique de Mbour (Sénégal). C. R. Acad. Sci., Paris, 269, p. 297-300.
- GUETAT Z. (1981).- Etude gravimétrique de la bordure occidentale du

craton ouest africain. Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier, Fr., 183 p.

- JONES F.W. et PASCOE L.J. (1971).- A general computer program to determine the perturbation of alternating electric currents in a two-dimensional model of a region of uniform conductivity with and embedded inhomogeneity. Geophys. J. r. astr. Soc., Londres, 23, p. 3-30.
- JUPP D.L.B. et VOZOFF K. (1976).- Two-dimensional magnetotelluric inversion. Geophys. J. r. astr. Soc., Londres, 23, p. 333-352.
- LECORCHE J.-P., ROUSSEL J., SOUGY J. et GURTAT Z. (1983).- An interpretation of the geology of the Mauritanides orogenic belt (West Africa) in the light of geophysical data. Geol. Soc. Amer. Mem., Washington, 158, p. 131-147.
- LIGER J.-L. (1980).- Structure profonde du bassin côtier sénégal-mauritanien. Interprétation des données gravimétriques et magnétiques. Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme, Marseille, Fr., sér. B, n°16, 158 p.
- LIGER J.-L. et ROUSSEL J. (1979).- Etude gravimétrique du bassin côtier profond du Sénégal. Rev. Géol. dynam. Géogr. phys., Paris, vol. 21, fasc. 5, p. 419-427.
- MADDENT, et NELSON P. (1969).- A defense of Cagniard's magnetotelluric method. Geophys. Lab., Cambridge, USA, Rept., 65 p.
- MORISSON H.F., WOMBELL E. et WARD H. (1968).- Analysis of Earth impedance using magnetotelluric fields. J. Geophys. Res., Washington, 73, p. 2769-2778.
- PONSARD J.-F. (1984).- La marge du craton ouest-africain du Sénégal à la Sierra Léone: interprétation géophysique de la chaîne panafricaine et des bassins du Protérozoïque à l'Actuel. Thèse Doct. Univ. Aix-Marseille III, Marseille, Fr., 198 p.
- PRICE A.T. (1962).- The theory of magnetotelluric methods when the source field is considered. J. Geophys. Res., Washington, 67, p. 1907-1918.
- ROUSSEL J. et LIGER J.-L. (1983).- A review of deep structure and ocean-continent transition in the Senegal basin (West Africa). Tectonophysics, Amsterdam, 91, p. 183-211.

- ROUSSEL J., LECORCHE J.-P., PONSARD J.F., SOUGY J. et VILLE-NEUVE M. (1984).- Panafrican to hercynian deformations in the Mauritanides and tectonic significance of gravity anomalies. Tectonophysics, Amsterdam, 109, p. 41-59.
- SIMS W.E. et BOSTICK F.X. (1971).- The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. Geophysics, Tulsa, USA, 36, p. 938-942.
- STODT J.A. (1978).- Documentation on a finite element program for solution of geophysical problems governed by the inhomogeneous 2-D scalar Helmholtz equation. Dept. Geol. Geophys., Univ. Utah, Salt Lake City, USA, Rept., 66 p.
- SWIFT C.M. (1967).- A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the south-western United States. Ph.D. thesis, Cambridge, USA, 211 p.
- TIKHONOV A.N. (1950). Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the Earth's crust. Dokl. Akad., URSS, 73, p. 295-297.
- TING S.C. et HOHMANN G.W. (1978).- Three dimensional magnetotelluric modeling. Dept. Geol. Geophys., Univ. Utah, Salt Lake City, USA, Rept., 27 p.
- VOZOFF K. (1972).- The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. Geophysics, Tulsa, USA, 37, p. 98-141.
- VOZOFF K. et SWIFT C.M. (1968).- Magnetotelluric measurements in the North German Basin. Geophys. Prospect., La Haye, Hollande, 16, p. 454-473.
- WAIT J.R. (1959).- On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field. Geophysics, Tulsa, USA, 19, p. 281-289.
- WRIGHT J.A. (1970).- Anisotropic apparent resistivities arising from non-homogeneous, two-dimensional structures. Can. J. Earth Sci., Ottawa, 7, p. 527-531.

CHAPITRE II
TRAITEMENT DES DONNEES
ELECTROMAGNETIQUES

A partir des enregistrements obtenus sur servotraces "Sefram", des sections sont sélectionnées pour l'analyse. Ces sections sont choisies sur la base de leur fort niveau d'activité. La longueur des enregistrements est environ six fois la plus grande période enregistrée. Le système d'acquisition des données est décrit dans l'annexe II.

Un sondage électromagnétique (EM) comporte trois types d'enregistrement

1/ Un sondage dit "courte période" (CP) intéressant les périodes comprises entre 10 et 50 secondes.

2/ Un sondage dit "moyenne période" (MP) qui intéresse les périodes comprises entre 30 et 800 secondes.

3/ Un sondage "longue période" (LP) pour l'étude des orages magnétiques et de la variation diurne.

Les composantes des champs électrique et magnétique sont mesurées suivant les composantes N-S et E-W magnétiques.

Les sondages CP et MP sont des enregistrements discontinus dont la durée varie selon la gamme de périodes étudiées. La vitesse de déroulement pour la gamme CP est

de 100 mm/minute ; pour la gamme MP elle est de 25 mm/minute et pour les longues périodes de 3 cm/h (fig. 1, annexe II).

Ces enregistrements sont digitalisés, le pas de digitalisation est variable selon la nature des périodes étudiées.

I. Analyse spectrale (MT)

La méthode magnéto-tellurique (MT) permet le calcul de la résistivité apparente ρ_a en fonction de la fréquence f :

$$\rho_{aij} = \frac{0,2}{f} \left| \frac{E_i(f)}{H_j(f)} \right|^2 \quad \begin{array}{l} i, j = x, y \\ i \neq j \text{ et } i = j \end{array} \quad 2.1$$

pour les résistivités apparentes obtenues directement à partir des composantes E_i et H_j ou de façon plus élaborée :

$$\rho_{aij} = \frac{0,2}{f} |Z_{ij}(f)|^2 \quad \begin{array}{l} i, j = x, y \\ i \neq j \text{ et } i = j \end{array} \quad 2.2$$

pour les résistivités apparentes calculées à partir de la matrice d'impédance.

Ces valeurs sont comparées aux résultats obtenus à partir de modèles de structures en vue de l'interprétation.

Les quantités $|E_i(f)|$ et $|H_j(f)|$ sont obtenues en calculant les densités spectrales des variations dans le temps des champs magnétique et tellurique. On utilise les fonctions d'auto et de cross-corrélation.

La méthode de l'analyse spectrale pour le calcul des quantités $|E_i(f)|$ et $|H_j(f)|$ a été employée par de nombreux auteurs (Bostick et Smith, 1962) , (Vozoff, 1972). Dans cette méthode, les phénomènes sont supposés stationnaires.

Les densités spectrales sont définies à l'aide des fonctions d'auto et de cross-corrélation.

La fonction de cross-corrélation pour deux séries de N valeurs discrètes chacune X_K et Y_K est:

$$C_{xy}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X_K^* Y_{K+\tau} \quad 2.3$$

L'astérisque indique le complexe conjugué.

On définit alors la densité spectrale comme la transformée de Fourier de cette fonction de cross-corrélation.

Dans l'analyse de Fourier d'une série digitalisée dans le temps, de longueur totale T, on suppose que la série est périodique avec la période fondamentale T et que le début et la fin de la série ont la même amplitude. Mais la densité spectrale ne sera pas nécessairement convergente, vu que les données magnéto-telluriques sont caractérisées par des changements aléatoires en fréquences, amplitudes et phases. On introduit alors une fonction de lissage $W(\tau)$ de longueur n qui réduit la variance de la densité spectrale.

Il y a plusieurs fonctions de lissage possibles. On a choisi celle de Tukey définie par:

$$W(\tau) = \frac{1}{2} \left(1 + \cos \frac{\pi \tau}{n}\right) \quad |\tau| \leq n \quad 2.4$$

$$W(\tau) = 0 \quad |\tau| > n$$

La densité spectrale croisée des séries X_k et Y_k est alors:

$$P_{xy}(k) = \sum_{\tau=-(n-1)}^{n-1} C_{xy}(\tau) W(|\tau|) e^{-\frac{2\pi i k \tau}{n}} \quad 2.5$$

Puisque $C_{xy}(-\tau) = C_{yx}(\tau)$, l'équation 2.5 peut s'écrire:

$$P_{xy}(k) = \sum_{\tau=1}^{n-1} \left[(C_{xy}(\tau) + C_{yx}(\tau)) \cos \frac{2\pi k \tau}{n} + i(C_{xy}(\tau) - C_{yx}(\tau)) \sin \frac{2\pi k \tau}{n} \right] W(\tau) + C_{xy}(0) \quad 2.6$$

De même la densité spectrale d'une série Y_k est:

$$P_{xx}(k) = 2 \sum_{\tau=1}^{n-1} C_{xx}(\tau) W(\tau) \cos \frac{2\pi k \tau}{n} + C_{xx}(0) \quad 2.7$$

On peut maintenant utiliser les équations 2.6 et 2.7 pour calculer les densités spectrales et les résistivités apparentes. La phase est définie par:

$$\operatorname{tg} \varphi_{E_i H_j}(f) = \frac{\operatorname{Im} P_{E_i H_j}(f)}{\operatorname{Re} P_{E_i H_j}(f)} \quad \begin{array}{l} i, j = x, y \\ i \neq j \text{ et } i=j \end{array} \quad 2.8$$

II. Analyse des signaux

Une analyse préliminaire des données utilisant la méthode de scalaire (résistivités de Cagniard) montre que la majeure partie des stations présentent une anisotropie plus ou moins importante. C'est normal puisque la région étudiée est loin d'un modèle à une dimension. Dans ces conditions, les éléments de la matrice d'impédance ont été calculés.

A) Calcul des éléments de la matrice d'impédance

Reprenons les équations 5.1 de l'annexe I. Nous avons:

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega) H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega) H_y(\omega) \quad 2.9$$

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega) H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega) H_y(\omega) \quad 2.10$$

Les équations 2.9 et 2.10 peuvent être multipliées par E_x^* , E_y^* , H_x^* , ainsi pour l'équation 2.9:

$$E_x^* E_x = Z_{xx} E_x^* H_x + Z_{xy} E_x^* H_y$$

$$E_y^* E_x = Z_{xx} E_y^* H_x + Z_{xy} E_y^* H_y$$

$$H_x^* E_x = Z_{xx} H_x^* H_x + Z_{xy} H_x^* H_y$$

$$H_y^* E_x = Z_{xx} H_y^* H_x + Z_{xy} H_y^* H_y$$

L'astérisque est le complexe conjugué, les valeurs telles que $E_x^* H_x$ sont les densités spectrales.

On peut résoudre simultanément deux par deux les équations 2.11, (Sims et Bostick, 1971).

Les six solutions pour Z_{xy} sont:

$$Z_{xy} = \frac{E_x^* H_x}{E_x^* H_x} \frac{E_y^* E_x}{E_y^* H_y} - \frac{E_y^* H_x}{E_y^* H_x} \frac{E_x^* E_x}{E_x^* H_y} \quad 2.12$$

$$Z_{xy} = \frac{E_x^* H_x}{E_x^* H_x} \frac{H_x^* E_x}{H_x^* H_y} - \frac{H_x^* H_x}{H_x^* H_x} \frac{E_x^* E_x}{E_x^* H_y} \quad 2.13$$

$$Z_{xy} = \frac{E_x^* H_x}{E_x^* H_x} \frac{H_y^* E_x}{H_y^* H_y} - \frac{H_y^* H_x}{H_y^* H_x} \frac{E_x^* E_x}{E_x^* H_y} \quad 2.14$$

$$Z_{xy} = \frac{E_y^* H_x}{E_y^* H_x} \frac{H_x^* E_x}{H_x^* H_y} - \frac{H_x^* H_x}{H_x^* H_x} \frac{E_y^* E_x}{E_y^* H_y} \quad 2.15$$

$$Z_{xy} = \frac{E_y^* H_x}{E_y^* H_x} \frac{H_y^* E_x}{H_y^* H_y} - \frac{H_y^* H_x}{H_y^* H_x} \frac{E_y^* E_x}{E_y^* H_y} \quad 2.16$$

$$Z_{xy} = \frac{H_x^* H_x}{H_x^* H_x} \frac{H_y^* E_x}{H_y^* H_y} - \frac{H_y^* H_x}{H_y^* H_x} \frac{H_x^* E_x}{H_x^* H_y} \quad 2.17$$

Des équations similaires existent pour Z_{xx} , Z_{yy} et Z_{yx} . Il faut utiliser ces équations avec prudence. Ainsi, dans le cas d'une structure à une dimension et si les champs de la source ne sont pas polarisés, les termes tels que $E_x \cdot H_x$, $H_y \cdot H_x$, $E_y \cdot H_y$ et $E_x \cdot E_y$ tendent vers zéro.

Les équations 2.14 et 2.15 deviennent indéterminées.

L'équation 2.12 devient également indéterminée si le champ électrique est fortement polarisé. Dans la majorité des stations, le champ électrique étant justement très polarisé, l'équation 2.12 ne sera pas utilisée.

Sims et Bostick (1969) montrent que les équations 2.12 et 2.13 donnent une valeur de Z_{xy} plus grande si du bruit est superposé au signal tellurique. Ils montrent également que les équations 2.16 et 2.17 donnent une valeur de Z_{xy} plus petite lorsque du bruit existe dans le signal magnétique.

Si l'on n'a aucune raison de penser qu'il y a moins de bruit dans le signal magnétique que dans le signal tellurique, la valeur moyenne de Z_{xy} est probablement la plus sûre. On calcule donc les valeurs de Z_{xy} à partir des équations 2.12, 2.13, 2.16 et 2.17. Ces valeurs sont moyennées. Si le champ électrique est polarisé à plus de 80 %, la valeur de Z_{xy} calculée à partir de l'équation 2.12 n'est pas considérée.

Les trois autres valeurs de la matrice d'impédance sont calculées de la même façon.

On utilise un programme FORTRAN RADFT1 pour calculer les valeurs des impédances à partir des équations 2.12, 2.13, 2.16 et 2.17. A l'aide de ce programme

- 1/ Les densités spectrales sont calculées en utilisant les formules de la section 2.2. On obtient des périodes à partir de deux fois le pas d'échantillonnage. Chaque enregistrement a entre 1500 et 2000 points d'échantillonnage.
- 2/ Les quatre composantes du tenseur d'impédance sont chacune calculées par 4 équations semblables aux équations 2.12, 2.13, 2.16 et 2.17 qui donnent Z_{xy} .
- 3/ Les quatre valeurs pour chaque composante du tenseur d'impédance sont ensuite moyennées.
- 4/ Pour juger de la qualité de ces moyennes, on calcule la cohérence entre la valeur E_x mesurée et celle donnée par :

$$E_x^P = \bar{Z}_{xx} H_x + \bar{Z}_{xy} H_y$$

et la cohérence entre la valeur E_y mesurée et celle donnée par :

$$E_y^P = \bar{Z}_{yx} H_x + \bar{Z}_{yy} H_y$$

ces cohérences sont :

$$\text{Coh} (E_x E_x^P) = \frac{\bar{Z}_{xx} P_{E_x H_x} + \bar{Z}_{xy} P_{E_x H_y}}{\left[P_{E_x E_x} (|\bar{Z}_{xx}|^2 P_{H_x H_x} + |\bar{Z}_{xy}|^2 P_{H_y H_y} + 2 \text{Re} (\bar{Z}_{xx}^* \bar{Z}_{xy} P_{H_x H_y})) \right]^{1/2}} \quad 2.18$$

et

$$\text{Coh} (E_y E_y^P) =$$

$$\frac{\bar{Z}_{yx} P E_y H_x + \bar{Z}_{yy} P E_y H_y}{\left[P E_y E_y (|\bar{Z}_{yx}|^2 P H_x H_x + |\bar{Z}_{yy}|^2 P H_y H_y + 2 \text{Re} (\bar{Z}_{yx}^* \bar{Z}_{yy} P H_x H_y)) \right]^{1/2}} \quad 2.19$$

P indique la densité spectrale.

Lorsque le champ électrique est fortement polarisé, une des cohérences peut être forte et l'autre faible. Ceci arrive lorsqu'une des composantes électriques est mesurée dans une direction voisine de l'axe majeur de polarisation.

Les valeurs moyennes des éléments de la matrice d'impédance sont rejetées si les cohérences sont inférieures à 0,90.

5/ L'azimut de l'axe majeur d'anisotropie est alors déterminé par l'équation 5.14.

6/ Les éléments de la matrice d'impédance sont calculés dans la direction principale à partir des équations 5.6 à 5.9.

7/ Les résistivités apparentes et les phases sont ensuite calculées à l'aide des équations 2.2 et 2.8. On calcule également le skew à l'aide de l'équation 5.13 (Annexe I, p.190)

8/ Les valeurs sont portées sur un graphique. Pour certaines stations, la dispersion des points est grande. Un examen des enregistrements portant sur des jours magnétiquement calmes montre parfois un bruit assez important sur les composantes telluriques. Ce bruit peut provenir d'un effet de polarisation des électrodes,

L'équation 2.17 n'est pas perturbée s'il existe du bruit sur le signal électrique. On apporte dans ce cas une amélioration aux résultats en utilisant pour le calcul des éléments du tenseur d'impédance uniquement l'équation 2.17. Suivant l'importance du bruit tellurique, nous utiliserons l'une ou l'autre méthode.

B - Calcul des paramètres de polarisation

La polarisation du champ électrique indique en général une structure bi- ou tri-dimensionnelle près du lieu d'enregistrement. Quelques-unes des équations utilisées pour le calcul des éléments de la matrice d'impédance deviennent instables si le champ électrique ou le champ magnétique devient fortement polarisé.

Si la structure est à une dimension, quand le vecteur magnétique est polarisé linéairement, le vecteur électrique est lui aussi polarisé linéairement et reste orthogonal au vecteur magnétique. Quand de façon plus générale, le champ magnétique est polarisé elliptiquement, le champ électrique est lui aussi polarisé elliptiquement et les deux ellipses ont leurs grands axes orthogonaux.

Si la structure est à deux ou trois dimensions, le vecteur électrique subit une rotation vers les structures conductrices. Quand le vecteur magnétique est polarisé linéairement, le vecteur électrique ne lui est plus perpendiculaire. Quand le vecteur magnétique est polarisé elliptiquement, les grands axes des deux ellipses de polarisation du champ magnétique et électrique ne sont plus orthogonaux, sauf cas exceptionnel peu probable. Ce cas a lieu quand l'axe de polarisation du champ magnétique est orthogonal à la direction de la masse conductrice. Le degré d'anisotropie du terrain est donc généralement marqué par un défaut de perpendicularité entre les ellipses de polarisation des

D'après Fowler et al. (1967), Rankin et Reddy (1970), l'azimut du grand axe de polarisation ψ_H du champ magnétique est tel que :

$$\operatorname{tg} 2 \psi_H(\omega) = \frac{2 \operatorname{Re} H_x^* H_y}{H_x^* H_x - H_y^* H_y} \quad (2.20)$$

Le degré de polarisation est le rapport entre le signal polarisé et le signal total. Pour le champ magnétique nous avons :

$$R_H = \frac{1 - \frac{4 |H_x^* H_x H_y^* H_y - (\operatorname{Re}(H_x^* H_y))^2 - (\operatorname{Im}(H_x^* H_y))^2|^{\frac{1}{2}}}{(H_x^* H_x + H_y^* H_y)^2}}{1} \quad (2.21)$$

On définit des paramètres identiques pour le champ électrique. Le programme FORTRAN calcule ces paramètres de polarisation.

III. Champ magnétique horizontal anormal (SGD)

Pour les stations effectuées au Sénégal à la surface du bassin sédimentaire, on se propose de déterminer le champ magnétique horizontal anormal à partir de sondages géomagnétiques différentiels (Babour et Mosnier, 1977).

Pour cela, nous utilisons la méthode des fonctions de transfert largement employée par Parkinson (1959) et perfectionnée par Schmucker (1964), Everett et Hyndman (1967), Cochrane et Hyndman (1970). En général, les variations du

champ magnétique, comprenant les variations du champ normal et anormal, peuvent être statistiquement représentées dans le domaine fréquentiel par Schmucker (1964).

$$\begin{vmatrix} H_a \\ D_a \\ Z_a \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} h_H & h_D & h_Z \\ d_H & d_D & d_Z \\ z_H & z_D & z_Z \end{vmatrix} \begin{vmatrix} H_n \\ D_n \\ Z_n \end{vmatrix} \quad (2.22)$$

avec $Z_a = Z - Z_n$ etc.

Chaque terme de la matrice est complexe et est une fonction de la fréquence.

Un champ "normal" se définit sur une structure de conductivité homogène stratifiée horizontalement et suffisamment éloignée des discontinuités latérales, de façon à ne pas être affectée par des courants internes anormaux. La réponse à une telle station doit être indépendante de la direction du champ horizontal et la composante verticale doit être nulle. En pratique il est difficile de trouver de telles structures. Le sous-sol est rarement disposé en couches horizontales et en général de petites perturbations existent.

Dans ce mémoire nous nous sommes intéressés uniquement aux composantes magnétiques horizontales. La relation (2.22) peut se mettre sous la forme

$$\begin{vmatrix} H_a \\ D_a \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} h_H & h_D \\ d_H & d_D \end{vmatrix} \begin{vmatrix} H_n \\ D_n \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} v_H \\ v_D \end{vmatrix} \quad (2.23)$$

H_n et D_n sont les composantes du champ normal, c'est-à-dire le champ en l'absence d'anomalie ; la matrice caractérise la fonction de transfert liant le champ normal au champ anormal ; H_a et D_a sont les composantes du champ anormal dans la zone de l'anomalie ; V_H et V_D caractérisent le champ résiduel contenant les parties non corrélées des composantes anormales.

La minimisation du champ résiduel permet le calcul des fonctions de transfert horizontales h_H , h_D , d_H et d_D (Schmucker, 1964 ; Cochrane et Hyndman, 1970). Si le champ magnétique à la station de référence présente une polarisation linéaire, en utilisant la composante H par exemple, nous pouvons calculer l'azimut θ_H pour une variation horizontale d'amplitude unité et de phase nulle du champ de référence qui maximise la partie corrélée du champ anormal H_a (Banks et Ottey, 1974).

$$\theta_H = \frac{1}{2} \operatorname{artg} \frac{(h_H h_D^* + h_D h_H^*)}{h_H h_H^* - h_D h_D^*} \quad (2.24)$$

Cette équation définit la direction pour laquelle le module de la réponse est maximum (ou minimum). On obtient la même équation pour la composante D. La réponse sera minimum (ou maximum) le long d'un axe à 90° de celui défini précédemment. On en déduit alors la fonction de transfert ΔH aux différentes stations dans la direction la plus efficace pour l'induction. Cette fonction de transfert est alors normalisée par rapport à la station de référence.

$$\frac{\Delta H}{H_n} = h_H \times \cos \theta_H + h_D \sin \theta_H \times \frac{D_n}{H_n} \quad (2.25)$$

IV. Principe de la méthode de sondage tellurique (ST)

Les principes de la méthode et les bases de l'interprétation ont été exposés par Migaux (1946) et plus récemment par Yungul (1977).

La méthode tellurique utilise une station de référence et une station mobile qui enregistrent simultanément les pulsations dans la bande de 20 à 300 s. Les enregistrements sont faits avec des lignes de 500 m orientées N-S et E-W magnétiques.

Dans le cas général, les composantes du champ électrique E en deux stations sont reliées linéairement (Berdichevsky, 1965 ; Migaux, 1946).

$$\begin{vmatrix} E_u \\ E_v \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} a & b \\ c & d \end{vmatrix} \begin{vmatrix} E_x \\ E_y \end{vmatrix} \quad (2.31)$$

E_u , E_v sont les composantes du champ tellurique à la station mobile, E_x , E_y les composantes à la station de référence.

Les constantes, a, b, c et d dépendent des directions des systèmes de coordonnées et de la géologie de subsurface.

On normalise les amplitudes du champ à la station mobile par rapport aux amplitudes du champ à la station de référence. Dans ces conditions, l'extrémité du vecteur électrique à la base va décrire un cercle, tandis qu'à la station mobile nous aurons une ellipse dont l'aire est égale à $\pi|ad - bc|$.

J est le jacobien de la transformation du système x, y au système u, v. La valeur de J est un invariant appelé aire relative de l'ellipse (Yungul, 1968).

La plupart des entités géologiques rencontrées sont en général des structures à deux ou le plus souvent à trois dimensions. Pour montrer la relation de J avec la géologie nous étudierons une structure simple à 2D telle que la direction de contact infinie entre deux blocs de résistivité différente soit la direction y, c'est-à-dire que le champ électromagnétique est invariant dans cette direction.

Le champ E_y est le même partout et un champ E dans la direction x ne doit donner aucune composante y. Ceci implique donc, d'après l'équation (2.31), que $b = c = 0$, $d = 1$ et $J = a$. Ainsi pour une structure à 2D dont la direction de contact est y, la valeur de J_M à la station mobile est égale au rapport du champ tellurique de la station mobile M à celui de la station de base B suivant la direction x.

$$J_M = \frac{E_{x_M}}{E_{x_B}} \quad (2.32)$$

De la même façon la composante H_y ne doit pas varier à la surface du sol. Par conséquent l'équation (2.32) peut se mettre sous la forme suivante :

$$J_M = \frac{Z_{xy_M}}{Z_{xy_B}} = \left(\frac{P_{1M}}{P_{1B}} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.33)$$

où Z_{xy} est l'impédance MT obtenue à partir de E_x et H_y et P_1 est la résistivité apparente transversale.

Berdichevsky (1965) définit une conductance horizontale en mho de la série sédimentaire :

$$S = \sum_{i=1}^n \left(\frac{h_i}{P_i} \right) = \frac{D}{P_e} \quad (2.34)$$

où n est le nombre de niveaux sédimentaires, h_i l'épaisseur de chaque niveau, D la profondeur du substratum (résistant) et P_e est appelée la résistivité effective de la série sédimentaire.

Il montre d'autre part que l'impédance Z est reliée à la conductance S par la relation :

$$Z = \frac{1}{S} \text{ en unités MKS} \quad (2.35)$$

Nous pouvons utiliser ces nouvelles formules pour l'équation (2.33), nous avons ainsi :

$$J_M = \frac{S_B}{S} \quad (2.36)$$

et avec l'équation (2.34):

$$J_M = \frac{D_B}{D_M} \frac{P_{e_M}}{P_{e_B}} \quad (2.37)$$

Si pour la série sédimentaire P_e reste approximativement le même dans la région, nous avons :

$$J_M = \frac{D_B}{D_M} \quad (2.38)$$

Ainsi connaissant la profondeur du substratum à la station de base, nous pouvons en déduire la profondeur du substratum à la station mobile. La carte des aires J représente directement un paramètre qui est l'inverse des épaisseurs des sédiments. Nous avons donc une cartographie du toit du substratum.

- 27 -
BIBLIOGRAPHIE

- BABOUR K. et MOSNIER J. (1977).- Differential geomagnetic soundings. Geophysics, Tulsa, USA, 42, p. 66-76.
- BANKS R.J. et OTTEY P. (1974).- Geomagnetic deep sounding in and around the Kenya rift valley. Geophys. J. r. astr. Soc., Londres, 36, p. 321-335.
- BERDICHEVSKY M.N. (1965).- Electrical prospecting with the telluric method. Gostoptekhizdat, Moscou, vol. 60, 216 p.
- BOSTICK F.X. et SMITH H.W. (1962).- Investigation of large scale inhomogeneities in Earth by the magnetotelluric method. Proc. Inst. Radio Engineers, Tulsa, USA, 50, n°11, p. 2339-2346.
- COCHRANE N.A. et HYNDMAN R.D. (1970).- A new analysis of geomagnetic depth sounding data for western Canada. Can. J. Earth Sci., Ottawa, 7, p. 1208-1218.
- EVERETT J.E. et HYNDMAN R.D. (1967).- Geomagnetic variations and electrical conductivity structure in south western Australia. Phys. Earth planet. Int., Amsterdam, 1, p. 24-34.
- FOWLER R.A., KOTICK B.J. et ELLIOT R.D. (1967).- Polarization analysis of natural and artificially induced geomagnetic micropulsations. J. Geophys. Res., Washington, 72, p. 2871-2883.
- MIGAUX L. (1946).- Une méthode nouvelle de géophysique appliquée: la prospection par courants telluriques. Ann. Géophys., Paris, 2, p. 131-146.
- PARKINSON W.D. (1959).- Directions of rapid geomagnetic fluctuations. Geophys. J. r. astr. Soc., Londres, 2, p. 1-14.
- RANKIN D.S. et REDDY I.K. (1970).- A magnetotelluric study of resistivity anisotropy. Geophysics, Tulsa, USA, 34, p. 438-449.
- SCHMUCKER U. (1964).- Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. J. Geomagn. Geoelectr., Tokyo, 15, p. 193-221.
- SIMS W.E. et BOSTICK F.X. (1969).- Methods of magnetotelluric analysis. EGRL, Tech. Rpt. n°58, Univ. Texas, Austin, USA, 86 p.
- SIMS W.E. et BOSTICK F.X. (1971).- The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. Geophysics, Tulsa,

USA, 36, p. 938-942.

VOZOFF K. (1972).- The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. Geophysics, Tulsa, USA, 37, p. 98-141.

YUNGUL S.H. (1968).- Measurements of telluric "relative ellipse area" by means of vectograms. Geophysics, Tulsa, USA, 33, p. 127-131.

YUNGUL S.H. (1977).- The telluric method in the study of sedimentary structures. A survey. Geoexploration, Amsterdam, 15, p. 207-238.

CHAPITRE III

RESULTATS DES SONDAGES
ELECTROMAGNETIQUES SUR LE BOUCLIER
OUEST AFRICAIN

A. SONDAGE MAGNETOTELLURIQUE PROFOND SUR
LE CRATON OUEST AFRICAIN (REPUBLIQUE DE
HAUTE-VOLTA). ESQUISSE DE MODELES POUR
LE CRATON OUEST AFRICAIN

(Journal of Geomagnetism and Geoelectri-
city, 1982)

Sondage Magnetotellurique Profond sur le Craton Ouest Africain (Republique de Haute-Volta)— Esquisse de Modeles pour le Craton Ouest-Africain

M. RITZ

Orstom de Dakar, B.P. 1386, Dakar, Senegal

(Received January 23, 1982; Revised June 4, 1982)

A magnetotelluric sounding is carried out in the period band ranging from 15 to 10,000 sec on the West-African craton in the Upper Volta Republic. The site is located geologically on the Birrimian formations (2,000 m.y.). Bi-dimensional modelling suggests a conductive layer in the upper mantle at a depth of 130 km. We have to assume a layer of high mantle resistivity, extending from 150 to at least 465 km depth. An ultimate reduction to 10 ohm-m occurs at 465 km depth. Resistivity models for the West African craton are presented (Senegal-Upper Volta-Niger). They imply a general reduction in mantle resistivity between 80 and 130 km. With these models we can find no crust-upper mantle transition from the viewpoint of resistivity. The upper mantle resistivity of 3,000 ohm-m may be taken as representative of the resistivity for the African Shield.

1. Introduction

Depuis plusieurs années, la section géophysique de l'ORSTOM au Sénégal a entrepris des études de sondage magnétotellurique (MT) sur le craton ouest africain et sur ses bordures (Sénégal-Mali-Haute-Volta et Niger). Sur le craton ouest africain les stations espacées d'une trentaine de kilomètres sont disposées le long d'un profil de direction sensiblement Est-Ouest entre 12°30' et 14° de latitude nord (Fig. 1). Jusqu'à présent ces études ont été limitées dans la gamme de période comprise entre 15 et 1,000 sec ce qui nous donnaient grossièrement le profil résistivité-profondeur jusqu'à 100 km. A cette profondeur, sur l'ensemble des régions étudiées, nous avons constaté une chute brutale de la résistivité entre 80 et 130 km de profondeur (RITZ, 1982). Cette zone de transition haute-basse résistivité pourrait correspondre à la base de la lithosphère. De nombreux sondages MT impliquent en général sur les continents une réduction de la résistivité du manteau supérieur à des profondeurs comprises entre 60 et 120 km (SCHMUCKER and JANKOWSKI, 1972). Un second niveau de haute résistivité peut exister dans le manteau supérieur et s'étendre jusqu'à 200-400 km de profondeur (BLOHM, 1977; HAAK, 1977; LILLEY *et al.*, 1981). Aucune explication physique ne semble expliquer l'existence de ce niveau de haute résistivité. Les faibles résistivités dans les niveaux supérieurs du manteau s'accordent bien avec les données de laboratoire sur les roches ultrabasiques entre 1,000 et 1,500 C (TOZER, 1970; DUBA *et al.*, 1974).

Ces études profondes sont difficiles dans les régions avec une couverture sédimentaire, même faible. C'est pourquoi nous avons entrepris un sondage MT sur le craton ouest africain où les matériaux sont très vieux et possèdent des résistivités importantes.

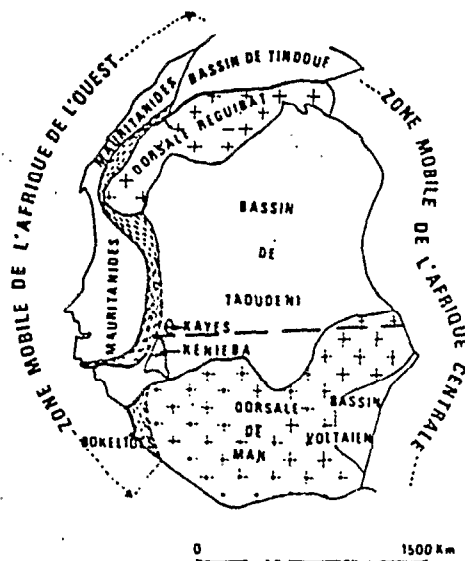


Fig. 1. Carte tectonique simplifiée de l'Afrique de l'Ouest. Le craton ouest-africain est limité à l'Ouest par la zone mobile de l'Afrique de l'Ouest (Mauritanides) et à l'est par la zone mobile de l'Afrique Centrale. Le profil MT est représenté par un trait discontinu.

Ce sondage a été effectué sur le site de Dori (Lat. 14 02'N, Long. 00 02'W) en République de Haute-Volta à environ 150 km de la bordure orientale du craton ouest africain.

La quasi totalité de la surface de la contrée est constituée par des formations précambriennes qui disparaissent à l'ouest sous les plateaux primaires de la région de Bobo-Dioulasso. C'est surtout le précambrien moyen (birrimien) qui est représenté. Le socle birrimien est constitué de roches intrusives diverses et de sédiments métamorphiques à des degrés divers et toujours plissés. Ce socle est considéré comme stable après les derniers plissements birrimiens (2.000 m.y.).

Les granites représentent une surface considérable dans le massif précambrien. Dans la région de Dori apparaissent des dômes granitiques et des collines de grès (DUCELLIER, 1963; BONNARD, 1965). Au sud de Dori apparaissent de très importantes formations de roches métamorphiques dont les schistes sont les matériaux les plus représentatifs.

L'appareillage utilisé a été décrit dans une publication antérieure (RITZ, 1982).

Les méthodes d'analyse sont celles décrites par VOZOFF (1972).

2. Résultats et Discussions

La Fig. 2 représente le résultat de l'analyse des données à l'aide du tenseur d'impédance [Z] (SWIFT, 1967; VOZOFF, 1972). En général la présence de structures complexes fait que la plupart du temps une anisotropie assez conséquente se manifeste au niveau de la station d'enregistrement. Nous obtenons pour le site de Dori une légère anisotropie jusqu'à 300 s qui s'amplifie pour les périodes plus élevées. Ce n'est cependant

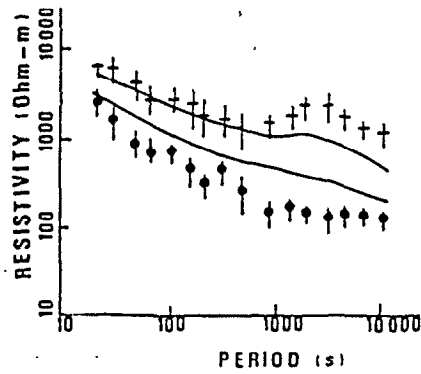


Fig. 2. Station de Dori. Résistivités apparentes calculées à partir du tenseur d'impédance suivant les axes principaux d'anisotropie. Les courbes en trait plein représentent le résultat de la modélisation à 2D.

pas une indication de non homogénéité en profondeur quand ρ (TE) et ρ (TM) sont différents aux longues périodes, l'anisotropie des résistivités apparentes peut être causée par une distorsion des courants telluriques en surface.

Pour cette station la valeur du skew est faible, de l'ordre de 0.3 sur l'ensemble de la gamme de période. La direction du grand axe d'anisotropie est en moyenné de N 26 E, elle ne diffère pas de la direction de polarisation du champ électrique.

L'interprétation des données est basée sur la modélisation à deux dimensions (2D) utilisant la méthode des différences finies (STOBT, 1978).

Le résultat final de la modélisation à 2D est présenté sur la Fig. 3. L'anisotropie des données à la station de Dori peut s'expliquer par un contact entre des granites (éburnéen ou libérien), ayant une résistivité de 10,000 ohm-m et des migmatites antébirrimien situées au nord de la station (20,000 ohm-m). La première zone de transition dans le manteau

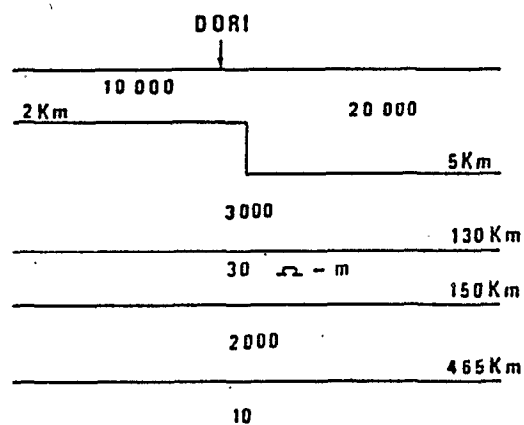


Fig. 3. Modèle à deux dimensions obtenu pour la station de Dori (pas à l'échelle) qui s'adapte le mieux aux données expérimentales. Les résistivités sont en ohm-m.

supérieur apparaît à 130 kilomètres de profondeur et pourrait correspondre à la base de la lithosphère (SCHMUCKER and JASKOWSKI, 1972). Entre 130 et 150 kilomètres de profondeur, la modélisation à 2D suggère l'existence d'une couche conductrice de 30 ohm-m. En-dessous de 150-kilomètres et jusqu'à 465 kilomètres de profondeur le manteau est résistant de l'ordre de 2,000 ohm-m. (Cette partie du manteau pourrait correspondre à l'asthénosphère). En-dessous de 465 km il y a une chute brutale de la résistivité qui serait de l'ordre de 10 ohm-m.

La zone de faible résistivité à 130 kilomètres de profondeur peut s'expliquer facilement à l'aide des mesures de laboratoire sur des matériaux supposés se trouver dans le manteau supérieur (TOZER, 1970; DUBA *et al.*, 1974). La décroissance de la résistivité à 465 kilomètres de profondeur peut se rattacher aux changements de structure olivine-spinelle. Par contre il est difficile de comprendre la région de haute résistivité entre 150 et 465 kilomètres de profondeur. Certains auteurs tels LILLEY *et al.* (1981) trouvent des zones de haute résistivité à de telles profondeurs.

3. Modèles pour le Craton Ouest Africain

Sur la Fig. 4 nous avons représenté les modèles obtenus par la modélisation à 2D sur le craton ouest africain. Dans la partie occidentale correspondant au Sénégal, nous avons une couche conductrice entre 80 et 100 km de profondeur (RITZ, 1982). Dans la partie orientale en République du Niger la chute de résistivité est moins brutale, on passe de 3,000 à 1,000 ohm-m. Pour cette région, nos données ne nous permettent pas de préciser la couche conductrice du manteau supérieur, mais nous pensons qu'elle existe vers 130-140 km de profondeur (Ritz, en préparation). Enfin en République de Haute-Volta la couche conductrice se situe à 130 km de profondeur. On constate pour ces trois zones du craton une même résistivité de 3,000 ohm-m pour les cent premiers kilomètres de profondeur. Cette valeur pourrait être représentative de la résistivité de la croûte et du manteau supérieur du craton ouest africain.

La Fig. 4 présente également des modèles de résistivité pour les zones continentales: Le modèle de Schmucker semble bien s'adapter au modèle du Sénégal Oriental, on constate avec ce modèle une diminution de la résistivité entre 80 et 100 km de profondeur. Le modèle C'est celui prédit par DRURY (1978) et le modèle B celui de la plateforme est européenne (VANYAN *et al.*, 1977).

Ces deux derniers modèles continentaux se placent bien dans les régions de résistivité possible du craton ouest africain jusqu'à 150 km de profondeur, c'est-à-dire grossièrement pour la lithosphère et les vingt premiers kilomètres de l'asthénosphère. Ensuite une divergence entre ces courbes et nos modèles existe du fait de la région de haute résistivité entre 150 et 465 km de profondeur sur le craton ouest africain.

Des études faites par VAN ZIJL (1977) sur le craton du Kaapvaal en Afrique du sud mettent en évidence une mince couche conductrice au niveau de la croûte inférieure et un autre niveau conducteur dans le manteau supérieur à 90 km de profondeur.

D'autres études qui seront prochainement effectuées en République du Mali permettront de voir si ces modèles du craton peuvent être confirmés.

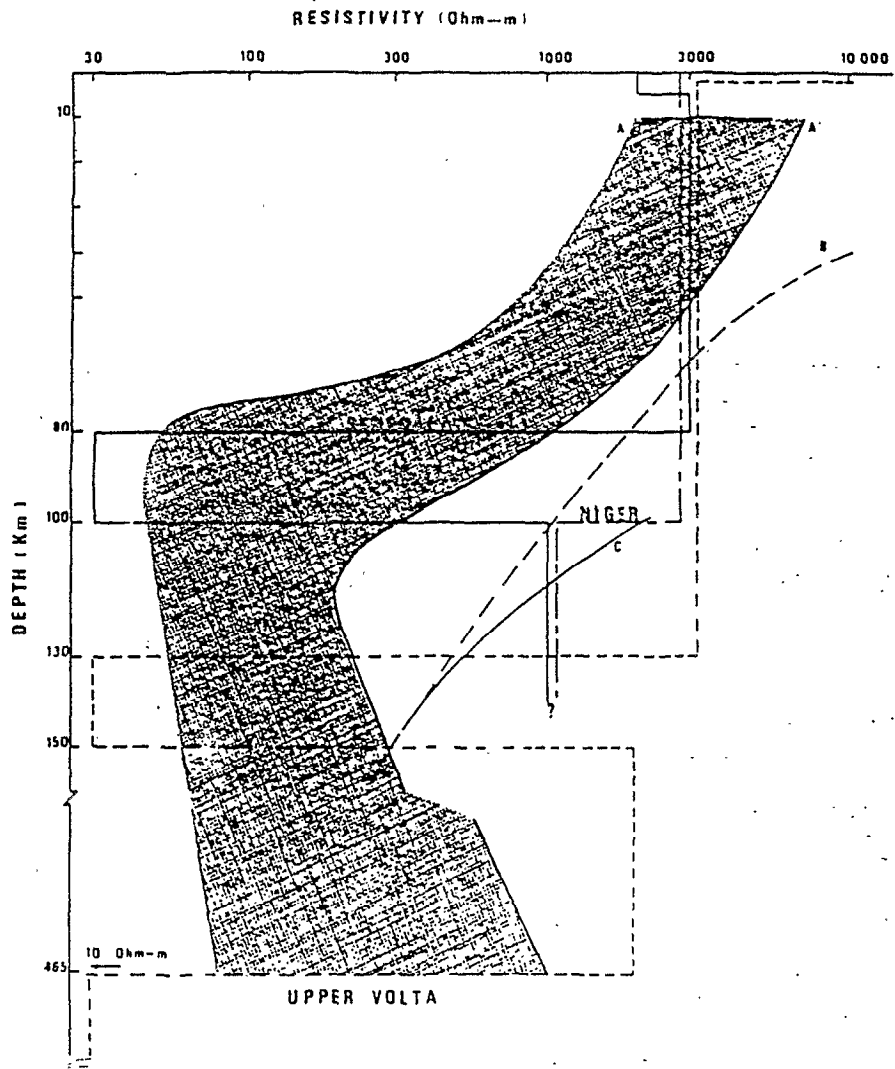


Fig. 4. Modèles de la résistivité électrique sur le craton ouest africain obtenus par la modélisation à deux dimensions (Sénégal oriental, Haute-Volta, Niger). Comparaison avec d'autres modèles continentaux. Le modèle AA' représente la zone de variation de la résistivité d'après SCHMUCKER and JANKOWSKI, 1972). Le modèle B est la plateforme est européenne (VANYAN *et al.*, 1977). Le modèle C est obtenu à partir des mesures de laboratoire sur des matériaux secs supposés se trouver dans le manteau supérieur (DRURY, 1978).

RÉFÉRENCES

- BLOHM, E. K., P. WORSYK, and H. ŠKRIBA, Geoelectrical depth soundings in southern Africa using the Cabora Bassa power line, *J. Geophys.*, **43**, 665-679, 1977.
- BONNARD, L. F., *Aperçu sur la Géologie de la Haute Volta*, G.G.M., 1965.
- DRURY, M. J., Partial melt in the asthenosphere: Evidence from electrical conductivity data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **17**, 16-20, 1978.
- DUBA, A., H. C. HEARD, and R. N. SHOCK, Electrical conductivity of olivine at high pressure and under controlled oxygen fugacity, *J. Geophys. Res.*, **79**, 1667-1673, 1974.
- DUCÉLLIER, J., Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du centre et du nord de la Haute Volta, Mémoires du BRGM N° 10, 1963.
- HAAS, V., The electrical resistivity of the upper 300 km of the Afar Depression in Ethiopia derived from magnetotelluric measurements, *Acta Geol.*, **12**, 7-10, 1977.
- LILLEY, F. E. M., D. V. WOODS, and M. N. SLOAN, Electrical conductivity profiles and implications for the absence or presence of partial melting beneath central and southeast Australia, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 419-428, 1981.
- RITZ, M., Etude 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.*, sous presse, 1982.
- SCHMUCKER, U. and J. JASKÓWSKI, Geomagnetic induction studies and the electrical state of the upper mantle, *Tectonophysics*, **13**, 233-256, 1972.
- STOBI, J. A., Documentation of a finite element program for solution of geophysical problems governed by the inhomogeneous 2D scalar Helmholtz equation, Department of Geology and Geophysics, Report AER 67-11155, University of Utah, Salt Lake City, 1978.
- SWIFT, C. M., A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States, Ph. D. Thesis, Geophysics Laboratory, MIT, 1967.
- TOZER, D. C., Temperature, electrical conductivity, composition and heat flow, *J. Geomag. Geoelectr.*, **22**, 35-52, 1970.
- YANYAN, L. L., M. N. BRIDCHIEWSKI, F. B. FAINBERG, and M. V. FISKINA, The study of the asthenosphere of the east european platform by electromagnetic sounding, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **14**, 1-2, 1977.
- VAN ZIJL, J. S. V., Electrical studies of the deep crust in various tectonic provinces of southern Africa, *The Earth's crust in Geophys.*, Mono. Series AGU, **20**, 470-500, 1977.
- VOZOFF, K., The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, **37**, 98-141, 1972.

B. THE DISTRIBUTION OF ELECTRIC CONDUCTIVITY ON THE EASTERN BORDER OF THE WEST AFRICAN CRATON (REPUBLIC OF NIGER)

(Geophysical Journal of the Royal astronomical Society, 1983)

The distribution of electric conductivity on the eastern border of the West African craton (Republic of Niger)

M. Ritz *Centre ORSTOM, Observatoire Géophysique, B.P. 1386 – Dakar, Senegal*

Received 1982 October 28; in original form 1982 February 2

Summary. Magnetotelluric soundings (MT) were conducted along the 14th parallel on the eastern border of the West African craton in the Republic of Niger.

This profile includes eight sites an average of 30 km apart. We determined the regional structure of electric conductivity and its relation to the various geological belts covered. This study took place within a 15–500 s period band. Two-dimensional modelling suggests that, in the sites located on the sedimentary basin and the mobile belt, there exists a conductive layer in the upper mantle at a depth of 80 km. Within the craton we were unable to prove the existence of this conductive layer.

There also exists another conductive layer at the crust upper mantle boundary at a depth of 30 km, but this seems to disappear in the orogenic belt.

A significant electric discontinuity is present between the mobile belt and the sedimentary basin, due to a variation in resistivity in the substratum and a thickening in the surface cover.

1 Introduction

During the dry seasons from 1974 January to 1977 June, a two-year magnetotelluric measurement project (MT) was conducted in West Africa, mainly in the Republic of Upper Volta and the Republic of Niger, to determine the electrical properties of the crust and the upper mantle. The purpose of this MT operation was to bring more accurate knowledge to the structural study of the eastern border of the West African craton. In a previous study we focused our attention solely on MT sites in Niger.

In Niger we undertook a profile about 200 km long, including eight sites and extending along the 14th parallel. Fig. 1 represents a geological overview of the region based on the geological map of Niger (Greigert & Pougnet 1965). Table 1 indicates the geographical location of each site.

The area under study is located between the Mali–Upper Volta border on the west and extends beyond the Niger River on the east. The section of this area between the Mali

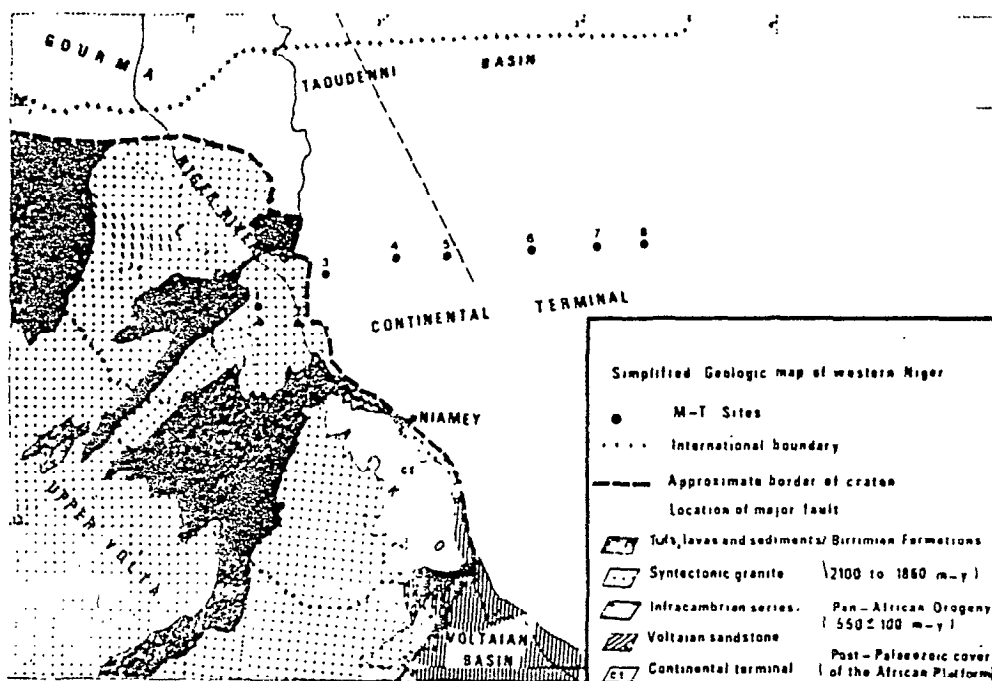


Figure 1. Geological map of the survey area (Western Niger).

Table 1. Magnetotelluric station geographic locations.

Station no.	Station name	Lat. (N)	Long. (W)
1	Doudou	14° 03'	1° 23'
2	Kokomani	14° 01'	1° 32'
3	Barakan	14° 15'	1° 45'
4	Sargan	14° 14'	2° 07'
5	Lahaba	14° 18'	2° 23'
6	Tagasaba	14° 20'	2° 47'
7	Toulou	14° 18'	3° 05'
8	Takawat	14° 18'	3° 22'

border and the Niger River belongs to the West African craton considered to be stable after the final Birrimian folds (2000 Myr). From that time on, the now-rigid basement reacted with tectonic brittleness to subsequent pressure. Sites 1 and 2 are located in this belt on the Pre-Cambrian basement. Significant folding developed in the south-east section of the Taoudenni basin and extends into the eastern section of the Voltaian basin.

The region north and east of the Niger River underwent metamorphism at the time of this folding which was accompanied by granitic intrusions. Age studies using Rb Sr conducted on the granite have revealed an age of approximately 600 Myr (Machens 1973).

We established three MT sites (sites 3, 4, 5) on the border of the craton. In this transition zone, the Pre-Cambrian basement is hidden by more recent sediment composed of series of the infra-Cambrian age 'Continental Terminal' whose upper level forms the clay-bearing sandstone of Central Niger.

The MT profile along the 14th parallel crosses a significant fault running NNW-SSE. This fault may well be the extension of the western fault of the Sudanese strait, causing the

crystalline massif of Gourma to be thrown against the sedimentary basin of Tertiary age (Furon 1950). The electrical soundings of the CCG (1958) show increased electric conductivity east of this fault due to a change in the composition of the basement. To study this phenomenon we set up three sites to the east of the fault (sites 6, 7, 8).

Thus from a geological viewpoint, on the west we have a resistant basement of Pre-Cambrian origin (granite-gneiss) surfacing over the greater part of the region and juxtaposed with a more recent series of low resistivity (clay-bearing sandstone of Central Niger). On the east the basement becomes more conductive.

2 Data acquisition

For our Niger research, we used Mosnier-type sensors, recording respectively the D and the H components of the magnetic field (Mosnier & Yvetot 1972). They are horizontal variometers with a suspended magnet. They possess an independent system of calibration that runs on direct current. The output sensitivity is $10 \text{ mV } \gamma^{-1}$. The cut-off period of the low-pass filter is 10 s. For our telluric sensors, we used lead electrodes. These electrodes are made of thin lead plates with a surface of $10 \times 20 \text{ cm}^2$. The number of these plates may vary according to the composition of the soil. In general, we use a sufficient number in order to achieve a grounding resistance of less than 500 ohm. These electrodes are very stable, and spontaneous polarization (constant after a few days) remains at rather low levels.

These plates are buried 1.50 m into the ground with a separation of 500 m along the two orthogonal directions (magnetic NS and EW). The recorders are made up of two 'Servo-trace P2V Sefram' of two-track type, one recording NS (electric) and D (magnetic) components, the other EW (electric) and H (magnetic) components of the electromagnetic field.

At first we recorded within a period band of 15–500 s. For each site, the best recordings are chosen and digitized at 3 s intervals (minimum length of record is 3 hr, precision of digitization better than 0.1 mm).

3 Method of analysis

The measurements involve the recording of variations with time of the horizontal components of the electromagnetic field: $E_x(t)$, $E_y(t)$, $H_x(t)$ and $H_y(t)$.

The scalar method devised by Cagniard (1953) is valid for isotropic and homogeneous environments, but it can produce inaccurate results in regions where the Earth has a more complex structure. In general, the calculations given by an impedance tensor are more reliable because they allow us to interpret two-dimensional structures (Cantwell 1960; Vozoff 1972).

A complex impedance tensor is therefore calculated for the different periods.

Starting with Maxwell's equations, we can obtain a tensorial relation between fields E and H such as

$$E = ZH$$

where

$$E = \begin{bmatrix} E_1 \\ E_2 \end{bmatrix}, \quad H = \begin{bmatrix} H_1 \\ H_2 \end{bmatrix}, \quad Z = \begin{bmatrix} Z_{11} & Z_{12} \\ Z_{21} & Z_{22} \end{bmatrix}$$

where (E_1, E_2) are the components of the electric field along axes x and y ; (H_1, H_2) are the components of the magnetic field along axes x and y ; Z_{ij} are the complex impedances.

Generally, for two-dimensional environments, the measuring axes are not aligned with the strike of the structure. However, the impedance tensor can be rotated until an angle is found which maximizes $|Z_{12}|^2 + |Z_{21}|^2$ (Swift 1967). Knowledge of the angle of rotation permits an estimate of the direction of the principal impedance axes to be made (Bostick & Smith 1962). On the principal axes Z_{12} and Z_{21} will take on their largest and smallest values respectively and if the structure is reasonably two-dimensional, they should be aligned parallel and perpendicular to the structured strike. It is useful to have some measurement of the degree of two-dimensionality. A skew index, defined by Swift (1967), for any rotation angle is

$$S = \frac{|Z_{11} + Z_{22}|}{|Z_{12} - Z_{21}|}$$

Small ratios indicate that a two-dimensional or one-dimensional anisotropic model can explain the observations, whereas large ratios would require a three-dimensional model.

A rotation of the impedance tensor from the north-south, east-west observational directions was performed on all of the data in this study, and apparent resistivities ρ_a (Ωm) and phase ϕ were computed from the principal values of the impedance tensor with the relations

$$\rho_{ij} = 0.2 T |Z_{ij}|^2$$

and

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \frac{I_m Z_{ij}}{R_e Z_{ij}}$$

where T is the period in seconds, and Z_{ij} is an off-diagonal element of the rotated impedance tensor.

4 Results and analysis of data.

For each site Figs 2-9 show: apparent resistivities, phases, direction of the major axis, skew and the direction in which the telluric currents are polarized. The error bars represent the standard deviation from the average value.

For the sites as a whole, the average degree of skew is less than 0.3. It is, therefore, likely that the distribution of electric conductivity in the area surveyed is quite close to a two-dimensional structure.

At most of the sites along the profile, the horizontal component of the telluric field is more or less polarized. We discovered an average preferential direction, giving the electrical field a greater amplitude (Table 2). This direction may change from one site to another, depending on the presence of small-scale lateral inhomogeneities. These directions are close to the directions of the major axis. In the case of a two-dimensional contact between two structures of different resistivities, the preferential direction is parallel to the contact on the conductive side and perpendicular to the contact on the resistive side. Each site, except sites 6 and 7, is highly anisotropic.

Table 2. The preferred directions of the induced electric field (clockwise from north).

Station	1	2	3	4	5	6	7	8
Orientation	42°	45°	36°	42°	57°	-27°	57°	78°

5 Interpretation

For the sites taken as a whole, the degree of skew is low; the structures can be considered two-dimensional and we can make a quantitative analysis.

To do two-dimensional forward or inverse modelling we begin with pseudo-sections of apparent resistivity and phase, and an initial model. We must decide on an average strike direction for the traverse as indicated by the principal axes. The data have been projected on a traverse in a N 50° E direction, as seemed appropriate from the tectonic map and the principal axes. We used both an inverse program (Jupp & Vozoff 1977) and a direct one (Stodt 1978).

All available geological and geophysical data were used to facilitate the preliminary model, thereby deriving a more realistic model (CGG, 1958).

In Figs 2-9, the unbroken line indicates the results obtained from two-dimensional modelling for apparent resistivities and phases for a profile in a N 50° E direction. The models we obtained were calculated for periods of 30, 100, 300 and 500 s. As for the values of the resistivity along the major axis, the models fit the data rather well. However, it is more difficult to fit the models to reflect the data on the resistivity along the minor axis because of their low value and wider dispersion.

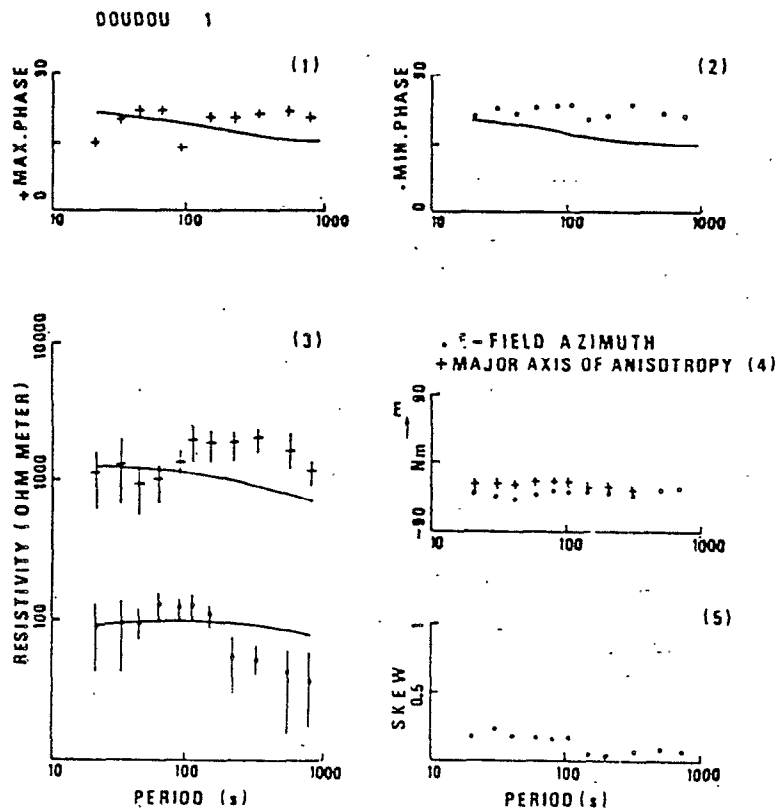


Figure 2. Doudou station. (1) and (2) Crosses and points are the values of the phase which are calculated according to the principal axes. The continuous curve is the result of the two-dimensional modelling. (3) Crosses and points represent the values of the apparent resistivity which are calculated according to the major and minor axis coordinate system. Solid curves are the apparent resistivity plots for two-dimensional models. (4) Points represent the preferred directions of the induced electric field (clockwise from north). Crosses are the orientations of the major axis of anisotropy. (5) Plot of skew values.

KOKOMANI 2

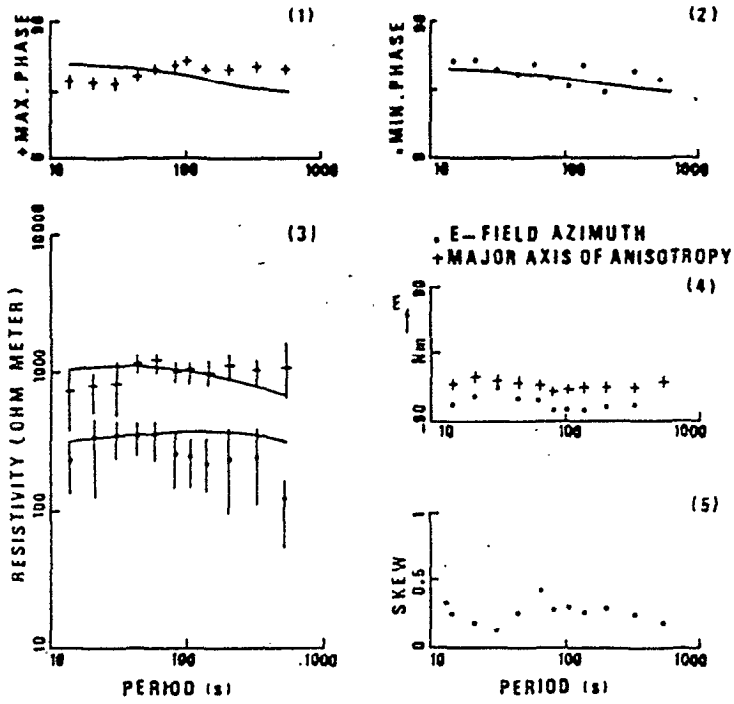


Figure 3. Kokomani station. Same as Fig. 2.

BARAKAN 3

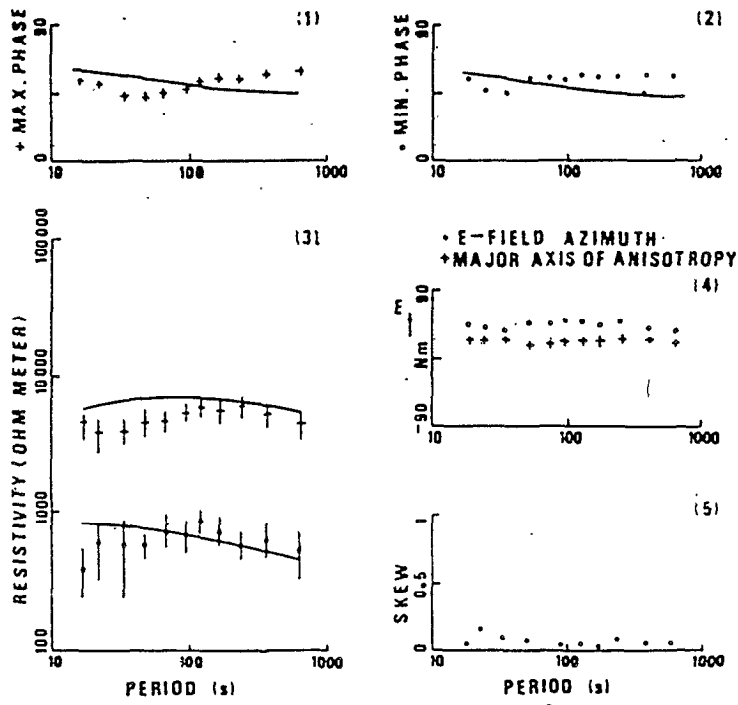


Figure 4. Barakan station. Same as Fig. 2.

SARGAN 4

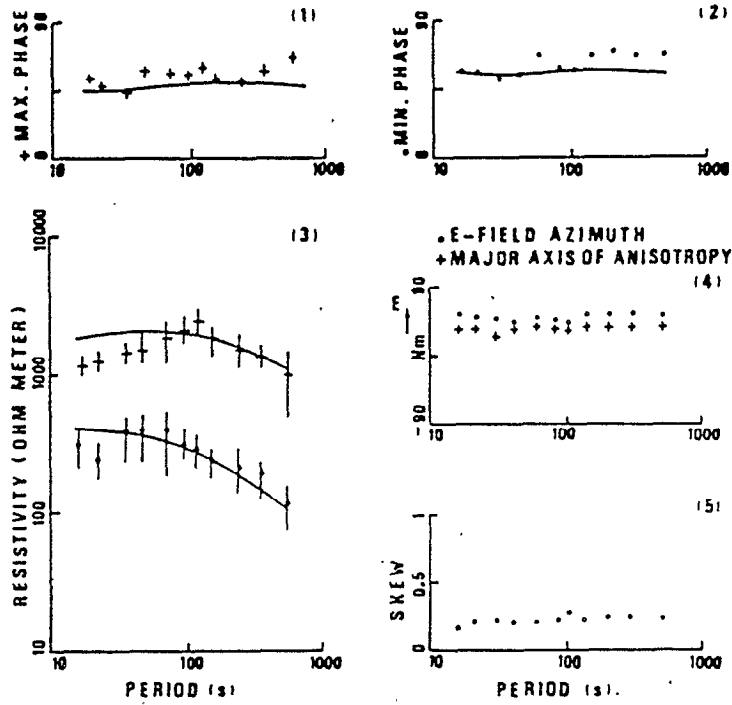


Figure 5. Sargan station. Same as Fig. 2.

LAHABA 5

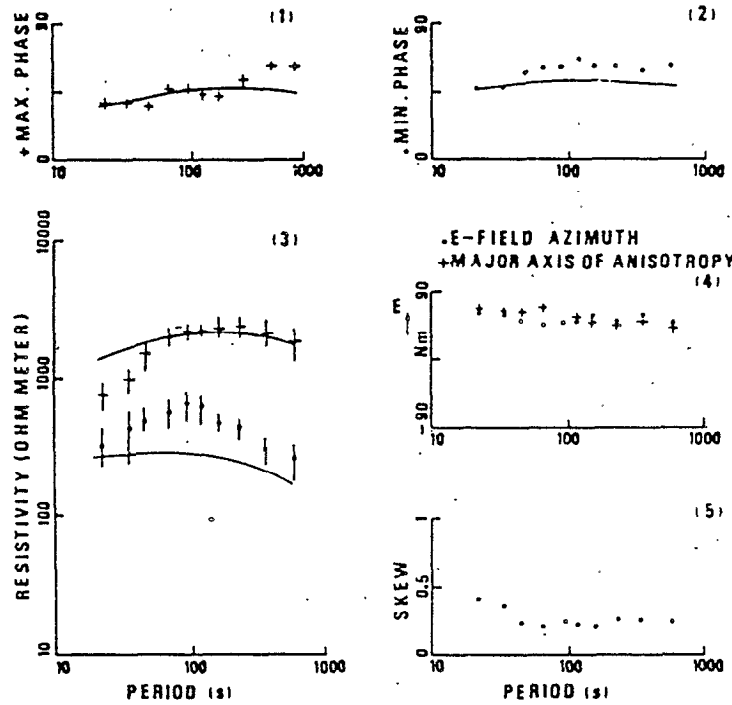


Figure 6. Lahaba station. Same as Fig. 2.

TAGASABA 8

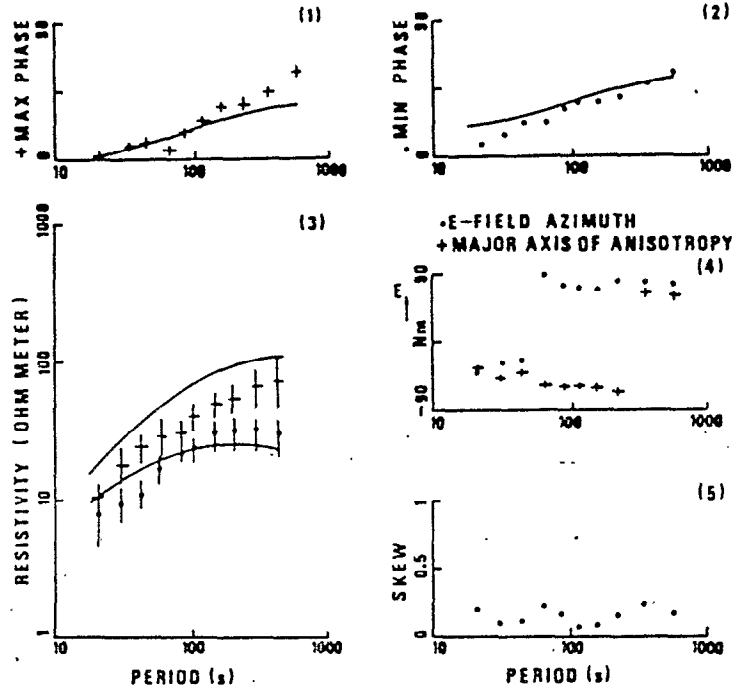


Figure 7. Tagasaba station. Same as Fig. 2.

TOULOU 7

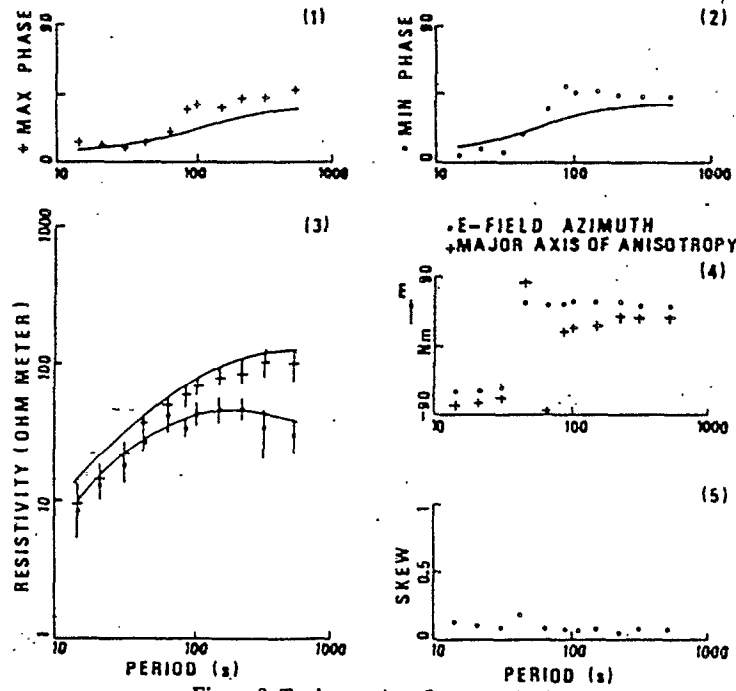


Figure 8. Toulou station. Same as Fig. 2.

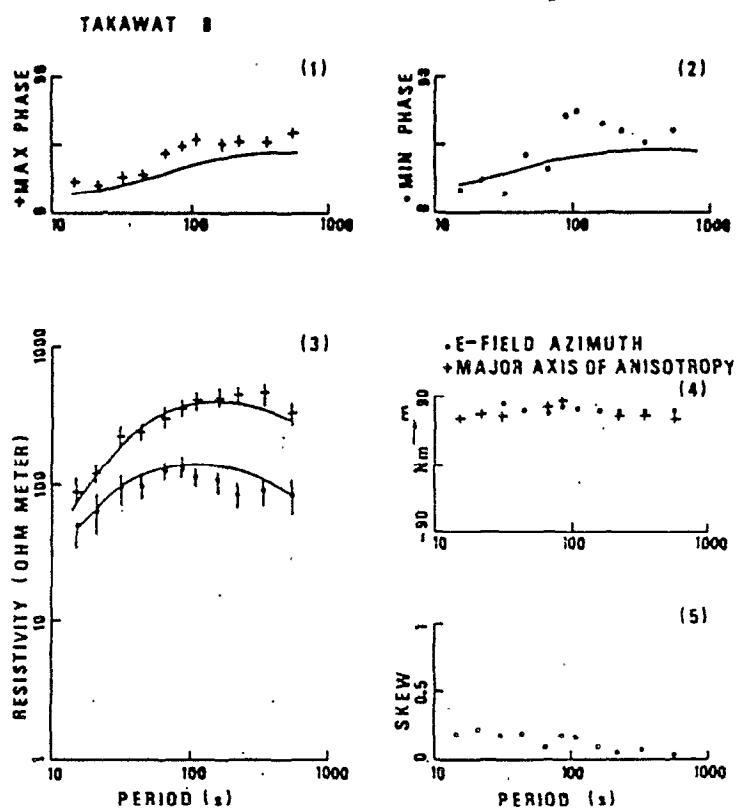


Figure 9. Takawat station. Same as Fig. 2.

The low values of the resistivity on the minor axis can be attributed to three-dimensional structures of finite length. Studies conducted by Ting & Hohmann (1978) show that, when dealing with three-dimensional structures, the TM mode can be used to interpret data without serious error. This is not true for TE mode where the difference between the resistivities calculated on a finite model and a two-dimensional model diverges considerably, particularly at the longer periods. Thus the presence of three-dimensional structures can be anticipated, presenting a problem in fitting the models according to the TE polarization mode.

5.1 STUDY OF THE CRATON-MOBILE BELT

This area is represented by sites 1-5. It is characterized by a significant anisotropy in the apparent resistivities, and the telluric currents show a high degree of polarization (Figs 2-9). The most obvious characteristic of sites 1-5 is the fact that the phases for all periods are above 45° , i.e. that a well-conducting surface cover is missing. We can also see that for each site the direction of the major axis remains virtually unchanged regardless of the period (between 15 and 500 s). Table 2, which represents the preferential direction of the telluric currents (mean over total period band), clearly shows the existence of two different geological entities. Indeed, we note a strong change (approximately 90°) in the azimuth of the telluric currents. It seems probable that the dividing line between the craton and its border is located between sites 2 and 3. On the geological map in Fig. 1, this dividing line has an average direction of $N 25^\circ W$. In the craton, the telluric currents have an average direction of $N 40^\circ W$, i.e. they tend to flow approximately along the line of contact. At the border, the

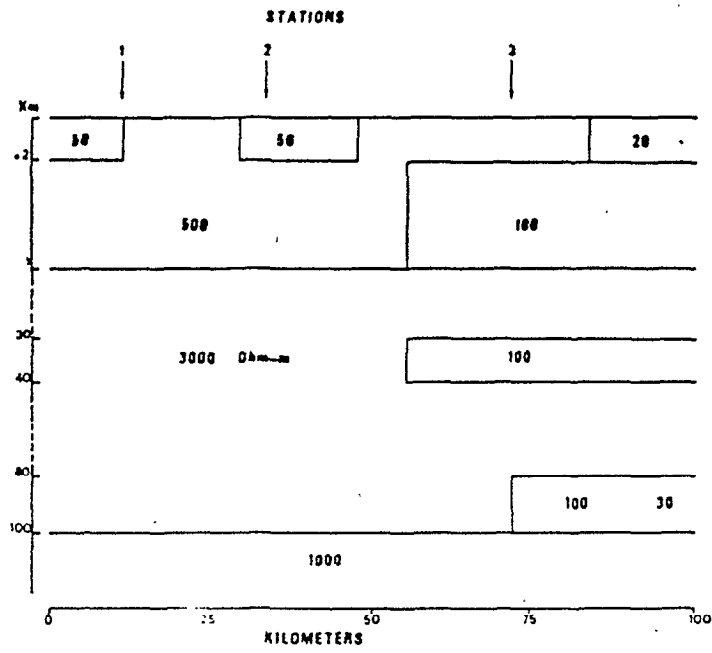


Figure 10. Two-dimensional model resistivity profile across the craton up to its border.

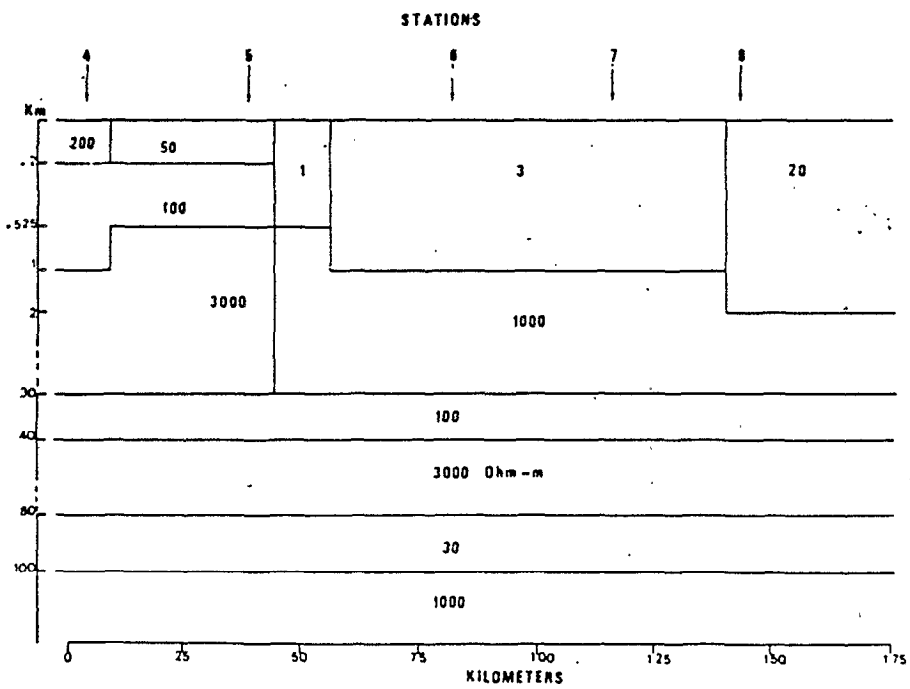


Figure 11. Two-dimensional model resistivity profile across the craton's border on to the sedimentary basin.

telluric currents undergo a significant rotation, causing them to flow perpendicularly to the presumed direction of the craton. The validity of a two-dimensional interpretation, therefore, seems justified: low degree of skew and flow of currents parallel and perpendicular to the geological contact. Figs 10 and 11 represent the final model derived from two-dimensional modelling along the N 50° E direction.

In the area of the craton, sites 1 and 2 are in dune belts dating from the Quaternary era. These dunes generally lie on a more or less modified granite basement. Next comes the unchanged granitic rock of Birrimian origin. The crust of the craton at this point is resistant and corresponds to a stable continental crust. At a depth of 100 km there probably exists a slight decrease in resistivity ($\rho = 1000 \Omega \text{ m}$).

With a limited recording range of 15–500 s period, we were unable to prove the existence of a conductive layer within the upper mantle. However, deep MT soundings conducted in the Republic of Upper Volta reveal that this conductive layer is probably situated at a depth of 130 km, followed by a resistant layer of 1000 $\Omega \text{ m}$ (Ritz 1982).

A similar distribution for the upper mantle has been discovered by other authors (Tammemagi & Lilley 1972; Reitmayr 1975; Kurtz & Garland 1976; Hutton, Ingham & Mbipom 1980).

The border of the craton (sites 3–5) is characterized by the appearance of the clay-bearing sandstone of Central Niger ('Continental Terminal'). This sandstone disappears on the Pre-Cambrian basement. Drilling activities in this region (CGG, 1958) have shown that the 'Continental Terminal' possesses highly variable resistivities, going from 50 to more than 1000 $\Omega \text{ m}$ with a thickness of 150–200 m near site 4. It seems to lie on a conductive series 200–1000 m thick.

The model we obtained for this region reflects the studies carried out by the CGG (1958). The clay-bearing sandstone is about 200 m thick with resistivities between 30 and 200 $\Omega \text{ m}$. It lies on a series which, compared to the basement, is fairly conductive. This moderately conductive series is 800 m thick at sites 3 and 4; its thickness decreases at site 5 (325 m).

The substratum may well be the continuation of the craton's Pre-Cambrian basement.

Neither the apparent resistivities nor the phases for sites 3–5 show as function of period any indications for conducting layers and, consequently, we have lengthened the model of the craton in this zone. It is an established fact then at about 100 s there is a divergence between the empirical data and the model values (of the order of 80 per cent for the apparent resistivities in the TM mode). So we have introduced beneath these sites a conducting layer at the crust–upper mantle boundary, improving the model. The interpretation is better shown, but a more important divergence appears at about 300 s for the apparent resistivities between the empirical data and the model values (approximately 100 per cent for the two modes). The introduction of a deep conductive layer permits us finally to fit the data up to 500 s.

In this transition belt, we can explain the results only if we introduce into our model a conductive layer ($\approx 100 \Omega \text{ m}$) somewhere between 30 and 40 km deep. We can take note of the existence of a conductive layer in the upper mantle at a depth of 80–100 km.

5.2 STUDY OF THE CRATON BORDER–SEDIMENTARY BASIN

This region is represented by sites 5–8. We notice that, for the sites in the sedimentary basin (sites 6–8), the apparent resistivity decreases significantly, compared to the resistivity found in the transition belt. An equally important observation is the phase, starting well below 45° at the short period end, an unambiguous indication for conductive surface cover. The preferential direction of the telluric currents and the direction of the major axis are much more

dispersed than at the other sites. This is due to the almost isotropic nature of the apparent resistivities. Table 2 shows the average direction of the currents in the sedimentary basin. We can see that, from one site to another, these directions undergo a slight rotation causing the telluric currents at site 6 to flow parallel to the direction of the geological contact.

Fig. 11 shows the model that best fits the data. This model indicates generally conductive rock at the surface. For site 5 this rock consists of the clay-bearing sandstone of Central Niger; for sites 6–8, clay of Tertiary origin. The thickness of this clay increases regularly towards the east. Oil-drilling activities north of site 7 revealed that at 800 m the rock still contains clay.

Our model clearly shows the fault discovered in 1958 by the CGG. We can see a regular deepening of the basement as it goes from west to east. The CGG discovered a lack of electrical continuity due to a change in substratum resistivity. We seem to go from the resistant Birrimian (site 5) to the relatively conductive Voltaic clay and sandstone (sites 6–8) and also to a fairly large thickening in the cover. The model in Fig. 11 clearly reflects this conclusion. We can see an increase in the cover series and a variation in substratum resistivity. The Birrimian basement may have a resistivity close to 3000 Ω m; and the basement of the sedimentary basin, a resistivity of about 1000 Ω m.

The difference between 3000 and 1000 Ω m basement resistivity can be detected about the 30 s period at site 5 on the TM mode, where an increase of the order of 50 per cent of the apparent resistivity from the model is established, if that of the basement of the sedimentary basin is in the order of 3000 Ω m. The divergence between the empirical data and the model values reaches a maximum about the period 100 s. Likewise, a divergence on the TM mode around 100 s from the side of the sedimentary basin beneath site 6, is noticed and the model values are then found outside the error bars.

At depths of 30 and 80 km, we can see the continuity of the conductive series of the crust and the upper mantle.

We must emphasize that the model presented in this paper is only one of a range of possible models that explain the data derived from our research. It is, however, the model that we prefer, after calculating a certain number of other configurations having varying resistivities and thicknesses. For the surface layers, this model most closely fits the data obtained from electric soundings and oil drilling. For the deeper layers, Schmucker (1970) and Porath & Gough (1971) demonstrate significant geomagnetic anomalies in the upper mantle of the western United States. This anomaly is found at the border between a highly unstable tectonic belt (Rocky Mountains) and a more stable belt (Great Plain) subjected to no volcanic activity since the Pre-Cambrian era. The thickness of the lithosphere seems to be 120 km beneath the Great Plains and 70 km beneath the Southern Rockies.

In Japan, Nishida (1976) showed a geomagnetic anomaly due to a rapid deepening of the conductive level in the upper mantle. The depth of the conductive layer seems to go from 40 km in the east to 180 km in the west.

The model in Fig. 10 shows one possible structure of the upper mantle at the border between two different tectonic regions: the craton, stable for 2000 Myr, and the mobile belt whose last folds occurred 600 Myr ago in the Cambrian era.

In the mobile belt the conductive layer is located at a depth of 80 km on the craton (interpolating the data from Upper Volta), at a depth of 130 km. MT soundings generally imply a decrease in the resistivity of the upper mantle at depths of 60–120 km (Schmucker 1972). It is thought that at this depth, which would coincide with the base of the lithosphere, there is a transition zone of high/low resistivity.

It would seem, therefore, that there is a deepening of the conductive layer in the craton–mobile belt transition zone. This decrease in the thickness of the lithosphere in the mobile

belt might be related to a tectonically active mobile upper mantle. Few geophysical studies have been undertaken in this region. Gravity measurements along the perimeter of the craton north-east of our research area show numerous positive anomalies connected with basic intrusions (Crenn, Metzger & Rechenmann 1959). This belt is, moreover, subjected to regular earthquake activity (Gao gorge), and seismic research is scheduled to begin in the near future.

6 Conclusions

One of the features of the cratonic belt seems to be the disappearance of the conductive layer at a depth of 80 km. Research in Senegal and Upper Volta on the western section and in the interior of the craton also seems to demonstrate the disappearance of this layer (Ritz 1982). The resistivity of the crust and the upper mantle is also calculated to be about 3000 Ω m. This resistivity might well be typical of the craton as a whole.

The transition belt shows signs of the 'Continental Terminal' series. Here we find a lack of continuity between the crust and the upper mantle. However, the crust and the upper mantle still have a resistivity comparable to that of the craton ($\rho \sim 3000 \Omega$ m).

A significant phenomenon in this study is the decrease of apparent resistivities between sites 5 and 6. We can observe along the profile a regular deepening of the basement. We go from the basement surfacing on the western craton to approximately 2000 m of sediment in the east. The significant reduction of the apparent resistivities is connected to the thickening of the cover series as well as to the change in the composition of the substratum: from west to east we go from a crystalline substratum ($\sim 3000 \Omega$ m) to lower resistant substratum ($\sim 1000 \Omega$ m). This lack of electrical continuity is likewise found in the north and south of our profile (CGG 1958). The throw of the fault exceeds 1000 m in the north, goes less and less deep towards the south, and finally disappears in the Niger Valley as it becomes attached to the border of the Voltaic syncline.

This fault throws the Gourma series and its substratum against the Tertiary and Cretaceous filling of the sedimentary basin.

This magnetotelluric study has demonstrated the existence, from a structural viewpoint, of three clearly defined geological regions, by defining the variation of resistivity with depth:

(1) On the craton, outcrops of the Pre-Cambrian basement, intersected by dunes of Quaternary origin. The conducting layer in the upper mantle could begin at a depth of 100 km. We could not prove this.

(2) The mobile belt is characterized by the appearance of the 'Continental Terminal' series. Modelling suggests that the conductive belt in the crust is located at a depth of 30 km with a resistivity of 100 Ω m. A second conductive layer exists in the upper mantle at a depth of 80 km.

(3) The sedimentary basin shows the continuity of the two preceding conductive series. We can see a significant electrical break at the level of the crust.

Acknowledgments

I thank the government of the Republic of Niger whose cooperation and assistance have made this research possible. I must also thank Professor Vozoff for his help in dealing with two-dimensional models.

References

- Bostick, F. & Smith, N., 1962. Investigation of large scale inhomogeneities in the earth by the magnetotelluric method, *Proc. IRE*, 50, 2239–2346.

- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 18, 605-635.
- Cantwell, T., 1960. Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals, *PhD thesis*, Massachusetts Institute of Technology.
- CGG, 1958. *Etude hydrologique par prospection électrique suivant les profils de Tillabery-Ouallam-Nlamey*, Niamey Dosso.
- Crenn, Y., Metzger, J. & Rechenman, J., 1959. Relations de la carte gravimétrique du centre de l'Afrique Occidentale Française avec les grandes unités géologiques, *C. r. hebd. Séanc Acad. Sci., Paris*, 248, 1200-1203.
- Furon, R., 1950. *Géologie de l'Afrique*, Payot, Paris.
- Greigert, J. & Pougnet, R., 1965. *Carte géologique de la République du Niger*.
- Hutton, V. R. S., Ingham, M. R. & Mbipom, E. W., 1980. An electrical model of the crust and upper mantle in Scotland, *Nature*, 287, 30-33.
- Jupp, D. L. B. & Vozoff, K., 1977. Two-dimensional magnetotelluric inversion, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 50, 333-352.
- Kurtz, R. D. & Garland, G. D., 1976. Magnetotelluric measurements in Eastern Canada, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 45, 321-347.
- Machens, F., 1973. Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'ouest de la République du Niger, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, no. 82.
- Mosnier, J. & Yvetot, P., 1972. Nouveau type de variomètre à aimant asservi en direction, *Annls Géophys.*, 28, 219-224.
- Nishida, Y., 1976. Conductivity anomalies in the southern half of the Hokkaido, Japan, *J. Geomagn. Geoelect. Kyoto*, 28, 375-394.
- Porath, H. & Gough, D. I., 1971. Mantle conductivity structures in the Western United States from magnetometer array studies, *Geophys. J.*, 22, 261-276.
- Reitmayr, G., 1975. An anomaly of the Upper mantle below the Rhine Graben, studied by the inductive response of natural electromagnetic field, *J. Geophys.*, 41, 651-658.
- Ritz, M., 1982. Regional study of the structures of the electric conductivity through the magnetotelluric method on the western side of the West African craton, *Can. J. Earth Sci.*, 19, 1408-1416.
- Schmucker, U., 1970. Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States, *Bull. Scripps Instn Oceanog.*, 13, University of California, La Jolla.
- Schmucker, U., 1972. Geomagnetic induction studies and the electrical state of the upper mantle, *Tectonophys.*, 13, 233-256.
- Stodt, J. A., 1978. *Documentation of a limit of a finite element program for solution of geophysical problems governed by the inhomogeneous 2D scalar Helmholtz equation*, University of Utah.
- Swift, C. M., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States, *PhD thesis*, Geophysics Laboratory, Massachusetts Institute of Technology.
- Tammemagi, H. Y. & Lilley, F. E. M., 1973. A magnetotelluric traverse in Southern Australia, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 31, 433-445.
- Ting, S. C. & Hohmann, G. W., 1978. Three-dimensional magnetotelluric modelling, *tropical Rep.* University of Utah.
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, 37, 98-141.

C. USE OF THE MAGNETOTELLURIC METHOD FOR
A BETTER UNDERSTANDING OF THE WEST
AFRICAN SHIELD.

(Journal of Geophysical Research, 1983)

USE OF THE MAGNETOTELLURIC METHOD FOR A BETTER UNDERSTANDING
OF THE WEST AFRICAN SHIELD

M. Ritz

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

Abstract. Magnetotelluric soundings have been carried out in the Republic of Upper Volta and in the Niger Republic to gain a better understanding of the structure of the West African shield. The sounding stations are situated from east to west on a sedimentary basin on the Central African mobile belt (Pan-African orogeny at 550 ± 100 m.y.) and on the West African craton (Eburnean orogeny at 1850 ± 250 m.y.). The results show that the craton is characterized by a zone of high resistivity in the crust and uppermost mantle. The absence of a conductive zone at the interface between the crust and the uppermost mantle is consistent with the hypothesis of Hyndman and Hyndman (1968) on the dehydration of the crust of the stable shields. The first conductive layer of the craton is situated at a depth of 130 km with a temperature of about 860°C . In the mobile belt and the basin the presence of a low resistivity layer at a depth of 30-40 km has been established. If water is present in the lower crust, it can explain the origin of this conductive zone. A plausible explanation is that this layer may have been formed by the slow infusion of water from the mantle during the last thermal reactivation. Regional differences in electrical conductivity structure between the Central African mobile belt and West African craton appear to extend deeper than 200 km. Modeled conductivity variations with depth in the upper mantle obtained from magnetotelluric results are compared to other continental models (thermal model-seismic structure) in order to define a lower lithospheric boundary for West Africa.

At the present stage the problem is not yet resolved (mobile crustal plate or anchorage in the African plate).

Introduction

A program of research in electromagnetic soundings has been carried out in West Africa by measuring the components of the electric and magnetic fields on the earth's surface. This program, which began in 1972 under the auspices of Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM), had as its objective the determination of the electric properties of the crust and upper mantle and the acquisition of more complete knowledge of the structure of West Africa. To study the interior of the earth, it is necessary to make use of indirect methods of observation. One of the methods which we have used in this program is magnetotelluric sounding (MT), which was devised by Cagniard (1953). We have applied this method of sounding in the

study of the structure of the West African shield.

The research region is located in West Africa between the Niger River and the Mali/Upper Volta frontier (Figure 1). From the geological point of view most of region belongs to the West African craton, which was definitively stabilized during the Eburnean (or Birrimian) orogeny, the end of which is dated at about 1850 ± 250 m.y. (Figure 2). Birrimian rocks are by far the most plentiful in the Precambrian basement. Elsewhere the basement is concealed by a more recent sedimentary cover. We can distinguish metamorphic and crystalline rocks. The most significant part of the metamorphic rocks is made up of a thick series of argillaceous schists, graywackes, and volcanosedimentary formations (for instance, Riziam and Dacola groups). The tectonics of these formations is not well known, for in most of cases, only schistosity is visible and the stratification dip is unobservable (Ducellier, 1963). Crystalline Birrimian rocks extend considerably through Upper Volta, and petrographical types are quite varied. The granites contain biotite and amphibole; alkaline granites and granodiorites are also found. The deformation is generally quite strong and has produced overthrusts and sometimes shearing. Sedimentary rocks consist of series of the Infracambrian age, of the "continental terminal", a limnic and fluvial formation of Tertiary age and Quaternary dunes (Nachens, 1973). The Infracambrian transgressed on a peneplaned basement. The Infracambrian series are situated on the northern border of our region (Firgoun sandstones) and on the southern border (Voltaian sandstones). The former belong to the Taoudenni basin of the western Sahara, the latter is part of the Voltaian basin of Ghana and Togo. On the western border we can distinguish a Nigerian system, of probable Infracambrian age (Toun schists and Sotuba sandstones). The Infracambrian series are never more than 1000 m thick. They are gently folded. The fold centers are outside our region in the southeastern part of the Taoudenni basin and in the southeastern part of the Voltaian basin. Geochronological studies have given ages of 550 ± 100 m.y. (Pan-African orogeny). The stable basement to the east of Niger River, with its relatively thin epicontinental cover, represents the foreland of this folding. In this way, transition zones (mobile belts) were formed all around the West African Precambrian craton (Bessoles, 1977). The "continental terminal" rests horizontally either on the basement or on the Infracambrian, which is also greatly eroded. Its exact age is unknown. In this article we are particularly interested in the eastern section of the craton (Niger and Upper Volta) as well as in the Central African mobile belt in Niger (Figure 1). So from a geological point of view we have in the west a resistive basement of Precambrian type (granite-gneiss) cropping out over most of the region and

Copyright 1983 by the American Geophysical Union.

Paper number 3B1256.
0148-0227/83/003B-1256\$05.00

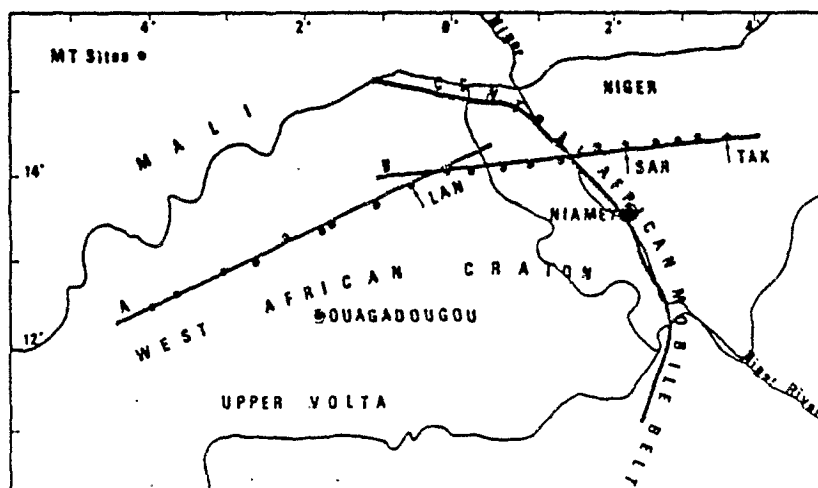


Fig. 1. Map of Niger-Upper Volta showing the measuring sites and measuring profiles: The curved line represents the contour of the West African craton.

bordering on some Infracambrian series (clay-bearing sandstone of Central Niger). To the east the basement becomes more conductive (Compagnie générale de Géophysique, (CGG), 1958; Crenn et al., 1959; Greigert and Pognnet, 1965). Two profiles have been completed in this region by using the MT method: Profile A, situated entirely on the West African craton, extends some 400 km in length. It crosses the Baoulé-Mossi domain and ends in Liptako. In this region the greater part of the profile rests on very old granite and gneiss (Liberian or Eburnean age undetermined), interbedded between schistose and volcanic rocks. Profile B crosses the Liptako region, the Central African mobile belt, and the sedimentary basin; it is also 400 km in length, lying practically east to west in direction.

Data Collection and Analyses

Data were collected between January 1974 and June 1977 at the sites in Upper Volta and Niger shown in Figure 1. Instruments used to collect data consisted of two Mosnier-type sensors (horizontal variometers with a suspended magnet) for measuring components of the time variations of the earth's magnetic field (H) and two orthogonal sets of thin lead electrodes spaced 500 m apart for measuring the electric fields (E). Signals were preamplified and filtered before they were recorded on a "Servo-trace P2V Sefram" (paper chart recorder). For all the sites a low-frequency band 0.001-0.1 Hz was used; sections of continuous records 6 hours long were required. Periods as long as 1 day were recorded at two sites to extend the spectral range of the data (Ritz, 1982b). For each site the best recordings are chosen, and a digitizing interval of 3 s was used. Reduction of these data followed the methods described by Sims and Bostick (1969). The power spectra for the electromagnetic components were estimated by computing the Fourier transforms of each of the time series with the fast Fourier transformation. Auto-and-cross spectral estimates were averaged in frequency bands of constant bandwidth. Following Madden and Nelson (1964), the spectral estimates were used to determine the surface impedance tensor,

the elements of which relate the components of E to those of H via the equation

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

In this equation, the components are a function of period and may be complex.

The MT impedance tensor was then rotated into the principal coordinates, which, if the structure is reasonably two-dimensional, should be aligned parallel and perpendicular to the structural strike (Thayer, 1975). Finally, apparent resistivities for the principal directions were calculated from the equation

$$\rho_{ij} = 0.2T \left| Z_{ij} \right|^2$$

where ρ_{ij} is the apparent resistivity in ohm m, T is the period in seconds, and Z_{ij} an off-diagonal element of the rotated impedance tensor. The 90% confidence limits for apparent resistivity is also computed. The ratio of diagonal to nondiagonal terms following the rotation is a measure of the two dimensionality of the medium (skew parameter defined by Swift (1967)). It tends to zero for one- or two-dimensional earth structures. Large ratios are a measure of strong three dimensionality. The skew parameter is in the range 0.06-0.15 for the basin data. The average degree of skew for MT soundings on the Precambrian craton and on the mobile belt is less than 0.3.

As an example, Figure 3 shows for sites Landamaol (LAN), Sargan (SAR), and Takawar (TAK) the calculated values of the apparent resistivities in the principal directions with their 90% confidence limits. There are several features of interest in these results. First, consider the stations LAN and SAR, where the most obvious feature is the large difference in magnitude of the maximum apparent resistivities over the total period band between these sites (more than one order of magnitude). The difference tends to decrease for the minimum apparent

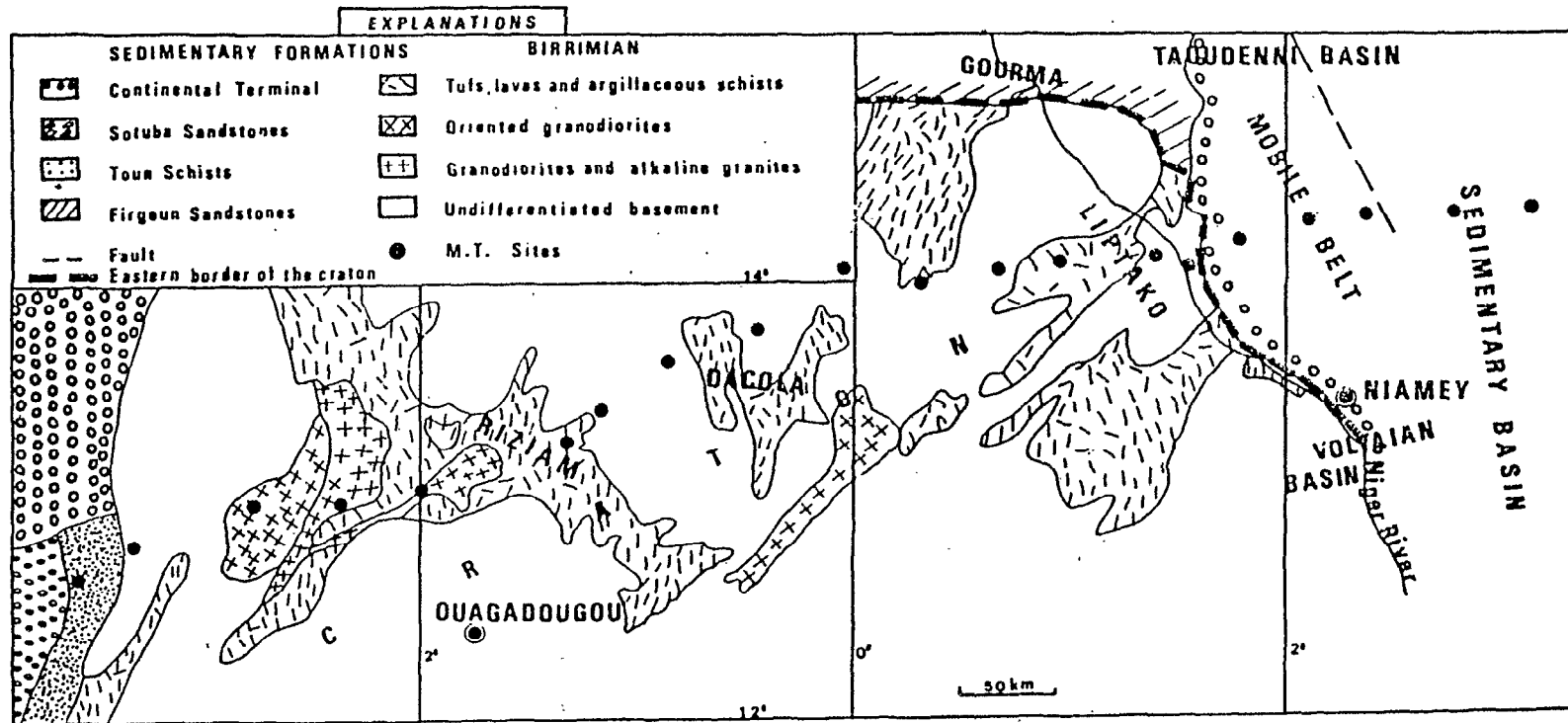


Fig. 2. Sketch map of Niger-Upper Volta-area showing the essentials of the geology and location of MT sites (from Bessoles, 1977).

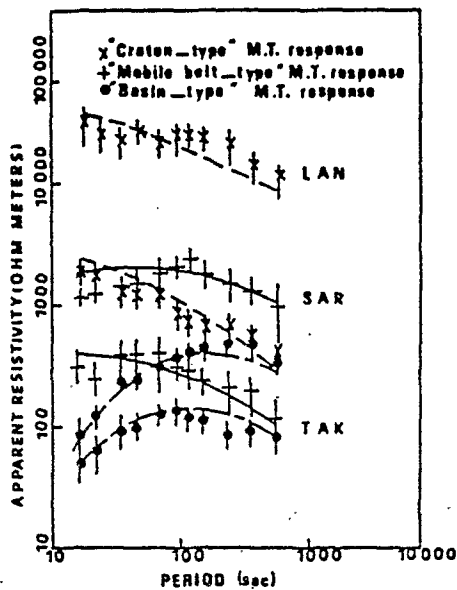


Fig. 3. Apparent resistivities as function of the period calculated into principal axes, site LAN (crosses), site SAR (pluses), site TAK (dots). The superimposed solid curves represent theoretical curves calculated from the model, site LAN (dashed curve), site SAR (solid curve), site TAK (dot-dashed curve).

resistivities, especially for the longer periods. The MT response at LAN is common to all curves of apparent resistivity in the West African craton. All stations exhibit strongly anisotropic behavior, the apparent resistivities decrease with increasing period, and the maximum apparent resistivities are very high. The MT responses at SAR and TAK also present a difference in magnitude of the major apparent resistivities; however, this difference is smaller than between sites LAN and SAR. The amplitudes of the minimum apparent resistivities at these sites tends to be similar at periods greater than about 100s. At TAK the apparent resistivity increases with increasing period, as may be seen in Figure 3, and the degree of anisotropy is small.

Magnetotelluric Data Interpretation

Recognizing that the resistivity structure along the West African profile is probably very complicated, we begin the interpretation of magnetotellurics by inversion of observed apparent resistivity (and phase) results for each sounding to obtain a one-dimensional resistivity distribution (Vozoff, 1972; Wannamaker et al., 1980). It has been the custom to perform any one-dimensional interpretation on the component of the electric field parallel to the strike of the discontinuity (TE mode). This is because the TE mode of MT observations is less influenced by the near-surface resistivity variations (provided such variations are purely two dimensional with uniform strike directions) and reflects in a less distorted way the variation of the resistivity with the depth (Berdichevsky and Dmitriev, 1976). To do two-dimensional modeling, we use a starting model constructed from the layered models fitted to the TE mode at each site. Where correlation

is possible between adjacent sites, the results from the local layered model have been continued horizontally across the traverse for a regional interpretation. A very important consideration in MT soundings is the validity of assembling a group of one-dimensional inversion results to form a crude model of the two-dimensional structure. This approach is common (Word et al., 1971; Vozoff, 1972). For each of the sites in the West African profile, the best fit of layered model inversion results were used together. Boundaries are set halfway between sites. The objective of two-dimensional modeling is then to convert this crude model into a model representative of the conductivity structure which fit the observed data well for the two modes of polarization of the electric field.

The University of Utah has developed a two-dimensional finite element algorithm for modeling MT field observations. Linear interpolation of the unknown field over triangular subdomains of the region where a solution is sought was used in conjunction with the Galerkin technique to derive a system of linear equations which approximates the governing differential equation. The solution of this linear system of equations gives the approximate field values at the nodes of the discretized domain (Rijo, 1977). Computations of two-dimensional models were carried out by using the methods of Rijo (1977) and Stodt (1978).

In fitting a model to any geophysical data we should also address the question of uniqueness. Model uniqueness problems can be treated by a combination of three approaches: a high station density in each profile, a wide spectrum of data at each sounding, and MT data at sufficiently high frequencies to tie down the upper crustal structure. For this high-frequency range, the earth will probably be effectively one dimensional, allowing us to set the near-surface intrinsic resistivities close to their true values (Wannamaker et al., 1980). Some model uniqueness problems can be avoided if control on the near-surface resistivity structure can be obtained. Drilling in our research region (CGG, 1958) has shown that the post-Palaeozoic cover of the African platform possesses variable resistivities, ranging from 50 to more than 1000 ohm m with a thickness of 150-200 m. The cover seems to lie on a conductive series 200-1000 m thick. All available geophysical and geological evidence was used to improve the starting model; we used existing geophysical data as a constraint (Crenn et al., 1959). Finally, with about 15 successive adjustments, we obtained a reasonable fit between a realistic model (Figures 4 and 5) and the MT responses (Figure 3). It should be stressed that there is likely to be a degree of nonuniqueness in the selected model, especially because of the small number of MT sites. The result of the two-dimensional model calculations was as follows.

The craton model in Figures 4 and 5 shows high resistivity ($> 10,000$ ohm m) on the surface, related to the undifferentiated crystalline rocks (granitic gneisses, calcoalkaline granites, migmatites). The crystalline rocks alternate with metamorphic rocks of lower resistivity (volcanosedimentary formations of the Riziam and Dacola groups). In the SW part of the profile a sedimentary cover appears, composed es-

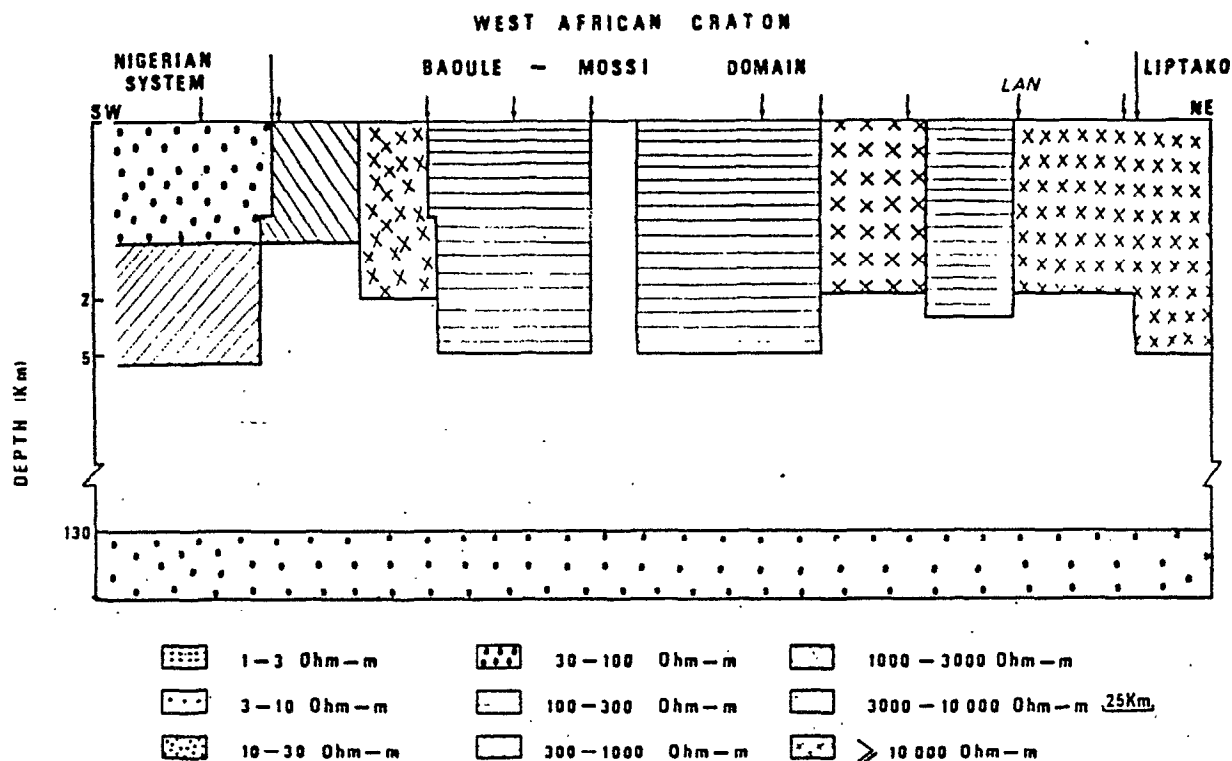


Fig. 4. A model displaying the distribution of the resistivity from two-dimensional model calculations for profile A. The little arrows show locations of MT measuring sites. Note the nonlinear depth scale.

essentially of subhorizontal layers of sandstone and of clastic rocks. Beneath these Birrimian formations we find the basement of the Eburnean or Liberean age with a resistivity of the order of 3000 ohm m, and finally, underneath we find the first conductive layer situated in the uppermost mantle at about 130 km depth. Soundings in the mobile belt and sedimentary basin can only be modeled with a crustal structure different from the craton, requiring the presence of a conductive zone at the base of the crust (Figure 5). We notice a regular deepening of the basement as it goes from west to east and a contrast in resistivity in the crust between the mobile belt and sedimentary basin. One passes from the resistant Birrimian to the relatively conductive Voltaian sandstone (Infracambrian series). In the absence of any compelling seismic data in the region, it is impossible to compare the low-resistivity zone with the seismic low-velocity layers, as delineated by Mitchell and Landisman (1971) and Jones (1981).

Discussion and Conclusions

An interesting result of this MT study is the existence under the West African craton of a "resistive crust" a lower crust with the same resistivity as the uppermost mantle with a decrease in resistivity occurring below 130 km. Ritz (1982a) has found practically the same configuration repeated on the Senegalese part of the West African craton 1000 km away. The Moho does not appear to be associated with a pronounced conductivity transition. Although an upper mantle conductivity increase is usual, it is typically deeper than the Moho. The thickness

of the "resistive crust" which we find under the West African craton is not unusual. It is common in eastern Australia, where a boundary at a depth of 100 km is found with resistivities between 10 and 50 ohm m underneath (Vozoff et al., 1975). On the South Africa cratons (Rhodesian and Kaapvaal cratons) the work done by Van Zijl (1977) shows a conductive layer in the uppermost mantle at a depth of 90 km. The two-layer model presented by Cantwell and Madden (1960) replaces the depth of the high-to-low resistivity interface at about 70 km. According to Schmucker and Jankowski (1972), numerous MT soundings in continental zones demonstrate a general reduction in resistivity at a depth of between 60 and 120 km. At this depth there would be a transition from 1000 ohm m or more down to about 50 ohm m. The absence of a conductive layer in the crust/uppermost mantle interface in the interior of the craton supports the hypothesis of Hyndman and Hyndman (1968) according to which the crust in the stable shields has become dehydrated by metamorphic processes.

In the mobile belt and basin the most striking result is an order-of-magnitude increase in conductivity at about 30 km depth. There are many possible causes for low-resistivity layers at the crust/upper mantle interface. Both melting (Caner, 1970) and hydration processes (Hyndman and Hyndman, 1968) have been proposed as causes for a conducting zone in the crust. The hydration of the rocks produces a decrease of the resistivity and markedly lowers the melting point. Appreciable free water in rocks will support electrolytic conduction through pores and fractures and create hydrous minerals that are relatively good conductors. A moderate

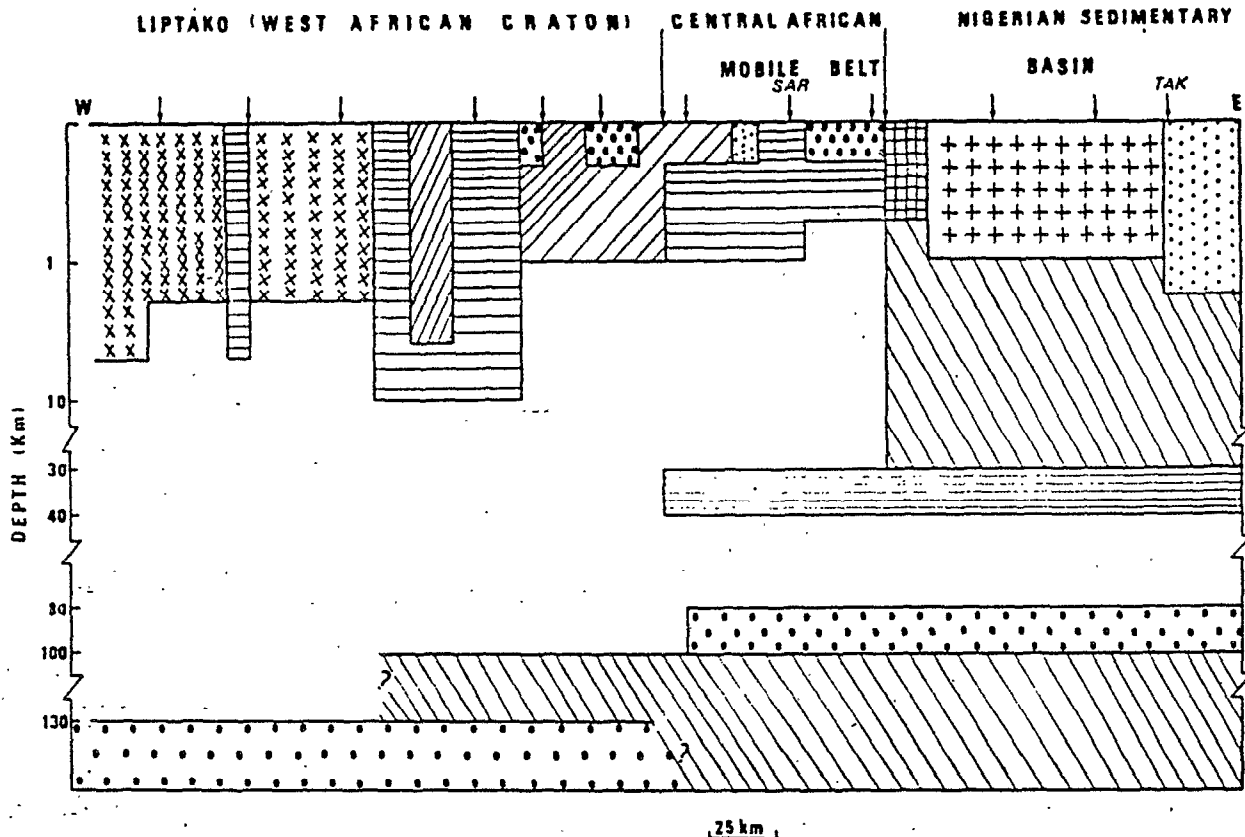


Fig. 5. Profile B. Same as Figure 4.

temperature of the order of 700°C is required to partially melt crystalline rocks under water-saturated conditions in the crust. It is unlikely that melting can occur at the crust/upper mantle interface, especially in regions of low heat flow. Heat flow measurements indicate very low values of $18\text{--}22\text{ mW m}^{-2}$ on the West African shield in Niger Republic at 100 km to the north of profile B (Chapman and Pollack, 1974). It thus seems likely that either free water or water of hydration in crustal rocks is largely responsible for the conducting zone under the mobile belt. The water in the lower crust could be supplied by the upward migration of mantle water during the thermal reactivation at the time of the last tectonic event (Pan-African orogeny) in a manner similar to that suggested by Greenhouse and Bailey (1981) for eastern North America. This will cause a decrease in resistivity due to a higher water content near the base of the crust in the mobile belt. It seems that there is a correlation between the development of the conducting zone in the lower crust and age of tectonic activity. The layer of low resistivity found on the eastern periphery of the craton has a counterpart in the mobile belts of South Africa (Van Zijl, 1977).

The rise in conductivity in the upper mantle occurs at a depth of order 130 km beneath the craton and at a shallower depth of order 80 km beneath the mobile belt and basin. Regional differences of the conductivity structure within the upper mantle between a stable shield area and a younger continental area are common. Schmucker (1970) and Porath and Gough (1971) show a deepening of the conducting zone in the uppermost

mantle between the southern Rockies and the Great Plains in the United States. MT measurements indicate conductivity increasing at depths of about 150 km under Precambrian North Australia, and at depths less than 100 km under Phanerozoic Australia (Finlayson, 1982). Kurtz and Garland (1976) show a contrast in resistivity of the lower crust and upper mantle between the Precambrian shield and the northern Appalachians. As opposed to those in the lower crust, observed conductors at uppermost mantle depths under West Africa can be interpreted in terms of elevated temperature and partial melting (Beblo and Björnsson, 1980; Lilley et al., 1981; Vanyan, 1981). Tozer (1979) argues that conductivity may be closely related to viscosity, and low-resistivity zones may therefore be interpreted in terms of either viscosity or temperature.

Models for West Africa require the conductivity to increase in the 80–130 km depth range. Is this striking feature the base of the lithosphere? This conducting layer could appear to be due to partial melting processes occurring in the asthenosphere. Regional differences in seismic velocity structure can be seen using ScS times delays and surface wave dispersion. Sipkin and Jordan (1976) indicate differences in multiple ScS travel times through the upper mantle structure beneath continental regions between Phanerozoic and Precambrian provinces. Upper mantle lateral inhomogeneities under continental regions could extend to depths as great as 200 km (Anderson, 1979). An MT sounding carried out to greater depths in Upper Volta along profile A indicates that there is a major

conductivity increase at about 450 km depth under West African craton (Ritz, 1982b). Unfortunately, no exact information can be obtained on an ultimate conductive layer in Niger (mobile belt and basin) at the present stage, but the deviations of the phase from 45° indicate in the long-period observations a possible good conductor at perhaps 200-300 km depth (Ritz, 1983). It is possible that at greater depth the conductivity increase under the mobile belt may be part of an anomalous zone of mobile material associated with diapiric structure related to hot spots situated in the western Sahara. Gravity measurements along the perimeter of the craton northeast of our research area show numerous positive anomalies connected with basin intrusions (Crenn et al., 1959). The case for regional variations in the physical properties below West Africa at depths greater than 200 km seems consistent with the present result (Lilley et al., 1981), but further data are necessary.

Thermal models of the lithosphere can also explain lateral differences in electrical conductivity structure within the upper mantle of West Africa. Sclater et al. (1980) apply the concept of a thermal boundary layer to the continents. Following thermal reactivation the thickness of the thermal boundary layer increases with age until about 150 km. The West African craton is an area that was consolidated during the final Birrimian granitizations at about 1850 ± 250 m.y. and the thermal boundary layer extends to depths of 130 km. The thermotectonic reactivation in the border regions of the Precambrian craton (Niger) suggests that this boundary may exist at depths shallower than 130 km. MT data indicate conductivity increasing at depths of about 80 km under the mobile belt and sedimentary basin, and this major conductivity feature can be interpreted in terms of thermal boundary layer.

On the West African scale if one can confirm that the boundary between high and low resistivity situated in the depth range from 80 to 130 km is in relation with the base of the tectonic plate, Keller's (1971) hypothesis can be put forward, namely, that marked reduction in resistivity at about 100 km in depth may be a feature of a mobile crustal plate.

However, other writers (Pollack and Chapman, 1977; Adam, 1978) suggest that on the platforms and the continental shields, the lithosphere could extend to the depth range 300-400 km. According to Vanyan et al. (1977) the total conductance S of the continental asthenosphere can serve as a geoelectrical criterion of the well-developed asthenosphere if its value is approximately $7 \cdot 10^3 - 10^4 \text{ ohm}^{-1}$. In the West African craton the total conductance of asthenosphere does not exceed 10^3 ohm^{-1} (assumed to extend from 130 to 460 km (Ritz, 1982b)).

Since the results obtained seem compatible with other studies on Precambrian shields, one may consider the constraints provided by the MT interpretation on the thermal regime of the upper mantle. Considerable scatter of the experimental data on electric conductivity of rocks at high pressures and temperatures is a barrier to reliable correlation of electric

conductivity with temperature. We can therefore only estimate that at the high-low resistivity interface of the upper mantle at 130 km depth the temperature should be in the range $770^\circ - 950^\circ\text{C}$ (Dubá, 1976; Shankland and Waff, 1977). Under certain conditions a strong decrease in the resistivities of uppermost mantle rocks at temperatures $850^\circ - 1100^\circ\text{C}$ is possibly connected with a partial melting (Volarovich and Parkhmenko, 1976). It is probable that if partial melt is present in the asthenosphere here, it must be in an amount so small that the bulk conductivity is dominated by the solid-phase conductivity (Drury, 1978). A melt fraction of 1% would increase the dry mantle conductivity by only 10%; this could not be resolved by MT data. The absence of important amounts of liquid phase and a low value of the total conductance under the West African craton would then seem to indicate that the asthenosphere is not well developed in this region and suggests that the lithosphere extends to about 450 km depth. According to Chapman and Pollack (1974) the lithosphere is very thin or absent beneath West Africa. At the furthest limit the plate would be rendered immobile. Burke and Wilson (1972) suggest that such has been the case in the African plate since the early Miocene period.

The problem of defining a lower lithospheric boundary for West Africa is not yet resolved in the absence of any seismic studies, heat flow measurements, or palaeomagnetic data. Seismic research and heat flow measurements are scheduled to begin in the near future.

Acknowledgments. I wish to thank the Bondy Laboratory for computational assistance. The technical assistance of L. Mollard, J. P. Chabrat, and R. Foy was vital to the assembly and operation of this project and is gratefully acknowledged.

References

- Adam, A., Geothermal effects in the formation of electrically conducting zones and temperature distribution in the earth, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **17**, 21-28, 1978.
- Anderson, D. L., The deep structure of continents, *J. Geophys. Res.*, **84**, 7555-7561, 1979.
- Beblo, M., and A. J. Björnsson, A model of electrical resistivity beneath NE-Iceland, correlation with temperature, *J. Geophys.*, **47**, 184-190, 1980.
- Berdichevsky, M. N., and V. I. Dmitriev, Distortion of magnetic and electrical fields by near-surface lateral inhomogeneities, *Acta Geod. Geophys. Montanistica*, **11**, 447-483, 1976.
- Bessoles, B., *Géologie de l'Afrique*. Le craton ouest africain, *Mém. BRGM*, **88**, 182-192, 1977.
- Burke, K., and J. T. Wilson, Is the African plate stationary, *Nature*, **239**, 387-390, 1972.
- Cagniard, L., Basic Theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, **18**, 605-635, 1953.
- Caner, B., Electrical conductivity structure in western Canada and petrological interpretation *J. Geomagn. Geoelectr.*, **22**, 113-129, 1970.
- Cantwell, T., and T. R. Madden, Preliminary report on crustal magnetotelluric measurements, *J. Geophys. Res.*, **65**, 4202-4205, 1960.

- Chapman, D. S., and H. M. Pollack, Cold spot in West Africa: Anchoring in African plate, Nature, 250, 477-478, 1974.
- Compagnie générale de Géophysique, Rapport d'activités, Paris, Niger, 1958.
- Crenn, Y., J. Metzger, and J. Rechenmann, Relation de la carte gravimétrique du Centre de l'Afrique Occidentale Française avec les grandes unités géologiques, C. R. Hebd. Seances Acad. Sci., 248, 1200-1203, 1959.
- Drury, M. J., Partial melt in the asthenosphere: Evidence from electrical conductivity data, Phys. Earth Planet. Inter., 17, 16-20, 1978.
- Duba, A., Are laboratory electrical conductivity data relevant to the earth in: A. Adam and U. Schmucker, 3rd IAGA Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, Acta Geod. Geophys. Montanistica, 11, 485-497, 1976.
- Ducellier, J., Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta, Mém. BRGM, 10, 29-87, 1963.
- Finlayson, D. M., Geophysical differences in the lithosphere between Phanerozoic and Precambrian Australia, Tectonophysics, 84, 287-312, 1982.
- Greenhouse, J. P., and R. C. Bailey, A review of geomagnetic variation measurements in the eastern United States: Implications for continental tectonics, Can. J. Earth Sci., 18, 1268-1289, 1981.
- Greigert, J., and R. Pougnet, Carte géologique de la République du Niger, Bur. de Recherch. Géol. et Minières, Paris, 1965.
- Hyndman, R. D., and D. W. Hyndman, Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust, Earth Planet. Sci. Lett., 4, 427-432, 1968.
- Jones, A. G., On a type classification of lower crustal layers under Precambrian regions, J. Geophys., 49, 226-233, 1981.
- Keller, G. U., Electrical studies of the crust and upper mantle, in The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust, Geophys. Monogr. Ser., vol. 14, edited by J. G. Heacock, pp. 107-126, AGU, Washington, D. C., 1971.
- Kurtz, R. D., and G. D. Garland, Magnetotelluric measurements in eastern Canada, Geophys. J. R. Astron. Soc., 45, 321-347, 1976.
- Lilley, F. E. M., D. V. Woods, and M. N. Sloane, Electrical conductivity profiles and implications for the absence or presence of partial melting beneath central and southeast Australia, Phys. Earth Planet. Inter., 25, 419-428, 1981.
- Machens, E., Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'ouest de la République du Niger, Mém. BRGM, 82, 27-95, 1973.
- Madden, T., and P. Nelson, A defense of Cagniard's magnetotelluric method, Geophys. Lab. Office of Nav. Res., Project NR-371-401, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1964.
- Mitchell, B. J., and M. Landisman, Electrical and seismic properties of the earth's crust in the Southwestern Great Plains of the U.S.A., Geophysics, 36, 363-381, 1971.
- Pollack, H. N., and D. S. Chapman, On the variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness, Tectonophysics, 38, 279-296, 1977.
- Porath, H., and D. I. Gough, Mantle conductivity structures in the western United States from magnetometer array studies, Geophys. J. R. Astron. Soc., 22, 261-276, 1971.
- Rijo, L., Modeling of electric and electromagnetic data, Ph. D. thesis, Univ. of Utah, Salt Lake City, 1977.
- Ritz, M., Etude régionale magnétotellurique 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, 1982a.
- Ritz, M., Sondage magnétotellurique profond sur le craton ouest africain (République de Haute-Volta). Esquisse de modèles pour le craton ouest-africain, J. Geomagn. Geoelectr., 34, 447-452, 1982b.
- Ritz, M., The distribution of electric conductivity on the eastern border of the West African craton (Republic of Niger), Geophys. J. R. Astron. Soc., 73, 475-488, 1983.
- Schmucker, U., Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States, Bull. Scripps Inst. Oceanogr., 13, 165pp., 1970.
- Schmucker, U., and J. Jankowski, Geomagnetic induction studies and the electrical state of the upper mantle, Tectonophysics, 13, 233-256, 1972.
- Sclater, J. G., C. Jaupart, and D. Galson, The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth, Rev. Geophys. Space Phys., 18, 269-311, 1980.
- Shankland, T. J., and H. S. Waff, Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle, J. Geophys. Res., 82, 5409-5417, 1977.
- Sims, W., and F. Bostick, Methods of magnetotelluric analysis, Tech. Rep., 58, Electron. Res. Cent., Univ. of Tex., Austin, 1969.
- Sipkin, S. A., and T. H. Jordan, Lateral heterogeneity of the upper mantle determined from the travel times of multiple ScS, J. Geophys. Res., 81, 6307-6320, 1976.
- Stodt, J. A., Documentation of a finite element program for solution of geophysical problems governed by the inhomogeneous 2-D scalar Helmholtz equation, Rep. AER 76-11155, Dep. of Geol. and Geophys., Univ. of Utah, Salt Lake City, 1978.
- Swift, C. M., A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States, Ph. D. thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1967.
- Thayer, R. E., Telluric-magnetotelluric investigations of regional geothermal processes in Iceland, Ph. D. thesis, Brown Univ., Providence, R. I., 1975.
- Tozer, D. C., The interpretation of upper mantle electrical conductivities, Tectonophysics, 56, 147-164, 1979.
- Vanyan, L. L., Deep geoelectrical models: Geological and electromagnetic principles, Phys. Earth Planet. Inter., 25, 273-279, 1981.
- Vanyan, L. L., M. N. Berdichevsky, E. B. Faiberg, and M. V. Fiskina, The study of the asthenosphere of the east European platform by electromagnetic sounding, Phys. Earth Planet. Inter., 14, 1-2, 1977.
- Van Zijl, J. S. V., Electrical studies of the deep crust in various tectonic provinces of Southern Africa, in The Earth's Crust, Geophys. Monogr. Ser., vol. 20, edited by

- J. G. Heacock, pp. 470-500, AGU, Washington, D. C., 1977.
- Volarovich, M. P., and E. I. Parkhmenko, Electrical properties of rocks at high temperatures and pressures, in Geoelectric and Geothermal Studies, KAPG Geophys. Monogr., edited by A. Adam, pp. 320-369, Akademiai Kiado, Budapest, 1976.
- Vozoff, K., The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, Geophysics, 37, 98-141, 1972.
- Vozoff, K., D. Kerr, R. F. Moore, D. L. Jupp, and R. G. Lewis, Murray basin magnetotelluric study, J. Geol. Soc. Aus., 22, 361-375, 1975.
- Wannamaker, P. E., S. H. Ward, G. W. Hohman, and W. R. Still, Magnetotelluric models of the Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah, topical report, project DE-AC07-79 ET27002, Dep. of Geol. and Geophys., Univ. of Utah, Salt Lake City, 1980.
- Word, D. R., H. W. Smith, and F. X. Bostick, Crustal investigation by the magnetotelluric impedance method, in The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust, Geophys. Monogr. Ser., vol. 14, edited by J. G. Heacock, pp. 145-167, AGU, Washington, D. C., 1971.
-
- M. Ritz, Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, B.P. 1386, Dakar, Sénégal.

(Received April 12, 1982;
revised June 17, 1983;
accepted July 14, 1983.)

D. GEOMAGNETIC ANOMALIES ACROSS THE ONSHORE
MESOZOIC - TERTIARY SENEGAL BASIN.

(Tectonophysics, 1984)

GEOMAGNETIC ANOMALIES ACROSS THE ONSHORE MESOZOIC-TERTIARY SENEGAL BASIN

M. RITZ

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, B.P. 1386, Dakar (Senegal)

(Received November 7, 1983, revised version accepted June 20, 1984)

ABSTRACT

Ritz, M., 1984. Geomagnetic anomalies across the onshore Mesozoic-Tertiary Senegal basin. *Tectonophysics*, 110, 1-8.

Records of the horizontal geomagnetic variation field at nine stations were taken in the onshore Mesozoic-Tertiary Senegal basin (West Africa) across a zone of north-south faults, for periods from 30-1000 s. Simultaneous measurements were made at a reference site situated on the basin about 200 km east of the north-south-trending basin fault so as to calculate the anomalous geomagnetic variation field across this basin. Results show a large anomaly in the horizontal variation fields over the period range which could be caused by channeling of telluric currents in sediments. A second possibility is an induction in conductors of two-or-three-dimensional geometry located in the crust and/or upper mantle. The interpretation is performed by computing the anomalous geomagnetic variation field for two-dimensional conductivity models. The type of model that fits the experimental data involves a body of high conductivity material at only some kilometers from the surface (< 10 km thick). This conducting region extends to nearly 45 km to each side of the north-south trending fault. This crustal conductive layer is assumed to mark the existence of intrusive bodies in the basement linked to Mesozoic rifting.

INTRODUCTION

The Senegal basin is the largest marginal basin in West Africa. Its onshore part extends to nearly 500 km at the latitude of Dakar (Liger, 1980). Development of the Senegal coastal basin is closely associated with the continental separation of Africa and North America in the Early Mesozoic about 180 Ma ago (Dewey et al., 1973).

In the years 1980-1982, the Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM) recorded horizontal geomagnetic field variations at nine sites in the onshore Mesozoic-Tertiary Senegal basin in order to look for a possible geomagnetic anomaly associated with the north-south trending basin fault (Fig. 1). Recordings were made simultaneously at a reference site (~ 200 km east of the line of the fault) assumed to be influenced only by the regionally uniform telluric current system. The instrumentation used in this study was designed by the Centre de

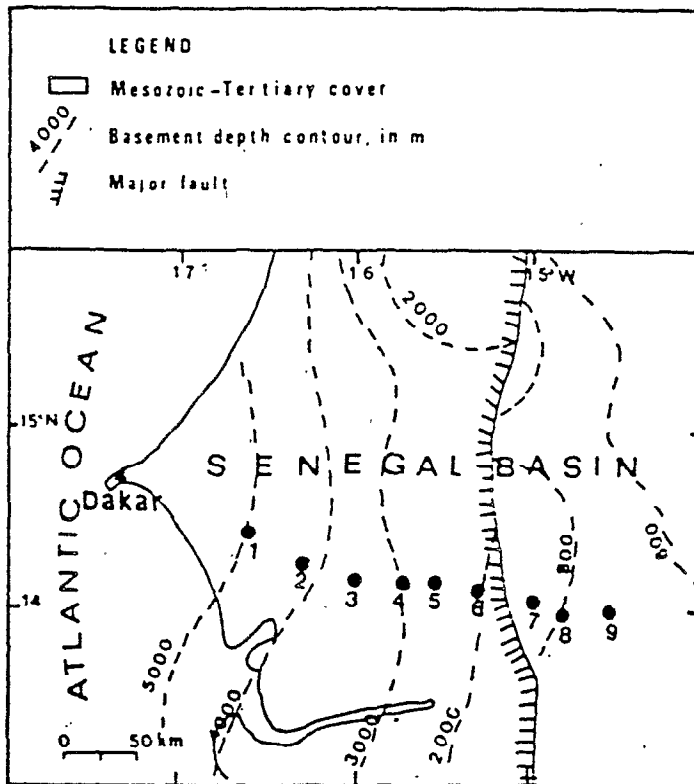


Fig. 1. Schematic map of Mesozoic-Tertiary Senegal basin showing the survey sites numbered from 1 to 9 (filled circles) and their location in relation to the major north-south trending fault.

Recherches Géophysiques in France (Babour and Mosnier, 1977). Magnetic signals were filtered and amplified in the period band ranging from 10 to 1000 s before reaching the graphic recorders.

ANOMALOUS MAGNETIC VARIATIONS

At each site, the observed magnetic field can be considered as the sum of a normal field consisting of the external source field and of its response in a layered medium, and an anomalous field which exists only if the medium has lateral inhomogeneities of conductivity (non-one-dimensional conductivity structure). The anomalous field is entirely internal in origin (Schmucker, 1970). To study the geomagnetic variation field that results from an anomalous conductivity structure, a reference site is located as far as possible from the basin fault. By subtracting the field observed at the reference site from the fields observed at the remaining sites, the anomalous magnetic variations due to the anomalous area can be determined (Babour and Mosnier, 1977). Under the assumption of a uniform source over the

study area, information on the frequency dependence of the conductivity anomaly can be gained. The standard procedures for relating the normal and anomalous field variations as a function of frequency were performed using eqn. (1) developed by Schmucker (1970). Cross-spectral analysis is used to find transfer functions that best satisfy:

$$\begin{aligned} H_a &= h_{11}H_n + h_{12}D_n \\ D_a &= d_{11}H_n + d_{12}D_n \end{aligned} \quad (1)$$

where H_n , D_n , are for the normal field, that is the field in the absence of anomalous conductivity structure; H_a , D_a , are for the field associated with lateral conductivity inhomogeneities. The 2 by 2 matrix is the transfer function.

The amplitude of the horizontal east (D) component increases across the fault, with the result that the amplitude of the D component is about twice that of the reference site. The variations in the horizontal north (H) component appear to be identical across the basin.

DATA ANALYSIS

Using the D component as an example, the modulus of the transfer functions and the phases linking D_a , obtained at each site, to the normal horizontal magnetic field were determined. Profiles of the anomalous D_a component normalized to the reference station are shown in Fig. 2. Four periods in the range 10-1000 s are

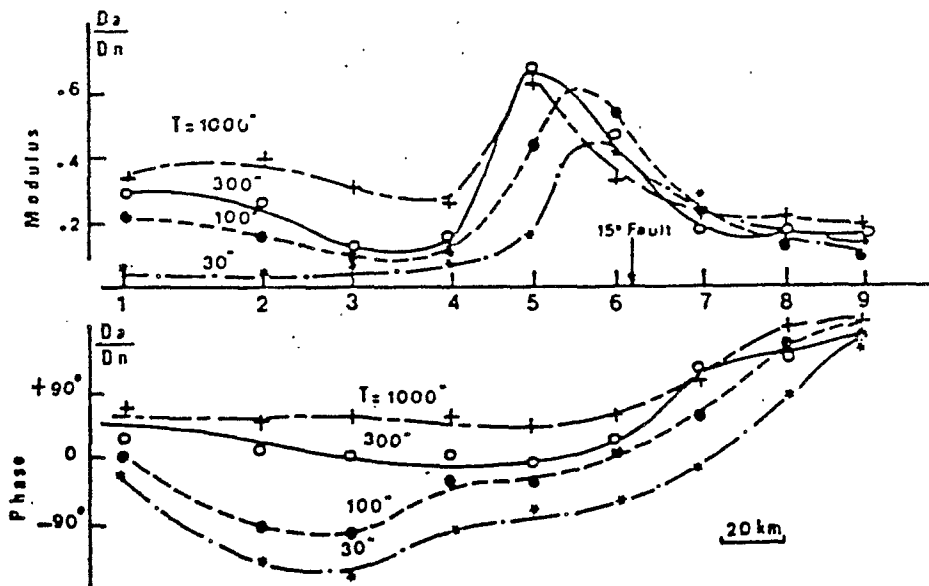


Fig. 2. The normalized anomalous geomagnetic variation field component D_a/D_n along the profile for periods 30, 100, 300 and 1000 s.

represented. For the period at 30 s, the maximum is situated at site 6. At 100 s, the maximum is situated between sites 6 and 5. For the longer periods, the position of the maximum is situated at site 5. At sites 7, 8 and 9, the amplitude of normalized field D_s/D_n are roughly invariable with the period; for other sites D_s/D_n is small at 30 s (except the site 6) and rises as the period increases. J. Mosnier (pers. commun., 1983) has already revealed some of this effect. He suggests that current flow parallel to the shore is probably an extension of current systems which flow in the ocean when the continent is a conductor. If a north-south current system exists in the Atlantic Ocean, it can invade the Senegal basin. Thus, the origin of the magnetic eastward anomalous geomagnetic variation field across the Senegal basin could be the deflection and the channelling of telluric currents by conductivity contrasts in the zone of north-south faults along longitude 15° W. At 100 s period, the amplitude of D_s/D_n is of 0.52 at site 6 and 0.05 at site 9, a factor of more than 10 and it appears then that site 9 lies on the eastern side of the current concentration and site 6 lies nearer the center. In this case, the maximum depth of the current system is estimated to be about 20 km and therefore the telluric current flows within the crust (Gough, 1973).

INTERPRETATION

As shown in Fig. 2, the anomalous geomagnetic variation field across the basin tends to have larger amplitudes toward the west. At first glance, it appears that telluric currents in the sediments of the Senegal basin might produce this anomaly. At this stage, two-dimensional geomagnetic induction model calculations have been introduced for a more quantitative interpretation (Rijo, 1977). This interpretation was performed by computing the transfer functions for two-dimensional conductivity models. The transfer functions give the modulus of the ratio of anomalous to the normal horizontal magnetic field variations D_s/D_n in the direction perpendicular to the strike of the structure. Previous electrical studies on the Senegal basin (Compagnie Générale de Géophysique, 1956) place useful constraints on the resistivity of the sedimentary section. An initial assumption was that an overburden of resistivity $15 \Omega\text{m}$, 700 m deep, overlaid the whole region. Several models with a sudden thickening of the sedimentary layers west of the north-south trending fault and lateral changes in the sediment conductivity were made to fit the data. This type of sedimentary model was unsuccessful at predicting the observed transfer functions. The successful models giving a reasonable fit to the observed data require conductors in the crust roughly centered at the north-south-trending basin fault. Figure 3 shows a model with a laterally varying conductor in the upper crust against background resistivities of $1000 \Omega\text{m}$ and the results of the model compared with the observed data at periods of 100 and 1000 s. The uniqueness of the model cannot be guaranteed because of the number of assumptions involved. This model indicates the presence of a relatively conducting crust ($20\text{--}30 \Omega\text{m}$) at shallow depth. However,

significant differences between results of observation and calculation along the profile (sites 3 and 4 at 1000 s period) suggest the possible effects of regional three-dimensional current channelling.

The discovery of such a large volume of conducting material in the upper crust is remarkable. As a case history, it may be compared to the works of Vozoff and Swift (1968) in the North German basin (magneto-telluric sounding) and De Beer et al. (1976) in South West Africa. Other major crustal conductors are mentioned by Gough (1981). The low-resistivity layers are often explained by saline fluids, crustal magma or conductive minerals: graphite, hydrated minerals (Cochrane and Hyndman, 1974; Rooney and Hutton, 1977; Drury and Nibett, 1980).

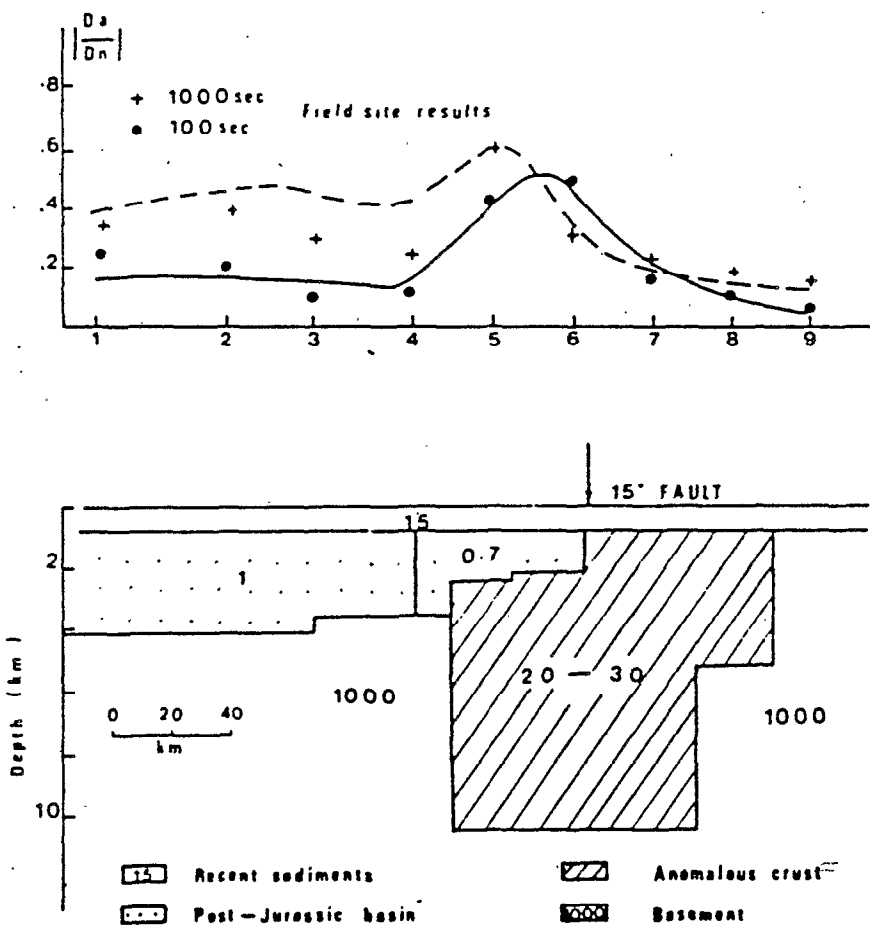


Fig. 3. Two-dimensional model of resistivity distribution beneath east-west profile and computed anomalous geomagnetic variation field component D_a/D_n . Solid and broken lines are the theoretical curves calculated from the two-dimensional model for periods of 100 and 1000 s, respectively. The numbers indicate resistivities in ohm meters.

DISCUSSION AND CONCLUSION

At the present stage of knowledge, very little information is available about the geology and structure of the onshore Mesozoic-Tertiary Senegal basin. Stratigraphic data from deep wells are also very sparse. Because of a lack of data, only typical geological and structural features of the basin will be presented in the following which would justify the presence of a strip of high conductivity material in the eastern portion of the profile. This conductive zone (20-30 Ω m) is roughly centered at the north-south-trending basin fault and appears to extend at a depth of approximately 10 km.

The Senegal basin is filled with more than 7000 m of almost uninterrupted Jurassic to Upper Eocene marine sediments in the Dakar area (De Spengler et al., 1966). In this region, the post-Paleozoic sedimentary cover (Mesozoic and Cenozoic beds) may be about 10,000 m in thickness. The basin sediments become thinner to the east. Furthermore, drillings have indicated a Precambrian or lowest Paleozoic basement (crystalline and metamorphic rocks) that dips westward from a group of north-south striking faults between 15° and 16° W (Castelain, 1965). The basement is no longer reached by electric measurements west of this apparent hinge line (Compagnie Générale de Géophysique, 1956). Basement depth contours under the Senegal basin, though not reliable, are shown in Fig. 1. The area under study is characterized by a large gradient in the gravity field that is probably associated with the intrusion of large volumes of mafic material within the basement complex (Roussel and Liger, 1983).

Numerous rifts developed to form the ocean but many appear to have failed. Onset of rifting in other parts of West Africa was commonly associated with intrusion of Triassic to Liassic magmatic material into fractures (Burke, 1976). Triassic and Early Jurassic dykes have been suggested for the coastal areas of Mauritania (Dillon and Sougy, 1974). Doleritic sills and dykes also occur in Senegal (Maugis, 1955; Hebrard, 1978). However, in the onshore Senegal basin there are no obvious igneous rocks associated with rift tectonics of the Atlantic Ocean opening, but this may be due to the paucity of stratigraphic data in the region. The igneous rocks in Senegal basin have been related to either the Neogene volcanism of the Dakar area or to the Hercynian orogeny. Diapiric structures have been found beneath the continental shelf of southern Senegal which are interpreted to be salt domes. The salt is probably of Triassic age (Aymé, 1965; Templeton, 1971). With regard to present geological and geophysical data, it is not possible to say how the zone displaying anomalous crustal resistivities was formed or what property or material in the zone forms the good conducting layer below the sedimentary basin. No heat flow measurements are available for this region, but the low resistivities at these shallow depths cannot be explained by elevated temperatures. It is likely that Mesozoic rifting and subsidence of the West African margin was accompanied by intrusion of magmatic material into fractures. A possible explanation is that this

layer of enhanced electrical conductivity which has been inferred at upper crustal depths is in effect a combination of the fractured wet and highly altered magmatic material and some low-resistivity sedimentary formation. For igneous rocks, 0.2 wt.% of water can increase conductivity by several orders of magnitude at low temperature (Olhoeft, 1981). The present anomaly may reveal a pattern of crustal weakness in this zone. Additional profiles of geomagnetic variations and magnetotelluric soundings are necessary to map the geoelectrical structure of the Senegal basin. Magnetotelluric interpretations will be published in detail elsewhere.

REFERENCES

- Aymé, J.M., 1965. The Senegal salt basin. In: W.Q. Kennedy (Editor), Salt Basins around Africa. Inst. Petroleum, London, pp. 83-90.
- Babour, K. and Mosnier, J., 1977. Differential geomagnetic sounding. *Geophysics*, 42: 66-76.
- Burke, K., 1976. Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 36: 93-112.
- Castelain, J., 1965. Aperçu stratigraphique et micropaléontologique du bassin du Sénégal. Historique de la découverte paléontologique. *Mem. B.R.G.M.*, 32: 135-156.
- Cochrane, N.A. and Hyndman, R.D., 1974. Magnetotelluric and magnetovariational studies in Atlantic Canada. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 39: 385-406.
- Compagnie Générale de Géophysique, 1956. Reconnaissances hydrologiques et structurales par sondages électriques au Sénégal, en Mauritanie et en Casamance. *Dir. Fed. Min. Géol. A.O.F.*, Dakar, 47 pp.
- De Beer, J.H., Van Zijl, J.S.V., Huysen, R.M.J., Hugo, P.L.V., Joubert, S.J. and Meyer, R., 1976. A magnetometer array study in South-West Africa, Botswana and Rhodesia. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 45: 1-17.
- De Spengler, A., Castelain, J., Cauvin, J. and Leroy, M., 1966. Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal. In: D. Reyre (Editor), Bassins Sedimentaires du Littoral Africain. Littoral Atlantique. Assoc. Serv. Géol. Afr., Paris, pp. 80-94.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W. and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.
- Dillon, W.P. and Sougy, J.M., 1974. Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. In: A.E. Nairn and F.G. Stehli (Editors), *The Ocean Basins and Margin*, Vol. 2. Plenum, New York, pp. 315-390.
- Drury, M.J. and Niblett, E.R., 1980. Buried ocean crust and continental crust geomagnetic induction anomalies: a possible association. *Can. J. Earth Sci.*, 17: 961-967.
- Gough, D.I., 1973. The interpretation of magnetometer array studies. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 35: 83-98.
- Gough, D.I., 1981. Magnetometer arrays and large tectonic structures. In: D.W. Strangway (Editor), *The Continental Crust and Its Mineral Deposits*. *Geol. Assoc. Can., Spec. Pap.*, 20: 239-253.
- Hebrard, L., 1978. Contribution à l'étude géologique du quaternaire du littoral mauritanien entre Nouakchott et Nouadhibou 18°-21° latitude nord, participation à l'étude des désertifications du Sahara. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 71: 210 pp.
- Liger, J.L., 1980. Structure profonde du bassin côtier sénégal-mauritanien. Interprétation de données gravimétriques et magnétiques. *Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille*, B. 16: 158 pp.
- Maugis, P., 1955. Etudes de pré-reconnaissance pétrolière dans le bassin du Sénégal. *Bull. Dir. Fed. Min. Géol. A.O.F.*, 19: 99-128.
- Olhoeft, G.R., 1976. Electrical properties of granite with implications for the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 80: 931-936.

- Rijo, L., 1977. Modeling of electric and electromagnetic data. PhD. Thesis, University of Utah, Salt Lake City, 238 pp.
- Ritz, M., 1983. Prospection tellurique effectuée sur un profil Est-Ouest à travers le bassin senegalais. Bull. Soc. Géol. Fr., submitted.
- Roxney, D. and Hutton, V.R.S., 1977. A magnetotelluric and magnetovariational study of the Gregory rift valley, Kenya. Geophys. J.R. Astron. Soc., 51: 91-119.
- Roussel, J. and Liger, J.L., 1983. A review of deep structure and Ocean-Continent transition in the Senegal basin (West Africa) Tectonophysics, 91: 183-211.
- Schmucker, U., 1970. Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. Bull. Scripps Inst., La Jolla, Calif., 165 pp.
- Templeton, R.S.M., 1971. The geology of the continental margin between Dakar and Cape Palmas. In: F.M. Delaney (Editor), The Geology of the East Atlantic Continental Margin. G.B. Inst. Geol. Sci., Rep., 70/16: 47-60.
- Vozoff, K. and Swift, C.M., 1968. Magneto-telluric measurements in the North German basin. Geophys. Prospect., 16: 454-473.

E. ELECTRICAL RESISTIVITY STRUCTURE OF
THE SENEGAL BASIN AS DETERMINED FROM
MAGNETOTELLURIC AND DIFFERENTIAL
GEOMAGNETIC SOUNDINGS.

(Geophysical Journal of the Royal
astronomical Society, 1984)

Electrical resistivity structure of the Senegal basin as determined from magnetotelluric and differential geomagnetic soundings

M. Ritz *Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, B.P. 1386, Dakar, Sénégal, West Africa*

Received 1984 May 8; in original form 1983 July 11

Summary. The methods of magnetotelluric (MT) and differential geomagnetic soundings (DGS) have been applied to study the electromagnetic response of the structure of the Senegal sedimentary basin. The measurements at 10 sites were carried out along a profile running perpendicularly across a zone of north-south flexures and faults over the period range 10–1000 s. Variation of periods up to 10000 s were obtained at two sites. The anomalous geomagnetic variation field across the major fault zone is characterized by an increase in the magnetic eastward component. Two-dimensional modelling of the apparent resistivities and phases reveals a highly anomalous upper crustal structure involving a low-resistivity zone in the central part of the basin (less than 30 Ωm). To satisfy the additional long-period data at two sites, a deep conductor is also required at a depth below 300 km with a resistivity less than 10 Ωm . The crustal discontinuity located ~ 200 km off the coast is possibly related to the opening of the Atlantic Ocean. The difficulty in resolving the question of the nature of the crust in this region results in part from the limitations of the methods used at present for this determination.

1 Introduction

During the last 3 yr, the time-varying electric and magnetic fields have been measured by the Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM) at 10 sites along a profile crossing the Senegal basin and extending along the 14th parallel. A schematic cross-section of the sedimentary basin as redrawn from De Spengler, Castelain & Leroy (1966) and Liger (1980) shows the general pattern of the area from the Atlantic coast to the Mauritanides along the latitude of the Dakar Peninsula (Fig. 1). That cross-section shows a Precambrian crystalline basement dipping to the west under a wedge of post-Palaeozoic sedimentary rocks of more than 5 km (Mesozoic and Cenozoic sediments). The motivation for the field experiment was to determine the resistivity values associated with the zone of N-S flexures and faults along longitude 15°W and to see if changes in electrical character of the crust and/or upper mantle can be expected to occur between the deep basin and the zone outside of the actual post-Jurassic sedimentary basin. The present paper reports on

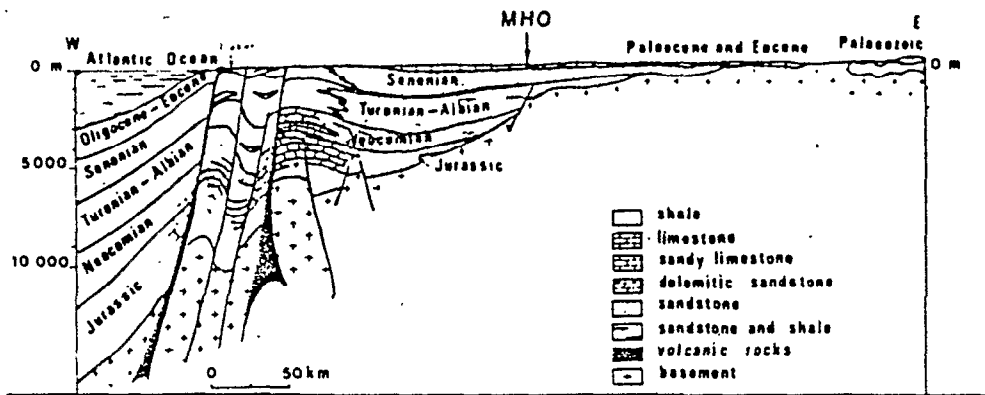


Figure 1. Cross-section of the Senegal basin from De Spengler *et al.* (1966) and Liger (1980).

the MT and DGS results from sites referred to in Table 1. The locations of the recording sites of this study are shown in Fig. 2. The full names, abbreviated station names as used in Fig. 2 and the station coordinates are given in Table 1.

The Senegal coastal basin situated on the western edge of Western Africa broadly extends to the boundaries of Senegal as it lies between the 10 and 21° northern parallels (Guinea Bissau and Mauritania). It is bounded in the east by the West African mobile belt (Hercynian orogenic belt—Mauritanides). This basin was formed during the Jurassic period before the transgression of the Cretaceous period, then extended to the Tertiary with a great subsidence towards the west (Dillon & Sougy 1974). During this period, between 210 and 170 Myr, at the end of the different stages of rifting of the Trias, one witnesses the aperture of the Atlantic Ocean with the formation of a new oceanic crust (Le Pichon & Fox 1971). The subsidence and the Mesozoic rifting of the West African margin responsible for the formation of the Senegal basin was very likely accompanied by the intrusion of magmatic material into predominantly coast-parallel fissures and fractures (Van der Linden 1981).

Geophysical studies have been carried out in Senegal basin: gravity studies, electrical soundings, drillings and aeromagnetic profiles. The area between KAH and MBM showing a strong gravity gradient is interpreted in terms of thick mafic intrusions within the basement

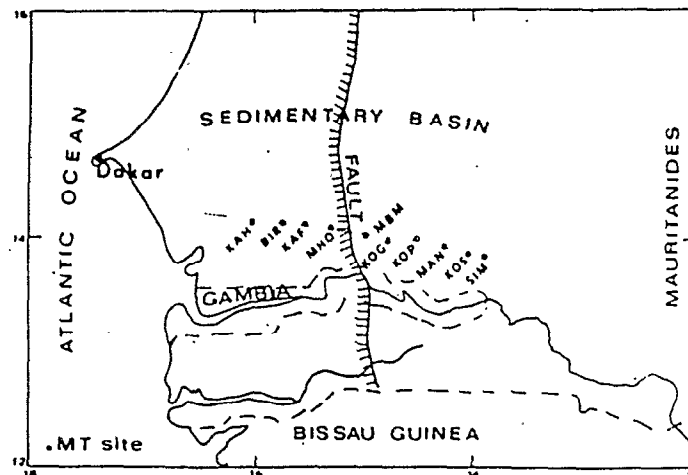


Figure 2. Location map of the magnetotelluric sounding sites in relation to the major fault.

Table 1. Mt sites, code names and geographic coordinates.

Station name	Code	Long. (W)	Lat. (N)
Kahone	KAH	16° 02'	14° 09'
Birkelane	BIR	15° 45'	14° 08'
Kaffrine	KAF	15° 33'	14° 06'
Malème Hodar	MHO	14° 18'	13° 56'
Mbaye Mbaye	MBM	15° 00'	14° 00'
Koungheul	KOG	14° 58'	13° 59'
Koumpentoum	KOP	14° 33'	13° 59'
Malème Niani	MAN	14° 18'	13° 56'
Koussanar	KOS	14° 03'	13° 52'
Sinthiou Malème	SIM	13° 55'	13° 50'

complex (Liger 1980). Many electrical soundings carried out with line AB of 6000 m give us an idea of the thickness of the sedimentary series above the basement (Compagnie Générale de Géophysique 1957). However, the depth of the investigation through the electrical soundings is relatively weak (of the order of 1000 m) and the resistant basement easily visible to the east, disappeared in the west from the meridian 15°W. Below the deep basin, the nature and depth of the basement are generally unknown.

2 Observations and processing

Magnetic variations were measured using Mosnier sensors which give the H and D components of the magnetic field (Mosnier & Yvetot 1972). These are horizontal variometers with suspended magnet and feedback. The sensitivity is $10 \text{ mV } \gamma^{-1}$. Telluric variations trending N-S and E-W were detected through the measurement of the potential difference between pairs of lead electrodes situated 500 m apart and at a depth of 1.50 m. Magnetic and telluric signals were filtered and amplified in the period band ranging from 10 to 1000 s before reaching the recording equipment, which is composed of two 'Sefram' graphic recorders. The same equipment is found at the moving station and at the reference station. Recordings were made simultaneously at a reference station (SIM). The electromagnetic fields were recorded for one week at each site. Approximately one month of long-period MT data was recorded simultaneously at the two sites SIM and MHO. The analogue traces were digitized at 3 s intervals, by means of a trace-follower digitizing table.

Two methods have been used to study the structure basin:

(a) *Magnetotellurics*: the horizontal and orthogonal components of the electric and magnetic fields, which are measured at the surface, are combined by a complex transfer function, the impedance tensor Z . The elements of Z depend on the resistivity distribution and the orientation of the measuring coordinate system (Cantwell 1960; Madden & Nelson 1964; Vozoff 1972; Behlo & Björnsson 1978). Two parameters, the apparent resistivity $\rho_a(T)$ and the phase difference between the electric and magnetic field $\phi(T)$ are calculated as functions of period from the impedance tensor. For a two-dimensional earth (2-D), the principal impedance values are calculated with axes parallel and perpendicular to the strike of the 2-D structure (TE and TM directions). From these are derived the parallel and perpendicular resistivities and phases (Thayer 1975). For each period, the angular rotation of the impedance tensor yields an estimate of the structural strike. For each site, apparent resistivities and phases in the principal directions are computed and are plotted in Figs 3, 4 and 5.

(b) *Differential geomagnetic soundings*: the geomagnetic variation field produced by lateral variations in the telluric current system has a vertical component and produces

anomalous variations in the regional horizontal field. The total geomagnetic variations field is thus composed of a source component and an induced component produced by the telluric current system. Consequently, to study the variation field, a reference site is located so that it can be assumed to be influenced only by the regionally uniform telluric current system and by the source field, which is assumed to be uniform over the study area. By subtracting the horizontal field observed at this base station from the fields observed at the field stations, the anomalous field due to the non-uniform component of the telluric current can be determined (Babour & Mosnier 1977). Telluric current concentrations are controlled by the electrical conductivity structure of the crust and upper mantle. Under the assumption of a uniform source with infinite spatial wavelengths, the observed field variations, comprised of normal and anomalous field variations, can be fitted statistically to the frequency-domain relation (Schmucker 1970):

$$\begin{pmatrix} H_a \\ D_a \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} h_H & h_D \\ d_H & d_D \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_n \\ D_n \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \delta_H \\ \delta_D \end{pmatrix}$$

(H_a, D_a) is the Fourier transform of the anomalous field, i.e. the field associated with the lateral conductivity inhomogeneities. (H_n, D_n) denotes the Fourier transform of the normal field, and (δ_H, δ_D) is a residual field.

Geomagnetic field variations at Sinthiou Maleme (SIM) were chosen as the reference in calculations of the anomalous geomagnetic variation field across the basin. Site SIM is about 200 km east of the major fault (Fig. 2). At each station the azimuth θ of a linearly polarized, horizontal reference field that maximizes the correlated part of the anomalous field, is calculated. This direction is the preferential induction direction (Vasseur *et al.* 1977). In order to know the frequency dependence of the anomaly, we have computed the transfer function $G(f)$ linking the anomalous field at each site, to the normal field (SIM) projected on the induction direction. The response will be a maximum (or minimum) along this axis (Banks & Ottey 1974).

3 Results

3.1 MAGNETOTELLURIC RESULTS

We have calculated 10 tensor MT soundings covering the period range from 10 to 1000 s. The resulting principal axis orientation proved to be quite stable across the entire period band and the average principal direction is given in Table 2 for each station. We note a sudden change in the principal axis orientation between sites KOG and KOP. The axes are oriented N-S in the deep basin and at both MBM and KOG (this direction is roughly parallel to the strike of the prominent N-S trending fault), but are more E-W for all other sites (except KOS). It can be seen (Fig. 1) that the significant rotation occurs outside of the actual post-jurassic sedimentary basin and it is probable that this indicates the presence of boundaries between two structures of different electrical conductivity, mainly near the surface, but also at greater depths (Ritz 1983). Figs 3 and 4 show the calculated values for the apparent resistivities and phases from rotated impedance for all the 10 sites, separately for the TE and TM directions. The values of resistivities at the site KOP are elevated by a factor of 2 compared to the adjacent site KOG. At site KAF, which is about 40 km west

Table 2. Orientation of the principal axes of the impedance tensors (clockwise from north).

Station	KAH	BIR	KAF	MHO	MBM	KOG	KOP	MAN	KOS	SIM
Orientation	33°	13°	13°	7°	16°5	17°	48°	66°	Undefined	62°

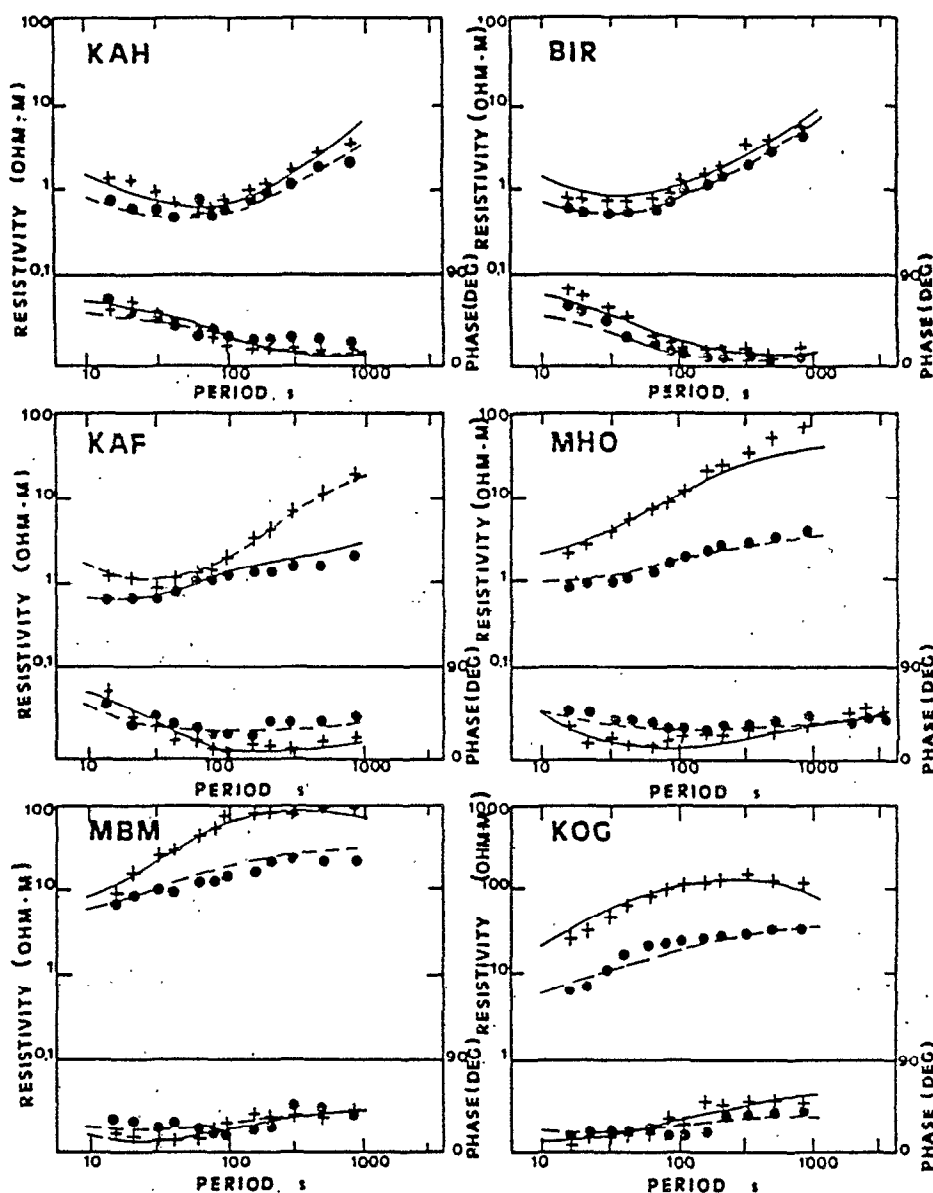


Figure 3. Apparent resistivities and phases for the MT sites on the Senegal basin. The principal resistivities and phases for the TF and TM directions are shown by crosses and solid circles, respectively. Solid and dashed lines through the measured values are theoretical curves calculated from the model shown in Fig. 10.

of the fault, the significant divergence of the TE and TM amplitudes at periods above 100 s shows clearly the effect of lateral resistivity variations: This type of behaviour continues in a progressively-increased manner, from west to east, up to the site KOG (about 30 km east of the fault). The long-period MT data at the two sites MHO and SIM, until about 10 000 s, are presented in Fig. 5. The long-period data for site MHO display increasing anisotropy with increasing period. The azimuths of the maximum resistivity principal direction are nearly invariant over all the period bands analysed.

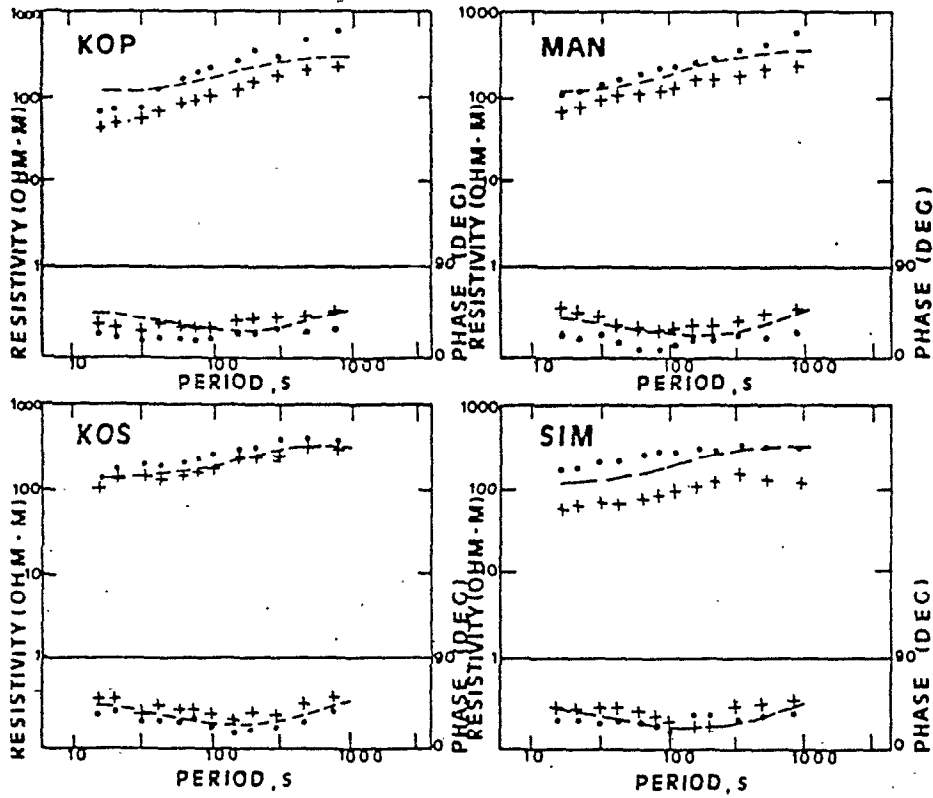


Figure 4 - continued.

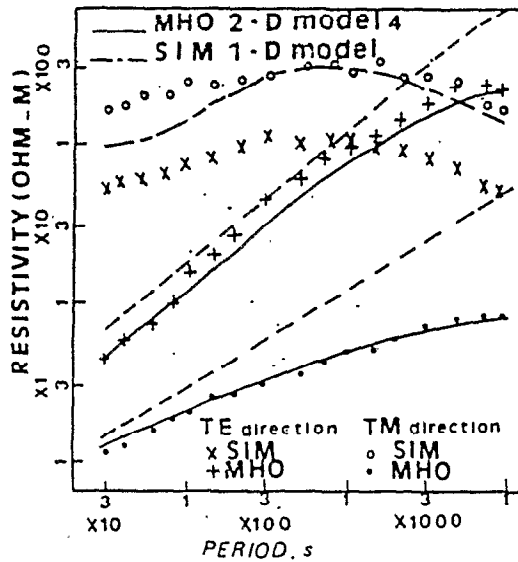


Figure 5. TE and TM sounding curves at the long-period MT sites. Solid and dashed curves are the result of the 2-D model calculations at MHO with upper crustal conductor present (model 4) and removed (model 1), respectively. The curve defined by the long and short dashes is the response of the 1-D model shown in Fig. 10 at SIM.

For the region to the east of KOG, the data for site KOS are the most nearly 1-D, as can be seen from the near coincidence of the major and minor apparent resistivities. The data for sites KOP, MAN and SIM show splits between the TE and TM amplitudes, but the phase data practically coincide (except MAN). Through site SIM, difference between resistivity values for the two directions, is relatively constant throughout the period range (Fig. 5). In this region, with a thin sedimentary cover (Fig. 1), there are possibly some 2- or 3-D features maintaining the separation in the data. Theoretical calculations show that local 2- or 3-D surface inhomogeneities have a strong influence on the amplitude data and but a weak influence on the phase data. In this situation the major curve (TE or TM) will be closer to the 1-D curve without shallow heterogeneity (Berdichevsky & Dimitriev 1976). The maximum apparent resistivity observations through sites KOP, MAN, and SIM are practically identical with the observations at site KOS (Fig. 4), where data are not distorted

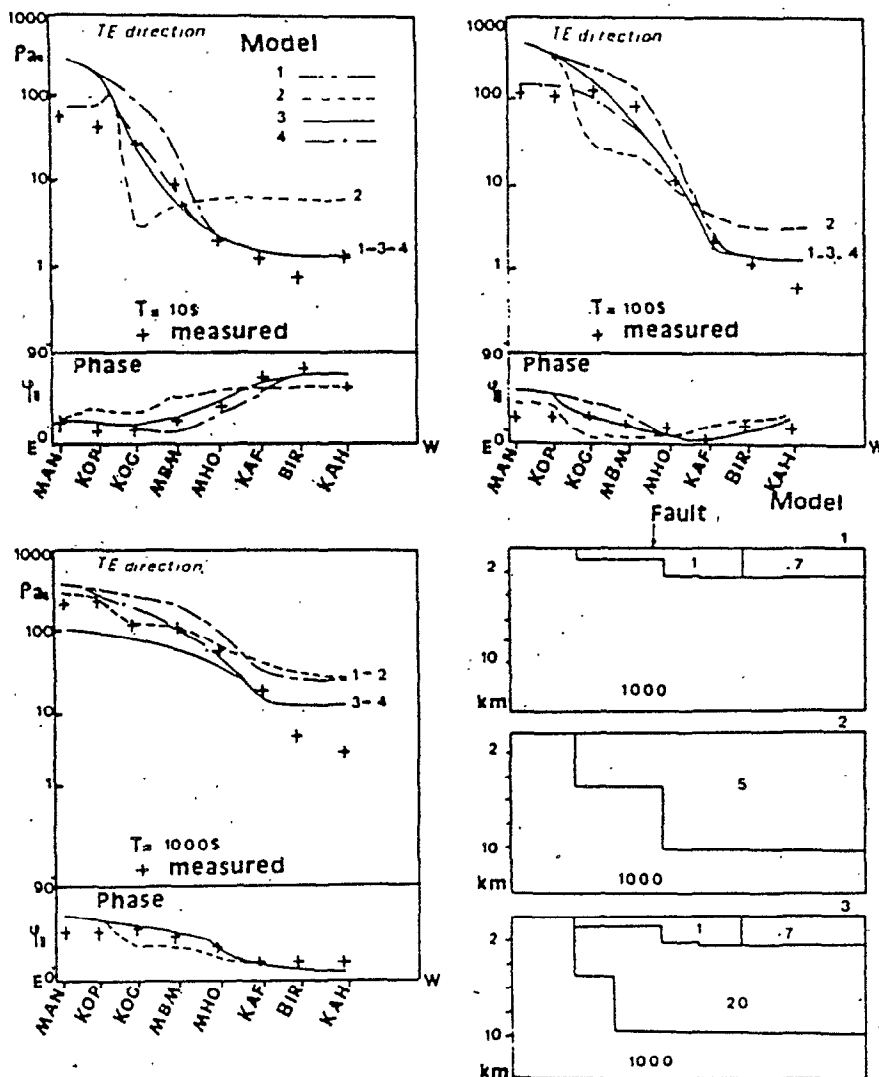


Figure 6. Variation of MT data along the profile for the TE direction case, for periods 10, 100 and 1000 s and results of calculation for three models shown at the right side of the figure. (The overburden is not displayed in these models.) At 1000 s, the phase curves are similar for the models 1 and 3.

significantly by the presence of the lateral near-surface inhomogeneities. This obvious similarity therefore point to a similar 1-D conductivity structure under these four stations. The apparent anisotropy at KOP, MAN and SIM indicates distortion of the electromagnetic field due to lateral heterogeneities which are shallower than the penetration depth of the shortest period measured.

Electromagnetic fields penetrate into the Earth to depths which vary depending on the Earth conductivity and the period of the signals. The depth of sounding can be related to period by use of the concept of the penetration depth [$p(\text{km}) = \sqrt{10 \rho T / 2\pi}$, ρ is the resistivity in ohm metres, T is the period in seconds]. The sedimentary layers of the Senegal deep basin were expected to have low resistivity. Over a $1 \Omega\text{m}$ basin, we measured the resistivity from the surface to a depth of about 1500 m at 10 s, 5000 m at 100 s and to about 16 km at 1000 s. Figs 6 and 7 show the observed values of the TE and TM apparent resistivities and phases along the profile between MAN and KAH for 10, 100 and 1000 s. The TE resistivities form a gradual transition between the high resistivity (towards the east) to low resistivity region (towards the west). The apparent resistivity along the profile, for the sites to the west of KOG, rises somewhat with the penetration depth indicating layers.

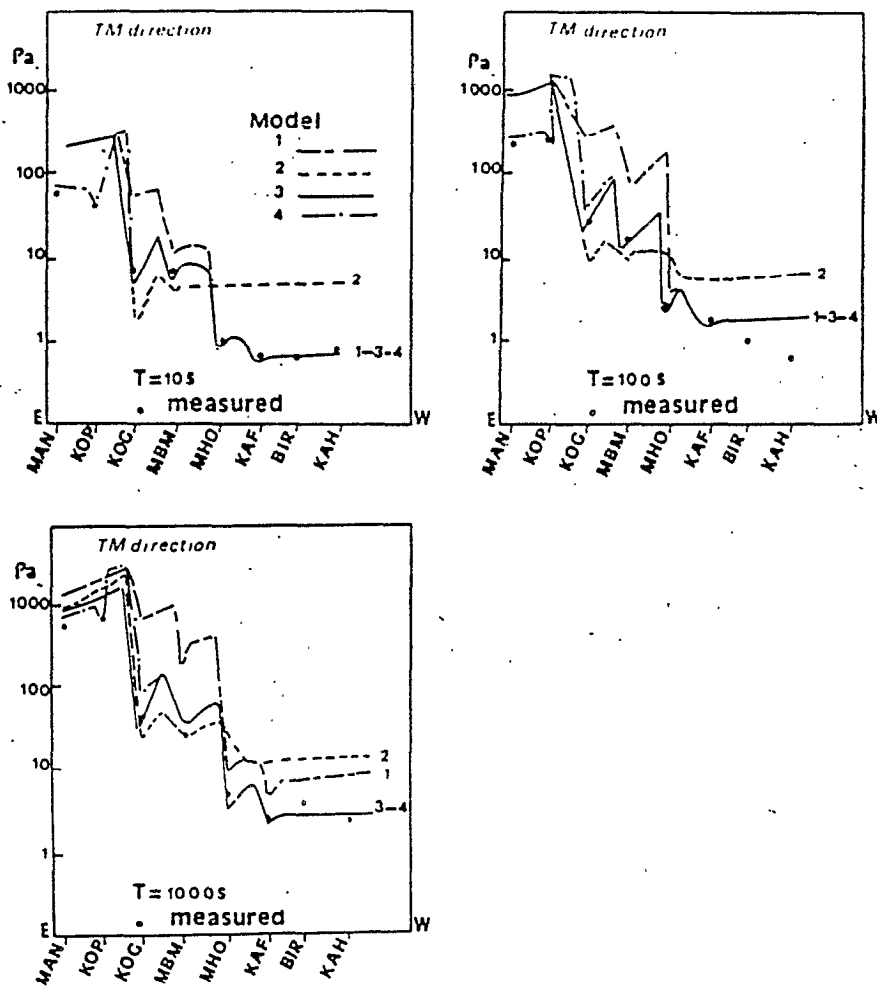


Figure 7. As Fig. 6 for the TM direction (apparent resistivities only).

When the period increases at site MHO from 10 to 100 s ($p \sim 1.5-6$ km), both TE and TM apparent resistivities increase, indicating penetration of the electromagnetic fields into a resistive layer. The variation in apparent resistivity is insignificant for KAF, BIR and KAH, reflecting lateral homogeneity of the surface sediments within the vicinity of these sites. No detailed knowledge of the deep basin is available; however, the basement slopes down from about 800 m in the east (KOS) to about 10 km in the Dakar area (Fig. 1). The top of the basement is a layer boundary at which the resistivity is increased by a factor between 10 and 1000 (Losecke, Knödel & Müller 1979). It seems reasonable to assume that the resistive layer under MHO could be associated with the basement at depths between 1.5 and 6 km, and that the horizon of the layer continuously deepens towards KAF, BIR and KAH (at some depth greater than 6 km). In the case of TM direction, on the western border of the profile, Figs 6 and 7 show steep resistivity gradients as the basement front is approached. Apparent resistivities of several hundred ohm metres are associated with the crystalline or metamorphic basement.

3.2 MAGNETIC RESULTS

The amplitude of the magnetic eastward geomagnetic variation field (D component) increases for KOG, MBM, MHO, KAF, BIR and KAH, with the result that the amplitude of the D component at MHO is about twice that of the reference station SIM. The variations in the horizontal north (H) component appear to be identical at the 10 stations. We have calculated the induction direction for these sites. These directions lie between 90° and 110° in the period range from 30 to 1000 s. Fig. 8 shows the frequency dependence of the induction direction at a representative site (KAF). The residual geomagnetic variation field D_a is linked only to the horizontal east (D_n) component. We have calculated the transfer function $G(f)$ and the phase linking D_a , obtained at each site, to the normal field (SIM), projected on the induction direction 100° . The modulus of the maximum response and the phase of $G(f)$ as a function of the period are presented for the site KAF in Fig. 8. The anomalous geomagnetic variation field along the profile with the period of 100 s is displayed in Fig. 9. The anomalous field D_a/D_n has a maximum between MHO and KAF at 100 s. The anomalous geomagnetic field variation across the fault could be accounted for by one or more of the following: concentration of currents by conductive structures (sediments), direct induction in the underlying structures so that the 2-D modelling could

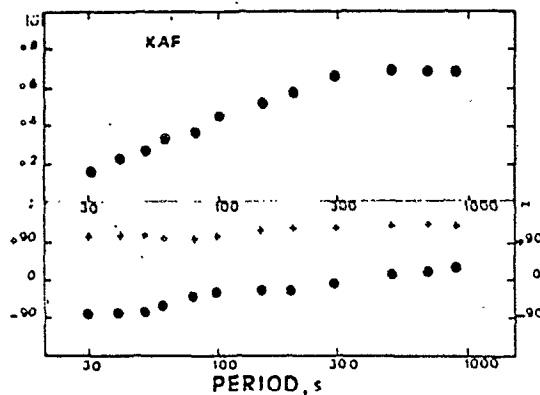


Figure 8. Transfer function G as a function of period (modulus and phase) computed between the anomalous geomagnetic variation field D_a (KAF) and the normal horizontal field (SIM) projected on the induction direction θ (crosses indicate the induction direction).

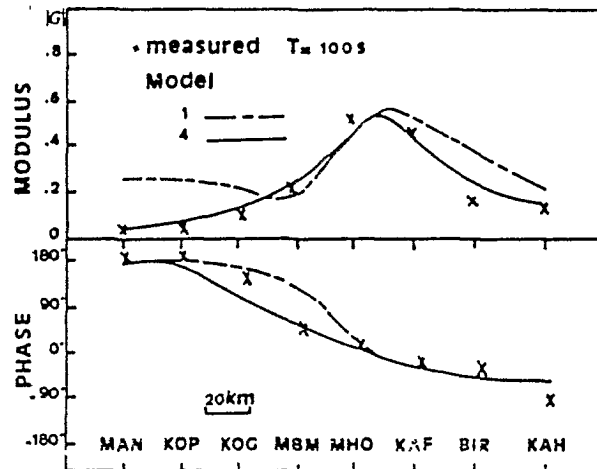


Figure 9. Observed anomalous horizontal field along the profile with a period of 100s. The lines through the measured values are theoretical curves calculated from models presented in Fig. 6. Model 4 not represented in Fig. 6 (*cf.* p. 645).

be used to fit the observed anomaly (Bailey *et al.* 1974; Gough 1981; Gregori & Lanzerotti 1982). Whatever the inductive mechanism, a maximum depth for the current system can be made from the well-defined anomaly of the Fig. 9 (Gough 1973). Estimate gives a maximum depth of 25 km. In differential geomagnetic sounding basins with well conducting sediments can be recognized by large disturbances of the normal geomagnetic field. This is due to telluric currents, which are induced in the conductive sediments of the basin in addition to the large-scale uniform telluric current system in the area. As the additional electric current system in the basin flows only in the striking direction of the basin (that is about N-S for the Senegal basin), the anomalous geomagnetic variation field is only measured in the *D* component of the magnetic variations. The *H* component is not affected by the non-uniform component of the telluric current system (Babour & Mosnier 1979). The Senegal basin consists of two parts along the profile, an eastern thin part and a western thicker part (Fig. 1). At a first glance, it appears that electric current flow in the sediments of the deep basin might cause this anomalous horizontal field.

4 Modelling

On the basis of the above observations, modelling for the 10 sites was done by using a combination of inverse 1-D computations (Jupp & Vozoff 1975), and 2-D forward modelling (Stodt 1978). In constructing the 1- or 2-D models in order to fit the electromagnetic data the following assumptions were made.

- (1) In the region at some distance of the fault, about 60 km east and more, the resistivity is a function of depth only (similarity of the major and minor apparent resistivity at KOS).
- (2) The electrical conductivity structure beneath a part of the basin is 2-D, so that a line from KOG to KAH direct would be at right angle to the N-S trending fault.
- (3) An overburden of average resistivity 15 Ω m extends down to 800 m, overlaid the region. This assumption is supported by the electrical soundings for the uppermost sedimentary layer and corresponds to the known structure of the basin.
- (4) The zone of N-S flexures and faults along longitude 15°W marks the line of division between two contrasting regions. This is based on the sudden decrease of the apparent resistivity between KOG and MHO at 10 s (Figs 6 and 7).

The inversion was done on both the major apparent resistivity and phase data simultaneously for stations east of the site KOG. A layered earth model of four layers is adequate to describe the major data (Fig. 4). For SIM, there is improvement of fit at periods greater than 1000 s if the number of layers is increased to one (Fig. 5). This model indicates a resistive crust underlain by material of $50 \Omega\text{m}$ starting at a depth of about 20 km (Fig. 10). For site SIM, the model was developed to estimate the highly conducting portion of the mantle. A five-layered model suggests a conducting layer of approximately $10 \Omega\text{m}$ beginning at 300 km.

At the right side of Fig. 6 three of the several 2-D models constructed are shown as a simple approximation to the resistivity distribution. The simplest model is the model 1 with a major lateral conductivity change between MBM and MHO: On the hand basement, on the other hand the deep basin extending to a depth of 1.5–3 km with $\rho = 1-0.7 \Omega\text{m}$. Model 2 consists of well-conducting material with several kilometres thickness (until 10 km) beneath the deep basin. Model 3 is a combination of models 1 and 2 with various conductors added to the sedimentary basin at crustal depths. Model 4 (not displayed in Fig. 6) is similar to model 3 with a conductive crustal layer ($\sim 50 \Omega\text{m}$) at a depth between 20 and 30 km under

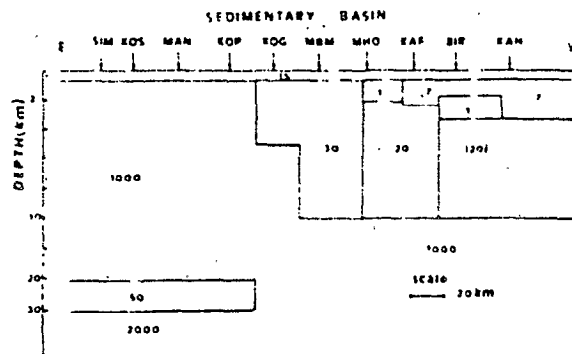


Figure 10. East-west 2-D resistivity model for Senegal basin. The conducting portion of the mantle beginning at 300 km is not represented. The numbers indicate assumed resistivities in ohm metres. The parameter in brackets is poorly resolved.

KOP and MAN. Observations and model calculations have been made with the periods, 10, 100 and 1000 s (Figs 6 and 7). The apparent resistivities are shown for both TE and TM direction cases, the phases are shown for the TE direction case only. The phases for model 4 are not illustrated here. For the TE and TM directions the results of measurements and the calculated curves fit best for model 4. However, between MHO and KAH at periods less than 100 s, the same apparent resistivity curves are obtained for the models 1 and 3. At 1000 s, the difference between these resistivity curves is relatively little, the periods of variations are not long enough to discriminate between a resistant layer (model 1) and a good conducting one (model 3). The distinction between these two models cannot be estimated accurately at this stage so that we are not convinced that an anomalously good conducting layer exists under the deep basin. Long-period MT data for site MHO and the results for models 1 and 4 are represented in Fig. 5 for the purpose of comparing the model resistivities with the measured resistivities. These model calculations for long-period variations have mainly been made to see if a well-conducting zone may be assumed below the deep basin. For periods of 1000 to 10 000 s, there is a significant difference in the form of the apparent resistivity curves (TE and TM directions) calculated for the models 1 and 4. It is interesting to note the increase in the discrepancy between the results of measurements and the

calculated curves for model 1. A resistant layer below the deep basin at MHO is inadequate to fit the TE and TM values at long periods. Two-dimensional modelling of the long-period data from this site shows that the class of models which fit the MHO observations suggests that there is an anomalously good conductive layer in the upper crust. Because of the lack of long-period MT data at BIR and KAH, the horizontal extension of the well-conducting layer can be reliably determined only to a distance of about 45 km to west of the major fault. On the basis of the model studies (Figs 5, 6 and 7), it seemed to be reasonable to assume the existence of a good conductor in the upper crust (< 10 km thick) to a distance of about 45 km to each side of the N-S trending fault.

Model 4, between KOG and KAF, was adapted to provide a reasonable fit for the MT data (Fig. 10). The results for final model are also shown in Figs 3 and 5 along with the field results (TE and TM directions). At long periods adjustment of the model can be achieved by placing the transition from high to low mantle resistivity at approximately 300 km at SIM and MHO.

For the geomagnetic data two simple 2-D models are used. They correspond to the models 1 and 4 (see Fig. 6). Model 4 is not presented in Fig. 6 (*cf.* p. 645). If we assume the models' to strike in a N-S direction, we can compare the calculated data with the magnetic eastward component of the field measurements. The modulus and phase of D_s/D_n are plotted along the profile for 100 s in Fig. 9. Model 1 shows that electric current flow in the well-conducting sediments of the basin produces excessive anomalous horizontal fields at the westernmost sites:

The observed values of D_s/D_n along the profile best fit the model 4, where a crustal conductive structure is added to the sedimentary model. The response of this type of model across the basin is shown with the observed anomalous geomagnetic variation field in Fig. 9. The study of the anomalous geomagnetic variation field along the profile partly contributes to a more exact determination of the upper crustal layer under KAF, BIR and KAH and suggests that an anomalously well-conducting layer is quite likely below the deep basin.

Final adjustment of the model 4 was made to provide an adequate fit for the values of the TE and TM apparent resistivities and phases (Figs 3 and 4). Although the final model (Fig. 10) gives results which approximately correspond to the field results, the uniqueness of this model cannot be guaranteed because of the number of assumptions involved.

To summarize, the following can be said: the MT measurements can be interpreted in a satisfactory way only if an anomalously well-conducting layer is assumed below the sedimentary basin between KOG and KAF. This layer begins close to the surface beneath the eastern basin (KOG and MBM) and dips to the west under a wedge of Mesozoic and Cenozoic sediments of more than 2 km; it has a resistivity of about 20–30 Ωm , and a thickness of less than 10 km. Geomagnetic measurements suggest the lateral extension of this layer under BIR and KAH. It is interesting to note that the two methods are necessary to show the existence in this region of the upper crustal conductor. Crustal electrical resistivity structure in Senegal basin derived from MT and DGS measurements is shown in Fig. 10.

5 Discussion

5.1 NATURE OF THE CRUSTAL RESISTIVITY ANOMALIES

The zone of enhanced electrical conducting which has been inferred at lower crustal depths beneath the eastern basin is common. High conductivities for depths of about 15–35 km have been found by many investigators using the magnetotelluric, geomagnetic and controlled

source experiments below different tectonic provinces of the Earth (see, for example: Blohm, Worzyk & Scriba 1977; Van Zijl 1977; Jones & Hutton 1979; Connerney, Nekut & Kuckes 1980; Edwards, Bailey & Garland 1981; Ingham & Hutton 1982; Kurtz 1982). Regarding conducting zones in a depth of 15 km and more, several theories exist: partial melting in the presence of a small quantity of water of the moderate temperatures (Lebedev & Khitarov 1964), hydration processes (Hyndman & Hyndman 1968), a combination of basic rock type and high pore fluid pressures (Lee, Vine & Ross 1983). In this area no measurement of the heat flow has been obtained and higher than normal temperatures in the crust cannot be ruled out as a possible interpretation of the crustal conducting layer below the eastern basin. In order to determine the nature of the conducting layer in the crust, it is very desirable to couple electromagnetic methods with seismic investigations.

An important feature of the electromagnetic results is that the entire upper crust down to about 10 km has a resistivity less than $30 \Omega\text{m}$ (in western basin, Fig. 10). The sedimentary unit represents the actual post-Jurassic basin with Cenozoic and Mesozoic sediments. Resistivity of this unit is of about $1 \Omega\text{m}$. In Canada, the Mesozoic-Cenozoic sediments of the Coastal Plain may have resistivities as low as a few ohm metres (Greenhouse & Bailey 1980). Beneath this sedimentary sequence the resistivity is anomalously low ($20\text{--}30 \Omega\text{m}$). A range of possible interpretations for this zone is summarized here. Resistivities of $30 \Omega\text{m}$ or less can be related to the presence of the thermal fluids (Thayer 1975). Electrolytic conduction in pore fluids is the dominant conduction mechanism in the upper 8 km and a shallow conductor at crustal depth can then be explained by increased porosity in the host rock, increased temperature, or increased salinity of the fluid. The conductor under the deep basin could be associated with saline water, slight variations in porosity could then provide resistivity variations as suggested by Fig. 10. The low resistive zone could be also in relations with the existence of a fractured zone with high water content along the zone of N-S faults. The difference between the low ($20 \Omega\text{m}$) and the relatively low ($30 \Omega\text{m}$) zone might arise from a difference in degree of fracture and degree of water content. This zone can be also connected with the presence of conducting minerals (Gough 1981).

5.2 TECTONIC IMPLICATIONS

The most significant result of the present experiment is the existence of a crustal discontinuity in the basin located ~ 200 km off the Atlantic. The tectonic history of the basin accounts perhaps for the present-day variations in electrical characteristics and depth of conductors located in the lower crust below the eastern basin and in the upper crust beneath the deep basin.

In the basin, the expected crustal thinning in the transition from continental crust in the east to an oceanic type crust in the Dakar area (Rabinowitz 1979; Liger 1980) makes it difficult to say whether the good conductor below the deep basin marks an anomalous layer in the upper crust or the crust-mantle boundary. Liger (1980) interprets the coastal positive Bouguer-gravity values in terms of a considerable thinning of crust and gives a crustal thickness of 12 km under the Cape Verde peninsula (Dakar). Burke (1976, fig. 1) reveals the existence of a deep, sediment-filled graben in Senegal (Casamance graben) between 50 and 100 km wide striking for 400 km well within the basin. The development of this graben is associated with the opening of the Atlantic Ocean between 210 and 170 Myr ago. The geology of the graben is poorly known, drilling on one of salt diapirs produced a basement rock of altered basalt (Hayes *et al.* 1971). It is quite likely that the Mesozoic

rifting was widely accompanied by rapid accumulation of several kilometres of sediment and intrusion of magmatic material into fractures (Dillon & Sougy 1974).

Does the MT model support this view? Cenozoic and Mesozoic sediments, with resistivities as low as $1 \Omega\text{m}$ may well be associated with saline water in rift fractures. Below the actual post-Jurassic sedimentary basin, the anomalously low resistivity could reflect the presence of fractured wet and possibly altered magmatic material in association with the Ocean opening. The crust in this region was of continental origin, with strong contamination by basaltic intrusions. The measuring site of KOG probably marks the boundary of the Triassic graben in the Precambrian basement and extends over a distance of about 100 km. It is possible that the conductive zone in the upper crust delineates an old zone of weakness which was associated with magmatic activity over a long time during the formation of the Senegal basin. It appears, however, that definite conclusions seem to be still premature or largely speculative. More detailed results may be reached in the future by additional MT soundings, seismic investigations and measurements of the heat flow.

Acknowledgments

Thanks are due to J. Vassal and M. Chauvin for their assistance in this study; especially L. Mollard, the Technical Engineer for the MT equipment since 1972. I am also grateful to P. Perichon and other personnel of the Bondy Laboratory, for computational assistance.

References

- Babour, K. & Mosnier, J., 1977. Differential geomagnetic soundings, *Geophysics*, **42**, 66-76.
- Babour, K. & Mosnier, J., 1979. Differential geomagnetic soundings in the Rhinegraben, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **58**, 135-144.
- Bailey, R. C., Edwards, R. M., Garland, G. D., Kurtz, R. & Pitcher, D., 1974. Electrical conductivity studies over a tectonically active area in eastern Canada, *J. Geomagn. Geoelect.*, **26**, 125-146.
- Banks, R. J. & Ottey, P., 1974. Geomagnetic deep sounding in and around the Kenya rift valley, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **36**, 321-335.
- Beblo, M. & Björnsson, A. J., 1978. Magnetotelluric investigation of the lower crust and upper mantle beneath Iceland, *J. Geophys.*, **45**, 1-16.
- Berdichevsky, M. N. & Dimitriev, V. I., 1976. Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves, in *Geoelectric and Geothermal Studies*, pp. 163-221, ed. Adam, A., Akademiai Kiado, Budapest.
- Blohm, E. K., Worzyk, P. & Scriba, H., 1977. Geoelectrical depth soundings in southern Africa using the the Cabora Bassa power line, *J. Geophys.*, **43**, 665-679.
- Burke, K., 1976. Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean, *Tectonophysics*, **36**, 93-112.
- Cantwell, T., 1960. Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals, *PhD thesis*, Massachusetts Institute of Technology.
- Compagnie Générale de Géophysique, 1957. *Reconnaitances hydrauliques et structurales par sondages électriques au Sénégal, en Mauritanie et en Casamance*, Paris.
- Connerney, J. I. P., Nekut, A. & Kuekes, A. T., 1980. Deep crustal electrical conductivity in the Adirondacks, *J. geophys. Res.*, **85**, 2603-2614.
- De Spengler, A. J., Castelain, J. & Leroy, M., 1966. Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal, in *Bassins Sédimentaires du Littoral Africain, Littoral Atlantique*, pp. 80-94, ed. Reyre, D., Symp. Ass. Serv. Géol. Africain, New Delhi, 1964.
- Dillon, W. P. & Sougy, M. A., 1974. Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands, in *The Ocean Basins and Margins, 2. The North Atlantic*, pp. 315-390, eds Nairn, A. I. M. & Stehli, F. G., Plenum Press.
- Edwards, R. N., Bailey, R. C. & Garland, G. D., 1981. Conductivity anomalies: lower crust or asthenosphere?, *Phys. Earth planet. Int.*, **25**, 263-272.
- Gough, D. I., 1973. The interpretation of magnetometer array studies, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **35**, 83-98.

- Gough, D. I., 1981. Magnetometer arrays and geodynamics, in *Evolution of the Earth, Geodynamics Series, Am. geophys. Un.*, 5, 87-95.
- Greenhouse, J. P. & Bailey, R. C., 1981. A review of geomagnetic variation measurements in the eastern United States: implications for continental tectonics, *Can. J. Earth Sci.*, 18, 1268-1289.
- Gregori, G. P. & Lanzerotti, L. J., 1982. Electrical conductivity structure in the lower crust, *Geophys. Surveys*, 4, 467-499.
- Hayes, D. E., Pimm, A. C., Benson, W. E., Berger, W. H., Von Rad, U., Sapko, P. R., Beckmann, J. P., Roth, P. H. & Musich, L. F., 1971. Deep sea drilling project, Leg 14, *Geotimes*, 16, 14-17.
- Hyndman, R. D. & Hyndman, D. W., 1968. Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust, *Earth planet. Sci. Lett.*, 4, 427-432.
- Ingham, M. R. & Hutton, V. R. S., 1982. The interpretation and tectonic implications of the geoelectric structure of Southern Scotland, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 69, 595-606.
- Jones, A. G. & Hutton, V. R. S., 1979. A multistation magnetotelluric study in Scotland - II. Monte-Carlo inversion of the data and its geophysical and tectonic implications, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 56, 351-368.
- Jupp, D. L. B. & Vozoff, K., 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, 957-976.
- Kurtz, R. D., 1982. Magnetotelluric interpretation of crustal and mantle structure in the Greenville Province, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 70, 373-397.
- Lebedev, E. B. & Khitarov, N. T., 1964. Dependence of the beginning of melting of granite and the electrical conductivity of its melt on high vapour pressure, *Geochem. Int.*, 1, 193-197.
- Lee, C. D., Vine, F. J. & Ross, R. G., 1973. Electrical conductivity models for the continental crust based on laboratory measurements on high-grade metamorphic rocks, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 72, 353-371.
- Le Pichon, X. & Fox, P. J., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening on the North Atlantic, *J. geophys. Res.*, 76, 6294-6307.
- Liger, J. P., 1980. Structure profonde du bassin côtier sénégal-mauritanien. Interprétation des données gravimétriques et magnétiques, *Thèse 3ème cycle*, University Aix-Marseille III.
- Losecke, W., Knödel, K. & Müller, W., 1979. The conductivity distribution in the North German sedimentary basin derived from widely spaced areal magnetotelluric measurements, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 58, 169-179.
- Madden, T. & Nelson, P., 1964. A defense of Cagniard's magnetotelluric method, *Geophys. lab. O.N.R., Project NR*, pp. 371-401. Massachusetts Institute of Technology.
- Mosnier, J. & Yvetot, P., 1972. Nouveau type de variomètre à aimant asservi en direction, *Annls Géophys.*, 28, 219-224.
- Rabinowitz, P. D., 1974. The boundary between oceanic and continental crust in the western North Atlantic, in *The Geology of Continental Margins*, pp. 67-84, eds Burk, C. A. & Drake, C. L., Springer-Verlag.
- Ritz, M., 1983. The distribution of electric conductivity on the eastern border of the West African craton (Republic of Niger), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 73, 475-488.
- Schmucker, U., 1970. Anomalies of geomagnetic variations in the south-western United States, *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, 13, University of California Press.
- Stodt, J. A., 1978. Documentation of a finite element program for solution of geophysical problems governed by the inhomogeneous 2-D scalar Helmholtz equation, *Rep. AER 76-11155*, Dept Geol. Geophys., University of Utah, Salt Lake City.
- Thayer, R. E., 1975. Telluric-magnetotelluric investigations of regional geothermal processes in Iceland, *PhD thesis*, Geological Sciences at Brown University.
- Van der Linden, W. J. M., 1981. The crustal structure and evolution of the continental margin off Senegal and the Gambia, from total-intensity magnetic anomalies, *Geologie Mijnb.*, 16, 257-266.
- Van Zijl, J. S. V., 1977. Electrical studies of the deep crust in various provinces of South Africa, in *The Earth's Crust*, ed Heacock, J. G., *Geophys. Monogr. Am. geophys. Un.*, 20, 470-500, Washington DC.
- Vasseur, G., Babour, K., Menvielle, M. & Rossignol, J. C., 1977. The geomagnetic variation anomaly in the northern Pyrénées: study of the temporal variation, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 49, 593-607.
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, 37, 98-141.

F. INHOMOGENEOUS STRUCTURE OF THE SENEGAL
LITHOSPHERE FROM DEEP MAGNETOTELLURIC
SOUNDINGS

(Journal of Geophysical Research, 1984)

Inhomogeneous Structure of the Senegal Lithosphere From Deep Magnetotelluric Soundings

M. RITZ

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Dakar, Sénégal

Data from 23 magnetotelluric sites were used to determine electrical conductivities within the crust and upper mantle in Senegal (West Africa) along a profile about 600 km long. Data have been obtained in a variety of tectonic zones: the West African craton (stable since 1850 ± 250 m.y.), the West African mobile belt (with ages in the range of 350-650 m.y.) and the Senegal sedimentary basin. An earth model is derived from two-dimensional modeling. The model shows several heterogeneities extending deep in the lithosphere and, perhaps more deeply, in the asthenosphere, to a depth of about 460 km. At the stations in the western part of the basin the average resistivity is anomalously low (20-30 ohm m) down to about 10 km. The basin anomaly in the upper crust is assumed to mark an initial rift zone; it may reveal a pattern of crustal weakness in this area. Beneath this zone, the resistivity is in the range of 1000-3000 ohm m down to at least 300 km. In the eastern basin the resistivity is decreasing in the depth range of 20-30 km, and the top of the ultimate mantle conductor is at a depth of 300 km. At the sites in the marginal part of the West African craton, conductive layers can be recognized in the depth range of 30-40 and 80-100 km. The resistivity drops to 10 ohm m at a depth of about 460 km. The model in this region is compared with available geological and geophysical information, and an attempt is made to explain some of the observed discontinuities by plate tectonics. It is suggested that the major discontinuity which separates the basin and the mobile belt and extends to about 460 km depth could be interpreted as marking a Precambrian subduction slab dipping eastward. In the West African craton a low resistivity has been determined for a depth range of 130-150 km. The upper 130 km were found to have the rather high resistivities of 1000-3000 ohm m. A sharp rise in conductivity occurs at a depth of about 460 km beneath the craton. In contrast, a surprising feature in the Kedougou region (in the craton) is that the major portion of the lower crust is conductive. The existence of a Birrimian geosynclinal pair in eastern Senegal consisting of a eugeosynclinal marine andesitic volcanic trough, particularly volcanics with ophiolite affinity, and a miogeosynclinal sedimentary sequence could characterize a modern plate tectonic phase dominated by widespread ocean opening and continental collision. The conductive material in the lower crust might be explained by the buried ocean crust.

INTRODUCTION

During the years 1980-1982, 23 magnetotelluric soundings (MT) were carried out in Senegal along a profile across the Senegal coastal basin, the West African mobile belt (Mauritanide) with ages in the range of 350-650 m.y. and the West African craton (age of 1850 ± 250 m.y.). These sites are spaced at 25- to 35-km intervals and extend for more than 600 km. MT deep soundings up to 10,000 s have been carried out in each tectonic province. The locations of the recording sites are shown in Figure 1. The full station names, abbreviated station names as used in Figure 1, and the station coordinates are given in Table 1. This study has two main objectives.

1. I try to recognize where in the western part of the basin the boundary of tectonic structures linked to the opening of the Atlantic Ocean is located (problem of the boundary between oceanic and continental crusts). Generally, the available information does not permit an unambiguous solution. According to *Talwani et al.* [1978] the crust in this area was neither continental nor oceanic, but the western basin was underlain by "transitional crust." *Liger* [1980] and *Roussel and Liger* [1983] suggest an oceanic crust possibly located under the Dakar Peninsula. *Van der Linden* [1981] defines the boundary of the attenuated African continental crust with the boundary between the Jurassic quiet magnetic zone (JQMZ) and the marginal magnetic zone (offshore). At the other extreme, *Rabinowitz* [1974] placed the ocean-continent bound-

ary well within the Senegal basin and concluded that the basin fill prograded westward over oceanic basement over a distance of about 200 km.

2. I also try to see if structural differences extend deep in the lithosphere and, perhaps more deeply, in the asthenosphere between Phanerozoic and Precambrian Senegal. The presence of a low-resistivity layer at a depth of 30-40 km has been established in the mobile belt and its absence in the craton [*Ritz*, 1982a]. Several seismological studies have shown large lateral heterogeneities in the upper mantle between Precambrian continental regions and oceanic regions or continental regions with Phanerozoic orogenic histories [*Jordan*, 1975; *Okal and Anderson*, 1975; *Sipkin and Jordan*, 1976; *Dorbath et al.*, 1983]. Electromagnetic soundings also have been interpreted in terms of lateral variations in electrical conductivity at depths greater than 200 km [*Gough*, 1974; *Garland*, 1981; *Lilley et al.*, 1981a, b].

GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL FRAMEWORK

The area under study includes sections of three major tectonic provinces: the Senegal sedimentary basin, the Mauritanides orogenic belt, and the West African craton (from west to east).

The Senegal Sedimentary Basin

The Senegal coastal basin, situated on the western edge of western Africa, broadly extends to the boundaries of Senegal as it lies between the 10° and 21° northern parallels (Mauritania and Guinea Bissau). This basin was formed during the Jurassic period before the transgression of the Cretaceous time then it extended to the Tertiary with a great subsidence

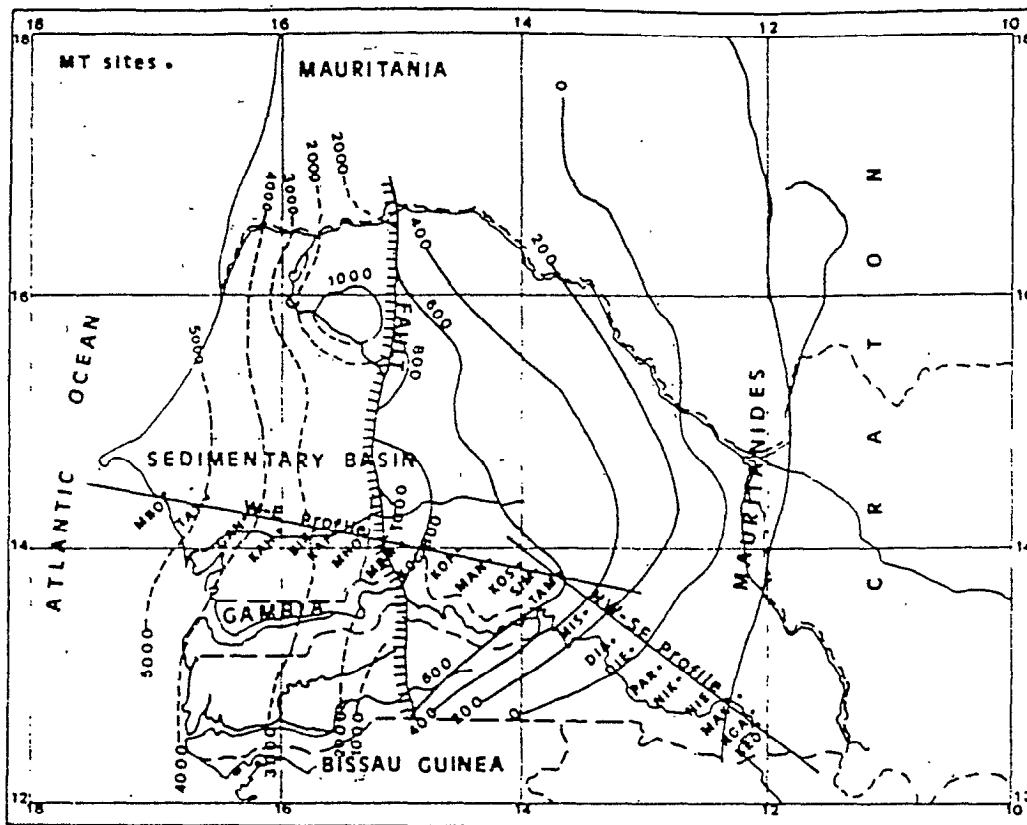


Fig. 1. Map of Senegal basin showing (1) locations of MT measuring sites, (2) the zone of N-S flexures and faults along longitude 15 W, and (3) solid lines: isobaths (in meters) of the top of the basement (dashed lines: unreliable isobaths).

toward the west [Guétat, 1981]. During this period, between 210 and 170 Ma, at the end of the different stages of rifting of the Trias, one witnesses the aperture of the Atlantic Ocean with the formation of new oceanic crust [Le Pichon and Fox, 1971]. The subsidence and the Mesozoic rifting of the West African margin, responsible for the formation of the Senegal basin, was very likely accompanied by the intrusion of magmatic material into predominantly coast-parallel fissures and

fractures [Van der Linden, 1981]. The Jurassic is discerned under the form of thick limestones becoming sandy toward the east [De Spengler et al., 1966]. Sedimentation is very active in the Cretaceous; in the western part of the basin (4000 m of Lower Cretaceous age), sediment is prominently placed. In the west the Cretaceous deposits are shales and limestones, whereas in the east, sandstones predominate. The difference in facies is effected along an ancient flexure line about 50 km east of Dakar [Dillon and Sougy, 1974]. A regression seems to have taken place at the end of the Maestrichtian period marked by more sandstone deposits. It causes some deformations NS and NE-SW, and the fractures which accompany them are linked according to De Spengler et al. [1966] to some vertical movements of basement abutting on some systems of horsts and grabens. The important subsidence and accumulation of sediments are terminated by the beginning of Tertiary. From late Eocene through Miocene a major regression occurred affecting the coastal basin, the sea withdrawing from the east into the west [Dillon and Sougy, 1974; Liger, 1980]. At Dakar, volcanism occurred apparently during Miocene and Quaternary [Hebrard et al., 1969].

Geophysical studies have been carried out in the Senegal basin: a gravity study, electrical soundings, drillings, and aeromagnetic profiling. The area between KAH and MBM, showing a strong gravity gradient, is interpreted in terms of thick mafic intrusions within the basement [Liger, 1980]. Many electrical studies on the Senegal basin, using Schlumberger array AMNB (AB electrode spacing to 6000 m) give us an idea of the thickness of the sedimentary series underneath the basement [Compagnie Générale de Géophysique, 1957]. However, the depth of the investigation is relatively shallow (~1000 m), and the resistive basement easily visible to the east is not

TABLE 1. MT Sites, Code Names, and Geographic Coordinates

Station Name	Code	Longitude W	Latitude N
MBour	MBO	16 57'	14°24'
Tattaguine	TAT	16 38'	14°24'
Gandraye	GAN	16°18'	14°14'
Kahone	KAH	16 02'	14 09'
Birkelane	BIR	15°45'	14°08'
Kalfine	KAF	15°33'	14°06'
Malème Hodar	MHO	14°18'	13°56'
Mbaye Mbaye	MBM	15'	14'
Koungheul	KOG	14°58'	13°59'
Koumpentoun	KOP	14°33'	13°59'
Malème Niani	MAN	14°18'	13°56'
Koussanar	KOS	14°03'	13°52'
Sinthiou Malème	SIM	13°55'	13°05'
Tambacounda	TAM	13°42'	13°48'
Missira	MIS	13°30'	13°30'
Dialakoto	DIA	13°15'	13°18'
Diéoundiala	DIE	13 06'	13°13'
Parc	PAR	12 55'	13°07'
Niokolo Koba	NIK	12°44'	12°58'
Niémémké	NIE	12°37'	12°55'
Mako	MAK	12 20'	12°51'
Ngan	NGA	12 15'	12°38'
Kédougou	KED	12 12'	12 36'

reached in the west from the meridian 15°W. Below the deep basin, the nature and depth of the basement are generally unknown. Figure 1 shows the unreliable isobaths of the top of the basement.

The Mauritanides Orogenic Belt

In Senegal the Mauritanides folded chain divides into two ranges [Bassot, 1966, 1969]: the easterly branch comprising the Faleme, Bassaris, and Mali series and the western branch (Koulountou chain) with the granitic inliers of Niokolo-Koba. Between the eastern and western branches lies the Youkounkoun basin.

The Koulountou series comprises sericite schists and rhyolites with granite fragments along the contact of the Youkounkoun series and of the sedimentary basin. The Niokolo-Koba granite is believed to be a basement to the Koulountou series (age about 645 Ma). This series is a synclinorium; its eastern side is cut by a fault which separates it from the Bassaris series. The different elements of the series include white sandstones, of a thickness of 300–500 m; red feldspathic sandstones (approximately 2000 m); green argillites; and an acid volcanic complex (maybe from late Precambrian).

The Bassaris series represents a narrow belt trending SSW–NNE; it is an anticlinorium which includes sericitoschists and greenschists. The series is slightly metamorphosed (greenschist facies metamorphism between 355 and 435 m.y. ago).

The Faleme series constitutes an immense synclinorium lying on the late Precambrian and on the basement rocks of the Kedougou inlier. Toward the east, the basement rocks are greenschist facies and folded Birrimian pelites, graywackes locally intruded by acid volcanism. Westerly the Falemeian increases in thickness and includes a thick basal sedimentary-volcanic sequence with spilites (~1000 m). This is overlain by pelitic sediments, graywackes, and, finally, red feldspathic sandstones. Pillow lavas and ultramafic rocks are also present [Bassot, 1966].

An early geochronological study in this region confirms the polymetamorphic nature of the Mauritanides: an early Pan-African event, accompanied by intrusion of magmatic material into fractures and characterized by rests of old ultramafic rich formations; an upper Ordovician tectonism (Caledonian orogeny) which provokes a first structuration of the belt being followed by late Devonian movements (Hercynian orogeny) which are responsible for the final form of the Mauritanides. For some authors the two late events may be due to collision effects on the margin of the West African plate [Dia et al., 1979].

The geophysical information about the Mauritanides are quite variable, and among the recent published works are those by Guetat [1981] and Dorbath et al. [1983]. Guetat [1981] uses gravity measures along several profiles in the Mauritanides (Figure 11). The belt of positive and negative gravity anomalies is interpreted in terms of a westerly inclined crustal dislocation and a crust thickening in the Mauritanides. Dorbath et al. [1983] suggest that the mobile belt may have been formed in a similar manner to modern back arc basins of western Pacific. Each basin would represent accumulation of oceanic-type volcanics in the interior and arc-type volcanics at the margin of the basins.

The West African Craton

The craton consists of a Precambrian granitized basement which was consolidated during the final Birrimian granitizations at about 1850 + 250 m.y. The Mako series is formed

by a submarine eruptive complex with an ophiolitic tendency. Sedimentary layers, graywackes, and schists are interstratified with the ancient volcanic rocks. The Dialé and Daléma series, situated farther east, appear to correspond to two parts of one formation separated by the granitic massif of Saraya. They are characterized by the predominance of flysch facies. The metamorphism is very weak. Various granitizations with ages of 2000 to 2100 m.y. affect the series. The three formations have certain characteristics of geosynclines [Bassot, 1966; Bessoles, 1977].

MAGNETOTELLURIC DATA AND PROCEDURES

The MT stations in this paper are listed in Table 1 and are shown in Figures 1 and 2. Results for sites PAR, NIK, NIE, and MAK were presented by Ritz [1982a] covering the period range from 20 to 300 s. Interpretation for stations KAH, BIR, KAF, MHO, MBM, and KOG have been discussed elsewhere for the period band from 10 to 1000 s [Ritz, 1984]. For all sites a low-frequency band of 0.001–0.1 Hz was used, and long-period MT data up to 10,000 s were also collected at MBO, MHO, SIM, NIK, and MAK. The equipment used has been described in a previous article [Ritz, 1982a]. Measurements were made during 1 week for the short-period soundings simultaneously with MT recording at SIM. For long-period investigations the maximum period of continuous operation was limited to about 4 or 5 days during an interval of 2 or 3 weeks. For this study, data were sampled at 3-s intervals for the period band 10–1000 s and at 60-s intervals for long-period data.

Reduction of these data followed the methods described by Sims and Bostick [1969]. Following Madden and Nelson [1964], the spectral estimates were used to determine the surface impedance tensor, the elements of which relate the components of E to those of H via the equation

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

In this equation the components are a function of period and may be complex.

The MT impedance tensor was then rotated into the principal coordinates which, if the structure is reasonably two dimensional, should be aligned parallel and perpendicular to the structural strike [Thayer, 1975]. Finally, apparent resistivities ρ_{ij} in units of ohm meters and phases ϕ_{ij} were calculated from the equation

$$\rho_{ij} = 0.2T|Z_{ij}|^2$$

and

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \frac{I_{ij}Z_{ij}}{R_{ij}Z_{ij}}$$

where T is the period in seconds, and z_{ij} an off-diagonal element of the rotated impedance tensor. It is assumed that the source field is uniform. The 90% confidence limits for apparent resistivity and phase were also computed. The ratio of diagonal to nondiagonal terms following the rotation is a measure of the two dimensionality of the medium (skew parameter defined by Swift [1967]). It tends to zero for one- or two-dimensional earth structure. Large ratios are a measure of strong three dimensionality.

For the sites taken as a whole the degree of skew is low until about 500 s (≤ 0.3), where it begins to increase to nearly

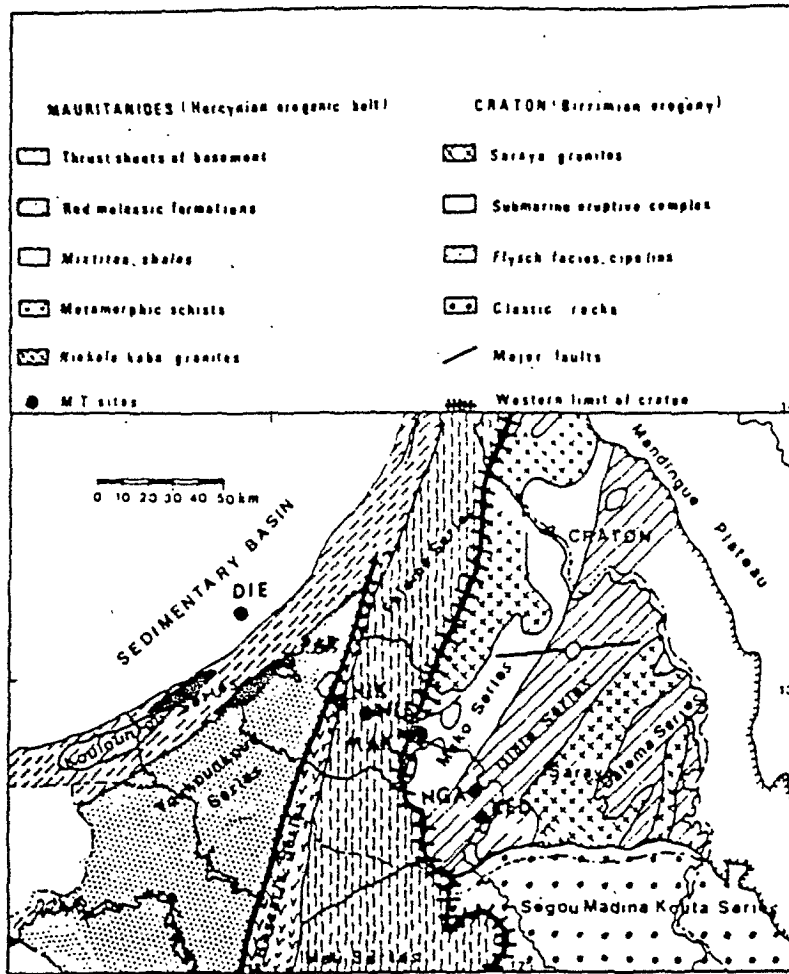


Fig. 2. Schematic tectonic map of Mauritanides and West African craton with MT sounding points (dots).

0.6 at the longest periods for the stations situated on the Precambrian shield. The results of the data processing are the apparent resistivity curves ρ_M (major) and ρ_m (minor) associated with the respective phases ϕ_M and ϕ_m in the directions of principal axes. These parameters are shown in Figures 3 to 6 for the short-period data; the long data up to 10,000 s are shown in Figure 7 with the error bars which represent the standard deviation from the average value. (A lack of bars indicates confidence limits less than the size of the plotting symbol.) The azimuth of the major impedance axis is nearly invariant over all the period bands analyzed at all sites. The average major resistivity axes at each site for the short-period band are shown in Table 2. It can be seen that the axes are oriented nearly north-south in the basin for BIR, KAF, MHO, MBM, and KOG but are more east-west oriented for sites to the east. In the mobile belt and craton the directions of the major axes are more complicated and change markedly between sites and can be related to local contacts or fracture zones in the exposed rocks. The first nine sites in Table 1 have a very low anisotropy at short periods; the anisotropy gradually increases for the longer periods (Figure 7). The major apparent resistivity curves at MBO and MHO reach values less than 300 ohm m at 10,000 s. Generally, both curves at these sites have low error bars (not represented). For stations farther east on the basin the apparent resistivity curves display increasing anisotropy with increasing period, and the maximum apparent resistivities are higher. The scatter is larger in

the minor curve. In reality, the MT curves in the basin may be separated into two groups: in the first group the plots for the first nine sites where the scatter is low in the minor and major curves and the apparent resistivity less than 100 ohm m in the range of 10–1000 s and in the second group the plots for KOP, MAN, KOS, SIM, TAM, MIS, and DIA where the major apparent resistivity is higher (approximately one or two orders of magnitude).

The most noticeable feature of the resistivity curves for the remaining sites (mobile belt and craton) is the very high degree of anisotropy. The ρ_M curves reach values greater than 10^4 ohm m except for two sites (NIE and KED). The ρ_m curves display considerable scatter: the scatter is lesser in the major curve, and in fact, the phases are not well resolved. The probable explanation for the scatter in the minor curve is a strong polarization of the electric field. The telluric field was found to be highly polarized at most sites, in directions which markedly changed between sites, because of the complex geological structure [Ritz, 1982a].

INTERPRETATION

The sounding curves of the first group, where anisotropy is low and the skew less than 0.1, may be fitted to layered models according to an inversion modeling scheme [Jupp and Vozoff, 1975]. For the other sites the value of the skew is low for periods less than 500 s, and the apparent resistivity curves show anisotropy, some more than others. At longer periods

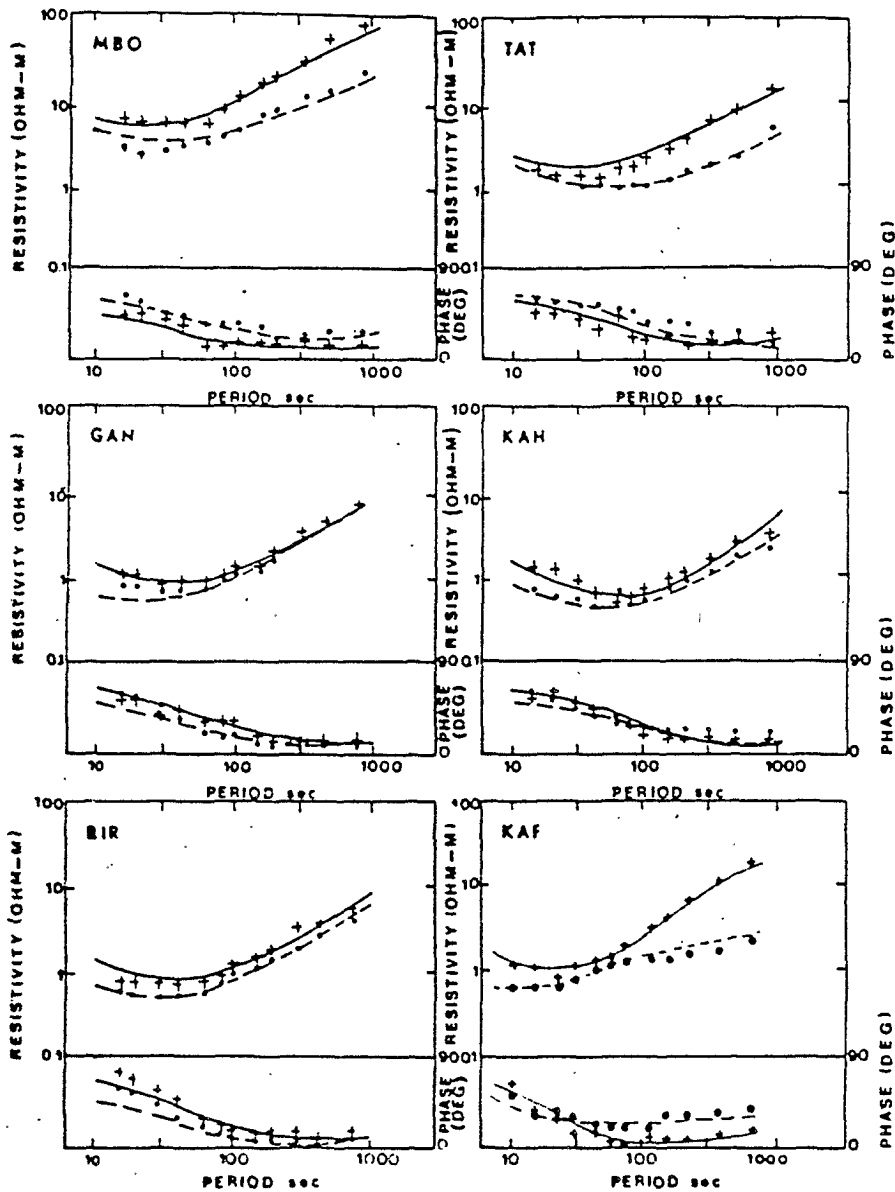


Fig 3 Apparent resistivities (ρ_M and ρ_m) and phases (ϕ_M and ϕ_m) computed from the nondiagonal elements of the rotated impedance tensor for the period band from 10 to 1000 s (stations MBO, TAT, GAN, KAH, BIR, and KAF). The solid lines are theoretical resistivity and phase curves computed for the two-dimensional models in Figures 9 and 10.

the anisotropy and the skew become larger, and the resistivity structure along the Precambrian profile is probably very complicated. Although the parameters used in the short-period band have a two-dimensional character, the possibility of electric current channeling cannot be ignored, and the problem is one of three-dimensional induction over a very wide area [Bailey *et al.*, 1974; Park *et al.*, 1983]. For all the sites the sounding curves were approximated by one-dimensional models for the component of the electric field parallel to the strike of the discontinuity [Ritz, 1984]. Interpretation of MT curves in terms of layered models is not always a satisfactory procedure, particularly when there is a reason to expect lateral inhomogeneities in the geoelectrical structure. The models, determined on the basis of these curves, differ from each other. These one-dimensional models may only be regarded as first approximation. With the above reservations in mind, it was decided to employ two-dimensional modeling techniques to provide some information on conductivity structure.

The objective of two-dimensional modeling is then to convert these starting models into a model representative of the geoelectric structure which fits the observed data well for the two modes of polarization of the electric field. The starting two-dimensional models use geophysical and geological data as a constraint (fracture tectonics, the varying thickness of surface sediments, gravity and magnetic data, etc). Fournier and Metzger [1969] have shown that the coast effect at MBO is insignificant, and thus in the two-dimensional modeling, it has been assumed that the basin structure extends 60 km west of MBO. The surface layer was not determined by the forward procedure but is included to model the known sediments for the top 1000 m.

Computations of particular two-dimensional models were then carried out, following the methods of Rijo [1977] and Stodt [1978]. Thirty models were investigated, each one at several different periods (10, 30, 100, 300, and 1000 s) in order to obtain the best fit for the experimental data. The computed

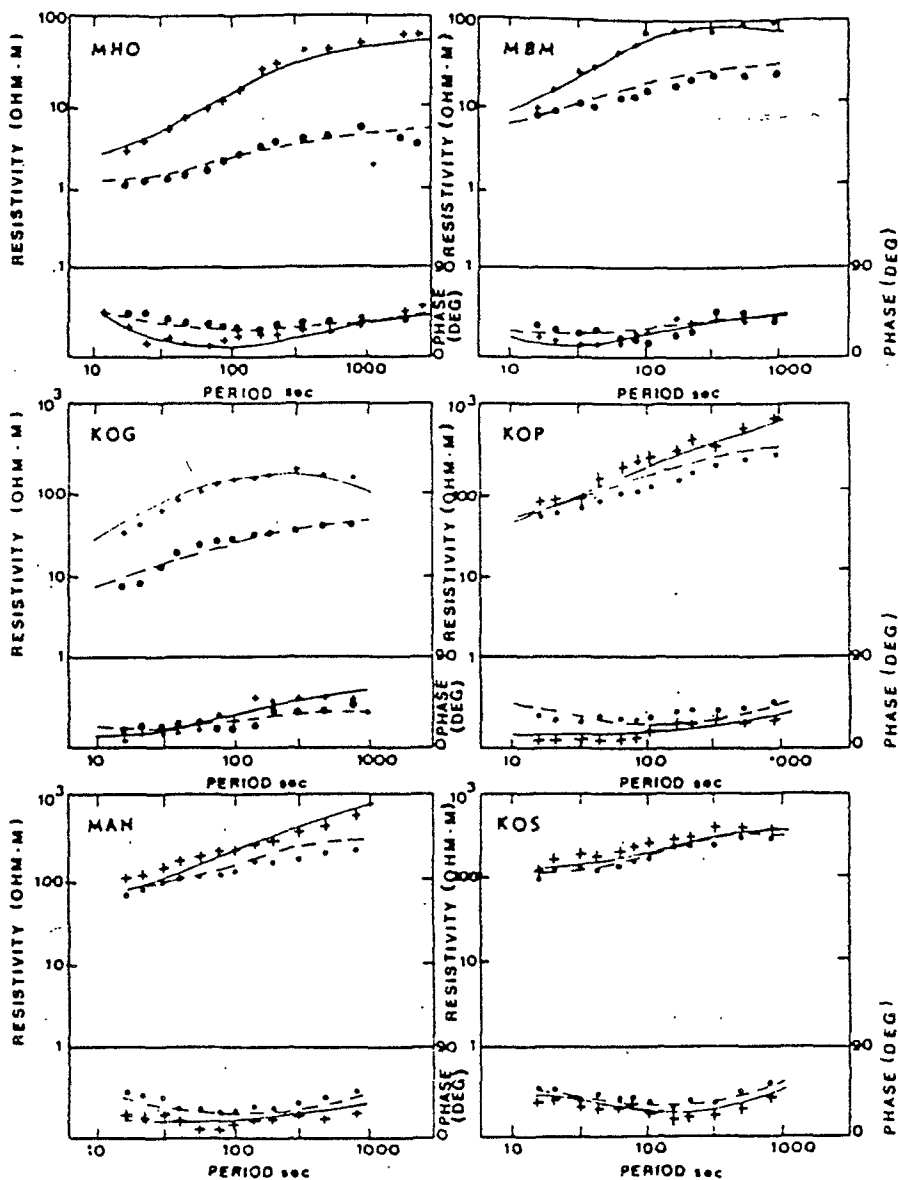


Fig. 4 Same as Figure 3 for sites MHO, MBM, KOG, KOP, MAN, and KOS.

responses of the final model are shown in Figures 3-8 with the observed apparent resistivities and phases at each site (continuous lines). In general, for the sites in the basin the agreement is good for both the major and the minor curves. However, in the shield it was not always possible to fit the minor axis resistivity because it had low amplitude and high scatter. For PAR, NIK, NIE, MAK, NGA, and KED the strong fluctuations in the phases did not allow a reasonable interpretation, and so they are not presented in this paper. Figure 9 shows the west-east resulting resistivity cross section across the Senegal basin, derived from two-dimensional MT modeling, and Figure 10 shows a northwest-southeast cross section across the east part of the basin, the mobile belt (Mauritanides) and West African craton. Although the two-dimensional resistivity models illustrated in Figure 9 and 10 give results which approximately correspond to the field results, the uniqueness of these models cannot be guaranteed because of the number of assumptions involved. Several models with an uniform crustal conductivity in the Senegal basin were unsuccessful at predicting the observed apparent resistivities and phases [Ritz, 1984]. We have classified the

regions of Senegal on the basis of these two-dimensional numerical models and then considered the geologic and tectonic significance of four cross sections.

Region 1: The Deep Basin

This area is located between the Atlantic coast on the west and extends as far as the zone of N-S flexures and faults along longitude 15°W (MBO, TAT, GAN, KAH, BIR, KAF, MHO, MBM, and KOG). The uppermost low resistivity layer of 15 ohm m with a thickness of about 700 m corresponds to Quaternary sediments. The second sedimentary layer dips from east to west, 2000 m at MHO and more than 5000 m at MBO; this thickening of the deep basin is in agreement with the isobath map of the top of the basement (Figure 1). Resistivities are very low: between about 0.5 and 5 ohm m. This layer corresponds to Infra-Maastrichtian formation (Cretaceous), and the most likely explanation is that there is highly interstitial saline water in this area. An important discovery is the presence of a conductive layer of about 20-30 ohm m below the deep basin and which extends at a depth of 10 km. The resistive layer (~1000 ohm m) below is interpreted as crystalline basement.

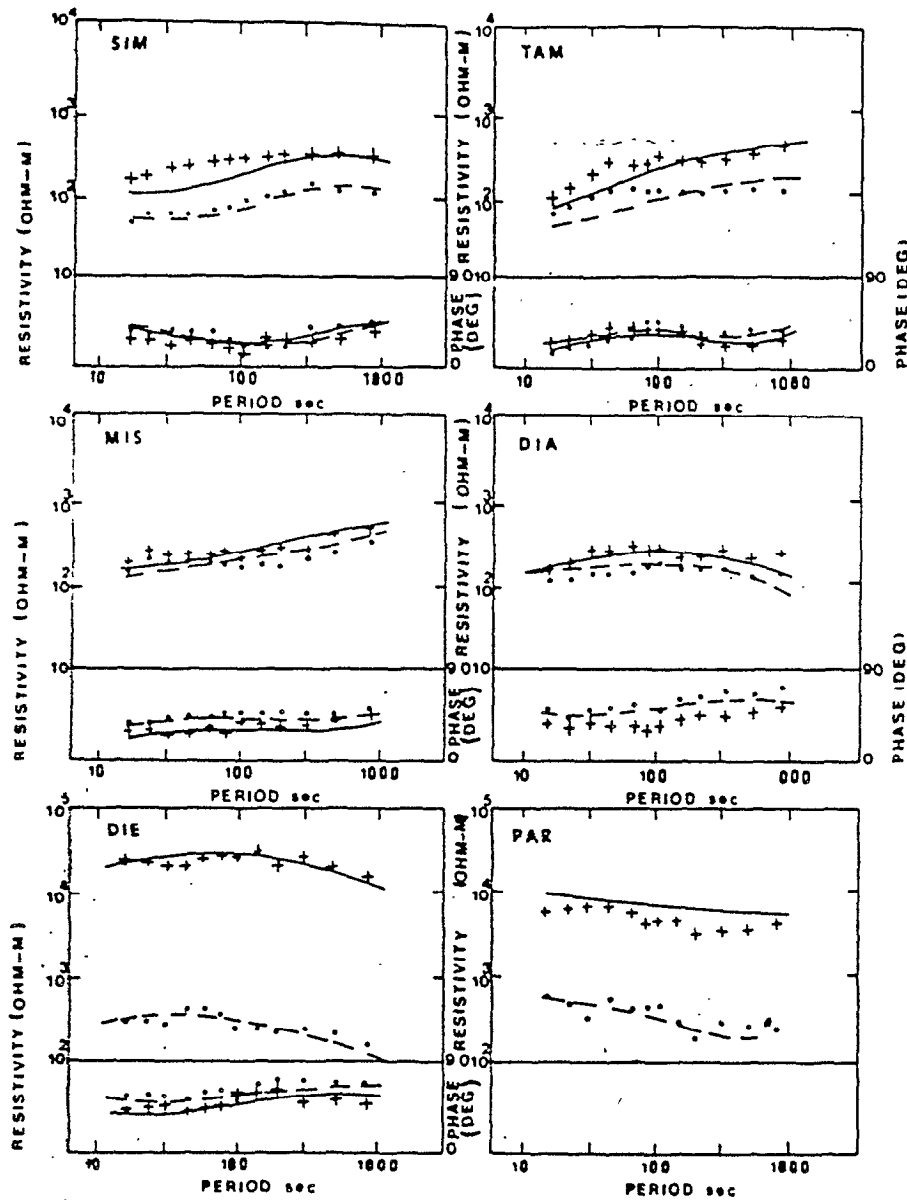


Fig. 5. Same as Figure 3 for sites SIM, TAM, MIS, DIA, DIE, and PAR.

Under the deep basin the crust/upper mantle transition does not appear to be associated with a pronounced conductivity transition in the range 20–40 km, and the highly resistive (1000–2000 ohm m) layer extends to a depth of about 300 km. The resistivity decreases to 10 ohm m for depths below 300 km.

Region 2: Eastern Basin

This zone is characterized by the presence of a relatively highly conducting layer in the lower crust. The resistivity is about 50 ohm m at depths between 20 and 30 km. The model results show that in decreasing (or increasing) the depth of the conducting layer in the crust (or upper mantle), there is a divergence between the empirical data and the model values (outside error bars). The structure of the upper mantle is the same as region 1 (Figure 9).

Region 3: Mauritanides or Mobile Belt

This region is remarkable in several ways. First is the deepening of the conductive level in the crust. The depth of the conductive layer seems to go from 20 in the west to 30 km in the east. This boundary is clearly marked by the gravity

anomalies in Senegal (Figure 11). The anomaly pattern typically consists of positive anomalies in the marginal part of the eastern basin and slightly negative anomalies in the craton, and between these two regions are the Mauritanides, which are marked by strong variations of the Bouguer anomaly. The pattern has been interpreted by *Crenn and Rechenmann* [1965] in terms of a crustal dislocation and a thickening of the crust underlying the mobile belt. In this area one encounters a highly resistive (~5000 ohm m) prism; it extends to a depth of 10 km. Gravity studies carried out by *Gueta* [1981] have shown in the western part of the Mauritanides orogenic belt the existence of a large anomaly: the Gamon anomaly (Figure 11). This anomaly is interpreted as an intrusive body rooted at about 9500 m within the crust (about 650 m.y. ago). The highly resistive material could be related with a dense body which intrudes along a major crustal discontinuity during the upper Precambrian.

Region 4: West African Craton

The three sites occupied in this zone have a markedly different behavior from those in region 3, the absence of the conducting layer marking the crust/upper mantle transition and a

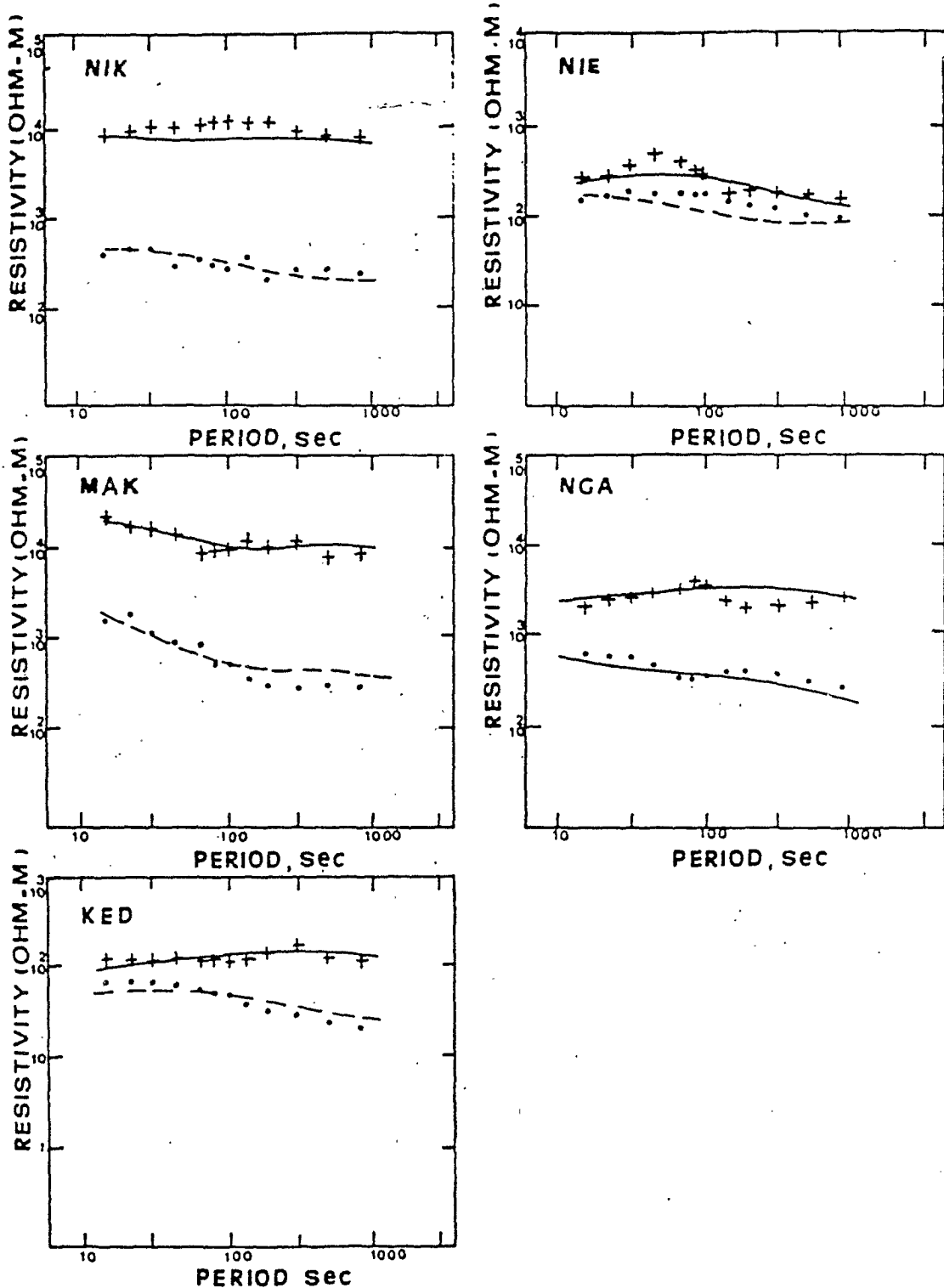


Fig. 6. Apparent resistivities (ρ_u and ρ_v) calculated from impedance tensors which have been rotated into principal axes for the period range 10-1000 s for NIK, NIE, MAK, NGA, and KED.

rapid deepening of the conductive level in the upper mantle. For the site Kedougou (KED) the addition of a conducting layer at depths between 10 and 30 km makes it possible to get a better fit to the data. No exact information can be obtained on the lateral extension of this layer at the present stage because of the lack of measurements in this region. However, using the differential geomagnetic sounding, *Albouy et al.*

[1982] show a large conductive anomaly inside the craton along direction 30°E at KED which could extend northward over a distance of about 250 km (Mali) and eastward up to Guinea. Maximum depth estimates indicate that the causative currents flow at a depth of less than 50 km. The MT method could be used to map the northward and southward extent of this crustal conductor.

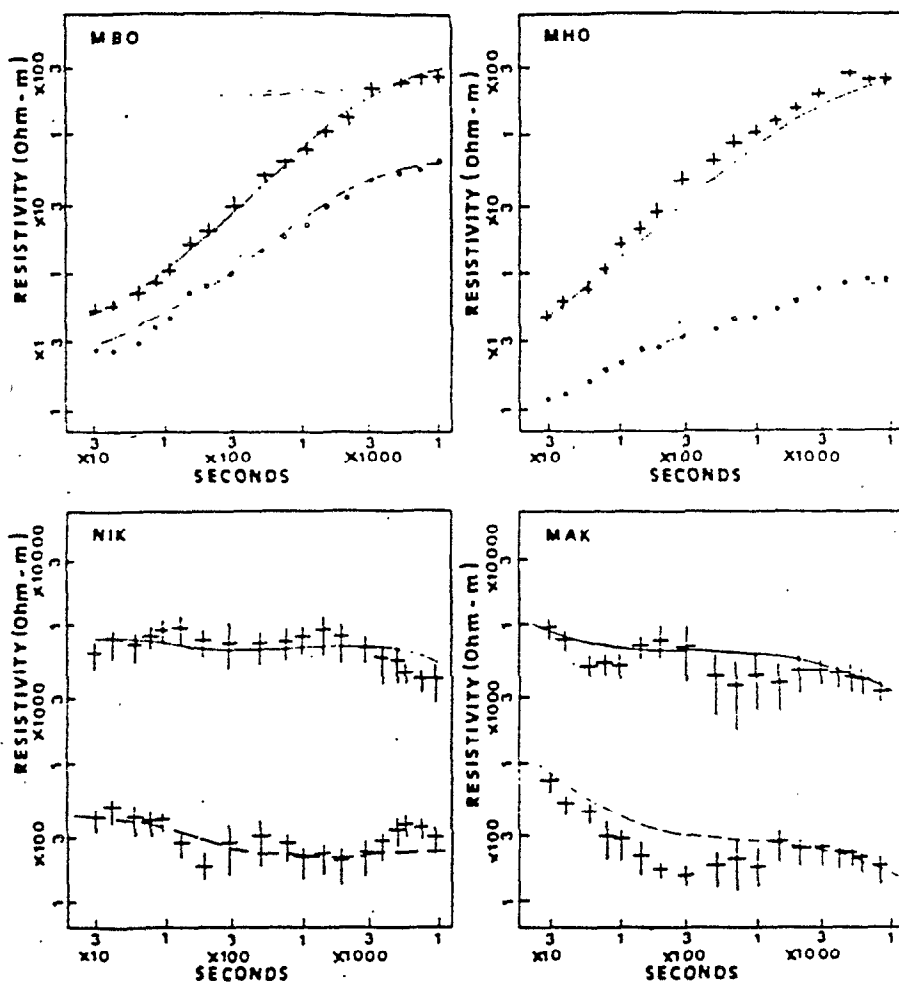


Fig. 7. Apparent resistivities (ρ_w and ρ_m) calculated from impedance tensors which have been rotated into principal axes for the period range 30–10,000 s for MBO, MHO, NIK, and MAK.

TECTONIC SIGNIFICANCE OF RESISTIVITY MODEL:
DISCUSSION

Figures 9 and 10 show some lateral inhomogeneities on the level with tectonic provinces (basin, mobile belt, and craton). We have in view to connect these discontinuities in the crust and upper mantle to main tectonic events that have taken place in West Africa.

Sedimentary Basin

The basin is poorly known from its surface geology. Below the basin, west of about 15° 30' W, the basement slope increases, and the sediments markedly thicken seaward (Figure 1). What is known about the tectonic history of the Senegal basin may then help in finding answers to the conductive zone situated in the upper crust which runs approximately east-west from the north-south zone of flexures and faults (15° W) to the Atlantic coast. The major tectonic movement in this area is the continental separation of Africa and North America that began presumably in early Mesozoic about 180 m.y. ago or possibly in Paleozoic time [Le Pichon and Fox, 1971; Dewey et al., 1973]. The Mesozoic rifting responsible for the formation of the basin has been accompanied by intrusion of basic igneous rocks into fissures and fractures during the continental fragmentation and contributes to an alteration of the original continental crust. Aymé [1965] states that a major subsidence started as early as the Jurassic. Burke [1976] reveals the existence of a graben (developed between 210 and 170 m.y. ago) between 50 and 100 km wide, striking for 400 km on shore (Casamance graben), associated with initial rupture of the Atlantic Ocean. Burke and Whiteman [1973] have shown that numerous rift systems in Africa have ceased their stage of development during the last 200 m.y. and never reached the complete ocean-opening state. Recent studies, car-

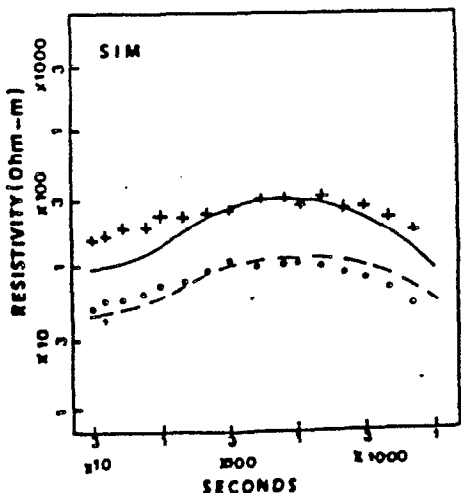


Fig. 8 Similar to Figure 7 for SIM

TABLE 2. Orientation of the Principal Axes of the Impedance Tensors (Clockwise From North)

Site	Orientation
MBO	54°
TAT	68°
GAN	45°
KAH	33°
BIR	13°
KAF	13°
MHO	7°
MBM	16°5
KOG	17°
KOP	48°
MAN	66°
KOS	undefined
SIM	62°
TAM	77°
MIS	72°
DIA	66
DIE	-42°
PAR	-27°
NIK	-85
NIE	14°
MAK	77°
NGA	-50°
KED	20°

ried out about 100 km in the north of this profile, also show the existence of the conductivity anomaly. It is interesting to note the anomaly appears to be associated with an important linear positive magnetic anomaly (Figure 12). This aeromagnetic feature appears to be consistent with intrusive bodies [Roussel and Liger, 1983]. This anomaly is also aligned parallel to the zone of N-S flexures and faults along longitude 15°W. These main features can mark the location of a rift zone boundary, which is underlain by a sharp discontinuity in the crust across which normal continental crust abruptly changes to the anomalous crust (rift zone). Roussel and Liger [1983] suggest that the crust in the Dakar Peninsula, where the basin is considerably thicker (10,000 m or more), changes toward a crust of oceanic character. This boundary between oceanic and continental crusts is marked by a steep gradient in the

isostatic gravity profile, associated with an important linear magnetic high. This coastal magnetic anomaly was a direct continuation landward of the boundary of the magnetic quiet zone.

It is unlikely that the marginal basin was rifted with a clean break at this boundary (Dakar Peninsula) but rather, as suggested by Talwani and Eldholm [1973], was probably preceded by a phase of stretching and thinning of the continental crust achieved in part by faulting. The conductor in the marginal basin has a resistivity of less than 30 ohm m. These processes could lead to the decreasing of the resistivity as a result of increased porosity and electrolytic conduction [Thayer, 1975; Van Zijl, 1978]. As recent tectonic movements (Neogene volcanism) are located in the Dakar region [Templeton, 1971], the influence of temperature on lower crustal rocks is unlikely in the rest of the basin.

A distinct facies difference between the eastern and western parts of the basin may be related to the existence of a rift graben structure linked to the initial opening of the ocean. It is suggested that the low inferred resistivities might arise from the presence of such a buried failed rift; the anomalous crust is the relic of a large ancient rift zone crust. I believe that it would be appropriate to say that the marginal sedimentary basin, which extends over a distance of about 200 km, is underlain by transitional crust [Talwani et al., 1978]. Unaltered crust of the basin continues to the rim of the rift. No refraction data control is available for the Moho in this area. It is important to establish the presence of the boundary between oceanic and continental crusts in a rifted margin basin. As outlined here, from MT data the transitional ocean-continent boundary was characterized by a rapid thickening of the basin and an important contrast between the crustal material inside and outside the anomalous structure.

The following sequence of events is suggested. The tensional regime set up along West Africa caused the fracturing of an area referred to as the margin basin. Basalt flows or magmatic intrusions intruded along existing regions of weakness that are the basement fractures. Very active sedimentation since the Cretaceous followed causing the rift valley to be buried under

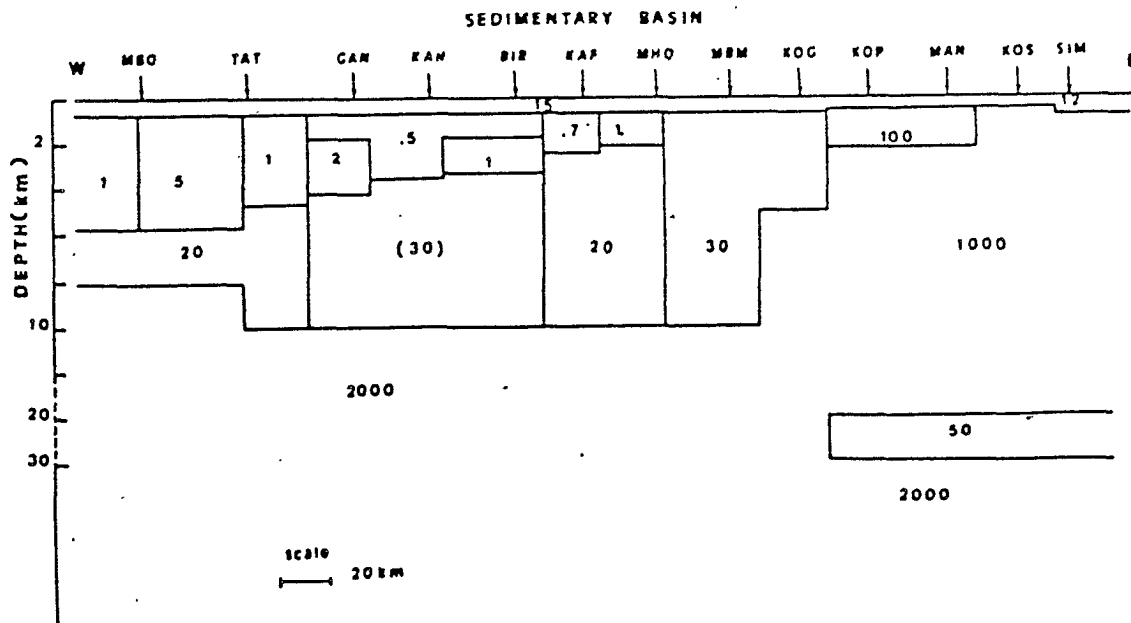


Fig. 9 Two-dimensional model resistivity profile across the Senegal sedimentary basin. The numbers indicate resistivities in ohm meters. Note the nonlinear depth scale. The parameter in parentheses is poorly resolved.

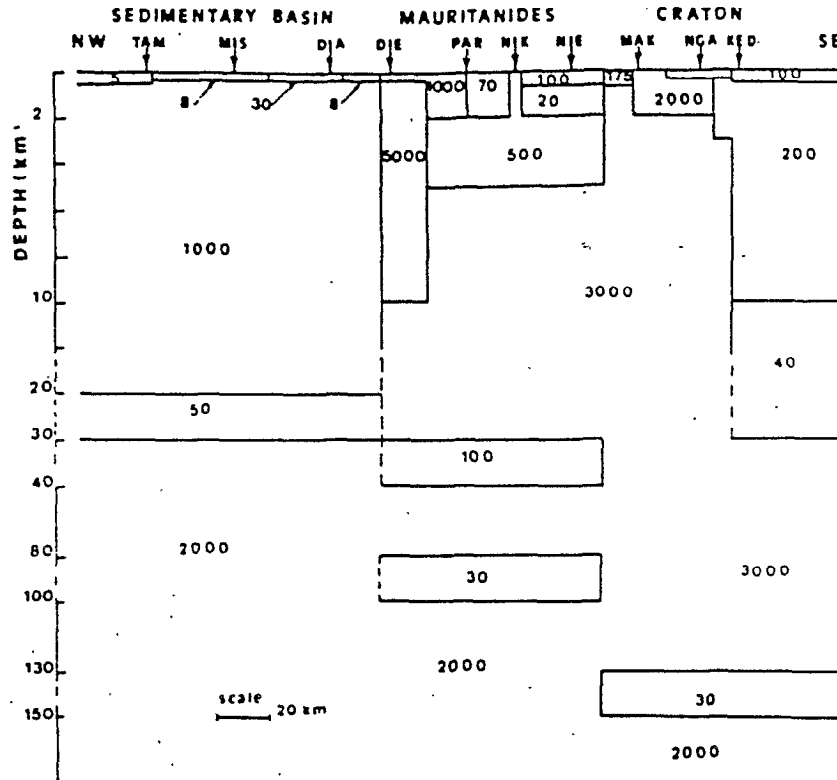


Fig 10. Two-dimensional model of the resistivity distribution beneath Mauritania and West African craton. The numbers indicate resistivities in ohm meters. Note the nonlinear depth scale.

Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover. The crust in this region was of continental origin with strong contamination by basaltic intrusion (transitional crust).

Geomagnetic induction anomalies have been ascribed to the presence of narrow bands of oceanic material buried in the continental crust [Drury and Niblett, 1980]. The lowering of resistivities in the lower crust is caused by the presence of serpentinized ocean rocks [Stesky and Brace, 1973]. Rabinowitz [1974] states that the western part of the Senegal basin is situated on an oceanic crust and that the basin has been filled with sediments and prograded seaward over a distance of at least 200 km. Dillon and Sougy [1974] showed a general seaward migration of the West African shore line from the

Eocene to the end of the Oligocene. It appears, therefore, that the suggestion that the basin anomaly is caused by the presence of buried ocean crust should not be dismissed. Because of the lack of other geophysical data (seismic refraction profiling,

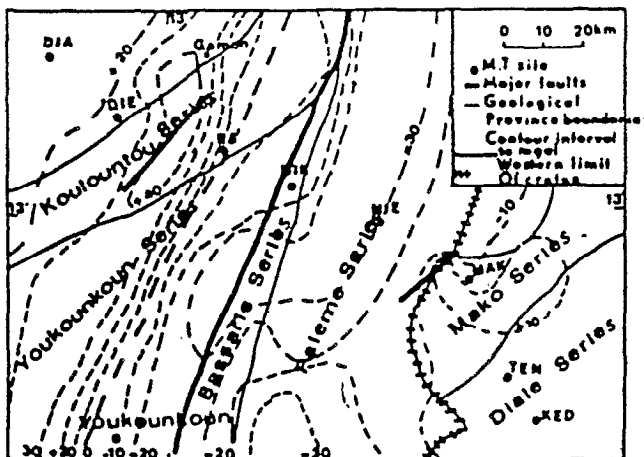


Fig 11. Bouguer gravity map of the Mauritania and West African craton [Crenn and Rechenmann, 1965]. The contour interval is 10 mGal, and the dots indicate the locations of MT sites.

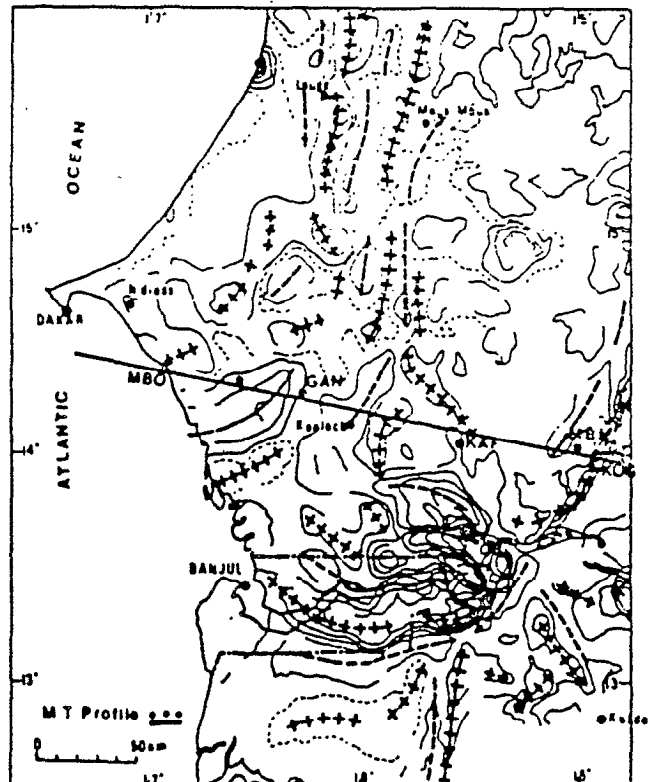


Fig 12. Regional aeromagnetic map of the Senegal basin after Roussel and Liger [1983]. Lines of crosses magnetic highs, dashed lines magnetic lows. Dots represent MT sounding points.

heat flow measurements) it seems impossible at this stage to arrive at a unique interpretation of this anomaly.

The high resistivities below the crustal conductor do not decrease for several hundred kilometers. The depth of the conducting layer in the upper mantle is about 300 km under the whole of the basin, and its resistivity is 10 ohm m (ultimate conducting layer). This layer can be identified with the olivine-spinel phase transition. Such a rise is consistent with the sharp increase in averaged conductivities noted in global studies [Garland, 1981]. MT soundings in continental areas imply that a general reduction in mantle resistivity takes place between 60 and 120 km base of lithosphere [Fournier *et al.*, 1971; Drury, 1978]. It is possible that the resistivity increases before undergoing the abrupt rise at a depth of about 400 km [Gough, 1974; Camfield and Gough, 1975]. No conducting layer exists at asthenospheric depths (assumed to extend from 100 to 300 km). Many authors regard this case as a characteristic signs regions where the asthenosphere is poor [Vanyan *et al.*, 1977]. According to Pollack and Chapman [1977] the lithospheric thickness over West Africa is in the range 300–400 km.

Mobile Belt

Plate tectonic concepts have given new definitions to orogenic events and geosynclines by relating them to lithosphere plate interactions. Geosynclines are interpreted now as sedimentary troughs and volcanic islands along rifted continental margins, and those geosynclines that occur as fold belts within continental blocks represent sutures where oceans are closed and where continents have collided. This model explains the siting of orogens at continental margins through subduction and continental collision [Wilson, 1966; Williams and Stevens, 1974]. The Appalachian-Caledonian orogen has been taken to be a belt of this type from the plate convergence that caused closure of a Proto-Atlantic ocean [Bird and Dewey, 1970]. The relevance of the plate tectonic model to the tectonic and metamorphic events of the Mauritanides is not easy. A model for orogenic evolution through continental collision, ocean closure, and ensuing crustal thickening with basement reactivation was presented by Burke and Dewey [1973].

The ancient continental margin of West Africa can be defined as the Mauritanides fold belt that was an integral part of the West African craton in the early Proterozoic [Gueta, 1981]. The limit of this zone coincides with several significant geological and geophysical changes as follows: (1) it is the eastern limit of Precambrian basement inliers, (2) a volcanic trend is reported in the Mauritanides fold belt: basic volcanism in the Faleme trough and calc-alkalic in the Youkounkoun basin (Infracambrian or perhaps late Precambrian), (3) it is a zone of faulting, contrasting structural style, and contrasting metamorphic facies, (4) the zone is coincident with a regional gravity gradient (Figure 11) from positive Bouguer anomalies on the western side of the Mauritanides (ridge Koulountou) and to negative values on the eastern side (Faleme trough), (5) it is marked by contrasting seismic profiles that reflect deep structural contrast, and (6) the MT model shows a crustal thickening below the Mauritanides, and a major discontinuity extends deep in the lithosphere on the western edge.

Some aspects of the Mauritanides are possibly consistent with an old subduction zone. Dillon and Souy [1974] suggested the presence of a subduction zone during the Silurian and

parts of the Ordovician and Devonian. Recently, Dorbath *et al.* [1983] have suggested that the discontinuity zone of the eastern Senegal basin (the Missira discontinuity) could be interpreted as marking a late Precambrian subduction zone. Their proposed subduction zone dips steeply to the east. A major discontinuity extends deep in the lithosphere from the surface to 150–200 km. Unfortunately, no seismic data indicating the lithospheric thickness exist for this region. It is interesting to note that the MT model also found that a similar discontinuity occurs 130 km inside the sedimentary basin between MIS and DIE. Another discontinuity exists at a depth of 300 km (lithosphere?).

It is convenient at this stage to propose a sequence of tectonic events which account for the known geological and geophysical data. In early Proterozoic time the West African craton and mobile belt formed part of the Archean craton adjacent to an ocean. During an end of Precambrian to Cambrian time, there is the individualization of the Faleme trough (marginal basin) inside the Archean craton, with the distribution of basic volcanics (Faleme trough) between two zones with rhyolitic and andesitic volcanics (Youkounkoun basin and eastern side of the trough) that are similar to those of interarc basins. Volcanic rocks, probably of subductional origin, give us an idea about the maximum subducting activity time (Infra-Cambrian or late Precambrian). The collisional suture, marked by arc-type volcanics at the margins of the basin, must be located in front of the arc, perhaps near it, in the present sedimentary basin. As is consistent with the volcanic arc, it is suggested that the heterogeneities located in the lithosphere at the west of the margin of the West African craton could be interpreted as marking an old subduction zone dipping to the east. During the Cambrian to upper Ordovician time interval, the mechanism of closure of the marginal basin is not clear, but it resulted in the formation of Bassari and Koulountou ridges with a collision with a western continental basement (present sedimentary basin). During this Caledonian event the crust is remobilized following the zones of weakness, presumably as the convergent plate is consumed in the Mauritanides.

The West African Craton

The West African craton in eastern Senegal has been intensely affected by the Eburnean orogen (1850 ± 250 m.y.) and contains principally Birrimian formations (lower Proterozoic). The Dialé, Daléma, and Mako series have certain characteristics of geosynclinal formations [Bassor, 1966; Bessoles, 1977]. The Mako series formed by a submarine eruptive complex with an ophiolitic tendency, sedimentary layers, graywackes, and schists interstratified with the ancient volcanic rocks corresponds to the eugeosynclinal basin. An andesitic volcanism started in this region with the development of Cordilleran belts. The Dialé and Daléma series are essentially nonvolcanic, with the predominance of flysch facies, and correspond to the miogeosynclinal basin. During the geosynclinal stage, various granitisations affect these formations (Kakadian and Saraya batholiths). These intrusives outcrop within the eugeosynclines and miogeosynclines.

On the basis of tectonic events the following question is to be considered: Is it possible that the Proterozoic province of the Senegalese craton may have been related to ocean opening and continental collision in a way similar to orogenic belts in the Phanerozoic [Burke *et al.*, 1977]. Some salient geologic features of the west edge of the craton can be related to plate tectonic concepts: (1) the existence of Birrimian geosynclinal

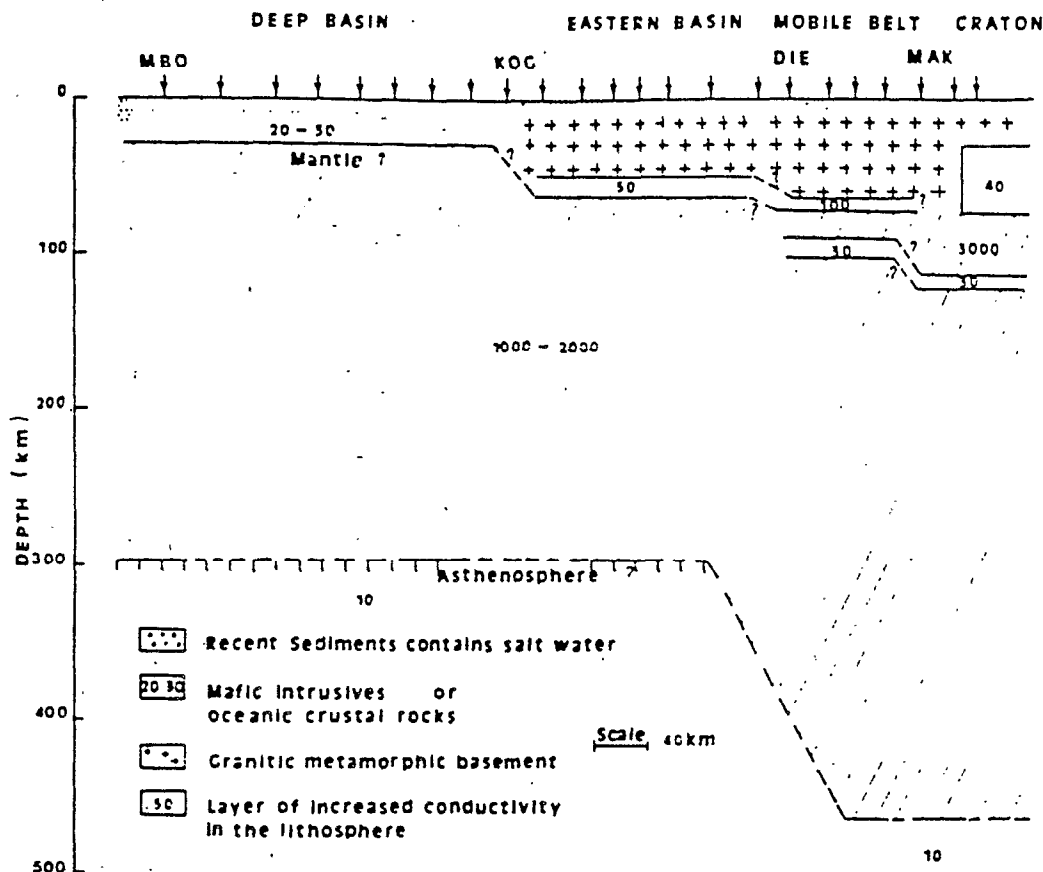


Fig. 13. Schematic generalized electrical model of the lithosphere showing the conductive layers which have been detected. The numbers indicate resistivities in ohm meters.

sedimentary and volcanic assemblages, particularly volcanics with ophiolite affinity, (2) the existence of molasse deposits, (3) the presence of Birrimian granitoid batholiths and andesitic volcanism, and (4) the production of granodiorite in the Mako series.

It is customary at present to regard all ophiolite sequences as representatives of oceanic lithosphere and to postulate that they were emplaced on continental margins by compressive thrusting, possibly above a zone of subduction [Karia, 1970]. It is indeed possible that those Birrimian ophiolites associated with the flysch deposits were emplaced in some such manner. Another possibility is that the ophiolites might represent the effects of collision with island arcs [Sugimura and Uyeda, 1973]. It is commonly considered that andesitic volcanicity at continental margins is related to subduction of oceanic crust, and if this is true, subduction has been active in eastern Senegal during Proterozoic. Accordingly, it would seem that eastern Senegal was initiated during a regime of eastward directed subduction and that the formation of the eugeosynclines and miogeosynclines together with attendant volcanicity took place under the same plate tectonic regime of subduction. The subduction is associated with the ascent of melt and the remobilization of the cratonic crust.

The only complication to this simple picture is the emplacement of a conductive lower crust under the miogeosynclinal basin (KED) and its absence under the eugeosynclinal zone (MAK). The Moho does not appear to be associated with a pronounced conductivity transition for sites MAK and NGA. Using the differential geomagnetic sounding (DGS), the course of the crustal low-resistivity layer can be traced continually

from eastern Senegal across the craton to western Mali, over 300 km long [Athouy et al., 1982]. It is interesting to note that the belt of rocks of high conductivity, discovered in North America [Camfield and Gough, 1977] over a distance of 1400 km, could be interpreted as the trace of a Proterozoic subduction slab. High conductivity might be associated with oceanic crustal material incorporated into the miogeosynclinal basin. Serpentinized basalts, perhaps typical of oceanic crustal material, have shown high conductivity [Stesky and Brace, 1973]. The high crustal conductivity might also be associated with hydration processes at depth [Hyndman and Hyndman, 1968]. Water-saturated granites exhibited a dramatic lowering of both resistivity and melting temperature [Lebedev and Khitrov, 1964]. More recently, Drury and Niblett [1980] have suggested that some crustal conductivity can be explained by a hydrated oceanic layer containing saline-free water. The high conductivity associated with the Birrimian geosyncline is analogous to the geosynclines of southern Africa [De Beer and Gough, 1980; De Beer et al., 1982] and North America [Whithman, 1963; Edwards and Greenhouse, 1975]. The question of a conductive layer in the lower crust is fraught with difficulty, but in the present state of knowledge, interpretations are likely to remain speculative.

Discussion of the Deep Heterogeneities

Seismological studies have shown that structural differences may exist through the upper mantle beneath continental regions between Phanerozoic and stable Precambrian regions [Sipkin and Jordan, 1976; Lilley et al., 1981a, b; Dorbath et al., 1983]. Lilley et al. [1981a, b] indicate that there is a major

conductivity increase at about 200 km depth under Phanerozoic Australia but not until about 500 km depth under Precambrian Australia. In this continental region, lateral heterogeneities possibly extend to depths as great as 500 km. Dorbath et al. [1983] have reported regional differences in seismic velocity structure between cratonic areas and continental platforms, which appear to exist at depths greater than 150 km. Lateral variations of S travel time residuals occur between oceans and continents and extend deeper than 400 km [Okal and Anderson, 1975]. Magnetotelluric measurements in Senegal (Figure 13) show structural differences extend at about 130 km depth in lithosphere between Proterozoic and Phanerozoic provinces (craton and mobile belt). However, the more substantial difference in conductivity structure appears between craton mobile belt and sedimentary basin where lateral inhomogeneities possibly extend to depths as great as 460 km. It appears that the MT sites in the eastern part of the West African craton (Upper Volta and Niger) have very similar conducting layers in the lithosphere [Ritz, 1983]. The Dori site (latitude 14°02'N, longitude 00°02'W) where long-period MT were carried out [Ritz, 1982b] shows that the top of the ultimate mantle conductor is at a depth 460 km. It is interesting to note the broadly analogous development of the eastern and western parts of the West African craton, and thus it is possible to think that the eastern province may have been related to subduction in a similar way to the western part of the craton (Senegal). The model of plate convergence and oceanic closure has been applied to the Pan-African event along the eastern margin of the West African craton [Caby, 1970].

REMARK

Not much accurate information can be obtained on the age and grade facies of the regional metamorphism as well as the age of tectonic events at the present stage, and it is difficult to indicate unambiguously the exact chronology of events that have taken place in the mobile belt and West African craton.

Acknowledgments The data collection and processing by M. Chauvin, L. Mollard, and J. Vassal are gratefully acknowledged. Computing support was provided by the Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer. The author acknowledges M. Penchon for some of the calculations. The author would like to thank B. Dalmayrac for valuable comments and discussions. I am also grateful for comments from anonymous reviewers, comments that aided in clarifying the paper. Thanks are due to T. Diop and M. Diop for typing the paper and drafting the figures. This paper represents the results of one phase of research carried out in West Africa.

REFERENCES

- Albouy, Y., K. Babour, and Z. Guetat, Anomalie de conductivité au Sénégal Oriental, *Cah. ORSTOM Ser. Géophys.*, 19, 11-20, 1982.
- Aymé, J. M., The Senegal salt basin, in *Salt Basins Around Africa*, pp. 83-90, Institute of Petroleum, London, 1965.
- Bailey, R. C., R. N. Edwards, G. D. Garland, R. Kurtz, and D. Pitcher, Electrical conductivity studies over a tectonically active area in eastern Canada, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 26, 125-146, 1974.
- Bassot, J. P., Etude géologique du Sénégal Oriental et de ses confins guinéo-maliens, *Mém. BRGM*, 40, 322 pp., 1966.
- Bassot, J. P., Aperçus sur les formations précambriennes et paléozoïques du Sénégal Oriental, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 11, 160-169, 1969.
- Bessoles, B., Le Craton Ouest-Africain, *Mém. BRGM*, 88, 402 pp., 1977.
- Bird, J. M., and J. F. Dewey, Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1031-1060, 1970.
- Burke, K., Development of graben associated with the initial rupture of the Atlantic Ocean, *Tectonophysics*, 36, 93-112, 1976.
- Burke, K., and J. F. Dewey, An outline of Precambrian plate development, in *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, vol. 2, edited by D. H. Tarling and S. K. Runcorn, pp. 1035-1045, Academic, Orlando, Fla., 1973.
- Burke, K., and A. J. Whiteman, Uplift rifting and the break-up of Africa, in *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, vol. 2, edited by D. H. Tarling and S. K. Runcorn, pp. 735-755, Academic, Orlando, Fla., 1973.
- Burke, K., J. F. Dewey, and W. S. F. Kidd, World distribution of sutures: The sites of former oceans, *Tectonophysics*, 40, 69-99, 1977.
- Caby, R., La chaîne Pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique, thesis, Univ. of Montpellier, Montpellier, France, 1970.
- Camfield, P. A., and D. I. Gough, Anomalies in daily variation magnetic fields and structure under northwestern United States and southwestern Canada, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 41, 193-218, 1975.
- Camfield, P. A., and D. I. Gough, A possible Proterozoic plate boundary in North America, *Can. J. Earth Sci.*, 14, 1229-1238, 1977.
- Compagnie Général de Géophysique, Reconnaissance hydrologiques et structurales par sondages électriques au Sénégal, en Mauritanie et en Casamance, Paris, 1957.
- Crenn, Y., and J. Rechenmann, Mesures gravimétriques et magnétiques au Sénégal et en Mauritanie, *Cah. ORSTOM Ser. Géophys.*, 6, 59 pp., 1965.
- De Beer, J. H., and D. I. Gough, Conductive structures in southernmost Africa: A magnetometer array study, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 63, 479-495, 1980.
- De Beer, J. H., J. S. V. Van Zijl, and D. I. Gough, The southern Cape conductive belt (South Africa): Its composition, origin and tectonic significance, *Tectonophysics*, 83, 205-225, 1982.
- De Spengler, A., J. Castelain, J. Cauvin, and M. Leroy, Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal, in *Bassins sédimentaires du littoral africain. Littoral atlantique*, edited by D. Reyre, pp. 80-94, Association des Services Géologiques Africains, Paris, 1966.
- Dewey, J. F., W. C. Pitman, W. Ryan, and J. Bonin, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180, 1973.
- Dia, O., J. P. Lécorché, and A. Le Page, Trois événements orogéniques dans les Mauntanides d'Afrique Occidentale, *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 21, 403-409, 1979.
- Dillon, W. P., and J. M. A. Sougy, Geology of West African and Canary and Cape Verde islands, in *The Ocean Basins and Margins*, vol. 2, edited by A. E. M. Nairn and F. G. Stehli, pp. 315-390, Plenum, New York, 1974.
- Dorbath, C., L. Dorbath, A. Le Page, and R. Gaulon, The West-African craton margin in eastern Senegal: A seismological study, *Ann. Geophys. Gauthier Villars*, 1, 25-36, 1983.
- Drury, M. J., Partial melt in the asthenosphere: Evidence from electrical conductivity data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 17, P16-P20, 1978.
- Drury, M. J., and E. R. Niblett, Buried ocean crust and continental crust geomagnetic induction anomalies: A possible association, *Can. J. Earth Sci.*, 17, 961-967, 1980.
- Edwards, R. N., and J. P. Greenhouse, Geomagnetic variations in the eastern United States: Evidence for a highly conductive lower crust?, *Science*, 188, 726-728, 1975.
- Fournier, H. G., and J. Metzger, Sondage Magnétotellurique directionnel à la station magnétique de MBour (Sénégal), *C. R. Hebd. Seances Acad. Sci. Ser. D*, 269, 297-300, 1969.
- Fournier, H., A. Adam, L. Miguel, and E. Sancelment, Proposal for a first-upper mantle magnetotelluric E-W profile across Europe, *Acta Geod. Geophys. Montan. Hung.*, 6, 419-477, 1971.
- Garland, G. D., The significance of terrestrial electrical conductivity variations, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 9, 147-174, 1981.
- Gough, D. I., Electrical conductivity under western North America in relation to heat flow, seismology, and structure, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 26, 105-123, 1974.
- Guetat, Z., Etude gravimétrique de la bordure occidentale du craton Ouest-Africain, thesis, 183 pp., Univ. of Montpellier, Montpellier, 1981.
- Hebrard, L., H. Faure, and P. Elouard, Age absolu du volcanisme

- quaternaire de Dakar (Sénégal), *Bull. Assoc. Sénégal. Etude Quat. Ouest Afr.*, 22, 15-19, 1969.
- Hyndman, R. D., and D. W. Hyndman, Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4, 427-432, 1968.
- Jupp, D. L. B., and K. Vozoff, Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 42, 957-976, 1975.
- Jordan, T. H., Lateral heterogeneity and mantle dynamics, *Nature*, 257, 745-750, 1975.
- Karig, D. E., Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc systems, *J. Geophys. Res.*, 75, 239-254, 1970.
- Lebedev, E. B., and N. I. Khitarov, Dependence of the beginning of melting of granite and the electrical conductivity of its melt on high water vapor pressure, *Geochem. Int.*, 1, 193-197, 1964.
- Le Pichon, X., and P. J. Fox, Marginal offsets, fracture zone, and the early opening of the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 76, 6294-6307, 1971.
- Liger, J. L., Structure profonde du bassin côtier sénégal-mauritanien. Interprétation des données gravimétriques et magnétiques, *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme, Marseille Ser. B*, 16, 158 pp., 1980.
- Lilley, F. E. M., D. V. Woods, and M. N. Sloane, Electrical conductivity from Australian magnetometer arrays using spatial gradient data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 202-209, 1981a.
- Lilley, F. E. M., D. V. Woods, and M. N. Sloane, Electrical conductivity profiles and implications for the absence or presence of partial melting beneath central and south-east Australia, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 419-428, 1981b.
- Madden, T., and P. Nelson, A defense of Cagniard's magnetotelluric method, Project NR-371-401, Geophys. Lab. Office of Nav. Res., Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1964.
- Okai, E. A., and D. L. Anderson, A study of lateral inhomogeneities in the upper mantle by multiple ScS travel time residuals, *Geophys. Res. Lett.*, 2, 313-316, 1975.
- Park, S. K., A. S. Orange, and T. R. Madden, Effects of three-dimensional structure on magnetotelluric sounding curves, *Geophysics*, 48, 1402-1405, 1983.
- Pollack, H. N., and D. S. Chapman, On the variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness, *Tectonophysics*, 38, 279-296, 1977.
- Rabinowitz, P. D., The boundary between oceanic and continental crust in the western North Atlantic, in *The Geology of Continental Margins*, edited by C. A. Burk and C. L. Drake, pp. 67-84, Springer-Verlag, New York, 1974.
- Rijo, L., Modelling of electric and electromagnetic data, Ph.D. thesis, Univ. of Utah, Salt Lake City, 1977.
- Ritz, M., 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, 1982a.
- Ritz, M., Sondage magnéto-tellurique profond sur le craton ouest-africain (République de Haute-Volta): Esquisse de modèles par le craton ouest-africain, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 34, 447-452, 1982b.
- Ritz, M., Use of the magnetotelluric method for a better understanding of the West African craton, *J. Geophys. Res.*, 88, 10625-10633, 1983.
- Ritz, M., Electrical resistivity structure of the Senegal basin as determined from magnetotelluric and differential geomagnetic soundings, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, in press, 1984.
- Roussel, J., and J. L. Liger, A review of deep structure and ocean-continent transition in the Senegal basin (West Africa), *Tectonophysics*, 91, 183-211, 1983.
- Sims, W., and F. Bostick, Methods of magnetotelluric analysis, *Tech. Rep. 58*, Electr. Res. Cent., Univ. of Tex., Austin, 1969.
- Sipkin, S. A., and T. H. Jordan, Lateral heterogeneity of the upper mantle determined from the travel times of multiple ScS, *J. Geophys. Res.*, 81, 6307-6320, 1976.
- Stesky, R. M., and W. F. Brace, Electrical conductivity of serpentinized rocks to 6 kilobars, *J. Geophys. Res.*, 78, 7614-7621, 1973.
- Stodt, J. A., Documentation of a finite element program for solution of geophysical problems governed by the inhomogeneous 2-D scalar Helmholtz equation, *Rep. AER 76-11155*, Dep. of Geol. and Geophys., Univ. of Utah, Salt Lake City, 1978.
- Sugimura, A., and S. Uyeda, Island arcs: Japan and its environs. Develop. *Geotectonics*, 3, 247 pp., 1973.
- Swift, C. M. A., A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States, Ph.D. thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1967.
- Talwani, M., and O. Eldholm, Boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents, *Nature*, 241, 325-330, 1973.
- Talwani, M., J. Mutter, R. Houtz, and M. König, The margin south of Australia, in *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, edited by I. B. Ramberg and E. R. Neumann, pp. 203-219, D. Reidel, Hingham, Mass., 1978.
- Templeton, R. S. M., The geology of the continental margin between Dakar and Cape Palmas, The Geology of the East Atlantic Continental Margin, *Rep. Inst. Geol. Sci. U.K.*, 16, 47-60, 1971.
- Thayer, R. E., Telluric-magnetotelluric investigations of regional geothermal processes in Iceland, Ph.D. thesis, Brown Univ., Providence, R. I., 1975.
- Van der Linden, W. J. M., The crustal structure and evolution of the continental margin off Senegal and the Gambia, from total-intensity magnetic anomalies, *Geol. Mijnbouw*, 16, 257-266, 1981.
- Vanyan, L. L., M. N. Berdichevsky, E. B. Fainberg, and M. V. Fiskina, The study of the asthenosphere of the east European platform by electromagnetic sounding, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 14, P1-P2, 1977.
- Van Zijl, J. S. V., The relationship between the deep electrical resistivity structure and tectonic provinces in southern Africa, I, Results obtained by Schlumberger soundings, *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 81, 129-142, 1978.
- Whithman, K., An anomaly in geomagnetic variations at Mould Bay in the Arctic Archipelago of Canada, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 8, 26-43, 1963.
- Williams, H., and R. K. Stevens, The ancient continental margin of eastern North America, in *The Geology of Continental Margins*, edited by C. A. Burk and C. L. Drake, pp. 781-796, Springer-Verlag, New York, 1974.
- Wilson, J. T., Did the Atlantic close and then reopen?, *Nature*, 211, 676-681, 1966.

M. Ritz, Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, B.P. 1386, Dakar, Senegal.

(Received March 20, 1984;
revised August 9, 1984;
accepted August 9, 1984.)

G. A HIGH CONDUCTIVITY ANOMALY ON THE
WEST AFRICAN CRATON (MALI).

(Journal of Geophysics, 1984)

Short communication

A high conductivity anomaly on the West African craton (Mali)

M. Ritz

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Boîte Postale n° 1386, Dakar, Sénégal

Key words: Magnetotelluric Mali West African craton
Electrical conductivity Crust

Introduction

The geophysical section of Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSIOM) in Senegal has been conducting magnetotelluric (MT) soundings for several years on the West African craton and on its eastern and western borders. Up to the present, the interpretation of the data throughout Senegal, Upper Volta and Niger has shown characteristic models of platforms and continental shields with the first conductive layer situated in the upper mantle at a depth of 80-130 km (Ritz, 1982). On the Canadian shield, Kurtz and Garland (1976) find a conductive layer at a depth of 170 km. Tammemagi and Lilley (1973) place their conductive layer at a depth of 230 km on the Australian shield and, on the Kaapvaal craton, Van Zijl (1977) describes the presence of a conductive layer in the upper mantle at a depth of 90 km. However, an increasing number of soundings suggests regions of high conductivity at depths ranging from 10 to 40 km so that a tectonic province without this conductive zone is beginning to be considered an anomaly. Thus, in the southeastern section of the Canadian shield, MT soundings conducted by Dowling (1970) establish a conductive zone at a depth of 8-15 km. Geomagnetic depth soundings (GDS) made in the western section of the American platform also show conductive zones in the crust (Camfield et al., 1971). Van Zijl (1977) finds a conductive layer at a depth of approximately 35 km on the Rhodesian and Kaapvaal cratons. The absence of a conductive layer in the crust of the West African craton in Senegal, Upper Volta and Niger can be regarded as irregular (Ritz, 1983). We have, therefore, conducted an MT sounding in the centre of the West African craton at Bafo (latitude 13° 25', longitude 6° 16' W) in the southwestern part of the Segou basin, Mali (Fig. 1). The equipment used has been described in a previous article (Ritz, 1982).

A synthetic geological and geophysical picture

From the geological point of view, most of Mali belongs to the West African craton, which was definitively stabilized during the Eburnean orogeny ($1,850 \pm 250$ m.y.). Birrimian

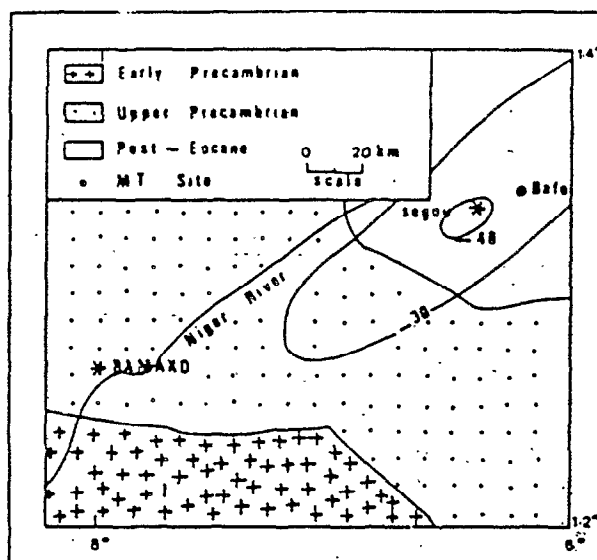


Fig. 1. Generalized geological and Bouguer gravity map of the Segou area. Gravity contours in milligal

rocks are by far the most plentiful in the Precambrian basement. Elsewhere the basement is concealed by a more recent sedimentary cover. Sedimentary rocks consist of series of the Infracambrian age, of the "Continental terminal", a limnic and fluvial formation of Tertiary age and Quaternary dunes (Dars, 1961). The fundamental tectonic structure of the studied area can be assimilated to a large synclinal structure (Reichelt, 1972). However, the geological information about the Segou basin is poorly known. The basin is characterized by Palaeozoic sandstones and Infracambrian sediments which rest on a Birrimian basement comprising highly metamorphosed sedimentary rocks and different intrusive rocks (Dars, 1961).

The Bouguer gravity anomaly (Fig. 1) shows that the Segou basin is dominated by a major east-northeast trending negative anomaly. It is centred in the vicinity of the MT site (Bafo), and is as much as 40 mgal in magnitude. This axial minimum coincides with a large "lineament band", Bamako-Segou (Simon et al., 1982). The Bouguer anomaly along a NW-SE profile is shown in Fig. 2. This "low" is most probably due to the thick sedimentary deposit in the basin. A single density contrast of 0.26 g/cm^3 was used for the basement in a model employed in the computa-

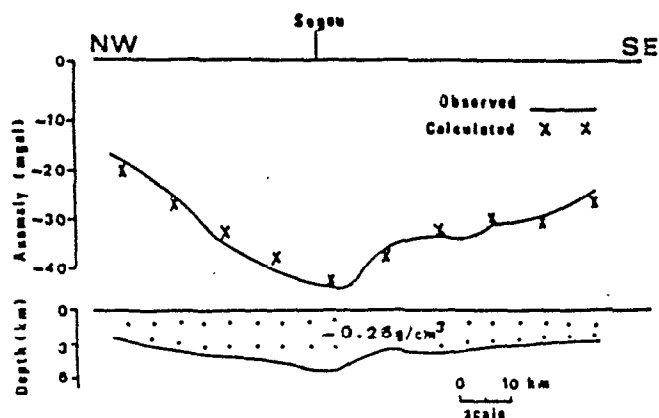


Fig. 2. Observed Bouguer anomaly and schematic interpretational model along a NW-SE profile

tion of depth to the basement (Rechenmann, 1957). The result showed that with a single density contrast there is a close fit between the observed and computed gravity anomaly profile. The gravity anomaly indicates sediments 5 km thick in the deepest part of the basin (Fig. 2).

Results

The variations of the electric and magnetic fields have been measured in the period range extending from 6 to 2,000 s at Bafo. The analysis techniques are those described by Vozoff (1972) and will not be discussed here. Generally, two apparent resistivity curves (and phases) resulted for a site, due to the effects of inhomogeneous structures. The apparent resistivities and the phases in the directions of the principal axes of anisotropy, the direction of the major axis of anisotropy and the preferential direction of the flow of the telluric currents as a function of period are shown

in Fig. 3a-c. The data between 6 and 100 s on both major and minor curves are nearly the same. The apparent resistivity curves display increasing anisotropy with increasing period. It should be mentioned that the minor curve has important error bars for periods longer than 100 s (not presented). It can be seen that the major axis of anisotropy is orientated north-south at Bafo. The separation between apparent resistivities in the principal directions for periods longer than 100 s is an indication of two- or three-dimensional structures. We assume that the apparent anisotropy detected at Bafo is caused by a conductivity inhomogeneity. The problem is to decide which of the two curves best represents the electrical conductivity structure under Bafo. Studies made on the behaviour of the MT fields in the presence of two-dimensional inhomogeneities show that for sites on or off a buried conductor, the maximum apparent resistivity curve is more representative (Patrick and Bostick, 1969). As a result, on the conductive side, this curve will tend to overestimate the resistivity. However the maximum curve is more accurate for a one-dimensional interpretation.

As a first step, major data from Bafo were inverted to a resistivity-depth function by applying the Bostick transform (Bostick, 1976; Goldberg and Rotstein, 1982). This method is an inversion technique applied to the observed data which yields a smoothed variation of the resistivity with depth directly. The result of this transformation is presented in Fig. 3d. The major data were also fitted to layered models according to a linearized, least squares inversion modelling scheme (Jupp and Vozoff, 1975). A low resistivity layer is found, whose upper surface is between 4.5 and 6.5 km in depth and which is about 6 km thick. There is a transition to a highly conductive layer at a depth of 48-60 km (Fig. 3d). Although the model gives results which correspond to the field results, there is a high degree of nonuniqueness of the selected model, since we only considered the MT response at a single site.

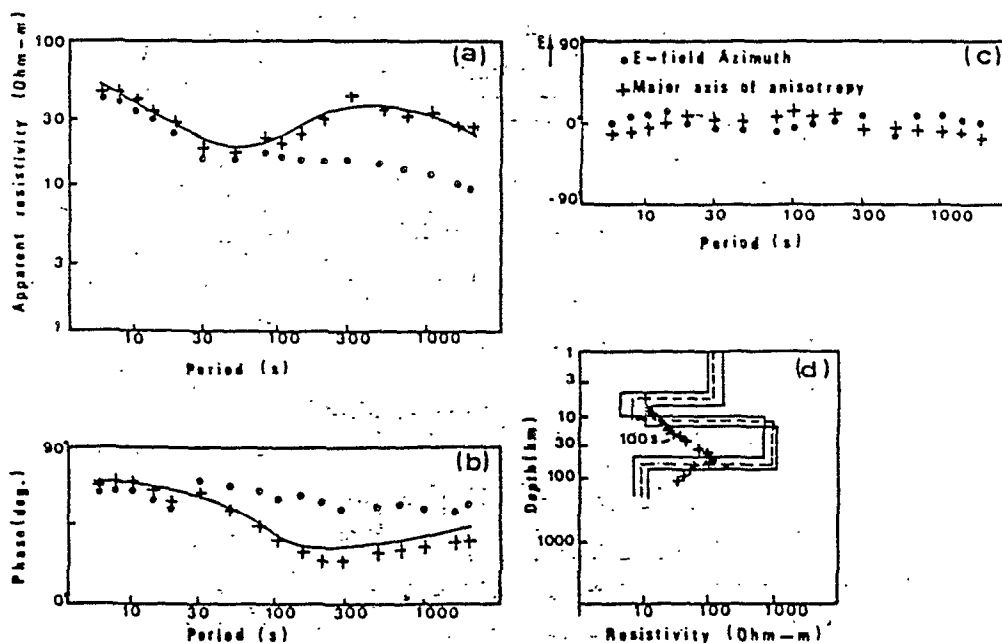


Fig. 3. Rotated major (*crosses*) and minor (*dots*) magnetotelluric responses for Bafo (a and b). *Solid curves* on the major data represent theoretical curves calculated from 1-D model. c The directions of the major axis of the impedance tensor and the angles of polarization of the telluric current. d One-dimensional model for Bafo, the *dashed line* represents the best-fitting 4-layer model and the *solid lines* the bounds of acceptable models. A depth-resistivity diagram (Bostick, 1976) is presented, marked by *crosses*.

The conductive zone found between 5 and 10 km in the upper crust is rather unexpected. Gravity surveys indicated sediments 3-5 km thick in this area, underlain by a crystalline basement. To a first approximation, it appears that the basement is fractured and if the fractured zone is filled with water, it will form a low resistivity zone.

Discussion

The explanation usually given for the existence of layers of low resistivity in the crust is based on hydration processes, with or without partial melting. A temperature of more than 700° C is needed for partial melting of water-saturated rocks at lower crustal levels (Hyndman and Hyndman, 1968). In the case of hydrated basalts, melting could begin at 800°-900° C; the resistivity is then in the region of 10 ohm-m (Volarovitch and Parkhomenko, 1976; Pham Van Ngoc et al., 1980). Since the conductive zone begins at a depth of about 5 km, a geothermal gradient of approximately 160° C km would be required if partial melting were responsible for the conductive layer at this depth. Such a temperature gradient should create hot springs, but this does not seem to have been noted in this region. Such high temperature gradients are to be found in rift zones (Iceland: Beblo and Björnsson, 1980; Afar: Berktold et al., 1974; Kenya: Rooney and Hutton, 1977). Unfortunately, in this region no measurement of heat flow has been obtained. The only measurements of heat flow made on the West African craton are those by Chapman and Pollack (1974) in Niger. They found values that were very low, and lower than the continental average (18.22 mWm⁻²). On the other hand, temperature in the range of 800° C at the level of the conductive zone in the crust may appear exaggerated in a stable shield region. The conductive zone in the crust could then be attributed to the hydration process of Hyndman and Hyndman (1968).

Anomalously high conductivity near the top of the crust can also be connected with the presence of well-conducting minerals, like sulphide and graphite. Such zones have been found in crystalline shields at depths of 5-8 km (Dowling, 1970; Lilley and Tammemagi, 1972; Sternberg and Clay, 1977; Adam et al., 1982). The presence of graphite in rocks leads to a considerable increase in the conductivity which can reach a resistivity of the order of 10 ohm-m (Kotvun, 1976).

It appears, however, that definite conclusions seem to be still premature or largely speculative because of the lack of other geophysical and geological findings in the region. More detailed results may be reached in the future by additional MT soundings.

References

- Adam, A., Kaikkonen, P., Hjelt, S.E., Pajunpää, K., Szarka, L., Verö, J., Wallner, A.: Magnetotelluric and audiomagnetotelluric measurements in Finland. *Tectonophysics* 90, 77-90, 1982
- Beblo, M., Björnsson, A.: Magnetotelluric investigation of the lower crust and upper mantle beneath Iceland. *J. Geophys.* 45, 1-16, 1980
- Berktold, A., Haak, V., Angenheister, G.: Magnetotelluric measurements in the Afar area. Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report n° 14, pp. 67-68, 1974
- Bostick, F.X.: A simple and almost exact method of MT analysis. Workshop on electrical methods in geothermal exploration, Snowbird, Utah, 1976
- Camfield, P.A., Gough, D.I., Porath, H.: Magnetotelluric array studies in the North-Western United States and South-Western Canada. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 22, 201-221, 1971
- Chapman, D.S., Pollack, H.N.: "Cold spot" in West Africa: anchoring the African plate. *Nature* 250, 477-478, 1974
- Dars, R.: Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique de l'ouest). *Mémoire B.R.G.M.* n° 12, 1961
- Dowling, F.L.: Magnetotelluric measurements across the Wisconsin Arch. *J. Geophys. Res.* 75, 2683-2698, 1970
- Goldberg, S., Rotstein, Y.: A simple form of presentation of magnetotelluric data using the Bostick transform. *Geophys. Prospecting* 30, 211-216, 1982
- Hyndman, R.D., Hyndman, D.W.: Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 4, 427-432, 1968
- Jupp, D.L.B., Vozoff, K.: Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 42, 957-976, 1975
- Kotvun, A.A.: Induction studies in stable shield and platform areas. *Acta Geodaet., Geophys. Montanst. Acad. Sci. Hung.* 333-346, 1976
- Kurtz, R.D., Garland, G.D.: Magnetotelluric measurements in Eastern Canada. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 45, 321-347, 1976
- Lilley, F.W.M., Tammemagi, H.J.: Magnetotelluric and geomagnetic depth sounding method compared. *Nature* 240, 184-187, 1972
- Patrick, F.W., Bostick, F.X.: Magnetotelluric modelling techniques. Report n° 59, Electronic Research Center, University of Texas, Austin, 1969
- Pham Van Ngoc, Boyer, D., Le Mouél, J.L., Courtillot, V.: Propriétés électriques de la croûte et du manteau supérieur du rift d'Asal (Djibouti) d'après les sondages magnétotelluriques profonds. *Bull. Soc. Géol. France* 5, 863-871, 1980
- Recher-mann, J.: Mesures gravimétriques et magnétiques en Afrique Occidentale. Rapport interne. Centre Géophysique ORSTOM de MBour, 1957
- Reichert, R.: Géologie du Gourma (Boucle du Niger). *Mémoire B.R.G.M.* n° 53, 1972
- Ritz, M.: Etude régionale magnétotellurique 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, 1982
- Ritz, M.: The distribution of electric conductivity on the eastern border of the West African craton (Republic of Niger). *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 73, 475-488, 1983
- Rooney, D., Hutton, V.R.S.: A magnetotelluric and magnetovariational study of the Gregory Rift Valley, Kenya. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 51, 91-119, 1977
- Simon, B., Brisset, A., Roussel, J., Sougy, J.: Confrontation de la télédétection (analyse numérique et analogique, téléinterprétation à petite échelle) avec la cartographie géologique classique et les données gravimétriques du Mali sud occidental (Afrique de l'ouest). *Bull. Soc. Géol. France* 1, 13-22, 1982
- Sternberg, B.K., Clay, C.S.: Flambeau anomaly: a high conductivity anomaly in the southern extension of the Canadian shield. In: *The Earth's crust*, Geophys. Monograph Series, AGU, 20, pp 501-530, 1977
- Tammemagi, H.Y., Lilley, F.E.M.: A magnetotelluric traverse in Southern Australia. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 31, 533-545, 1973
- Van Zijl, J.S.V.: Electrical studies of the deep crust in various tectonic provinces of Southern Africa. In: *The Earth's crust*, Geophys. Monograph Series, AGU, 20, pp 470-500, 1977
- Volarovitch, M.P., Parkhomenko, E.I.: Electrical properties of rocks at high temperatures and pressures. In: *Geoelectric and geothermal studies*, Adam ed: pp 319-369, KAPG Geophys. Monogr. 1976
- Vozoff, K.: The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics* 37, 98-141, 1972

Received December 1, 1983; Revised May 2, 1984
Accepted June 15, 1984

H. INTERPRETATION D'UNE PROSPECTION
TELLURIQUE EFFECTUEE SUR UN PROFIL
EST-OUEST A TRAVERS LE BASSIN MESO-
CENOZOIQUE SENEGALAIS .

(RITZ M. et FLICOTEAUX R. - Soumis à
Bulletin de la Société Géologique de France, 1984)

Interprétation d'une prospection tellurique effectuée sur un profil Est-Ouest à travers le bassin méso-cénozoïque sénégalais.

M. Ritz - Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
B.P. 1 386, Dakar, Sénégal

et

R. Flicoteaux - Laboratoire de Sédimentologie et L. A. CNRS 132
Etudes Géologiques W - africaines , Université d'Aix-
Marseille III, 13397 Marseille Cedex 13 France

Résumé :

Une prospection tellurique a été entreprise sur un profil Ouest-Est sensiblement à la hauteur du parallèle 14° à travers le bassin sédimentaire sénégalais de façon à obtenir des renseignements sur la structure de sub-surface. La prospection fait apparaître une importante anomalie tellurique négative située dans la partie occidentale du bassin et s'étendant de la côte au méridien 15° W (Ligne Podor-Kolda). L'anomalie tellurique a été interprétée quantitativement à l'aide d'un programme de modélisation à deux dimensions en utilisant la composante perpendiculaire à la direction de l'anomalie. Un modèle "électrique" Est-Ouest de la série sédimentaire est présenté. Apparemment, cette anomalie est due à une brusque augmentation de l'épaisseur des sédiments les plus conducteurs à l'Ouest du méridien 15° W. La résistivité de ce niveau s'abaisse alors à $0,5 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ et son épaisseur augmente d'Est en Ouest. On suggère que cette unité très conductrice représente les grès du Crétacé moyen et supérieur partiellement ou totalement saturés d'eau salée. La base de la série sédimentaire ne peut cependant être localisée avec certitude en raison du faible contraste de résistivité entre les carbonates du Jurassique et les roches cristallines du socle paléozoïque et/ou précambrien. Les résultats ainsi proposés sont en accord avec les données des forages et d'autres informations géologiques et géophysiques indépendantes.

Mots clés : Prospection tellurique, bassin côtier, résistivité électrique, lithologie, Sénégal.

I. Introduction :

Durant les années 1980 et 1981, les variations du champ tellurique ont été enregistrées en 15 stations le long d'un profil traversant d'Ouest en Est, le bassin sédimentaire sénégalais sur une distance d'environ 400 km (tabl. 1). Ces mesures avaient pour but de contribuer à la connaissance de la structure, de l'épaisseur et de l'extension du bassin. Ces stations sont espacées d'une trentaine de kilomètres et s'étendent depuis la côte atlantique à l'Ouest jusqu'à la région de Tambacounda, près de la bordure du bassin, à l'Est (fig. 1). La méthode tellurique utilise une station de référence et une station mobile qui enregistrent simultanément les pulsations dans la bande de période comprise entre 20 et 100 s. Deux lignes de 500 m de longueur étaient disposées suivant les directions Nord-Sud et Est-Ouest magnétiques. Les détails pour l'appareillage ont été publiés antérieurement (Ritz, 1983). La comparaison des variations des champs telluriques à la base et aux stations mobiles permet d'obtenir des renseignements sur la structure du sous-sol. Les principes de la méthode et les bases de l'interprétation ont été exposés par Migaux (1946) et plus récemment par Yungul (1977). D'autres contributions peuvent être citées : Fatemi (1963), Martel et Meunier (1963).

Dans le cas général, les composantes du champ tellurique $E(t)$ en deux stations sont reliées linéairement (Berdichevsky, 1960).

Tabl. 1

<u>Nom de la station</u>	<u>Code</u>	<u>Long. (O)</u>	<u>Lat. (N)</u>
Mbour	1	16°57'	14°24'
Tattaguine	2	16°38'	14°24'
Gandiaye	3	16°18'	14°14'
Kahone	4	16°02'	14°09'
Birkalane	5	15°45'	14°08'
Kaffrine	6	15°33'	14°06'
Malème Hodar	7	14°18'	13°56'
Mbaye Mbaye	8	15°	14°
Kounghel	9	14°58'	13°59'
Koumpentoum	10	14°33'	13°59'
Malème Niani	11	14°18'	13°56'
Koussanar	12	14°03'	13°52'
Sinthiou Malème	13	13°55'	13°50'
Tambacounda	14	13°42'	13°48'
Missira	15	13°30'	13°18'

Tabl. 2

Stations	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
J _M	32	15	12	8	6	7	13	40	38	111	112	142	100	90	163

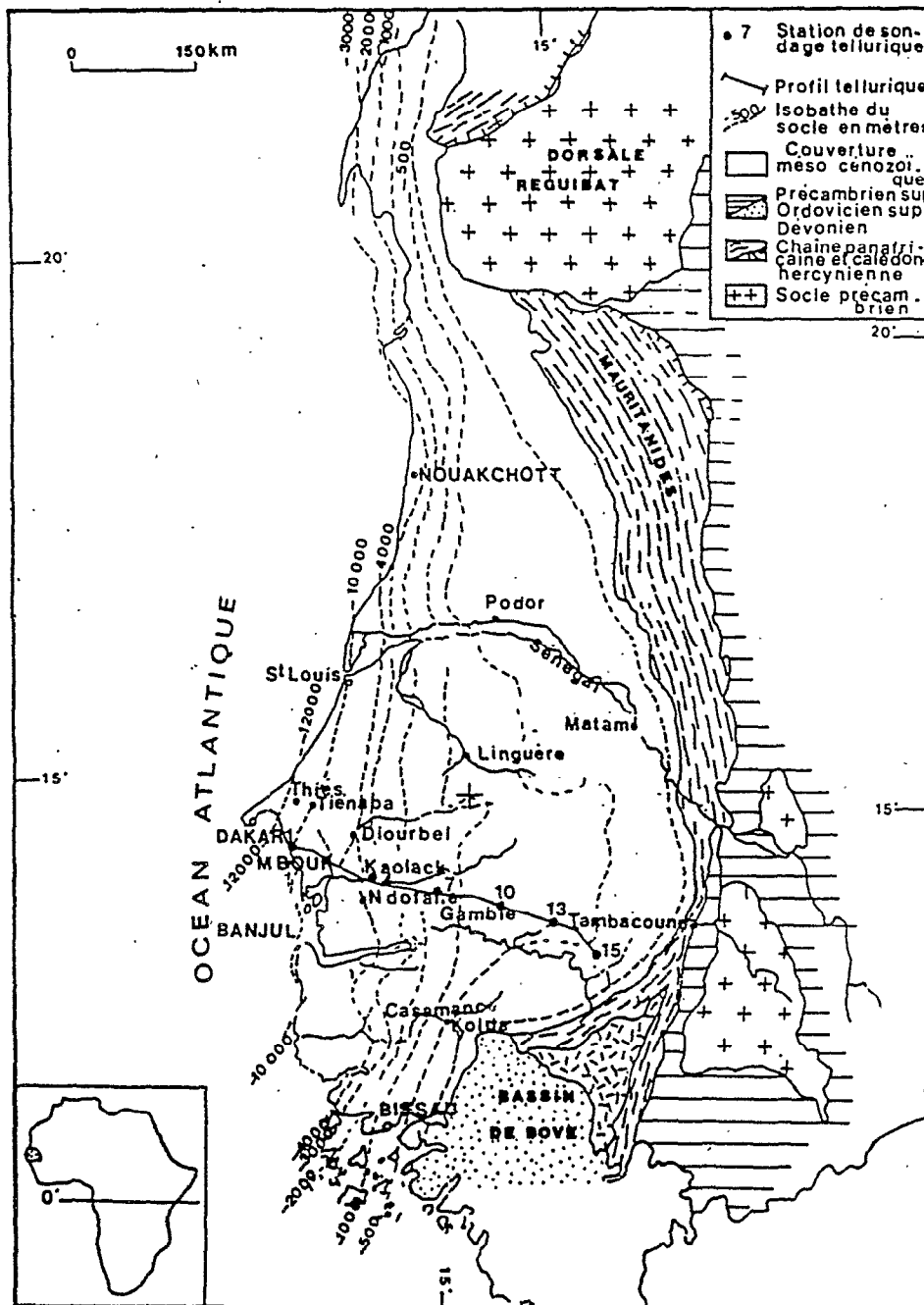


Fig. 1- Isobathes du toit du socle paléozoïque et/ou précambrien (en mètres) d'après la Carte tectonique internationale de l'Afrique (ASGA-UNESCO, 1968). Le cartouche indique la situation du Sénégal en Afrique.

$$\begin{vmatrix} E_u \\ E_v \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} a & b \\ c & d \end{vmatrix} \begin{vmatrix} E_x \\ E_y \end{vmatrix}$$

E_u , E_v , E_x , E_y , sont respectivement les composantes du champ tellurique à la station mobile et à la station de référence. Les constantes a , b , c et d dépendent des directions des systèmes de coordonnées et de la géologie de sub-surface.

On normalise les amplitudes du champ à la station mobile par rapport aux amplitudes du champ à la station de référence située sur une structure tabulaire. Ceci revient à faire décrire au vecteur de la station fixe (base) un cercle, et si la station mobile (S_i) n'est plus sur la structure tabulaire, le vecteur anomalie décrit une ellipse dont l'aire πJ est égale à $\pi |ad - bc|$. La quantité J est le jacobien de la transformation du système x, y au système u, v . La quantité J est un invariant appelé aire relative de l'ellipse (Yungul, 1968). Les aires sont élevées si la station mobile est située dans une zone où les sédiments sont peu épais ou plus résistants qu'à la station de référence. Ces valeurs sont faibles à l'aplomb des stations où la section sédimentaire est plus épaisse ou plus conductrice qu'à la station fixe. Les deux cas supposent un socle infiniment résistant. A priori, en calculant l'aire relative J aux différentes stations, il est possible de montrer les variations des couches sédimentaires par rapport à une station prise comme référence. Le croquis des ellipses théoriques de la figure 2 (Hermance et al., 1984), permet de montrer, pour une structure cylindrique simple, la variation des aires relatives J à différentes stations S_i par rapport à la station de base (B). On note un accroissement rapide

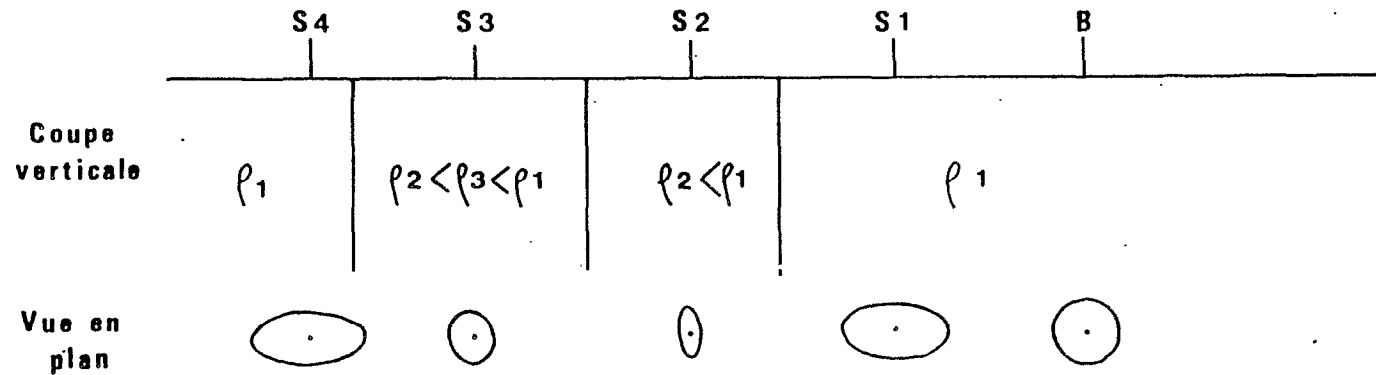


Fig. 2- Croquis montrant les ellipses relatives théoriques pour une structure cylindrique simple (ρ_i représente la résistivité des différents milieux), d'après Hermance et al. (1984).

des valeurs d'aires en liaison avec l'augmentation de la résistivité (ρ_1), cependant que l'ellipse du milieu très conducteur (station S₂) tend à se disposer parallèlement à la direction de contact entre les milieux de résistivités contrastées ρ_1 et ρ_2 .

II. Géologie du bassin :

Située sur la marge occidentale de l'Afrique, le bassin côtier du Sénégal couvre une superficie de 350 000 km² dont la majeure partie est émergée. Il est constitué de terrains mésozoïques et cénozoïques discordants au Nord sur la bordure occidentale de la Dorsale Reguibat, à l'Est sur la chaîne des Mauritanides, et au Sud sur le Bassin Bove (fig. 1). Très minces à l'Est, quelques centaines de mètres, ces terrains s'épaississent vers la côte atlantique pour atteindre plus de 7 000 m (de Spengler et al., 1966). Ils sont recouverts en grande partie par un faciès d'altération du Cénozoïque (Tessier et al., 1975) qui masque les observations de surface. Cependant, les données des forages pétroliers (Maugis, 1955 ; Castelain, 1965) ont fait progresser la connaissance de la structure du bassin et celle de son remplissage sédimentaire. La figure 1 représente les isobathes du toit du socle d'après la carte tectonique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1968), modifiée pour tenir compte des résultats de forage les plus récents. Elle montre que le bassin a une forme simple, son socle s'abaissant progressivement d'Est en Ouest jusqu'à l'isobathe 1000 m, à l'aplomb d'une ligne Podor-Kolda, puis s'affaissant très rapidement, le long d'une flexure, pour dépasser l'isobathe 4 000 m à l'Ouest de Diourbel. L'âge et la nature du remplissage sédimentaire varient parallèlement à l'approfondissement du socle (fig. 3).

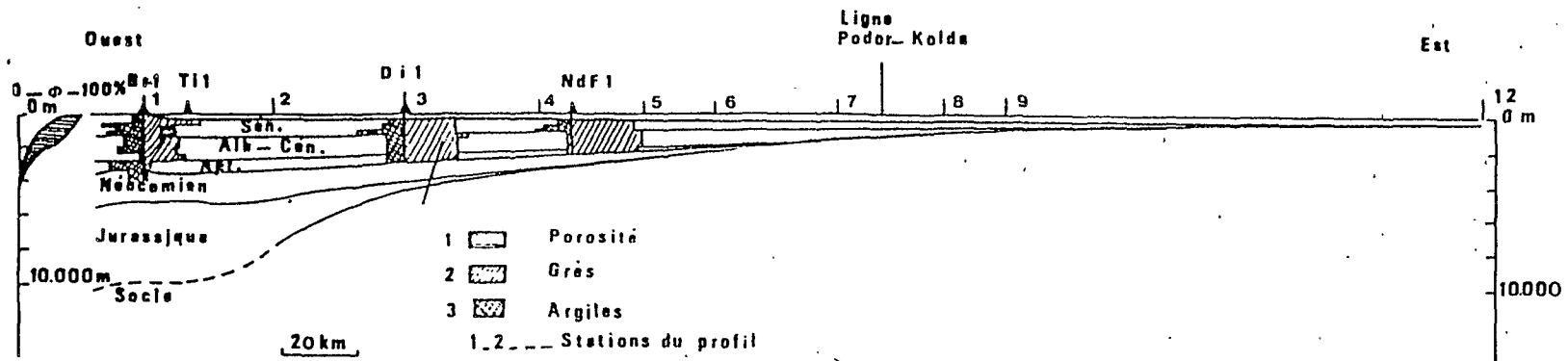


Fig. 3- Coupe géologique du bassin sénégalais le long du profil.
 1: Courbes enveloppes de la porosité D établies pour les calcaires (à gauche) et les argiles (à droite); 2 et 3: Pourcentages de grès et d'argiles pour les forages Br1, Di1 et NdF1.

A l'Est, la série débute au Cénomaniens supérieur (Flicoteaux - Dupin in Michaud, 1984) ; elle est constituée par des grès du Crétacé supérieur que couronnent une mince pellicule de calcaires paléocènes et de marnes éocènes. Entre la ligne Podor-Kolda et Diourbel, la série débute au Néocomien ; elle est constituée de grès avec des intercalations argileuses, d'âge Crétacé, couronnés par les mêmes calcaires et marnes de la base du Tertiaire. Enfin, à l'Ouest de Diourbel, la série débute au Jurassique ; elle est constituée de calcaires au Jurassique supérieur, d'alternances de calcaires, d'argiles et de grès à ciment carbonaté au Néocomien, d'argiles avec des intercalations gréseuses au Crétacé moyen et supérieur et de calcaires et de marnes, toujours les mêmes, au Tertiaire inférieur. Deux coupes détaillées des variations lithologiques et stratigraphiques de la série viennent d'être présentées par Bellion et Guiraud (1984) : l'une pour le parallèle de Mbour, l'autre à travers la Casamance. De nombreuses études géophysiques ont également contribué à la connaissance de la structure profonde du bassin. Des sondages électriques avec des lignes AB de 6 000 m (Mathiez et Huot, 1966) avaient déjà permis de souligner une importante flexure du socle à l'aplomb du méridien 15°30'W. L'interprétation des données gravimétriques de Crennet Rechenmann (1965) (Liger et Roussel, 1979 ; Liger, 1980 ; Roussel et Liger, 1983) montre d'une part que le socle et sa couverture méso-cénozoïque sont affectés par la mise en place de nombreuses intrusions magmatiques, d'autre part des variations crustales importantes avec notamment une remontée très importante du Moho entre Diourbel et Dakar. Ces manifestations reflèteraient une histoire tectonique liée à l'ouverture de l'Atlantique.

III. Analyse des résultats :

Nous avons calculé la matrice de transfert entre les stations mobiles et la station de référence le long du profil. L'aire relative J_M de chaque couple mobile-base a ainsi pu être déterminée. Le tableau 2 donne l'aire relative pour chaque station, la valeur de 100 de l'aire étant attribuée à la station 13 à laquelle on s'est rattaché (fig. 1).

Malgré la faible densité du réseau, on peut constater que les valeurs d'aires deviennent de plus en plus faibles à mesure que l'on se déplace vers l'Ouest. Cependant, à partir de la station 4, la valeur d'aire augmente légèrement jusqu'à la côte bien que les résultats des forages pétroliers montrent un approfondissement des formations géologiques du bassin vers l'Ouest. Ceci met en évidence une augmentation de la résistivité de la série sédimentaire.

Deux diminutions importantes de la valeur de l'aire sont situées (fig. 4) entre les stations 10 et 9 où J_M varie de 111 à 38 et les stations 8 et 7 où est supposé se situer la flexure et où J_M varie de 40 à 13. Ceci traduit l'existence probable, le long du profil, de deux fortes anomalies marquées par d'importantes variations des valeurs d'aires.

IV. Interprétation quantitative :

Les entités géologiques rencontrées sont en général des structures à deux ou trois dimensions. Pour montrer la relation de l'aire relative J_M avec la géologie, nous avons étudié une structure simple à deux dimensions (2 - D) telle que la direction de contact infinie entre deux blocs de résistivité différente soit la direction y , c'est-à-dire que le champ électromagnétique est invariant dans cette direction. Ceci implique, pour la matrice de

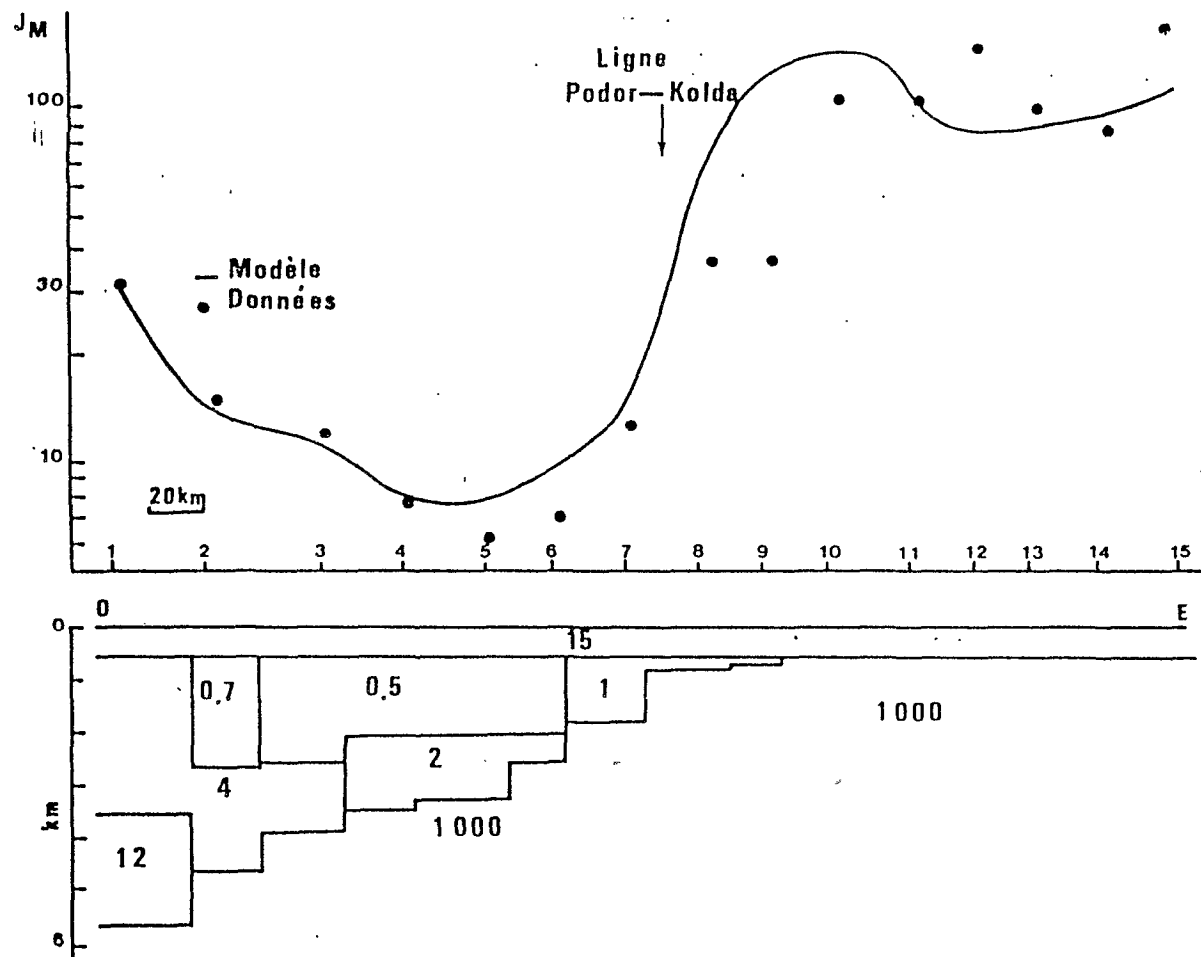


Fig. 4- Profil tellurique sur le bassin sédimentaire et son interprétation par un modèle à deux dimensions. Les points représentent les valeurs d'aires J_M à la période de 30 s. La ligne en trait continu est la variation des amplitudes du champ électrique E_t normalisée par rapport à la station de référence obtenue à l'aide du modèle à deux dimensions. Les chiffres dans le modèle "électrique" sont les résistivités en ohm-m des différents ensembles distingués.

transfert reliant les composantes de E à deux stations séparées, que $b = c = 0$, $d = 1$ et $J = a$. Ainsi, pour une structure 2 - D dont la direction de contact est y , la valeur d'aire J_M à la station mobile est égale au rapport des champs telluriques à la station mobile et à la station de référence.

$$J_M = \frac{E_{x_M}}{E_{x_B}}$$

La valeur d'aire J_M à une station mobile représente la composante électrique perpendiculaire à l'axe de l'anomalie normalisée par rapport à la station de référence. Nous pouvons donc calculer les valeurs de J_M à l'aide d'un programme magnéto-tellurique de modélisation à deux dimensions. Nous avons besoin seulement des valeurs E_{\perp} , c'est-à-dire des composantes perpendiculaires à la direction de l'anomalie (mode TM). Les valeurs E_{\perp} normalisées sont alors comparées aux valeurs d'aires J_M le long du profil.

Dans le modèle initial, nous avons intégré au maximum les informations disponibles dans la région (sondages électriques et forages pétroliers). Nous avons tenu compte des deux anomalies sur J_M mises en évidence lors de la prospection tellurique. Le modèle de départ est alors successivement amélioré jusqu'à une bonne adaptation entre les valeurs d'aires J_M et les composantes normalisées E_{\perp} . Nous présentons sur la fig. 4 une coupe provisoire simplifiée du bassin obtenue à l'aide d'une modélisation 2 - D. On constate au droit des stations 9 et 8 une différence importante entre les données expérimentales et la courbe théorique. Ceci peut refléter les déviations de la densité de courant tellurique

par rapport à la distribution uniforme du champ : augmentation importante de l'horizon résistant, structure non cylindrique, inhomogénéités dans la couverture sédimentaire. Ces deux stations sont en effet à proximité d'un changement latéral de la résistivité marqué par le voisinage de la ligne Podor-Kolda.

V. Discussion :

Sur la coupe géologique de la figure 3, nous avons reporté 3 forages situés soit directement sur le profil, soit à proximité : Mbour (Br1), Diourbel (Di1) et Ndofane (NdF1), en indiquant les pourcentages d'argiles et de grès des principaux ensembles stratigraphiques. Pour les stations 1, 3 et 5, nous avons mis en parallèle sur les figures 5 et 6 le profil résistivité-profondeur obtenu par la méthode de sondage tellurique avec les résultats lithologiques et stratigraphiques des forages Br1, Di1 et NdF1. Ces stations sont privilégiées car elles peuvent être étalonnées par les trois forages. Dans ces trois stations, nous observons une division de la série géologique en quatre ensembles lithologiques.

1/ - Un ensemble lithologique superficiel avec une résistivité de 15 ohm -m et une épaisseur de l'ordre de 700 m existe aux trois stations. Les résultats des forages montrent que la totalité du Cénozoïque est de l'ordre de 250 m à l'Ouest des stations 5/6 pour ne plus faire que 50 m à Mbour. L'ensemble lithologique à 15 ohm -m inclut donc vraisemblablement, outre le Cénozoïque, le sommet du Mésozoïque : c'est-à-dire le niveau sableux aquifère du Maastrichtien et le Campanien qui est gréseux. La présence de niveaux argileux dans l'Eocène réduit d'une manière significative la résistivité effective de cet ensemble lithologique.

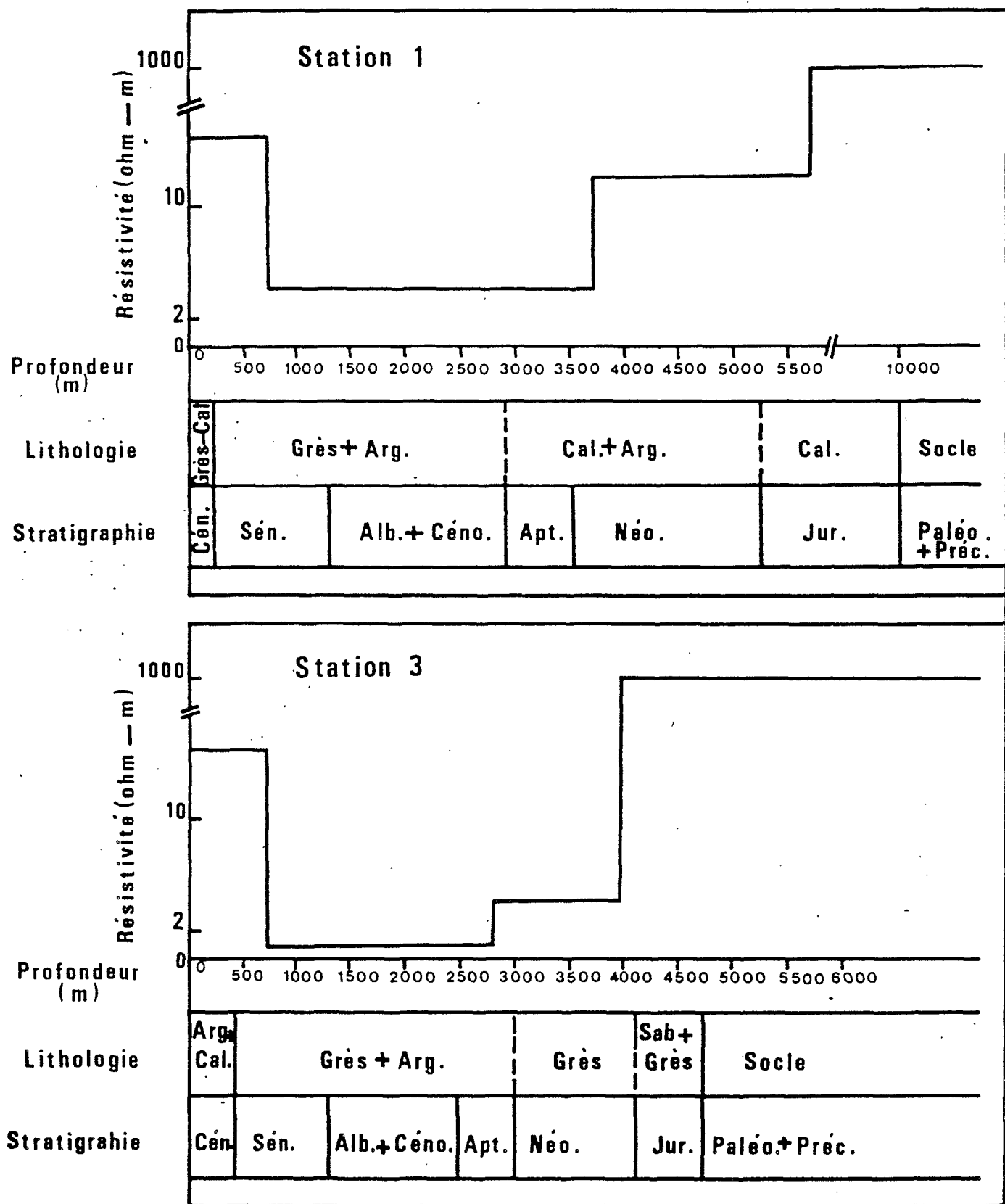


Fig. 5- Profils de résistivité - profondeur pour les stations 1 et 3 confrontés aux résultats des forages Br1 et Dil.

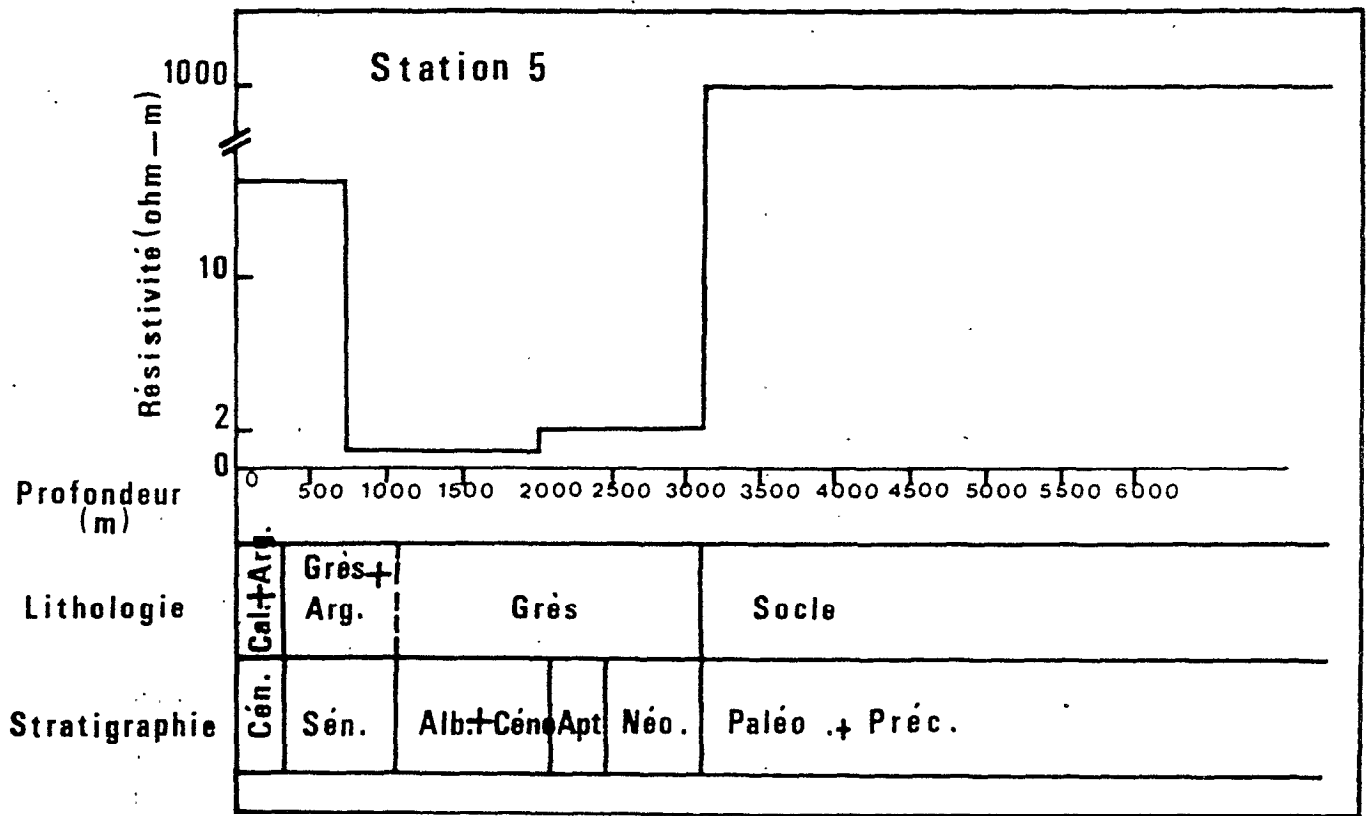


Fig. 6- Profil de résistivité - profondeur pour la station 5 confronté aux résultats du forage NdF1.

2/ - Au-dessous de l'ensemble lithologique superficiel, la résistivité diminue considérablement surtout pour les stations 3 et 5, comme le montrent les figures 5 et 6. Cette diminution brutale de la résistivité peut s'expliquer par une augmentation de la porosité des roches, par une augmentation de la salinité des fluides contenus, par un accroissement de la température ou par la combinaison de deux ou trois de ces phénomènes. On sait, en effet, que dans les premiers kilomètres de la croûte, la conductivité électrique est de type électrolytique à travers les fluides contenus dans les pores des roches (Hermance, 1973). La valeur de la porosité et la nature des fluides qui saturent les pores peuvent donc conditionner fortement les valeurs de la résistivité des niveaux sédimentaires. La valeur de la résistivité ρ d'une roche saturée en fluide est d'ailleurs liée à la résistivité ρ_f du fluide et à la porosité ϕ de la roche par la relation $\rho = \rho_f \phi^m$ où m est un coefficient généralement pris égal à -2 (Brace et Orange, 1968 ; Desbrandes, 1968). Enfin, la température intervient car elle a pour effet de diminuer la résistivité ρ_f des fluides électrolytiques par un facteur 10 entre 0 et 250° C, indépendamment de la pression (Quist et Marshall, 1968). Au-dessous de 700 m et au-dessus de 4 000 m, les données des rapports de forage montrent que la salinité des eaux est comprise en moyenne entre 100 et 150 g/l. Elles montrent également que la température augmente en moyenne de 45 à 110° C. Un rapide calcul indique alors une résistivité des fluides ρ_f variant entre 0,03 et 0,06 ohm -m. Les mêmes rapports de forage signalent pour les réservoirs situés entre 700 et 4 000 m de fortes porosités ;

ces porosités s'expliquent par une forte dissolution de la charpente silicatée des grès constituant les réservoirs et par une évolution diagénétique postérieure ayant conservé le résultat de cette dissolution (Michaud, 1984). L'examen des courbes de porosité déduites de l'étude des diagraphies sonic (Brun, 1983 et travaux en cours) montre que la porosité des grès varie en moyenne entre 30 et 50 % à 700 m, 10 et 20 % à 2 500 m, pour ne plus faire que 5 % à 4 000 m. Il vient alors pour la résistivité ρ des grès saturés en fluides des valeurs comprises entre 0,12 et 0,66 ohm -m à 700 m et 0,9 et 6 ohm -m à 2 500 m. Ceci est en accord avec les moyennes obtenues par la méthode du sondage tellurique dans les stations 3 et 5. Entre les stations 1 et 3, de légères variations de la porosité, conséquence d'une compacité plus grande observée dans les grès (Michaud, 1984), peuvent entraîner des variations de résistivité comme celles observées sur la figure 4 (entre 0,5 et 4 ohm -m). La base de cette série conductrice serait vers 2 000 m à la station 5, 2 700 m à la station 3 et 3 700 m à la station 1. Cette série poreuse conductrice représente vraisemblablement la partie du Crétacé comprise entre le Campanien et l'Aptien (Flicoteaux-Dupin, *in* Michaud, 1984). Le toit de cette série représente la zone de transition eau douce/eau salée. A MBour, station 1, d'après les diagraphies électriques, cette limite se situe entre 480 et 610 m de profondeur.

3/ - Au-dessous de la zone très conductrice, la résistivité augmente légèrement (fig. 5 et 6) par suite de l'accroissement très rapide de la compaction qui diminue la porosité. Ce niveau à 2 - 4 ohm -m représente la séquence gréseuse du Néocomien pour les stations 3 et 5.*

Le fait que la résistivité du Néocomien reste assez faible, ne dépassant pas 4 ohm -m, suggère cependant que les grès sont partiellement hydratés, ce qui a été vérifié par les forages. Les tests réalisés en cours de forage indiquent en outre une baisse de la salinité comprise entre 50 et 90 g/l. L'augmentation brutale de la résistivité (12 ohm -m) de cet ensemble lithologique à la station 1 (fig. 5) marque un changement de faciès : le Néocomien gréseux à l'Est de la station 2 devient argilo-carbonaté à l'Ouest.

4/ - Une zone résistante profonde se situe à la base du profil ; elle varie entre 3 200 m à la station 5 et 5 700 m à la station 1. Comme l'avancée orientale extrême de la transgression jurassique est généralement placée entre les stations 4 et 5, à proximité de la station 5, la zone résistante peut représenter le socle sous la station 5. Par contre, pour la station 1, la zone résistante à 1 000 ohm -m doit plutôt représenter les carbonates du Jurassique. La base de ce niveau carbonaté ne peut cependant être localisée en raison du trop faible contraste de résistivité entre les carbonates et le socle.

VI. Conclusions :

La campagne de sondages telluriques entreprise dans le bassin sédimentaire sénégalais a permis d'obtenir un profil de résistivité, le long d'une ligne MBour-Tambacounda. Les détails des caractéristiques électriques de la série sédimentaire ont permis d'ajouter aux données fournies par les forages de MBour, Diourbel et N'dofané des informations complémentaires sur la répartition des grandes unités lithologiques. Parmi les résultats importants ainsi obtenus, on peut

citer la détermination de la limite occidentale des faciès gréseux aptiens à campaniens, la détermination de la profondeur du socle résistant à la station 5 (3 200 m) et celle du toit des carbonates jurassiques à la station 1 (5 700 m). Enfin, le profil "géoélectrique" obtenu pourra servir de modèle dans l'interprétation des résultats des campagnes de sondages telluriques réalisées dans les parties du bassin dépourvues de données de forages profonds.

Remerciements :

Cette présente campagne de prospection tellurique a pu être réalisée avec le concours de M. Chauvin, L. Mollard et J. Vassal et nous tenons particulièrement à les en remercier.

- Michaud L. (1984).- Les milieux de sédimentation crétacés du Sénégal et leur évolution diagenétique (étude de subsurface). Thèse 3e cycle Univ. Aix-Marseille III, et Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme, Marseille, B, 16, 158 p.
- Migaux L. (1946).- Une méthode nouvelle de géophysique appliquée : la prospection par courants telluriques. Ann. Géophys., Paris, 2, fasc. 2, p. 131 - 146.
- Quist A.S. et Marshall W.S. (1968).- Electrical conductances of aqueous sodium chloride solutions from 0-800°C and at pressures to 4 000 bars. J. Phys. Chem., Washington, 72, 684 - 703.
- Ritz M. (1983).- The distribution of electric conductivity on the eastern border of the West African craton (Republic of Niger). Geophys. J.R. astr. Soc., London, 73, p. 475-488.
- Roussel J. et Liger J.-L. (1983).- A review of deep structure and ocean-continent transition in the Senegal basin (West Africa). Tectonophysics, Amsterdam, 91, p. 183 - 211.
- Spengler A. (de), Castelain J., Cauvin J. et Leroy M. (1966).- Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal. In : "Bassins sédimentaires du littoral africain", 1ère partie : Littoral atlantique, D. Reyre éd., Assoc. Serv. géol. afr., Paris, p. 80 - 94.
- Tessier F., Flicoteaux R., Lappartient J.-R., Nahon D. et Triat J.-M. (1975).- Réforme du concept de continental terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'ouest-africain. IXème Congr. int. Sédim. Nice, t. 1, p. 207 - 211.

Yungul S.H. (1968).- Measurements of telluric "relative ellipse area" by means of vectograms. Geophysics, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 33, p. 127 - 131.

Yungul S.H. (1977).- The telluric method in the study of sedimentary structures. A survey. Geoexplor., Amsterdam, Hollande, 15, p. 207 - 238.

CHAPITRE IV

APPORT DES RESULTATS DE SONDAGE ELECTRO-
MAGNETIQUE A LA CONNAISSANCE DE LA STRUC-
TURE DE L'OUEST-AFRICAIN

En Afrique de l'Ouest, les observations sur le champ électromagnétique pour une gamme de périodes de 10 à 10 000 secondes n'ont pas fourni beaucoup d'informations sur les couches superficielles, que seule l'étude de périodes plus basses pourrait donner (Ritz, 1984 b- Chapitre III E). Néanmoins la composition des différentes couches de terrain, sur une même horizontale, est loin d'être homogène; les structures, les failles, les changements de lithologie entraînent une anisotropie plus ou moins importante aux stations d'enregistrement puisque des matériaux aux constantes électriques différentes se trouvent juxtaposés au même niveau et nous avons pu délimiter différents secteurs de résistivité contrastée. Le problème consiste alors à déterminer quelles sont les formations géologiques pouvant produire ces contrastes de résistivité. Sur des régions aussi vastes, les résultats de sondage électromagnétique (EM) ne peuvent être qu'une première approche. D'un autre côté, l'utilisation de périodes élevées a permis la découverte et la délimitation de plusieurs grandes structures conductrices dans la croûte et le manteau supérieur; nous tenterons de montrer qu'il y a une association étroite entre le site de certaines anomalies conductrices et d'anciennes bordures de continents. Enfin, au point de vue pratique, ce travail a fourni la possibilité de tester les méthodes EM dans des contextes géologiques nouveaux.

I- SITUATION GEOLOGIQUE

Le domaine prospecté, situé dans l'Ouest-africain, se décompose naturellement en trois zones structurales (fig. 1):

- le craton Ouest-africain qui est un socle ancien granitisé et métamorphisé, structuré par l'orogénie éburnéenne (ou birrimienne) dans l'intervalle 2400-1600 Ma. Il est recouvert sur une grande partie de sa

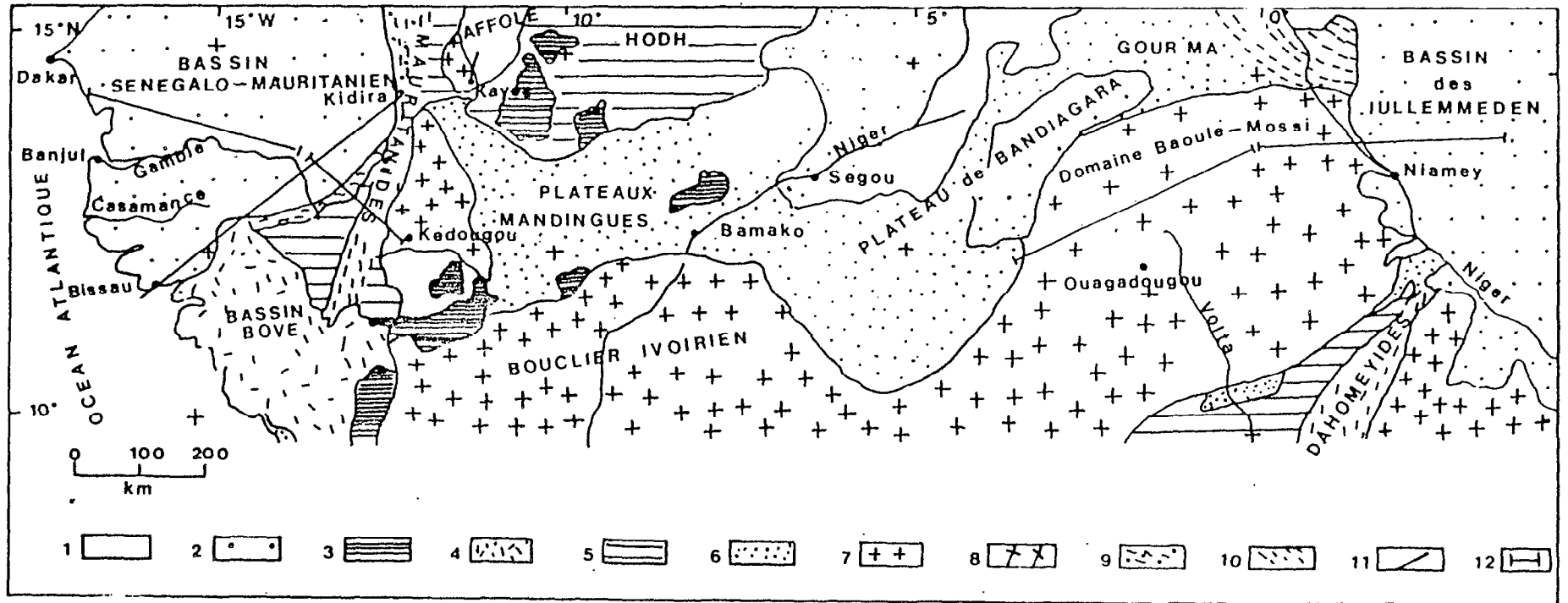


Fig. 1- Schéma structural de l'Ouest-africain (d'après Le Page, 1982; Carte tectonique internationale de l'Afrique, 1968).

1: Dunes, alluvions, Quaternaire; 2: Mésozoïque et Tertiaire; 3: Dolérites permo-liasiques; 4: Siluro-Dévonien; 5: Précambrien terminal et Cambro-Ordovicien; 6: Sédiments du Précambrien supérieur; 7: Cycle éburnéen (2400-1600 Ma); 8: Cycle libérien (>2400 Ma); 9: Plissements et métamorphisme calédonno-hercyniens; 10: Plissements et métamorphisme panafricains; 11: Failles; 12: Profils de sondage électromagnétique.

surface par des formations sédimentaires peu déformées d'âge protérozoïque supérieur et paléozoïque (Bassot, 1966, Machens, 1973; Trompette, 1973; Bessoles, 1977).

- les zones mobiles qui le bordent, à l'Ouest et à l'Est, constituées de formations sédimentaires et éruptives, plissées et plus ou moins métamorphisées, appartenant au socle et à la couverture de l'ensemble précédent. La marge occidentale ou chaîne des Mauritanides apparaît comme le résultat de la succession de trois grands événements tectoniques du Panafricain à l'Hercynien (Dia et al., 1979; Roussel et al., 1984). La marge orientale du craton est marquée uniquement par des manifestations panafricaines à 620-550 Ma (Bertrand et Caby, 1976; Liégeois et al., 1983).

- les bassins mésozoïques à actuels, comportant le bassin côtier sénégal-mauritanien et le bassin intracratonique des Iullemmeden au Niger (Greigert, 1966; Machens, 1973).

II- RELATIONS ENTRE LES RESULTATS DE SONDRAGE ELECTRO-MAGNETIQUE (EM) ET LA GEOLOGIE DE L'OUEST-AFRICAIN

Du fait de l'espacement des stations de mesure, seule une comparaison grossière des modèles géoélectriques avec les données géologiques est possible. La région prospectée n'est guère favorable, la tectonique en surface comme en profondeur est compliquée.

A) Le craton

Le craton, figé depuis 1600 Ma, présente deux zones principales d'affleurement sur nos profils: la boutonnière du Sénégal oriental qui n'a été affectée, semble-t-il, que par le cycle birrimien; le domaine Baoulé-Mossi de la dorsale de Man (ou bouclier ivoirien) qui a été affecté de façon intense par l'orogénèse éburnéenne, tout en gardant, surtout

à l'Ouest, des témoins du cycle orogénique libérien (>2400 Ma). En fait, ces deux boutonnières ne sont pas isolées, elles se réunissent sous quelques milliers de mètres de sédiments.

1- La boutonnière du Sénégal oriental

1.1 Géologie (fig. 2)

Ce socle est constitué en partie de roches volcaniques basiques et de roches sédimentaires (schistes, grauwackes, calcaires) plissées et légèrement métamorphosées d'âge birrimien. L'autre partie est constituée de granites éburnéens tardi- et post-birrimiens recoupant les formations volcano-sédimentaires (Bassot, 1966 et 1969; Debat et al., 1982; Debat et al., 1984). Les séries qui se succèdent d'Ouest en Est sont:

- la série de Mako caractérisée par la présence d'anciennes roches volcaniques basiques, interstratifiées avec des roches sédimentaires.
- les séries du Dialé et du Daléma qui comprennent essentiellement des roches d'origine sédimentaire, que Bassot (1969) considère comme des séries flyschoïdes de comblement de géosynclinal.

2.2 Modèle géoélectrique (fig. 3)

Les formations birrimiennes se sont révélées trop minces pour être accessibles à nos périodes les plus basses et l'interprétation montre un seul terrain très résistant (3 000 ohm-m) qui correspond, vraisemblablement, au socle archéen. Ceci peut indiquer le caractère pelliculaire des unités birrimiennes de la boutonnière, contrairement aux séries birrimiennes du domaine Baoulé-Mossi (fig. 5). Nous reviendrons plus tard sur l'anomalie conductrice crustale à la station 23 (Kédougou).

2- Le domaine Baoulé-Mossi

2.1 Géologie (fig. 4)

FORMATIONS PRÉCAMBRIENNES ET PALÉOZOÏQUES DU SÉNÉGAL ORIENTAL

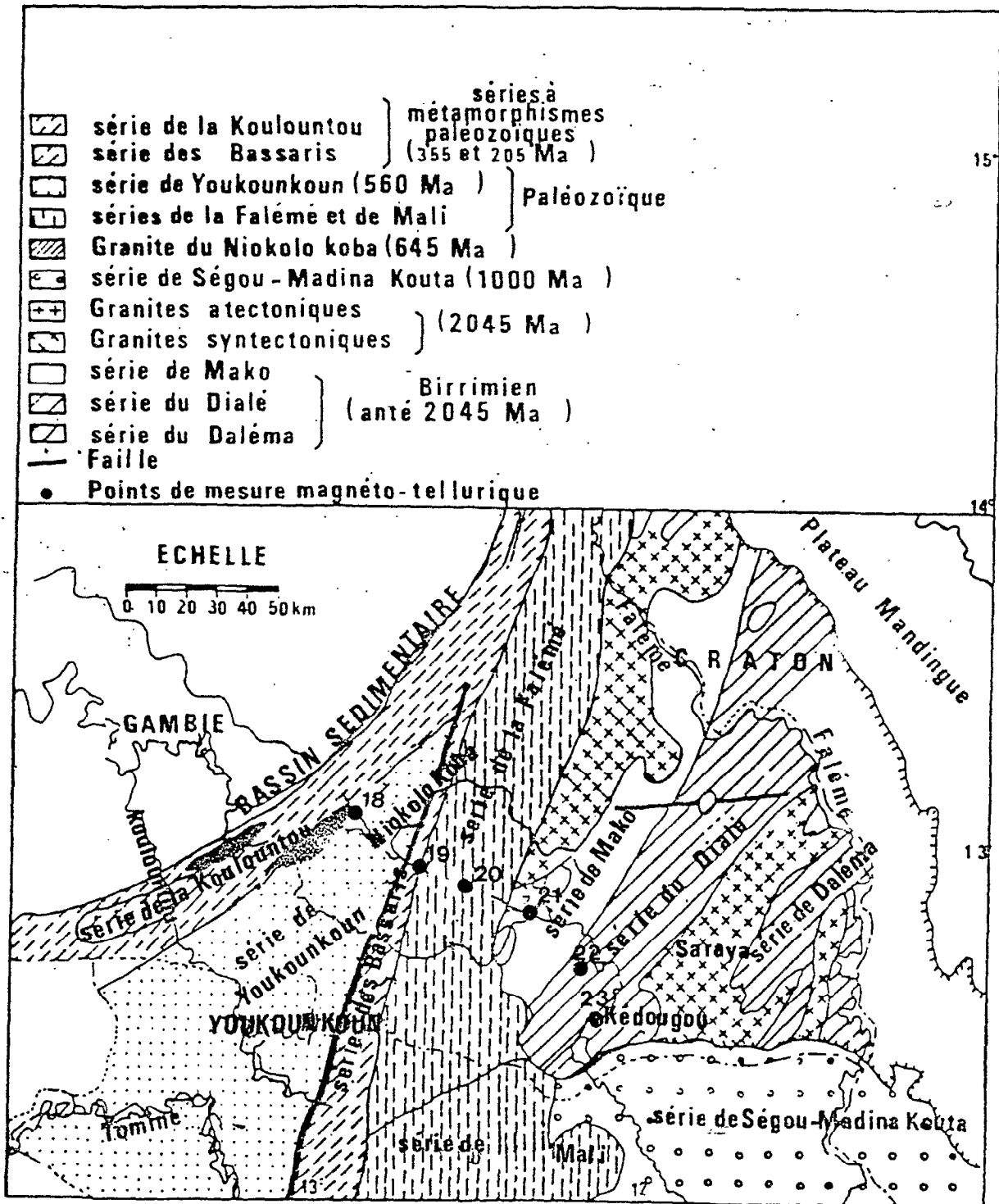


Fig. 2- Schéma géologique de la chaîne des Mauritanides et de la boutonnière du Sénégal oriental (d'après Bassot, 1966).

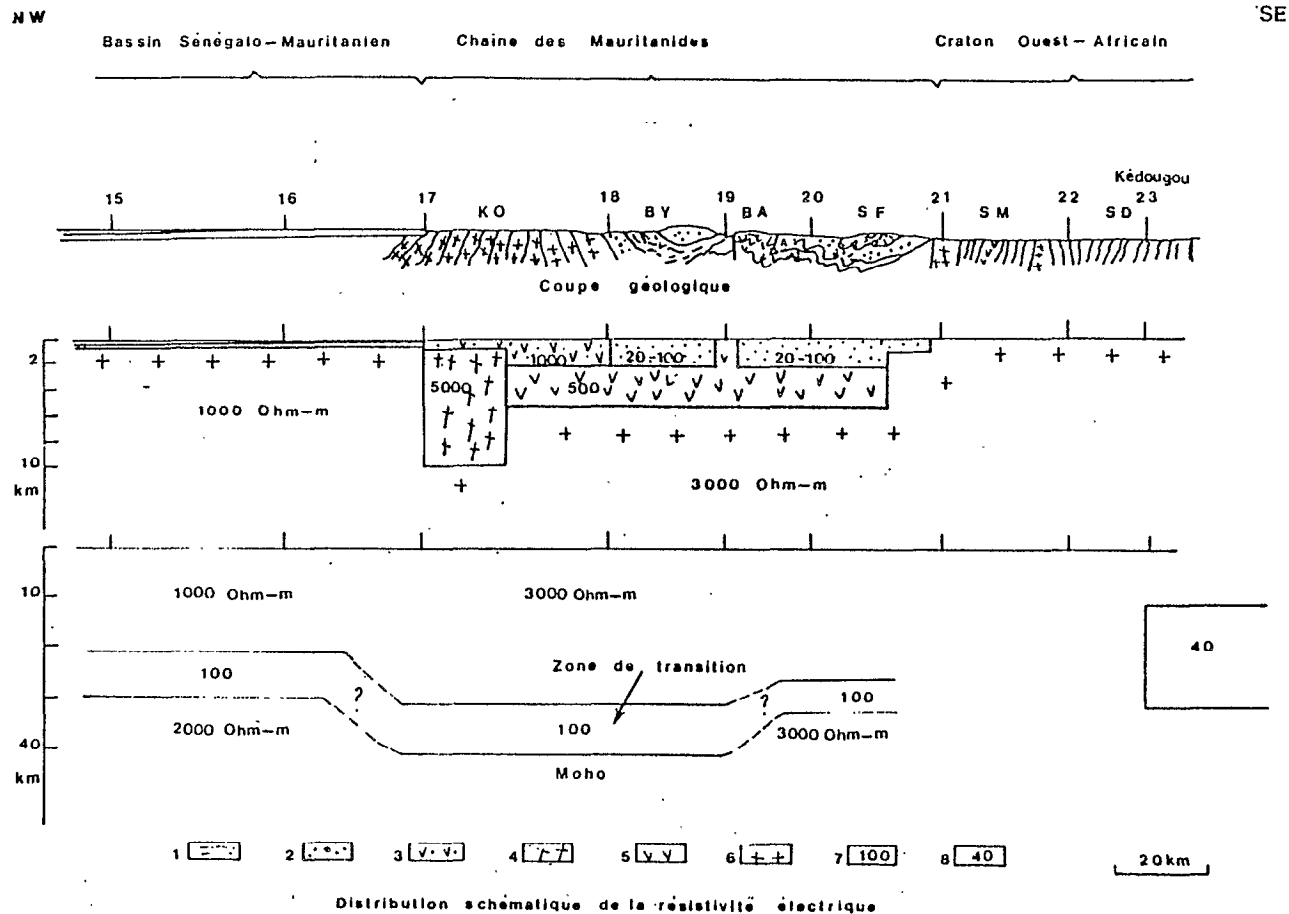


Fig. 3- Coupe géologique schématique du tronçon sud de la chaîne des Mauritanides (d'après Bassot, 1966; Dia et al., 1979; Villeneuve, 1984) et interprétation du profil géoélectrique.

1: Couverture, méso-cénozoïque (10 ohm-m); 2: Formations à caractère flyschoidé (20-100 ohm-m); 3: Matériel volcaniques et granitoïdes (1000 ohm-m); 4: Roches intrusives basiques ou intrusions granodioritiques (5000 ohm-m); 5: Roches volcaniques et volcano-sédimentaires (500 ohm-m); 6: Socle continental (1000-3000 ohm-m); 7: Valeur de la résistivité électrique dans la zone de transition (100 ohm-m); 8: Conducteur dans le craton (40 ohm-m).

KO: Série de la Koulountou; BY: Série de Youkounkoun; BA: Série des Bassaris; SF: Série de la Falémé; SM: Série de Mako; SD: Série du Dialé. 15-23: Numéros de station.

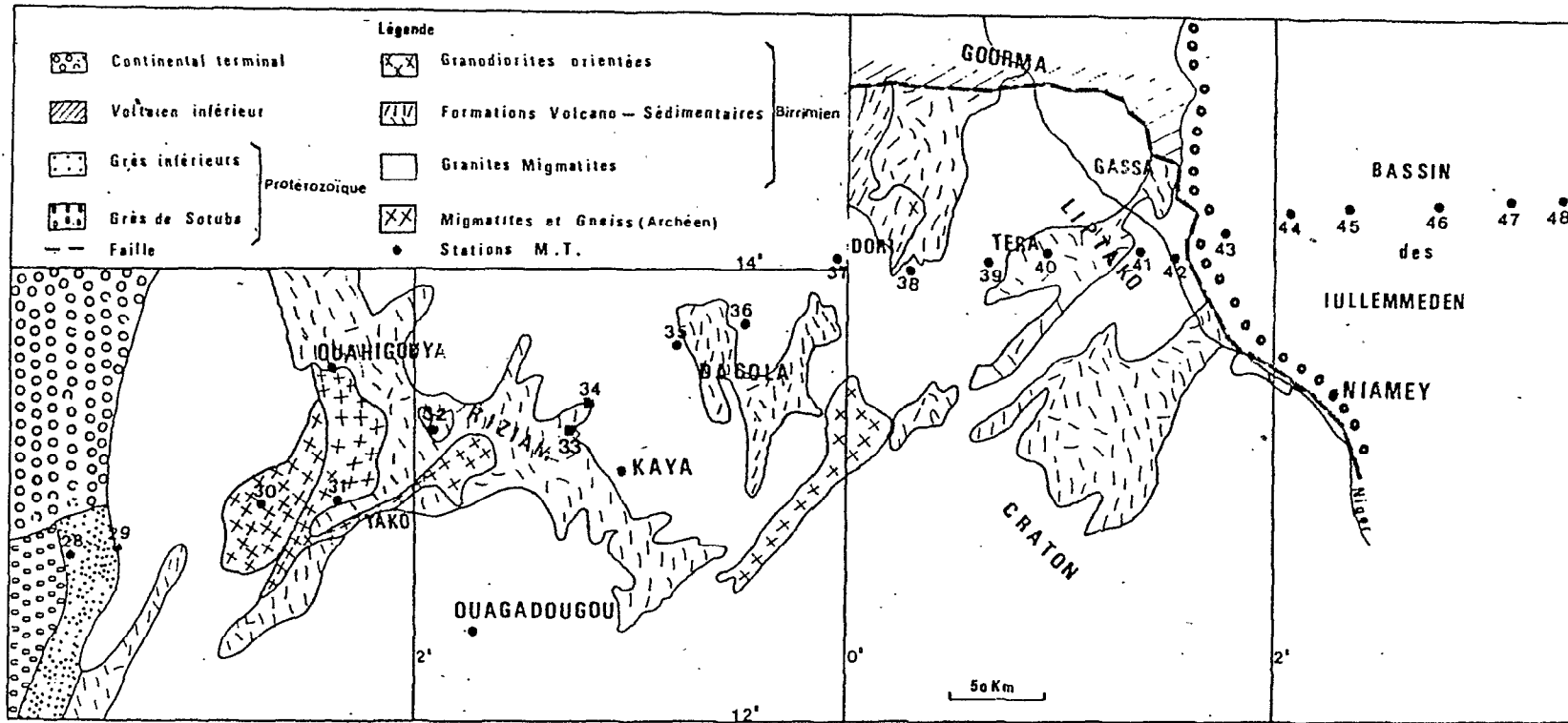


Fig. 4- Schéma géologique du Nord de la Haute-Volta et du Niger occidental (domaine Baoulé-Mossi) en relation avec la position des stations de sondage magnétotellurique (d'après Blanchot et al., 1972).

Il est constitué de séries volcano-sédimentaires plissées (grauwackes peu métamorphiques, schistes argileux) et de granites syn- et post-tectoniques éburnéens qui se sont mis en place au cours du cycle birrimien (Ducellier, 1963; Machens, 1973). Dans notre région d'étude, le Birrimien apparaît sous forme de vastes bandes schisteuses orientées NNE-SSW (unité de Yako, unité de Kaya, unité de Dori, unité de Téra-Gassa), séparées par de vastes zones allongées de granites.

2.2 Modèle de la distribution du paramètre de résistivité électrique (fig. 5 et 6)

Les coupes géoélectriques montrent une relation directe entre la position des zones moyennement résistantes (100-300 ohm-m) et les formations birrimiennes sédimentaires. L'épaisseur de ces formations (c'est-à-dire la profondeur jusqu'où on rencontre ces formations) serait de l'ordre de 5 000 m. Les terrains résistants (3 000 et plus de 10 000 ohm-m) indiquent les zones granitiques. Les formations volcano-sédimentaires apparaissent comme des "roofs-pendants" dans les granites et les migmatites (fig. 5). Le pouvoir de résolution de la méthode magnéto-tellurique (MT) est bien meilleur pour les couches à faible résistivité que pour celles dont la résistivité est élevée et la détermination de l'épaisseur des massifs granitiques s'est avérée incertaine (Ritz, 1983 a- Chapitre III B).

Dans la partie SW du modèle (fig. 5), il convient de noter aux stations 28 et 29, la présence d'une zone de faible résistivité de l'ordre de 30 ohm-m, qui correspond à la couverture d'âge protérozoïque supérieur du craton (Ducellier, 1963).

B) Les zones mobiles

1- La zone plissée des Mauritanides (tronçon Sud-Est sénégalais)

A l'Ouest de la boutonnière du Sénégal oriental, Bassot (1966)

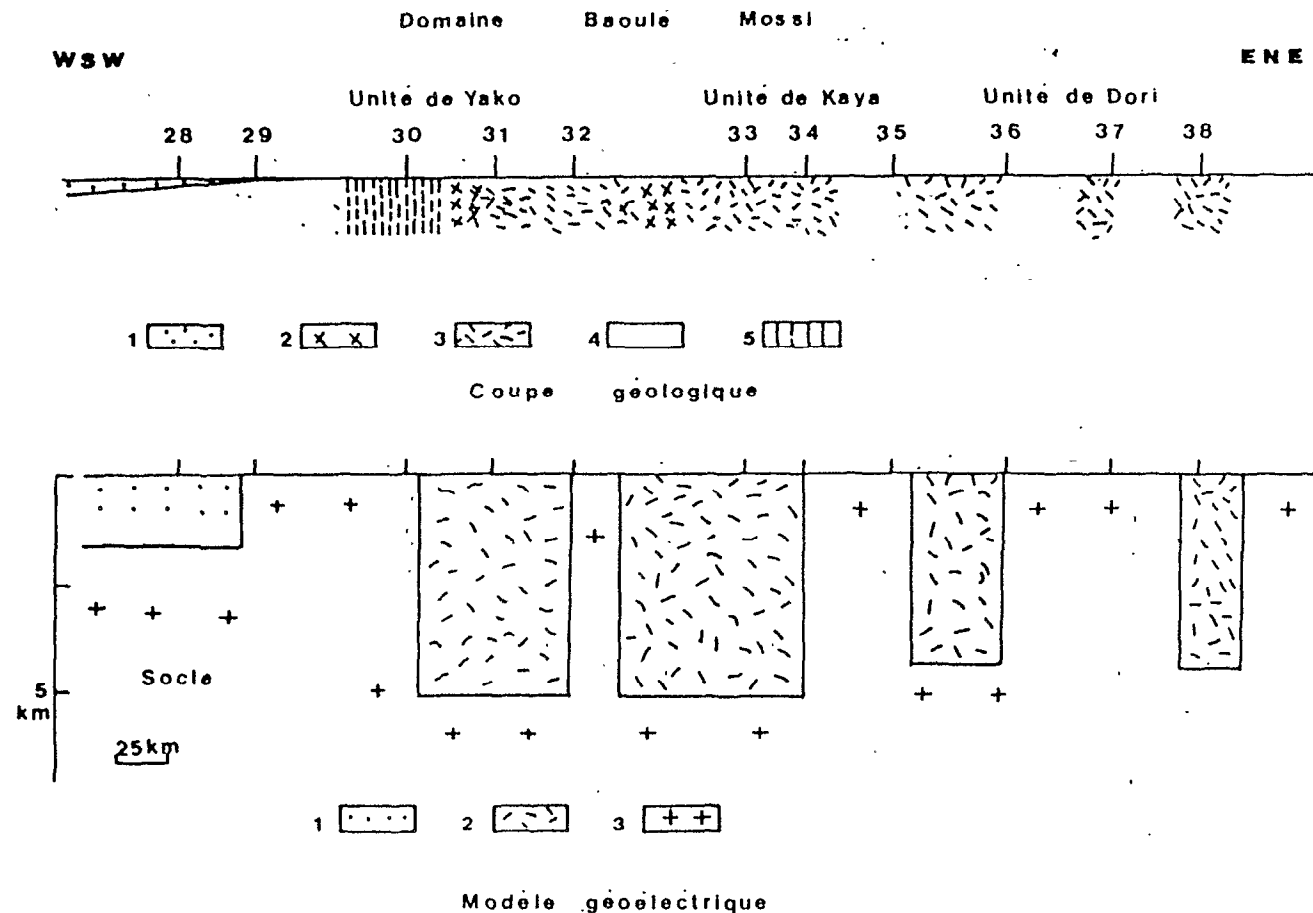


Fig. 5- Coupe géologique et modèle géoélectrique du profil WSW-ENE (Domaine Baoulé-Mossi).

Géologie: 1: Couverture sédimentaire (Protérozoïque anté-tillite); 2: Granodiorites orientées (cycle éburnéen); 3: Formations volcano-sédimentaires, volcanites neutres à basiques (cycle éburnéen); 4: Granites indifférenciés; 5: Migmatites et gneiss (cycle libérien).

Distribution de la résistivité électrique: 1: Sédiments du Protérozoïque supérieur (30 ohm-m); 2: Formations volcano-sédimentaires birrimiennes (100-300 ohm-m); 3: Roches granitoïdes éburnéennes et archéennes (3000-10 000 ohm-m).

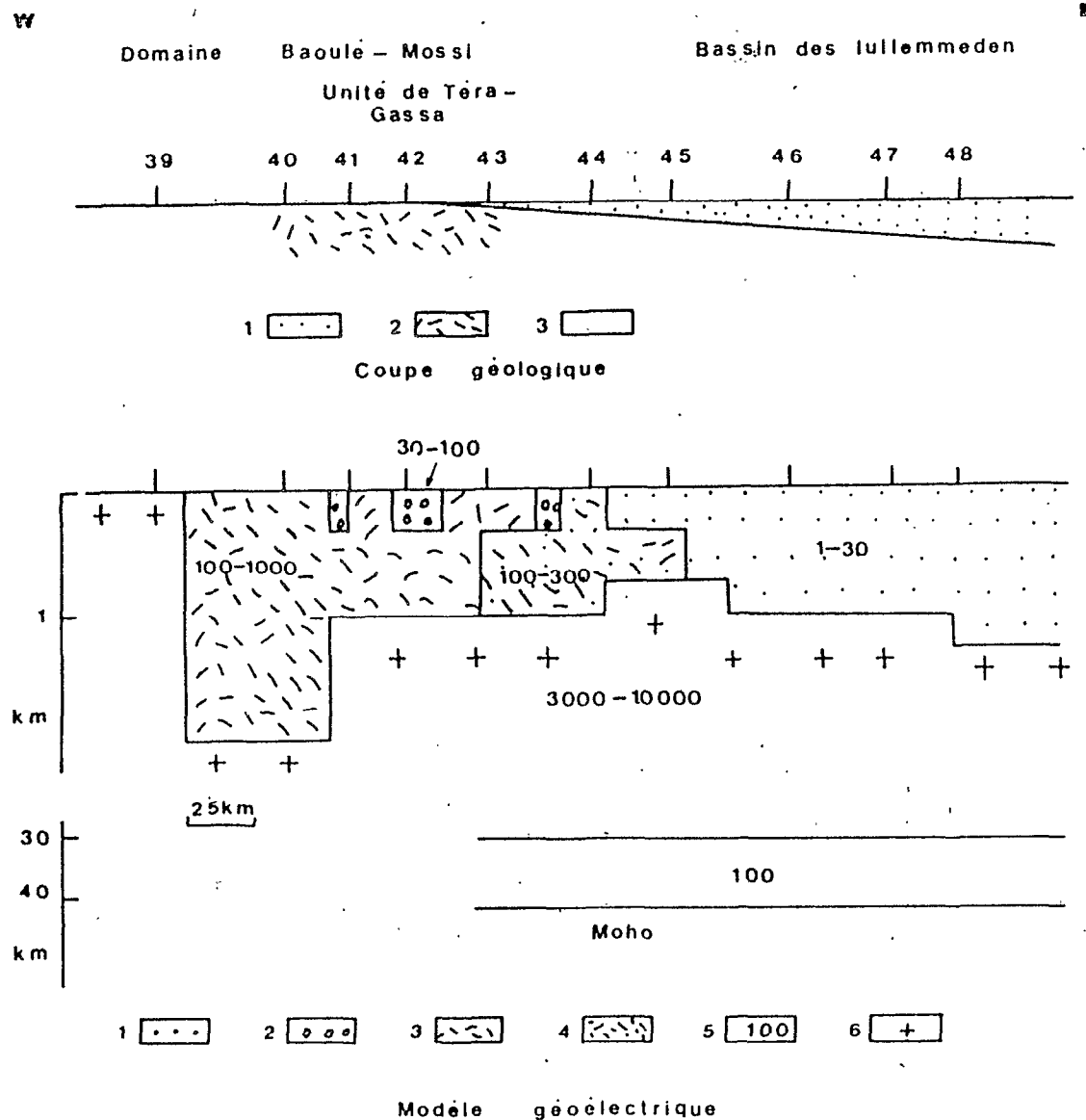


Fig. 6- Coupe géologique et modèle de la distribution des résistivités électriques le long du profil W-E (domaine Baoulé-Mossi, bassin des Iullemeden).

Géologie: 1: Couverture sédimentaire (Mio-Pliocène); 2: Birrimien volcano-sédimentaire; 3: Roches granitoïdes - Modèle géoélectrique: 1: Sédiments du bassin des Iullemeden (1-30 ohm-m); 2: Birrimien sédimentaire (30-100 ohm-m); 3: Formations volcano-sédimentaires (100-1000 ohm-m); 4: Grès protérozoïques du bassin de la Volta? (100-300 ohm-m); 5: Zone de transition croûte/manteau supérieur (100 ohm-m); 6: Roches granitoïdes (3000-10 000 ohm-m).

définit quatre séries (fig. 2):

- la série de la Falémé constitue un vaste synclinorium pélitique qui présente des faciès différents de l'Est vers l'Ouest. A l'Est, la tillite fini-précambrienne repose directement sur le socle de la boutonnière du Sénégal oriental, les formations protérozoïques de la coupe précédente manquant. Elle est localement interstratifiée avec des venues volcaniques acides (rhyolites de Déléki). A l'Ouest, la tillite est intercalée dans un complexe volcano-sédimentaire basique et on observe une intensification du plissement en allant vers l'Ouest. Cette série est peu métamorphique.

- la série des Bassaris est aussi une série à alternances volcaniques, volcano-détritiques et détritiques, mais plus métamorphique et plus plissée que la série précédente. Elle serait l'équivalent du complexe volcanique de base de la série de la Falémé selon Bassot (1966) ou même antérieure selon Villeneuve (1984). Elle est limitée à l'Ouest par une grande faille verticale.

- la série de Youkounkoun regroupe d'épaisses formations non métamorphiques dans lesquelles Bassot (1966) voit également un équivalent de la série de la Falémé. La base de cette série est constituée par un complexe volcanique acide (rhyolites alcalines et calco-alcalines, probablement fini-précambriennes) et par des intrusions granitiques.

- la branche de la Koulountou comprend des formations du socle (gneiss), remobilisées et fortement intrudées par du matériel granitique et volcanique à tendance calco-alcaline. Elle est considérée comme équivalente à la partie inférieure de la série de Youkounkoun.

Villeneuve (1984) envisage dans cette région deux zones

distinctes de la chaîne panafricaine. La zone centrale, correspondant aux séries de la Falémé et des Bassaris, est caractérisée par un volcanisme tholéiitique et une sédimentation volcano-sédimentaire. La zone occidentale (base de la série de Youkounkoun et branche de la Koulountou) est caractérisée par du matériel granitique et volcanique à affinité calco-alcaline. Pour Villeneuve (1984) la partie orientale correspond à une marge passive du craton Ouest-africain et la partie occidentale à une marge active d'un autre continent, panafricain précoce, à matériel calco-alcalin, une suture séparant les deux ensembles.

1.1 Etude du modèle géoélectrique (fig. 3)

La distribution schématique du paramètre de résistivité électrique montre que le socle de résistivité 3 000 ohm-m affleurant sur le craton, s'enfonce sous la chaîne des Mauritanides à 6-10 km de profondeur pour réapparaître au niveau du bassin sénégalomauritanien sous de minces formations sédimentaires (< 1 000 m); on note néanmoins que le socle est marqué là par une résistivité sensiblement plus faible (1 000 ohm-m) que celle du craton. A l'exception de la partie interne de la chaîne (branche de la Koulountou, KO), le modèle permet de distinguer des terrains dont la résistivité croît avec la profondeur. Sa configuration indique des structures de fosse remplies de formations conductrices (20-100 ohm-m) qui se superposent aux termes supérieurs des séries de Youkounkoun (BY) et de la Falémé (SF). Ces zones de faible résistivité représentent probablement les épaisses formations non éruptives et non métamorphiques contenues dans les synclinoriums de la Falémé et de Youkounkoun (Bassot, 1966). On distingue sous ces formations conductrices vers 2-3 km, un ensemble résistant à 500 ohm-m qui peut-être rattaché, pour cette raison, au puissant complexe volcanique

de base dont la puissance serait de l'ordre de 4 000 m. Cette formation résistante tend à disparaître au droit de la partie orientale de la branche de la Koulountou (KO) et sur la bordure Est de la série de la Falémé (SF).

On constate également que l'ensemble résistant (500 ohm-m) affleure à la station 19 et cette remontée du complexe volcanique de base semble bien traduire l'anticlinorium des Bassaris (BA).

La terminaison occidentale de la branche de la Koulountou (KO) est marquée par la présence d'un terrain hautement résistant à plus de 5 000 ohm-m et très épais (- 10 km) bien que la détermination de l'épaisseur soit très délicate. Deux interprétations peuvent être fournies pour expliquer l'origine et la nature de ce corps résistant:

- 1/ des roches intrusives basiques et/ou ultrabasiques montées à la faveur d'un grand accident profond et caractérisées actuellement par une importante anomalie gravimétrique positive (Guétat, 1981).
- 2/ des intrusions granodioritiques associées à un magmatisme calco-alcalin injectées au Panafricain précoce dans le socle dans un contexte tectonique de marge continentale active (Villeneuve, 1984).

2- Les chaînes panafricaines orientales

Sur la figure 1, on distingue au Nord la chaîne du Gourma et au Sud la chaîne des Dahoméides. La liaison entre ces deux chaînes panafricaines est masquée par des dépôts crétacés et tertiaires du bassin des Iullemeden. Dans notre zone d'étude, ces formations détritiques reposent en discordance majeure sur le Protérozoïque du bassin de la Volta et sur le socle birrimien (Machens, 1973; Affaton et al., 1980).

Le modèle géoélectrique (fig. 6) indique à l'Est une struc-

ture en bassin de faible résistivité (1-30 ohm-m) qui coïncide avec le remplissage (de l'ordre de 1 000 m) crétacé et tertiaire du bassin des Iullemmeden. Sous ce terrain conducteur, on trouve à l'Ouest une formation moyennement résistante de l'ordre de 100-300 ohm-m (série protérozoïque du bassin de la Volta?) qui repose sur le socle ancien dont la résistivité électrique avoisine 3 000 ohm-m. Dans la partie Est du modèle, le niveau à 100-300 ohm-m tend à disparaître et les sédiments reposent directement sur le socle ancien. A priori, vers l'Est, sous le Crétacé du bassin, rien n'indique une structure pouvant correspondre à la chaîne panafricaine Gourma-Dahoméides.

C) Le bassin côtier sénégal-mauritanien (fig. 7)

1- Géologie

Il est constitué par des terrains méso-cénozoïques; les études faites par Tessier et al. (1975) montrent qu'un faciès d'altération du Cénozoïque et très localement du Mésozoïque recoupe ces terrains. Ce sont les travaux géophysiques et les résultats de forages pétroliers qui ont donné des précisions sur la structure profonde du bassin (Unesco, 1968; Liger et Roussel, 1979; Liger, 1980; Roussel et Liger, 1983; Bellion et Guiraud, 1984). Tous les résultats montrent un approfondissement du bassin d'Est en Ouest avec des profondeurs de l'ordre de 1 000-2 000 m à l'Ouest d'une ligne N-S Podor-Kolda (fig. 8). Cette ligne est interprétée comme une flexure à fort gradient le long de laquelle viennent transgresser d'Ouest en Est les différents niveaux depuis le Crétacé basal (140 Ma) jusqu'au Crétacé moyen (90 Ma), date à laquelle elle est franchie de façon définitive (Flicoteaux, comm. pers., 1984). La série détritique à l'Est devient calcaire (Jurassique), puis argileuse à l'Ouest. Du Miocène au Quater-

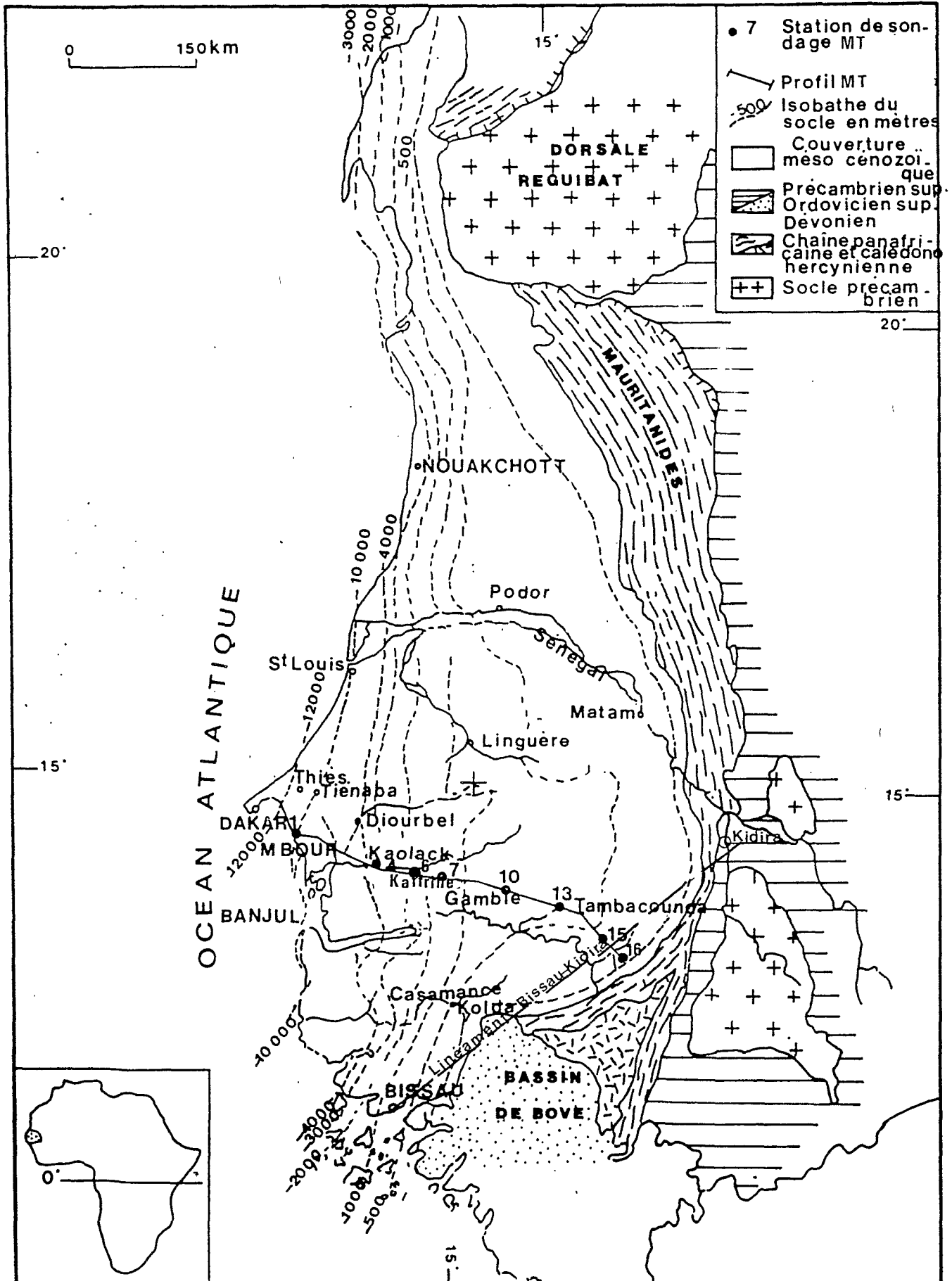


Fig. 7- Schéma géologique du bassin sénégalo-mauritanien (d'après la carte tectonique internationale de l'Afrique, 1968).

naire, se manifeste par intermittence un volcanisme basique dans la presqu'île du Cap-Vert.

2- Interprétation du modèle géoélectrique (fig. 8)

Le modèle géoélectrique (fig. 8) présente une bonne concordance avec la distribution sédimentaire. On note cependant la présence d'une zone anormalement conductrice sous le bassin, de part et d'autre de la ligne Podor-Kolda (Ritz et Flicoteaux, 1984 e- Chapitre III H). Il convient de préciser que la résistivité attribuée au terrain superficiel (15 ohm-m) est une résistivité minimale. La faible influence de cette "couche" sur les courbes MT provoque une assez large indétermination sur sa résistivité qui peut-être très supérieure à 15 ohm-m (Ritz 1984 b- Chapitre III E).

Sous ce niveau, on constate que la résistivité diminue rapidement (0,5-1 ohm-m) entre les stations 2 à 7. Les causes de cette diminution peuvent s'expliquer par une augmentation de la porosité des roches, par une augmentation de la salinité des fluides contenus, par un accroissement de la température ou par la combinaison de deux ou trois de ces phénomènes. Les rapports de forage signalent pour les réservoirs situés entre 700 et 4 000 m de fortes porosités que confirment les calculs de Brun (1983) à partir des diagraphies sonic et la couche conductrice représente vraisemblablement les grès subhorizontaux du Crétacé moyen et supérieur partiellement ou totalement saturés d'eau salée. A l'Ouest, les grès deviennent plus argileux, donc moins poreux et ceci pourrait expliquer l'augmentation de la résistivité (2-4 ohm-m) pour le Crétacé moyen et supérieur à la station 1. On remarque un épaissement progressif de cette "couche" d'Est en Ouest.

Au-dessous de cette zone très conductrice, la résistivité

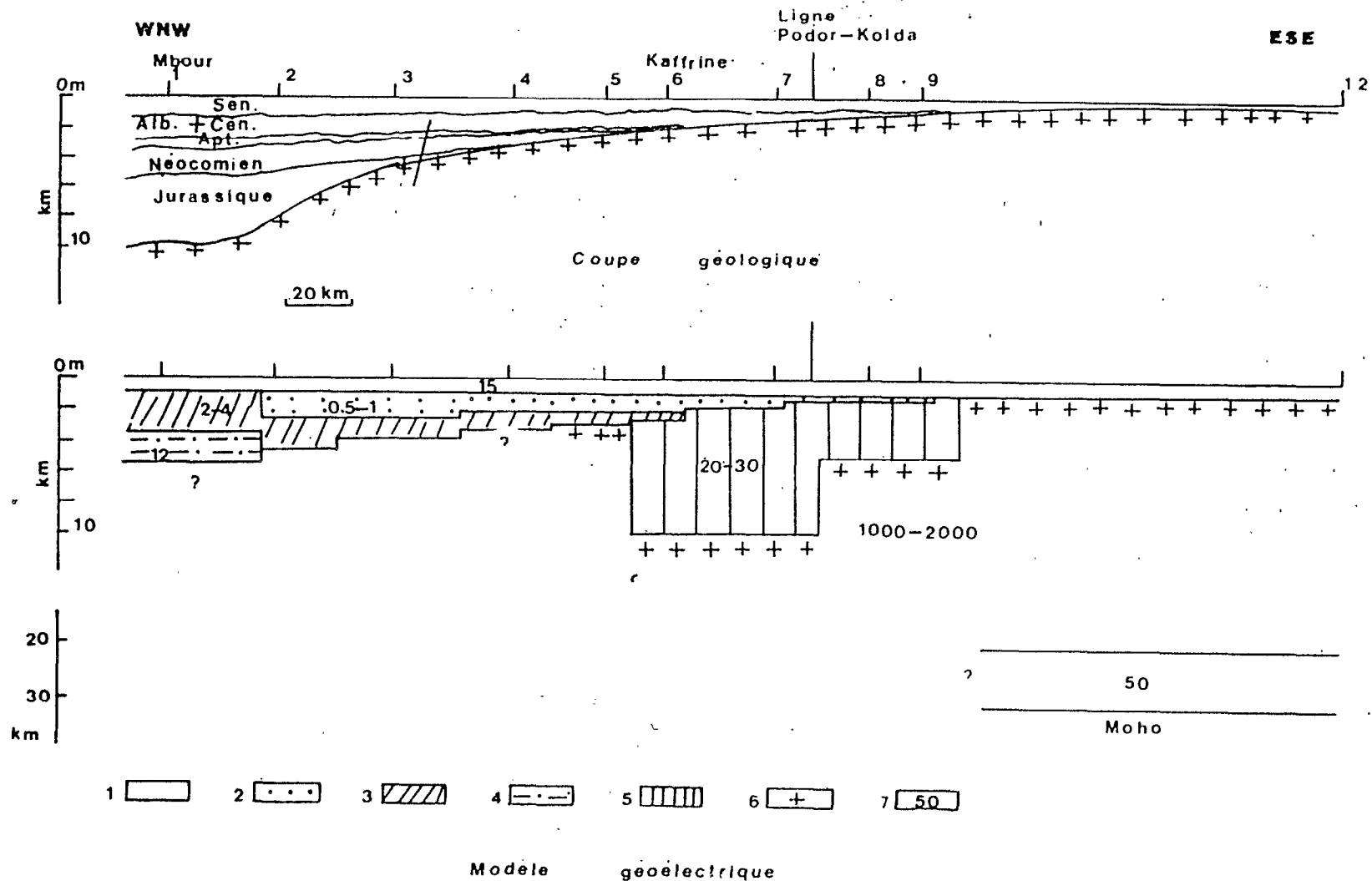


Fig. 8- Coupe géologique le long du profil du bassin sénégalo-mauritanien et modèle de distribution des résistivités électriques.

1: Niveau superficiel (15 ohm-m); 2: Campanien-Aptien, grès saturés en fluides (0,5-1 ohm-m); 3: Série gréseuse du Néocomien (2-4 ohm-m); 4: Néocomien argilo-carbonaté (12 ohm-m); 5: Corps conducteur anormal (20-30 ohm-m); 6: Socle (1000-2000 ohm-m); 7: Zone de transition (50 ohm-m).

augmente légèrement par suite de l'accroissement très rapide de la compaction qui diminue la porosité: ce niveau représente la séquence gréseuse du Néocomien. L'augmentation de la résistivité de ce niveau à la station 1 marque un changement de faciès: le Néocomien gréseux à l'Est de la station 2 devient argilo-carbonaté à l'Ouest.

La base de la série sédimentaire entre les stations 1 et 5 ne peut-être localisée avec certitude, en raison du faible contraste de résistivité entre les carbonates du Jurassique et les roches cristallines du socle paléozoïque ou précambrien.

Burke (1976) a répertorié un grand nombre de fossés d'effondrement le long de l'Océan Atlantique, en particulier au Sénégal, en Casamance, où l'auteur soupçonne un important graben de direction E-W et de 50 à 100 km de large, associé à l'ouverture précoce de l'Atlantique (entre 220 et 170 Ma) et qui s'étendrait sur 400 km à l'intérieur du continent. La région sous étude est caractérisée par une zone de gradient dans le champ gravimétrique (gradient de Kafrine) et l'interprétation (Ponsard, 1984) révèle un amincissement crustal vers le SW qui semble renforcer l'hypothèse de Burke (1976) sur l'existence d'un important graben en Casamance-Gambie. L'anomalie de conductivité (20-30 ohm-m) qu'on a inférée sous le Crétacé du bassin jusqu'à des profondeurs de 5-10 km, orientée N-S, et s'étendant sur environ 100 km de part et d'autre de la ligne Podor-Kolda (Ritz, 1984 a- Chapitre III D), peut-être difficilement reliée au graben de Casamance. D'après la coupe géologique de la figure 8, le Crétacé est transgressif et mince et repose directement sur le socle. S'il est prématuré de conclure à partir des seules données MT, on peut remarquer, sur la marge Est-américaine (Greenhouse et Bailey,

1981), la présence de bassins du Paléozoïque supérieur et on est tenté de relier la zone anormalement conductrice à un fossé sédimentaire d'âge protérozoïque supérieur (fig. 8).

III- SIGNIFICATION DES VARIATIONS DU PARAMETRE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE DANS LA LITHOSPHERE (fig. 9)

Nous nous intéressons maintenant à la géométrie des structures conductrices de la croûte profonde et du manteau supérieur et à leur répartition globale à l'intérieur de la lithosphère. La connaissance des structures profondes (>40 km) n'avait été abordée auparavant qu'à l'aide des données sismiques sur le Sénégal oriental (Dorbath et al., 1983). Faisant l'analogie entre les résistivités des structures et leur nature, nous avons tenté d'étudier les conséquences géodynamiques d'une telle répartition. Il semble évident que les méthodes EM, à elles seules, ne représentent pas une contrainte suffisante pour l'élaboration de schémas géodynamiques. Ces données seront donc interprétées à la lumière des schémas structuraux de surface et en tenant compte des grandes unités tectoniques de la région.

A) Croûte

1- L'anomalie de Kédougou (fig. 3)

L'interprétation des données MT révèle la présence d'une structure conductrice (40 ohm-m) à l'intérieur du craton, entre 10 et 30 km de profondeur (Ritz, 1984 c- Chapitre III F). Des anomalies de conductivité à l'intérieur de la zone stable ont été également détectées au Sénégal oriental et au Mali sur deux profils de sondage géomagnétique différentiel (SGD). Les structures conductrices responsables de ces anomalies pourraient s'étendre entre le Sénégal oriental (région de Kédougou- Vélingara) au Sud et le Mali (région de Kayes) au Nord

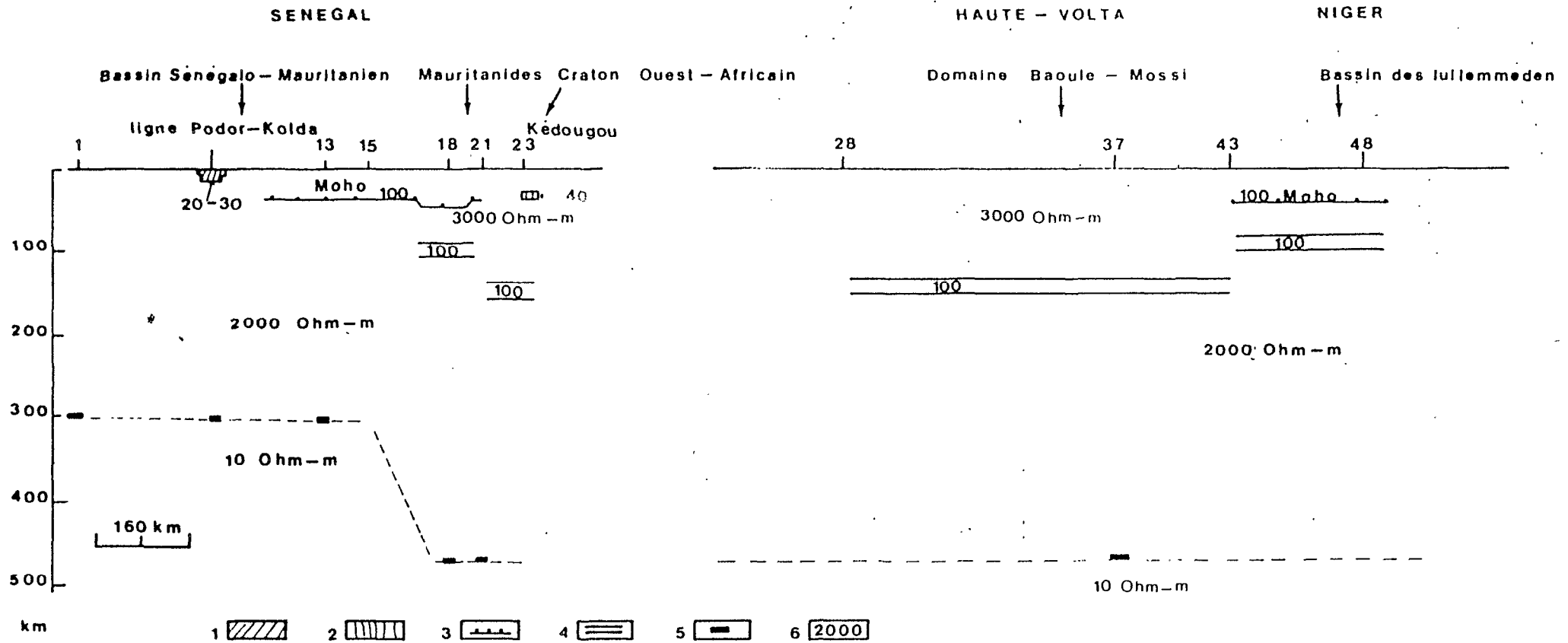


Fig. 9- Modèle schématique des différentes structures conductrices dans la lithosphère de l'Afrique de l'Ouest. 1: Zone de faible résistivité dans la croûte supérieure du bassin sénégal-mauritanien (20-30 ohm-m); 2: Zone conductrice dans la croûte inférieure du craton Ouest-africain (40 ohm-m); 3: Interface croûte/manteau supérieur (Moho); 4: Zone conductrice dans le manteau supérieur (100 ohm-m); 5: Stations magnétotelluriques où la profondeur du toit du niveau conducteur ultime a été déterminée; 6: Valeur de la résistivité électrique dans le manteau supérieur (2000 ohm-m).

selon des directions N15° à 30° (Albouy et al., 1982). L'interprétation des données gravimétriques dans la région de Kédougou indique un corps lourd, orienté N15°, interprété comme une intrusion basique post-birrienne située entre 1 000 et 4 000 m de profondeur (Guétat, 1981; Lécorché et al., 1983; Ponsard, 1984; Roussel et al., 1984).

De nombreux sondages EM effectués dans les zones stables de l'écorce continentale ont montré des régions où la résistivité électrique dans la croûte est anormalement faible. Deux hypothèses peuvent être envisagées (Camfield et Gough, 1977; Jankowski et al., 1977):

- l'existence de graphite conducteur associé à de vastes régions cisailées et fracturées dans le socle précambrien (Ritz 1984 d- Chapitre III G).

- beaucoup de ces anomalies se rencontrent le long de bordures anciennes de continents où les faibles résistivités ne peuvent s'expliquer par des températures élevées. Cette constatation implique une association étroite entre le site des anomalies et d'anciennes bordures de plaques, région où une croûte océanique enfouie peut se retrouver conservée en partie dans la croûte continentale actuelle (suture fossile). La plupart des roches continentales ont une forte résistivité aux températures attendues dans la croûte, alors que les roches océaniques ont des résistivités généralement plus faibles et la serpentinisation de la croûte océanique peut réduire de façon appréciable la résistivité électrique. (De Beer et al., 1982). Des modèles de bassin d'arrière-arc avec subduction ont été suggérés pour expliquer les bassins et le volcanisme des vieux boucliers, en particulier sur le bouclier canadien (Goodwin, 1974) et sur le bouclier scandinave (Hietanen, 1975). Law et Riddihough (1971) pensent que les anomalies conductrices dans les zones stables peuvent

être associées avec des limites géologiques indiquant d'anciennes marges.

Dans notre cas, l'origine océanique de la structure conductrice de Kédougou peut-être envisagée si l'on suppose que cette anomalie de conductivité représente une paléo-suture birrimienne à plongement Est, en relation avec les roches de la série de Mako à affinités ophiolitiques.

2- Les zones conductrices de la partie inférieure de la croûte
(fig. 3, 6 et 8)

Ces structures conductrices (50-100 ohm-m) appelées zones de transition se localisent sous la partie orientale du bassin sénégalo-mauritanien, à l'Est de la ligne Podor-Kolda, sous la chaîne des Mauritanides et sous le bassin des Iullemmeden à des profondeurs comprises entre 20 et 30 km. Ces zones de faible résistivité à la base de la croûte sont absentes sous le craton et insignifiantes à l'Ouest de la ligne Podor-Kolda. La présence de roches hydratées est généralement envisagée pour expliquer ces niveaux conducteurs à la base de la croûte (Wyllie, 1971).

Ces zones conductrices sont décelées dans plusieurs régions continentales. Dans les zones mobiles panafricaines d'Afrique du Sud, Van Zijl (1978) estime la porosité des roches entre 0,5 et 1 % à 40 km de profondeur. Shankland et Ander (1983) montrent que des porosités de l'ordre de 0,01 à 0,1 % sont courantes dans la croûte inférieure, mais plutôt dans les zones orogéniques que dans les régions de bouclier stable. L'eau peut-être accumulée au cours de grands événements tectoniques. À 400°C, la résistivité électrique des basaltes saturés d'eau (porosité de l'ordre de 0,1 %) est d'environ 40 ohm-m (Olhoeft, 1977; Drury et Hyndman, 1979).

La présence de petites quantités d'eau à la base de la croûte

peut-être supposée pour expliquer ces structures conductrices à la base de la croûte des zones mobiles. La croûte du craton serait par contre entièrement déshydratée. Il semble qu'il existe une corrélation inverse entre le développement de ces zones conductrices et l'âge du dernier événement tectonique majeur.

B) Manteau supérieur (fig. 9)

Les structures conductrices du manteau supérieur se localisent sur nos profils sous des zones structurales différentes: chaîne des Mauritanides, craton et bassin des Iullemeden, par contre, elles sont absentes sous le bassin sénégal-mauritanien. On les connaît sous d'autres boucliers précambriens (Ritz, 1982- Chapitre III A) et sous des chaînes orogéniques (Schmucher et Jankowski, 1982; Bailey et al., 1974; Kurtz, 1982).

Les zones conductrices entre 80 et 150 km de profondeur sont généralement expliquées par la fusion partielle des péridotites (Duba, 1976; Shankland et Waff, 1977). Cependant, la couche conductrice entre 80 et 100 km de profondeur sous la chaîne des Mauritanides et sous le bassin des Iullemeden s'explique mal par la fusion partielle; les géothermes continentaux ne permettant pas d'atteindre la température du solidus du basalte à ces profondeurs (Ringwood, 1962). Néanmoins, les conditions de température et de pression autour de 90 km de profondeur correspondent à la limite de stabilité des amphiboles dont la dislocation produit une phase de vapeur d'eau intersticielle qui pourrait constituer un facteur de diminution de la résistivité électrique (Wyllie, 1981).

La discontinuité de résistivité électrique sous le bassin sénégal-mauritanien, vers 300 km de profondeur, peut correspondre à la fusion partielle des péridotites en présence d'éléments volatils

(Shankland, 1981). La fraction de volume de fusion partielle de péri-dotite déterminée par Shankland et Waff (1977) est d'environ 3-4 % à 30 kbar avec une résistivité électrique de l'ordre de 10 ohm-m. La discontinuité profonde à environ 460 km, sous la chaîne des Mauritanides et le craton, correspond à la transformation olivine-spinelle que l'on retrouve en dessous de toutes les régions continentales (Ringwood, 1962).

C) Epaisseur de la lithosphère (fig. 9)

La notion de lithosphère continentale n'est pas définie par les méthodes EM, mais comme on observe souvent une zone de faible résistivité à une profondeur variant entre 80 et 190 km (régions jeunes et boucliers) surmontée par une zone de plus forte résistivité, on fait l'hypothèse que le toit de la zone conductrice est la base de la lithosphère (Schmucker et Jankowski, 1972). On constate que la lithosphère dans notre région est marquée par l'existence d'une discontinuité électrique majeure (Ritz, 1984 c - Chapitre III F) qui plonge vers l'Est et s'étendant entre 300 et 460 km de profondeur (fig. 9). Au niveau de la croûte, la discontinuité de résistivité se redresse et recoupe la surface entre les stations 15 et 16 (fig. 3), cette hétérogénéité est cependant moins marquée que dans le manteau supérieur (au-dessous de 300 km). De plus, les études gravimétriques et sismologiques le long du profil MT, semblent montrer que cette discontinuité coupe la surface au voisinage de l'intersection de deux phénomènes structuraux et deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer la géométrie et la position structurale de cette discontinuité électrique:

1- Elle représente la discontinuité sismique, orientée N-S, qui s'étend de la surface jusqu'à une profondeur de 240 km et que Dorbath et al.

(1983) considèrent comme la trace d'une ancienne zone de subduction ayant fonctionné du Précambrien au Dévonien.

2- Elle caractérise une limite structurale suivant l'axe Bissau-Kidira, de direction SW-NE, que Ponsard (1984) interprète comme la trace d'une zone transformante panafricaine (fig. 7).

Notre approche structurale dans cette région n'est que linéaire et ne permet pas d'opter pour l'une ou l'autre de ces origines. Le choix doit dépendre de la direction de l'anomalie de conductivité qui ne peut-être précisée que par un deuxième profil MT.

De telles discontinuités profondes ont été mises en évidence en Australie entre une province phanérozoïque et une région précambrienne stable (Lilley et al., 1981); les hétérogénéités électriques s'étendraient jusqu'à 500 km de profondeur. D'autre part, les études déduites de la propagation des ondes sismiques indiquent des différences structurales entre des boucliers précambriens et des régions continentales plus jeunes, ces différences s'étendent profondément dans toute la lithosphère et peut-être même dans l'asthénosphère (Anderson, 1979; Finlayson, 1982).

L'épaisseur de la lithosphère au Niger, sous le craton Ouest-africain, basée sur des mesures de flux de chaleur en surface (de l'ordre de $18-22 \text{ mW m}^{-2}$), a été estimée voisine de 400 km (Chapman et Pollack, 1974). Pour ces auteurs, l'asthénosphère serait au contraire très mince ou inexistante sous le bouclier Ouest-africain; ce serait également le cas de la plateforme Est-européenne (Vanyan et al., 1977). Sur le bouclier fenno-scandinave, l'épaisseur de la lithosphère serait comprise entre 150 et 180 km (Jones, 1982). Mourgues (1983) donne une épaisseur de l'ordre de 190 km pour la portion NE du craton zaïrois (près des rifts

d'Afrique Australe).

Sous le bassin sénégalo-mauritanien, on observe une chute brutale de la résistivité vers 300 km de profondeur (fig. 9). Cette zone de transition haute-basse résistivité pourrait coïncider avec la base de la lithosphère. Sur le reste du profil, pour résoudre le problème des couches conductrices intermédiaires dans le manteau supérieur (base de la lithosphère ou non), Vanyan et al. (1977) suggèrent que si l'asthénosphère est présente dans une région continentale, le rapport entre son épaisseur et sa résistivité (conductance totale) doit être de l'ordre de $7 \cdot 10^3$ à 10^4 ohm^{-1} . En supposant que l'asthénosphère, sous le craton Ouest-africain, s'étend entre 130 et 460 km de profondeur, sa conductance totale n'excède pas 10^3 ohm^{-1} , il en est de même pour les Mauritanides (Ritz, 1983 b- Chapitre III C). L'asthénosphère sous la plus grande partie du profil (Mauritanides et craton) serait absente ou très mince et la lithosphère très épaisse, de l'ordre de 460 km. La théorie de "l'ancrage" de la plaque africaine par refroidissement de l'asthénosphère depuis le Miocène supérieur (Burke et Wilson, 1972) pourrait être applicable à cette partie de l'Afrique de l'Ouest.

L'étude de la propagation des ondes de volume met en évidence de forts gradients d'épaisseur dans la lithosphère continentale d'une même plaque (Poupinet, 1977). Ceci conduit l'auteur à envisager des réactivations des marges anciennes là où les épaisseurs de la lithosphère varient beaucoup.

L'interprétation des données EM permet donc de définir une discontinuité électrique profonde dans le manteau supérieur qui sépare deux blocs structuraux d'épaisseur différente, celui de l'Est étant le craton Ouest-africain. L'asthénosphère, dans le sens de zone à faible

résistivité (10 ohm-m), est plus épaisse sous le bloc occidental (bassin sénégal-mauritanien et son socle) que sous le bloc oriental. Le bloc oriental, mieux ancré, pourrait alors exercer un freinage provoquant des contraintes différentielles sur le bloc occidental. L'hypothèse de l'épaississement de la lithosphère en fonction de l'âge (Piper, 1983) nous conduit à envisager un âge plus jeune pour le bloc occidental.

IV- COMPARAISON DU MODELE DE STRUCTURE ELECTRIQUE AUX MODELES GEODYNAMIQUES DE LA CHAINE DES MAURITANIDES

L'utilisation des méthodes EM a permis d'identifier à la fois les structures crustales et celles du manteau supérieur à l'aide des variations de la résistivité électrique et de préciser ainsi certains marqueurs géotectoniques. On se propose de voir si ces nouvelles informations géophysiques peuvent s'intégrer aux modèles géodynamiques déjà proposés pour la structuration de la chaîne des Mauritanides.

A la base de la croûte, entre 20 et 40 km de profondeur, on constate un changement brusque de la valeur de la résistivité électrique, c'est la zone de transition (100 ohm-m) entre la croûte (2 000 ohm-m) et le manteau supérieur (3 000 ohm-m), (fig. 3). D'Ouest en Est la discontinuité du Moho se trouve à 30 km de profondeur sous le bassin, après un brusque palier au niveau de la terminaison occidentale de la branche de la Koulountou (KO), la croûte devient plus épaisse (40 km) sous la chaîne (formation d'une paléoracine) pour remonter légèrement (33 km) ensuite au niveau de la station 20 (série de la Falémé). L'accroissement de la profondeur du Moho sous la chaîne implique une tectonique de compression en liaison avec un raccourcissement de cette chaîne au cours de sa formation. Cette phase tectonique peut résulter soit de la compression

d'un rift intracontinental mettant en jeu des blocs crustaux d'un même continent (Lécorché, 1980; Guétat, 1981; Lécorché et al., 1983; Le Page, 1983), soit de la collision de deux continents différents liée à la résorption d'un domaine océanique (Dorbath et al., 1983; Roussel et al., 1984; Villeneuve, 1984). L'individualisation de deux blocs structuraux séparés par une discontinuité électrique profonde est en faveur d'une tectonique de collision continent-continent. Cependant comme le remarque Villeneuve (1984), certains caractères typiques de chaînes de collision sont absents tels le métamorphisme HP/BT et la présence d'une véritable séquence ophiolitique.

Les études gravimétriques montrent que la chaîne des Mauritanides correspond à de grandes variations de l'anomalie de Bouguer de -40 à 40 mgal d'Est en Ouest (Crenn et Rechenmann, 1965; Guétat, 1981; Lécorché et al., 1983; Ponsard, 1984; Roussel et al., 1984). Pour Guétat (1981) l'anomalie de Bouguer négative associée à la partie externe de la chaîne provient en partie d'un épaissement de la croûte, ceci est également suggéré par les études sismiques (Dorbath et al., 1983).

L'interprétation gravimétrique de Ponsard (1984) conduit à individualiser deux compartiments crustaux juxtaposés suivant un plan de suture à pendage Ouest qui résulterait de la collision au Panafricain du craton Ouest-africain et d'un continent occidental. Le compartiment occidental chevauchant est caractérisé par une densité et une épaisseur plus fortes que le compartiment oriental qui correspond au craton. La suture est associée à un corps dense bloqué entre 2 et 20 km de profondeur au niveau de la branche de la Koulountou. Ce corps pourrait être en relation avec la zone de très forte résistivité

observée sur le modèle géoélectrique et dont l'épaisseur avoisine 10 km (fig. 7). Néanmoins, le modèle de structure électrique ne correspond pas aux autres caractères géophysiques donnés par l'interprétation gravimétrique: nous définissons bien deux blocs structuraux, mais la croûte du bloc occidental est caractérisée par une résistivité et une épaisseur moins importantes que la croûte du bloc oriental qui correspond au craton Ouest-africain. Le modèle de collision continentale avec subduction vers l'Ouest proposé par Villeneuve (1984) et qui s'appuie sur les données géologiques et géochimiques et sur les interprétations gravimétriques de Ponsard (1984), présente certaines analogies avec le modèle de structure électrique, mais les deux modèles diffèrent quant à la variation de la profondeur du Moho sous le domaine occidental et oriental.

Dorbath et al. (1983) proposent pour l'édification de la chaîne des Mauritanides un modèle de subduction vers l'Est d'une plaque sous le craton avec ouverture d'un bassin d'arrière-arc (sillon de la Falémé) et la mise en place d'un arc insulaire (séries de la Koulountou et de Youkounkoun) au Précambrien terminal. Cependant ce schéma est en contradiction avec l'âge (820 à 683 Ma) des intrusions liées à la subduction (Villeneuve, 1984).

Le magmatisme de la chaîne offre d'autre part à l'Ouest les caractéristiques pétrologiques d'un magmatisme calco-alcalin de marge active (séries de la Koulountou et de Youkounkoun) et à l'Est celles d'un magmatisme intraplaque du type souvent associé au développement de rifts ou de bassins océaniques (Hawkins et al., 1980; Villeneuve, 1984). Les formations pélitiques de la série de la Falémé (Bassot, 1966) pourraient correspondre à une sédimentation dans un environnement de fossé d'effondrement.

Les caractères géologiques, géochimiques et géophysiques mis en évidence précédemment semblent suggérer que l'édification de la chaîne panafricaine des Mauritanides se situe dans le cadre d'une tectonique de collision continent/continent précédée de la résorption d'un domaine océanique ou partiellement océanisé. Le modèle de collision continentale avec subduction à l'Ouest sous le continent occidental (Villeneuve, 1984), paraît actuellement le plus approprié pour expliquer l'allure structurale de la chaîne; il n'en demeure pas moins qu'il lui manque des éléments du modèle classique.

V- CONCLUSIONS SUR LA CHAÎNE PANAFRICAINNE DES MAURITANIDES

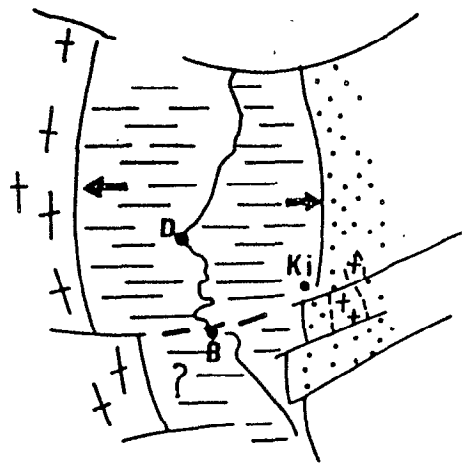
Lors du rapprochement de deux plaques, la subduction de la lithosphère océanique est mécaniquement plus difficile sous la bordure de la plaque la plus épaisse. La subduction doit commencer sous la bordure de la plaque la plus jeune (Poupinet, 1977). Cette remarque suggère donc que si la subduction existe bien dans notre zone d'étude, elle se serait faite vers l'Ouest sous le bloc occidental. Dans ces conditions, la discontinuité électrique profonde qui plonge vers l'Est, entre 300 et 460 km de profondeur (fig. 9), serait plutôt à mettre en relation avec la limite structurale panafricaine de Bissau-Kidira (linéament majeur de la plaque africaine). Cette discontinuité semble également marquée au niveau de la croûte par un contraste de résistivité entre les blocs occidental (1 000 ohm-m) et oriental (3 000 ohm-m).

Au Sénégal, Villeneuve (1984) suggère une océanisation en bordure du craton Ouest-africain plus complète au Nord, comme le montre la présence d'assemblages ophiolitiques mis en évidence par Dia (1984), qu'au Sud où le domaine océanique devait être plus réduit. L'accident de

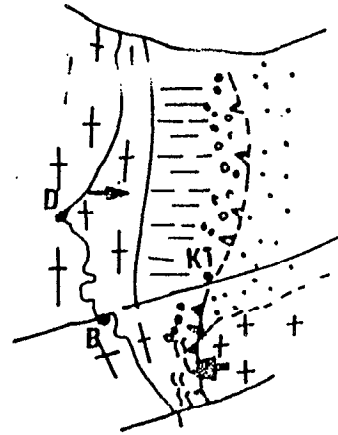
Bissau-Kidira devait déjà séparer ces deux domaines océaniques. Les blocs situés de part et d'autre de cet océan seraient ensuite entrés en collision dans un premier temps au Sud, puis au Nord, le coulissage dextre de la faille transformante de Bissau-Kidira permettant des mouvements différentiels. Cet accident est d'autre part souligné par une virgation des Mauritanides, témoin de son jeu synchrone de la formation de la chaîne. Sur la figure 10, nous avons représenté l'évolution de la chaîne panafricaine par un schéma de collision continent/continent avec subduction vers l'Ouest (Villeneuve, 1984). L'accident de Bissau-Kidira et les Mauritanides séparent alors cette région en quatre domaines distincts:

- le domaine occidental Nord correspond au bassin méso-cénozoïque et à la microplaque sénégal-mauritanienne sous jacente.
- le domaine occidental Sud représente le bassin paléozoïque de Bové qui recouvre en partie le bloc continental Sud entré en collision avec le craton dès le Panafricain I vers 620 Ma, avec reprise au Panafricain II.
- le domaine oriental Nord lié au craton Ouest-africain dont la bordure (marge passive) a été remobilisée au Panafricain II (600-550 Ma).
- le domaine oriental Sud associé également au craton mais dont la bordure a été affectée au Panafricain I.

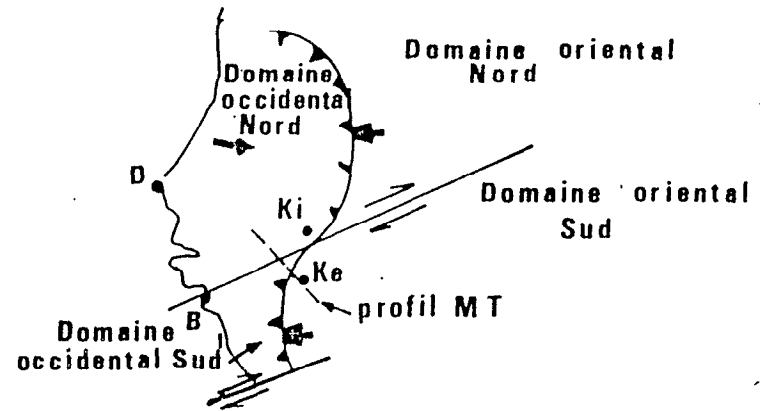
Le profil MT traverse donc trois domaines (fig. 10), domaines qui n'ont pas la même histoire géodynamique. Du Sud Est vers le Nord Ouest, il recoupe d'abord le craton Ouest-africain et sa bordure remobilisée au panafricain I puis, dès le passage du linéament Bissau-Kidira, le microcontinent sénégal-mauritanien entré en collision au Panafricain II dans la partie nord de la chaîne. Ces trois domaines,



Océanisation



Fermeture du tronçon Sud (Panafricain I)



Fermeture du tronçon Nord (Panafricain II)



Fig. 10: Evolution de la chaîne panafricaine des Mauritanides (d'après Villeneuve, 1984). La phase d'océanisation serait plus complète au Nord; au Sud il pourrait y avoir seulement individualisation d'un mini-océan ou d'un bassin intracontinental à croûte très amincie.

1: Flyschs et molasses panafricaines; 2: Couverture protérozoïque; 3: Plissements panafricains; 4: Océans; 5: Marge occidentale; 6: Marge orientale; 7: Subduction; 8: Subduction avec collision; 9: Décrochement.

D: Dakar; Ki: Kidira; Ke: Kédougou; B: Bissau.

accidentellement juxtaposés par le jeu d'une faille majeure, appartiennent à trois parties bien distinctes de la chaîne ayant une histoire différente. Il serait donc illusoire, le long du profil, de présenter une coupe complète de la chaîne et d'y chercher la trace d'une collision. De plus, le jeu transformant panafricain (et certainement hercynien) du linéament n'a pu que redresser ou oblitérer les structures observées plus au Sud. Bien entendu, vu l'échelle de travail (stations distantes de 20 à 30 km sur un seul profil), la connaissance géologique "limitée" et la complexité structurale de cette région, la limite entre ces domaines est difficile à préciser. Le modèle géoélectrique semble individualiser cette zone de coulissage par un corps de très forte résistivité, subvertical au niveau de la branche de la Koulountou et par une variation de la profondeur du Moho sous la chaîne (fig. 3), l'accident décrochant de Bissau-Kidira pourrait être marqué par la discontinuité électrique profonde à 300-460 km (fig. 9).

Un deuxième profil MT en cours d'analyse (au Sud du premier), devrait permettre d'isoler les deux phénomènes structuraux, la suture chevauchante panafricaine orientée N-S et le linéament Bissau-Kidira de direction SW-NE, et préciser la direction de l'anomalie de conductivité. Dans l'immédiat, les remarques sur la discontinuité majeure Bissau-Kidira permettent, d'une part de comprendre pourquoi les résultats obtenus ne peuvent s'accorder avec un modèle simple de suture panafricaine (vers l'Est ou vers l'Ouest suivant les auteurs), d'autre part d'interpréter ces résultats de manière simple, sans contradiction avec les modèles établis plus au Nord ou plus au Sud. Sur la figure 11, nous montrons une esquisse géodynamique de la chaîne le long du profil MT en relation avec les modèles géodynamiques présentés plus au Nord

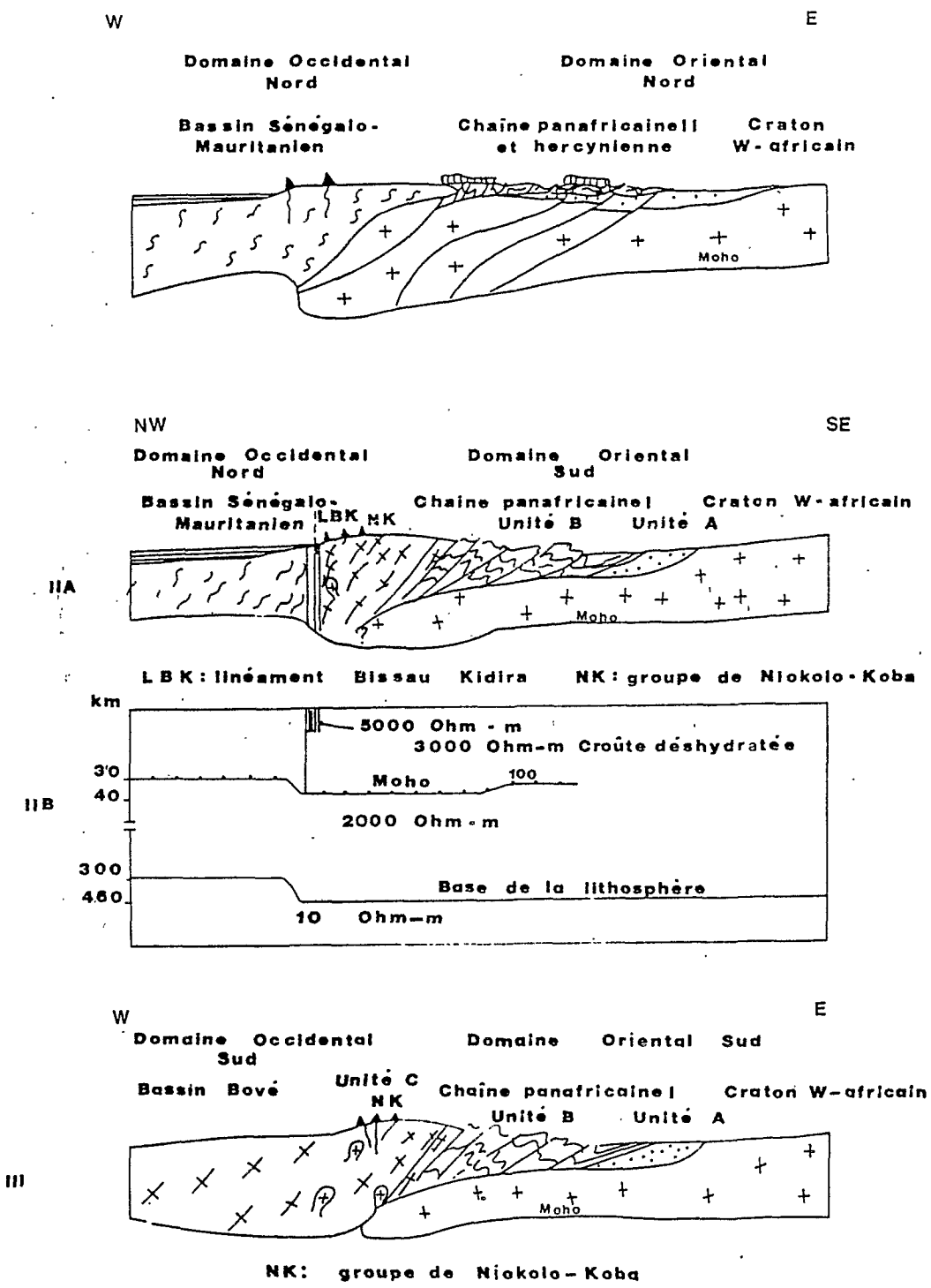


Fig. 11: Schémas géodynamiques proposés pour l'édification de la chaîne des Mauritanides.
 I: Mauritanides centrales (Guétat, 1981; Dia, 1984); II: Segment Sud sénégalais (cette étude), IIB: Modèle de structure électrique correspondant; III: Mauritanides méridionales (Villeneuve, 1984).

(Lécorché, 1980; Guétat, 1981; Dia, 1984) pour les Mauritanides centrales et plus au Sud (Ponsard, 1984; Villeneuve, 1984) pour les Mauritanides méridionales.

VI- CONCLUSION GENERALE

Nous avons tenté une description de la structure électrique de la lithosphère de l'Afrique de l'Ouest. Cette étude, bien que limitée à un seul profil, nous a permis de détecter d'importants changements de la résistivité électrique affectant aussi bien la croûte que le manteau supérieur. Plusieurs de ces anomalies se rencontrent le long de bordures anciennes de continents où les faibles résistivités ne peuvent s'expliquer simplement par des températures élevées. Les propriétés électriques du manteau supérieur peuvent changer considérablement sur de courtes distances horizontales, ces changements ne sont pas associés aux limites de plaques actuellement reconnues, mais peuvent marquer des frontières fossiles. Les traces de suture sont la plupart du temps inexistantes ou détruites dans le Précambrien, la description de la lithosphère par des méthodes électromagnétiques pourrait alors remplacer ce type d'information.

BIBLIOGRAPHIE

- AFFATON P., SOUGY J. et TROMPETTE R. (1980).- The tectono-stratigraphic relationships between the Upper precambrian and lower Paleozoic Volta basin and the Pan-african Dahomeyides orogenic belt (West Africa). Amer. Journ. of Sci., Washington, vol. 280, p. 224-248.
- ALBOUY Y., BABOUR K. et GUETAT Z. (1982).- Anomalie de conductivité au Sénégal oriental. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys., Paris, 19, p. 11-20.
- ANDERSON D.L. (1979).- The deep structure of continents. J. Geophys. Res., Washington, 84, p. 7555-7561.
- A.S.G.A./UNESCO (1968).- Carte tectonique internationale de l'Afrique 1/5 000 000, Paris, 9 feuilles couleurs.
- BAILEY R.C., EDWARDS R.N., GARLAND G.D., KURTZ R.D. et PITCHER D.H. (1974).- Electrical conductivity studies over a tectonically active area in eastern Canada. J. Geomag. Geoelectr., Tokyo, 26, p. 126-146.
- BASSOT J.-P. (1966).- Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris, 40, 322 p.
- BASSOT J.-P. (1969).- Aperçu sur les formations précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. Bull. Soc. géol. Fr., sér. 7, p. 160-169.
- BELLION Y. et GUIRAUD R. (1984).- Coupes géologiques du bassin sédimentaire sénégalais. 10e Réunion. ann. Sci. Terre, Bordeaux, Fr., 1984, Soc. géol. Fr. édit., Paris, p.42.
- BERTRAND J.M.L. et CABY R. (1978).- Geodynamic evolution of the pan-african orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). Geol. Rundsch., Stuttgart, RFA, 67, p. 357-388.
- BESSELES B. (1977).- Géologie de l'Afrique, I. Le craton ouest-africain. Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris, 88, 402 p.
- BLANCHOT A., DUMAS J.P. et PAPON A. (1972).- Carte géologique de la partie méridionale de l'Afrique de l'Ouest à 1/2 000 000. Bur. Rech. géol. min., Paris.
- BRUN M.-V. (1983).- Etude de la subsidence tectonique du bassin sénégalomauritanien (Marge ouest-africaine). DEA, Géologie, Fac. Sci. Tech. St Jérôme, Marseille, Fr., 42 p.

- BURKE K. (1976).- Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. Tectonophysics, Amsterdam, 36, p. 93-112.
- BURKE K. et WILSON J.T. (1972).- Is the African plate stationary. Nature, Londres, 239, p. 387-390.
- CAMFIELD P.A. et GOUGH D.I. (1977).- A possible proterozoic plate boundary in North America. Can. J. Earth Sci., Ottawa, 14, p. 1229-1238.
- CHAPMAN D.S. et POLLACK H.N. (1974).- Cold spot in West Africa; anchoring the african plate. Nature, Londres, 250, p. 477-478.
- CRENN Y. et RECHENMANN J. (1965).- Mesures gravimétriques et magnétiques au Sénégal et en Mauritanie occidentale. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys., Paris, 6, 59 p.
- DEBAT P., DIALLO D.P., ROLLET M. et SEYLER M. (1982).- Mise en évidence d'une série magmatique basique atectonique dans les formations birrimiennes du Sénégal oriental. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 294, sér. II, p. 211-213.
- DEBAT P., DIALLO D.P., NGOM P.M., ROLLET M. et SEYLER M. (1984).- La série de Mako dans ses parties centrale et méridionale (Sénégal Oriental, Afrique de l'Ouest). Précisions sur l'évolution de la série volcanosédimentaire et données géochimiques préliminaires sur les formations magmatiques post-tectoniques. J. Afr. Earth Sci., Londres, vol. 2, n°1, p. 71-79.
- DE BEER J.H., VAN ZIJL J.S.V. et GOUGH D.I. (1982).- The southern Cape conductive belt (South Africa): its composition, origin and tectonic significance. Tectonophysics, Amsterdam, 83, p. 205-225.
- DIA O., LECORCHE J.-P. et LE PAGE A. (1979).- Trois événements orogéniques dans les Mauritanides d'Afrique occidentale. Rev. Géol. dynam. et Géogr. phys., Paris, vol. 21, fasc. 5, p. 403-409.
- DIA O. (1984).- La chaîne panafricaine et hercynienne des Mauritanides face au bassin protérozoïque supérieur à dévonien de Taoudeni dans le secteur-clé de Méjeria (Taganet, Sud R.I.M.): lithostratigraphie et tectonique. Un exemple de tectonique tangentielle superposées. Thèse, Univ. Aix-Marseille III, Marseille, Fr., 516 p.
- DORBATH C., DORBATH L., LE PAGE A. et GAULON R. (1983).- The West-African craton margin in eastern Senegal: a seismological study. Ann. Geophys., Paris, 1, p. 25-36.

- DRURY M.J. et HYNDMAN R.D. (1979). - The electrical resistivity of oceanic basalts. J. Geophys. Res., Washington, 84, p. 4537-4545.
- DUBA A. (1976). - Are laboratory electrical conductivity data relevant to the Earth? In: 3rd IAGA workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, A. Adam and U. Schmucker, ed., Varsovie, p. 485-497.
- DUCELLIER J. (1963). - Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta. Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris, 10, 320 p.
- FINLAYSON D.M. (1982). - Geophysical difference in the lithosphere between phanerozoic and precambrian Australia. Tectonophysics, Amsterdam, 84, p. 287-312.
- GOODWIN A.M. (1974). - The most ancient continental margins. In: The geology of continental margins, C.A. Burk and C.L. Drake, ed., New York, p. 767-780.
- GREENHOUSE J.P. et BAILEY R.C. (1981). - A review of geomagnetic variation measurements in the eastern United States: implications for continental tectonics. Can. J. Earth Sci., Ottawa, 18, p. 1268-1289.
- GREIGERT J. (1966). - Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemmeden (Afrique Occidentale). Dir. min. géol., Niamey, édit. B.R.G.M., Paris, n° 2, 234 p.
- GUETAT Z. (1981). - Etude gravimétrique de la bordure occidentale du craton ouest-africain. Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier, Fr., 183 p.
- HAWKINS J.W. (1980). - Geology of marginal basins and their significance to the origin of ophiolites. In: Proc. int. Symp. Ophiolites, Cyprus Geol. Surv. Dept., Nicosia, A. Panyiotou, ed., p. 244-254.
- HIETANEN A. (1975). - Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian of Finland. J. Res. U.S. Geol. Surv., Reston, 6, p. 631-645.
- JANKOWSKI J., SZYMANSKI A., PECK K., CERV V., PETR V., PECOVA L. et PRAUS O. (1977). - Anomalous induction in the Carpathians. Stud. geoph. geod., Varsovie, 21, p. 35-57.
- JONES A.C. (1982). - On the electrical crust-mantle structure in Fennoscandia: no Moho, and asthenosphere revealed? Geophys. J. r.

- astr. Soc., Londres, 68, p. 371-388.
- KURTZ R.D. (1982).- Magnetotelluric interpretation of crustal and mantle structure in the Grenville province. Geophys. J. r. astr. Soc., Londres, 70, p. 373-397.
- LAW L.K. et RIDDIHOUGH R.P. (1971).- A geographical relation between geomagnetic variation anomalies and tectonics. Can. J. Earth Sci., Ottawa, 8, p. 1094-1106.
- LECORCHE J.-P. (1980).- Les Mauritanides face au craton ouest-africain. Structure d'un secteur clef: la région d'Ijibiten (Est Akjoujt, R.I. de Mauritanie). Thèse, Univ. Aix-Marseille III, Marseille, Fr., 446 p.
- LECORCHE J.-P., ROUSSEL J., SOUGY J. et GUETAT Z. (1983).- An interpretation of the geology of the Mauritanides orogenic belt (West Africa) in the light of geophysical data. Geol. Soc. Amer. Mem., Washington, 158, p. 131-147.
- LE PAGE A. (1983).- Les grandes unités des Mauritanides aux confins du Sénégal et de la Mauritanie. Evolution structurale de la chaîne du Précambrien supérieur au Dévonien. Thèse, Univ. Aix-Marseille III, Marseille, Fr., 518 p.
- LIEGEOIS J.-P., BERTRAND H., BLACK R. CABY R. et FABRE J. (1983).- Permian alkaline undersaturated and carbonatite province, and rifting along the West African craton. Nature, Londres, 305, p. 42-43.
- LIGER J.-L. (1980).- Structure profonde du bassin côtier sénégal-mauritanien. Interprétation des données gravimétriques et magnétiques. Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, Fr., sér. B, n° 16, 158 p.
- LIGER J.-L. et ROUSSEL J. (1979).- Etude gravimétrique du bassin côtier profond du Sénégal. Rev. Géol. dynam. Géograph. phys., Paris, vol. 21, fasc. 5, p. 419-427.
- LILLEY F.E.M., WOODS D.V. et SLOANE M.N. (1981).- Electrical conductivity profiles and implications for the absence or presence of partial melting beneath central and south-east Australia. Phys. Earth Planet. int., Amsterdam, 25, p. 419-428.
- MACHENS E. (1973).- Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris, 82, 167 p.

- MOURGUES P. (1983).- Etude par les ondes P de la structure du manteau supérieur de l'Afrique Centrale: un cas de bouclier affecté par un rift intraplaque. Thèse, Univ. Strasbourg, Fr., 267 p.
- OLHOEFT G.R. (1977).- Electrical properties of water-saturated basalt: preliminary results to 506 K (238°C). U.S. Geol. Surv. open file Rept., 77, p. 1-6.
- PIPER J.D.A. (1983).- Proterozoic palaeomagnetism and single continent plate tectonics. Geophys. J. r. astr. Soc., Londres, 74, p. 163-197.
- PONSARD J.F. (1984).- La marge du craton ouest-africain du Sénégal à la Sierra Léone: interprétation géophysique de la chaîne panafricaine et des bassins du Protérozoïque à l'Actuel. Thèse Doct. Univ. Aix-Marseille III, Marseille, Fr., 198 p.
- POUPINET G. (1977).- Hétérogénéités du manteau supérieur déduites de la propagation des ondes de volume. Implication géodynamique. Thèse, Univ. Grenoble, Fr., 234 p.
- RINGWOOD A.E. (1962).- A model for upper mantle. J. Geophys. Res., Washington, 67, p. 857-867.
- RITZ M. (1982).- Sondage magnétotellurique profond sur le craton ouest-africain (République de Haute-Volta). Esquisse de modèles pour le craton ouest-africain. J. Geomag. Geoelectr., Tokyo, 34, p. 447-452.
- RITZ M. (1983 a).- The distribution of electric conductivity on the eastern border of the West African craton (Republic of Niger). Geophys. J. r. astr. Soc., Londres, 73, p. 475-488.
- RITZ M. (1983 b).- Use of the magnetotelluric method for a better understanding of the West African shield. J. Geophys. Res., Washington, 88, p. 10 625-10 633.
- RITZ M. (1984 a).- Geomagnetic anomalies across the onshore Mesozoic-Tertiary Senegal basin. Tectonophysics, Amsterdam, 110, p. 1-8.
- RITZ M. (1984 b).- Electrical resistivity structure of the Senegal basin as determined from magnetotelluric and differential geomagnetic soundings. Geophys. J. r. astr. Soc., Londres, 79, p. 635-649.

- RITZ M. (1984 c). - Inhomogeneous structure of the Senegal lithosphere from deep magnetotelluric soundings. J. Geophys. Res., Washington, 89, p. 11 317- 11 331.
- RITZ M. (1984 d). - A high conductivity anomaly on the West African craton (Mali). J. Geophys., Heidelberg, RFA, 55, p. 182-184.
- RITZ M. et FLICOTEAUX R. (1984 e). - Interprétation d'une prospection tellurique effectuée sur un profil Est-Ouest à travers le bassin méso-cénozoïque sénégalais. Soumis à Bull. Soc. géol. Fr.
- ROUSSEL J. et LIGER J.-L. (1983). - A review of deep structure and ocean-continent transition in the Senegal basin (West Africa). Tectonophysics, Amsterdam, 91, p. 183-211.
- ROUSSEL J., LECORCHE J.-P., PONSARD J.F., SOUGY J. et VILLENEUVE M. (1984). - Panafrican to hercynian deformations in the Mauritanides and tectonic significance of gravity anomalies. Tectonophysics, Amsterdam, 109, p. 41-59.
- SCHMUCKER U. et JANKOWSKI J. (1972). - Geomagnetic induction studies and the electrical state of the upper mantle. Tectonophysics, Amsterdam, 13, p. 233-256.
- SHANKLAND T.J. (1981). - Electrical conduction in mantle materials. In: Evolution of the Earth, Geodynam. ser., vol. 5, R.J. O'Connell and W.S. Fyfe ed., Washington, p. 256-263.
- SHANKLAND T.J. et ANDER M.E. (1983). - Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust. J. Geophys. Res., Washington, 88, p. 9475-9484.
- SHANKLAND T.J. et WAFF H.S. (1977). - Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle. J. Geophys. Res., Washington, 82, p. 5409-5417.
- TESSIER F., FLICOTEAUX R., LAPPARTIENT J.-R., NAHON D. et TRIAT J.-M. (1975). - Réforme du concept de Continental terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'Ouest-africain. IXème Congr. int. Séd., Nice, Fr., t. 1, p. 207-211.
- TROMPETTE R. (1973). - Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du

- bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, Fr., sér. B, n°7, 702 p.
- VANYAN L.L., BERDICHEVSKY M.N., FAINBERG E.B. et FISKINA M.V. (1977). The study of the asthenosphere of the East european platform by electromagnetic sounding. Phys. Earth planet. Int., Amsterdam, 14, p. 1-2.
- VAN ZIJL J.S.V. (1978).- The relationship between the deep electrical resistivity structure and tectonic provinces in southern Africa. Trans. geol. Soc. S. Afr., Prétoria, 81, p. 129-142.
- VILLENEUVE M. (1984).- Etude géologique sur la bordure Sud-Ouest du craton ouest-africain. La suture panafricaine et l'évolution des bassins sédimentaires protérozoïques de la marge NW du continent de Gondwana. Thèse, Univ. Aix-Marseille III, Marseille, Fr., 552 p.
- WYLLIE P.J. (1971).- A discussion of water in the crust. In: The structure and physical properties of the Earth's crust, Geophys. Monogr. ser., vol. 14, J.G. Heacock, ed., Washington, p. 257-260.
- WYLLIE P.J. (1981).- Plate tectonics and magma genesis. Geol. Rundsch., Stuttgart, RFA, 70, p. 128-153.

ANNEXE I

THEORIE DE LA METHODE
MAGNETOTELLURIQUE (MT)

I. EQUATIONS DE BASE

La théorie de la méthode MT est obtenue en résolvant les équations de Maxwell pour des ondes électromagnétiques planes qui se propagent dans l'air et qui se heurtent à la Terre. Les sources sont situées dans l'ionosphère à une distance d'environ 100 km au dessus de la Terre. La théorie, dans le cas de terrains tabulaires isotropes a été d'abord développée par Cagniard (1953).

Dans un milieu homogène isotrope ne comportant pas de source, les équations de Maxwell s'écrivent dans le système international:

$$\nabla \times H = \frac{\partial D}{\partial t} + J \quad (1.1)$$

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (1.2)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (1.3)$$

Le milieu est caractérisé par trois équations:

$$D = \epsilon_0 E \quad (1.4)$$

$$B = \mu_0 H \quad (1.5)$$

$$J = \sigma E \quad (1.6)$$

ϵ_0 et μ_0 sont la permittivité et la perméabilité magnétique de l'espace libre; σ est la conductivité du milieu considéré.

Pour un régime harmonique dans le temps de la forme $e^{+i\omega t}$, les équations de Maxwell deviennent:

$$\nabla \times H = (\sigma + i \omega \epsilon_0) E \quad (1.7)$$

$$\nabla \times E = -i \mu_0 \omega H \quad (1.8)$$

En combinant ces deux équations on obtient les équations du vecteur d'Helmutz

$$\nabla^2 \begin{bmatrix} E \\ H \end{bmatrix} + k^2 \begin{bmatrix} E \\ H \end{bmatrix} = 0 \quad (1.9)$$

où

$$k^2 = \omega \mu_0 (-i \sigma + \omega \epsilon_0)$$

Aux périodes utilisées la constante de propagation k dans la terre est dominée par le terme de conduction et par conséquent $k_{\text{terre}}^2 = -i \omega \mu_0 \sigma$ et les équations de Helmutz deviennent des équations de diffusion complexe. Puisque l'air à une conductivité nulle $k_{\text{air}}^2 = \epsilon_0 \mu_0 \omega^2$

De plus la constante de propagation est plus grande dans la terre que dans l'air de sorte que, sans présumer de l'angle d'incidence du champ de la source, le champ électromagnétique réfracté propagera directement vers le bas comme une onde plane horizontale. L'amplitude du champ décroît avec la profondeur selon l'effet de peau (skin effect).

L'hypothèse d'ondes planes à l'intérieur de la Terre a été critiquée par Wait (1954) et Price (1962). Ils ont montré que l'hypothèse est seulement valable si le champ incident est uniforme sur des distances horizontales plus grandes que la profondeur de pénétration dans le sol. Cette restriction devient draconienne aux périodes élevées.

Cependant, Madden et Nelson (1964) concluent que pour des modèles réalistes de conductivité, l'hypothèse de l'onde plane est valable jusqu'à la période de 10 000 secondes.

II. MODELE HOMOGENE A COUCHES HORIZONTALES

La solution des équations de Helmholtz pour un milieu isotrope et tabulaire est directe. Du fait de la nature unidimensionnelle du problème tous les champs sont latéralement invariant ($\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} = 0$).

Dans ce cas, les équations du vecteur d'Helmholtz 1.8 deviennent des équations scalaires

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} - i \eta^2 E_x = 0 \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} - i \eta^2 H_y = 0 \quad (2.2)$$

$$\text{ou } \eta^2 = \omega \mu_0 \sigma$$

Une solution de l'équation 2.2 est

$$H_y = H_y^0 e^{-\sqrt{i} \eta z} \quad (2.3)$$

ou H_y^0 est le champ magnétique à la surface.

Dans le cas d'un milieu homogène l'équation 1.6 devient

$$-\frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x \quad (2.4)$$

$$\text{avec } E_x = \sqrt{i} \sqrt{\frac{\omega \mu_0}{\sigma}} H_y^0 e^{-\sqrt{i} \eta z} \quad (2.5)$$

et à la surface du sol

$$\frac{E_x^0}{H_y^0} = \sqrt{\frac{\omega \mu_0}{\sigma}} \sqrt{i} \quad (2.6)$$

Le rapport $\frac{E_x^0}{H_y^0}$ est l'impédance électromagnétique

du milieu, s'il est homogène le champ électrique présente une avance de phase de 45° sur le champ magnétique.

La relation 2.6 peut s'écrire,

$$\rho = \frac{T}{2\pi\mu} \left| \frac{E_x^0}{H_y^0} \right|^2 \quad (2.7)$$

Nous avons en unités pratiques

$$\rho = 0,2 T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2.8)$$

ρ = résistivité en ohm-mètres

T = période de la perturbation magnétotellurique
en secondes

E_y^0, H_y^0 = amplitude des composantes des champs électrique et magnétique en mV/km et en gammas.

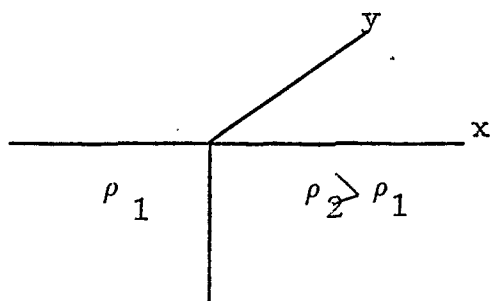
A partir de l'équation 2.8 nous voyons que si le champ électrique et le champ magnétique sont mesurés simultanément à une station, la résistivité du sous-sol peut être déterminée. Si le sous-sol est homogène, la valeur mesurée sera la résistivité vraie. Si ce n'est pas le cas, nous obtenons une résistivité apparente qui est une fonction de la résistivité et de l'épaisseur des niveaux horizontaux. Ainsi, puisque la phase et la résistivité mesurées sont fonction de la période, en les mesurant dans une gamme de période, il est possible de déterminer rigoureusement les variations de résistivité avec la profondeur. C'est la base de la méthode magnétotellurique.

III. MODELE A DEUX DIMENSIONS

Jusqu'à présent la discussion a été limitée à la réponse électromagnétique d'un milieu à couches horizontales, dans lequel chaque niveau est homogène et isotrope.

Cependant ce modèle n'est pas suffisant pour décrire les situations réelles dans la terre. Dans de nombreux cas on trouve des changements latéraux de conductivité (failles - fossés - ceintures plissées) ou des couches anisotropes dans la plan horizontal. Pour tenir compte de l'effet de ces différents phénomènes de nombreux auteurs Cantwell (1960), Swift (1967) ont introduit des modèles à deux dimensions dans lesquels la résistivité ρ est fonction non seulement de la profondeur z mais aussi d'une coordonnée horizontale x par exemple. On montre facilement que le champ électrique mesuré dans une direction arbitraire peut dépendre aussi bien des variations magnétiques parallèles que des variations magnétiques perpendiculaires à cette direction.

Considérons le cas d'une structure à deux dimensions telle un contact vertical de longueur infini sépa-



rant deux formations dans la direction y des résistivités ρ_1 et ρ_2 . Par définition la résistivité du sol n'est fonction que de x et z . Le champ

est invariant dans la direction y ($\frac{\partial}{\partial y} = 0$).

Si l'on considère les équations 1.7 et 1.8 et en négligeant les courants de déplacement nous avons,

$$-\frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial x} = \sigma E_y \quad (3.2)$$

$$\frac{H_y}{\partial x} = \sigma E_z \quad (3.3)$$

$$-\frac{\partial E_y}{\partial z} = i \omega \mu_0 H_x \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial x} = i \omega \mu_0 H_y \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial E_y}{\partial x} = i \omega \mu_0 H_z \quad (3.6)$$

On remarque que la composante E parallèle au contact ($E_{//}$) implique les équations 3.2, 3.4 et 3.6 qui ne contiennent que les composantes magnétiques H_x et H_z .

Pour ces trois équations, en éliminant H_x et H_z nous obtenons.

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} = -i \omega \mu_0 E_y \quad (3.7)$$

Similairement la composante H parallèle au contact ($H_{//}$) entre dans les trois autres équations restantes 3.1, 3.3 et 3.5 qui ne contiennent que les composantes telluriques E_x et E_z .

Pour ces équations E_x et E_z peuvent être éliminées,

$$\frac{\partial^2 H_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} = -i \omega \mu_0 H_y \quad (3.8)$$

Ainsi les équations de Maxwell pour des structures 2D peuvent être découplées en deux modes et résolues séparément. Le mode impliquant E_y , H_x et H_z est appelé le mode E parallèle (ou mode H perpendiculaire). L'autre cas impliquant H_y , E_x est connu sous le mode H parallèle ou E perpendiculaire puisque le champ magnétique est parallèle au contact et le champ électrique perpendiculaire.

Les équations 3.7 et 3.8 peuvent se mettre sous la forme d'une seule équation

$$\frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} = + i \omega \mu_0 \sigma F \quad (3.9)$$

où F est soit E_y ou H_y .

Ainsi pour un modèle 2D deux impédances sont nécessaires pour définir la relation entre les composantes horizontales du champ électromagnétique. Ces deux impédances sont définies par

$$Z_{//} = \frac{E_y}{H_x} \quad \text{et} \quad Z_{\perp} = \frac{E_x}{H_y} \quad (3.10)$$

Ces équations sont très difficiles à résoudre analytiquement. D'Erceville et Kunetz (1962) ont proposé une solution dans le cas de la faille pour le mode $H_{//}$. En général on se contente de calculer des valeurs numériques dans des cas particuliers en utilisant des méthodes du genre différences finies ou éléments finis sur une grille à deux dimensions, Jones et Price (1970), Jupp et Vozoff (1975), Stodt (1978).

Elle consiste à substituer en un point donné les dérivés de l'équation différentielle par des équations de différences finies. Ainsi on couvre toute la zone par des rangées discrètes de points.

On définit une grille rectangulaire dont les directions sont parallèles aux axes x et z . L'intersection des rangées horizontales et des colonnes verticales de la maille sont les nodes. Pour ces points on exprime la fonction inconnue par une combinaison linéaire des valeurs aux points voisins (développement en séries de Taylor).

Les équations algébriques ainsi obtenues sont résolues par des méthodes d'itération.

Le problème inverse qui consiste à trouver la conductivité du sol en fonction des impédances apparentes mesurées à la surface du sol peut être résolu en utilisant des techniques d'itération.

Les conditions aux limites sont considérées en détail par Jones et Price (1970). A l'interface entre les deux blocs de résistivité ρ_1 et ρ_2 et à la surface $z = 0$, nous avons les conditions suivantes

1/ La composante de H parallèle à la discontinuité est continue à travers cette discontinuité

2/ La composante de E parallèle à la discontinuité est continue à travers cette discontinuité

3/ La composante normale de J doit être continue à travers la discontinuité et nulle pour $z = 0$.

Pour un niveau d'air ayant une conductivité nulle, les équations 3.1, 3.3 et 3.5 montrent que le champ magnétique horizontal dans le milieu à l'extérieur du conducteur est constant pour le mode E_1 .

Du fait de la continuité de H , la composante H_y est constante dans l'espace et le long de la surface du sol. Ainsi à la surface de la Terre, la composante du champ magnétique parallèle à la direction du contact est constante même en présence d'inhomogénéités latérales.

Pour le mode H_1 , on doit tenir compte du champ E dans la région $z < 0$ et par conséquent on ne peut choisir la surface de la région conductrice comme frontière supérieure et prendre H_y constant le long de cette frontière. On choisit cette limite assez loin de la surface du conducteur de façon que la perturbation locale en H soit négligeable sur la frontière. Le long de cette surface H_x est constant.

IV. LIMITATIONS DES SOLUTIONS A DEUX DIMENSIONS

Les modèles à deux dimensions supposent les structures infiniment allongées suivant une direction de contact (y). Cependant dans un grand nombre de cas, la longueur de la structure est finie (structure à trois dimensions). Par conséquent, il est utile d'examiner l'effet d'une longueur finie de la structure sur les anomalies MT. Ces anomalies sont des perturbations dans les composantes du champ électromagnétique causées par des discontinuités de la conductivité.

Des exemples théoriques sont présentés qui montrent l'influence de la longueur de la structure pour les deux modes de polarisation E_{\perp} et E_{\parallel} .

Wannamaker et al. (1980) ont montré la déformation des courbes magnétotelluriques en fonction de la longueur du corps conducteur responsable de l'anomalie. Ils utilisent un programme MT de modélisation à trois dimensions basé sur une solution de l'équation intégral (Hohmann, 1975). Nous avons représenté sur les figures 1 et 2 les résultats de la modélisation à trois dimensions dans le cas d'un corps conducteur enterré à 1 km de profondeur avec une résistivité électrique de 2 ohm-m ayant 36 km de long, 14 km de large et 1 km d'épaisseur, la roche encaissante à une résistivité électrique de 400 ohm-m. Ce modèle est celui utilisé par Wannamaker et al. (1980) dans la zone thermique de " Roosevelt Hot Springs ". La figure 1 montre l'influence, pour un champ électrique incident parallèle au contact (mode de polarisation TE), de la longueur du corps conducteur. Dans le cas à deux dimensions la longueur du contact est infinie. Wannamaker et al. (1980) constate que la longueur finie du conducteur agit beaucoup plus que les conditions aux limites sur les côtés de la frontière. Par conséquent, dans le mode de polarisation TE, l'anomalie du champ dépendra de la longueur de la structure. Les solutions théoriques pour ce mode de polarisation ne seraient applicables que dans le cas où la longueur du corps conducteur est beaucoup plus grande que sa profondeur de pénétration. Jusqu'à 3 secondes, la longueur du contact n'agit pratiquement pas (fig. 1) sur le mode

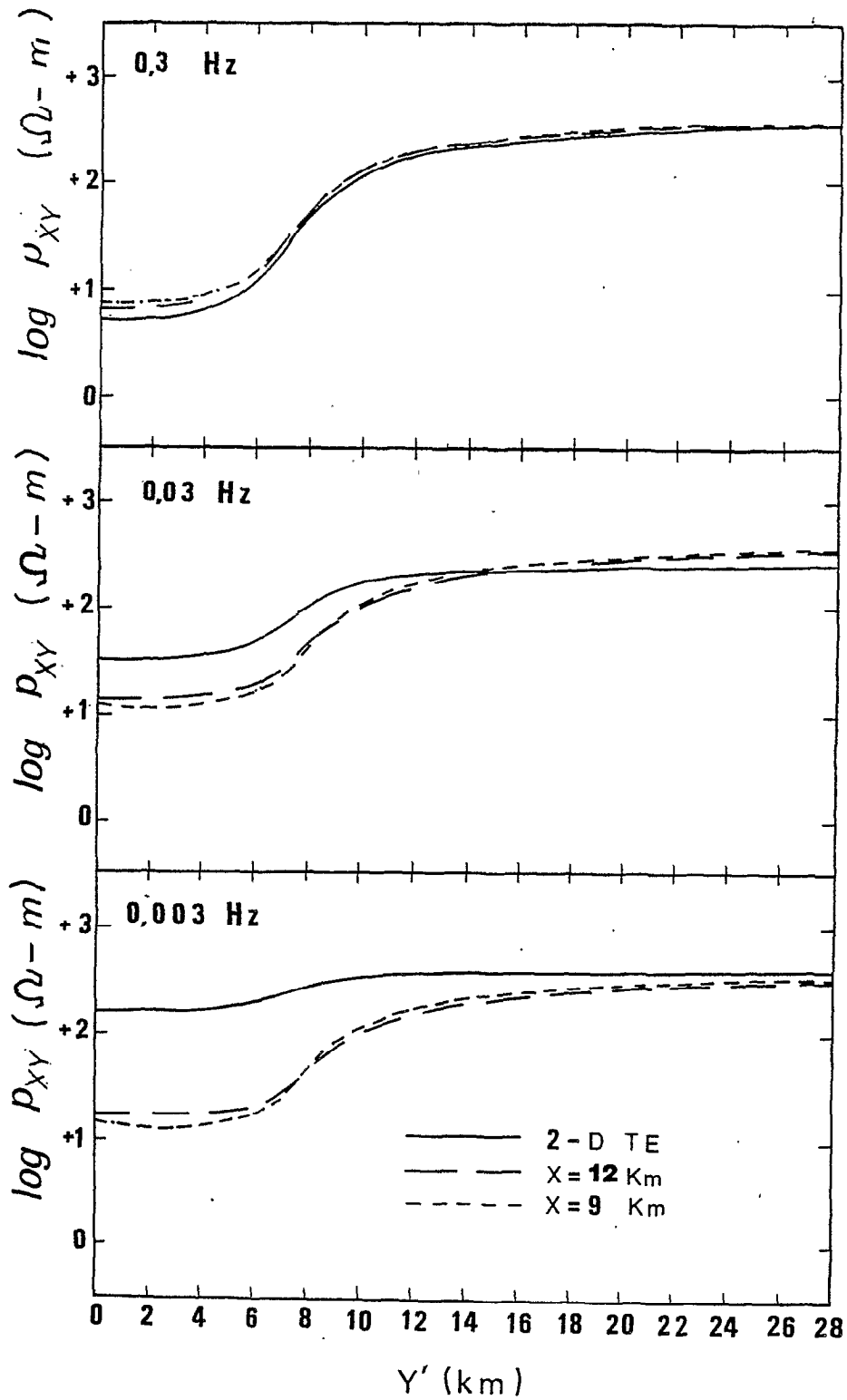


Fig. 1- Comparaison entre des modèles à 2 et 3 dimensions: mode TE.

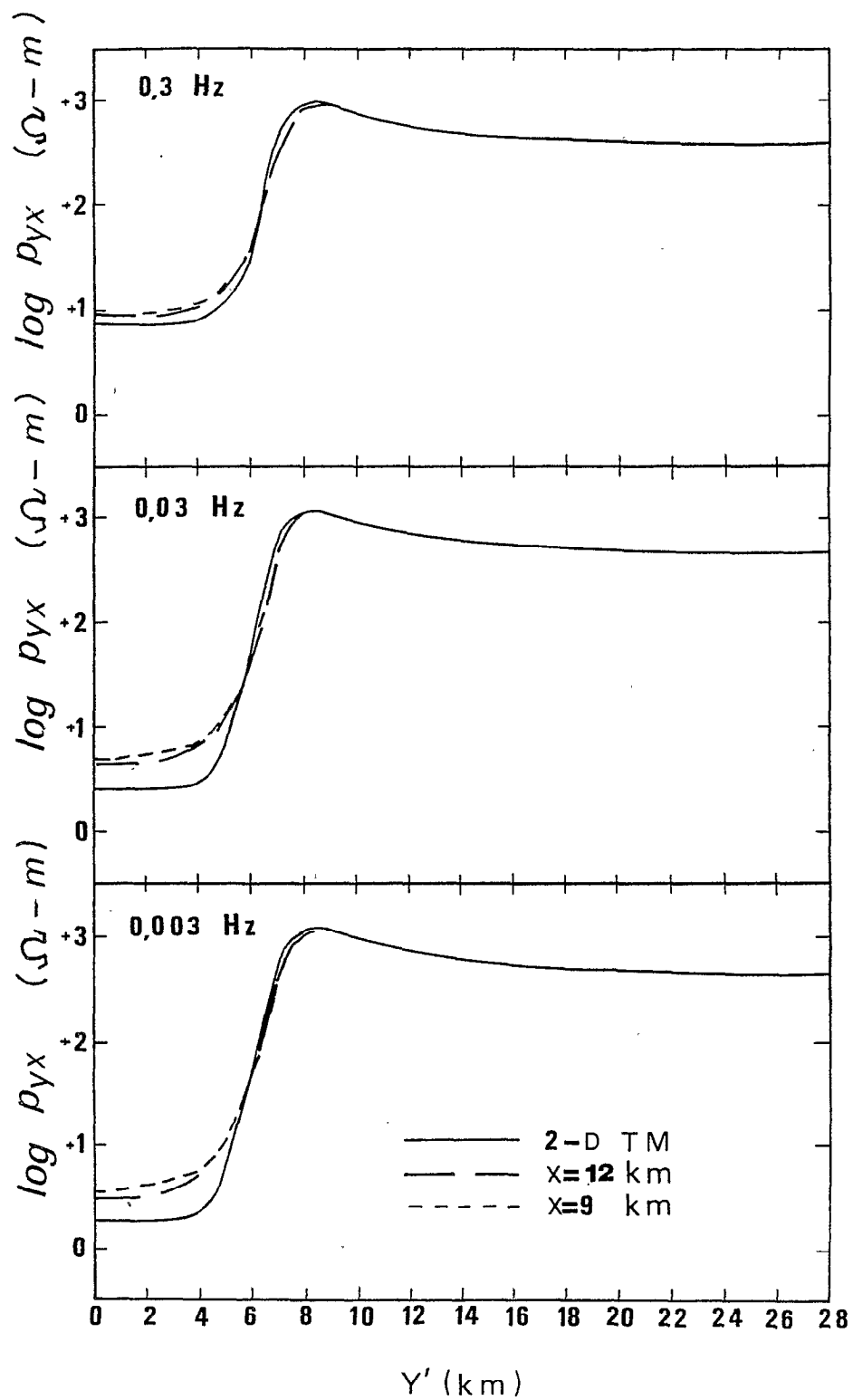


Fig. 2- Môme légende que fig. 1: mode TM.

TE. Lorsque la période croît on constate une divergence de plus en plus marquée suivant la longueur de l'anomalie. Ainsi dans le cas d'une structure à trois dimensions, les valeurs de la résistivité suivant l'axe mineur peuvent avoir de très faibles valeurs ; à la période de 300 secondes il y a pratiquement une décade de différence avec le modèle 2D et l'interprétation paraît problématique.

La figure 2 représente le cas d'un champ circulant perpendiculairement au contact. Aux périodes considérées la résistivité du modèle 2D apparaît plus petite que celle du modèle 3D. Cependant la divergence est faible entre les deux modèles. En première approximation il est donc possible d'utiliser le mode TM pour l'interprétation de structure à 3D.

V. TENSEUR D'IMPEDANCE

Cantwell (1960), tout en considérant des sources à l'infini, a étudié l'influence de structures géologiques plus complexes. Il utilise une matrice d'impédance reliant le champ magnétique et le champ tellurique.

$$\begin{vmatrix} E_x \\ E_y \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{vmatrix} \begin{vmatrix} H_x \\ H_y \end{vmatrix} \quad (5.1)$$

Les éléments Z_{xy} et Z_{yx} représentent les impédances principales tandis que les éléments Z_{xx} et Z_{yy} sont les impédances additionnelles dues à l'anisotropie du sous-sol. Ces impédances sont complexes.

Bostick et Smith (1962) donnent une technique de calcul pour l'acquisition de ces éléments.

Pour une Terre homogène en couches horizontales

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad (5.2)$$

$$Z_{yx} = -Z_{xy} \quad (5.3)$$

Dans le cas d'un milieu à deux dimensions, il est possible de trouver une direction pour laquelle les relations 5.2 et 5.3 sont vérifiées.

Les éléments Z_{ij} ($i \neq j$) du tenseur d'impédance peuvent alors être utilisés pour l'interprétation de la structure géologique si les axes principaux de la structure 2D sont alignés avec les axes de mesure. Si les axes de mesure ont une direction différente de celle de la structure alors les éléments du tenseur sont exprimés en fonction d'un angle de rotation θ .

Considérons un système de coordonnées cartésien à deux dimensions (x, y) . Lorsque ce système subit une rotation θ dans le sens des aiguilles d'une montre pour former un nouveau système (x', y') , la nouvelle matrice $|Z'|$ est telle que,

$$|Z'| = |\mathcal{P}| |Z| |\mathcal{P}|^T \quad (5.4)$$

$$|\mathcal{P}| = \begin{vmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{vmatrix} \quad (5.5)$$

La relation 5.4 donne,

$$2Z'_{xx}(\theta) = (Z_{xx} + Z_{yy}) + (Z_{xx} - Z_{yy}) \cos 2\theta + (Z_{xy} + Z_{yx}) \sin 2\theta \quad (5.6)$$

$$2Z'_{xy}(\theta) = (Z_{xy} - Z_{yx}) + (Z_{xy} + Z_{yx}) \cos 2\theta - (Z_{xx} - Z_{yy}) \sin 2\theta \quad (5.7)$$

$$2Z'_{yx}(\theta) = -(Z_{xy} - Z_{yx}) + (Z_{xy} + Z_{yx}) \cos 2\theta - (Z_{xx} - Z_{yy}) \sin 2\theta \quad (5.8)$$

$$2Z'_{yy}(\theta) = (Z_{xx} + Z_{yy}) - (Z_{xx} - Z_{yy}) \cos 2\theta - (Z_{xy} + Z_{yx}) \sin 2\theta \quad (5.9)$$

Les éléments de la matrice d'impédance sont ainsi définis pour n'importe quelle valeur de l'angle θ .

Dans le cas d'une structure géologique à deux dimensions, une direction θ_0 peut être trouvée telle que

$$Z'_{xx} = Z'_{yy} = 0 \quad (5.10)$$

En additionnant les équations 5.6 et 5.9 nous avons

$$Z'_{xx} + Z'_{yy} = Z_{xx} + Z_{yy} \quad (5.11)$$

En soustrayant les équations 5.7 et 5.9 nous avons

$$Z'_{xy} - Z'_{yx} = Z_{xy} - Z_{yx} \quad (5.12)$$

Les relations 5.11 et 5.12 sont des invariants par rotation.

Puisque la quantité $Z'_{xx} + Z'_{yy}$ doit disparaître pour la structure à deux dimensions idéale le rapport

$$S = \frac{Z'_{xx} + Z'_{yy}}{Z'_{xy} - Z'_{yx}} \quad (5.13)$$

appelé le "skew" mesure le degré bidimensionnelle de la structure géologique.

En principe le skew doit être nul pour les structures 2D, mais il n'existe que très rarement de telles entités. En général on considère qu'une structure géologique est à deux dimensions si la valeur de S est inférieure ou

égale à 0.6. Pour des valeurs de S supérieures à 0.6 des structures tridimensionnelles peuvent être présentes. Mais le skew peut-être nul si les axes de mesures sont dans un plan de symétrie de la structure 3D.

L'angle θ_0 pour lequel la relation 5.10 est vérifiée peut-être défini en prenant le maximum de la quantité $|Z_{xy}|^2 + |Z_{yx}|^2$, (Swift, 1967). On obtient

$$\operatorname{tg} 4\theta_0 = \frac{2(ac + bd)}{(a^2 + b^2) - (c^2 + d^2)} \quad (5.14)$$

avec

$$Z_{xx} - Z_{yy} = a + ib$$

$$Z_{xy} + Z_{yx} = c + id$$

On définit ainsi deux axes orthogonaux pour lesquels Z'_{yx} et Z'_{xy} ont leur plus petite et leur plus grande valeur. Ces axes sont les axes principaux d'anisotropie de la structure 2D.

BIBLIOGRAPHIE

- BOSTICK F.X. et SMITH H.W. (1962). - Investigation of large scale inhomogeneities in Earth by the magnetotelluric method. Proc. Inst. Radio Engineers, Tulsa, USA, 50, n°11, p. 2339-2346.
- CAGNIARD L. (1953). - Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics, Tulsa, USA, 18, p. 605-635.
- CANTWELL T. (1960). - Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Ph.D. thesis, Cambridge, USA, 226 p.
- D'ERCEVILLE I. et KUNETZ G. (1962). - The effect of a fault on the Earth's natural electromagnetic field. Geophysics, Tulsa, USA, 5, p. 651-655.
- HOHMANN G.W. (1975). - Three-dimensional induced polarization and electromagnetic modeling. Geophysics, Tulsa, USA, 40, p. 309-324.
- JONES F.W. et PRICE A.T. (1970). - The perturbations of alternating geomagnetic fields by conductivity anomalies. Geophys. J. r. astr. Soc., Londres, 20, p. 317-334.
- JUPP D.L.B. et VOZOFF K. (1975). - Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. Geophys. J. r. astr. Soc., Londres, 42, p. 957-976.
- MADDEN T. et NELSON P. (1964). - A defense of Cagniard's magnetotelluric method. Geophys. Lab., Cambridge, USA, Rept., 65 p.
- PRICE A.T. (1962). - The theory of the magnetotelluric method when the source field is considered. J. Geophys. Res., Washington, 67, p. 1907-1918.
- STODT J.A. (1978). - Documentation of a finite element program for solution of geophysical problems governed by the inhomogeneous 2-D scalar Helmholtz equation. Dept. Geol. Geophys., Univ. Utah, Salt Lake City, USA, Rept., 66 p.
- SWIFT C.M. (1967). - A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity in the south-western United States. Ph.D. thesis, Geophys. Lab., Cambridge, USA, 211 p.
- WAIT J.R. (1954). - On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field. Geophysics, Tulsa, USA, 19, p. 281-289.

WANNAMAKER P.E., WARD G.W. HOHMANN G.W. et STILL W.R.
(1980). - Magnetotelluric models of the Roosevelt Hot Springs
thermal area, Utah. Dept. Geol. Geophys., Univ. Utah, Salt
Lake City, USA, Rept., 213 p.

ANNEXE II
APPAREILLAGE

Le succès de l'interprétation magnéto-tellurique dépend absolument de l'acquisition de données telluriques et magnétiques sûres. De telles données peuvent être obtenues seulement si l'appareillage employé a été calibré soigneusement.

I. LES CAPTEURS

Pour les capteurs telluriques la solution la plus simple est d'utiliser des électrodes de plomb. Ces électrodes se présentent sous forme de plaquettes minces de $10 \times 20 \text{ cm}^2$ de surface. Le nombre de ces plaques peut varier en fonction de la nature du sol de manière à avoir une résistance de prise de terre inférieure à 500 ohms. Ces électrodes sont très stables et la polarisation spontanée, constante après quelques jours, reste à des valeurs assez faibles (moins de cinquante millivolts).

Diverses électrodes impolarisables ont été essayées mais se sont révélées très vite inutilisables en raison de la sécheresse du sol.

Les électrodes sont en général espacées de 500 m dans deux directions orthogonales (N-S et E-W magnétiques). Elles sont reliées électriquement à l'enregistreur.

Au début de notre mission nous avons pu emprunter au Centre de Bangui une paire de barres fluxmètres. Leur grande sensibilité aux moyennes périodes nous avait

intéressé . Il a été nécessaire de revoir entièrement l'électronique (amplificateurs et filtres actifs). Si les performances de ces barres sont bonnes jusqu'à 60 s, elles deviennent nettement trop faibles au-dessus de 100 s. Il est alors nécessaire d'amplifier exagérément le signal d'entrée. Nous atteignons à 800 s les limites de l'acceptable. D'autre part les approximations inhérentes au mode d'étalonnage utilisé ne nous donnent qu'une précision d'environ 15 %.

La mise en station en est très simple malgré un encombrement important. L'absence de pièces mobiles est un gage de fiabilité.

Pour la campagne au Niger, nous avons utilisé des capteurs du type "Mosnier" donnant respectivement les composantes D et H du champ magnétique. Leurs performances sont remarquables.

- très bonne sensibilité
- très bonne stabilité en D
- relative indifférence aux écarts de température extérieure.
- mise en station extrêmement simple et pratique.

Les capteurs "Mosnier" possèdent un système d'étalonnage autonome à courant continu. La valeur d'étalonnage est de 10 mV/gamma.

Les barres fluxmètres nécessitent un étalonnage de l'ensemble capteur-filtre et par conséquent des varia-

tions sinusoïdales du champ magnétique. Ce principe requiert un générateur de périodes pour l'établissement de la bande passante et un aimant tournant pour les valeurs d'échelle.

La bande passante est vérifiée une fois par sondage MT. Les valeurs d'échelle demandent un contrôle plus fréquent (pratiquement à chaque enregistrement).

L'aimant utilisé, récupéré et étalonné à l'Observatoire de Mbour est entraîné par un moteur synchrone.

Une boîte de 12 vitesses peut nous donner des vitesses de rotation échelonnées de 1 tour/6 s à 1 tour/2 h. L'important moment de l'aimant (100 500 uemcgs) permet de placer celui-ci assez loin des capteurs, ce qui assure un champ uniforme.

Il est difficile de mesurer avec précision

- la distance aimant - capteur,
- l'inclinaison du plan de rotation de l'aimant,
- les variations du moment de l'aimant en fonction des changements de température.

Il n'est possible d'avoir une valeur d'échelle précise qu'en multipliant les étalonnages. Pratiquement les différentes mesures nous donnent une fourchette de 6 %.

II. LES ENREGISTREURS ET LES FILTRES

A. LES ENREGISTREURS

Nous avons longtemps utilisé deux enregistreurs photographiques de fabrication locale. Les galvanomètres

antivibratoires Schlumberger type AV 15 TDB, qui formaient l'élément de mesure, se sont montrés assez capricieux. Sensibles aux variations de température, aux petits chocs, aux phénomènes électrostatiques, ils nous donnaient parfois des périodes qui ne correspondaient pas du tout aux variations naturelles du champ magnétique. D'autre part ce système d'enregistrement n'est pas commode tant par l'obligation d'un traitement du papier photo que par l'impossibilité d'un contrôle permanent.

Ces enregistrements ont été abandonnés dès que nous avons disposé d'un nombre d'enregistreurs graphiques suffisant.

Sept enregistreurs Sefram type Servo-trace P2V à deux voies de 10 cm par voie sont en service, certains depuis cinq ans. Les performances sont remarquables, compte tenu des conditions dans lesquelles ils travaillent.

De fréquents nettoyages, un recalibrage périodique des gammes de sensibilité suffisent pour un fonctionnement correct. Aucune modification n'a été apportée si ce n'est l'adjonction d'un marqueur de temps.

Un seul petit problème se pose, celui de l'inscription des phénomènes. Nous utilisons une pointe sèche et du papier spécial pour les déroulements très lents. Le prix élevé de ce papier en interdit l'emploi pour les déroulements plus rapides. Nous utilisons alors des scripteurs à pointe feutre et du papier normal pour les enregistrements plus rapides.

Il serait utile de prévoir un système de remise en zone automatique lorsque le scripteur vient en butée dans le cas d'amplitude exceptionnelle. Beaucoup de pertes de temps seraient ainsi évitées.

Cependant ce type d'enregistrement présente deux inconvénients,

- cet enregistreur consomme 25 W
- très sensible à la poussière de par sa conception il nous oblige à construire un abri extrêmement sérieux.

B. LES FILTRES

Les filtres courtes périodes (C.P.) sont fabriqués à l'Observatoire de Mbour. La difficulté de se procurer certains éléments ne permet pas toujours les montages les plus rationnels. D'autre part les caractéristiques du filtre dépendent essentiellement de celles du capteur. Les filtres moyennes périodes (M.P.) sont constituées pour une composante tellurique ou magnétique de deux filtres Analog Devices formant un filtre passe bande.

Un bloc diagramme du système d'enregistrement magnétotellurique est montré sur la figure 1. Les réponses en amplitude et en phase des systèmes magnétique et tellurique sont montrées sur la figure 2.

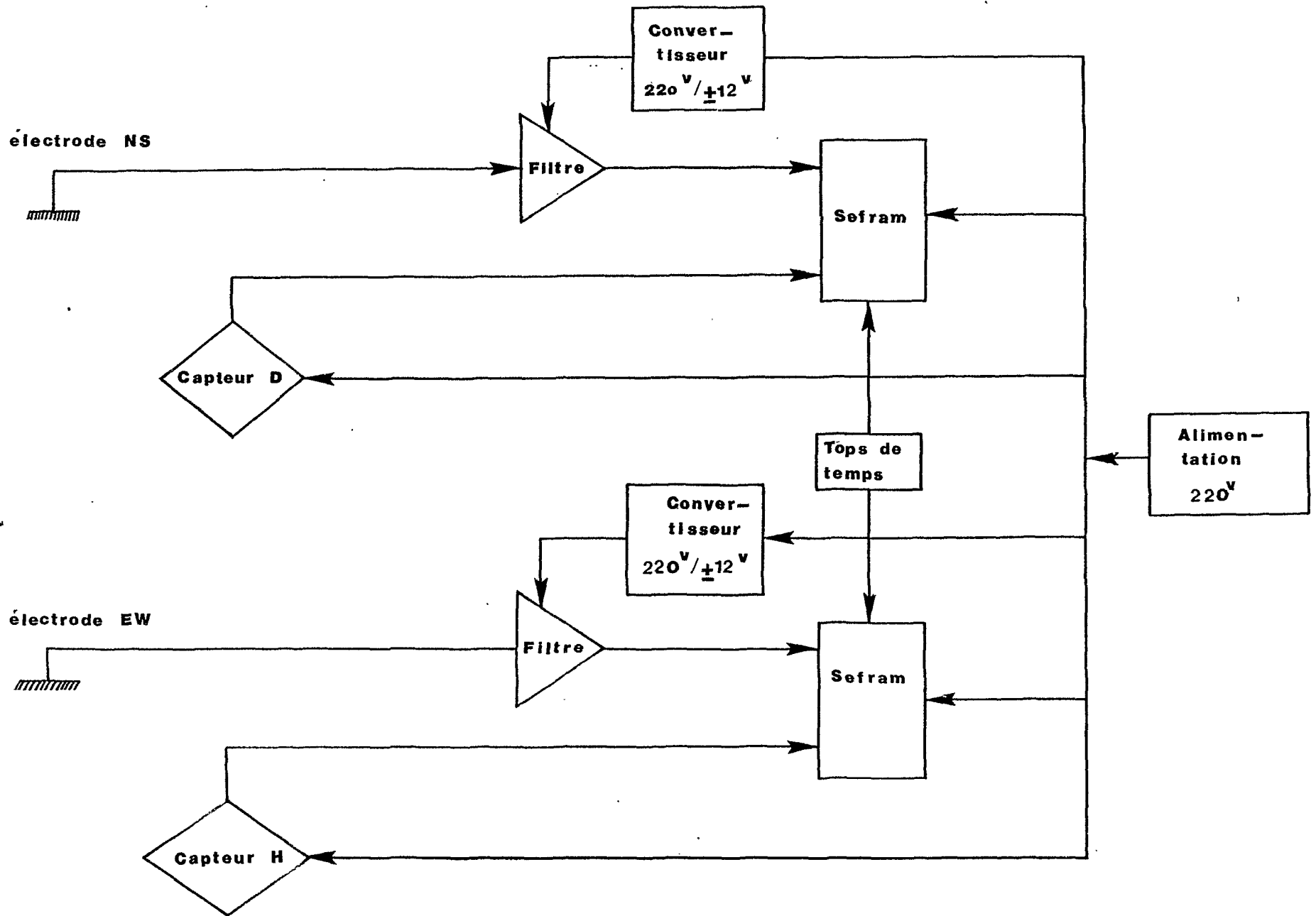


Fig. 1- Bloc diagramme du système d'enregistrement MT.

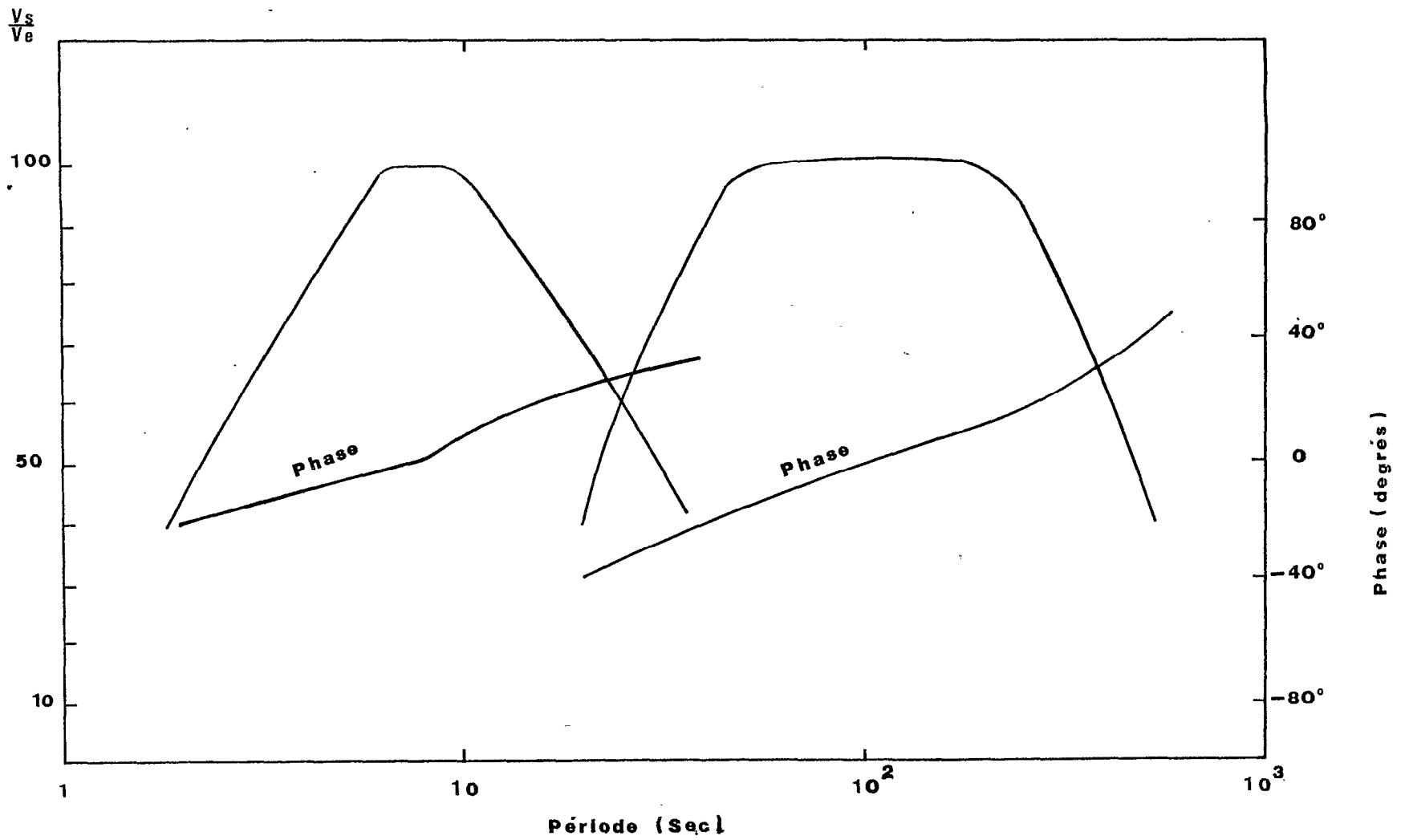


Fig. 2- Réponse en amplitude et en phase du système MT.