

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 92 (1999)
Heft: 3

Artikel: Anomalies altimétriques de la zone afro-arabe
Autor: Collet, Bernard / Taud, Hind / Parrot, Jean-François
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-168670>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 01.04.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Anomalies altimétriques de la zone afro-arabe

BERNARD COLLET¹, HIND TAUD², JEAN-FRANÇOIS PARROT^{1,3}

Mots clés: dôme afro-arabe, MNT, rifting, panache mantellique, plateau éthiopien, bombement thermique, simulation 3D
Key words: Afro-Arab swell, DEM, rifting, mantel plume, Ethiopian plateau, Thermal Doming, 3D simulation

RESUME

La formation du dôme afro-arabe comprenant les plateaux éthiopien et yéménite serait liée d'une part à la réponse flexurale due aux ouvertures de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden, et d'autre part à l'activité du panache mantellique de l'Afar. En vue d'essayer de déterminer la part qui revient à chacune de ces possibilités, nous avons utilisé un modèle numérique de terrain (MNT) à large échelle de la zone.

Après avoir défini les limites des blocs, le traitement appliqué à ce MNT vise tout d'abord, en tenant compte des altitudes calculées sur divers profils topographiques, à abaisser les épaules des rifts en les considérant comme similaires aux déformations co-sismiques associées à un jeu de failles normales. Quand les trois rifts sont refermés et que leurs épaules ont été abaissés, on constate l'existence d'un certain nombre de reliefs résiduels qui présentent par ailleurs une répartition dissymétrique. Les reliefs les plus hauts ne sont pas centrés sur le point de concours des trois plaques (Arabe, Somalie, et Nubie), mais se situent d'une part sur un ensemble regroupant le Plateau Ethiopien et le Sud Yémen, et d'autre part plus au Nord, sur la bordure occidentale du bloc arabe.

Dans l'hypothèse d'une activité mantellique liée à un point chaud profond, on peut estimer que ces reliefs puissent correspondre à la trajectoire des traces d'impact du point chaud. D'après les données existantes, les premières traces d'impact, sous l'Arabie, dateraient du Crétacé, puis provoqueraient la mise en place de la puissante série volcanique paléogène affleurant sur le Plateau Ethiopien. En superposant la trajectoire de ces traces sur la reconstitution des trois plaques en un bloc unique, on remarque qu'elle se place sur les reliefs résiduels.

ABSTRACT

The formation of the Afro-Arabian swell, including the Ethiopian and Yemeni plateau may be linked either to the flexural response due to the Red Sea-Gulf of Aden rifting or to the activity of the Afar plume. A Digital Elevation Model (DEM) of the whole region has been used, in an attempt to determine the role of either alternative.

Once the boundaries of the blocks have been defined, the treatment applied to this DEM aims to lower the shoulders of the rifts, considering that they are similar to the co-seismic deformations linked to a normal fault system.

Calculated altitudes provided by several topographic cross-sections have been taken into account in their computation. After reassembling of the three blocks, one notices the existence of numerous residual reliefs showing an asymmetrical repartition. The highest elevations are not centred on the triple junction zone, but are located on one hand in an ensemble including the Ethiopian and Yemeni plateau, and on the other hand, farther north on the western border of the Arabian block.

According to the hypothesis of a mantellic plume linked to a hotspot, it can be assumed that these elevations correspond to the hotspot track. Using pre-existing data, the first hotspot impingement beneath the Arabian platform, would have occurred during the Cretaceous, and would then be responsible for the emplacement of the powerful paleogene volcanic traps covering onto the Ethiopian plateau. It appears that the whole hotspot track corresponds to the remnant relief.

Introduction

Les plaques continentales africaine (regroupant les ensembles nubien et somalien eux même séparés par le rift continental éthiopien) et arabe ont été scindées au Cénozoïque par une phase de rifting ayant ouvert la Mer Rouge et le Golfe d'Aden. Cette phase provoque un soulèvement des épaules des rifts,

créant les reliefs cénozoïques observables sur le bord des plaques continentales. Ces plaques sont jointives dans le triangle de l'Afar, dépression constituée par des roches volcaniques plio-quadernaires (Fig. 1). Par ailleurs, les plateaux éthiopien et yéménite situés de part et d'autre de l'Afar sont constitués par des chaînes à volcanisme alcalin cénozoïque.

¹ Département de Géotectonique (ESA 70 79), Case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France.

² Instituto de Geografía, UNAM, Ciudad Universitaria, México D.F., Mexique.

³ IRD, 213 rue Lafayette, 75010 Paris, France. Email: collet@lgs.jussieu.fr; htaud@igiris.igeograf.unam.mx; parrot@lgs.jussieu.fr

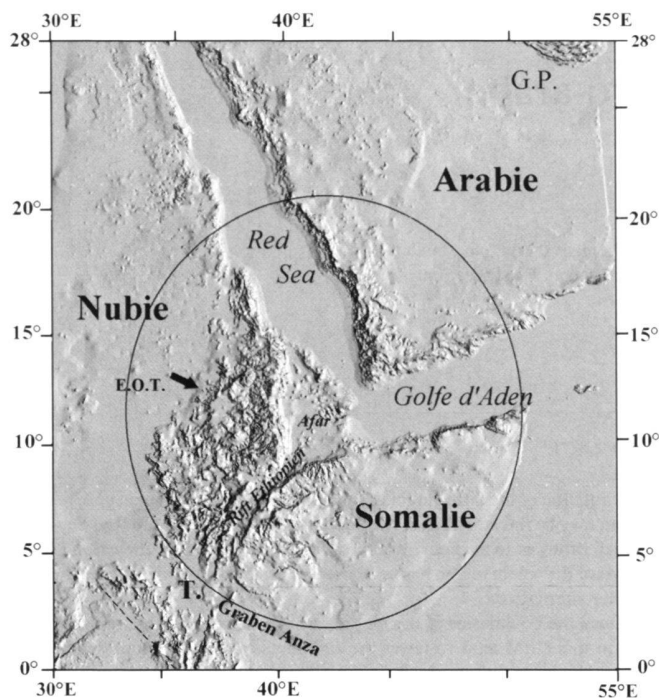


Fig. 1. Le système des rifts afro-arabes. le cercle montre l'influence théorique du panache de l'Afar (1000 km de rayon), d'après White & Mc Kenzie (1989). E. O. T. Escarpement Ouest Tana; T. lac Turkana. La ligne pointillée marque la position de la faille transformante d'Aswa.

Fig. 1. The Afro-Arabian rifts System. The circle shows the theoretical region of influence of the Afar plume, (after White & Mc Kenzie 1989); E.O.T West Tana Escarpement; T. Lake Turkana. The dotted line shows the position of the Aswa transform fault.

Notre propos consiste tout d'abord à reconstituer en un bloc unique les ensembles continentaux séparés par le rifting, puis à effacer les effets inhérents à la réponse flexurale qui provoque le soulèvement des épaules lié au «rifting». On constate qu'à l'issue de cette opération, les ensembles continentaux présentent d'importants reliefs résiduels.

L'utilisation et le traitement d'un modèle numérique de terrain (MNT) régional peuvent permettre de déterminer la part de relief due à la réponse flexurale et celle qui correspond aux reliefs résiduels. Les variations d'altitude engendrées dans le premier cas sont mathématiquement quantifiables. Elles peuvent être considérées comme similaires aux déformations co-sismiques associées au jeu de failles normales proposé dans les différents modèles flexuraux (King et al. 1988; Stein et al. 1988; Ellis & King 1991; Armijo et al. 1996). En revanche, la genèse des reliefs résiduels a une autre cause.

Deux hypothèses différentes sont proposées pour la formation des rifts en milieu continental. Il s'agirait soit d'un rifting de type cisailant engendrant une remontée mantellique, soit de l'impact d'un panache mantellique entraînant un bombement

thermique dont est issu le rifting. Les reliefs résiduels correspondent notamment aux larges provinces de roches ignées du plateau éthiopien et du sud Yemen.

Dans cet article, le traitement appliqué au MNT consistera à essayer de gommer les épaules des trois branches du point triple de l'Afar, en vue de mettre en évidence une image topographique de la zone avant les événements tectoniques dus aux effets flexuraux liés au «rifting». L'hypothèse de la trace de l'activité d'un panache mantellique sera envisagée pour interpréter les môles topographiques résiduels puisqu'il est généralement admis que ces provinces résultent de ce type d'activité (White & McKenzie 1989; Schilling et al. 1992; Roger et al. 1997; Chorowicz et al. 1998; Courtillot et al. 1999).

En outre, il existe également des reliefs résiduels le long de l'ensemble de la bordure arabe de la Mer Rouge dont nous essayerons d'expliquer la signification dans le cadre géotectonique de la région.

Données et méthodes

Le MNT d'une résolution horizontale d'environ 1000m, a été engendré à partir de la base de données de la «Digital Chart of the World» (Defense Mapping Agency, 1991). Les courbes de niveaux extraites⁽¹⁾ ont une équidistance de 1000 pieds (environ 305 m), voire de 500 pieds (environ 152 m) dans les zones faiblement accidentées. Elles proviennent des cartes de navigation aérienne ayant une échelle de 1/1.000.000. L'ensemble des courbes de niveaux est extrait de la base de données, et sert à l'interpolation (Taud et al. 1999) qui produit le MNT recalé dans la Projection Mercator Transverse. La taille du pixel a été fixée à 2000 m × 2000 m afin de renforcer les éléments topographiques majeurs au détriment des détails. Les limites de chaque bloc entrant en jeu dans cette étude sont tracées à l'aide de ce MNT et des informations géologiques dont nous disposons. Chaque épaule de rift est préalablement traitée plaque par plaque. Enfin, une rotation de l'ensemble des points autour d'un axe fixe dans un espace à trois dimensions (Schweizer 1987) est appliquée à chacun des blocs somalien et arabe qui entraîne dans son mouvement l'ensemble des informations hypsométriques qui le caractérise. La Nubie étant supposée fixe, ces rotations permettent de reconstituer l'ensemble du bombement afro-arabe.

Limites des blocs

Le traitement va tout d'abord prendre en compte l'ensemble de la plaque arabe. Pour la partie sud de cette plaque, la ligne de côte est utilisée comme limite de continent. Le sud de la

(1) L'extraction des courbes de niveaux à partir de la base de données DCW a été réalisée à l'aide d'un programme mis au point par C. Thulliez au LGGST sous la direction de J.-F. Parrot.

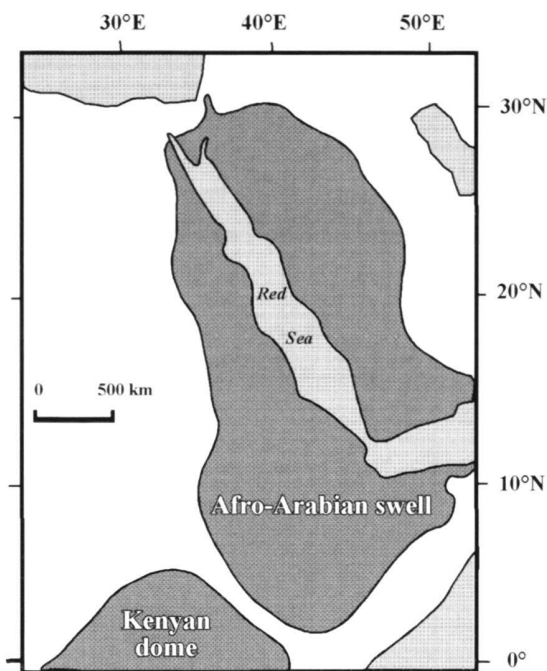


Fig. 2. Le dôme Afro-Arabe.
Fig. 2. The Afro-Arab swell.

Mer Rouge est décrit par Bohannon (1986) comme une zone de fort amincissement crustal, ce qui amène cet auteur à considérer la ligne de côte comme limite de plaque. Bien que la limite entre continent et océan dans le Golfe d'Aden soit située à quelques vingt kilomètres au sud de la ligne de côte, celle-ci a également été prise en compte comme limite de plaque. En effet, cette information n'entre pas directement en ligne de compte dans les phases du traitement, et par ailleurs, seule donnée dont nous disposons sur la «Digital Chart of the World» (DCW), elle correspond également à une forte rupture de pente du talus (Cochran, 1982). Les limites nord-ouest et nord de la plaque arabe sont respectivement placées sur la Faille du Levant (Le Pichon et Gaulier, 1988) et au nord de la chaîne du Zagros (hors Fig.) qui correspondrait à l'ancienne marge de la Téthys (Dercourt et al. 1993).

Pour la plaque nubienne on utilise d'abord les lignes de côte, depuis le Sinaï jusqu'à l'Afar, comme limite de plaque, puis le pied de la marge ouest Afar qui correspond à la limite géologique des trapps paléogènes et du socle protérozoïque (Kazmin, 1972). Dans les deux cas, ces limites morphologiques correspondent à une brutale remontée du moho mise notamment en évidence par une importante variation dans les données gravimétriques (Makris & Ginzburg, 1987). Enfin, si l'on utilise le pied de l'escarpement occidental dans le rift éthiopien, les rotations relatives de plaque n'entraînent dans ce secteur aucun recouvrement. Cette approximation fait toutefois abstraction du fond du rift. Il conviendrait donc d'en tenir compte dans l'interprétation.

Pour la plaque somalienne, on utilise: (a) la limite de côte dans le Golfe d'Aden jusqu'à l'extrémité est de l'Afar, (b) le pied de la marge sud Afar qui correspond à la limite des affleurements de socle donnés par les cartes géologiques de l'Ethiopie au 1/2.000.000 (Kazmin, 1972) et du nord est africain au 1/5.000.000 (Choubert & Faure-Muret 1985), tout en excluant le bloc Ali-Sabieh qui a une tectonique propre (Justin & Huchon, 1992), (c) le pied de l'escarpement oriental du rift éthiopien puisqu'il correspond à la position de l'accident majeur (Chorowicz et al. 1994). Au-delà du Rift Ethiopien, le graben de Anza (Fig. 1), fossé dont l'ouverture date du Crétacé (Fairhead 1986; McHargue et al. 1992), sert de limite entre la Somalie et l'Afrique.

Procédure

Ce travail a donné lieu à la conception, à la mise au point et au développement d'une suite algorithmique assurant l'interpolation du MNT à partir des courbes de niveau, l'abaissement des épaules du rift et l'ensemble des opérations d'ajustement et de rotation des blocs lithosphériques⁽²⁾.

La procédure utilisée prend en compte d'une part l'ensemble des données géoréférencées issues de la «DCW», dans la surface délimitée par les limites de chacune des entités retenues. Les limites des différents blocs sont elles mêmes géoréférencées par l'un des programmes utilisés. Par ailleurs, un MNT de l'ensemble de la zone est obtenu par interpolation faisant appel à un processus itératif de dilatation des courbes de niveau (Taud et al., 1999) et consigné en format «raster» (fichier en «integer» 2). Ainsi, les rotations effectuées sur chacun des blocs peuvent-elles s'appliquer soit sur les données géoréférencées soit sur le fichier «raster». Ce dernier est notamment utilisé pour contrôler, à l'aide d'estompages multidirectionnels, les concordances ou les non-concordances des grandes unités morphologiques.

a) Soulèvement des épaules

Au sein de chaque entité il convient d'abord de définir la zone susceptible d'avoir été affectée par le soulèvement des épaules. Dans l'exemple de l'Afar reporté dans la Fig. 3, la coupe A-A' permet de définir une ligne de pente théorique de l'épaulement dans le cadre d'un rift, pente théorique que l'on désigne sous le terme de «ligne noire». Une ligne théorique ou «ligne noire» de même type sera appliquée ensuite à l'ensemble de la zone du bombement afro-arabe.

Pour le traitement de l'ensemble des épaules des rifts, la ligne théorique de variation de pente va être définie par une série d'une dizaine de coupes perpendiculaires aux deux épaules du golfe d'Aden. Ces coupes sont tracées autour de

(2) L'ensemble de la procédure a été mis au point par H. Taud et J.-F. Parrot. Cet ensemble algorithmique écrit en C++ sur station HP et PC est disponible auprès des auteurs.

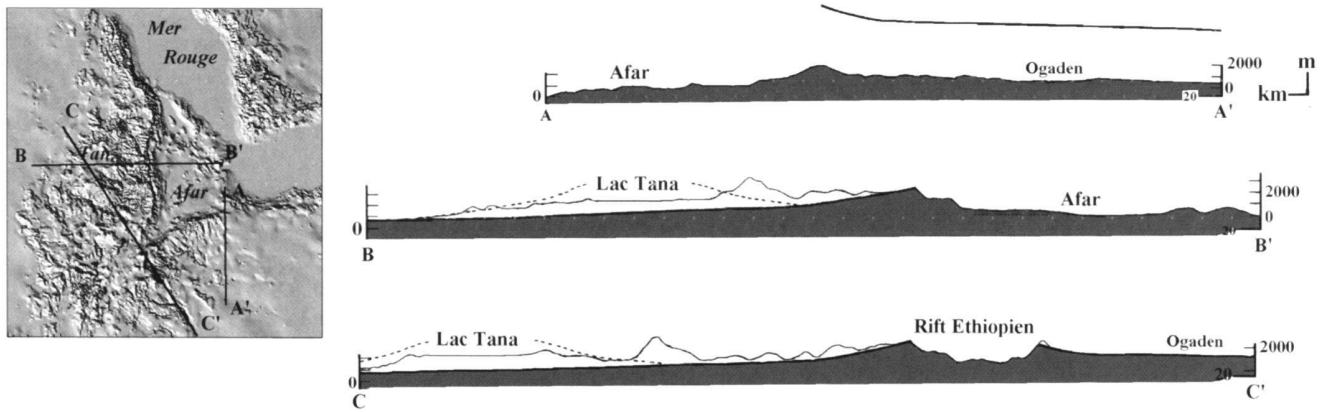


Fig. 3. Coupes topographiques des marges de l'Afar et du plateau éthiopien. La ligne noire marque la ligne de pente théorique de l'épaule d'un rift d'après la coupe A-A'.

Fig. 3. Cross-sections of the Afar margins and Ethiopian plateau. The black line shows the theoretical form of the topographic shoulder profile for the cross section A-A'.

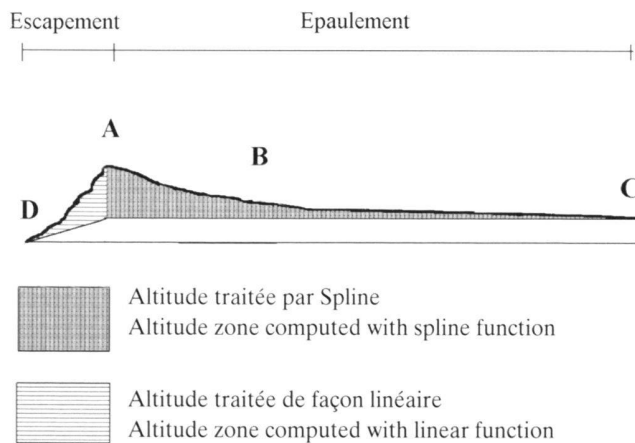


Fig. 4. Localisation théorique des points paramètres du traitement.
Fig. 4. Theoretical position of parameter points used in the treatment.

50° de longitude pour être le plus distantes possible du centre de la zone d'influence du panache de l'Afar (Fig. 1). Cette ligne théorique est appliquée à chacun des ensemble continentaux traités séparément. La ligne théorique est mathématiquement comparable au modèle de déformation co-sismique et post-sismique associé aux failles normales (King et al., 1988) discuté dans le cas des cordillères nord-américaines (Stein et al., 1988) et pour le rift de Corinthe (Armijo et al., 1996). Ce modèle a été mis en relation avec le volcanisme dans les rifts (Ellis & King, 1991). Dans tous ces modèles, plus le point est distant du sommet de l'épaule des rifts, moins la surrection est importante; partant, la variation d'altitude n'est pas linéaire.

Le traitement correspond à une fonction spline (Press et al. 1992) dont les paramètres sont définis manuellement. Le

calcul ne s'effectue que sur une zone comprise entre la limite de bloc (D, Fig. 4) et le point limite de déformation qui n'a pas subi de variation d'altitude (C, Fig. 4). La distance totale de la déformation et celle du sommet de l'épaule par rapport au point D sont définies par les utilisateurs en fonction des informations régionales dont ils disposent. Trois points doivent être pris en compte: le point sommital de l'épaule (A, Fig. 4), le point limite de soulèvement (C, Fig. 4), et enfin un point intermédiaire (B, Fig. 4) situé par rapport à A à un tiers de la distance AC. La position de ce point intermédiaire n'est pas arbitraire; elle correspond expérimentalement à la meilleure approximation spline de la courbe de variation de pente. Entre A et C, la valeur de l'altitude fournie par la fonction spline est soustraite de celle qui correspond au MNT. L'altitude résultante ne doit pas être inférieure à celle du point C; dans le cas contraire, c'est cette dernière qui est retenue.

Pour l'escarpement (entre D et A), on procède de la même manière, mais ici la «ligne théorique» de pente est une droite joignant les points D et A. Cette simple approximation est appliquée, car l'effondrement des blocs basculés qui le constituent rend pratiquement impossible une reconstitution précise de cette partie de la zone.

L'application de l'algorithme à l'ensemble des plans correspondant aux trois plaques traitées, exige de se replacer dans l'univers qui caractérise les MNT. En effet, en fonction des distances retenues entre A et C et entre D et C, on définit sur le plan horizontal du MNT des lignes iso-altimétriques dont le tracé dépend à la fois de ces distances et du dessin de la ligne de côte. Le calcul de l'altitude de chacun des points décrivant cette surface nécessite soit une recherche de la distance euclidienne minimum par rapport à la ligne de côte antérieurement vectorisée pour des raisons de rapidité de calcul, soit une approche isotropique faisant appel, en mode discret, à une dilatation de type octogonal (Crabtree et al. 1991) qui ne s'éloigne pas trop de la distance euclidienne (Borgefors 1986).

Notons que pour chaque bloc continental, la zone de point triple est incluse dans le traitement, puisqu'à l'exception de la bordure yéménite, les épaules s'incurvent pour passer d'un rift à l'autre.

b) Reconstitution cinématique

La fermeture des trois rifts (Mer Rouge, Golfe d'Aden et Rift Éthiopien) va permettre de considérer les môles topographiques restant après le traitement, au sein d'un seul et même ensemble continental. Le rapprochement des trois blocs continentaux (Nubie, Arabie et Somalie) est effectué par recherche du meilleur ajustement possible des trois entités continentales.

Les pôles et les angles de rotation donnés par la littérature (Tab. 1) posent un certain nombre de problèmes morphologiques, dans la mesure où nous avons choisi d'utiliser la ligne de côte comme limite de blocs, notre problème n'étant pas tant de reconstituer un bloc réel que d'obtenir un néo-MNT où apparaîtraient les traits morphologiques principaux. En utilisant les pôles et angles définis ci-dessus, les limites des blocs nubien et arabe au niveau de la Mer Rouge d'une part, et des blocs somalien et arabe au niveau du Golfe d'Aden d'autre part ne sont pas jointives. Par ailleurs, la zone Afar se présente comme un important hiatus. Ceci nous a amené à déterminer de nouveaux pôles de rotation (Tab. 1) en utilisant la méthode développée par Sloan & Patriat (1992), afin d'obtenir une meilleure juxtaposition des différents blocs. Les paramètres de rotation de la plaque arabique sont déterminés les premiers, ceux de la plaque somalienne le sont sur l'ensemble Nubie-Arabie après «fermeture» de la Mer Rouge.

Pour l'Arabie, on peut constater que, d'une part le pôle de rotation déterminé ici est relativement voisin de celui défini par Le Pichon & Francheteau (1978), et que d'autre part, l'angle de rotation est du même ordre de grandeur. Pour la plaque arabique, les pôles et les angles de rotation calculés pour notre reconstitution donnent une direction de mouvement N 45°E. Cette direction est comparable avec la direction N 40°E proposée par Jestin & Huchon (1992) au delà de la zone de point triple de l'Afar, et celle N 50°E avancée par Giannerini (1988) sur la base de l'analyse des dykes dans la région de Port Soudan. En revanche, pour la plaque somalienne, le pôle de rotation calculé diffère totalement de celui déterminé par Jestin & Huchon (1992). Il n'est pas compatible avec la localisation du pôle de rotation Nubie-Somalie défini par Jestin et al. (1994) dans leur étude cinématique d'ensemble. Il est évident qu'un tel pôle entraînerait une compression dans la partie sud du Rift Est Africain si l'ensemble du bloc somalien était considéré comme un unique bloc rigide. Mais en fait, rien ne prouve que l'on puisse considérer cet ensemble comme formant une entité unique. En effet, la transformante d'Assoua, structure lithosphérique majeure qui sépare les branches orientale et occidentale du Rift Est Africain, se prolonge jusqu'à la côte de l'océan indien (Mougenot et al. 1986; Chorowicz et al. 1987). Toutefois, le mouvement induit par notre pôle de rotation a une direction de N 145°E, qui reste cohéren-

Tab. 1. Angles et pôles de rotation des blocs arabe et somalien par rapport à la Nubie supposée fixe. Les angles de rotation sont donnés pour reconstruire le bloc dans sa position initiale par rapport à la position actuelle, en utilisant le sens trigonométrique (1) d'après Le Pichon & Francheteau (1978), (2) d'après Jestin & Huchon (1992).

POLES DE ROTATION issue de la littérature	Angle	Latitude	Longitude
ARABIE (1)	-7.36	32.11	22.57
SOMALIE (2)	0.779	41.1°s	5.68
POLES DE ROTATION recalculés	Angle	Latitude	Longitude
ARABIE	-6.40	34.6	18.1
SOMALIE	4.20	2.3	35.6

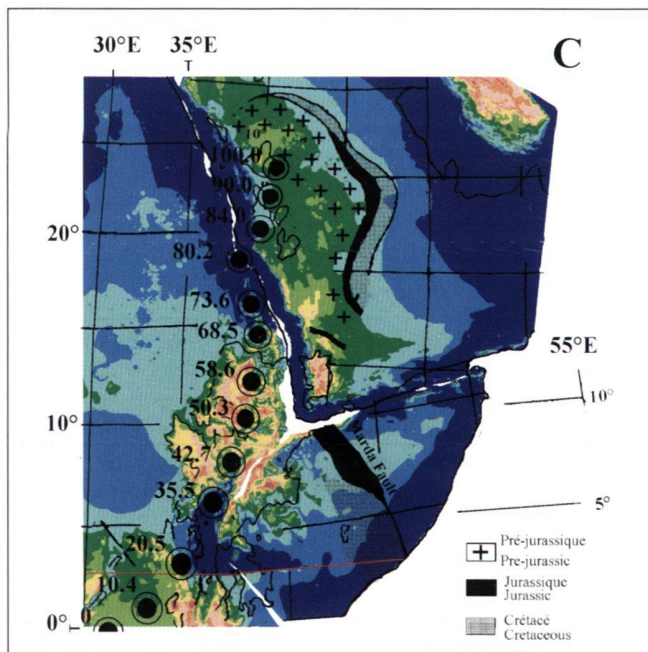
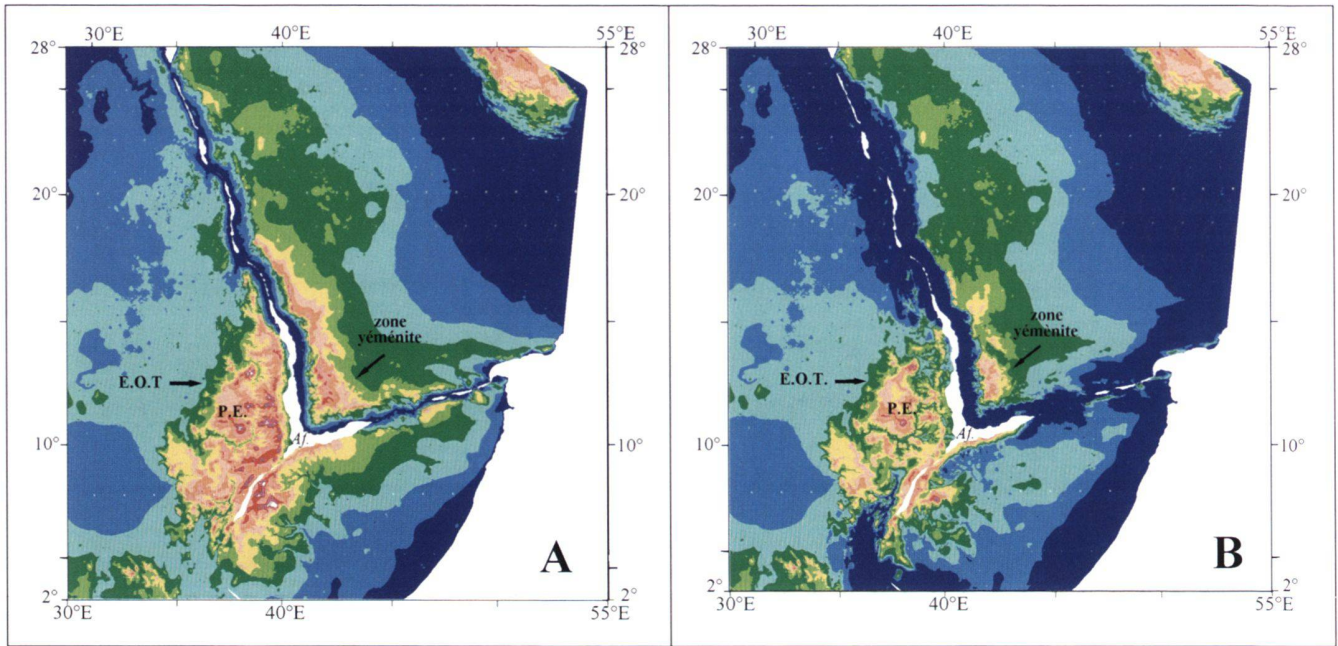
te avec la direction d'extension mise en évidence dans le rift éthiopien (Chorowicz et al. 1994; Korme et al. 1997). Dans cette reconstitution, nous ne prenons en compte qu'un bloc somalien réduit à sa partie nord. Quoiqu'il en soit, les pôles de rotations n'ont pas tant été définis dans le cadre d'une étude cinématique que pour rechercher le meilleur accollement possible des trois masses continentales d'ensemble, en vue d'une analyse de la morphologie du bloc initial.

L'ensemble des courbes de niveau et des limites de bloc est recalé dans le système de projection transverse Mercator. Dans tous les cas de reconstitutions, il s'agit du mouvement relatif de chacun des blocs par rapport à la Nubie considérée comme fixe. Les résultats obtenus sont présentés (Fig. 5) sous forme de plages d'altitude d'environ 305 m (1000 pieds).

Méthode d'analyse des résultats.

Dans un premier temps, une reconstitution de la position initiale des trois blocs a été faite avec traitement des épaules de rifts (Fig. 5b). Elle sera comparée avec une reconstitution sans traitement des épaules (Fig. 5a), pour mieux faire ressortir les variations d'altitude.

Les éventuelles anomalies sont mises en évidence de la manière suivante. Prenons l'exemple de l'Afar et du plateau éthiopien. Des coupes (Fig. 3) topographiques ont été réalisées à partir du MNT. La première coupe A-A' est tracée sur la marge sud Afar et sert ici de pente théorique de référence. La coupe B-B' est orientée respectivement est-ouest, de la dépression de l'Afar jusqu'à la plaine du Soudan. La coupe C-C', qui prend de plus en compte la marge occidentale du rift éthiopien, a une orientation nord-ouest/sud-est. Sur ces deux coupes, la «ligne noire» correspond à la ligne de pente théorique. La zone du lac Tana montre que la topographie ne correspond pas à la pente théorique d'une épaule de rift. De plus, elle a une altitude beaucoup plus haute que dans le cas d'un bombement lié au soulèvement des épaules causé par le «rifting». Dans ce cas, un abaissement des marges doit donc mettre en évidence un môle, s'il existe, dont le soulèvement ne semble pas lié à la formation des marges.



Résultats

La zone traitée est comprise entre le sud du bassin du lac Turkana (sur l'équateur) et l'extrémité sud du Sinaï (28° de latitude nord). Ceci prend en compte l'ensemble de la Mer Rouge, la totalité des marges du Golfe d'Aden et du Rift Ethio-pien. Cette zone couvre le môle éthiopien (Fig. 5a), où se situent les altitudes les plus élevées. Outre l'ensemble du plateau éthio-pien proprement dit, ce môle comprend l'extrémité sud de la

Fig. 5. Modèle numérique de terrain de la zone d'étude répartie en tranches d'altitude de 305 m. E.O.T.: Escarpement ouest Tana, Af.: Afar, PE: plateau éthiopien. a) Sans traitement des épaules, b) Avec traitement des épaules, c) Superposition de la trace de l'impact du panache (0 à 84 Ma, Bonavia et al., 1995) (Nubie fixe) avec le modèle numérique de terrain (Fig. 4b) élargi. La ligne rouge marque la limite sud de traitement «d'effacement des épaules de rift». Cette trajectoire est complétée (90 Ma et 100 Ma) en utilisant le même référentiel de rotation (Muller et al., 1993).

Fig. 5. Digital elevation model of the studied area. Contours are at 305 m intervals, E.O.T.: west Tana Escarpment, Af.: Afar, PE: Ethiopian plateau. a) without treatment to correct the rift shoulder uplift, b) with corrected rift shoulder uplift, c) Enlarged DEM (Fig. 4b) with plume tracks superposed (0 to 84 Ma, Bonavia et al. 1995) (Nubia fixed). The red line shows the southern limit of treatment correcting the rift shoulder. This trajectory is completed (90 Ma and 100 Ma) using the same pole of rotation as Muller et al. (1993).

plaque arabe et le bord occidental de la plaque somalienne, ce qui confère une forme ovale au dôme. Le MNT sans traitement des épaules présente un certain nombre de caractères dissymétriques. Les pentes yéménites et somaliennes du dôme éthiopien décroissent régulièrement. Plus la distance est éloignée du Golfe d'Aden, plus les altitudes sont basses. En revanche, la limite occidentale du dôme est marquée par une brutale rupture de pente, les altitudes passant de 2000m à environ 700 m, sur une distance de quelques kilomètres. Cette rupture de pente localise la position de l'escarpement Ouest Tana affectant les basaltes et qui sépare le plateau éthiopien des plaines du Soudan (Grabham & Black 1925; Dainelli 1943). Cette limite occidentale du dôme confère également aux épaules du rift éthiopien un aspect dissymétrique. Les pentes somaliennes décroissent régulièrement, tandis que les zones hautes sont beaucoup plus étendues sur la plaque nubienne.

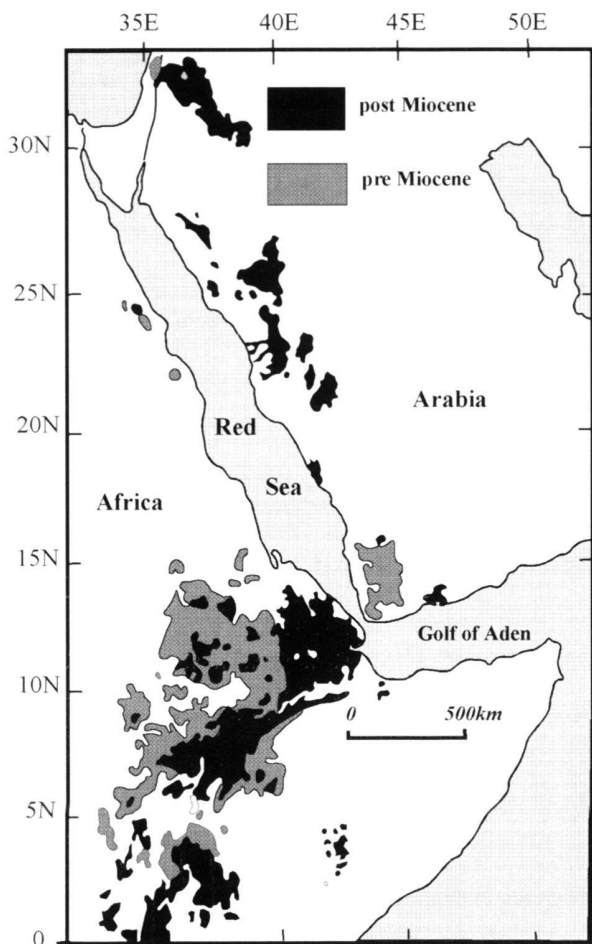


Fig. 6. Répartition du volcanisme de la zone afro-arabe, redessiné d'après Bonavia et al. 1995; Wilson & Guiraud 1998

Fig. 6. Volcanism repartition in the Afro-Arab zone, redrawn after Bonavia et al. 1995; Wilson & Guiraud 1998.

Autre élément dissymétrique déjà observable sur le MNT sans traitement (Fig. 5a) et discuté plus loin: les épaules le long du nord de la Mer Rouge. Les altitudes de l'épaule de la plaque nubienne sont relativement basses, comprises entre 450 m et 900 m (en bleu moyen et clair) avec des zones sommitales autour de 1200 m environ (vert foncé). En revanche, les altitudes de l'épaulement arabe sont largement plus hautes, dans les tranches d'altitudes 900–1500 m (verts) et systématiquement supérieures à 1000 m, avec des zones sommitales dans la tranche d'altitude 1500–1800 m (jaune). Cette dissymétrie disparaît à l'approche du point de jonction des trois plaques et n'existe pas dans le Golfe d'Aden.

Le rift du Golfe d'Aden a servi de base pour le traitement des escarpements, en raison de l'aspect symétrique de ses deux épaules, et de l'éloignement de la partie est par rapport à la zone de bombement liée au point chaud de l'Afar (Schilling et

al., 1992, Courtillot et al. 1999). La distance totale de la zone d'épaulement traitée est fixée à 400 km et ce pour les trois plaques. La distance entre la limite de bloc et le sommet de l'épaule, correspondant à l'escarpement, est fixée à 40 km pour les plaques somalienne et nubienne et à 60 km sur la plaque arabe compte tenu de l'existence de la zone côtière. Un décompte statistique effectué sur le MNT donne une altitude moyenne de 1750 m pour le sommet A de l'escarpement, de 930 m pour le point B situé sur la pente (cf. supra), et de 450 m pour le point C de limite de la déformation.

Le traitement des épaules de rift (Fig. 5b) renforce les aspects morphologiques précédemment décrits. Au point de concours des trois blocs, en Afar, le plateau éthiopien et la zone située directement au sud conservent, en dépit de l'abaissement des épaules du rift, des altitudes supérieures à 1500 m, voire même à 1800 m. Ce traitement de la marge renforce donc l'aspect élevé du plateau éthiopien. En y incluant les parties hautes du Yémen, l'ensemble de la zone de haute altitude prend la forme d'une ellipse. Le centre de cette ellipse correspond approximativement au centre du plateau éthiopien et non pas à l'Afar.

La zone du Golfe d'Aden est une zone de faible altitude sans hauteur notable. Sur la partie nord de la Mer Rouge, l'épaule nubienne est complètement effacée laissant la place à une zone de faible altitude. En revanche, le traitement n'a que très peu modifié l'épaule arabe qui présente toujours une zone d'altitude de 1000 m environ, parallèle à la « cicatrice » de la Mer Rouge. Le sud de l'épaule de la Mer Rouge après traitement montre une continuité altimétrique avec le nord, à l'exception de la zone du Yémen qui conserve des altitudes élevées.

En résumé, on observe à l'issue du traitement d'importants reliefs résiduels décrivant sur la zone continentale reconstituée un renflement important dont nous tenterons d'analyser la signification dans la partie suivante.

Interprétation et conclusion

Le renflement afro-arabe souligné par les reliefs résiduels décrits précédemment est une région de plus de 3000 km de long sur 1500 km de large, dont les pentes ne sont inclinées que de quelques degrés vers de larges bassins sédimentaires.

Au point de vue paléogéographique, l'ensemble de la zone est émergé pendant le Crétacé (Dercourt et al. 1993). La majeure partie de la future plaque arabe correspond à des bassins remplis par des sédiments fluviaux lacustres et deltaïques. Plus au nord, on passe latéralement à une plate-forme carbonatée. Au Maestrichien, le bouclier afro-arabe (Arabie et Somalie) est entièrement submergé, à l'exception d'une zone située légèrement au sud de l'équateur (cette zone se place actuellement autour de 20° de latitude nord). Cette transgression marquerait l'ouverture d'une proto Mer Rouge. Par ailleurs, Wilson & Guiraud (1998) montrent que la périphérie du bouclier afro-arabe est affectée par une puissante extension marquée par la formation de rifts, notamment au Soudan et dans la région de l'actuelle Faille du Levant. Au début du Céno-

zoïque, le bouclier afro-arabe est de nouveau émergé (Der-court et al. 1993). Cependant, la présente étude montre que l'abaissement des épaules dû au rifting laisse subsister des zones de haute altitude dont l'existence ne peut être expliquée en faisant appel à un seul point de vue paléogéographique. Notons que cette émergence serait due à un bombement daté à 55 Ma (Beyth 1991).

Depuis la fin du Crétacé, la zone d'étude est le lieu d'une activité volcanique qui s'intensifie au Paléogène (Wilson & Guiraud 1998), notamment sur le pourtour de l'actuelle dépression de l'Afar. Il est généralement admis que c'est l'activité d'un panache mantellique qui engendre les larges provinces de roches ignées cénozoïques de cette région. La zone de volcanisme lié à ce panache mantellique a un rayon d'environ 1000 km (White & McKenzie 1989). Plus précisément, le modèle proposé par Schilling et al. (1992) correspond à un panache détaché de la limite manteau-noyau sous le sud de l'Arabie et qui n'a qu'une relative influence sur le rifting (Courtilot et al. 1999). Pour ces auteurs, ce panache aurait atteint l'actuelle région de l'Afar entre 30 et 20 Ma, postérieurement au début de l'extension dans le Golfe d'Aden et la Mer Rouge vers 40 Ma.

Au Paléogène, les traces d'impacts du point chaud se situaient sous le plateau éthiopien. Les arguments tectoniques et magmatiques permettant d'établir une relation entre épanchement et remontée mantellique ont notamment été développés dans cette zone par Mohr (1967, 1975); Kazmin (1972); Zanettin et al. (1980b); Wolde (1989). Cette activité mantellique se poursuivrait à l'heure actuelle sous l'Ethiopie occidentale (White & McKenzie 1989).

Le soulèvement du sud du dôme afro-arabe semble être en relation avec l'émission des basaltes d'Ashangue (formant la base des trapps) sur le plateau éthiopien et les basaltes d'Akobo dans le sud de l'Ethiopie (Zanettin et al. 1980a; Mohr & Zanettin 1988). De plus, Chorowicz et al. (1998) ont estimé qu'une zone regroupant l'actuel plateau éthiopien et le sud-ouest du Yémen où se situent les trapps oligo-miocènes, correspondrait en fait à la trace morphotectonique de l'impact d'un panache mantellique. Cette remontée mantellique aurait même eu lieu sous cette zone bien avant l'émission des trapps (Roger et al. 1997). Les reliefs rémanents du sud du dôme afro-arabe nous semblent *a priori* correspondre à la trace morpho-topologique de l'activité d'un point chaud.

En Arabie, le volcanisme qui serait lié à l'influence du panache mantellique, est postérieur à 30 Ma (in: Wilson & Guiraud 1998). Pour expliquer le développement de ces formations volcaniques, Camp & Roobol (1992) avancent l'hypothèse de l'existence soit d'un panache mantellique situé sous l'Arabie occidentale, soit d'un lobe asthénosphérique qui serait issu du panache mantellique éthiopien et qui provoquerait en outre le bombement afro-arabe (Fig. 2).

A l'exception de la zone de point triple où la déformation initiale est de forme triangulaire (Justin & Huchon 1992), on estime généralement que la dissymétrie du rift de la Mer Rouge est liée à une cinématique d'ouverture (Buck et al.

1988; Dixon et al. 1989; Bohannon & Eittreim 1991; Makris & Rihm 1991; Menzies et al. 1992) suivant un modèle de cisaillement simple (Wernicke 1985). La dissymétrie altimétrique actuellement observable sur les deux épaules du rift pourrait selon ce modèle résulter du style tectonique d'ouverture de la Mer Rouge. Mais cette déformation pourrait également être associée à une importante remontée mantellique sous la plaque arabe (Buck et al. 1988; Dixon et al. 1989; Makris & Rihm 1991).

En se basant sur une compilation des données géologiques concernant la zone et reprenant notamment les travaux de Pallister (1987), de Bohannon et al. (1989) et de Camp et Roobol (1989 & 1992), Bonavia et al. (1995) mettent en relation l'ensemble des émissions volcaniques (Fig. 6) et l'activité d'un point chaud issu de la limite noyau-manteau; ils proposent la reconstitution d'une trajectoire des traces d'impacts depuis 84 Ma qui passe par le plateau éthiopien à l'Eocène. Notons de plus que cette trajectoire pourrait peut-être se poursuivre plus au Nord. En effet, Wilson & Guiraud (1998) envisagent l'existence, au début du Crétacé, d'un panache mantellique dans la région des Palmyrides en relation avec des formations basaltiques situées dans le secteur de la Faille du Levant.

Dans cette étude, sans tenir compte de cette dernière hypothèse, la trajectoire de ces impacts complétée vers le nord à partir du même référentiel du pôle de rotation (Muller et al. 1993), a été superposée aux zones traitées après fermeture des zones de rift (Fig. 5c). On constate que cette trajectoire passe par les zones d'altitudes les plus élevées et marque, sur l'Arabie, le centre d'un bombement mis en évidence par la courbure que dessine la limite des différentes unités lithologiques jusqu'au Crétacé. L'absence dans cette zone, de volcanisme antérieur au rifting (fig.6), a été interprété par Bonavia et al. (1995) comme résultant de changements dans l'intensité du magmatisme infra-plaque. En effet, le magmatisme infra-plaque est un processus associé au rifting continental, à la subduction et au magmatisme de point chaud. Dans ce processus modélisé par Fyfe (1992), la nature hydratée ou anhydre de la croûte est considérée comme l'une des composantes contrôlant le magmatisme. Avant le Maestrichtien, la trajectoire nord-sud des traces de ce point chaud sont situées sur la rive arabe de la future Mer Rouge; à la fin du Crétacé, elle s'observe sur la rive nubienne. Le report de ces traces sur la reconstitution du bombement afro-arabe avant ouverture et abaissement des épaules (Fig. 5c), peut constituer un argument pour mettre en évidence l'influence régionale de ce point chaud et partant expliquer la dissymétrie actuellement observée dans la zone d'étude.

Dans cet esprit, nous avons cherché à quantifier, à partir des MNT, les modifications hypsométriques liées au rifting. Cette approche ouvre de nouvelles perspectives dans l'analyse des déformations engendrées par les phénomènes tectoniques. Dans le cas présent, les traitements mis au point permettent d'avancer que la structuration du dôme afro-arabe puisse avoir deux causes génétiques différentes : l'impact d'un point chaud depuis le Crétacé supérieur et l'ouverture de la Mer Rouge, du Golfe d'Aden et du Rift Ethiope depuis l'Oligocène.

En effet, l'abaissement des épaules du rift et le regroupement en un seul ensemble des plaques nubienne, arabe et somalienne, fait ressortir l'existence d'anomalies topographiques résiduelles qui semblent bien être le résultat de l'activité d'un point chaud.

BIBLIOGRAPHIE

- ARMIGO R., MEYER B., KING G.C.P., RIGO A. & PAPANASTASSIOU D. 1996: Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.* 126, 11–53.
- BEYTH M. 1991: "Smooth and rough" propagation of spreading Southern Red Sea – Afar depression. *Journal of African Earth Sciences* 13, 2, 157–171.
- BOHANNON R.G. 1986: How much divergence has occurred between Africa and Arabia as a result of the opening of the Red Sea? *Geology*, 14, 510–513.
- & EITREIM S.L., 1991: Tectonic development of passive continental margins of southern and central Red Sea with comparison with the Wilkes land, Antarctica. *Tectonophysics* 198, 129–154.
- BOHANNON, R. G., C. W. NAESSER, D. L. SCHMIDT & R. A. ZIMMERMAN, 1989: The timing of uplift, volcanism and rifting peripheral to the Red Sea: A case for passive rifting?, *J. geophys. Res.*, 94, 1683–1701.
- BONAVIA F., CHOROWICZ J. & COLLET B., 1995: Have wet and dry precambrian crust largely governed cenozoic intraplate magmatism from Arabia to East Africa?. *Geophys. Res. Letters* 22, 17, 2337–2340
- BORGEFORS G. 1986: Distance transformations in digital images. *Comp. Grap. Im. Proc.*, 34, 344–371.
- BUCK W. R., MARTINEZ F., STECKLER M. S. & COCHRAN J.R. 1988: Thermal consequences of lithospheric extension: Pure and simple. *Tectonics*, 7, 213–234.
- CAMP V. E., & M. J. ROOBOL 1989: The Arabian continental alkali basalt province: Part I. Evolution of Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110, 71–95.
- & ROOBOL M.J. 1992: Upwelling asthenosphere beneath western Arabia and its regional implications, *J. geophys. Res.*, 97, 15255–15271.
- CHOROWICZ J., LE FOURNIER J. & VIDAL G. 1987: Model of the rift development in Eastern Africa. *Geological Journal*, 22, Thematic Issue, "African Geology Reviews", P. BOWDEN & J. KINNAIRDS (eds), 495–513.
- CHOROWICZ J., COLLET B., BONAVIA F. & TESFAYE K. 1994: Northwest to north-northwest extension direction of the Ethiopian Rift deduced from the orientation of extension structures and fault-slip analysis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 1560–1570.
- CHOROWICZ J., COLLET B., BONAVIA F., MOHR P., PARROT J.-F. & KORME T. 1998: The Tana basin, Ethiopia: intra-plateau uplift, rifting and subsidence. *Tectonophysics*, 295, 351–367.
- CHUBERT G. & FAURE MURET A. 1985: Carte géologique internationale de l'Afrique. *International Geological Map of Africa. Feuille/sheet 3, 1/5,000,000. CCGM et UNESCO.*
- COCHRAN J.R. 1982: The magnetic quiet zone in the eastern Gulf of Aden: implications for the early development of the continental margin. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 68, 171–201.
- COURTILLOT V., JAUPART C., MANIGHETTI I., TAPPONNIER P. & BESSE J. 1999: On causal links between flood basalts and continental beakup. *E.P.S.L.*, 166, 177–195.
- CRABTREE S.J. JR, YUAN L.-P. & EHRLICH R. 1991: A fast and accurate Erosion-Dilation method suitable for microcomputers, *CVGIP: Graphics Models and Image Processing* 53, 3, 283–290.
- DAINELLI G., 1943: *Geologia dell'Africa Orientale* (3 vols. text, 1 vol. maps). R. Accad. Ital., Roma.
- DEFENSE MAPPING AGENCY, USA. 1991: *Digital Chart of the World.*
- DERCOURT J., RICOU L.E. & VRIELICK B. (eds.) 1993: *Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps of Tethys*, 22 Fig., 307 P.
- DIXON T.H., IVINS E. R. & FRANKLIN B.J. 1989: Topographic and volcanic asymmetry around the Red Sea: constraints of rift models. *Tectonics* 8, 6 1193–1216.
- EILIS M.A. & KING G.C.P. 1991: Structural control of flank volcanism in continental rifts. *Science* 254, 839–842.
- FAIRHEAD J.D. 1986: Geophysical controls on sedimentation within the African Rift System. Frostich L.E. (eds), *Sedimentation in the African Rifts*. *Geophys. Soc. spec. Publ.* 23, 19–27.
- FYFE W.S. 1992: Magma underplating of continental crust. *J. Volcanol. and Geother. Res.*, 50, 33–40.
- GRABHAM G.W. & BLACK R. P. 1925: *Report of the Mission to Lake Tana 1920–21*, Government Press, *Cairo*.
- GIANNERINI G. 1988: Propagation des phénomènes tectoniques et magmatiques intraplaques liée aux zones de rifting : exemple de la plaque arabe. Thèse Univ. Nice (France), 279 p.
- JESTIN F. & HUCHON P. 1992: jonction triple Afrique – Arabie – Somalie. *Bull. Soc. geol. France* 163, 2 122–132.
- HUCHON P. & GAULIER J. M. 1994: The Somalia plate and East African Rift System: present-day kinematics. *Géophys. J. Int.* 116, 637–654.
- KAZMIN V. (compiler) 1972: *Geological map of Ethiopia 1:2,000,000*, Ethiopia Geol. Survey – Ministry of Mines, Addis Ababa.
- KING G.C.P., STEIN R.S. & RUNDLE J.B. 1988: The growth of geological structures repeated earthquakes. I. Conceptual framework. *J. geophys. Res* 93, 13, 307–13 318.
- KORME T., CHOROWICZ J., COLLET B. & BONAVIA F. 1997: Volcanic vents rooted on extension fractures and their geodynamic implications in the Ethiopian Rift. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 271, 263–283.
- LE PICHON X. & FRANCHETEAU J. 1978: A plate-tectonic analysis of the Red Sea-Gulf of Aden area. *Tectonophysics*, 46, 369–406.
- & GAULIER J.M. 1988: The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics*, 46, 369–406.
- MAKRIS J. & GINZBURG A. 1987: The Afar Depression: transition between continental rifting and Sea-floor spreading. *Tectonophysics* 141, 199–214.
- & RIHM R. 1991: Shear-controlled evolution of the Red Sea: Pull apart model. *Tectonophysics* 198, 441–467.
- McHARGUE T.R., HEIDRICK T.L. & LIVINGSTON J.E. 1992: Tectonostratigraphic development of the Interior Sudan rifts, Central Africa. *Tectonophysics* 213, 153–168.
- MENZIES M.A., BAKER J., BOSENCE D., DART C., DAVISON I., HURFORD A., AL'KADASI M., MCCLAY K., NICHOLS G., AL'SUBBARY A. & YELLAND A. 1992: In: The timing of magmatism, up-lift and crustal extension: preliminary observations from Yemen. Ed. by Storey B.C., Alabaster T. & Pankhurst R.J. (eds), "Magmatism and causes of continental break-up". *Geol. Soc. of London Spec. Pub.* 68, 293–304.
- MOHR P. 1967: Review of the geology of the Simien Mountains. *Bull. Geophys. Observ. Addis Ababa*, 10, 79–93.
- 1975. Structural elements of the Afar margins: data from ERTS-1 imagery. *Bull. Geophys. Observ. Addis Ababa*, 15, 83–89.
- & ZANETTIN B. 1988: The Ethiopian flood basalt province, in *Continental flood basalts* (Ed by J. D. Macdougall, Kluwer Academic Publishers), 63–110.
- MOUGENOT D., RECO M., VIRLOGEUX P. & LEPVRIER C. 1986: Seaward extension of the East African Rift. *Nature* 321, 599–603.
- MULLER R.D., ROYER J.Y. & LAWVER L.A. 1993: Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian tracks, *Geology* 21, 275–278.
- PALLISTER, J. S. 1987: Magmatic history of Red Sea rifting: Perspective from the central Saudi Arabia coastal plain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 400–417.
- PRESS W.H., TEUKOLSKY S.A., VETTERLING W.T. & FLANNERY B.P. 1992: *Numerical recipes in C*. Cambridge University Press, 994 p.
- ROGER S., PIK R., DAUTRIA J.-M., COULON C., YIRGU G., AYALEW D. & LEGRAS P. 1997: Rifting actif ou passif en Ethiopie ? éléments de réponse apportés par l'étude des xénolites péridotitiques de la région du lac Tana. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324 (IIa): 1009–1016.
- SCHILLING J.G., KINSLEY R.H., HANAN B.B. & MCCULLY B.L. 1992: Nd–Sr–Pb Isotopic variations along the Gulf of Aden: Evidence for Afar mantle panache mantellique-continental lithosphere interaction. *J. geophys. Res.* 97, 10927–10966.
- SCHWEIZER P. 1987: *Infographie Vol I & II*, Ed Presses Polytechniques romandes.

- SLOAN H. & PATRIAT P. 1992: Kinematics of the North American-African plate boundary between 28° and 29° during the last 10 MA: evolution of the axial geometry and spreading rate and direction. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 113, 323–341.
- STEIN R.S., KINGAND G.C.P & RUNDLE J.B. 1988: The growth of geological structures by repeated earthquakes. 2. Field examples of continental dip-slip faults. *J. geophys. Res.*, 95, 13319–13331.
- TAUD H., PARROT J.-F. & ALVAREZ R. 1999: DEM generation by contour line dilation. *Computers & Geosciences*, 25, 7, 775–783.
- WERNICKE B. 1985: Uniform sense normal simple shear of continental lithosphere. *Can. J. Sci.*, 22, 108–125.
- WILSON M. & GUIRAUD R. 1998: Late Permian to Recent magmatic activity on African-Arabian margin of Tethys. In: *Petroleum Geology of North Africa*. MCGREGOR D.S., MOODY R.T.J. & CLARK-LOWES D.D. (Eds), Geol. Soc., London, Spec. Pub., 132, 231–263.
- WHITE, R.S. & MCKENZIE D.P. 1989: Magmatism of rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. geophys. Res.*, 94, 7685–7729.
- WOLDE B. 1989: Cenozoic volcanism and rift development in Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 8, 1, 99–105.
- ZANETTIN B., JUSTIN-VISENTIN E., NICOLETTI M. & PICCIRILLO E.M. 1980a: Correlation among Ethiopian volcanic formation with special reference to the chronological and stratigraphical problem of the "trapp series". In: *Geodynamic evolution of Afro-Arabian rift system.. Attei dei Convegna Lincei, Roma*; 47, 231–252.
- JUSTIN-VISENTIN E., NICOLETTI M. & PICCIRILLO E.M. 1980b: Migration of the Ethiopian rift in the course of the tertiary evolution of the afro-arabian rift system. *Accad. Naz. di Lincei Roma*, 47, 253– 265.

Manuscrit reçu le 9 juin 1998
Révision acceptée le 9 août 1999