

ANOMALIES DE PROPAGATION DES ONDES LG À TRAVERS LE CONTINENT AFRICAÏN

Issak ADOUM^{1*} et Pierre MECHLER²

¹*Université de N'Djaména Tchad, Faculté des Sciences Exactes et Appliquées, B.P 1027 N'Djaména, Tchad*

²*Université Pierre et Marie CURIE Paris 6, UMR METIS 4 Place Jussieu Paris, France*

*Correspondance, e-mail : isacusfr@yahoo.fr

RÉSUMÉ

La station sismologique du Tchad bénéficie d'un bruit de fond très faible et possède de ce fait une grande capacité de détection des événements à des distances proches, régionales ou lointaines. La présente étude est consacrée à l'étude des phases régionales principalement les ondes Lg. Du fait du caractère très homogène de la croûte continentale, ces ondes sont enregistrées par la station Tchad depuis les régions les plus proches (Soudan, Congo, Libye...) jusqu'aux régions les plus éloignées (Afrique du Sud, Zambie, Malawi, Turquie...). L'étude nous a permis d'obtenir les trois résultats fondamentaux ci-dessous :

- Le blocage total des ondes Lg dans la région du nord de l'Italie. Ce résultat confirme le caractère purement océanique de la croûte dans la région considérée.
- Le blocage partiel des ondes Lg issues de la Turquie, de la Crète et de la Grèce avec une faible excitation en amplitude pour celles qui sont enregistrées. Cela montre que la croûte dans la région n'est pas purement océanique et l'observation des ondes Lg dans cette région résulte d'un processus de conversion des ondes Sn en Lg à l'interface Océan-Continent.
- Un écart d'azimut entre l'onde P et l'onde Lg correspondant, allant parfois jusqu'à 100°, est observé pour certains événements enregistrés. L'effet reproductible du phénomène montre qu'il doit avoir une origine physique que nous avons expliquée par l'existence des objets géologiques connus tels que les bords des cratons, les rift-est-africain ou toutes autres hétérogénéités superficielles.

Mots-clés : *station, Tchad, ondes Lg, azimut, blocage, diffraction, craton, rift est-africain.*

ABSTRACT**The Lg waves anomalies of propagation through the African Continent**

The seismological station of Chad has a very low background noise and therefore has a great capacity to detect regional phases as Lg waves and teleseismic phases. This study is purely devoted to Lg waves. Because of the very homogeneous nature of the continental crust, these waves are recorded since the closest regions as Sudan, Congo, and Libya up to the most distant regions as South Africa, Zambia, Malawi, and Turkey. Are study allowed us to obtain the three basic results below:

- The total blockage of Lg waves in the region of northern Italy. This result confirms that the crust in the region is purely oceanic.
- 2. The partial blockage of Lg waves in the Turkey, Crete and Greece areas with a low excitation of amplitude for events with Lg waves are recorded. This result shows that the crust in the region is not purely oceanic and observation of Lg waves is due to a conversion of Sn to Lg waves process at the interface ocean-continent.
- A gap of azimuth between the P and the corresponding Lg wave, sometimes up to 100 °, is observed for some events recorded. The reproducible effect of the phenomenon shows that he has to have a physical origin that we explained by the existence of the known geological objects such as the East African Rift system or the edges of cratons.

Keywords : *Chad station, Lg waves, azimuth, diffraction, east african rift.*

I - INTRODUCTION

La station sismologique d'Abéché à l'Est du Tchad a fonctionné depuis 1994 en un mini-réseau de huit capteurs courtes périodes. Sa position géographique en plein cœur de l'Afrique lui autorise la collecte des données dans tous les azimuts, particulièrement celles issues des zones sismiques situées sur le pourtour de la plaque africaine et les zones sismiques intra plaques tels que les Rift-Est-Africain. Les capteurs du mini réseau sont placés sur des blocs de granites bien enracinés, ce qui autorise un meilleur rapport signal à bruit nécessaire à la bonne réception des ondes sismiques propagées dans le globe. Les performances de la station en termes de taux d'enregistrement et de méthode de traitement ont été étudiées dans le passé par comparaison des données qui y sont enregistrées à celles issues d'un bulletin de référence, le REB (Review Event Bullen).

Cette étude a montré une bonne adéquation entre les paramètres de propagation (vitesse et azimuth) calculés par les deux méthodes. En outre, le mini réseau à elle seule enregistre environ 80% de la sismicité mondiale. (Adoum et al, 2010) [1]. L'étude qui suit sera consacrée aux ondes de surface, particulièrement les ondes Lg dont la restriction du domaine de propagation à la croûte constitue un atout majeur pour l'étude des hétérogénéités superficielles.

II - MÉTHODOLOGIE

II-1. Les fondements

Les ondes Lg, caractéristiques des trajets continentaux, peuvent être interprétées comme la superposition des modes supérieurs des ondes de surface (ondes de Rayleigh et de Love) se propageant à l'intérieur de la croûte continentale ou comme la superposition des multiples d'ondes S (SH et SV) réfléchies à l'intérieur de la croûte et incidentes sur le Moho avec une vitesse de groupe en moyenne comprise entre 3,2 et 3,7 Km/s (Press et Ewing 1952 [2], Olivier et Ewing, 1957 [3]; Kovach et Anderson, 1964[4] , Knopoff et al.,1973[5], Bouchon,1982[6] , Olsen et al., 1983[7]). Lorsque le trajet source - station est purement océanique, ces phases sont absentes des sismogrammes. Cette observation très ancienne constitue une des caractéristiques essentielles de leur mode de propagation. Le caractère très continental de ces ondes ainsi que leur forte sensibilité aux hétérogénéités font qu'elles sont souvent bloquées sur certains trajets.

Des études ont été effectuées à ce propos. Ruzaiкин et al., 1977[8], ont montré que les ondes Lg peuvent être partiellement ou complètement bloquées par des hétérogénéités dans la structure géologique ou par l'existence d'une zone de basse facteur de qualité; Baumgardt, 1990[9] ont montré qu'une brusque variation de l'épaisseur des sédiments dans la partie supérieure de la croûte peut entraîner le blocage total ou partiel des ondes Lg; Kennett et al, 1985[10] ont montré qu'un amincissement de la croûte dans une région peut expliquer le blocage des ondes Lg Isacks et al, 1975[11] ont expliqué l'observation des ondes Lg sur un trajet qui est d'abord océanique puis continental par un processus de conversion des ondes Sn en ondes Lg à la marge continentale. Enfin, l'absence de la couche granitique peut bloquer les ondes Lg. C'est d'ailleurs pour cette raison qu'elles ne se propagent pas à travers les bassins océaniques. Sous un océan en effet, la couche granitique disparaît et la croûte s'amincit (Mechler, 1982[12]).

II-2. Matériel et méthodes

Le réseau sismologique du Tchad est composé de huit stations réparties aux alentours de la ville d'Abéché en un mini-réseau dense de capteurs courte période. La distance inter station maximale est de l'ordre de 20 km. La géométrie du réseau est une succession de triangles imbriqués, adaptés à localiser à la fois les événements sismiques à distances régionales ou à distances télé sismiques. Chaque capteur est doté d'un sismographe ZM500 sensible à la composante verticale et adapté à l'étude de la sismicité locale et régionale (Adoum et al, 2006 [13]). La **Figure 1** donne la géométrie du réseau (**Figure 1a**) et un sismogramme d'un événement accompagné de trains d'ondes Lg. (**Figure 1b**). Le traitement des signaux sur les différentes stations est basé sur une étude des fonctions d'inter-corrélation de ces signaux sur des fenêtres glissantes en temps. Le maximum de la fonction d'inter corrélation est utilisé pour calculer les différences de temps d'arrivée de l'onde aux différentes stations (Cansi I., 1995[14], Cansi et al., 1997[15]). Le principe fondamental de la méthode est basé sur la stabilité: Un signal sera stable sur toutes les stations, ce qui ne sera pas le cas d'un bruit.

La méthode agit étape par étape et calcule séquentiellement les différences de temps d'arrivée ΔT_{ij} de l'onde entre deux couples de stations i et j , en utilisant le maximum de la fonction d'inter corrélation entre les signaux enregistrés à partir de ces deux stations.

$$\Delta T_{ij} = \frac{1}{2\pi} [\varphi_j(f) - \varphi_i(f)] \quad (1)$$

La corrélation se fait à l'intérieure d'une fenêtre en temps définie par un temps début et une durée et dont la longueur est choisie en fonction de la nature du signal. Le réseau entier est subdivisé en sous ensembles de réseaux appelés sous-réseaux. Pour chaque sous réseau R_n de n stations on détermine le résiduel r_{ijk} pour chaque groupe de trois stations de R_n :

$$r_{ijk} = \Delta T_{ij} + \Delta T_{jk} + \Delta T_{ki} . \quad (2)$$

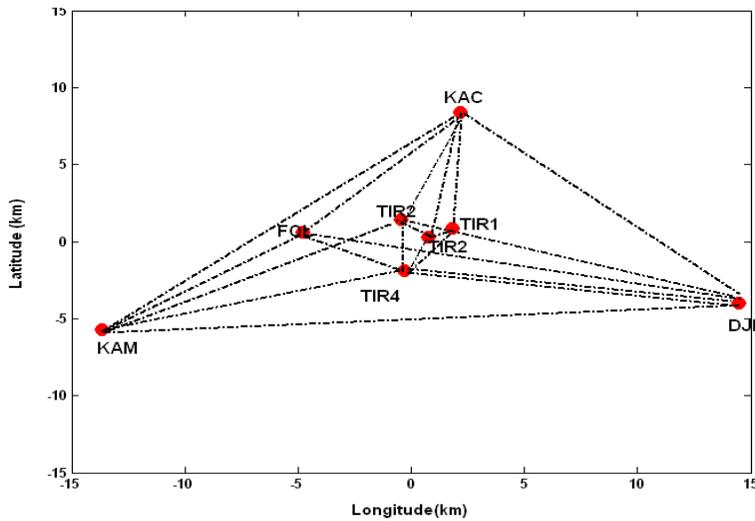


Figure 1a : Géométrie du réseau

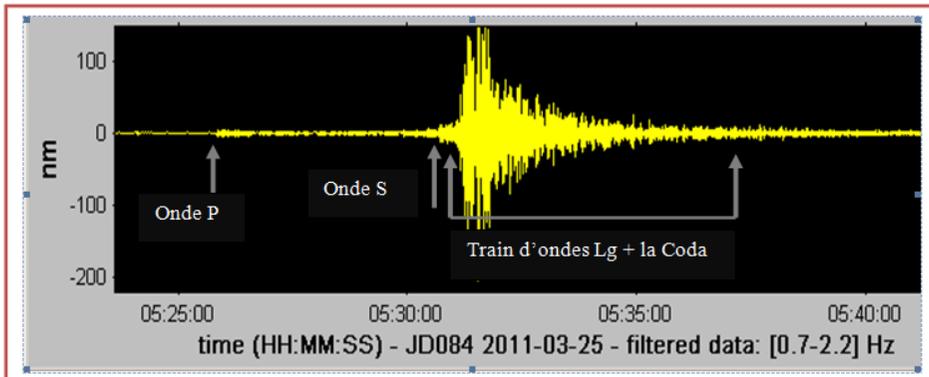


Figure 1b : Sismogramme d'un événement sismique du 25/03/2011.
 Lat : 18,78° , Lon : 19,96°

Les différences de temps ΔT_{ij} sont dites consistantes lorsque: $r_{ijk} \approx 0$. On choisit alors le sous réseau pour lequel le résiduel est le plus petit possible et on lui ajoute progressivement les autres stations jusqu'à avoir la meilleure consistance possible. Les décalages Δt_{ij} obtenus sont alors utilisés pour calculer la vitesse v et l'azimut θ de l'onde par un procédé dérivé de l'algorithme de Husebye, 1969 [16].

$$v = \frac{1}{\sqrt{u^2 + v^2}} ; \quad \theta = \text{actg} \left(\frac{v}{u} \right) \quad (3)$$

avec $u\Delta x_{ij} + v\Delta y_{ij} = \Delta t_{ij}$.

III - RÉSULTATS ET DISCUSSION

III-1. Limite de passage des ondes Lg

La *Figure 2* représente l'ensemble des données étudiées. On y remarquera une bonne couverture azimutale à l'exception de la région de l'Afrique de l'Ouest qui est une région très peu sismique. L'ensemble de ces événements sont ceux pour lesquels la phase P est un impétus aux stations et dont la magnitude est supérieure à 4 s'il s'agit d'un événement hors du continent Africain. Bien entendu, pour des distances assez proches du réseau (<15°), les ondes Lg sont enregistrées à des magnitudes inférieures à 4. Nous avons également pris en compte cette catégorie dans notre étude.

Sur cette *Figure*, les 'ronds noirs' désignent les événements accompagnés de trains d'ondes Lg et les 'ronds rouges' sont ceux qui ne le sont pas. On remarquera au nord de la station:

- Une extinction totale des ondes Lg dans la région du nord de l'Italie quelle que soit la magnitude de l'événement étudié. Cette observation est en accord avec les résultats obtenus à partir des réseaux sismiques d'Espagne et du Maroc, où Calvert et al. 2000[17] ont pu élaborer une cartographie de propagation des ondes Lg et Sn entre le nord de l'Afrique et le sud de l'Europe.
- Une extinction partielle dans les régions de la Turquie, de la Crète et de la Grèce. Les ondes Lg enregistrées dans cette région sont moins excitées par rapport à l'onde P, le rapport en amplitude P /Lg peut atteindre 10.

Deux approches sont possibles pour expliquer cette situation. D'une part La traversé de la méditerrané par ces ondes laisse penser que la croûte dans cette région n'est pas purement océanique et que les ondes Lg observées résulteraient d'un processus de conversion des ondes Sn en Lg à l'interface océan-continent comme signalé plus haut par Isacks et Baumgard. Et d'autre part les zones concernées présentent un très bas facteur de qualité responsable de la forte atténuation des ondes Lg. Cette observation est en accord avec la tomographie de l'atténuation des ondes Lg établie depuis la Turquie jusqu'à l'Arabie basée sur l'étude du facteur de qualité Q (Ekrem et al. 2007 [18]).

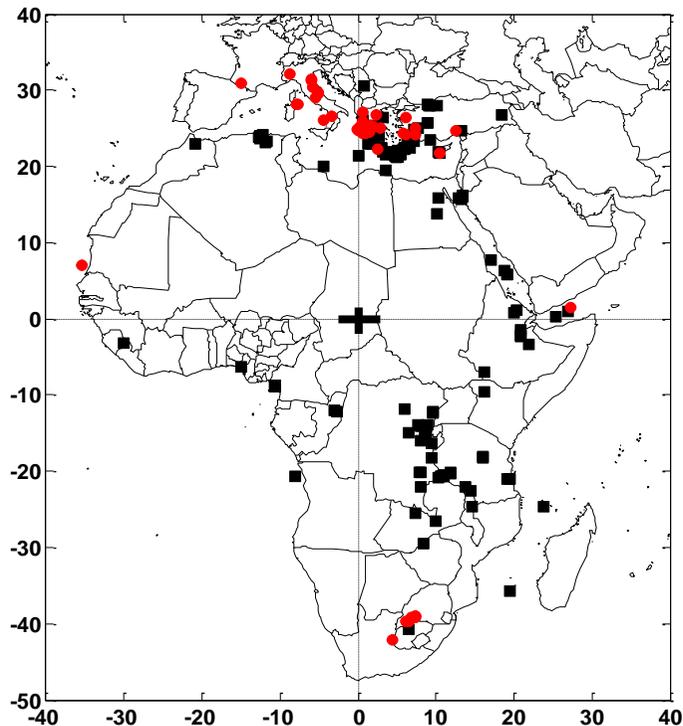


Figure 2 : *Limite de passage des ondes Lg. 'rondes noirs' : événements vus en ondes Lg 'ronds rouges' : événements non vus en Lg*

Pour le reste des événements (Afrique du sud, Madagascar, Mozambique) les amplitudes des ondes Lg enregistrées sont très faibles. Les Lg n'existent d'ailleurs que pour les événements de magnitude supérieure à 4,5. Ce type d'atténuation est dû probablement à un effet de distance et de variation de l'épaisseur de la croûte le long du trajet Campillo et al., 1993[19].

III-2. Diffraction des ondes Lg

Ce paragraphe est consacré à un autre phénomène observé sur les ondes Lg enregistrées : La dispersion en azimut au cours du temps. Les analyses effectuées conjointement sur les ondes P et les ondes Lg ont montré, pour un même épicycle, que ces deux types d'ondes proviennent d'azimuts différents. Cet effet reproductible doit avoir une origine physique que nous nous proposons de rechercher. Pour mettre en évidence le phénomène, nous avons représenté sur la **Figure 3a** un séisme de l'Éthiopie. Les diagrammes (a) et (b) représentent respectivement les valeurs des azimuts et des vitesses calculés en fonction du temps.

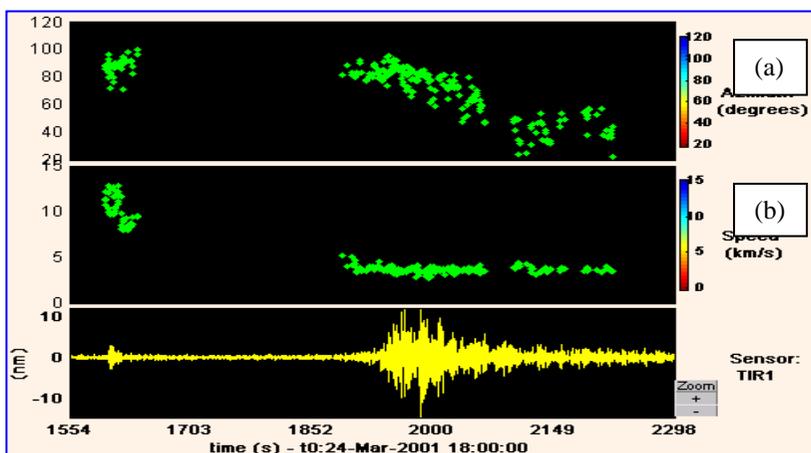


Figure 3a : Représentation temps-valeur d'un événement de l'Ethiopie

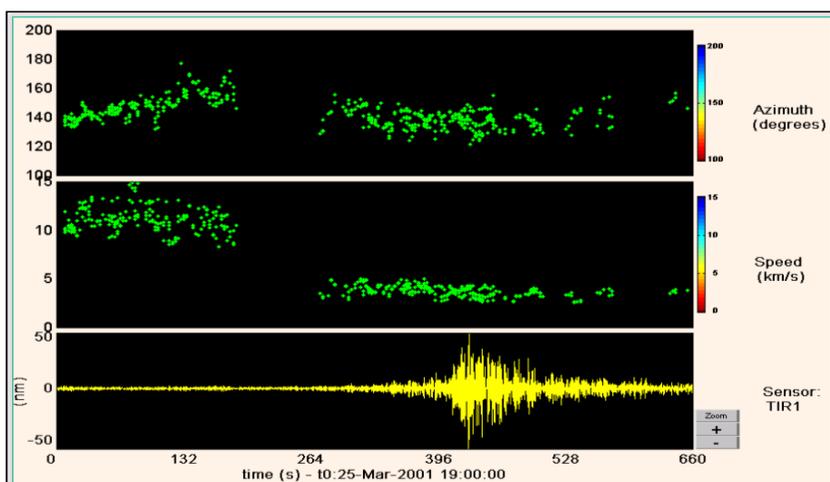


Figure 3b : Représentation temps-fréquence : Tanzanie

Les azimuts mesurés sur la détection d'ondes P au temps 1600s environ sont assez stables et compris entre 80° et 100° avec une moyenne de 90° valeur donnée par le REB (diagramme a). Dans cette même tranche de temps, la vitesse des ondes P reste stable autour d'une moyenne de 10.2km/s (diagramme b). Arrivent ensuite le train des ondes secondaires S et Lg véhiculant le maximum d'énergie et identifiées par leur vitesse lue sur le diagramme (b). Le train d'ondes S (vitesse de l'ordre de 4km/s), arrive pratiquement dans le même azimut que les ondes P. Il en est de même des premières phases Lg dont la vitesse est de 3.6km/s .

La coda de la phase Lg arrivent dans un azimut décalé par rapport à l'azimut des ondes P, passant de l'azimut vrai de 90° à un azimut de 30° en moyenne, soit un décalage de 60° . Le traitement systématique de tous les événements sélectionnés montre que le phénomène est observé presque dans tous les azimuts autour du réseau. Néanmoins les écarts $Az(P)-Az(Lg)$ diffèrent d'une région à une autre comme le montrent la **Figure 3b** pour laquelle l'écart n'est pas que de l'ordre de 20° .

III-3. Caractère reproductible du phénomène

Pour faire apparaître le caractère reproductible du phénomène étudié, nous avons représenté la variation d'azimut en fonction du temps pour des événements issus d'une même source, le volcan du Cameroun (**Figure 4a**). Chaque symbole sur cette figure représente un événement. On voit que tous les événements présentent une même allure dans la représentation.

Sur la **Figure 4b**, nous avons représenté des événements issus de deux régions voisines à savoir:

- deux événements du Kenya représentés par le symbole '+'.
- deux événements de l'Ethiopie représentés par le symbole 'o'.

Cette représentation, en plus de la reproductibilité, montre que, pour une légère différence d'azimut entre deux événements, on observe des diffractions des ondes Lg dans deux directions presque opposées. Enfin, sur la **Figure 3c**, nous avons représenté deux événements issus de deux sources sismiques très éloignées l'une de l'autre. Cette représentation montre qu'il est possible de trouver des points de réflexion des ondes Lg communs à ces deux événements.

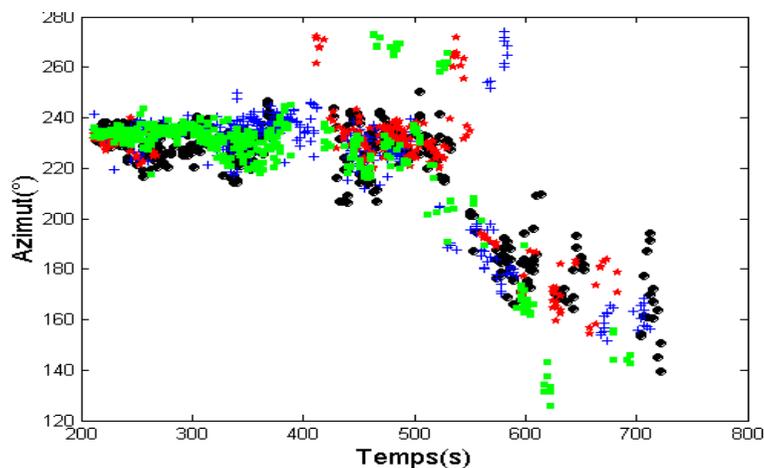


Figure 4a : Variation d'azimut en fonction du temps: Cameroun

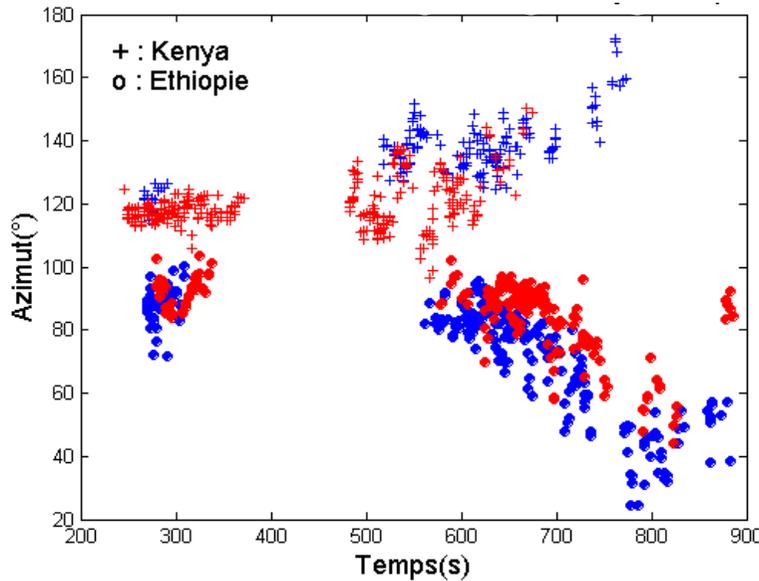


Figure 4b : *Variation d'azimut en fonction du temps: Kenya-Éthiopie*

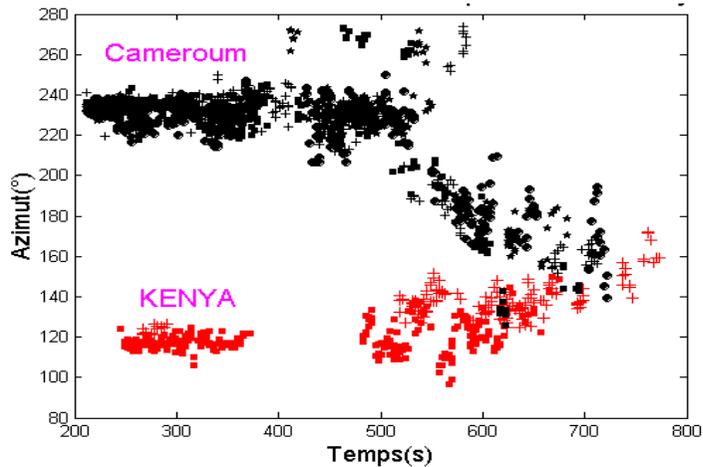


Figure 4c : *Variation d'azimut en fonction du temps: Kenya- Cameroun*

Par ces différentes représentations nous venons de mettre en évidence un phénomène de diffraction: les azimuts des ondes Lg tournent avec le temps pendant que la vitesse dans ce train d'onde Lg reste constante. Le sens dans lequel ces azimuts tournent diffère d'une région à une autre. Pour interpréter le phénomène, nous avons émis l'hypothèse de l'existence des réflecteurs c'est-à-dire des obstacles responsables de réflexions.

Par un modèle mathématique simple nous avons localisé théoriquement pour chaque événement les points de réflexion. Ces points sont ensuite lissés par moindres carrés et représentés sur la **Figure 5a** sur laquelle les petits carrés représentent les épicentres des événements. Cette représentation est à comparer avec la géologie de l'Afrique. La **Figure 5b** est une cartographie réduite de la sismicité mondiale limitée à l'Afrique et son pourtour. On voit que les tremblements de terre sont concentrés le long des lignes de fracture de l'écorce terrestre et des dorsales.

Parmi les zones fortement sismiques, on note les rifts-est-africains : De la Corne de l'Afrique aux Grands Lacs, de l'Éthiopie au Mozambique, le rift est-africain s'étend en une succession de dépressions, de hauts plateaux, de lacs et de volcans, le long d'une fracture majeure du continent africain séparant la partie Est de l'Afrique du restant du continent. Il s'étend sur plus de 6000 km de longueur et 40 à 60 km de largeur (Ayele A., 1998[20]). Ce système offre une zone tectonique très complexe pouvant être responsables des réflexions observées sur les ondes Lg en ce qui concerne les régions au sud de la station. Une autre source de réflexion peut être liée aux limites des cratons comme montré sur la figure 5c. Par ailleurs, certains écarts d'azimut observés sont très faibles par rapport aux autres régions.

Ces légères différences peuvent être probablement dues aux erreurs de mesures introduites par le programme de traitement utilisé.

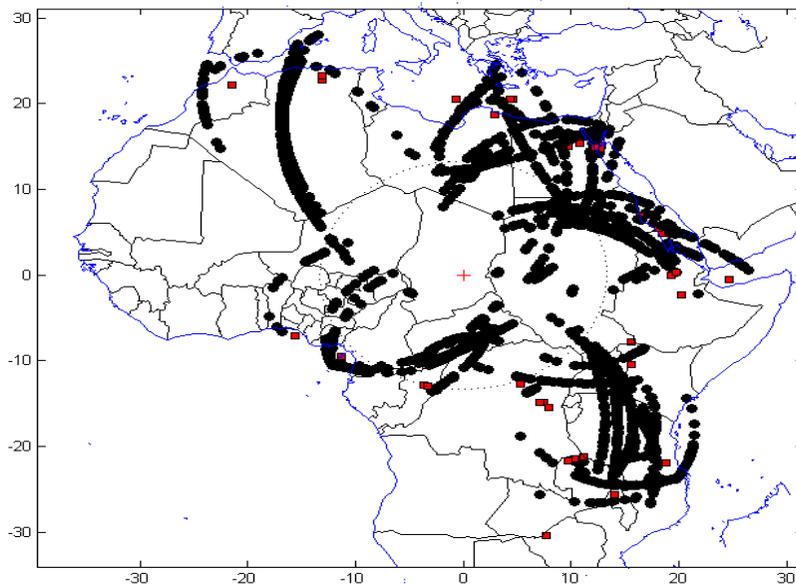


Figure 5a : Représentation des azimuts diffractés pour tous les événements étudiés

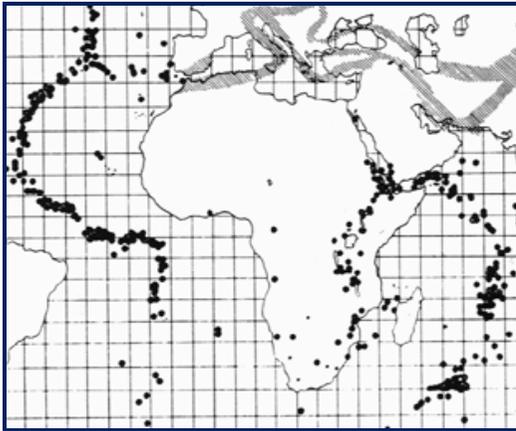


Figure 5b : Concentration des tremblements de terre en Afrique et son pourtour d'après les données internationales

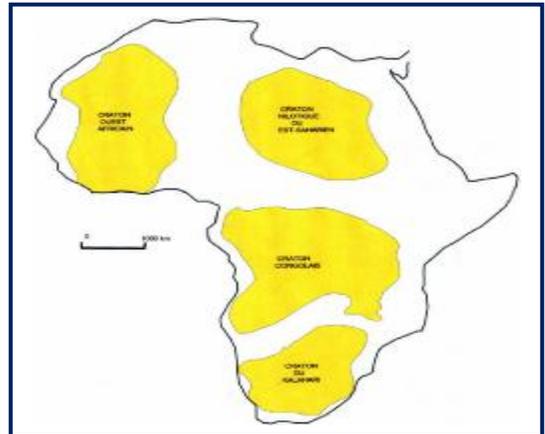


Figure 5c : Limite des cratons africains

IV - CONCLUSION

L'étude des ondes de surface que nous venons de mener nous a permis de mettre en évidence, d'une part, l'existence des zones à extinction totale des ondes Lg (région du nord de l'Italie) et d'autre part l'existence des zones à extinction partielle dans les régions de la Turquie, de la Crète et de la Grèce avec une faible excitation en amplitude des ondes Lg. Nous avons expliqué l'extinction totale par l'existence d'une croûte purement océanique dans la région concernée. Dans la zone à extinction partielle, les ondes Lg enregistrées sont faiblement excitées par rapport aux ondes P. Cette atténuation est confirmée par une étude tomographique effectuée dans la région. Néanmoins, la traversée de la Méditerranée par ces ondes montre que la croûte n'est pas purement océanique et que l'observation des ondes Lg s'explique par un principe de conversion des ondes Sn en Lg à la marge continentale. Dans les régions très éloignées de l'Afrique du sud, Mozambique et de Madagascar, la forte atténuation voir l'inexistence des ondes Lg peut être due aux effets cumulés de la distance et des variations latérales du milieu. Enfin, les ondes Lg enregistrées présentent, au cours du temps, une forte dispersion en azimuth pouvant atteindre les 100° selon la position de l'épicentre. Cette forte dispersion en azimuth suppose l'existence des réflecteurs liés à des hétérogénéités d'origine géologiques. La position de ces réflecteurs modélisés par une méthode mathématique simple coïncide pour la plupart avec l'existence des objets géologiques connus tels que les bords des cratons et les rifts-est-africain.

RÉFÉRENCES

- [1] – I. ADOUM, P. MECHLER, I. CANSI, 2010. Structure du Moho sous la station sismique d'Abéché grâce à l'étude des téléseismes. Annales de l'Université de N'Djaména, série C, N°4, 29-40.
- [2] – F. PRESS, and M. EWING, 1952. Two slow surfaces waves across North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* 42, 2219–228.
- [3] - J. OLIVER, and M. EWING, 1957. Higher modes of continental Rayleigh waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 47, 187–204.
- [4] - R. L KOVACH, 1964. Higher mode surface wave and thier bearing on the structure of the Earth's mantle *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 161–182.
- [5] - L. KNOPOFF, F. SCHWAB, and E. KAUSEL, 1973. Interpretation of Lg, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 33, 983–993.
- [6] - M. BOUCHON, 1982. The complete synthesis of seismic crustal phases at regional distances *J. Geophys. Res.* 87, 1735–1741.
- [7] - K. OLSEN, L. W. BRAILE, and J. N. STEWART, 1983. Modelling short period crustal phases (P- Lg) for long-range refraction profiles, *Phys. Earth Planet. Interiors* 31, 334- 347.
- [8] - A. RUZAIKIN, I. NERSESOV, V. KHALTURIN, and P. MOLNAR, 1977. Propagation of Lg and lateral variations in crustal structure in Asia, *Geophys. J. R. Int.* 82, 307- 316.
- [9] - D.R BAUMGARDT, 'Investigation of teleseismic Lg blockage and scattering using regional arrays.' *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 80, no. 6, pp. 2261-2281, 1990.
- [10] - B.L.N KENNETT, S. GREGERSEN, S. MYKKELTVEIT, 1985. Mapping of crustal heterogeneity in the North Sea basin via the propagation of Lg waves, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 83, 299- 306.
- [11] - B. L. ISACKS, and C. STEPHENS, 1975. Conversion of Sn to Lg at a continental margin, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65. 224-235.
- [12] - P. MECHLER, 1982 . Les méthodes de la géophysique. *Edition Dunod Université.*
- [13] - I. ADOUM,., P. MECHLER, 2006. La station sismologique d'Abéché. Sismicité du Tchad. Annales de l'Université de N'Djaména, Série C N°1, 68-79.
- [14] - I. CANSI, 1995. An automatic seismic event for detection and location: The P.M.C.C méthode, *Geophys. Res. Lett.* 22, 1021-1024.
- [15] - I. CANSI, and Y. KLINGER, 1997. An automated data processing method for mini-arrays. *European-mediterranean Seismological Center. Newsletter*

- [16] - E. S. HUSEBYE (1969). Direct measurement of $dT/d\Delta$ *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, p. 717-727.
- [17] - A. CALVERT, E. SANDVOL, D. SEBER, M. BARAZANGI, F. VIDAL, G. ALGUACIL, N. JABOUR, 2000. Propagation of regional seismic phases (Lg and Sn) and Pn velocity structure along the Africa-Iberia plate boundary zone: tectonic implications *Geophys. J. Int.*, 142, 384-408.
- [18] - Z. EKREM, E. SANDVOL, X. JIAKANG, Niyazi TURKELLI, Brian MITCHELL, H. A. GASANOV, and Gurban YETIRMISHLI, 2007. Crustal Attenuation Within the Turkish plateau and Surrounding Regions. *Bull. Seism. Soc. Am.* 97, 151 –161.
- [19] - M. CAMPILLO, B. FEIGNIER, M. BOUCHON, and N. BÉTHOUX, 1993. Attenuation of crustal waves across the alpine range, *J. Geophys. Res.*, p. 1987-1996
- [20] - A. AYELE, 1998. Seismicity and Earthquake Source Mechanism Study in The East African Rift. *Thèse de Doctorat.*