

# ACTIVITES VOLCANIQUES ET GEOTHERMIQUES EN REPUBLIQUE DE DJIBOUTI REVELEES PAR LES VALEURS *B* DE LA SISMICITE DE 1973 A 2009.

**Kassim Mohamed Kassim**

*Observatoire Géophysique d'Arta, CERD*

## RESUME:

Le catalogue de la sismicité de 1973 à 2009 de l'Observatoire Géophysique d'Arta (Djibouti), a été analysé par la cartographie des valeurs *b* de la distribution fréquence-magnitude des séismes.

Plusieurs zones avec des valeurs *b* élevées (de 1.4 à 1.8) ont été trouvés aussi bien à terre comme dans le rift d'Asal-Ghoubbet et en mer, dans le golfe de Tadjoura, plus particulièrement à l'ouest du golfe de Tadjoura. Ces zones aux valeurs *b* élevées, pourraient être en relation avec les activités des fluides géothermiques ou magmatiques en circulation. Par contre, les valeurs *b* faibles (*b* autour de 0.6) observées dans la région de Damerla pourraient être dues à la zone de fortes contraintes et donc susceptible de donner un fort tremblement de Terre (magnitude voisine de 6).

## ABSTRACT:

The seismicity catalogue from 1973 to 2009 of the Arta Geophysical Observatory (Djibouti), was analysed by mapping the *b* values of the distribution frequency-magnitude of earthquakes.

Several areas with high *b* values (1.4 to 1.8) were found both on land as in the rift of Asal-Ghoubbet and offshore in the Gulf of Tadjoura, particularly in the western Gulf of Tadjoura. These areas with high *b* values could be related to the activities of the geothermal or magmatic fluids in circulation. By contrast, low *b* values (*b* around 0.6) observed in the region of Damerla could be due to the high stress area and therefore likely to give a strong earthquake (magnitude about 6).

**Mots clefs:** Golfe de Tadjoura, sismicités, magnitude de complétude, les valeurs *b*.

## INTRODUCTION

La République de Djibouti, située dans l'Afar méridional, occupe une place particulière dans le schéma de la tectonique des plaques, puisque c'est un des rares lieux où l'on peut observer la pénétration à terre d'une dorsale océanique (Barberi et al., 1972; Tisseau, 1978; Courtillot, 1980; Cochran, 1981) en l'occurrence celle du golfe d'Aden qui se prolonge dans le golfe de Tadjoura pour sortir en surface dans le rift d'Asal-Ghoubbet (voir fig. 1). La manifestation de cette activité sous forme de séismes est suivie (Lépine and Hirn, 1992; Kassim, 2009) depuis plus d'une trentaine d'années par l'observatoire géophysique d'Arta (Djibouti).

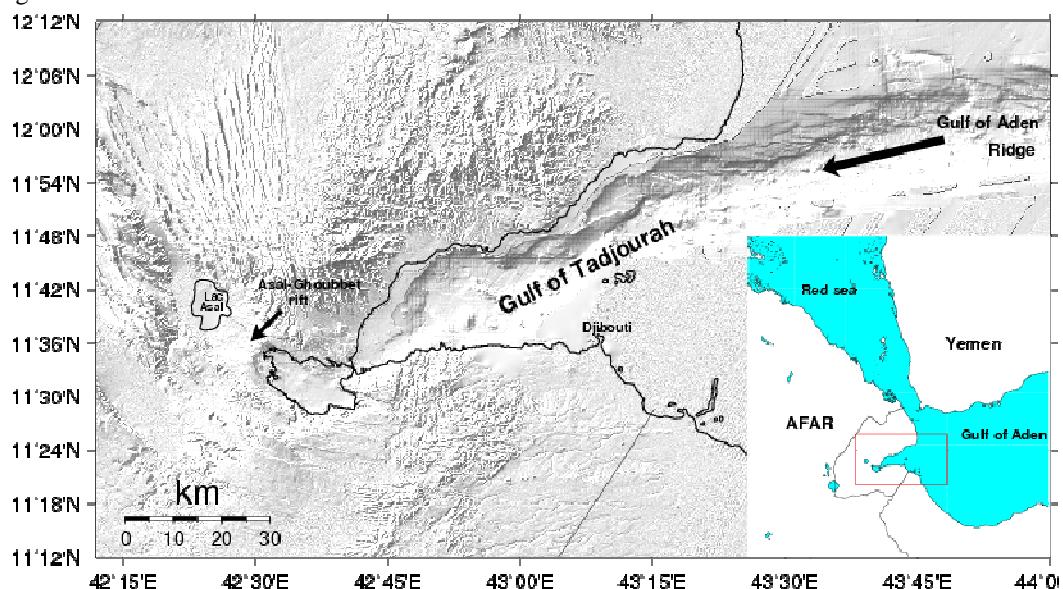
Le paramètre "*b*" est la pente de la distribution fréquence-magnitude (Ishimoto and Iida, 1939; Gutenberg and Richter, 1944) pour une population des séismes donnée et exprime la proportion des petits par rapport aux gros séismes dans une région donnée pour une période de temps donnée.

Des variations spatiales aussi bien que temporelles de la valeur *b* ont été observées depuis des décennies. Plusieurs facteurs peuvent être à l'origine des variations de *b* de sa valeur standard qui est d'environ 1 (Kanamori, 1975). Un milieu matériel dans lequel l'hétérogénéité est importante produit des valeurs de *b* élevées (Mogi, 1962a). C'est ce que l'on rencontre souvent en milieu volcanique, où en présence de fluides ou de progression d'un dyke, la pression de pore augmente en provoquant une fracturation hydraulique de la roche encaissante. L'augmentation d'un gradient thermique peut aussi être la cause de l'augmentation de la valeur *b* (Warren and Latham, 1970). A l'inverse une diminution de la valeur *b* est associée à une augmentation des contraintes locales ou régionales (Wyss, 1973; Schorlemmer et al., 2004; Wiemer and Schorlemmer, 2007), phénomène qui a pu être aussi observé en laboratoire (Sholz, 1968; Amitrano, 2003).

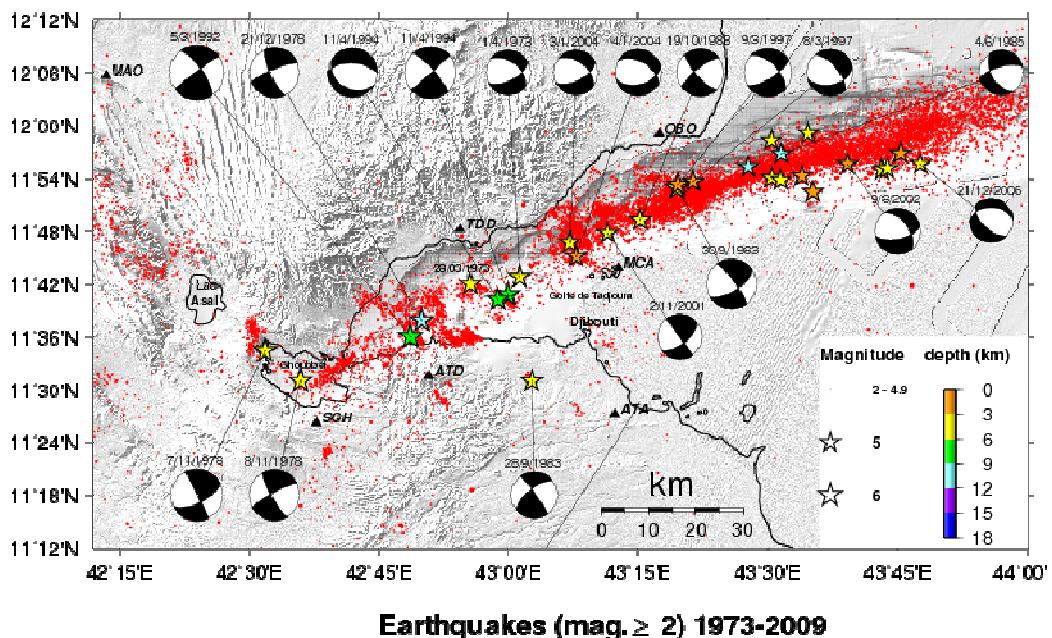
## DONNEES UTILISEES ET METHODE D'ANALYSE

Nous avons sélectionné la sismicité des zones les plus actives de la République de Djibouti (le golfe de Tadjoura, le rift d'Asal-Ghoubbet et le nord-ouest du lac Asal) comprises dans une boîte rectangulaire qui couvre la zone  $42.2^{\circ}\text{E} \leq \text{longitude} \leq 44^{\circ}\text{E}$  et  $11.2^{\circ}\text{N} \leq \text{latitude} \leq 12.2^{\circ}\text{N}$ . Pour la période 1973 à 1975, il y a très peu de données surtout pour

les séismes de magnitude  $\leq 3$ . Nous avons donc préféré commencer à partir de 1976, date à laquelle la couverture en nombre de stations autour du golfe de Tadjourah commence à s'améliorer et les données du catalogue d'Arta ne comporte plus de lacune. Nous y avons dénombré 15441 événements de magnitude  $M \geq 2$  localisés durant la période 1976 à décembre 2009 (voir fig. 2). Ces données ne sont pas homogènes dans le temps aussi bien en quantité qu'en qualité. En effet nous avons par exemple 5401 séismes pour la période 1976-1992.5, et le double, soit 10040 événements pour la période 1992.5-2009. Ceci s'explique facilement par l'évolution technique du matériel tant au niveau de l'observatoire qu'au niveau du réseau de stations déployées sur le terrain. Par exemple, l'année 1991 a vu le début de l'enregistrement direct des signaux sur PC (système IASPEI et format PC-SUDS), et *ipso facto* celui du dépouillement sur l'écran, en remplacement des anciens systèmes qui demandaient de nombreuses manipulations avant d'obtenir un sismogramme, puis un foyer. Tenant compte de cette réalité, nous avons choisi une méthode d'analyse robuste ayant déjà fait ses preuves pour pouvoir estimer la variabilité spatiale du paramètre  $b$  de la loi de Gutenberg-Richter à l'échelle locale.



**Fig. 1 :** Bathymétrie du golfe de Tadjourah + topographie des zones côtières de la République de Djibouti qui représentent le zoom de la partie encadrée en rouge sur la carte régionale en bas à droite. La grande flèche en haut à droite indique le sens de propagation de la ride du golfe d'Aden dans le golfe de Tadjourah et sa sortie à terre au niveau du rift d'Asal-Ghoubbet.



**Fig. 2 :** Séismes de magnitude ( $M \geq 2$ ) qui se sont produits entre 1973-2009. Les mécanismes aux foyers de séismes de magnitude ( $M \geq 5$ ) proviennent du CMT Harvard. Les triangles noirs sont des stations sismologiques de l'observatoire. Les stations sismologiques du rift d'Asal-Ghoubbet ainsi que celle du grand-barra (GBR) ne sont pas représentés ici.

#### DISTRIBUTION FREQUENCE-MAGNITUDE

La distribution fréquence-magnitude (Ishimoto and Iida, 1939; Gutenberg and Richter, 1944) est tirée de la loi de puissance qui relie la fréquence d'occurrence et la magnitude des séismes dans un volume sismogénique selon la formule:

$$\log_{10} N = a - bM,$$

où  $N$  est le nombre de séismes de magnitude  $\geq M$  dans une période de temps donné, et  $a$  et  $b$  des constantes. Le paramètre “ $a$ ” décrit la productivité du volume sismogénique, c'est-à-dire le nombre théorique de séismes de magnitude zéro, que l'on aurait pu enregistrer, si on avait été en mesure de le faire. Le paramètre “ $b$ ” est la pente de la distribution fréquence-magnitude, elle dépend des conditions de contraintes.

#### CALCUL DES VALEURS $B$

Le calcul des valeurs  $b$  dans cette étude est effectué d'après le logiciel ZMAP (Wemer, 2001) qui utilise la technique de MLE (Maximum Likelihood Estimation) suivant l'équation (Utsu, 1965; Aki, 1965; Bender, 1983) comme:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{\bar{M} - M_{min}}$$

où  $e=2.71828183$ ,

$\bar{M}$  est la magnitude moyenne de l'échantillon,

$M_{min} = M_c - \frac{\Delta M_{bin}}{2}$ , où  $M_c$  est la magnitude de complétude<sup>1</sup> et  $\Delta M_{bin}$  est la largeur de la boîte du catalogue (Aki, 1965; Bender, 1983; Utsu, 1999).

Une estimation de la déviation standard  $\sigma(b)$  de la valeur  $b$  est calculée suivant la formule de Shi and Bolt, (1982):

$$\sigma(b) = 2.30b^2 \sqrt{\sum_{k=1}^n (M_i - \bar{M})^2 / n(n-1)}$$

où  $n$  est le nombre total des événements d'un échantillon donné.

Pour la détermination du volume échantillonné par les séismes, nous employons la technique avec le rayon  $R$  constant qui correspond à un volume de forme cylindrique centré sur chaque noeud d'une grille.

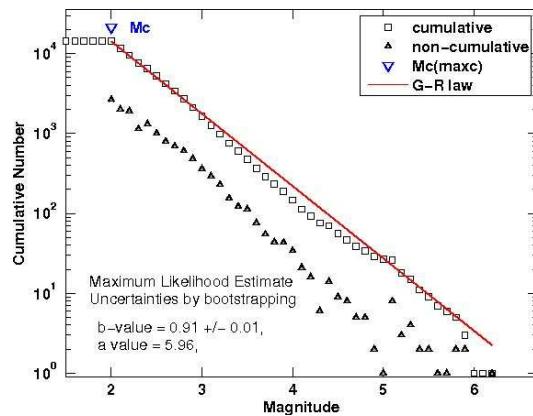
Une bonne estimation de la valeur “ $b$ ” dépend fortement de la magnitude de complétude  $M_c$  car la relation de Gutenberg-Richter (1944) est seulement valable pour  $M \geq M_c$ . En effet si  $M_c$  est sous déterminée dans le catalogue de la sismicité, il en résulte une valeur de  $b$  trop faible par rapport à sa vraie valeur.

#### ESTIMATION DE LA MAGNITUDE DE COMPLETÉTÉ

La plupart des méthodes qui estiment la magnitude de complétude des catalogues de sismicité supposent la self-similarité du processus de production des séismes, qui implique en conséquence une distribution des séismes suivant une loi de puissance dans le domaine de magnitude et dans celui du moment sismique (Woessner and Wiemer, 2005).

Dans cette étude nous utilisons la méthode MAXC (Maximum curvature) de Wiemer and Wyss (2000) qui fait une estimation rapide et sûre de  $M_c$  à partir du point défini comme le maximum de la courbure obtenu en calculant la valeur maximale de la dérivée première de la courbe fréquence/magnitude. En pratique, cela correspond à la boîte de magnitude avec la plus haute fréquence d'événements dans la distribution non-cumulative de la fréquence-magnitude comme indiqué sur la figure 3. Lorsque l'on applique cette méthode MAXC, il est recommandé de le faire avec bootstrap<sup>2</sup> en ajoutant une correction de 0.2 à  $M_c$ , qui est justifiée par l'analyse des catalogues synthétiques.

**Fig. 3 :** Nombre de séismes en fonction de la magnitude (catalogue de l'observatoire 1976-2009).



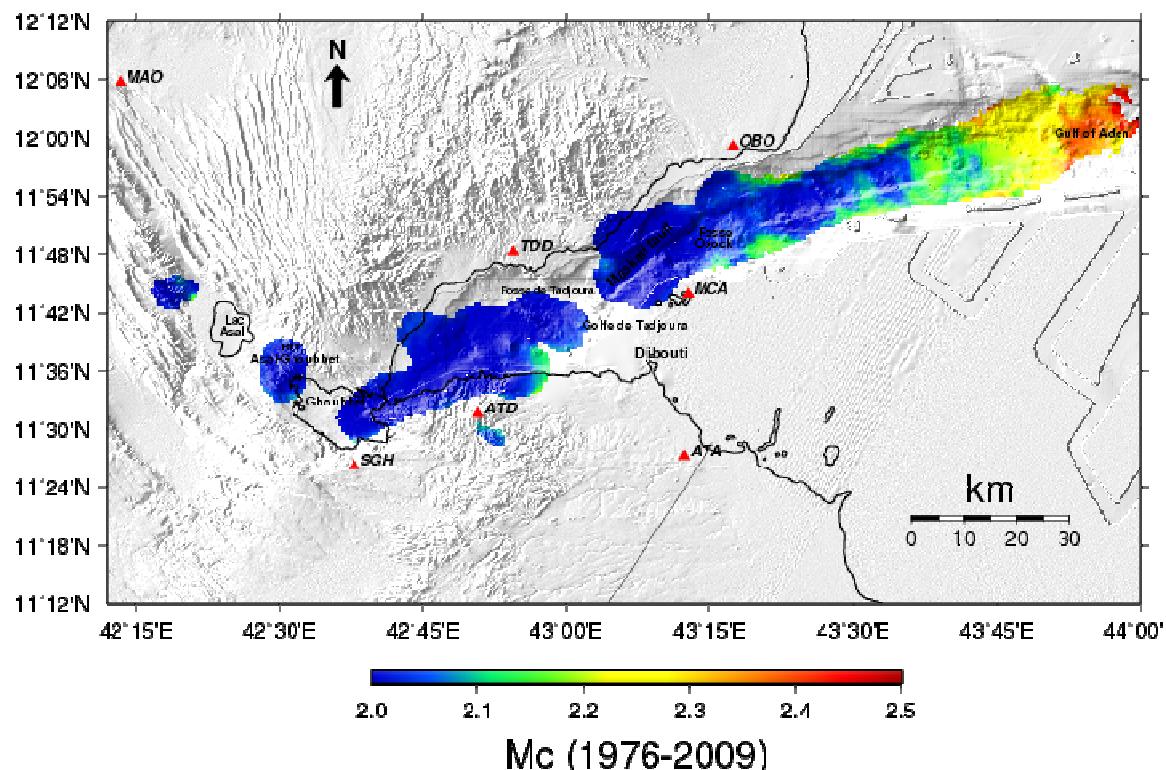
$M_c$  Est défini comme la plus petite magnitude à laquelle 100% des événements sont détectés dans un volume espace-temps (Rydebeck and Sacks, 1989; Taylor et al., 1990; Wiemer and Wyss, 2000).

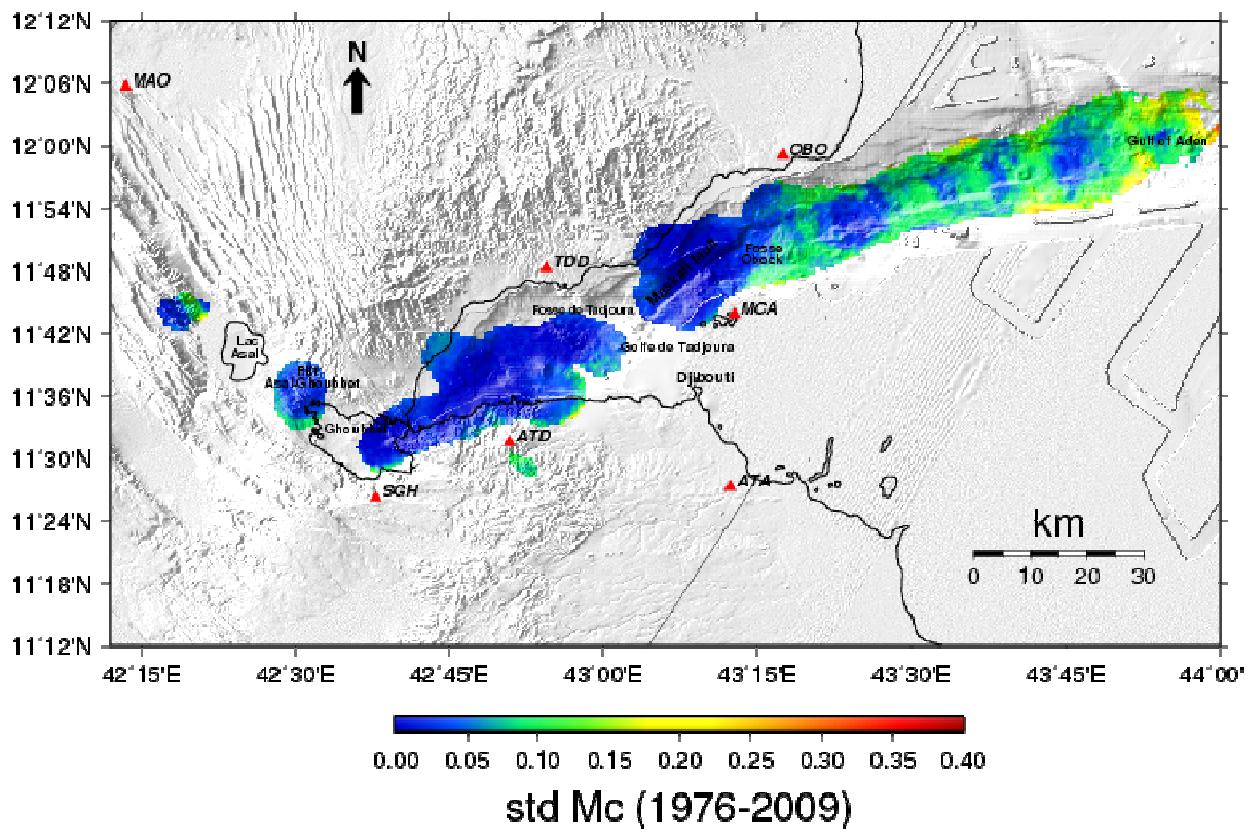
2 L'échantillon bootstrap des catalogues des séismes est généré en faisant le tirage aléatoire avec remise d'une quantité équivalente d'événements du catalogue original.

Pour chaque échantillon bootstrap des catalogues de séismes,  $M_c$  et  $b$  sont calculés ainsi que  $\delta M_c$  et  $\delta b$  qui sont définis comme étant le moment d'ordre deux de l'évolution des distributions empiriques  $M_c$  et  $b$ . Comme résultat final, nous utilisons les valeurs moyennes de  $M_c$  et  $b$  pour faire l'imagerie.

### Imagerie de la magnitude de complétude

Pour pouvoir distinguer visuellement la distribution spatiale de  $M_c$  et de son incertitude  $\square M_c$  dans le plan longitude-latITUDE à travers le golfe de Tadjoura, le rift d'Asal-Ghoubbet et au nord-ouest du lac-Asal, nous avons choisi le rayon  $R=5 \text{ km}$  pour le volume cylindrique échantillonné par les séismes et la distance de  $d=0.5 \text{ km}$  entre chaque noeud de la grille. Il faut noter que lorsque le nombre de séismes sur un noeud de la grille est inférieur à  $N_{min}=50$ ,  $M_c$  n'est pas calculée car l'incertitude sur la valeur de  $M_c$  devient trop importante (Schorlemmer, 2004). Les résultats de ces calculs sont représentés sur la figure 4.





**Fig. 4 :** Variations spatiales de  $M_c$  et  $\delta M_c$  pour la période 1976 à 2009.

Nous constatons que la magnitude de complétude est d'environ  $M_c = 2$  sur la plus grande partie de la région en question, bien couverte par le réseau de surveillance sismologique. Deux zones de la "dorsale" apparaissent en blanc, l'une dans le Ghoubbet, l'autre au SE de la station TDD. Ceci ne signifie pas qu'elles soient totalement exemptes d'activité sismique, mais seulement que le nombre de séismes dans le rayon  $R$  choisi est inférieur à 50 sur les 33 dernières années. D'autre part, lorsqu'on s'éloigne d'Obock vers le golfe d'Aden,  $M_c$  ainsi que  $\delta M_c$  augmentent progressivement, ce qui s'explique facilement par le fait que la distance aux stations augmente, et donc que le seuil de détection diminue.

#### IMAGERIE DE LA VALEUR $B$ ET SON INCERTITUDE

La figure 5 présente le résultat des calculs des valeurs  $b$  et  $\delta b$ . La variation spatiale de la valeur  $b$  est très hétérogène sur l'ensemble des zones golfe de Tadjoura, rift d'Asal-Ghoubbet et au nord-ouest du lac Asal. Tout d'abord, l'observation à travers le golfe de Tadjoura montre que la valeur  $b$  varie beaucoup : ses valeurs limites sont entre 0.6 et 1.5 et se trouvent réparties globalement en 2 blocs. (1) Au niveau de l'extrémité orientale du golfe de Tadjoura, depuis la fosse d'Obock jusqu'à sa connexion avec le golfe d'Aden, la valeur  $b$  est relativement stable et reste inférieure à 1 (souvent au x alentours de 0.8 à 0.9). (2) En revanche depuis la faille transformante de Maskali jusqu'au Ghoubbet, la valeur  $b$  est très hétérogène et souvent supérieure à 1 (typique 1.2). Ses valeurs extrêmes vont de 1.4 (au niveau de la passe du Ghoubbet et au sud-ouest de la fosse de Tadjoura) à 0.6 (nord-est de la station ATD, Damerla).

La limite entre la zone de  $b \approx 0.8$  de la partie orientale du Golfe et celle incluant la faille transformante de Maskali (autour de 1.0) est curieusement très nette. Elle est orientée  $N 15^\circ E$ , mais ne correspond à une direction tectonique reconnue dans la zone.

Dans le rift d'Asal-Ghoubbet, la valeur  $b$  est partout élevée avec une tendance à des valeurs plus élevées au nord ( $b$  autour de 1.8) qu'au sud du rift ( $b$  autour de 1.6), c'est à dire dans la zone dite du Petit Rift Nord, connu pour être la plus active du rift et enfin au nord-ouest du lac Asal,  $b$  est plutôt homogène de l'ordre de 1.0.

Au NO de la station ATD, près du lieu dénommé Demerla, existe une zone de  $b$  faible (0.8-0.6) qui contraste fortement avec le Golfe de Tadjoura qui est dans des valeurs 1.0-1.4.

### *Interprétations*

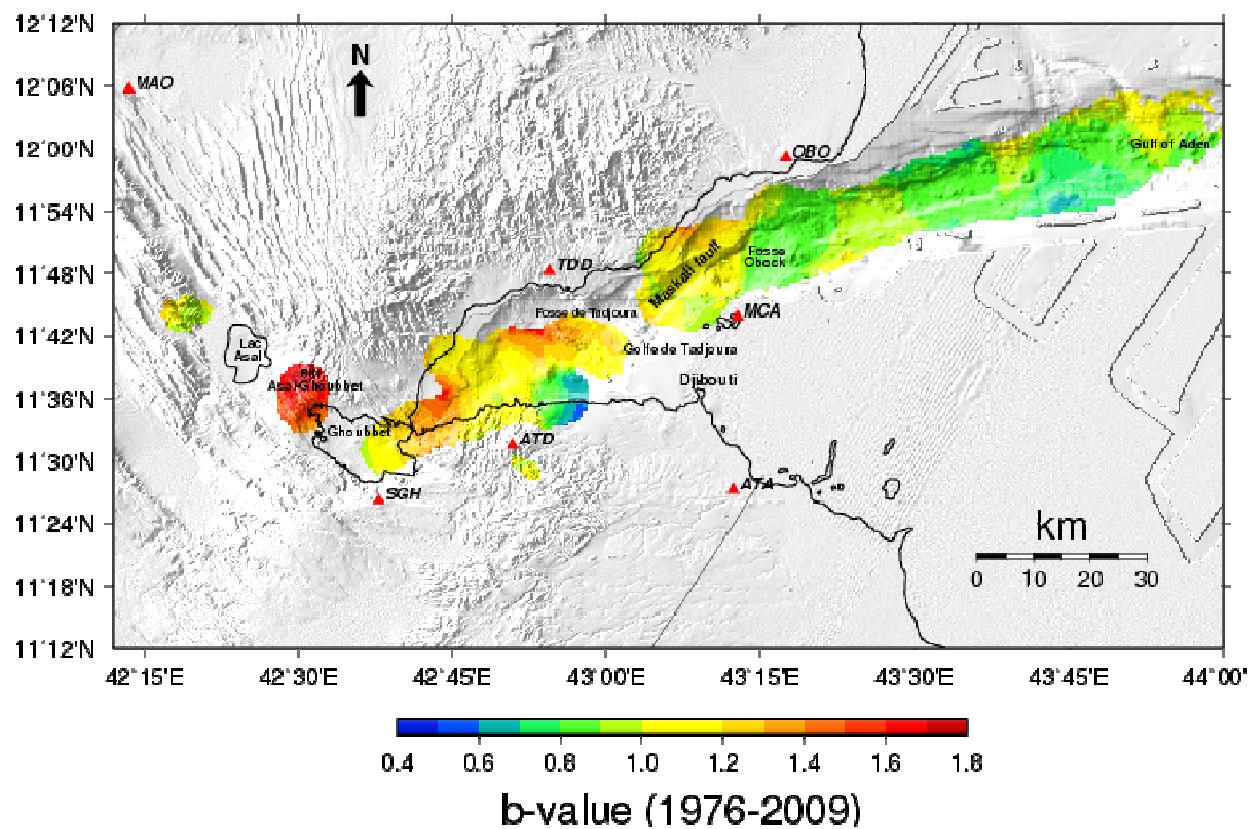
#### Dans le rift d'Asal-Ghoubbet :

Les caractères volcaniques associé à l'hydrothermalisme d'un tel milieu sont bien connus. Pour plus des détails voir Lépine (1987), de Chabalier (1993), Jacques (1995), Abdallah (1997), Doubre (2004), Pinzuti (2006). Les valeurs de  $b$  élevées y sont dues principalement à une sismicité se développant sporadiquement, sous forme d'essaims au centre du rift (plancher interne) et plus particulièrement à l'aplomb du volcan Fiale. On peut seulement invoquer l'effet de fluides dans cette zone (champ géothermique prouvé par forages profonds, éruption fissurale de l'Ardoukoba en 1978 et cratères récents), mais pouvoir distinguer les signatures d'une activité hydrothermale (eau + chaleur) de celle d'une activité purement magmatique (dykes). Cependant on remarque que l'essentiel de la sismicité des trente dernières années se localise presque uniquement sur l'axe du rift, en fait sur un point de l'axe du rift, sous le volcan Fiale, et pas sous d'autres zones, par exemple sud-ouest du rift, où des champs géothermiques ont été reconnus.

Les séismes du "petit rift nord" à proximité de la station DAF paraissent beaucoup plus liés à l'activité tectonique de la faille bordière nord du rift d'Asal.

#### Au niveau de Damerla :

Selon Wiemer et al., (2005), les zones à valeurs  $b$  basses sont soumises à des contraintes élevées (aspérités), et que des ruptures futures pourraient préférentiellement s'y produire. Cette



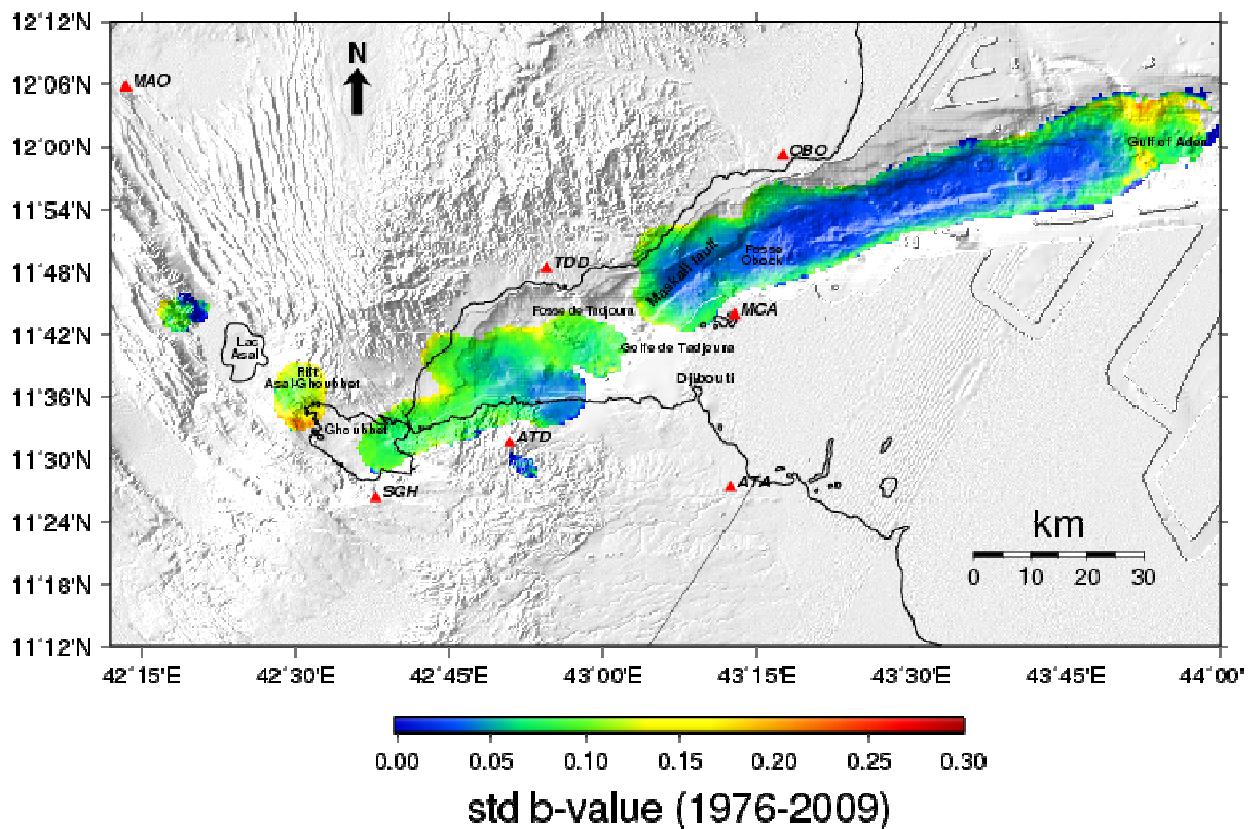


Fig 5 : Valeurs de  $b$  et erreur standard à travers le golfe de Tadjoura

hypothèse de contrainte élevée au niveau de la région de Damerla est en accord avec une étude tectonique très récente (Daoud, 2008) de la zone qui indique que la région de Damerla subit une déformation importante.

#### Au niveau de la faille de Maskali

La zone de discontinuité tectonique que représente la faille transformante de Maskali, présente aussi une discontinuité très nette en ce qui concerne la valeur  $b$  ( $b > 1$ ) sur toute sa longueur, sauf sur une petite portion de bande (en couleur verte) vers l'extrême sud en allant dans la direction de la fosse de Tadjoura où la valeur  $b$  est inférieure à 1 (voir fig. 5). En effet, nous savons d'après les études bathymétriques effectuées dans le golfe de Tadjoura par Choukroune et al., (1986), Audin (1999) que la faille transformante de Maskali assure le transfert de la propagation de la ride du Golfe d'Aden à travers le golfe de Tadjourah, en reliant la fosse d'Obock à celle de Tadjourah.

En partant de l'hypothèse, comme dans Wiemer et al. (2005), que les zones à valeurs  $b$  basses sont soumises à des contraintes élevées (aspérités), où les ruptures sismiques futures pourraient préférentiellement se produire et s'arrêter dans les zones ayant des valeurs  $b$  élevées (à contrainte faibles), la partie NE de la faille transformante de Maskali qui exhibe les valeurs de  $b$  supérieures à 1, pourrait constituer une barrière qui arrête toute rupture sismique en provenance de la fosse d'Obock se propageant vers l'ouest.

Pour illustrer ce dernier point de l'hypothèse, nous pouvons prendre l'exemple de la crise sismique de mars 1997 qui avait débuté dans le golfe d'Aden et qui s'est ensuite rapidement déplacée dans la fosse d'Obock sans toutefois franchir la faille transformante de Maskali.

D'après cette dernière hypothèse et son illustration, il est plus probable que la faille transformante de Maskali flue au niveau de sa terminaison NE, du côté de la fosse d'Obock. En effet, pour la période 1976 à 2009, la sismicité est

quasi absente sur une partie au niveau de la zone NO de la faille transformante de Maskali, comme cela est illustré par la figure 6.

Il faut noter qu'il y a cependant des séismes qui s'alignent sur cette faille transformante de Maskali durant la même période. Ceci peut suggérer que cette faille n'est pas totalement inactive à cette endroit. Donc, l'hypothèse que cette faille puisse fluer à ce niveau n'est pas fortuite au vue de la valeur  $b$  assez élevée de la zone.

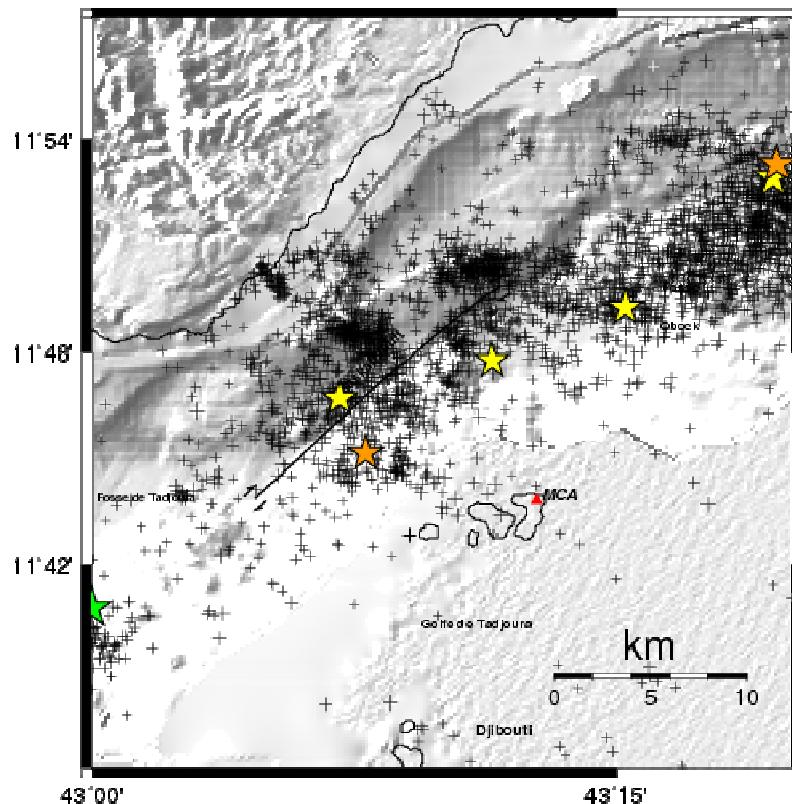
#### Passe du Ghoubbet et sud de la fosse de Tadjoura

Pour ces deux zones, au vu de leur proximité avec les différents édifices volcaniques dans le golfe de Tadjoura, il n'est pas impossible que la valeur  $b$  élevée observée soit directement ou indirectement en relation avec les fluides géothermiques ou magmatiques en circulation. Mais à ce stade, nous n'avons pas de confirmation qui permette de privilégier telle ou telle hypothèse.

#### CONCLUSION

La cartographie de la valeur  $b$  à travers le golfe de Tadjoura indique une forte variation depuis le golfe d'Aden jusqu'à l'extrême sud de la fosse d'Obock, zone où apparaît la faille transformante de Maskali. La valeur  $b$  élevée de l'extrême nord de la zone qui englobe la faille de Maskali est interprétée comme la manifestation possible de fluage de cet accident tectonique sur sa partie nord-est.

Par ailleurs, nous remarquons qu'il existe une importante structure volcanique active dans la zone fosse de Tadjoura, qui ainsi que la région de la passe du Ghoubbet, se signalent par des valeurs  $b$  élevée, confirmant ainsi la nature volcanique (ou hydrothermale) de leur activité. Enfin la zone de Damerla au nord-est d'Arta, qui affiche une valeur de  $b$  très faible et très localisée indiquant de fortes contraintes locales, pourrait être affectée par des séismes "forts".



**Fig. 6 :** Sismicité de la période 1976-2009. Les étoiles représentent les séismes de magnitude  $M \geq 5$ .

## RÉFÉRENCE BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdallah, A., V. Courtillot, M. Kasser, A.Y. Le Dain, J.C. Lépine, B. Robineau, J.C Ruegg, P. Tapponnier, and A. Tarantola, Afar seismicity and volcanism: relevance to the mechanics of accreting plate boundaries, *Nature*, 282, 17-23, 1979.
- Abdallah, A. (1997), Champ géothermique d'Asal, République de Djibouti. *Thèse de doctorat, Université Paris 7*.
- Akaike, H., 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Automat. Contr.* 19, 716-723.
- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log N=a-bM$  and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo* 43, 237-239.
- Amitrano, D. (2003), Brittle-ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the  $b$  value, *J. Geophys. Res.* 108(B1), 2044, 10.1029/2001JB000689.
- Audin, L., 1999. Pénétration de la Dorsale d'Aden Dans la Dépression Afar Entre 20 et 4 Ma. *Thèse de doctorat, Université Paris 7*
- Bender, B., 1983. Maximum likelihood estimation of  $b$  values for magnitude grouped data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73, 831-851.
- Barberi, F., H. Tazieff and J. Varet, Volcanism in the Afar depression: Its tectonic and magmatic significance. *Tectonophysics*, 15, 19-29, 1972.
- Chabalier, J.B., (1993), Topographie et déformation tridimensionnelle du rift d'Asal (Djibouti): de la disparition d'un volcan à la naissance d'un volcan, *Thèse de doctorat, Université de Paris 7*.
- Choukroune, P. et al., 1986. Tectonics of the westernmost Gulf of Aden and the Gulf of Tadjoura from submersible observations, *Nature*, 319, 396-399.
- Cochran, J. R., The Gulf of Aden : Structure and evolution of a young ocean basin and continental margin, *J. Geophys. Res.*, 86, 263-288, 1981.
- Courtillot, V., Opening of the gulf of Aden and Afar by progressive tearing, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21, 343-350, 1980.
- Daoud, M.A., (2008), Dynamique de rift continental de 30 Ma à l'actuel dans la partie Sud Est du triangle Afar. Tectonique et magmatisme du rift de Tadjoura et des domaines Danakil et d'Ali Sabieh, République de Djibouti. *Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale*.
- Doubre C. (2004), Structure et mécanisme des segments de rift volcaniques, Etudes des rifts anciens (Ecosse, Islande) et actifs (Asal-Ghoubbet), *thèse de doctorat de l'Université de Maine*.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter, Frequency of earthquake in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185-88, 1944
- Ishimoto, M., and K. Iida, Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 17, 443-473, 1939.
- Jacques, E., Fonctionnement sismique et couplage élastique des failles en Afar, *Thèse de doctorat de l'Université Paris 7*, 1995.
- Kanamori, H., and D. L. Anderson, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 65, 1073-1095, 1975,
- Kassim, M.K., (2009), Fonctionnement sismique du golfe de Tadjoura: Approche statistique (1973-2007) et déterministe (cas la séquence 2004). *Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris*.
- Lépine, J.C., Répartition de la sismicité dans la zone d'extension de Djibouti (1972-1986), Relation entre activité sismique et éruptions volcaniques au Piton de la Fournaise (Réunion, 1985-1986), *Thèse de Doctorat, Université de Paris 6*, 1987.
- Lépine, J.C., and A. Hirn, Seismotectonics in the Republic of Djibouti, linking the Afar depression and the Gulf of Aden, *Tectonophysics*, 209, 65-86, 1992.
- Mogi, K., Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 36, 99-134, 1958.
- Pinzuti, P. (2006), Croissance et propagation des failles normales dans le rift d'Asal-Ghoubbet par datation cosmogénique  $^{36}C$  -Relation avec le magmatisme, *thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris*.
- Rydelek, P.A. and Sacks, I.S. (1989). Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity. *Nature*, 337, 251-253.
- Scholz, C. H., The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 399-415, 1968.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., Wyss, M., 2004. Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of  $b$  values. *J. Geophys. Res.* 109, B12307. doi:10.1029/2004JB003234.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., 2005. Microseismicity data forecast rupture area. *Nature* 434, 1086.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., Wyss, M., 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature* 437, 539-542.
- Shi, Y., Bolt, B.A., 1982. The standard error of the magnitude-frequency  $b$ -value. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 1677-1687.
- Taylor, D. A., J. A. Snook, I. S. Sacks, T. Takanami (1990). Nonlinear frequency-magnitude relationship for the Hokkaido corner, Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 340-353.
- Tisseur, J., Etude structurale du golfe d'Aden et du bassin de Somalie (océan Indien occidental nord), *Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, Paris XI*, 1987.
- Utsu, T., 1965. A method for determining the value of  $b$  in a formula  $\log N=a-bM$  showing the magnitude frequency for earthquakes. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.* 13, 99-103.
- Utsu, T., 1992. On seismicity. Report of the Joint Research Institute for Statistical Mathematics: *Inst. For Stat. Math., Tokyo*, vol. 34, pp. 139-157.

- Utsu, T., 1999. Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and some approaches. *Pure Appl. Geophys.* 155, 509–535.
- Warren, N. W. and Latham, G. V. An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *J. Geophys. Res.*, 75, 4455-4464, 1970.
- Wiemer, S. and Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogues. Examples from Alaska, the western United States and Japan. *Bull. Seism. Soc Am.* 90:4, 859-869.
- Wiemer, S., 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismol. Res. Lett.* , 72 , 373-382.
- Wiemer, S., D. Schorlemmer, J. Woessner, (2005), Lessons learned from Monitoring b-value of seismic cycle, [www.earthquake.ethz.ch/docs/presentations/talk\\_wiemer2005c.pdf](http://www.earthquake.ethz.ch/docs/presentations/talk_wiemer2005c.pdf)
- Wiemer, S., Schorlemmer, D. (2007): ALM: An asperity-based likelihood model for California, *Seismol. Res. Lett.* 78: 134-149.
- Woessner, J., Wiemer, S., 2005. Assessing the quality of earthquake catalogues: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95 (2), 684–698. Doi: 10.1785/0120040007.
- Wyss, M., 1973. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* , 31 , 341-359.